

LA DINAMICA DELLA DENSITÀ DI UNA COLTRE NIVALE STAGIONALE

**Francesco Avanzi,
Carlo De Michele,
Antonio Ghezzi
e Cristina Jommi**
Politecnico di Milano

Una coltre nivale è una complessa miscela multifase caratterizzata da proprietà meccaniche e idrauliche fortemente variabili con l'età del manto. La massa totale contenuta all'interno della coltre, misurata come equivalente idrico nivale, rappresenta un serbatoio di acqua disponibile per il deflusso primaverile dei corsi d'acqua e quindi per l'uso civile e industriale. È noto come la dinamica di tali manti sia fortemente esposta alle forzanti termiche e alle loro variazioni in futuro. Ne deriva che la modellazione delle dinamiche di massa di una coltre nivale sia un'informazione molto importante per numerose applicazioni idrologiche, economiche e di pianificazione del territorio. L'equivalente idrico può essere valutato mediante una stima della densità del manto e dell'altezza della coltre, modellandone quindi i processi nel tempo. La stima della densità è però spesso affidata a regressioni empiriche, anche a causa del suo comportamento fortemente non lineare dovuto all'alternanza di condizioni secche e umide del manto. Vengono qui proposti uno studio delle dinamiche stagionali della densità del manto nevoso, e in secondo luogo un modello per la dinamica della densità del manto, che permetta, contestualmente alla modellazione dell'altezza della coltre, di valutarne il contenuto in massa. Il manto viene assimilato ad un semplice sistema bifase: un costituente solido che definisca la struttura di grani, e un costituente per l'acqua interstiziale. Il modello descrive la dinamica di tre variabili di stato: l'altezza e la densità secca della struttura di ghiaccio e l'altezza di acqua liquida. Esso è stato calibrato e testato utilizzando dati orari di una rete di misure di altezza del manto e di densità presente nell'Ovest degli Stati Uniti, la rete SNOTEL.



INTRODUZIONE

Circa un sesto della popolazione mondiale dipende in termini di risorsa idrica dalla fusione delle coltri nivali (Barnett et al., 2005). Come esempio, basti citare il caso dell'Ovest degli Stati Uniti, dove circa il 50% - 70% della risorsa idrica utilizzata a scopi civili deriva dalla fusione dello snowpack. La dinamica di questa risorsa è però influenzata dalle variazioni delle condizioni climatiche a medio e lungo termine (Hamlet et al., 2005, Mote et al., 2003). In particolare, dati idrometeorologici riferiti al periodo 1950 - 1999 mostrano una generale riduzione dell'entità delle coltri stagionali in diversi bacini degli Stati Uniti (Mote et al., 2003), mentre dati analoghi rilevati nelle Alpi svizzere (Latenser et al., 2003) evidenziano una generale riduzione degli accumuli dal 1980 in poi. E' quindi evidente come la descrizione delle dinamiche di massa delle coltri sia un'informazione necessaria per una corretta pianificazione del territorio e per una gestione sostenibile delle risorse naturali. Tale descrizione infatti può fornire uno strumento di previsione delle disponibilità nel tempo di questa risorsa, e quindi assistere nella previsione di eventuali carenze future.

Ad oggi, sono disponibili molti modelli che possano rispondere a questa esigenza. Tra questi, è qui possibile citare i modelli proposti da Anderson (1976), Morris (1983), da Kelly et al. (1986), da Jordan (1991), da Horne et al. (1997), da Kongoli et al. (2000), da Bartelt e Lehning (2002), da Ohara et al. (2006) o da Zhang et al. (2008). Essi si differenziano in base al grado di dettagli fornito (sia in termini di ricostruzione dei diversi processi che caratterizzano l'evoluzione del manto, sia in termini di risoluzione verticale del dominio), in base alla loro complessità (per esempio, a modelli che ricostruiscono in maniera rigorosa i bilanci di massa, energia e quantità di moto si contrappongono modelli più semplici, che ricostruiscono i processi in maniera concettuale) e in base alla risoluzione spaziale fornita (modelli alla scala locale o di tipo areale).

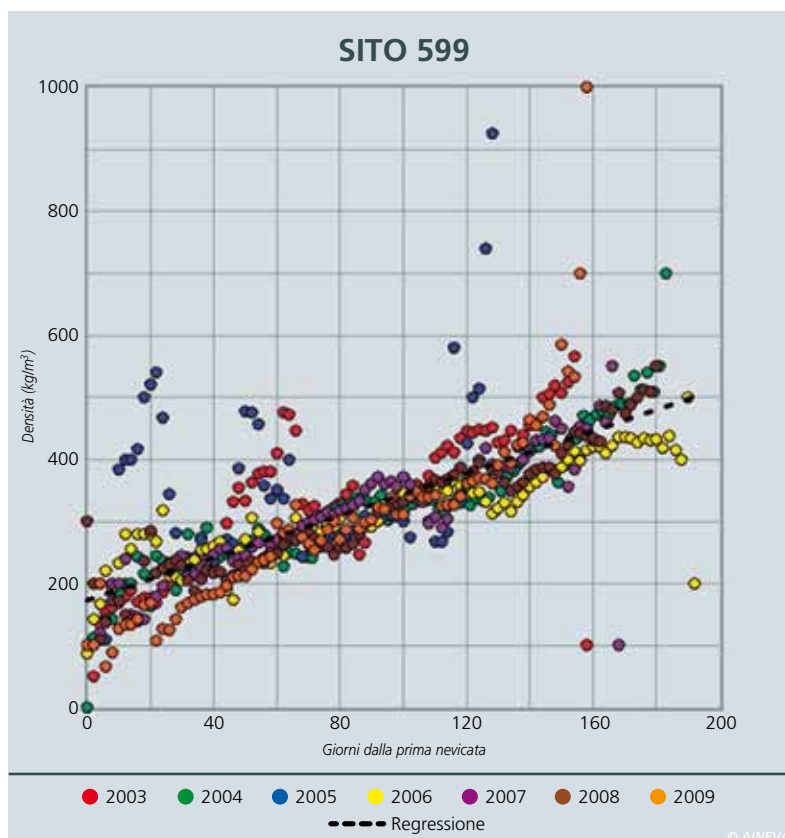
Purtroppo, una delle limitazioni maggiori all'utilizzo di questi modelli è la scarsità di dati di input disponibili. Infatti, un set di dati di input necessario per un modello di dinamica nivale di tipo complesso è composto da tassi di precipitazione, temperatura dell'aria, umidità, direzione e velocità del vento e radiazione solare

