

DINAMICHE

un caso di studio
nelle Alpi Lombarde

GLACIO IDROLOGICHE RECENTI e RELAZIONI con il CLIMA

Daniele Bocchiola^{1,2}
Soncini, A.¹, **Azzoni, R.S.**³,
Smiraglia, C.³, **Diolaiuti, G.**^{2,3}

¹ Politecnico di Milano,
Dip. ICA, L. da Vinci, 32, Milano
daniele.bocchiola@polimi.it

² Comitato EVK2CNR,
S. Bernardino 145, Bergamo

³ Università di Milano
Dip. Scienze della Terra "A. Desio",
Mangiagalli 34, Milano

RECENT HYDROGLACIOLOGICAL DYNAMICS IN RESPONSE TO CLIMATE

A case study in the alps of Lombardy, italy

We present here results from a recent six years (2009-2014) field campaign aimed at monitoring the cryospheric evolution and hydrological cycle of the Dosdè catchment

(17 km², average altitude 2858 m a.s.l., outlet 2133 m a.s.l.), in the Italian Alps, nesting 1.90 km² of glaciers of the Piazzzi-Campo group, among the largest in Lombardy. We gathered extensive field data including weather, snow and ice ablation, distributed snow depth and density, ice thickness from geo-radar surveys, snow covered area from Landsat, and hydrological fluxes at basin closure. We set up a glacio-hydrological model, providing in output full account of glaciers' cover and flow, ice and snow ablation, and discharge at catchment outlet. Using historical (1996-2008) mass balances obtained through glaciological approach for Dosdè East glacier (0.81 km²), together with our model estimates, we carried out a trend analysis of mass balances.

During six years we estimated an average ice mass loss nearby $-1.76E^8$ mEyr⁻¹, i.e. -20% against volume in 2009. During 1996-2014 average mass loss of Dosdè East was -1.13 m, with a decreasing (i.e. with more mass loss) trend $(-0.04$ m³a⁻¹), likely indicating an acceleration of ice mass loss in the last 20 years. During 1996-2014 mass balances display a significant correlation against Spring temperature and precipitation, and particularly against Spring and Fall snow depth.

Si presentano qui i risultati di uno studio recente in alta Val Viola Bormina durante il 2009-2014. Si sono studiate in particolare le dinamiche glacio-idrologiche del bacino del torrente Dosdè (17 km², quota media 2858, sezione di chiusura a 2133 m.s.l.m), che include 1,90 km² di copertura glaciale, appartenente al gruppo Piazzzi-Campo, fra i maggiori in Lombardia. Si sono raccolti dati di clima, di fusione nivale e glaciale, di spessore e densità nivale, di spessore glaciale tramite rilievi geo-radar, di copertura nivale tramite Landsat, di flusso idrologico in una stazione idrometrica posta nella sezione di chiusura. Si sono simulate le dinamiche dei ghiacciai inclusi nel bacino, il bilancio di massa relativo, nonché il bilancio idrologico del bacino stesso. Utilizzando poi i bilanci di massa storici (1996-2008), ottenuti tramite metodo glaciologico per il ghiacciaio del Dosdè Est (0,81 km²) maggiormente studiato, insieme alle nostre stime per il 2009-2014, abbiamo condotto un'analisi di tendenza dei bilanci di massa di tale ghiacciaio. Nei sei anni studiati, la perdita volumetrica per i ghiacciai contenuti nel torrente Dosdè è stata di $-1,76E^8$ m³a⁻¹, i.e. -20% del volume nel 2009. Nel periodo 1996-2014 la perdita media annua stimata per il Dosdè Est è stata di -1,13m, con un trend di diminuzione (i.e. con maggiore perdita di massa) pari a $-0,04$ m³a⁻¹, indicativo di una accelerazione della perdita di volume glaciale negli ultimi vent'anni. I bilanci massa annuali durante il 1996-2014 mostrano evidente (e significativa) correlazione con le temperature e precipitazioni primaverili ed in particolare con il manto nivale autunnale e primaverile.



INTRODUZIONE

Lo studio dell'evoluzione nel tempo della criosfera ha assunto negli ultimi anni importanza sempre crescente all'interno della comunità scientifica. Nelle aree montane, la coltre nivale stagionale, e la copertura glaciale permanente assumono enorme importanza dal punto di vista ambientale, paesaggistico, geologico ed idrologico (Viganò *et al.*, 2015).

L'evidenza recente dell'intensificarsi dei cambiamenti climatici, largamente riconosciuta e riassunta nei report dell'IPCC (AR5 IPCC, 2013), porta a ritenere probabile un impatto rilevante sulle dinamiche idrologiche delle aree di alta quota, dove la copertura nivale stagionale e le aree glaciali permanenti si contrarranno a scala mondiale (Barnett *et al.*, 2005; Minora *et al.*, 2016).

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 comprendere e modellare 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 (Bocchiola *et al.*, 2010; Minora *et al.*, 2015).

In Italia, i ghiacciai alpini racchiudono ca. $1,3 \text{ E}^9 \text{ m}^3$ di acqua (Smiraglia *et al.*, 2003) e sono soggetti a rapida diminuzione (Smiraglia e Diolaiuti, 2015; Smiraglia *et al.*, 2015). L'importanza di tali risorse glaciali si è osservata di recente durante le estati secche, p.es. nell'anno 2003, quando il contributo della fusione glaciale ha mantenuto i deflussi del Po a livelli sostenibili.

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 (D'Agata *et al.*, 2014). 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 (Soncini *et al.*, 2016).

Di particolare interesse è poi lo studio della potenziale evoluzione futura delle coltri glaciali, in risposta a scenari di cambiamento climatico (p.es. Garavaglia *et al.*, 2014)

Tuttavia, data l'enorme complessità delle dinamiche nivo-glaciali ed idrologiche nelle aree di alta quota, studi di campo sono necessari per la comprensione dei fenomeni più importanti ivi coinvolti e per la seguente parametrizzazione dei modelli glacio-idrologici. Tali fenomeni, o componenti, si possono in breve riassumere come i) il regime di precipitazione ad alta quota, ii) le dinamiche di accumulo e fusione nivale, iii) le dinamiche di accumulo e fusione glaciale, iv) gli spessori e le dinamiche di flusso glaciali e v) la risposta idrologica dei bacini fluviali. In tal senso, la carenza di dati accurati e continui, giustificata

dalla complessa situazione ambientale e climatica, rende spesso la modellazione glacio-idrologica in queste aree estremamente semplificativa e non realistica, rendendo così poco realistiche, anche le proiezioni future, già intrinsecamente affette da larga incertezza. In tal senso si vogliono presentare qui i risultati di uno studio di campo intensivo condotto nel periodo 2009-2014, atto a i) valutare con dati ed osservazioni di prima mano le dinamiche di un bacino fluviale alpino di alta quota e ii) modellare le dinamiche glacio-idrologiche di tale bacino in maniera accurata in relazione a tutte le componenti coinvolte, iii) valutare la dinamica glaciale recente in risposta alle fluttuazioni del clima. Lo studio riguarda il bacino del torrente glaciale Dosedè (17 km^2), nell'alta Val Viola Bormina, Alpi Retiche. Tale bacino ospita I ghiacciai del gruppo Piazzì Campo (Diolaiuti *et al.*, 2008; 2011), per un totale di $1,90 \text{ km}^2$ di area glacializzata. Il bacino Dosedè è fortemente paradigmatico delle recenti evoluzioni del glacialismo italiano (Maragno *et al.*, 2009; Diolaiuti *et al.*, 2012a; D'Agata *et al.*, 2014), e del potenziale contributo idrologico dei bacini montani (Bocchiola *et al.*, 2010). Durante il periodo 2009-2014, gli autori dello studio hanno condotto studi di campo nell'area, atti a valutare l'andamento delle varie componenti indicate qui sopra, per costruire un quadro conoscitivo dell'area e proporre una modellazione consistente di tutti i fenomeni esplorati. Scopo finale è la costruzione di uno strumento atto all'analisi della risposta dei bacini di alta quota alle variazioni climatiche, che consenta altresì la costruzione di scenari credibili di evoluzione glacio-idrologica in risposta agli scenari di cambiamento climatico disponibili. Si vuole inoltre evidenziare i trend recenti di variazione di massa dei ghiacciai presenti nel bacino e le relazioni con le variazioni climatiche. L'articolo è organizzato come segue. Nella sezione 2 si introduce il caso di studio. Nella sezione 3, si riportano i dettagli delle nostre campagne in sito e della tipologia e consistenza



della base di dati raccolta. Nella sezione 4, si riportano le metodologie utilizzate per la modellazione delle dinamiche glacio-idrologiche e per la valutazione dei trend glaciologici. Nella sezione 5 si riportano i risultati principali, commentati poi nella sezione 6. Si riporta ivi un confronto con le dinamiche di ghiacciai alpini monitorati tramite metodo glacio-logico, a scopo di confronto. Si illustra inoltre uno schema di portabilità per il modello glacio-idrologico. Si forniscono poi delle conclusioni e si valutano potenziali sviluppi futuri.

