

EVOLUZIONE del GHIACCIAIO dei FORNI

La possibile evoluzione del più grande ghiacciaio vallivo italiano attraverso approcci modellistici monodimensionali.

**Roberta Garavaglia,
Alice Marzorati,
Gabriele Confortola,
Daniele Bocchiola**

Politecnico di Milano,
Dipartimento DICA - Sezione SIA,
Corr.: daniele.bocchiola@polimi.it

Giuseppe Cola

Servizio Glaciologico Lombardo

Erika Manzata

Fondazione Lombardia
per l'Ambiente

**Antonella Senese,
Claudio Smiraglia,
Guglielmina Adele Diolaiuti**

Università degli Studi di Milano,
Dipartimento di Scienze
della Terra "A. Desio"

La dinamica del Ghiacciaio dei Forni, il più grande ghiacciaio vallivo italiano situato all'interno del Parco Nazionale dello Stelvio (Gruppo Ortles-Cevedale, Alta Valtellina), è stata simulata attraverso un modello di flusso monodimensionale tempo dipendente, che descrive le variazioni di spessore del ghiaccio lungo una linea di flusso centrale. Il modello riproduce con passo temporale annuale l'evoluzione del ghiacciaio in funzione delle variazioni annue di massa, che costituiscono il dato input principale insieme alla geometria del *bedrock* e alla topografia superficiale (note grazie a campagne geofisiche e topografiche del passato e agli archivi cartografici regionali). Il bilancio di massa glaciale netto annuale è stato stimato con un approccio del tipo ELA (*Equilibrium Line Altitude*) dipendente. Le variazioni di spessore e di lunghezza del ghiacciaio ottenute applicando il modello di flusso monodimensionale sono state confrontate con le variazioni geometriche e pregresse, note grazie a misure di campo eseguite dal Comitato Glaciologico Italiano nel XX secolo. Il confronto ha mostrato un buon accordo e ha suggerito di applicare il modello per proiettare l'evoluzione futura del ghiacciaio. Si è quindi simulata la risposta del ghiacciaio a diversi scenari potenziali di precipitazione e temperatura fino a fine secolo, utilizzando i dati forniti da due modelli di circolazione globale, GCMs (EC-Earth, ECHAM6), sviluppati nell'ambito del 5° *Assessment Report* (AR5) dell'IPCC, secondo tre scenari di bilancio radiativo (*Representative Concentration Pathways, RCP 2.6, 4.5, 8.5*). I risultati mostrano una accettabile capacità del modello di riprodurre i bilanci di massa del ghiacciaio per gli anni di osservazione. Gli scenari di evoluzione potenziali, benché lievemente differenti tra loro, sono concordi nel prefigurare una cospicua variazione (diminuzione) della massa glaciale entro metà secolo, con riduzione degli spessori di ghiaccio e rilevante variazione frontale. Tali scenari forniscono una prima valutazione della sensitività del ghiacciaio a potenziali cambiamenti climatici futuri, e consentono una prima valutazione della potenziale evoluzione futura della coltre glaciale e della disponibilità di risorsa idrica nell'area, utile per scopi di programmazione turistica, idrica ed energetica.



INTRODUZIONE

Lo studio dell'evoluzione nel tempo della criosfera ha assunto negli ultimi anni importanza sempre crescente all'interno della comunità scientifica. Nelle aree alpine, la coltre nivale stagionale, e la copertura glaciale permanente assumono enorme importanza dal punto di vista ambientale, paesaggistico, geologico ed idrologico. Se da un lato l'evidente fase di ritiro dei ghiacciai e la forte relazione con lo sviluppo dell'attività turistica nelle zone interessate rendono la tematica di enorme interesse per il pubblico, dall'altro la necessità di utilizzare, soprattutto, ma non solo, a scopo energetico la risorsa idrica derivante dalla fusione nivo-glaciale ad alta quota, rende necessario lo studio quantitativo della dinamica della criosfera e dei relativi contributi idrologici.

L'attenzione circa la possibilità di una quantificazione finalizzata alla produzione di energia idroelettrica assume inoltre sempre maggiore importanza in uno scenario di riduzione delle emissioni inquinanti. In letteratura è noto come i ghiacciai montani siano dei buoni indicatori della variabilità climatica, poiché cambiamenti nel clima causano variazioni nella geometria e nella dinamica di tali apparati. Lo studio degli impatti causati da variazioni climatiche sui corpi glaciali è possibile tramite lo sviluppo di modelli matematici, in grado di riprodurre i complessi fenomeni fisici che regolano le dinamiche glaciali. In particolare lo scopo dei così detti "modelli di flusso" è quello di rappresentare il

movimento glaciale, esprimendo l'evoluzione del ghiacciaio in termini di equazioni di equilibrio, leggi di conservazione della massa e di conservazione dell'energia.

I primi lavori di modellazione della dinamica glaciale risalgono alla seconda metà del '900 e riguardano lo studio del campo di velocità, elemento cruciale, ma complesso, a partire dalla definizione degli sforzi interni alla massa glaciale.