(Lehning et al. 2002). Inoltre, anche i dati di massa totale di una coltre, nella forma di equivalente idrico nivale (o Snow Water Equivalent, SWE), impiegati nei modelli più semplici, sono molto più rari rispetto, per esempio, ai dati di altezza del manto (Mizukami e Perica 2008), che da soli non sono sufficienti a caratterizzare il contenuto in massa di una coltre. Una valida alternativa, che permetta di supplire alla scarsità di dati, potrebbe essere quella di descrivere la dinamica della massa di una coltre mediante la simulazione della densità complessiva del manto e della sua altezza. Esistono diversi esempi di modelli che abbiano analizzato il comportamento dinamico della densità. Tuttavia, in molti casi la sua previsione è stata affidata a correlazioni di tipo empirico che legghino il suo valore all'età del manto, oppure alla velocità del vento od alla temperatura dell'aria (per esempio, Meløysund et al., 2007), con valori di R^2 prossimi a 0.70, oppure a formulazioni che valutino la dinamica della densità della neve esclusivamente come funzione di forzanti meccaniche quali la compattazione o il metamorfismo. Gli obiettivi di questo lavoro sono quindi quelli di analizzare la dinamica della densità del manto nevoso lungo la sua stagione di esistenza, mediante l'utilizzo di dati sperimentali, e di definire un modello dinamico per la densità totale della coltre e per la sua altezza, che permetta di valutare come grandezza derivata l'equivalente idrico nivale, sia in condizioni secche, sia in condizioni umide. Tale modello deve richiedere una ridotta parametrizzazione, semplicità computazionale, e un ridotto set di variabili di input, al fine di poter essere impiegato con semplicità anche in condizioni di scarsa strumentazione disponibile. Esso è stato testato utilizzando dati di due stazioni nivometriche statunitensi appartenenti alla rete SNOTEL.

LA RETE SNOTEL

I dati utilizzati nel presente lavoro provengono da diverse stazioni di una rete che copre tutto l'Ovest degli Stati Uniti e l'Alaska, la rete SNOTEL (SNOWpack TELE-

Fig. 1 - Misure di densità complessiva nel sito 599 della rete SNOTEL (Lost Horse, Washington, 1560 m) per diversi anni idrologici, ed esempio di regressione lineare pluriennale.



metry). In ciascuna delle oltre 700 stazioni della rete vengono misurati in maniera automatica l'altezza del manto, mediante l'impiego di un nivometro ad ultrasuoni, la temperatura dell'aria, la precipitazione, sia solida che liquida, cumulata sull'anno idrologico (a partire cioè dal primo di Ottobre), e l'equivalente idrico nivale. Tale variabile viene misurata mediante uno snow pillow (Valgoi 2011), uno strumento che misura il peso totale della coltre depositatasi sopra una piastra installata sulla superficie del sito, e ne ottiene la massa equivalente in acqua dividendo per il peso specifico dell'acqua. Il dato misurato è disponibile sia ad una scansione oraria, sia ad una scansione giornaliera. La risoluzione del dato è di 0.1 pollici (2.54 mm) per l'equivalente idrico e per la precipitazione, di 1 pollice (2.54 cm) per l'altezza del manto, e di 0.1 °C per la temperatura dell'aria.

Le misure sono completamente automatiche e disponibili quasi in tempo reale grazie all'impiego di una tecnologia di comunicazione via radio tra le stazioni e alcuni centri di gestione del dato. In questi centri viene inoltre effettuato un controllo semiautomatico della qualità del dato giornaliero di SWE e di precipitazione, mentre il controllo sul dato di temperatura e di altezza di neve risulta più sporadico e irregolare. Il dato orario, tranne rari casi, non è soggetto invece ad alcun controllo di qualità (comunicazioni personale di tecnici SNOTEL, 2011).

LA DINAMICA DELLA DENSITÀ

Le coltri nivali sono sistemi multifase, caratterizzati dalla compresenza di ghiaccio, di aria e di acqua liquida. Quest'ultima è presente soprattutto nella stagione di fusione del manto, in primavera. Essa tende a saturare i pori che i cristalli di ghiaccio, organizzati secondo una struttura a cavità, lasciano tra di loro. La densità totale della coltre, detta anche densità apparente, misura la massa totale (somma delle masse delle singole fasi) nell'unità di volume. La sua evoluzione nel tempo è dovuta sia a fenomeni meccanici (com-

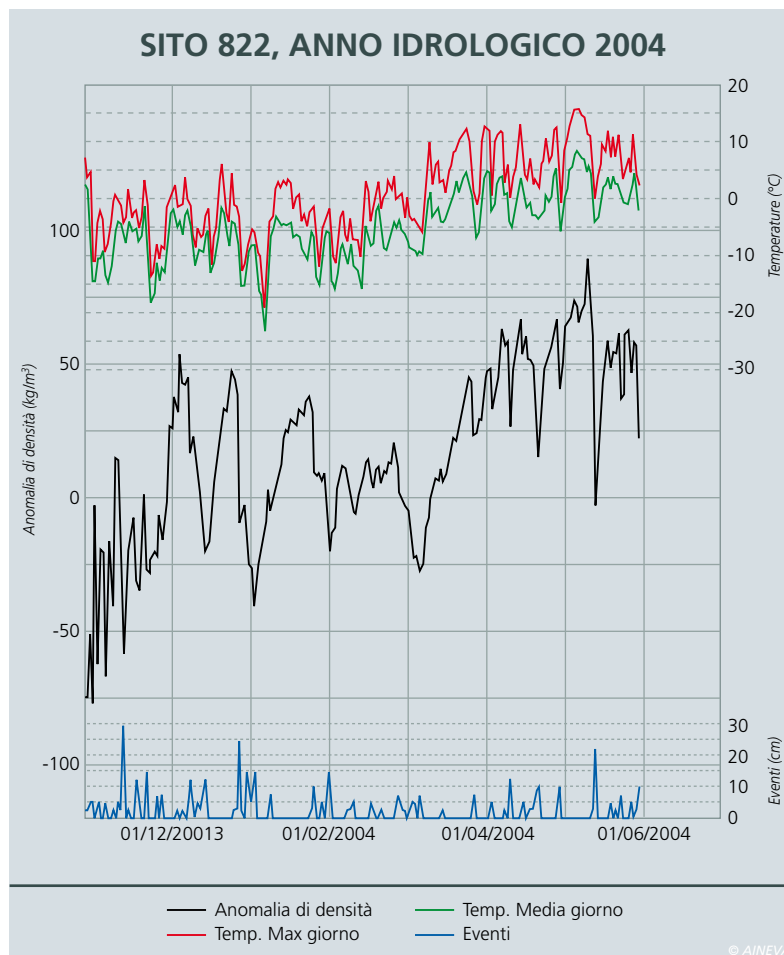


Fig. 2 - Anomalia di densità, intesa come differenza tra dato misurato e modello lineare, per l'anno idrologico 2004 al sito 822 (Togwotee Pass, Wyoming, 2920 m). Vengono anche riportati i dati misurati di temperatura massima e media giornaliera e gli eventi nevosi.

pattazione, metamorfismi) sia idraulici (saturazione dei pori, fusione, precipitazioni liquide etc. etc.), come evidenziato da DeWalle e Rango, (2008). Il risultato è una dinamica non lineare e di non facile ricostruzione. Una coltre nivale presenta inoltre una struttura stratificata ed eterogenea, cosicché le densità misurate a livello locale siano molto variabili (Roch, 1980). Solo durante la fase di fusione le densità locali tendono ad omogeneizzarsi (come già sottolineato da Clyde, 1929).