CASO DI STUDIO

Il bacino qui studiato è quello del torrente Dosdè, chiuso al rifugio Federico in Dosdè (Fig. 1), che copre 17 km² nelle Alpi Retiche della Lombardia, in provincia di Sondrio. Il clima dell'area è continentale alpino, con inverni freddi ed estati moderatamente calde, condizioni generali di cielo sereno, soprattutto in inverno. Le precipitazioni nivali sono frequenti tra ottobre e maggio, con copertura nivale persistente fino a luglio alle quote più elevate. I massimi di precipitazione sono alla fine dell'estate, con un minimo invernale. Il deflusso fluviale dipende largamente dalla fusione nivale e glaciale in estate, con contributi pluviali autunnali. Alla stazione meteorologica posta in prossimità del rifugio Federico in Dosdè (2000 m.s.l.m.) prossima alla sezione di chiusura, la temperatura media annuale (2010-2014) è +1,9 °C, con precipitazione annuale ca. 1020mm. L'area include alcuni ghiacciai del gruppo Piazzzi-Campo, uno dei sei gruppi glaciali principali della regione Lombardia (Diolaiuti *et al.*, 2012a), in particolare i ghiacciai del gruppo Dosdè-Piazzzi (Diolaiuti *et al.*, 2011).

Il ghiacciaio Dosdè Est (0,81 km²) è il più grande nel bacino, che comprende 1,90 km² di superficie glaciale, dei 3.80 km² del gruppo Dosdè-Piazzzi. Il ghiacciaio Dosdè East è stato utilizzato come *test site* per l'utilizzo di teli isolanti atti a ridurre la fusione nivo-glaciale estiva (Diolaiuti *et al.*, 2008; Mosconi *et*

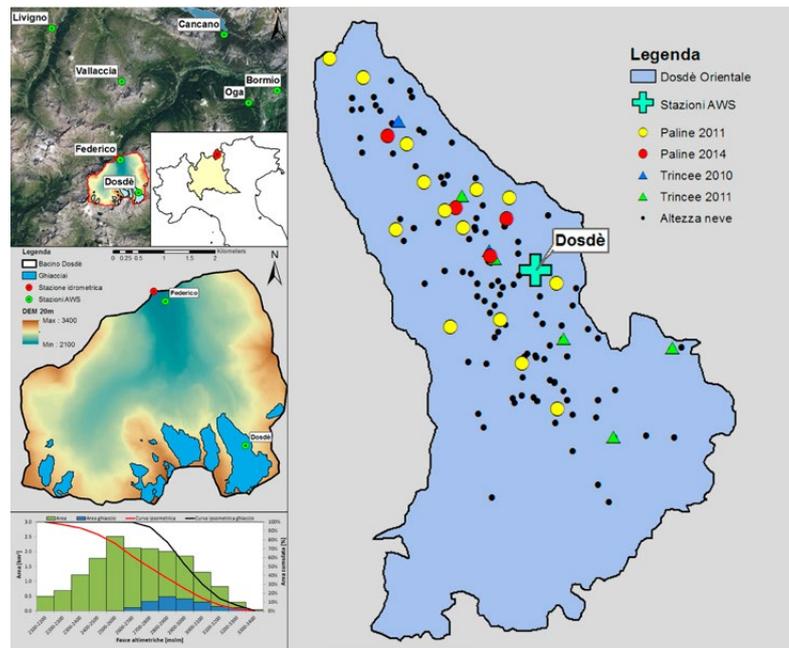


Fig. 1 - Caso di studio, bacino del torrente Dosdè chiuso al rifugio Federico. Si riporta anche la base di dati disponibile, inclusiva di stazioni meteorologiche, idrometro e dati ottenuti tramite rilievi di campo.

al., 2012; Senese *et al.*, 2013). Diolaiuti *et al.* (2011) riportano che i ghiacciai del gruppo Dosdè-Piazzzi ricoprivano un'area di 8,21 km² nel 1954, 6,53 km² nel 1981, 5,55 km² nel 1991, 4,10 km² nel 1999 e 3,77 km² nel 2003 (Diolaiuti *et al.*, 2011, Figg. 1, 2). Il ciclo idrologico in bacini di alta quota nell'alta Valtellina, fortemente sensibile ai cambiamenti climatici è poco monitorato, se non per la presenza della rete Idrostelvio, installata e gestita dagli autori nel Parco dello Stelvio, a partire dal 2010 (Bonato, 2015). E' quindi interessante proporre qui uno studio sulle dinamiche glacio-idrologiche del bacino del Dosdè, fortemente paradigmatico del comportamento dei bacini alpini lombardi.

DATI E STUDI DI CAMPO

Nella tabella di Fig. 2 si riporta un riassunto della base dati raccolta ed utilizzata. Si è utilizzato un DTM (20m) della Regione Lombardia. Il bacino del Dosdè ed i ghiacciai ivi inclusi (in particolare il Dosdè Est, e.g. Diolaiuti *et al.*, 2011) sono stati studiati in maniera intensiva nell'ultimo decennio. Vi sono nel bacino due stazioni meteorologiche (AWS, *Automatic Weather Stations*, AWS1, 2133 m s.l.m., installata nel 2009, AWS2, 2850 m s.l.m., installata nel 2007). Le stazioni AWS misurano la temperatura

dell'aria, radiazione solare, pressione dell'aria (solo AWS2) e precipitazione (AWS1 precipitazione, senza riscaldamento). Si sono raccolti dati aggiuntivi provenienti da stazioni a quote inferiori di proprietà di ARPA Lombardia, quali temperature, precipitazione, spessore del manto nivale. Si sono poi utilizzati dati telerilevati per valutare la copertura nivale per validare il modello. Le aree di copertura nivale (*Snow Covered Areas*, SCAs) sono state valutate tramite il metodo dell'indice NDSI (Riggs *et al.*, 1994), utilizzando 27 immagini Landsat® per il periodo 2009-2014 (soprattutto durante la primavera e l'estate, quando la dinamica del manto nivale è maggiormente importante). Nel luglio 2009 è stata installata nelle vicinanze del rifugio Federico in Dosdè una stazione idrometrica (2127 m s.l.m.) per la misurazione dei flussi idrologici (ossia del livello del torrente fluviale, da utilizzare tramite una curva di deflusso, aggiornata ogni anno nel periodo 2009-2014, tranne che nel 2012). Dal 2009 in poi, rilievi di campo stagionali sono stati condotti in primavera ed estate. Durante tali rilievi si sono condotti i) lo scarico dei dati delle stazioni AWS, ii) la valutazione dell'ablazione glaciale per alcune paline (14 nel 2011 e 4 nel 2014) sul ghiacciaio Dosdè orientale, iii) lo scavo di trincee nivali (profondità e densità della neve, 2 nel

GLACIOLOGIA

2010 e 5 nel 2011) sul ghiacciaio Dosdè Est per la stima dell'equivalente idrico nivale SWE (*Snow Water Equivalent*), iv) la misura di profondità del manto nivale distribuito sul ghiacciaio (35 punti nel 2010, 66 nel 2011). Nell'estate del 2009 si è condotta una misura dello spessore di ghiaccio tramite metodo Georadar GPR su alcuni transetti del ghiacciaio Dosdè Est.

METODI

Temperatura e precipitazione

Utilizzando i dati disponibili delle stazioni AWS (AWS1, AWS2 all'interno del bacino, più le AWSs ARPA in Tabella 1) abbiamo stimato verticale il tasso di variazione verticale *lapse rate* di temperatura e precipitazione per l'area. Si sono utilizzati *lapse rates* mensili di temperatura, compresi tra $-8\text{ }^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ nel mese di luglio e $-4,9\text{ }^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ nel mese di dicembre. Il tasso di variazione osservato per la precipitazione totale è sostanzialmente omogeneo mensilmente, quindi si è utilizzata una media annuale, pari a $+23\text{ mmkm}^{-1}$, senza modifiche sostanziali con l'altitudine (fino a 2850 m.s.l.m., AWS2). La precipitazione totale è stata

calcolata nelle 5 stazioni (tabella Fig. 2) includendo le neviccate (con densità della neve fresca $\rho_n = 120\text{ kgm}^{-2}$, Bocchiola e Rosso, 2007).

Per modellare la fusione di neve e ghiaccio sull'area glaciale, abbiamo corretto la temperatura giornaliera considerando lo strato limite catabatico KBL (*Katabatic Boundary Layer*, Carturan et al., 2014).

