

# PRECIPITAZIONI NIVALI FUTURE sulle Alpi italiane usando modelli di circolazione globale

**Andrea Soncini,  
Daniele Bocchiola**  
Politecnico di Milano, Dip. I.I.A.R.,  
C.I.M.I. Section,  
32 Leonardo da Vinci Sq. I,  
Milano - Italia

I modelli di circolazione globale GCM, sono strumenti ampiamente utilizzati per produrre proiezioni climatologiche per il futuro. E' tuttavia noto che il loro utilizzo è soggetto alla verifica della accuratezza degli scenari prodotti dai modelli stessi. Tale verifica è possibile soltanto tramite confronto valori di controllo prodotti dai GCM con i dati osservati in passato. La memoria qui prodotta si propone di verificare la prestazione di due modelli GCM (HadCM3, CCSM3), che forniscono stime delle precipitazioni nivali per l'arco alpino, inclusi nel *panel* dell'IPCC, tramite il confronto con una base corposa di dati al suolo (ca. 400 stazioni di misura giornaliera del manto nivale) situata nelle Alpi italiane, per il periodo 1990-2009. Le simulazioni dei GCM vengono confrontate in modo obiettivo con il volume delle precipitazioni nivali osservate tramite indicatori statistici valutati su base regionale. Il modello CCSM3 fornisce risultati migliori rispetto al modello HadCM3, probabilmente in considerazione della griglia di calcolo più fine. Tuttavia, la prestazione di entrambi i modelli sembra in assoluto piuttosto scarsa. Abbiamo quindi valutato su base mensile il *Bias*, o errore sistematico, fra i modelli e le osservazioni, che può essere utilizzato per una correzione preliminare su base regionale delle simulazioni delle precipitazioni nivali fornite dai GCM, nonché al fini di proiezione futura delle precipitazioni nivali stesse. Abbiamo poi effettuato una analisi di stazionarietà dei volumi nivali osservati e simulati per il periodo di controllo, utilizzando il test di Mann Kendall e la regressione lineare. Abbiamo quindi utilizzato i GCM, opportunamente corretti tramite *Bias*, per valutare le proiezioni future delle precipitazioni nivali secondo lo scenario, o *storyline* A2 dell'IPCC. I due modelli utilizzati forniscono risultati differenti riguardo le precipitazioni nivali attese durante il ventunesimo secolo (fino al 2099). La memoria fornisce una valutazione di prima approssimazione dell'accuratezza dei modelli GCM nella descrizione delle precipitazioni nivali passate, e possibilmente future, sulle Alpi (Italiane), come pure un metodo per correggere le proiezioni fornite dai GCM per studi di vasta scala relativi alla future evoluzione delle precipitazioni nivali.



## INTRODUZIONE

Le Alpi europee sono un ecosistema complesso estremamente sensibile e spesso vengono denominate *water towers* d'Europa. La maggior parte dei fiumi europei nasce dalle Alpi ed è alimentato dalla fusione della neve e dei ghiacci. Durante le ultime 4 decadi (dal 1970 circa) è stato osservato un significativo riscaldamento all'interno delle Alpi europee, causando una diminuzione della copertura nivale e dell'area dei ghiacciai (Beniston, 1997; Laternser e Schneebeli, 2003; Begert *et al.*, 2005; Cannone *et al.*, 2008; Maragno *et al.*, 2009; Bocchiola e Diolaiuti, 2009; Diolaiuti *et al.*, 2011). All'interno dell'area alpina la temperatura è aumentata di circa il doppio rispetto alla tendenza globale: si stima un aumento di +2°C, mentre non è stata osservata una tendenza significativa per quanto riguarda la precipitazione totale (Beniston *et al.*, 2003). Questo ha condotto ad una diminuzione importante della frazione di precipitazione nivale e di conseguenza sulla copertura nivale (Diaz e Bradley, 1997; Bocchiola e Diolaiuti, 2010; Bocchiola e Groppelli, 2010). Il limite, la persistenza e la dinamica della copertura nivale influenzano la dinamica delle specie vegetali ed animali nelle zone alpine di alta quota (per esempio Gottfried *et al.*, 1999; Theurillat e Guisan, 2001; Keller *et al.*, 2005; Tews *et al.*, 2007), mentre la disponibilità di acqua dolce durante la primavera e l'estate regola il ciclo idrologico dei bacini idrografici ed influenza lo sviluppo degli ecosistemi (per esempio McGlynn *et al.*, 1999; Beniston *et al.*, 2003). La presenza di neve al suolo fa ritardare la fusione del ghiaccio tramite un aumento di albedo (Ohlendorf *et al.*, 1997) e la neve che sopravvive alla stagione di ablazione alimenta i ghiacciai (*p.es.* Diolaiuti *et al.*, 2006). I modelli che descrivono le precipitazioni solide e la dinamica del manto nivale sono necessari per una vasta gamma di applicazioni, che va dalla previsione delle inondazioni e delle valanghe fino alla simulazione dei cambiamenti di lungo termine nelle dinamiche idrologiche (Lehning *et al.*, 2002; Bocchiola e Rosso, 2007; Bavay *et al.*, 2009; Egli *et al.*, 2009; Bocchiola *et al.*, 2009). I modelli di circo-