La misura della densità a livello locale può essere eseguita mediante carotaggi. Seppur molto preciso, questo metodo necessita dell'accesso diretto al punto di misura. Inoltre, esso perturba il sistema le cui caratteristiche devono essere misurate. Per ovviare a questi inconvenienti, la densità della coltre può essere anche ottenuta per via indiretta da misure in sito di altezza di neve e di equivalente idrico nivale. A partire da queste misure, tale quantità risulta pari a [Equazione 1] dove ρ_w è la densità dell'acqua (pari a 1000 kg/m³) e H è l'altezza del manto, in

metri. ρ coincide con la densità totale o apparente citata in precedenza. Si tratta quindi di un dato medio sulla coltre, che è comunque sufficiente per gli obiettivi del nostro lavoro.

L'evoluzione stagionale della densità

Per descrivere le caratteristiche evolutive di questa variabile lungo l'arco della stagione, sono stati considerati dati a risoluzione giornaliera di altezza di neve e di equivalente idrico nivale misurati in alcune stazioni della rete SNOTEL. E' stato ricavato quindi, giorno per giorno, un valore di densità media del manto. Infine, si è ricercata una regressione lineare (in funzione del giorno, su diversi anni) dei dati di densità per ogni stazione, ottenendo i risultati riportati in tabella di Fig. 6. Gli anni utilizzati per le regressioni presentano qualità del dato particolarmente alta, in termini sia di scarsità di misure mancanti, sia di assenza di cicli di fusione completi all'interno della stagione invernale. Si riporta in Fig. 1 un esempio grafico di queste analisi.

Il risultato è abbastanza soddisfacente in termini di R^2 . È possibile osservare che le misure sulla stessa stazione non mostrano una grande variabilità nella fase centrale della stagione. Queste osservazioni forniscono un riscontro sperimentale alle relazioni empiriche disponibili in letteratura, e quindi alla definizione di un tasso di compattazione funzione dell'età del manto. Il modello lineare mostra tuttavia grosse difficoltà di previsione soprattutto all'inizio e alla fine del periodo di esistenza del manto stagionale, e talvolta anche nel corso della stagione. Osservando (Fig.2) un esempio di correlazione qualitativa tra l'errore compiuto dal modello lineare (sotto forma della differenza tra valore misurato e predetto, o anomalia) e i dati di temperatura media e massima giornaliera e di precipitazione solida (ricavati mediante differenze giornaliere del dato di altezza di neve), è possibile concludere che: 1) periodi di anomalie positive (in cui cioè il dato misurato è maggiore rispetto a quello predetto) sembrano corrispondere a periodi di temperature massime e medie positive; 2) anomalie negative (o, in generale, brusche riduzioni del valore di densità media misurato) sembrano corrispondere a

periodi di intense precipitazioni solide; 3) poiché tali precipitazioni sono solitamente caratterizzate da temperature dell'aria negative, è inoltre possibile supporre che le curve delle temperature (media e massima) e quella delle anomalie siano in fase. Da tale analisi preliminare emerge quindi come un modello lineare risulti troppo semplice per descrivere la dinamica della densità complessiva. Tuttavia, l'analisi mostra anche come sia possibile porre in relazione gli scostamenti della variabile dal modello lineare e alcune semplici variabili meteorologiche come le precipitazioni solide e la temperatura dell'aria.

La relazione densità – sforzo verticale

Al fine di caratterizzare meglio l'effetto combinato delle forzanti meccaniche ed idrauliche sul sistema, è possibile condurre una seconda analisi valutando, per le stesse serie citate in precedenza, l'attendibilità di una eventuale correlazione tra la densità totale e lo sforzo verticale medio della coltre [Equazione 2] determinabile imponendo un profilo lineare degli sforzi verticali. Si riporta in Fig. 3 un esempio di questa analisi.

La relazione risulta ben ripetibile durante la fase di accumulo (le misure sperimentali si sovrappongono). In questa fase lo sforzo verticale medio cresce, e con esso, a causa della riduzione dei volumi dei vuoti, anche la densità complessiva. Nella fase di fusione del manto (rappresentato dai punti a densità molto elevata), invece, la relazione non risulta più rispettata né ripetibile. I valori misurati sembrano al contrario porsi in maniera quasi casuale. Ciò è spiegabile osservando che dal punto di vista idraulico ad una fase pressoché secca si sostituisce una fase umida in cui il manto tende via via a ridurre la frazione ghiacciata in favore di quella liquida. Di conseguenza, la densità complessiva tende a passare da valori tipici di una struttura porosa a valori prossimi a quelli dell'acqua liquida.

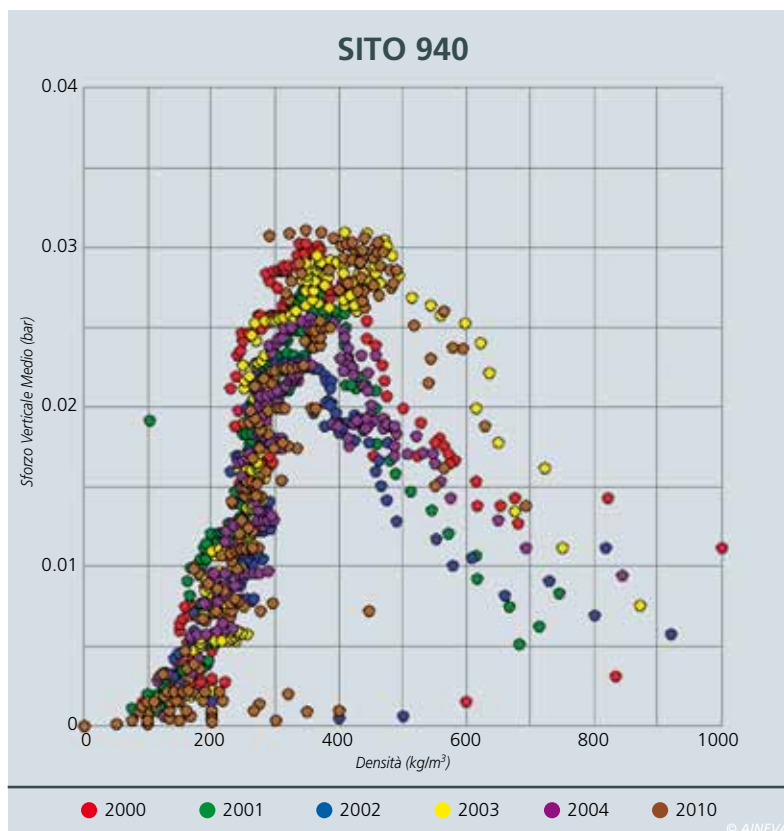
Ne consegue che per modellare correttamente la dinamica della densità media di una coltre lungo tutta la stagione di esistenza, è necessario da una parte descrivere la dinamica delle due fasi prevalenti nella miscela (ghiaccio e acqua liquida), e dall'altra definire opportune variabili di densità in grado di modellare sia i fenomeni di natura meccanica, che hanno un effetto prevalente sullo scheletro solido di ghiaccio, sia quelli idraulici, che hanno viceversa un effetto sulla saturazione dei pori, e quindi sulla densità complessiva della miscela.