Bilanci di massa e dipendenza dalle variabili climatiche

Utilizzando i risultati del modello glacio-idrologico (BOX 1) si sono valutati i bilanci di massa ΔM per i ghiacciai considerati (i.e. il bilancio complessivo, espresso in mm di equivalente idrico, risultante dalla somma algebrica di accumulo nivale e fusione nivo-glaciale), mediati sui ghiacciai considerati (i.e. valore medio sulle celle coperte di ghiaccio). In particolare, si sono considerati i valori del bilancio di massa medio per il ghiacciaio del Dosdè orientale per il periodo 2009-2014, che sono stati utilizzati per integrare la serie dei bilanci precedentemente condotti per tale ghiacciaio con metodo glaciologico (tramite misure di accumulo/ablazione alle paline più regressione lineare con la quota) per il periodo 1996-2008. Si è poi condotta un'analisi di regressione lineare sulla serie così ottenuta di valori ΔM per il periodo 1996-2014, allo scopo di valutare l'eventuale variazione dei tassi di perdita della massa glaciale. Allo scopo poi di valutare la dipendenza delle dinamiche di ritiro glaciale dalle variabili meteorologiche, si è condotta un'analisi di correlazione dei valori ΔM rispetto a valori stagionali delle variabili più note in letteratura per la loro influenza su tali dinamiche. In particolare, si sono considerate le temperature T, le precipitazioni P e lo spessore del manto nivale HS. Volendo utilizzare l'informazione climatica per località il più possibile vicine (e quindi maggiormente significative) all'area in esame, con dati disponibili risalenti almeno al 1996 (primo anno in cui i bilanci di massa sono disponibili per il Dosdè), la scelta è ricaduta sulla

stazione di Oga (2295 m.s.l.m, Fig. 1). In tale stazione, distante in linea d'aria non più di 10 km dal ghiacciaio Dosdè Est è stato possibile reperire (nel data base del Programma di Tutela e Uso delle Acque, PTUA 2006) dati relativi alle tre variabili dette a partire dal 1995 e fino al 2002 (quest'ultimo con alcuni dati mancanti) in forma di medie mensili, dalle quali è stato possibile ricavare le medie annuali e stagionali. Tali dati sono poi stati integrati con la base ARPA disponibile, per ottenere serie climatiche per il periodo 1995-2014. Si è poi condotta un'analisi di correlazione tra ΔM ed i valori annuali e stagionali delle variabili T, P e HS. Per le variabili (e le stagioni) che indicassero una dipendenza significativa si è poi condotta un'analisi di tendenza, atta a valutare se potenziali variazioni climatiche recenti abbiano potuto influire sulle dinamiche glaciali.

RISULTATI

Fusione nivo-glaciale

Nella tabella di Fig. 3 si riportano i risultati relative alla modellazione della fusione nivo-glaciale. La calibrazione del modello di fusione nivale è stata condotta utilizzando i valori di HS giornalieri (2004-2014) raccolti alle tre stazioni in Fig. 2. L'errore sistematico, *Bias* di stima per la fusione nivale in fase di calibrazione varia come $+2\% < Bias < +5,9\%$ per le tre stazioni, con $R^2 = 0,41-0,88$ (con Oga e Vallaccia assai migliori di Cancano, comunque più lontano dal bacino, globalmente $Bias = +2\%$, and $R^2 = 0,69$). In Tabella 2 si riporta la validazione rispetto ai valori di SWE cumulato primaverile per gli anni 2010 e 2011. L'errore sistematico è pari a $Bias = -6\%$, con $R^2 = 0,42$, accettabile data la nota variabilità spaziale del manto nivale e la difficoltà di simulazione di tale grandezza. Riguardo alla fusione glaciale (Fig. 3), in fase di calibrazione (ossia di calcolo dei parametri del modello tramite adattamento ai valori di fusione osservata alle paline) si ha $Bias = +6\%$, $R^2 = 0,72$, mentre in fase di validazione (tramite calcolo della fusione nelle celle corrispondenti

Fig. 2 - Base di dati disponibile. T temperatura, P precipitazione, HS altezza del manto nivale, S radiazione solare, L livello idrico in alveo, M_i fusione glaciale, ρ_n densità della neve fresca, ρ_s densità del manto nivale, SCA area coperta da neve.

Fig. 3 - Statistiche di adattamento del modello glacio-idrologico.

Stazione	Altitudine (m s.l.m.)	Variabili	Periodo
Rifugio Federico	2133	T, P, S	2009-2014
Dosdè Est	2850	T, P, S	2009-2014
Oga	2295	T, P, HS	2009-2014
Bormio	1125	T, P, HS	2009-2014
Vallaccia	2655	T, P, HS	2009-2014
Cancano	1930	T, P, HS	2009-2014
Livigno	2250	T, P, HS	2009-2014
Dosdè idrometro	2127	L	2009-2014
7 paline	2600-2900	M _i	2011-2014
101 punti	2600-3000	HS	Primavera Estate 2010, 2011
3 trincee nivali	2600-2800	ρ_s	Maggio 2010, Giugno 2011
Landsat	-	SCA	Aprile 2010 - Settembre 2014

© AINEVA

ADATTAMENTO MODELLO				
Variabile	Unità	Descrizione	Bias (%)	R ² (.)
M _i	[mmd ⁻¹]	Ablazione glaciale, calibrazione	+6.0%	0.72
M _i	[mmd ⁻¹]	Ablazione glaciale, validazione a celle	+2.2%	0.49
M _s	[mmd ⁻¹]	Fusione nivale, calibrazione	+2.0%	0.69
SWE	[mm]	SWE a fine inverno (101 punti), validazione	-6.14%	0.42
Q	[m ³ s ⁻¹]	Portata, calibrazione	-1.88%	0.92
Q	[m ³ s ⁻¹]	Portata, validazione	-0.44%	0.94

© AINEVA

alla posizione delle paline utilizzando il modello glacio-idrologico completo), si ottiene un $Bias = +2,2\%$, con $R^2 = 0,49$, comunque buono. Un'analisi dell'andamento delle coperture nivali stagionali simulate dal modello, confrontate con i risultati ottenuti dall'analisi dei dati MODIS (non riportata qui per brevità) ha fornito altresì buoni risultati, in particolare nel periodo primaverile, critico per le dinamiche di formazione del deflusso da fusione nivale.

Modellazione idrologica

La Fig. 4 mostra l'adattamento del modello idrologico in termini di flussi in alveo (dettagliato in Tabella 2), di grande importanza per valutare il grado di bontà della modellazione in termini di risorsa idrica complessiva. In validazione (2010-2011), la descrizione dei deflussi giornalieri fornisce $Bias = 1,8\%$, con $R^2 = 0,92$, con valori in fase di validazione (2013-2014), di $Bias = +0,44\%$, con $R^2 = 0,94$, notevoli data la complessità dell'area in esame. Non si è considerato, se non a livello indicativo, l'anno di installazione 2009 poiché i) l'installazione, condotta a luglio fornisce una visione parziale dei fenomeni di deflusso, ii) la valutazione preliminare della scala dei deflussi ha fornito indicazioni non pienamente consistenti (con valori sempre troppo bassi). Modifiche successive hanno consentito di fornire stime più accurate dei deflussi, anche nella stagione di fusione nivale, con inizio assunto per convenzione nel giorno 1° aprile (Bocchiola and Gropelli, 2010). Nel 2012 la stazione ha subito danni e non si sono potute misurare le portate. I nostri risultati mostrano chiaramente come lo sforzo modellistico condotto porti ad una buona rappresentazione delle dinamiche idro-glaciologiche in quest'area di alta quota. Tale circostanza sembra indicare come uno sforzo sperimentale ben indirizzato possa portare ad una buona comprensione delle dinamiche di produzione della risorsa idrica, anche in zone di complessa topografia come quella qui studiata. La Fig. 5 mostra il