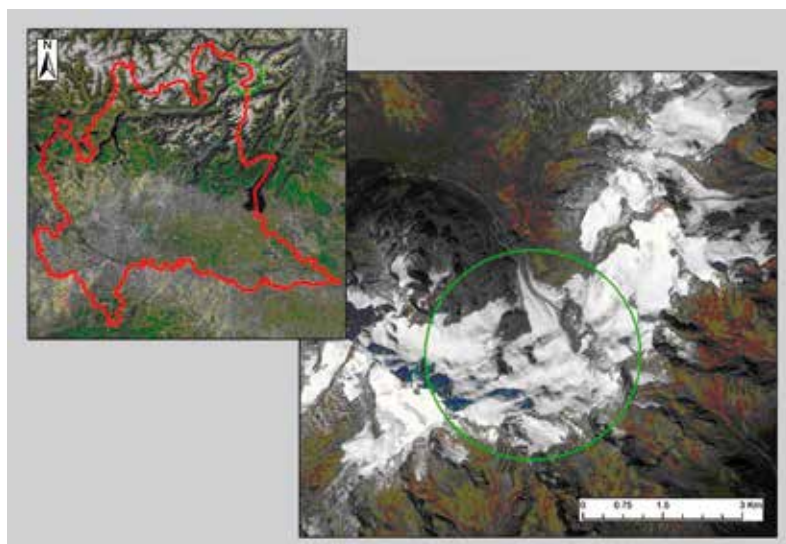
Glen (1958) descrisse attraverso esperimenti di laboratorio effettuati su campioni di ghiaccio a differenti temperature le relazioni tra sforzo e deformazione del ghiaccio, fondamentali per modellare il flusso di ghiacciai reali. Successive analisi sottolineano tuttavia che il movimento di un ghiacciaio è funzione complessa della deformazione del ghiaccio (per buona parte descritta dalla legge di Glen), della deformazione del letto (funzione della litologia costituente e della massa di ghiaccio sovrastante che vi agisce) e delle interazioni ghiaccio-letto (descritte considerando sia lo scivolamento del ghiaccio sia l'attrito con il fondo) e che quindi per una descrizione esaustiva bisogna considerare tutti questi fattori e non solo la deformazione del ghiaccio, che rimane comunque un parametro fondamentale. Solo recentemente sono stati sviluppati modelli 3D che consentono una completa modellazione del flusso glaciale attraverso la determinazione numerica delle componenti di velocità e di sforzo della massa glaciale. A fronte della complessità dei fenomeni interessati e della loro difficile

modellazione, sono state introdotte nel tempo ipotesi volte a fornire una descrizione semplificata ma efficace del flusso glaciale. Una delle approssimazioni più utilizzate in letteratura consiste nella formulazione di modelli monodimensionali tempo dipendenti, in grado di descrivere il movimento del ghiacciaio lungo una linea di flusso centrale. Alcuni modelli di questo tipo sono stati presentati in letteratura da Zuo e Oerlemans (1997) per il Pasterze Glacier (Austria), Wallinga e Van de Wal (1998) per il Rhonegletscher (Svizzera), Vincent et al. (2000) per il ghiacciaio di Saint Sorlin (Francia). Oerlemans (2001) sottolinea come, nonostante la complessità dei processi coinvolti, una trattazione semplificata quale quella monodimensionale sia sufficiente nei casi in cui lo scopo sia lo studio dei cambiamenti subiti dai ghiacciai a seguito di variazioni climatiche o quando si vogliono trattare problemi di continuità di massa per descrivere la risposta dei ghiacciai a cambiamenti secolari di temperatura o precipitazione. Il modello qui sviluppato descrive le variazioni di spessore di ghiaccio nel tempo come risultato di due fenomeni principali, quali i) il flusso glaciale gravitativo da monte verso valle e ii) l'alternanza di accumulo/ablazione responsabili della variazione della massa glaciale.

Questo approccio permette di studiare l'evoluzione del ghiacciaio in corrispondenza di una linea di flusso centrale, attraverso la simulazione delle variazioni geometriche del profilo longitudinale e della posizione della fronte. Il modello considera un modulo di bilancio di massa semplificato basato sulla posizione della linea di equilibrio (ELA) e dipendente da un gradiente di bilancio. Rispetto alla formulazione originaria proposta da Oerlemans, sono state applicate modifiche riguardanti l'andamento del gradiente di bilancio di massa con la quota e la modellazione del campo di velocità. Si è simulata poi la risposta del Ghiacciaio dei Forni a diversi scenari futuri di precipitazione e temperatura.

Gli strumenti attualmente più utilizzati per condurre tale tipi di indagine sono rappresentati dai Modelli di circolazione generale

Fig. 1 Caso di studio: Ghiacciaio dei Forni, Alta Valtellina, Lombardia (Italy). Google Earth © 2014.



(GCMs), in grado di simulare l'andamento futuro di molte variabili climatiche di interesse, seppur con una evidente incertezza. L'utilizzo delle variabili simulate da GCMs permette di valutare quali potrebbero essere i possibili futuri scenari di evoluzione del ghiacciaio, sia dal punto di vista degli spessori sia in relazione alle variazioni frontali. Tali scenari possono fornire una valutazione della sensitività del ghiacciaio a potenziali cambiamenti climatici futuri e possono consentire una valutazione della potenziale evoluzione futura della coltre glaciale e della disponibilità di risorsa idrica nell'area, utile per scopi di programmazione turistica, idrica, energetica. I risultati dello studio qui presentato sembrano quindi di interesse anche in tal senso.

AREA DI STUDIO E DATI DISPONIBILI

Il Ghiacciaio dei Forni, situato in alta Valfurva, fa parte del Gruppo Ortles-Cevedale, all'interno del Parco Nazionale dello Stelvio, e rappresenta il più vasto ghiacciaio vallivo italiano. Esposto a nord, con una superficie di circa 11,36 km² (D'Agata et al., 2014), il Ghiacciaio dei Forni è composto da tre bacini di accumulo, da cui si generano tre lingue confluenti ad una quota di circa 2700 metri s.l.m..

Il ghiacciaio ha attualmente una lunghezza di circa 3 km e si estende da una quota minima di 2500 m s.l.m. ad una massima di 3670 m s.l.m.. Tra tutti i ghiacciai lombardi, quello dei Forni presenta le più lunghe serie storiche di variazioni frontali e misure annuali sono disponibili a partire dal 1925 (CGI, 1925-2008).