lazione globale GCM ed i modelli ad area limitata LAM sono strumenti matematici fisicamente basati utilizzati per la predizione degli effetti del cambiamento climatico (Bardossy, 1997; Bates *et al.*, 1998). I modelli GCM calcolano le variabili meteorologiche con una risoluzione temporale fine (da 30 minuti ad alcune ore), ma utilizzano una griglia spaziale solitamente grossolana (250-500 km di lato), mentre i LAM lavorano con una griglia di calcolo più fine, annidata all'interno delle celle del GCM. Per valutare l'effetto del cambiamento climatico, spesso i modelli idrologici utilizzano come input gli output dei modelli di circolazione globale opportunamente corretti (Droque *et al.*, 2004; Gangopadhyay e Clark, 2005; Kang e Ramirez, 2007), fornendo così le informazioni per l'analisi degli effetti a medio e lungo termine sulle risorse idriche (Bultot *et al.*, 1992; Beniston, 2003; Hagg e Braun, 2005; Hagg *et al.*, 2007) e sugli estremi idrologici (Boroneant *et al.*, 2006). Anche se GCM e LAM forniscono risultati ragionevoli nella simulazione delle grandezze atmosferiche su vasta scala, alle scale più fini di interesse idrologico (dal bacino idrografico al singolo strumento puntale) si riscontrano errori rilevanti (Gangopadhyay e Clark, 2005), che rendono necessaria l'applicazione di una correzione, o *downscaling* prima di poter effettuare qualsiasi tipo di analisi (Lammering e Dwyer, 2000; Groppelli *et al.*, 2010, 2011a). Tuttavia, prima di sviluppare un metodo per il *downscaling*, è utile svolgere un'analisi preliminare per comprendere l'entità degli errori con cui i GCM riproducono le varie grandezze, per fornire un'idea della prestazione generale del modello all'interno di una determinata zona geografica, o per scegliere un GCM fra quelli disponibili (*p.es.* Groppelli *et al.*, 2010; 2011a). Allo stato attuale, la maggior parte dei modelli GCM non fornisce il valore di precipitazione nivale, ma quello di precipitazione totale (neve più pioggia). Groppelli *et al.* (2010; 2011a) hanno fornito una valutazione della capacità di simulare le precipitazioni sull'Italia del Nord di 4 modelli GCM comunemente utilizzati dall'IPCC. Tuttavia, in questo lavoro, si vogliono studiare esplicitamente le prestazioni di alcuni GCM nel riprodurre