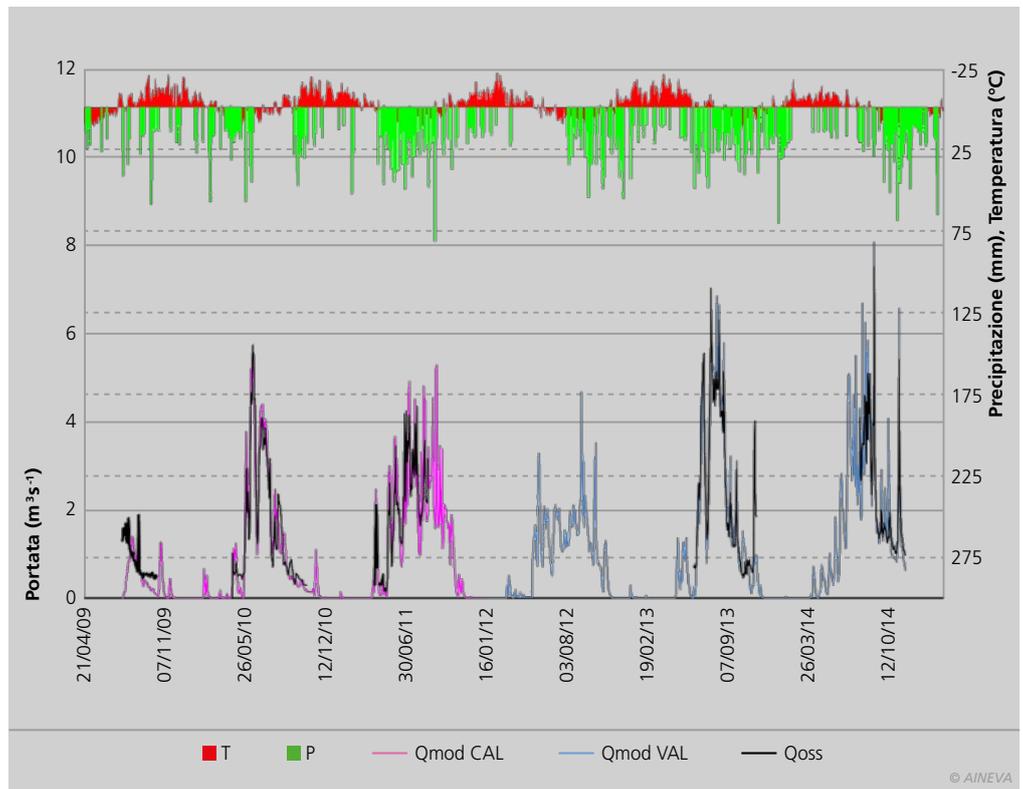


Fig. 4 - Modellazione glacio-idrologica del bacino del torrente Dosdè. Portate giornaliere osservate e simulate. Calibrazione (CAL) e validazione (VAL). Si riportano anche le temperature e precipitazioni alla stazione Federico Dosdè (asse y di destra, valori rovesciati).

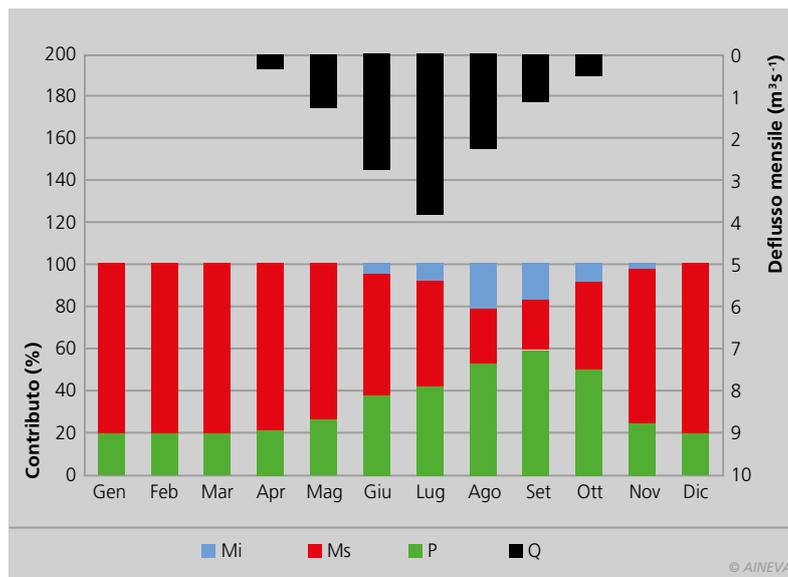


Fig. 5 - Componenti medi (2009-2014) di deflusso (fusione nivale M_s e glaciale M_i , precipitazione P) a scala mensile. Deflussi medi mensili Q nell'asse y di destra, valori rovesciati.

contributo stimato (ma rappresentativo, visto il buon adattamento del modello in termini di fusione nivo-glaciale) dei differenti processi fisici (fusione nivale, glaciale e pioggia più deflusso di base) alla formazione dei deflussi in alveo, riassunta a scala mensile. Nel periodo 2009-2014, la portata media è stata $E[Q] = 1,04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con un contributo medio di fusione nivale (s) e glaciale (i) $E[Q_s] = 0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, i.e. il 48%, and $E[Q_i] = 0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, i.e., 10%. La fusione nivale è massima in maggio (ca. 74%), la fusione glaciale in agosto,

con un contributo del 21%. Annualmente, la pioggia contribuisce per ca. $0,44 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, i.e. per il 42%, mentre durante i mesi estivi tale contributo sale fino al 59%, in settembre. Di conseguenza, è possibile dire che la fusione nivale rappresenta il contributo più importante a scala annuale e soprattutto nei mesi primaverili, mentre il flusso da fusione glaciale e da precipitazione liquida diventano preponderanti durante la stagione estiva, similmente a quanto accade in bacini glaciali Andini e Himalayani.

Fig. 6 - Bilanci di massa annuali e cumulati relativi al ghiacciaio Dosdè East nel periodo 1996-2008, condotti con metodo glaciologico e 2009-2014, condotti tramite modello glacio-idrologico. Si riportano per confronto i bilanci relativi ai ghiacciai vicini dello Sforzellina e Suretta, condotti con metodo glaciologico (Smiraglia, comunicazione personale).

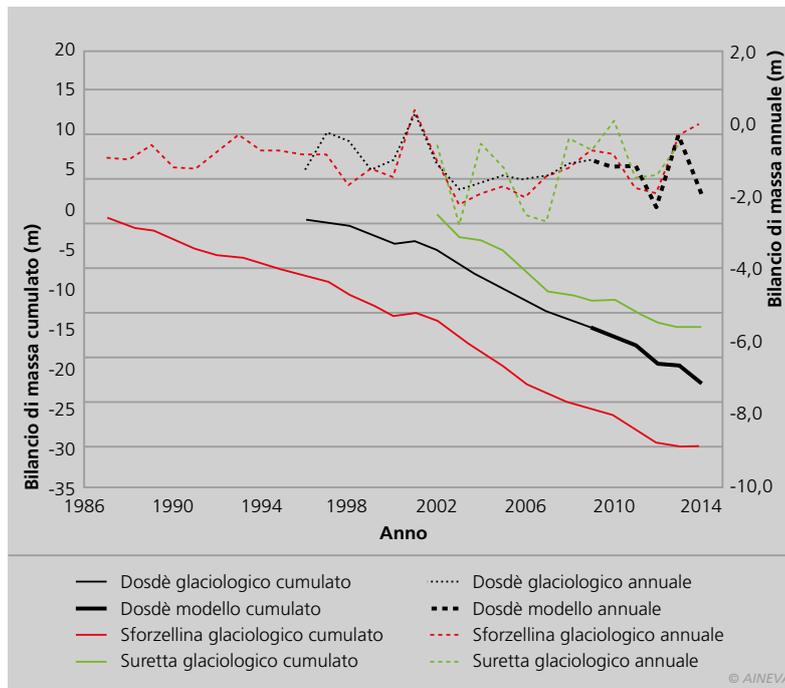
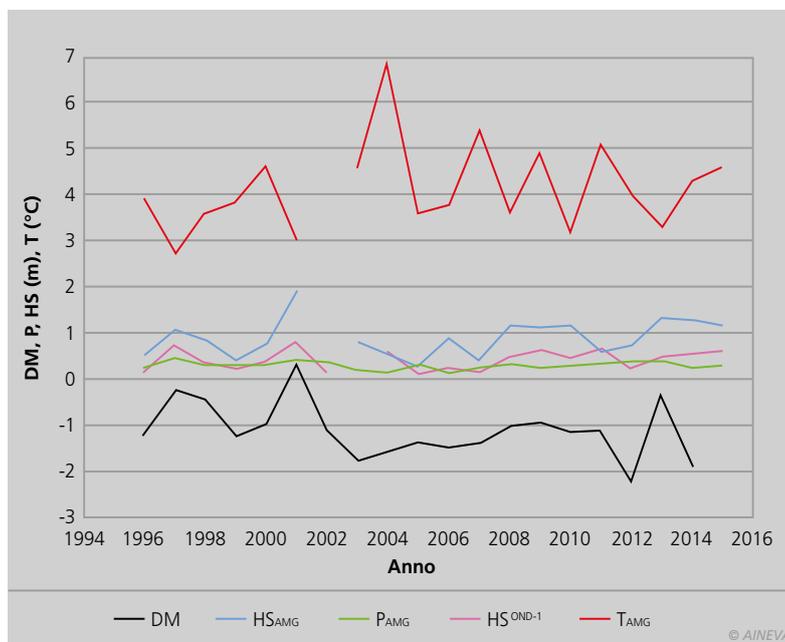


Fig. 7 - Analisi di correlazione tra bilanci di massa annuali e variabili climatiche (1995-2015). Fusione glaciale M_i stimata dal modello riportata per il periodo 2009-2014.