UN MODELLO DI DINAMICA DELLE COLTRI

Definizioni Generali

Alla luce dei risultati esposti nei paragrafi precedenti si definisce un modello a passo orario in cui la coltre nivale venga considerata come una struttura porosa omogenea di grani di ghiaccio. In questo modo si individuano nel sistema due fasi: una fase secca, che includa i grani e i pori, e una fase umida, che includa l'acqua liquida eventualmente presente nei vuoti interstiziali della struttura dei cristalli. Si definiscono quindi il volume della struttura porosa $V_S = Ah_S$ (con A costante e pari ad 1 m^2) e il volume di acqua

Fig. 3 - Esempio di correlazione grafica sforzo medio verticale - densità complessiva misurata nel sito 940 (Lost Dog, Colorado, 2840 m) della rete SNOTEL.



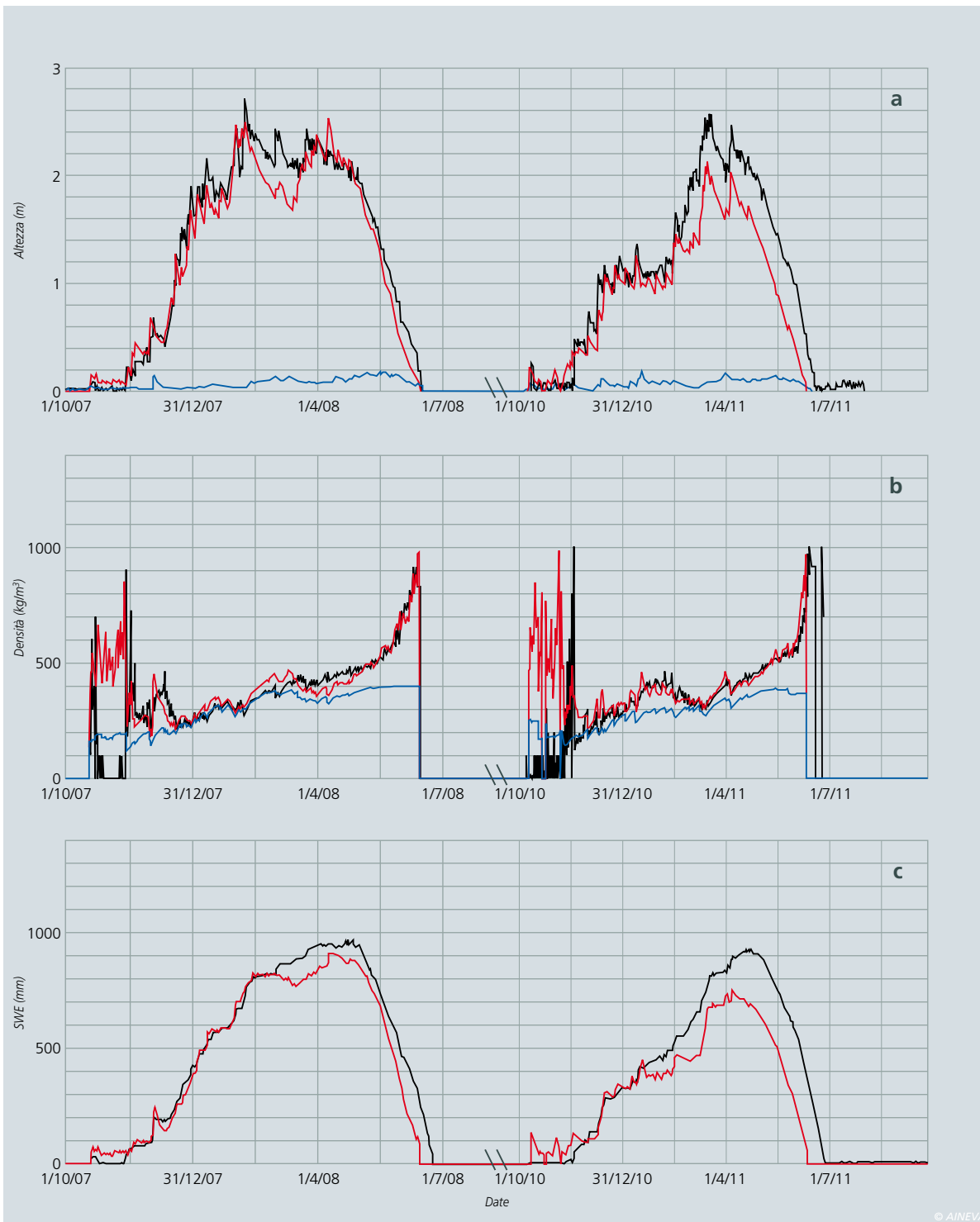


Fig. 4 - Confronto tra dati misurati (in nero) e modellati (in rosso) per la stazione S1. In particolare, nel pannello a) vengono riportati i dati misurati di altezza del manto e i dati modellati di altezza complessiva e di altezza d'acqua (in blu). Nel pannello b) vengono riportati i dati misurati di densità del manto e i dati modellati di densità media e di densità secca (in blu), mentre nel pannello c) vengono riportati i risultati misurati e modellati in termini di equivalente idrico.

liquida $V_w = Ah_w$. Fino a saturazione, la massa liquida è sempre contenuta all'interno dei pori della struttura, cosicché h_s definisce l'altezza del volume complessivo in analisi. Durante il processo di fusione invece, l'acqua liquida tende a sovrasaturare la struttura di ghiaccio in fase di distruzione e a presentarsi quindi anche come fase libera, esposta all'evaporazione e al ruscellamento diretto. Di conseguenza, viene introdotto un volume di controllo schematizzato come $V = Ah$

che rappresenti, ad ogni tempo, il volume complessivo del sistema (coincidente con l'altezza misurata dal nivometro ad ultrasuoni). Definendo la densità secca della struttura di ghiaccio ρ_D come il rapporto tra la massa di ghiaccio (M_D) e il volume della struttura, [Equazione 3], è possibile valutare la porosità della coltre (n) come il rapporto tra il volume occupato dai vuoti e V_s . Di conseguenza, [Equazione 4], dove il termine compreso tra $\langle \rangle$ (parentesi di Macaulay) è presente solo se positivo,

mentre la densità complessiva ρ è definita come:

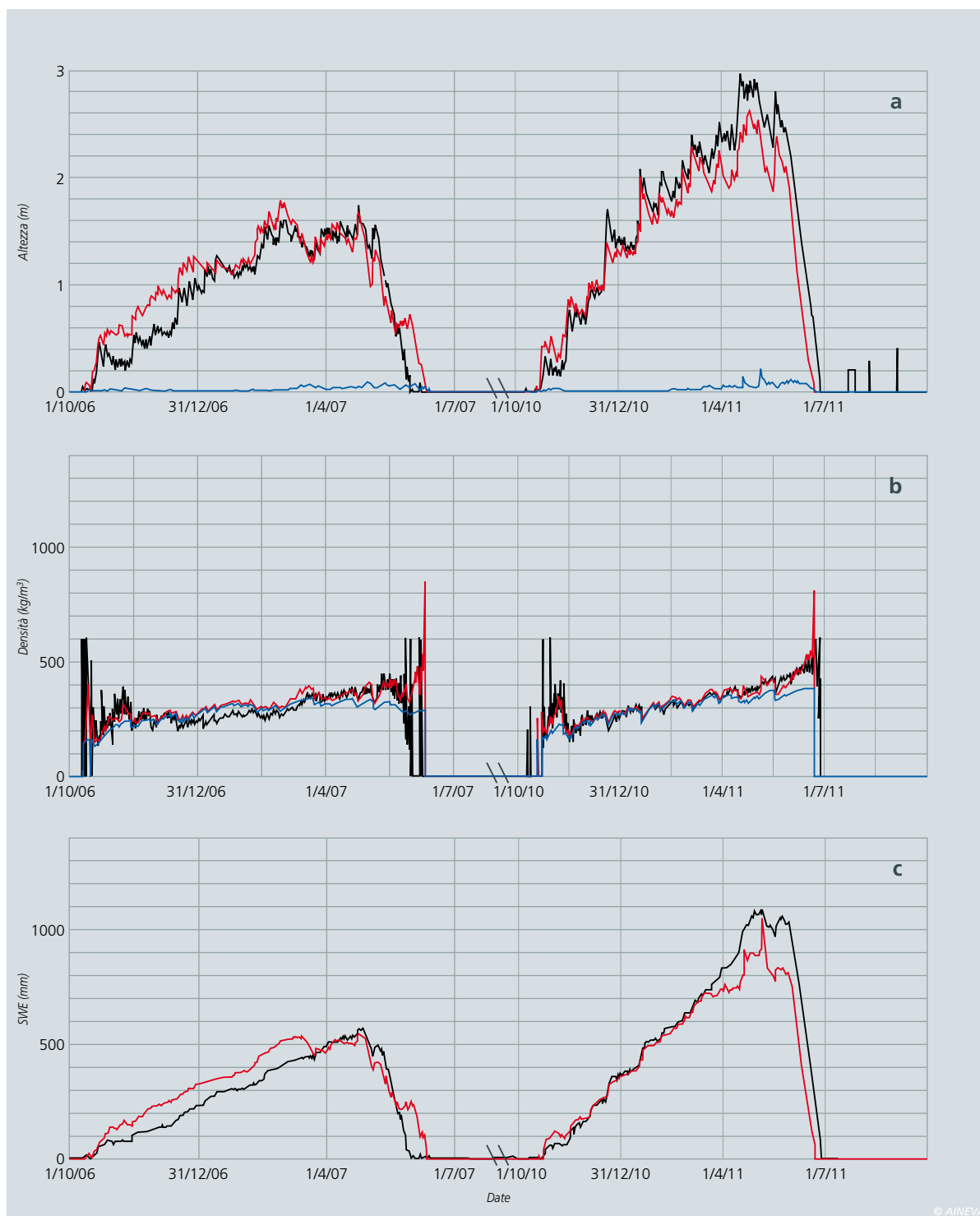
[Equazione 5]

L'equivalente Idrico nivale è infine definito come:

[Equazione 6]

A partire da queste definizioni, si scrive un set completo di equazioni basato sulla conservazione della massa, sull'equilibrio degli sforzi verticali, su di un opportuno legame costitutivo della coltre, e su di un approccio energetico semplificato.

Fig. 5 - Confronto tra dati misurati (in nero) e modellati (in rosso) per la stazione S2. In particolare, nel pannello a) vengono riportati i dati misurati di altezza del manto e i dati modellati di altezza complessiva e di altezza d'acqua (in blu). Nel pannello b) vengono riportati i dati misurati di densità del manto e i dati modellati di densità media e di densità secca (in blu), mentre nel pannello c) vengono riportati i risultati misurati e modellati in termini di equivalente idrico.



Le Equazioni di conservazione della massa

L'aspetto centrale del modello qui illustrato è la scrittura delle equazioni di conservazione della massa. In particolare, tale conservazione è stata imposta per entrambe le fasi considerate. Sono stati computati come possibili ingressi nel sistema le precipitazioni solide (di tasso orario pari a s , in m/h, e di densità ρ_{NS} variabile in funzione della temperatura dell'aria secondo la formula pro-

posta da Anderson, 1976) e liquide (di densità costante e pari a 1000 kg/m^3 e di tasso orario pari a p). Inoltre, è stato considerato come unico flusso in uscita dal sistema il drenaggio della fase liquida verso l'esterno del dominio. Il fenomeno di fusione del manto viene quindi interpretato come un flusso interno tra le fasi, che comporta una riduzione della massa secca in favore di quella liquida. Vengono invece trascurati in prima approssimazione i fenomeni di sublimazione, di evapo-

razione e di rigelo della frazione liquida. Quest'ultimo fenomeno è particolarmente importante nella fase primaverile (dà infatti il nome ad uno specifico fenomeno di metamorfismo, secondo la classificazione di Sommerfeld, 1970), ma ha un effetto molto localizzato all'interno del manto (Pfeffer et al., 1990) e ha un'entità limitata per quanto concerne gli aspetti di bilancio tra le fasi. Viene inoltre trascurato il flusso di infiltrazione nel terreno, poiché nel caso in esame la presenza dello snow