la precipitazione nivale sulle Alpi Italiane, al fine di fornire una valutazione obiettiva per coloro che vogliono utilizzare queste simulazioni per qualsiasi tipo di studio legato alla copertura nivale. Un'analisi sullo stato dell'arte della modellistica climatica indica che la variabile "precipitazione nivale" attualmente è fornita da tre modelli: l'NCAR-PCM, l'HadCM3 e l'NCAR-CCSM3 di recente sviluppo. Ad una prima osservazione è risultato che il modello NCAR-PCM fornisce dei valori di neve non realistici (cioè maggiori della precipitazione totale). Da qui deriva immediatamente il primo risultato, ossia che i dati nivali forniti dall'NCAR-PCM devono essere usati con prudenza sulle Alpi Italiane. Per questo studio è stata riunita una base di dati di altezza giornaliera del manto nivale al suolo (ca. 400 stazioni, 1990-2009) inclusiva dell'intero arco alpino italiano (ad esclusione della regione Friuli Venezia Giulia, per cui non è stato possibile reperire i dati relativi), che è stata utilizzata per valutare l'equivalente idrico nivale della neve fresca giornaliera (SWE). Sono quindi stati usati degli indicatori per valutare la corrispondenza statistica tra i volumi di precipitazione nivale forniti dai GCM e quelli calcolati sulla base dei dati al suolo. Al termine della valutazione sono stati calcolati i *Bias* moltiplicativi fra il modellato e l'osservato, utili per effettuare una correzione di massima degli output dei GCM per la zona di interesse. Correzione che è stata applicata alle serie simulate per il prossimo secolo (fino al 2099) dai diversi modelli, nell'ipotesi di scenario, o *storyline* A2 definito dall'IPCC al fine di proporre una possibile ipotesi sul futuro delle precipitazioni nivali sulle Alpi italiane.

## AREA DI STUDIO

Si studia la regione delle Alpi italiane (Figura 1), estesa da ca. 6.5°E a 13°E in longitudine e da 44°N a 47°N in latitudine.

La quota massima è di 4765 mslm. Secondo la classificazione climatica di Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007) questa zona cade principalmente nel clima temperato freddo continentale, caratterizzato dalla presenza di copertura nivale stagionale continua superiore a 1000 mslm e da un massimo di

precipitazione tardo estivo/autunnale con minimo durante l'inverno. In pianura padana l'altezza media annua di neve è tra 5 - 20 cm a est e tra 20 - 50 cm ad ovest. Sulle Alpi questa quantità aumenta significativamente con la quota e con l'esposizione alle correnti d'aria umida provenienti dai Balcani e dal mar Mediterraneo. Generalmente in questa zona, il deflusso idrico è influenzato principalmente dalla fusione della neve in primavera e dalla pioggia nella stagione autunnale. Numerosi studi recenti indicano l'esistenza di un riscaldamento all'interno delle Alpi Italiane (Faggian e Giorgi, 2009), che influenza l'area innevata e l'equivalente idrico nivale disponibile (nel seguito SWE) al disgelo causando il ritiro dei ghiacciai (Citterio *et al.*, 2007; Maragno *et al.*, 2009; Bocchiola e Diolaiuti, 2009) e modifiche significative al ciclo idrologico (per esempio Barontini *et al.*, 2009; Gropelli *et al.*, 2011b). L'area di studio (ca. 7000 km<sup>2</sup>) è stata divisa in 8 zone (Figura 1, Tabella 1), seguendo in parte i confini delle regioni amministrative italiane e delle province e la morfologia del territorio, ai fini di identificare delle aree con caratteri climatici omogenei (p.e. il gradiente altitudinale di precipitazione e temperatura, ecc...).

## BASE DI DATI

### Dati nivometrici

Per questo studio sono state raccolte le serie di altezza del manto nivale al suolo di 367 stazioni nelle Alpi italiane (Figura 2), dal 1° gennaio 1990 al 31 dicembre 2009. I dati provengono da diversi enti regionali, affiliati all'AINEVA (Associazione Interregionale Italiana Neve e Valanghe). Tipicamente, il dato misurato è la profondità  $H_s$  del manto nivale, che usiamo per determinare la precipitazione nivale quotidiana  $H_n$  tramite differenza (Bocchiola *et al.*, 2006; 2009) e successivamente vengono trasformati in valori di SWE. Per poter fare questa operazione è necessario conoscere la densità della neve  $\rho_n$ .

La densità è calcolata attraverso una relazione lineare con la quota, basata sui dati provenienti da 2600 misure di neve fresca, già utilizzate in studi precedenti (Bocchiola e Rosso, 2007; Medagliani *et al.*, 2007).