Bilanci di massa glaciale, analisi di correlazione e tendenze

La Figura 4 mostra i bilanci di massa glaciale (metri di equivalente idrico, m.w.e.) per il Dosdè Est calcolati tramite il modello glacio-idrologico (periodo 2009-2014) e tramite metodo glaciologico (i.e. tramite misure di accumulo/ablazione alle paline più regressione lineare con la quota, 1996-2008). Come si osserva, i valori mostrano, pur nella variabilità annuale, una sostanziale consistenza. La perdita di massa media è stimata in $E[\Delta M] = -1,13$ m.w.e., con valore positivo (pari a $\Delta M = +0,3$ m.w.e.) solo per

l'anno 2001. In Tabella 3, si riporta la tendenza valutata tramite regressione lineare del valore ΔM . Come si osserva, vi è una diminuzione pari a $-0,04$ m anno^{-1} , ossia una perdita ogni anno maggiore di 4 cm. Benché tale valore non sia statisticamente significativo (al 5%, $pval = 0,11$), anche data la brevità della serie, l'evidenza mostra una situazione di perdita quantomeno costante (se non accelerata) di massa per il ghiacciaio, con un cumulato di $-21,5$ m.w.e. nel periodo studiato, sintomo chiaro di un forte recesso dell'apparato glaciale. In Fig. 6 si riportano, a titolo di esempio, i

valori del bilancio di massa glaciologico relativi a due ghiacciai vicini (Sforzellina, Suretta), che come si osserva si mostrano sostanzialmente concordi, almeno in termini di tendenza annua, con quelli del ghiacciaio Dosdè. L'analisi di correlazione riportata in Fig. 3 (e Fig. 7) mostra una correlazione significativa del bilancio annuale ΔM con quattro gruppi di variabili stagionali, in particolare con le temperature primaverili T_{AMG} (con segno negativo, come appare logico) le precipitazioni liquide primaverili P_{AMG} e lo spessore del manto nivale nell'autunno precedente HS_{OND-1} e primaverili HS_{AMG} (questi ultimi tutti con segno positivo, anche questo apparentemente sensato, soprattutto se si assume che precipitazioni liquide primaverili ad Oga possano rappresentare un indicatore di precipitazioni anche nivali sul ghiacciaio). Un'analisi di regressione della variabile ΔM rispetto ad ognuna delle variabili dette fornisce una dipendenza significativa, ad indicare come ognuna delle variabili potrebbe essere utilizzata come un predittore per l'andamento annuale del bilancio di massa, benché con valore esplicativo limitato (come testimoniato dai bassi valori dell'indice R^2). Una regressione di tipo *stepwise* (ossia con ordinamento delle variabili dipendenti in funzione dell'effettiva crescita del potere esplicativo) condotta sulle quattro variabili segnalate mostra come in effetti l'utilizzo di una sola variabile (in particolare HS_{AMG}) sia nei fatti sufficiente a proporre un modello regressivo che sfrutti l'intero patrimonio informativo delle grandezze considerate. In altre parole, il modello più significativo è quello che si può ottenere tramite l'utilizzo della variabile HS_{AMG} e l'introduzione di altre variabili non consente un guadagno significativo di informazione. Tale circostanza deriva verosimilmente dall'elevata e significativa correlazione tra le variabili selezionate, mostrata nella tabella di Fig. 8. Ad esempio, il valore di spessore nivale medio a fine stagione invernale HS_{AMG} è significativamente correlato a quello autunnale HS_{OND-1} ,

così come alla temperatura primaverile T_{AMG} . Quest'ultima è a sua volta correlata con le precipitazioni P_{AMG} , ossia le temperature diminuiscono in presenza di nuvolosità e precipitazione. Tale circostanza suggerisce un meccanismo di dipendenza (i.e. correlazione) tra ΔM e P_{AMG} , cioè una potenziale attenuazione della fusione glaciale in risposta alla presenza di precipitazioni, che abbassano la temperatura. Un'analisi di tendenza (1995-2015) condotta sulle variabili predittive ottenute mostra risultati inattesi. Le temperature primaverili sono infatti decrescenti ($-0,31 \text{ } ^\circ\text{C anno}^{-1}$), con un aumento delle precipitazioni ($+4E^{-3} \text{ mm anno}^{-1}$) ed aumento dello spessore nivale autunnale ($+9E^{-3} \text{ cm anno}^{-1}$) e primaverile ($+1,6E^{-2} \text{ cm anno}^{-1}$), essendo tuttavia non significative le tendenze osservate.

DISCUSSIONE

Confronto con alcuni studi recenti

I risultati qui proposti presentano alcuni spunti di interesse. Studi recenti condotti nelle Alpi italiane hanno fornito informazioni relative alle dinamiche glacio-idrologiche di alcuni bacini ad alimentazione nivo-glaciale. Ad esempio, Bocchiola et al. (2010) hanno sviluppato un modello idrologico atto a valutare il deflusso giornaliero durante la stagione di fusione (2006-2009) per il bacino Pantano (11 km^2), compreso nel gruppo dell'Adamello (si veda e.g. Maragno et al., 2009), 32 km a sud del ghiacciaio Dosdè. Nel bacino sono inclusi il ghiacciaio del Venerocolo (coperto di detrito), ed il ghiacciaio dell'Avio (bianco) per $2,14 \text{ km}^2$ di superficie glaciale. La fusione stimata dagli autori per il periodo 2006-2008 è stata di ca. $-2,2 \text{ m.w.e.}$ Qui la fusione glaciale media (2009-2014) è stata di $-1,53 \text{ m.w.e.}$ Grossi et al. (2013) hanno studiato la sensibilità in presenza di variazioni climatiche del ghiacciaio del Mandrone (ca. 12 km^2) nel gruppo dell'Adamello. Gli autori forniscono un valore stimato del bilancio di massa per il 1995-2004 nell'ordine di $-1,44 \text{ m.w.e.}$, con un picco negativo nel 2003 ($-3,05 \text{ m.w.e.}$). Gli

autori riportano anche i bilanci di massa stimati (1995-2009) per il ghiacciaio Presena (vicino all'Adamello, ca. $0,95 \text{ km}^2$, Figura 1 in Grossi et al., 2013), con circa $-1,50 \text{ m.w.e.}$ all'anno ($-3,09 \text{ m.w.e.}$ nel 2008), e per il ghiacciaio Caresèr (ca. $2,8 \text{ km}^2$, 15 km a Nord dell'Adamello, Grossi et al., 2013), con $-1,69 \text{ m.w.e.}$ all'anno (e $-3,32 \text{ m.w.e.}$ nel 2003). Qui, per il 1996-2008, si sono stimati $-1,06 \text{ m.w.e.}$ per anno, con valori positivi ($+0,3 \text{ m.w.e.}$) solo nel 2001 (osservati anche sul Mandrone, Tabella 6 in Grossi et al., 2013) e perdite massime nel 2003, i.e. $-1,8 \text{ m.w.e.}$ Durante il 2013-2014, il bilancio di massa medio stimato è di $-1,30 \text{ m.w.e.}$ per anno, con un minimo di perdita di $-0,31 \text{ m.w.e.}$ nel 2013. Nel 2013, sulla base tanto delle osservazioni,

quanto della simulazione modellistica, si è verificata una maggiore persistenza del manto nivale al suolo nella stagione primaverile ed estiva, con conseguente diminuzione della fusione glaciale (non mostrata qui per brevità). Garavaglia et al. (2014) hanno studiato l'evoluzione recente (1929-1981, 1981-2007) e potenziale futura (fino al 2100) dei bilanci di massa e del flusso glaciale per il ghiacciaio dei Forni, che si estende per $11,4 \text{ km}^2$ nel gruppo dell'Ortles Cevedale in Valtellina, ca. 30 km a est del ghiacciaio Dosdè (si veda p.es. D'Agata et al., 2014). Durante il 1981-2007, il bilancio di massa medio stimato è stato di $-0,97 \text{ m.w.e.}$ annui, con massima perdita nel 2003, i.e. $-6,36 \text{ m.w.e.}$ Diolaiuti (2001), Cannone et al. (2008), e di recente Smiraglia (2015,