pillow impedisce questo tipo di processo. Il fenomeno di fusione, come tasso di riduzione della massa secca, viene ipotizzato proporzionale alla differenza tra la temperatura dell'aria e una temperatura di soglia T_{τ} (Ohmura, 2001). Per temperature minori di T_{τ} , il flusso viene considerato nullo. Come valore soglia T_{τ} viene qui scelto 0°C , anche se alcuni contributi di letteratura dimostrano che la qualità della simulazione può migliorare con soglie diverse e sito-specifiche (per esempio, Kuhn 1987 o van der Broeke et al., 2010). Per quanto concerne il fenomeno di drenaggio della fase liquida, esso è funzione delle proprietà idrauliche della coltre, che variano molto lungo la stagione. Secondo Colbeck (1974), nella frazione satura di una coltre può essere applicata la legge di Darcy, mentre nel dominio non saturo tale flusso è funzione della permeabilità relativa, e quindi del contenuto in acqua, secondo la più generale equazione di Buckingham-Darcy. Secondo tali formulazioni, la permeabilità del mezzo neve è descrivibile in funzione del grado di saturazione della coltre mediante leggi di potenza (come per esempio descritto dal modello di Jordan, 1983). Parallelamente, diversi studi hanno evidenziato l'esistenza all'interno delle coltri in fusione di vie preferenziali per il flusso di acqua liquida (per esempio, Schneebeli, 1995), dal comportamento molto complesso. Di conseguenza, il flusso di acqua all'interno della coltre è raramente uniforme (Teschel et al., 2011) e può in generale essere analizzato mediante la sovrapposizione di un flusso di matrice e un flusso preferenziale (come evidenziato, per esempio, da Waldner et al., 2004). In questo caso non è nostro interesse ricostruire il percorso (per lo più verticale) che compie la frazione liquida all'interno di una coltre, poiché rappresenta un percorso interno che non ha alcun effetto sul bilancio di massa complessivo. L'interesse è invece posto sul processo di drenaggio, e quindi di fuoriuscita della massa liquida dal sistema, mediante un percorso parallelo alla base della coltre (come misurato da Jordan, 1983). Di conseguenza, si è optato

qui per modellare la fuoriuscita di acqua dal dominio in funzione del volume di acqua liquida presente nel sistema mediante una legge di potenza. Introducendo il contenuto d'acqua volumetrico del sistema θ come rapporto tra il volume occupato da acqua liquida e il volume totale, è possibile scrivere tale tasso di fuoriuscita come $c\theta^p/h_w^d$ se θ è maggiore di una quantità minima, qui valutata come [Equazione 7], secondo quanto proposto da Tarboton e Luce 1996 (tale quantità minima è definita come contenuto in acqua residuo, valore al di sotto del quale l'acqua rimane ritenuta all'interno della matrice). Il parametro c è oggetto di calibrazione, mentre d è qui imposto pari a 1.25, secondo le indicazioni di Nomura (1994) per un caso di flusso alla base della coltre simile a quello in analisi. Le equazioni di conservazione della massa possono essere scritte, in seguito ad alcuni passaggi matematici, che permettano di esplicitare la dinamica delle variabili di stato volumetriche, come segue: [Equazione 8] [Equazione 9]. [Equazione 10] è una funzione che restituisce valori nulli per T_A minori di 0°C , mentre tende a zero più h_S è piccola. k è una costante numerica (0.1 m).

L'equazione della densità

Alle equazioni di conservazione delle masse si affianca l'equazione indefinita di equilibrio sulla verticale (unica dimensione considerata dal problema) e il legame costitutivo. L'equazione indefinita di equi-

librio, in condizioni quasi-statiche, viene scritta con riferimento alla sola componente secca, e non alla densità complessiva. Tale semplificazione è molto utile al fine di disaccoppiare il problema, poiché in questo modo la componente liquida ha il solo effetto di saturare i pori, e non contribuisce al processo di compattazione. Questa ipotesi è sostenuta dall'osservazione che l'elemento che è soggetto a compattazione prevalente è la struttura secca, e che tale processo è importante soprattutto nella fase di accumulo della coltre, in cui il contenuto di acqua liquida è pressoché nullo, come discusso nei paragrafi precedenti. Studi successivi verranno condotti per comprendere quale sia l'effetto accoppiato tra l'acqua liquida e la compattazione della struttura secca. Viene quindi imposto un legame reologico monodimensionale rappresentato dalla legge di Maxwell (Mellor, 1974), che permette di definire l'equazione di dinamica della densità secca funzione del solo processo di compattazione, così come già indicato da Horne e Kavvas (1997) o Kongoli e Bland (2000) o Zhang et al. (2008). La viscosità viene espressa dal prodotto di due funzioni, una dipendente dalla temperatura media del manto, e una dipendente dalla densità media del manto stesso (Mellor, 1974 e Kojima, 1967).

L'introduzione di nuova massa sotto forma di precipitazione solida viene modellata valutando la variazione di densità ascrivibile a questo fenomeno come già indicato da Ohara e Kavvas (2006).

ESEMPI DI REGRESSIONI LINEARI PLURIENNALI SUI DATI DI DENSITÀ MEDIA

STAZIONE	ID	STATO	QUOTA	ANNI IDROLOGICI	R ²
Harts Pass	515	WAS	1978 m	2007 - 2010	0.46
Daniels Strawberry	435	UTA	2450 m	2007 - 2010	0.7
Lost Horse	599	WAS	1560 m	2003 - 2009	0.6
Togwotee Pass	822	WYO	2920 m	2004 - 2010	0.67
Elbow Lake	910	WAS	926 m	2006 - 2010	0.51
Vienna Mine	845	IDA	2731 m	2002 - 2006	0.74
Rex River	911	WAS	1161 m	2000 - 2010	0.54
Snowslide Canyon	927	ARI	2966 m	2008 - 2010	0.66
Lost Dog	940	COL	2841 m	2000 - 2007	0.63
Spruce Springs	984	WAS	1737 m	2006 - 2010	0.49

© AINEVA

Fig. 6 - Dati di diverse regressioni lineari pluriennali sui dati di densità totale, in diverse stazioni della rete SNOTEL.

Supponendo infine che i fenomeni di fusione avvengano a ρ_D costante, l'equazione complessiva della densità secca può essere scritta come segue.

[Equazione 11]

Il primo termine modella il processo di compattazione, mentre il secondo valuta l'effetto dei nuovi ingressi solidi. c_1 è pari a $0.001 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ (riadattato da Zhang et al. 2008). T_{SN} è invece la temperatura media del manto. Essa viene ricavata imponendo un profilo bilineare delle temperature locali (Kondo e Yamazaki, 1990), e valutando la media pesata tra le temperature medie di un primo strato superficiale del manto esposto alle oscillazioni climatiche (di temperatura media pari a $0.5T_a$ se T_a è negativa), e di uno strato profondo a temperatura costante di 0°C . Lo spessore dello strato superficiale viene determinata in funzione della temperatura dell'aria come $\bar{z} = aT_a$. Se la temperatura è positiva, $\bar{z} = 0$ m. Il parametro a viene derivato direttamente dai risultati sperimentali di Kondo e Yamazaki ($-0.03 \text{ m}/^\circ\text{C}$). Ovviamente, qualora la predizione di \bar{z} sia superiore all'altezza del manto (può capitare molto raramente all'inizio della stagione in caso di coltri

piccole e picchi di temperature negative) è opportuno imporre \bar{z} pari ad h_S .