Il Ghiacciaio è caratterizzato da un notevole arretramento nel periodo 1925-1970, seguito da un successivo avanzamento, particolarmente significativo nel periodo 1971-1974 e nell'anno 1976. Dal 1980 ha poi inizio un periodo di assestamento, in cui il ghiacciaio non subisce rilevanti variazioni di lunghezza, seguito nei primi anni novanta da una successiva fase di arretramento tuttora in atto (Fig. 1).

Fondamentale al fine di implementare il modello di flusso del ghiacciaio è la co-

noscenza delle geometria superficiale e profonda lungo la sezione della linea di flusso principale del ghiacciaio.

Diverse campagne di misura geofisica svolte nel recente passato (con l'utilizzo di prospezione sismica e *Ground Penetrating Radar* GPR) hanno portato alla ricostruzione dell'andamento del *bedrock*, ipotizzato stabile nell'intervallo considerato, lungo il profilo longitudinale.

Campagne topografiche svolte dal Comitato Glaciologico Italiano a inizio secolo scorso e la disponibilità di modelli digitali di elevazione (DEM) messi a disposizione dall'ITT di Regione Lombardia hanno permesso di calcolare tre profili di spessore del ghiaccio lungo la linea di flusso centrale per gli anni 1929, 1981 e 2007. Il primo rappresenta la condizione iniziale di simulazione, mentre i profili degli anni 1981 e 2007 sono stati utilizzati per la calibrazione dei parametri del modello.

Grazie alla disponibilità di una stazione meteorologica automatica supraglaciale (AWS1 Forni –UNIMI afferente alla rete di monitoraggio SHARE di EvK2CNR, si veda Senese et al., 2012) localizzata in corrispondenza della lingua di ablazione del ghiacciaio sono stati ricavati i dati di temperatura dell'aria e SWE (*snow water equivalent*) per il calcolo del bilancio di massa glaciale. Il ghiacciaio dei Forni è inoltre oggetto ogni anno di campagne glaciologiche per lo studio dell'ablazione glaciale, effettuate sia dal Comitato Glaciologico Italiano sia dal Servizio Glaciologico Lombardo. Sono così disponibili dati di ablazione per il periodo 1994-2012 derivanti da paline ablatometriche, poste in una fascia altimetrica compresa tra i 2500 e i 2900 m s.l.m.

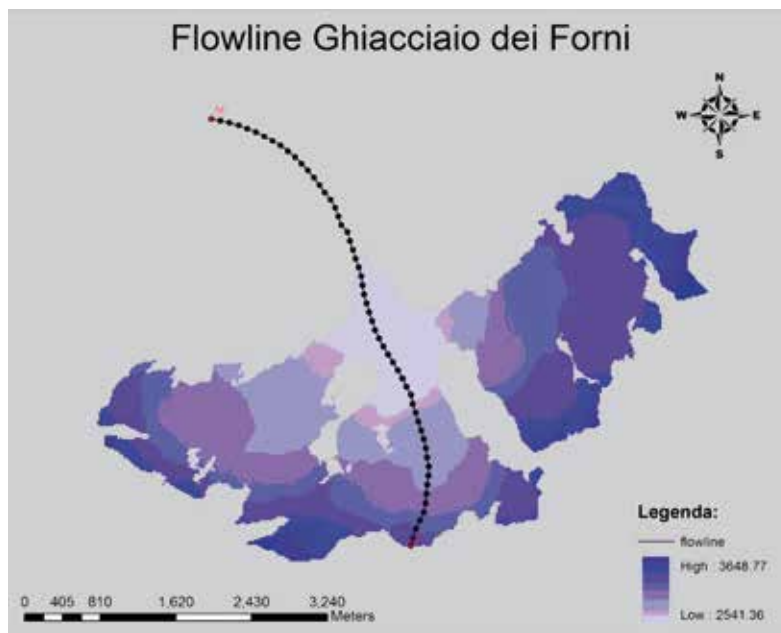
DESCRIZIONE DEL MODELLO

Il modello utilizzato descrive il movimento del ghiacciaio in corrispondenza della linea di flusso centrale, lungo la quale si calcolano le variazioni delle grandezze di interesse in funzione del passo temporale scelto. La geometria del ghiacciaio è semplificata attraverso una serie di sezioni trapezoidali centrate sulla linea di flusso,

definite da uno spessore H di ghiaccio, da una larghezza alla base W_b e dagli angoli di inclinazione dei lati α . Tale soluzione è quella più comunemente ritrovata in letteratura, per esempio in Zuo e Oerlemans (1996) per il Pasterze Glacier, Wallinga e van de Wal (1998) per il Rhonegletscher, Oerlemans (1997) per il Nigardsbreen e Vincent (2000) per il ghiacciaio di Saint Sorlin. Lo spessore del ghiaccio H è calcolato come differenza tra la quota h_s superficiale e la quota h_b del *bedrock* ipotizzata costante nel tempo. Noti i valori di W_s è possibile ricavare il valore della larghezza alla base W_b .