CORRELAZIONI					
	HS_{AMG}	T_{AMG}	P_{AMG}	HS_{OND-1}	DM
HS_{AMG}	1	-0.47	0.36	0.71	0.56
T_{AMG}	-0.47	1	-0.59	-0.03	-0.49
P_{AMG}	0.36	-0.59	1	0.38	0.58
HS_{OND-1}	0.71	-0.03	0.38	1	0.57
Regressioni					
	Pendenza	Errore standard	pval	R2	AIC di Akaike
HS_{AMG}	0.009	0.003	0.02	0.31	-20.16
T_{AMG}	-0.308	0.137	0.04	0.24	-18.4
P_{AMG}	0.004	0.001	0.01	0.33	-20.8
HS_{OND-1}	0.016	0.006	0.02	0.33	-19.42
Tendenze					
	HS_{AMG}	T_{AMG}	P_{AMG}	HS_{OND-1}	DM
Pendenza	1.82	0.05	-0.63	0.22	-0.04
pval	0.22	0.22	0.84	0.26	0.11
Regressione stepwise					
	Valore	Errore standard	pval	R2	AIC di Akaike
Int	-1.839	0.305	10?	-	-
HS_{AMG}	0.009	0.003	0.02	0.33	-19.42

Fig. 8 - Analisi di tendenza e correlazione. In grassetto valori significativi ($= 95\%$).



comunicazione personale) hanno valutato il bilancio di massa dello Sforzellina (riportato qui in Fig. 6), di $0,36 \text{ km}^2$ nel gruppo dell'Ortles-Cevedale group (D'Agata *et al.*, 2014), 22 km a sud-est del ghiacciaio del Dosdè. Nel periodo 1987-2014 il bilancio di massa stimato è stato di $-1,06 \text{ m.w.e}$ annui (con picco negativo di $-2,2 \text{ m.w.e}$ nel 2003). Nel periodo 2009-2014 si stima $M = -0,89 \text{ m.w.e}$. Il ghiacciaio del Suretta (di $0,18 \text{ km}^2$, 70 km a nord-ovest del Dosdè) presenta una media (2002-2013) di $-1,21 \text{ m.w.e.}$, con un picco di perdita di $-2,80 \text{ m.w.e}$ nel 2003 (Figura 4). Diolaiuti *et al.* (2012a) hanno studiato le variazioni recenti di circa 250 ghiacciai lombardi utilizzando dati di estensione areale per il 1991, 1999 e 2003. Le Alpi e Prealpi lombarde sono divise nello studio in sei gruppi principali, inclusivi del gruppo Piazzzi-Campo qui

investigato. Gli autori dello studio quantificano la perdita di superficie glaciale nell'area in ca. 25 km^2 (da 117 km^2 a 92 km^2 , i.e. $-1,92 \text{ km}^2\text{anno}^{-1}$). Nel gruppo Piazzzi Campo, gli autori evidenziano (Tabella 5 in Diolaiuti *et al.*, 2012a) una crescita significativa della temperatura (nella stazione di Bormio, 1225 m s.l.m.) in Primavera (AMG, 1976-2005, $+0,09 \text{ }^\circ\text{C}$ anno $^{-1}$), con una diminuzione significativa della copertura nivale (spessore al 1° aprile, 1985-2005, Livigno San Rocco, 1875 m s.l.m. , $\text{DHS}_1/\text{E}[\text{HS}_1]$, $-6,5\%$ anno $^{-1}$). Gli autori di quello studio hanno anche analizzato la perdita di area relativa DA/A_0 rispetto all'area iniziale A_0 . Nell'area Piazzzi Campo si è osservata la massima dipendenza tra DA/A_0 a A_0 (i.e. il massimo valore assoluto dell'esponente, negativo dell'equazione che esprime la proporzionalità tra i due termini DA/A_0 a A_0 , i.e. $= -0,201$), ad indicare un'attitudine dei ghiacciai di dimensioni minori a perdere area più rapidamente. Gli autori evidenziano inoltre come nelle aree ove la variazione (crescita) delle temperature è minore in valore assoluto, si osservano valori dell'esponente maggiori in valore assoluto (Figura 13 in Diolaiuti *et al.*, 2012). In tal senso i ghiacciai del gruppo Piazzzi-Campo sono quelli che mostrano una crescita delle temperature minore nell'area investigata, con la minima perdita areale. Si osserva inoltre che i ghiacciai del gruppo Piazzzi-Campo sono in prevalenza esposti a nord, circostanza che verosimilmente ne ha rallentato la fusione negli ultimi tre decenni. In tal senso, sembra corretto il risultato che i ghiacciai contenuti nel bacino del Dosdè, in particolare il Dosdè Est, presentano un bilancio di massa lievemente meno sfavorevole rispetto ai ghiacciai di altri gruppi lombardi, quali l'Adamello e l'Ortles Cevedale.

Evoluzione delle coperture glaciali e dipendenza dal clima

Le analisi di tendenza qui proposte hanno mostrato variazioni non significative di tutte le variabili considerate nel periodo 1995-2015. Studi recenti condot-

ti nell'area (e.g. Diolaiuti *et al.*, 2012a) hanno mostrato come detto variazioni significative delle temperature primaverili (in crescita, 1976-2005) e delle coperture nivali primaverili (in diminuzione, 1985-2005). In tal senso, i risultati qui presentati potrebbero rispecchiare un rallentamento di tali trend durante il periodo investigato qui (1995-2015), oppure l'utilizzo di una serie troppo corta. In particolare per quanto riguarda la copertura nivale (primaverile ed estiva) i nostri risultati indicherebbero una crescita (benché, è opportuno ripeterlo, non significativa), in forte controtendenza con molti studi condotti sulle Alpi relativi ai primi anni 2000 (e.g. Diolaiuti *et al.*, 2012b). Sembra quindi necessario integrare l'analisi con dati nivometrici recenti relativi all'arco alpino, per valutare la consistenza di tali ritrovamenti. Il valore comunque negativo dei bilanci di massa stimato qui per l'intero periodo di studio, confrontato con l'andamento delle variabili climatiche ad esso correlate, porta ad una conclusione di interesse. In particolare, la costante perdita di massa glaciale, anche in presenza di una situazione climatica stazionaria indicherebbe una sostanziale situazione di disequilibrio (i.e. di costante decrescita nelle attuali condizioni climatiche) delle masse glaciali dell'area, ossia una situazione di transizione destinata a terminare con la fusione della intera massa glaciale, o al più con la riduzione fino ad occupare le quote più alte. A titolo indicativo, le mappe di fusione glaciale prodotte dal modello (2009-2014, non mostrate per brevità) riportano valori di fusione assai rilevanti (fino a ca. 6 m anno^{-1} negli anni più sfavorevoli, e.g. 2012 e 2014) nelle parti più basse del ghiacciaio (lingua di fusione, del Dosdè Est, intorno ai 2700 m s.l.m.). Negli anni più favorevoli (e.g. 2009 e 2013) solo le parti più ad alta quota (sopra i 2900 m s.l.m. ca.) hanno subito fusione prossima allo zero. Lo spessore medio delle aree glaciali, stimato al 2009 come detto, risulta pari a 20 m ca. La fusione glaciale M_i (differente dal bilancio di massa per

il termine di accumulo nivale) media sull'area glaciale simulata dal modello per il periodo 2009-2014 fornisce un valore medio pari a $0,81 \text{ m anno}^{-1}$, variabile nel periodo ed ovviamente minore negli anni con maggiore copertura nivale (e temperature inferiori). Ipotizzando un valore medio pari a quello indicato per il prossimo futuro, in condizioni di clima stazionario e trascurando in prima approssimazione la dinamica di flusso glaciale, l'intero spessore glaciale sarebbe fuso in ca. 25 anni. In tal senso sembra di grande interesse la valutazione di scenari climatici e glacio-idrologici per l'area in esame.

Utilizzo del modello in siti montani

Il modello glacio-idrologico qui proposto è semi-distribuito e di implementazione relativamente semplice e permette di simulare lunghi periodi temporali, con onere computazionale relativamente basso, essendo tuttavia in grado di rappresentare in maniera sostanzialmente corretta le tendenze di fusione nivoglaciale, di flusso glaciale e di deflusso in alveo. Tale circostanza lo rende adatto ad esempio a simulazioni di impatto dei cambiamenti climatici tramite scenari IPCC. Il modello può essere utilizzato in bacini montani con caratteristiche similari al Dosedè qui studiato, posto che vi sia una ragionevole base di dati disponibile. In primo luogo è necessario un modello digitale delle quote DEM, inclusivo della copertura glaciale ove presente (si osservi che la copertura glaciale può essere valutata tramite immagini di varia origine, quali ortofoto o immagini satellitari, immagini da drone, e.g. Fugazza et al., 2015). I dati climatici necessari sono in sostanza minimali, in particolare servono informazioni sulle temperature e precipitazioni (possibilmente totali, ossia inclusive delle precipitazioni nivali), alle quote più alte possibili, oppure una loro estrapolazione affidabile. L'uso di dati da stazioni supra-glaciali, reso qui possibile in seguito a campagne glaciali intensive, benché utile, non è necessario in senso stretto. Stime dell'accumulo nivale (i.e.