Tale modello utilizza come variabili di input solo i dati di temperatura dell'aria e di precipitazione (solida e liquida). La diffusione di questo tipo di dato, insieme alla semplicità computazionale, rappresentano i punti di forza di questo modello.

APPLICAZIONE

Si propongono in Figg. 4 e 5 due esempi di applicazione del modello a siti della rete SNOTEL. In rosso vengono riportati i dati modellati, in confronto con quelli misurati, in nero. Inoltre, per chiarezza vengono riportati in blu l'altezza d'acqua per il pannello a) e la densità secca per il pannello b). Le stazioni scelte per tale confronto sono: S1) Thunder Basin nello stato di Washington, ad una quota di circa 1300 metri (ID pari a 817); S2) Brooklyn Lake, situata nel Wyoming, ad una quota di circa 3100 metri (ID pari a 367).

Il modello è stato applicato a scala pluriennale, adottando il primo anno di misure come anno di taratura, mentre tutti gli altri sono utilizzati come test di bontà della simulazione. Mentre le variabili di stato relative ai volumi tendono a zero

alla fine della stagione, la visualizzazione grafica delle variabili relative alla densità è stata limitata all'esistenza di una coltre. In termini di variabili di input, sono state qui impiegate serie orarie di temperatura dell'aria per valutare la temperatura media del manto e dati di altezza di neve per computare le differenze tra un'ora e la precedente e ricavare quindi le intensità orarie s , assumendo che ogni differenza positiva coincidesse con un evento di intensità oraria pari a tale differenza. Per quanto riguarda le precipitazioni liquide, esse sono state ricavate dal dato di pluviometria complessiva, computandone le differenze a scala giornaliera, e confrontandole con la somma, nella stessa finestra di controllo, degli eventuali input solidi misurati mediante il dato di nivometria (in mm d'acqua). Eventuali surplus del dato di pluviometria sono stati inseriti nel modello come eventi liquidi, a patto che la cumulata di precipitazione reale fosse sempre superiore a quella modellata. In questo modo si può anche controllare che l'apporto in massa complessivo del sistema sia sempre coerente con quanto misurato. Sono state scelte le serie orarie degli anni 2008 – 2011 per S1 e 2007 – 2011 per S2. Tali serie annuali si sono dimostrate di ottima qualità, presentando pochissimi dati mancanti, e dati a risoluzione stabilmente oraria (mentre in altri casi sono state riscontrate scansioni sub-giornaliere ma non orarie). I dati di nivometria sono stati opportunamente trattati, laddove necessario, per depurare le serie dagli errori strumentali (Avanzi, 2011). Per quanto concerne il dato di pluviometria, ogni valore negativo ed ogni differenza negativa è stata scartata. I parametri del modello oggetto di calibrazione sono a , b e c . Essi sono stati stimati per le stazioni in esame mediante un semplice metodo di minimizzazione dell'errore quadratico medio. Si riportano in tabella di Fig. 7 i risultati in termini di calibrazione dei parametri e in termini di R^2 sia per il solo anno di calibrazione, sia come dato medio sugli anni di validazione. Stime di a e b sono abbastanza frequenti in letteratura, anche se spesso esse vengono fornite

Fig. 7

SITO	a	b	c	r^2 H cal.	r^2 SWE cal.	r^2 ρ cal.	r^2 H val.	r^2 SWE val.	r^2 ρ val.
S1	0.00011 m/h	0.00042 m/h/°C	0.1 1/m/h ^{d-1}	0.98	0.98	0.96	0.92	0.90	0.90
S2	0.0001 m/h	0.00056 m/h/°C	0.5 1/m/h ^{d-1}	0.84	0.78	0.87	0.92	0.92	0.92

© AINEVA

Equazioni

$$[1] \rho = \frac{SWE \rho_W}{H}$$

$$[2] \dot{\sigma}_V = \frac{\rho_W g SWE}{2}$$

$$[3] \rho_D = \frac{M_D}{V_S}$$

$$[4] h = h_S + (h_W - nh_S)$$

$$[5] \rho = \frac{\rho_D h_S + \rho_W h_W}{h}$$

$$[6] SWE = \frac{\rho h}{\rho_W}$$

$$[7] 0.02 \frac{\rho_D}{\rho_W}$$

$$[8] \frac{dh_S}{dt} = \frac{\rho_{NS} S}{\rho_D} - \frac{h_S}{\rho_D} \frac{d\rho_D}{dt} - I(T_A; h_S) [a + b(T_A - T_\tau)]$$

$$[9] \frac{dh_W}{dt} = \rho + \frac{I(T_A; h_S) [a + b(T_{AIR} - T_\tau)] \rho_D}{\rho_W} - c \theta h_W^d$$

$$[10] I(T_A; h_S) = I(T_A) \frac{h_S}{h_S + k}$$

$$[11] \frac{d\rho_D}{dt} = +c_1 \rho_D^2 h_S e^{[0.08(T_{SN} - T_{cl}) - 0.021\rho_D]} + \frac{(\rho_{NS} - \rho_D)}{h_S} s$$

alla scala giornaliera. Una conversione alla scala oraria può essere effettuata approssimativamente dividendo il valore giornaliero per 12 ore effettive. Di conseguenza, i valori di a e b qui proposti risultano molto prossimi ai valori suggeriti da letteratura per le coltri nivali (DeWalle e Rango 2008), mentre essi risultano minori di quelli proposti per ghiacciai (Braithwaite 1995). Il modello mostra ottime prestazioni in termini di simulazione sia delle altezze delle componenti, sia per quanto concerne la densità della coltre. Dalle simulazioni della densità è possibile notare come la densità secca fornisca un'ottima predizione della densità della coltre nella fase di accumulo mentre essa risulta via via più fallace nella fase di fusione. Ciò è particolarmente vero per S1, che si trova ad una quota molto bassa, mentre per S2 la densità secca fornisce una buona approssimazione della densità misurata per quasi tutto l'orizzonte di simulazione. Ciò è dovuto al fatto che il manto alla stazione S2 è mediamente più secco lungo la stagione, con $\theta < n$ verificato nel 98% delle ore nell'anno di calibrazione, e con un θ medio dell'7%, mentre in S1 la condizione $\theta < n$ è verificata nel 71% delle ore dell'anno di calibrazione, in cui θ medio è pari al 12%.