Il modello, basato sull'equazione di continuità, esprime la variazione dell'area della sezione trasversale nel tempo come somma di una componente dovuta al flusso e una dipendente dal bilancio di massa. La componente dovuta al flusso è legata alla velocità media U , esprimibile come somma di due componenti U_d e U_s che indicano rispettivamente la velocità di deformazione interna e di scivolamento sul *bedrock*, o *sliding*, in accordo con Paterson (1983). Entrambe le velocità sono legate allo spessore H del ghiaccio mediante due parametri di flusso, uno di deformazione e uno di scivolamento. Per tenere in considerazione le variazioni legate alla geometria complessa, in accordo con Oerlemans (2001), è stato introdotto un fattore di forma F , che per sezioni trapezoidali risulta dipendente dalla larghezza della sezione alla base W_b e dallo spessore H del ghiaccio. È stato applicato un approccio per la stima del bilancio di massa basato sulla formulazione semplificata proposta da Oerlemans nel 1986, considera il bilancio come dipendente dalla quota mediante un gradiente, che esprime la variazione del bilancio di massa in funzione della differenza tra la quota del punto considerato e la quota della linea di equilibrio (ELA). Questo approccio è basato sull'esistenza di una relazione tra bilancio di massa glaciale e ELA, propria ed unica per ciascun ghiacciaio, da determinare empiricamente sulla base di una serie sufficientemente estesa di dati (misurati) di bilancio e (calcolati) di ELA. Il metodo

Fig. 2 - Rappresentazione dei tre bacini del Ghiacciaio dei Forni e della linea di flusso centrale, costituita da punti distanziati tra loro di un intervallo $\Delta x = 100$ m.



Tab. 1 - ELA ricavata da osservazioni dirette sul Ghiacciaio dei Forni negli anni 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2006, 2008. La ricostruzione della ELA in ogni anno di simulazione è stata effettuata tramite regressione lineare con le temperature medie estive registrate a Sils Maria, riportate alla quota del ghiacciaio tramite applicazione dei gradienti di temperatura locali.

Anno	ELA osservata Forni (m s.l.m.)	T Sils Maria (°C)	T Sils Maria rip. AWS Forni (°C)
1993	3168	10,3	3,0
1994	3161	11,9	4,6
1995	2833	10,4	3,1
1996	2979	10,0	2,7
1997	2882	9,6	2,3
1998	3048	11,1	3,8
1999	2879	10,2	2,9
2006	3178	10,7	3,4
2008	3069	11,0	3,7

APPLICAZIONE DEL MODELLO

L'implementazione numerica del modello richiede una doppia integrazione nel tempo e nello spazio dell'equazione di continuità e permette di calcolare le variazioni temporali delle grandezze di interesse in ogni punto della linea di flusso, che è costituita da 51 punti, distanziati di circa 100 metri l'uno dall'altro.

La complessa geometria del Ghiacciaio dei Forni è stata semplificata considerando nella simulazione solo il bacino centrale del ghiacciaio, l'unico per cui sono disponibili informazioni complete, introducendo così un'ipotesi semplificativa molto forte, ma necessaria per effettuare l'implementazione del modello. L'integrazione è stata effettuata a partire da valori di spessore di ghiaccio dell'anno 1929, stimati nei punti di controllo posti lungo la linea di flusso (*flowline*) (Fig. 2).

Il modello richiede in ingresso una serie di variabili per la definizione delle condizioni iniziali della simulazione e per la successiva integrazione temporale, ossia:

- spessori del ghiaccio in ogni punto della linea di flusso nell'anno di inizio della simulazione;
- quota del *bedrock* in ogni punto della linea di flusso;
- larghezza del ghiacciaio al *bedrock* relativa ai punti di controllo della linea di flusso;

- gradienti di bilancio di massa annuali per gli anni di simulazione;
- angoli di inclinazione dei versanti;
- parametri di flusso per il calcolo delle velocità di *sliding* e di deformazione;
- definizione del passo temporale di integrazione;
- definizione dell'intervallo spaziale di separazione tra i punti della linea di flusso.

La ELA annuale è stata calcolata tramite regressione lineare tra i valori di ELA calcolati a partire dal bilancio di massa netto specifico per fascia altimetrica misurato ed i corrispondenti valori delle temperature medie estive misurate nei medesimi anni.

La ELA non è un parametro direttamente misurabile, ma bensì determinabile a posteriori, elaborando i dati di bilancio in funzione della quota. Essa equivale infatti alla quota teorica alla quale il bilancio di massa glaciale si annulla e dove quindi ablazione ed accumulo si equivalgono. Ogni anno si assiste ad una variazione di quota della ELA, che sale o scende in funzione di accumulo ed ablazione. Questa variazione annuale è assimilabile alla fluttuazione di un'isoterma rappresentativa delle condizioni medie che hanno governato il bilancio di massa glaciale ed è per questo che spesso si ritrova una solida relazione empirica tra ELA e temperature medie (annue, estive o della stagione di ablazione) dell'aria, registrate in prossimità del ghiacciaio studiato o per questa rappresentative. Nel nostro caso per le temperature è stata considerata come serie storica di riferimento quella misurata a Sils Maria, in Svizzera (quota 1798 m s.l.m., distanza di circa 60 km dal ghiacciaio, disponibilità di dati dal 1864 al 2012). La scelta di una stazione mediamente distante dal ghiacciaio studiato è stata sostenuta dalla estensione del *record* disponibile e dalle significative correlazioni ritrovate con le stime di ELA a disposizione.

Le temperature medie mensili sono state quindi riportate alla quota dell'AWS Forni mediante gradienti di temperatura rappresentativi dell'area, calcolati utilizzando le stazioni di Forni-traversa (ARPA Lombardia), Pian Palù (Meteotrentino) e la stessa AWS Forni. Il gradiente medio annuale è

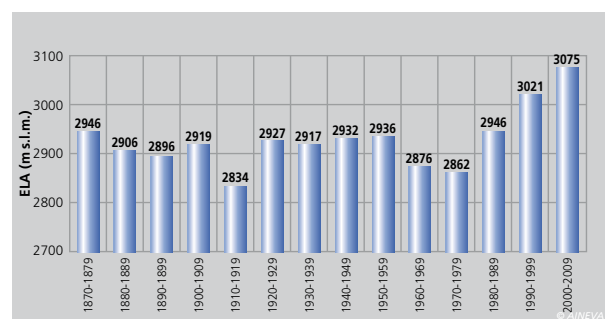


Fig. 3 - ELA media decennale calcolata tramite regressione lineare tra i valori di ELA osservati e le temperature medie estive.