spessore nivale e densità) primaverile in sito, utili alla validazione del modello, sono auspicabili benché di non facile raccolta. È altresì importante la presenza di dati di spessore nivale in continuo, oramai resi disponibili da ARPA. Tali valori di spessore del manto, associati a stime delle densità stagionali (e.g. Bocchiola, 2010), o meglio a misure di densità *spot* permettono la valutazione dei fattori di fusione nivale, estremamente importanti in queste aree. La valutazione indiretta delle dinamiche della copertura nivale può essere condotta utilizzando sensori remoti atti alla valutazione della copertura areale SCA (e.g. Bocchiola et al., 2011), che tuttavia non consentono di elaborare stime di accumulo nivale al suolo. La fusione glaciale rappresenta un'importante variabile di misura ed andrebbe valutata direttamente sul campo (e.g. Bocchiola et al., 2010; Minora et al., 2015). In molti casi tale fusione viene valutata tramite analisi dell'idrogramma (ove disponibile) ed adattamento dei volumi, di solito svolti insieme ad una analisi di sensitività (Ragetti et al., 2015). L'uso di valori di letteratura, in particolare se disponibili in ghiacciai vicini, può aiutare a restringere l'incertezza. Lo spessore glaciale può essere valutata, ove serva, tramite inversione dell'Equazione (5) (BOX 1), nell'ipotesi di sforzo basale noto (e.g. Baumann e Winkler, 2010). Misure di flussi idrologici alla sezione di chiusura non sono disponibili normalmente in aree di alta quota quali quella qui studiata. L'installazione e gestione di stazioni idrometriche in aree montane è oggettivamente complessa, date le condizioni climatiche, il trasporto solido spesso associato ai torrenti di alta quota, la necessità di ricalibrare le scale di deflusso (si veda per una discussione su tale tematica, e.g. Bocchiola et al., 2016). In tal senso, è auspicabile lo svolgimento in futuro di più studi indirizzati a valutare i deflussi in alvei fluviali alpini. Anche in assenza di misure atte alla calibrazione/validazione del modello tuttavia, è possibile fornire stime di primo tentativo dei deflussi in alveo, in

particolare ove gli *input* più importanti (i.e. fusione nivoglaciale, precipitazioni liquide in quota) siano stati valutati in maniera ragionevolmente affidabile e la parametrizzazione del modello (in particolare, il termine W_{Max} nell'Eq. 3, BOX1) sia condotta in maniera ragionata, ad esempio sulla base di studi in bacini contigui o comunque simili.

CONCLUSIONI

I risultati di una campagna durata 6 anni ed ancora in corso di svolgimento che qui riportiamo mostrano come sia possibile utilizzare modelli relativamente semplici, ma fisicamente basati e calibrati utilizzando dati di campo, per riprodurre ed eventualmente proiettare nel futuro le dinamiche di bacini alpini di alta quota. Il caso di studio del torrente Dosedè è fortemente paradigmatico delle dinamiche glaciali recenti nelle Alpi. È chiaro dai nostri risultati che il bilancio di massa dei ghiacciai considerati è fortemente negativo, a sottolineare una costante perdita. L'analisi di correlazione condotta mostra come l'andamento del bilancio di massa sia in sostanza legato in maniera significativa al clima medio stagionale, in particolari primaverile, con il massimo potere esplicativo fornito dallo spessore del manto nivale. Anche in condizioni climatiche stazionarie, quali sembrano emergere dalla nostra analisi condotta sul periodo 1995-2015 (per il quale erano disponibili i bilanci di massa stimati per il ghiacciaio Dosedè Est), gli apparati glaciali mostrano una sostanziale dinamica di fusione, verosimilmente destinata a ridurre tali apparati in maniera cospicua. Per valutare le dinamiche degli apparati glaciali nei prossimi decenni è comunque necessario condurre simulazioni modellistiche, sulla base degli scenari forniti dall'IPCC. Il modello glacio-idrologico proposto rappresenta in tal senso uno strumento affidabile, da utilizzare per i) comprendere le recenti modifiche dei regimi idrologici nei bacini alpini (e montani in genere) e valutarne le connessioni con i cambiamenti climatici, e ii) valutare la dinamica futura di tali bacini.



BOX 1

Modellazione glacio-idrologica

L'ablazione del ghiaccio (pulito, i.e. in assenza di copertura di detrito) e della neve è stata modellata utilizzando un approccio del tipo gradi-giorno modificato (enhanced degree-day approach, Soncini et al., 2017), basato sulla misura di radiazione solare e temperatura dell'aria.

$$M_{i,s} = (TMF_{i,s} (T - T_{th}) RMF_{i,s} (1 - \alpha_{i,s}) G) \text{ if } T \geq T_{th}$$

$$M_{i,s} = 0 \quad \text{if } T < T_{th} \quad (1)$$

Qui $M_{i,s}$ [mm d⁻¹] è la fusione glaciale (*i*) o nivale (*s*) in una cella, $TMF_{i,s}$ [mm d⁻¹ °C⁻¹] e $RMF_{i,s}$ [mm d⁻¹ W⁻¹ m²] sono i fattori di fusione di temperatura e radiazione per ghiaccio o neve, $\alpha_{i,s}$ è l'albedo, o riflettività di ghiaccio/neve (qui 0.3/0.7, valori medi osservati dai dati di radiazione solare). T_{th} è una soglia di temperatura per la fusione (qui si è utilizzato un valore di 0°C, dopo un'analisi del dato di ablazione). G [W m⁻²] è la radiazione solare globale teorica (di cielo pulito), corretta per gli effetti topografici. I fattori di fusione per la neve sono stati valutati tramite i dati di spessore nivale dalle tre stazioni di misura del manto disponibili con una base di dati sufficientemente completa (Oga, Vallaccia, Cancano, Figura 1) per il periodo 2004-2014. I fattori di fusione il ghiaccio sono stati valutati tramite i dati di ablazione alle paline installate durante due stagioni estive (2011, da luglio 1a ottobre e 2014, da fine agosto a ottobre). Si è poi utilizzato un modello glacio-idrologico semi-distribuito a celle (80 m), sviluppato al Politecnico di Milano, adatto alla modellazione di bacini di alta quota. Il modello simula la variazione del contenuto d'acqua del suolo (variabile di stato) in ogni cella W [mm] in due istanti consecutivi (t , $t+\Delta t$)

$$W^{t+\Delta t} = W^t + R\Delta t + M_s\Delta t + M_i\Delta t - ET\Delta t - Q_g\Delta t \quad (2)$$

Utilizzando un passo giornaliero, R [mm d⁻¹] è la pioggia, M_s [mm d⁻¹] la fusione nivale, M_i [mm d⁻¹] la fusione glaciale, ET [mm d⁻¹] è l'evapotraspirazione effettiva, Q_g [mm d⁻¹] la portata in alveo di origine sub-superficiale. Il deflusso in alveo di origine superficiale avviene in caso di saturazione del suolo

$$Q_s = W^{t+\Delta t} - W_{max} \text{ if } W^{t+\Delta t} > W_{max}$$

$$Q_s = 0 \quad Q_s = W^{t+\Delta t} - W_{max} \text{ if } W^{t+\Delta t} > W_{max} \quad (3)$$

con W_{max} [mm] massima capacità di accumulo nel suolo. L'evapotraspirazione potenziale (comunque non elevata, data l'alta quota) è calcolata secondo il metodo di Hargreaves, che richiede solo dati di temperatura. Il modello consente altresì di simulare la dinamica glaciale, tramite il calcolo della velocità di flusso, assunta proporzionale allo sforzo al fondo, o basale (*basal shear stress*) elevata ad un esponente n , secondo la legge di Glen ($n = 3$). Se il *basal shear stress* τ_b [Pa] è noto o stimato si può calcolare la velocità di flusso come

$$V_{ice,i} = K_d \tau_{b,i}^n h_{ice,i} + K_s \frac{\tau_{b,i}^n}{h_{ice,i}} \quad (4)$$

con $h_{ice,i}$ [m] spessore del ghiaccio nella cella i -esima e K_s [m⁻³ yr⁻¹], K_d [m⁻¹ yr⁻¹] parametri atti a quantificare lo scivolamento basale *basal sliding*, e la deformazione interna *internal deformation*. Il *basal shear* τ_b si può esprimere come

$$\tau_{b,i} = \rho_i g h_{ice,i} \sin \alpha_i \quad (5)$$

dove ρ_i è la densità del ghiaccio [kg m⁻³], g l'accelerazione di gravità [9.81 m s⁻²] e α_i la pendenza locale. La stima dello spessore glaciale è stata condotta tramite l'utilizzo dei dati di campo GPR del 2009 sul ghiacciaio Dosdè Est (Figura 1). Invertendo l'Eq. (5) abbiamo valutato il valore b fornito in funzione degli spessori (GPR) in ogni cella del modello. Questi valori per lo più si avvicinano a $b = 80$ KPa (consistentemente con e.g. Baumann and Winkler, 2010). Riportando tale valore di b sui ghiacciai del bacino, abbiamo stimato lo spessore glaciale nelle aree non misurate nella campagna GPR.