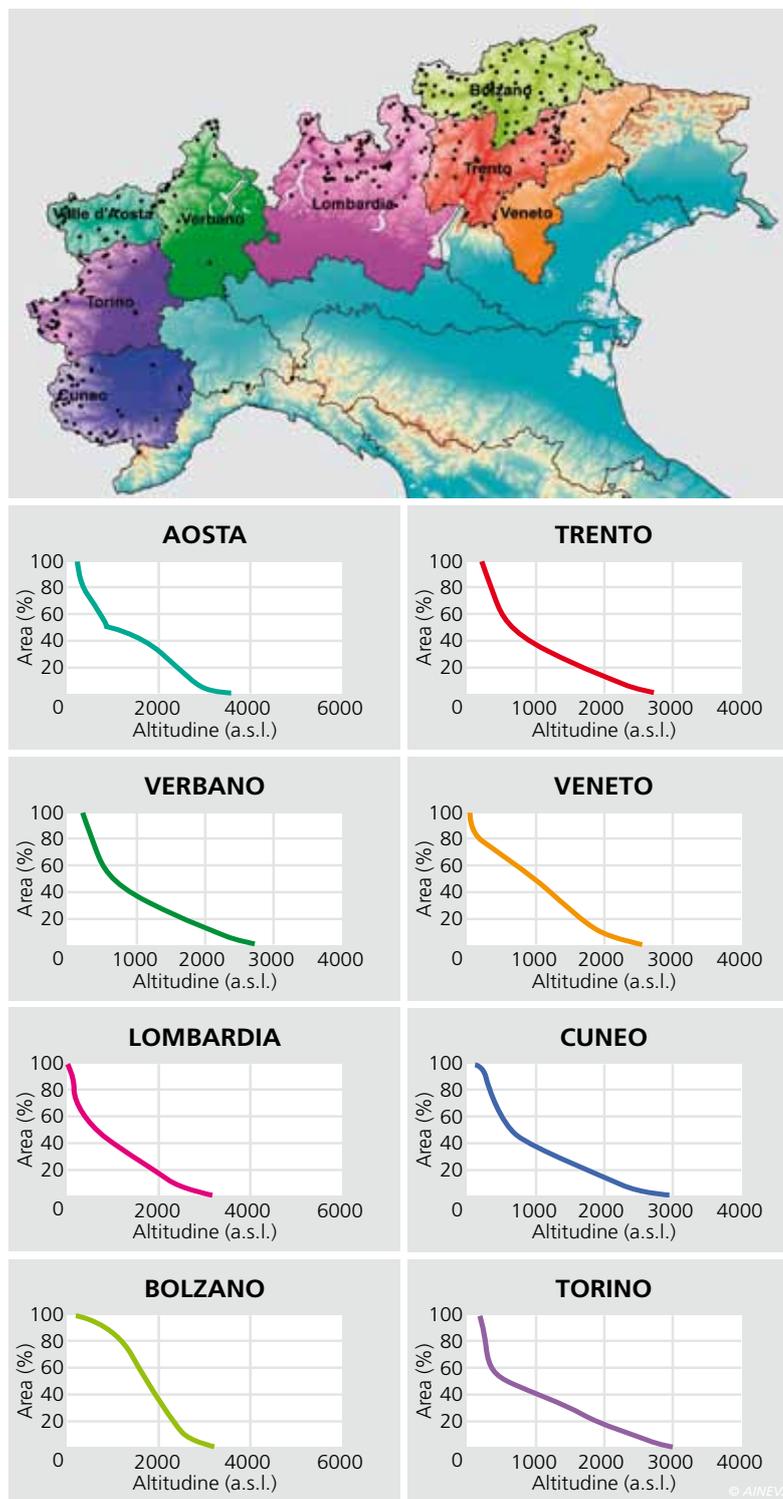


Fig. 1 - Area di studio.