permette di estendere nel tempo anche su lunghi periodi (secolari) la ricostruzione del bilancio, purché siano disponibili serie lunghe ed ininterrotte di dati termici rilevati in prossimità del ghiacciaio studiato. La temperatura media dell'aria nella zona studiata è infatti spesso un ottimo *proxy* della ELA glaciale e da questa attraverso la relazione empirica con il bilancio è possibile una realistica ricostruzione di questo su lungo periodo. Purtroppo per i Forni la serie di bilanci misurati è molto limitata e conseguentemente anche la sequenza di ELA calcolata è ridotta e limita l'applicazione di questo approccio.

risultato pari a $-6.9 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$, superiore alla media alpina, ma rappresentativo delle condizioni climatiche locali. Valori di ELA stimati erano disponibili per gli anni 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2006 e 2008 (Tab. I).

In accordo con quanto ritrovato da Wallinga e Van de Wal (1998) è stata ipotizzata una relazione di tipo lineare tra la temperatura media estiva e la posizione della linea di equilibrio. La regressione ottenuta considerando le temperature riportate alla stazione AWS Forni è di seguito riportata

$$ELA = 116,2 \cdot T + 2643,1 \quad (1)$$

Il termine T rappresenta la temperatura media estiva in $^\circ\text{C}$, con ELA la quota in metri [m s.l.m.] della linea di equilibrio. La regressione fornisce importanti informazioni circa l'entità della variazione della quota della ELA (Fig. 3). Ad un aumento di temperatura di $1 \text{ }^\circ\text{C}$ corrisponde un innalzamento della ELA stimato di 116,2 metri. Tale risultato è in accordo ad esempio con quanto stimato da Wallinga e Van de Wal (1998), che per il Rhonegletscher riscontrano un aumento di 127 m della posizione della ELA per ogni $^\circ\text{C}$ di temperatura, nonché da altri autori quali Oerlemans e Fortuin (1992).

Porter (2001) sottolinea come le fluttuazioni della quota della linea di equilibrio siano fortemente influenzate non solo dalle temperature medie della stagione di ablazione, ma anche dalle precipitazioni avvenute nel corso della stagione di accumulo. L'elevato valore di pendenza del Ghiacciaio dei Forni, pari al 36% ed evidenziato dai DEM messi a disposizione da Regione Lombardia, rispetto ad altri ghiacciai in cui è stato applicato un modello simile, conduce inevitabilmente ad errori nella riproduzione della dinamica del ghiacciaio a cui si è ovviato con opportune modifiche. Le pendenze sono molto variabili lungo la linea di flusso e localmente raggiungono anche valori piuttosto elevati, che conducono a valori puntuali di velocità molto alti. Anziché considerare un valore univoco del parametro di flusso per modellare la velocità di *sliding*, si è quindi scelto di utilizzare dei valori variabili con la pendenza e costanti per

tratti topograficamente omogenei (Fig. 4). In letteratura molti autori giustificano l'uso di parametri con valori variabili rispetto alla formulazione originale del modello, anche per differenti ordini di grandezza. Tale larga variabilità è legata all'estrema complessità del fenomeno di flusso glaciale, a sua volta legato alla differente struttura del ghiaccio, alla sua temperatura, alle caratteristiche granulometriche del letto, ed al contenuto detritico.

Al fine di considerare la maggiore fusione subita dal ghiacciaio in corrispondenza della lingua, il valore di gradiente di bilancio si è assunto lineare decrescente con la quota al di sotto della ELA , con una diminuzione di circa 0,2 mm ogni 100 metri lungo la *flowline* e costante al di sopra della ELA . Tale accorgimento determina una maggiore ablazione nella parte terminale del ghiacciaio, giustificata sia dalla presenza di copertura detritica sparsa e fine superficiale, sia dalla emersione di isole rocciose (*rock outcrops*), che, riscaldandosi a seguito dell'irraggiamento solare, favoriscono la fusione. Non essendo disponibili dati di bilancio di massa misurati al di sopra della linea di equilibrio, si è inizialmente utilizzato lo stesso valore impiegato al di sotto della ELA . L'eccessivo accumulo di massa conseguente ha però portato a scegliere di utilizzare un gradiente più piccolo, pari a 1/10 del valore di partenza. L'utilizzo di gradienti di bilancio di massa differenti è riscontrabile anche in diversi autori, ad esempio in Zuo e Oerlemans (1997). L'equazione di bilancio di massa risulta quindi

$$B = \frac{\partial B}{\partial z} (ELA - h) \quad (2)$$

$$\frac{\partial B}{\partial z} = k_0 \quad h \geq ELA$$

$$\frac{\partial B}{\partial z} = k_1 (ELA - h) \quad h < ELA$$

ove B rappresenta il termine di bilancio di massa [mm], $\partial B/\partial z$ la relativa derivata [mm^{-1}], h la quota del ghiacciaio [m s.l.m.] e $k_{0,1}$ due costanti di calibrazione.