Bibliografia

- Barnett, T. P., Adam, J. C., Lettenmaier, D. P. (2005). "Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions". *Nature*, 438(17), 303-309.
- Baumann, S., and Winkler, S. (2010). "Parameterization of glacier inventory data from Jotunheimen/Norway in comparison to the European Alps and the Southern Alps of New Zealand". *Erdkunde*, 64, 2,155-177, 2010.
- Bocchiola, D. (2010). "Regional estimation of Snow Water Equivalent using Kriging: a preliminary study within the Italian Alps". *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 33, 3-14.
- Bocchiola, D., Diolaiuti, G. (2010). "Evidence of climatic trends in the Adamello glacier of Italy". *Theor. App. Climat.*, 100(3), 351-369.
- Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., Rosso, R. (2010). "Flow prediction in high altitude ungauged basins: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group)". *Adv. Wat. Resour.*, 33, 1224-1234.
- Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). "The distribution of daily Snow Water Equivalent in the Central Italian Alps". *Adv. Wat. Resour.*, 30, 135-147, 2007.
- Bocchiola, D., Senese, A., Mihalcea, C., Mosconi, B., D'Agata, C., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2015). "An ablation model for debris covered ice: the case study of Venerocolo Glacier (Italian Alps)". *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 38(2), 113-128.
- Bocchiola, D. (2014). "Long term (1921-2011) changes of Alpine catchments regime in Northern Italy". *Adv. Wat. Resour.*, 70, 51-64.
- Bonato, M. (2015). "Bilancio idrologico del Parco dello Stelvio: un'analisi preliminare". Tesi di Laurea Triennale, 23 pp. Matr. 788721. Relatore D. Bocchiola.
- Cannone, N., Diolaiuti, G., Guglielmin, M., Smiraglia, C. (2008). "Accelerating climate change impacts on Alpine glacier forefield ecosystems in the European Alps". *Ecological Applications*, 18(3), 637-648.
- Carturan, L., Cazorzi, F., De Blasi, F., Dalla Fontana, G. (2014). "Air temperature variability over three glaciers in the Ortles-Cevedale (Italian Alps): effects of glacier disintegration, intercomparison of calculation methods, and impacts on mass balance modeling". *The Cryosphere Discuss.*, 8, 6147-6192.
- D'Agata, C., Bocchiola, D., Maragno, D., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (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*, 116, 1-2, 169-190.
- Diolaiuti, G.A., Smiraglia C., Meraldi E. (2008). "Strategie di protezione "attiva" dei ghiacciai: prime applicazioni italiane e risultati". [Strategies for the active protection of glaciers: first applications and results]. *Neve e Valanghe*, 65.
- Diolaiuti, G.A., Bocchiola, D., D'agata, C., Smiraglia, C. (2012a). "Evidence of climate change impact upon glaciers' recession within the Italian alps: the case of Lombardy glaciers". *Theoretical and Applied Climatology*, 109(3-4), 429-445.
- Diolaiuti, G.A., Bocchiola, D., Vagliasindi, M., D'agata, C., Smiraglia, C. (2012b). "The 1975-2005 glacier changes in Aosta Valley (Italy) and the relations with climate evolution". *Progress in Physical Geography*, 36(6), 764-785.
- Diolaiuti, G.A., Citterio, M., Carnielli, T., D'Agata, C., Kirkbride, M., Smiraglia, C. (2006). "Rates, processes and morphology of fresh-water calving at Miage Glacier (Italian Alps)". *Hydrological Processes*, 20, 2233-2244.
- Diolaiuti, G.A., Maragno, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D. (2011). "Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosdè Piazzi glaciers (Lombardy Alps, Italy)". *Progress in Physical Geography*, 35(2), 161-182.
- Fugazza, D., Senese, A., Azzoni, R.S., Smiraglia, C., Cernuschi, M., Severi, D., Diolaiuti, G.A. (2015). "High-resolution mapping of glacier surface features. The UAV survey of the Forni glacier (Stelvio National Park, Italy)". *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 38, 25-33.
- Garavaglia, R., Marzorati, A., Confortola, G., Cola, G., Bocchiola, D., Manzata, E., Senese, A., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2014). "Evoluzione del ghiacciaio dei Forni" [Evolution of Forni Glacier]. *Neve e Valanghe*, 81, 60-67.
- Grossi, G., Caronna, P., Ranzi, R. (2013). "Hydrologic vulnerability to climate change of the Mandrone glacier (Adamello-Presanella group, Italian Alps)". *Adv. Water Resour.*, 55, 190-203.
- Maragno, D., Diolaiuti, G.A., D'agata, C., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Riccardi, A., Smiraglia, C. (2009). "New evidence from Italy (Adamello Group, Lombardy) for analysing the ongoing decline of Alpine glaciers". *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 32, 31-39.
- Minora, U., Senese, A., Bocchiola, D., Soncini, A., D'agata, C., Ambrosini, R., Mayer, C., Lambrecht, A., Vuillemoz, E., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2015). "A simple model to evaluate ice melt over the ablation area of glaciers in the Central Karakoram National Park, Pakistan". *Ann Glaciol.*, 56(70), 202-216.
- Minora, U., D. Bocchiola, C. D'Agata, D. Maragno, C. Mayer, A. Lambrecht, E. Vuillemoz, A. Senese, C. Compostella, C. Smiraglia, G. Diolaiuti (2016). "Glacier area stability in the Central Karakoram National Park (Pakistan) in 2001-2010: The "Karakoram Anomaly" in the spotlight". *Progress in Physical Geography*, doi: 10.1177/0309133316643926.
- Mosconi, B., Diolaiuti, G.A., Maragno, D., Meraldi, E., Smiraglia, C. (2010). "Strategies to reduce snow and ice ablation: investigations at the Dosdè East glacier (Lombardy Alps)". Poster e Abstract, 14th Alpine Glaciology Meeting, Milano, 25-26 March 2010. <http://users.unimi.it/glaciol/14agm/mosconi.pdf>.
- Ragettli, S., Pellicciotti, F., Immerzeel, W.W., Miles, E.S., Petersen, L., Heynen, M., Shea, J.M., Stumm, D., Joshi S., Shrestha, A. (2015). "Unraveling the hydrology of a Himalayan basin through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model". *Adv. Wat. Resour.*, 78, 94-111.
- Senese, A., Azzoni, R.S., Mosconi, B., Maragno, D., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2013). "Sperimentazione di nuovi geotessili per la riduzione della fusione glaciale: risultati dal ghiacciaio del Presena nell'estate 2012". [Use of new geo-textiles for reduction of glacial fusion: results from the Presane glacier in summer 2012]. *Neve e Valanghe*, 80, 60-71. In Italian with abstract in English.
- Smiraglia, C., D'Agata C., Diolaiuti G.A. (2003). "I ghiacciai del bacino del Po e la loro risorsa idrica". [Po basin glaciers and water resources therein] In: *Un Po di acque. DIABASIS: Reggio Emilia*; 53-68. In Italian.
- Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2015). "Il nuovo catasto dei ghiacciai italiani". Ed. by EVK2CNR, Bergamo, Italia, 400 pp. ISBN: 9788894090802.
- Smiraglia, C., Azzoni, R.S., D'Agata, C., Maragno, D., Fugazza, D., Diolaiuti, G.A. (2015). "The evolution of the Italian glaciers from the previous data base to the new Italian inventory. Preliminary considerations and results". *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 38(1), 79-87.
- Soncini, A., Bocchiola, D., Confortola, G., Minora, U., Vuillemoz, E., Salerno, F., Viviano, G., Shrestha, D., Senese, A., Smiraglia, C., Diolaiuti, G.A. (2016). "Future hydrological regimes and glacier cover in the Everest region: the case study of the Dudh Koshi basin". *Sci. Tot. Environ. STOTEN*, 565, 1084-1101.
- Soncini, A., Bocchiola, D., Azzoni, R.S., Diolaiuti, G. (2017). A methodology for monitoring and modeling of high altitude Alpine catchments, *Progress in Physical Geography*, 41, 4, 393-420, 2017.
- Viganò, G., Confortola, G., Fornaroli, R., Canobbio, S., Mezzanotte, V., Bocchiola, D. (2015). "Future climate change may affect habitat in Alpine streams: a case study in Italy". *ASCE J. Hydrol. Eng.* 21(2), 04015063/1-14.