CONCLUSIONI

Nel presente contributo si è discusso il comportamento della densità di un manto lungo l'arco di esistenza della coltre, e si è presentato un modello dinamico atto a valutare le dinamiche di massa di una coltre mediante la simulazione della sua densità secca, dell'altezza della struttura solida del manto e dell'altezza d'acqua liquida complessivamente contenuta nella coltre. Tale approccio, fisicamente basato, offre l'opportunità di predire le dinamiche di massa in funzione delle forzanti atmosferiche, e quindi di comprendere quale possa essere l'impatto di una loro variazione in futuro. Tale approccio ha dimostrato un ottimo adattamento con misure nivometriche alla scala oraria provenienti da una rete statunitense, la rete SNOTEL, con valori di R^2 medi in validazione

compresi tra 0.84 e 0.97. In particolare, è interessante sottolineare che tale modello necessita la calibrazione di solo tre parametri. Inoltre, dai risultati grafici delle simulazioni mostrate, è evidente come la

simulazione della densità (così come la sua separazione in una densità secca e in una densità complessiva) riesca a predire molto bene il dato misurato, sia in fase di accumulo che in fase di fusione.

Bibliografia

- AVANZI, F., 2011, A dynamic model of snowpack density, depth and mass content and its validation with SNOTEL hourly data, Tesi di Laurea Specialistica, Politecnico di Milano
- ANDERSON, E.A., 1976, A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover, NOAA Technical Reports NWS, Vol. 19, 150 pp.
- BARNETT, T.P., ADAM, J.C., LETTENMAIER, D.P., 2005, Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, Vol. 438, Pages 303 – 309
- BARTELT P., LEHNING M., 2002, A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: Numerical Model, *Cold Regions Science and Technology*, Vol 35, Pages 123 – 145
- BRAITHWAITE, R.J., 1995, Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, *Journal of Glaciology*, Vol. 41, No 137, Pages 153 – 160
- VAN DEN BROEKE, M., BUS, C., ETTEMA, J., SMEETS, P., 2010, Temperature thresholds for degree-day modelling of Greenland ice sheet melt rates, *Geophysical Research Letters*, Vol 37, L18501
- CLYDE, G.D., 1929, Change in density of snow cover with melting, *Monthly Weather Review*
- COLBECK, S.C., 1974, Water flow through snow overlying an impermeable boundary, *Water Resources Research*, Vol 10, No 1, Pages 119 – 123.
- DEWALLE, D.R., RANGO, A., 2008, Principles of snow hydrology, Cambridge University Press, New York.
- HAMLET A.F., MOTE P.W., CLARK M.P., LETTENMAIER D.P., 2005, Effects of Temperature and Precipitation Variability on Snowpack Trends in the Western United States, *Journal of Climate*, Vol 18, Pages 4545 – 4561
- HORNE, F.E., KAVVAS, M.L., 1997, Physics of the spatially averaged snowmelt process, *Journal of Hydrology*, Vol 191, Pages 179 – 207.
- JORDAN, P., 1983, Meltwater Movement in a Deep Snowpack 1. Field Observations, *Water Resources Research*, Vol. 19, No. 4, Pages 971 – 978
- JORDAN, R., 1991, A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNATHERM 89, Special Report 91-16, US Army Corps. Of Eng. Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
- KELLY R.J., MORLAND L.W., MORRIS E.M., 1986, A three phase mixture model for melting snow, *Modelling Snowmelt-Induced Processes* (Proceedings of the Budapest Symposium, July 1986). IAHS Publ. no. 155
- KOJIMA, K., 1967, Densification of Seasonal Snow Cover, *Physics of Snow and Ice*, proceedings, Vol. 1, No. 2, Pages 929 – 952
- KONDO, J., YAMAZAKI, T., 1990, A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 29, Pages 375 – 384
- KONGOLI, C.E., BLAND, W.L., 2000, Long-term snow depth simulations using a modified atmosphere-land exchange model, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol 104, Pages 273 – 287
- KUHN, M., 1987, Micro-meteorological conditions for snow melt, *Journal of Glaciology*, Vol 33, No 113, Pages 24 – 26
- LATERNSE, M., SCHNEEBELI, M., 2003, Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931 – 99), *International Journal of Climatology*, Vol. 23, pages 733 – 750
- LEHNING, M., BARTELT, P., BROWN, B., FIERZ, C., 2002, A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation, *Cold Regions Science and Technology*, 35, 169–184.
- MELØYSUND, V., LEIRA, B., HØISETH, K., LISØ, K.R., 2007, Review: Predicting snow density using meteorological data, *Meteorol. Appl.*, Vol 14, Pages 413 – 423
- MIZUKAMI, N., PERICA, S., 2008, Spatiotemporal Characteristics of Snowpack Density in the Mountainous Regions of the Western United States, *Journal of Hydrometeorology*, Vol 9, Pages 1416 – 1426
- MORRIS E.M., 1983, Modelling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting, *Annals of Glaciology*, Vol 4, Pages 198-203
- MOTE P. W., 2003, Trends in snow water equivalent in the Pacific Northwest and their climatic causes, *Geophysical Research Letters*, Vol 30, NO 12, 1601
- NOMURA, M., 1994, Studies on the delay mechanism of runoff to snowmelt, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 39, 1 – 49.
- OHARA, N., KAVVAS, M.L., 2006, Field observations and numerical model experiments for the snowmelt process at a field site, *Advances in Water Resources*, Vol 29, 194 – 211
- OHMURA, A., 2001, Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method, *Journal of Applied Meteorology*, Vol 40, Pages 753 – 761
- PFEFFER, W.T., ILLANGASEKARE, T. H., MEIER, M. F., 1990, Analysis and modeling of melt-water refreezing in dry snow, *Journal of Glaciology*, Vol. 36, No. 123, pages 238 – 246
- ROCH, A., 1980, Neve e Valanghe, Club Alpino Italiano
- SCHNEEBELI, M., 1995, Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack, *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments* (Proceedings of a Boulder Symposium), IAHS Publ. no 228.
- SOMMERFELD, R. A., LACHAPPELLE, E., 1970, The classification of snow metamorphism, *Journal of Glaciology*, Vol 9, No 53, Pages 3 – 17.
- TARBOTON D.G., E LUCE, C.H., 1996, Utah energy balance snow accumulation and melt model (UEB): Computer model technical description and users guide, Utah Water Res. Lab., Logan.
- TEHEL, F., PIELMEIER, C., 2011, Point observations of liquid water content in wet snow – investigating methodical, spatial and temporal aspect, *The Cryosphere*, Vol. 5, pages 405 – 418
- VALGOI, P., 2011, Cuscinetto per la misura della densità della neve SNOW PILLOW, *Neve e Valanghe*, Vol. 72, pagine 48 – 53
- WALDNER, P.A., SCHNEEBELI, M., SCHULTZE-ZIMMERMANN, U., FLÜHLER, H., 2004, Effect of snow structure on water flow and solute transport, *Hydrological Processes*, Vol. 18, pages 1271 – 1290.
- ZHANG, Y., WANG, S., BARR, A.G., BLACK, T.A., 2008, Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest, *Cold Regions Science and Technology*, Vol 52, Pages 355 – 370