EVOLUZIONE DEGLI SPESSORI GLACIALI 1929-2007

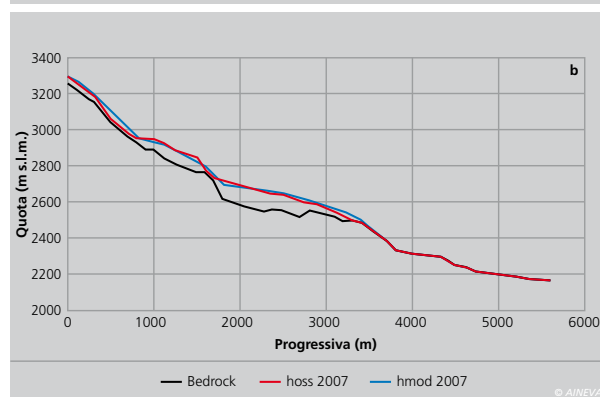
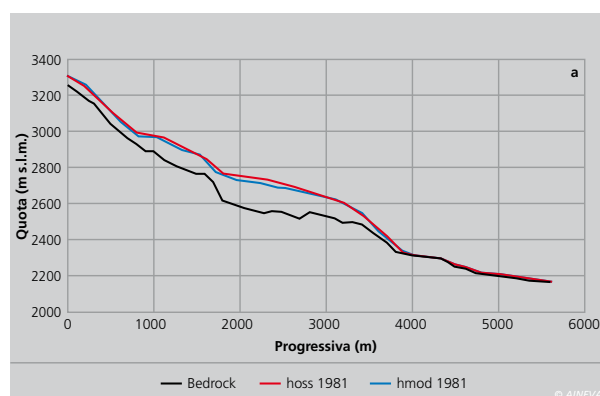
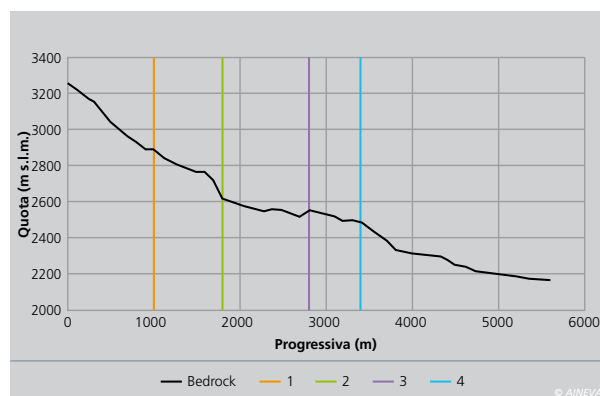
La possibilità di avere a disposizione mi-

sure di spessore di ghiaccio lungo la linea di flusso del bacino centrale del Ghiacciaio per gli anni 1981 e 2007 ha consentito di verificare se il modello, a seguito delle modifiche e semplificazioni introdotte, è in grado di riprodurre l'evoluzione temporale dalla geometria del ghiacciaio.

I grafici in Fig. 5 mostrano il confronto tra i profili stimati e modellati nei due periodi di riferimento (1929-1981, 1981-2007). La modifica dei parametri di flusso con la topografia qui introdotta permette di riprodurre in modo adeguato la geometria del profilo superficiale, cogliendo correttamente l'effetto derivante dalla presenza di tratti del *bedrock* ad elevata pendenza. La massa trasportata a valle è stata correttamente modellata grazie all'aumento dei gradienti di bilancio di massa, responsabili di una

Sotto, dall'alto verso il basso:
Fig. 4 - Suddivisione del profilo del bedrock in tratti topograficamente omogenei

Fig. 5 - Confronto tra profili longitudinali di spessore di ghiaccio modellati e misurati. a) 1981. b) 2007.



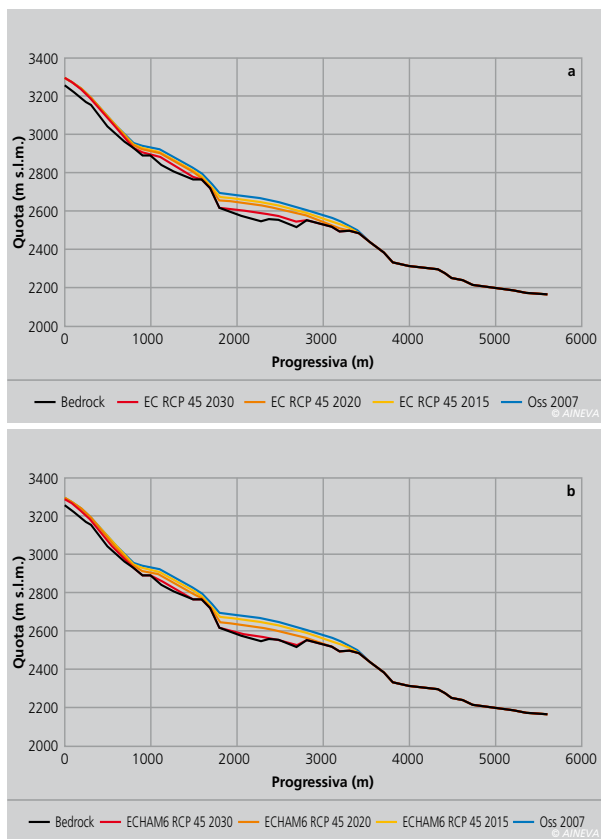


Fig. 6 - Variazioni di spessore glaciale attese fino al 2030 secondo lo scenario RCP4.5.
a) Modello EC-Earth.
b) Modello ECHAM6.

maggior fusione alle quote più basse del ghiacciaio, e dall'aumento delle velocità, reso possibile dalla divisione topografica dei parametri di flusso.

PROIEZIONI FUTURE DI DINAMICA GLACIALE

La costruzione dei possibili scenari futuri di dinamica glaciale è di grande importanza al fine di individuare interventi di monitoraggio e gestione delle risorse disponibili. Si pensi ad esempio alla gestione degli impianti idroelettrici in alta quota, strettamente dipendenti dai deflussi di fusione nivo-glaciali, o più in generale ai deflussi fluviali in ambito alpino.

Allo scopo di produrre simulazioni di scenario glacio-idrologico, risulta utile l'utilizzo di Modelli di circolazione generale (GCM), in grado di descrivere l'evoluzione del sistema climatico a lungo termine, fornendo quindi informazioni riguardo precipitazioni e temperature per il prossimo secolo.

A causa dell'incertezza nello stabilire quali siano le ipotesi più affidabili per la descrizione del clima futuro, il confronto tra i risultati in uscita da differenti GCM per-

mette di delineare un ventaglio di possibili evoluzioni. In questo studio sono stati utilizzati due GCM, ossia il modello EC-Earth e il modello ECHAM6 sviluppati rispettivamente da un consorzio di 27 agenzie di ricerca in 10 paesi Europei (<http://www.ec-earth.org/>) e dal *Max Plank Institute* di Amburgo (<http://www.mpimet.mpg.de/en/home.html>), oltreché inclusi nella base modellistica del quinto *Assessment Report AR5* del comitato internazionale per i cambiamenti climatici, *IPCC* (2013). Si sono considerati 3 differenti scenari di forzante radiativa (*Representative Concentration Pathways* RCP, 2.6, 4.5, 8.5). Tali scenari rappresentano differenti potenziali "storie" di sviluppi futuro, in particolare in relazione alle politiche di emissione, ai conseguenti effetti sui bilanci radiativi del pianeta e in definitiva alle variazioni climatiche e corrispondono in sostanza a *storylines* narrative utilizzate fino al quarto *Assessment Report*.

Si utilizzano qui gli *outputs* dei due GCM detti, opportunamente trattati. In particolare si utilizzano i valori giornalieri di precipitazione e temperatura per il periodo 2013-2100, come dati in ingresso al modello di flusso del ghiacciaio precedentemente calibrato e validato.

Le variabili in uscita da un GCM hanno risoluzione fin a scala temporale (dell'ordine dei giorni, o ore), ma presentano risoluzioni spaziali troppo grossolane per applicazioni a scala locale. Per questo motivo è stato utilizzato un algoritmo di disaggregazione del tipo cascata random (*Stochastic Space Random Cascade*, Gropelli et al. 2011) per la correzione dei *bias*, o errori sistematici locali introdotti dai GCM, e per la disaggregazione temporale, atta a fornire una rappresentazione degli *input* climatici il più possibile coerente con le serie storiche osservate.

In Tab. II si riporta la frazione di volume di ghiaccio proiettata nel corso del secolo, in riferimento all'anno 2007. È possibile osservare come nell'ambito dei diversi RCP si osservano perdite di volume differenti. In particolar modo lo scenario RCP 8.5, con i valori di temperatura proiettata più elevati, provoca la perdita del 100% del

volume già a partire dal 2080, secondo entrambi i modelli.

Dai risultati mostrati si osserva come le simulazioni ottenute per i due GCM abbiano alcune differenze non trascurabili (>15% in termini di volumi glaciali) soprattutto nei primi decenni, ma alla fine del secolo la situazione raggiunta pare essere in sostanza concorde. In Fig. 6 si riportano le variazioni di spessore glaciale proiettate fino al 2030 secondo lo scenario RCP 4.5, intermedio e considerato come il maggiormente probabile nella letteratura di settore. I risultati ottenuti sono in accordo con quanto trovato ad esempio da Wallinga e van de Wal (1998) per il Rhonegletscher (Svizzera). Gli autori di tale studio infatti trovano che, applicando un tasso di riscaldamento pari a $0,04 \text{ K a}^{-1}$, il ghiacciaio nel 2100 conserverà solo il 4% del suo volume. La differenza tra i volumi che il ghiacciaio conserva nel corso del secolo sotto l'ipotesi dei tre diversi RCP è ben visibile dalla Tab. II. Risulta evidente come lo scenario RCP 8.5 provochi una più rapida perdita di volume di ghiaccio nel corso del secolo.

CONCLUSIONI

Il lavoro qui presentato, sebbene passibile di ulteriori implementazioni e miglioramenti, suggerisce una rapida involuzione della risorsa glaciale alpina che potrebbe portare alla fine di questo secolo alla quasi totale scomparsa di molti apparati glaciali. In particolare la potenziale evoluzione del ghiacciaio dei Forni porta a stimare per il 2100 ad una riduzione di oltre l'80% del volume glaciale stimato nel 2007.

Questa riduzione impatterà sicuramente sulla disponibilità idrica estiva derivante dalla fusione glaciale e se ne dovrà tenere conto nei diversi scenari evolutivi, non solo ambientali, ma anche socio-economici che vedono nel più grande ghiacciaio vallivo italiano una risorsa importante, non solo dal punto di vista idrico ed energetico ma anche paesaggistico, turistico e ambientale. L'approccio impiegato in questa prima applicazione è piuttosto semplice e potrà essere sostituito con metodi più accurati, per esempio

nella descrizione delle variazioni di massa ed estensione del ghiacciaio, tramite approcci di tipo misto che tengano conto anche dei flussi energetici che promuovono la fusione (tipo *enhanced T index model*, si veda Hock, 2005) o da moduli di bilancio energetico distribuito (attualmente in fase di sviluppo). Sono anche necessarie campagne di misura intensive per rilevare con maggior dettaglio la velocità glaciale superficiale e consentire una migliore calibrazione dinamica del modello. In ultimo, notevoli miglioramenti possono essere introdotti nel modello di flusso, ad esempio eliminando la semplificazione delle sezioni trapezoidali, al fine di riprodurre in modo più corretto la reale geometria del corpo glaciale. Tutti i tre bacini di accumulo potrebbero essere modellati tramite la definizione di tre linee

di flusso confluenti in corrispondenza della lingua centrale. In futuro potrebbe essere anche possibile sviluppare un modello tridimensionale in grado di descrivere con maggiore accuratezza i fenomeni fisici alla base del movimento del ghiacciaio. Infine, l'applicazione del modello di flusso monodimensionale qui considerato ad altri apparati glaciali alpini potrebbe rappresentare un utile strumento per fornire una visione d'insieme dei processi in atto, responsabili delle variazioni a cui stiamo

assistendo e per comprendere le differenze dinamiche che caratterizzano i singoli apparati. Le tendenze evolutive future qui delineate, lungi dall'essere deterministicamente corrette, rappresentano tuttavia una prima analisi del tipo *what if*, o se si vuole un'analisi di sensitività climatica, utile a fornire una base per la definizione preliminare di azioni di adattamento per la gestione della risorsa idrica in aree montane, da verificare poi sulla base della reale evoluzione climatica.

PERCENTUALE VOLUME PROIETTATO RISPETTO AL 2007						
ANNO	EC-Earth			ECHAM6		
	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5
2020	65%	65%	63%	57%	48%	54%
2030	38%	40%	36%	32%	21%	20%
2050	17%	13%	11%	11%	6%	5%
2080	7%	3%	0	5%	0	0
2100	5%	0,1%	0	3%	0	0

Tab. II - Percentuale di volume di ghiaccio proiettato negli anni 2020, 2030, 2050, 2080 e 2100 nelle simulazioni effettuate, rispetto al volume di ghiaccio nel 2007.

Bibliografia

- Bocchiola, D., Rosso R. (2007). The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps. *Adv. Water Resour.*, 30, 135–147.
- 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). *Adv Water Resour.*
- Braithwaite, R. J., Zhang, Y. (1999). Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geogr. Ann.*, 81 A(4): 489–496.
- Carturan, L., Cazorzi, F., Dalla Fontana G. (2012). Distributed mass-balance modelling on two neighbouring glaciers in Ortles-Cevedale, Italy, from 2004 to 2009. *Journal of Glaciology*, 58 (209), 467–486.
- Cuffey, K., Paterson, W. S. B. *The Physics of Glaciers*. Academic Press, Amsterdam, ed. 4, 2010.
- D'Agata C., D. Bocchiola, D. Maragno, C. Smiraglia, G. A. Diolaiuti (2014) Glacier shrinkage driven by climate change in the Ortles-Cevedale group (Stelvio National Park, Lombardy, Italian Alps) during half a century (1954–2007). *Theoretical Applied Climatology*, April 2014, Volume 116, Issue 1–2, pp 169–190 <http://link.springer.com/article/10.1007/s00704-013-0938-5>
- Diolaiuti, G., Citterio, M., Carnielli, T., D'Agata, C., Kirkbride, M., Smiraglia, C. (2006). Rates, processes and morphology of freshwater calving at Miage Glacier (Italian Alps). *Hydrol. Process.* 20, 2233–2244.
- Glen, J. W. (1958). The flow law of ice. A discussion of the assumptions made in glacier theory, their experimental foundations and consequences. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 47 171–183.
- Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. (2011). Spatial downscaling of precipitation from GCMs for climate change projections using random cascades: A case study in Italy. *Water Resour. Res.*, 47, W03519, doi:10.1029/2010WR009437, 2011.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282(1–4), 104–115.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modeling. *Progress in Physical Geography* 29, 3(2005) pp. 362–391.
- IPCC, Intergovernmental Panel for Climate Change, 2013. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers.
- Jansson, P., Hock, R., Schneider, T. (2002). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282, 116–129.
- Juvet, G., Huss, M., Funk, M., Blatter, H., Picasso, M., Rappaz, J. (2009). Numerical simulation of Rhonegletscher from 1874 to 2100. *J. Comput. Phys.*, 228(17), 6426–6439.
- Juvet, G., Huss, M., Funk, M., Blatter, H. (2011). Modelling the retreat of Grosser Aletschgletscher, Switzerland, in a changing climate. *Journal of Glaciology*, Vol. 57, No 206.
- Merli, F. (1998). *Variazioni volumetriche del Ghiacciaio dei Forni dal 1925 al 1998 (Alpi Centrali Gruppo Oertles-Cevedale)*, tesi di laurea, Università degli Studi di Milano.
- Oerlemans, J. (1988). Simulation of historic glacier variations with a simple climate-glacier model. *Journal of Glaciology*, Vol. 34, No. 118.
- Oerlemans, J. (1997). A flowline model for Nigardsbreen, Norway: projection of future glacier length based on dynamic calibration with the historic record. *Annals of Glaciology* 24.
- Oerlemans, J. (1997). Climate sensitivity of Franz Josef Glacier, New Zealand, as Revealed by Numerical Modeling. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 29, No. 2, 1997, pp 233–239.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and climate change*, 148 pp., A. A. Balkema Publishers, Brookfield, Vt.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. Third edition. Oxford, etc., Elsevier.
- Pelfini, M., Smiraglia, C. (1992). Alcune serie secolari di variazioni frontali dei ghiacciai delle Alpi lombarde. *Geog. Fis. Dinam. Quat.*, 15, 143–147.
- Rolland, C. (2002). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rate in Alpine regions. *Journal of climate*, Vol 16: 1032–1045
- Senese A., Diolaiuti G., Mihalcea C. & Smiraglia C. (2012) – Energy and mass balance of Forni Glacier (Stelvio National Park, Italian Alps) from a 4-year meteorological data record. *Arctic, Antarctic, Alpine Research*, 44 (1), 122–134.
- Smiraglia, C., Morandi G., Diolaiuti G. (2009). *Clima e Ghiacciai. L'evoluzione delle risorse glaciali in Lombardia*.
- Vincent, C., Vallon, M., Reynaud, L., Le Meu, E. (2000). Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–1997. *Journal of Glaciology*, 46, 499–506.
- Wallinga, J., Van de Wal, R.S.W. (1998). Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *Journal of Glaciology*, 44(147), 383–393.
- Zuo, Z., Oerlemans, J. (1997). Numerical modeling of the historic front variation and the future behavior of the Pasterze glacier, Austria. *Ann. Glaciol.*, 24, 234–241.

© AINEVA