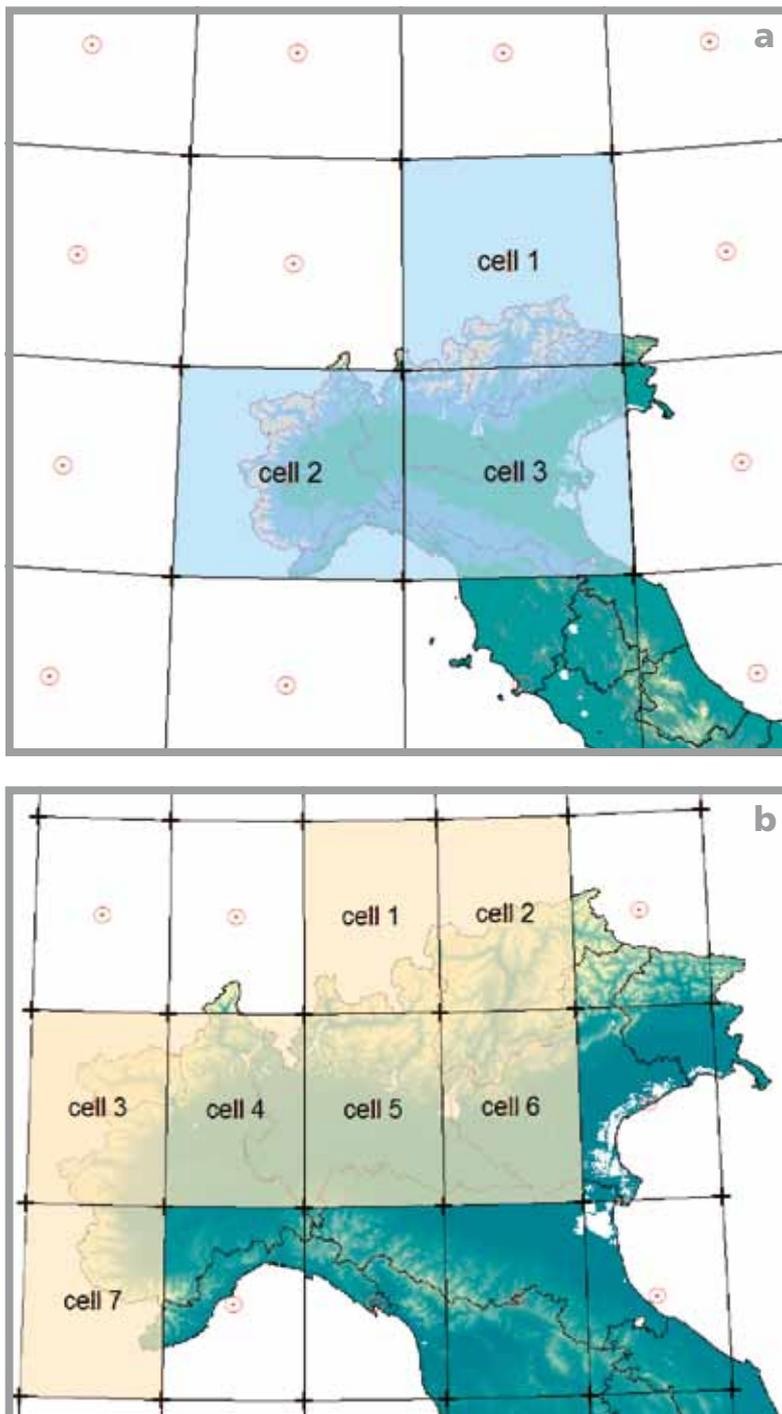
REGIONI NIVALI ADOTTATE						
REGIONE	NOME	S (km <sup>2</sup> )	A <sub>min</sub> (m asl)	A <sub>max</sub> (m asl)	A <sub>av</sub> (m asl)	STAZIONI (-)
1	Cuneo	6898	135	3750	969	45
2	Torino	7068	140	3800	996	51
3	Aosta	6020	204	4765	1353	20
4	Verbanò	18984	5	4500	420	29
5	Lombardia	14347	5	3990	935	82
6	Trento	6189	15	3685	1407	46
7	Bolzano	7271	190	3862	1736	79
8	Veneto	6385	11	3212	973	15
<b>Totale</b>		<b>73166</b>	-	-	<b>968</b>	<b>367</b>

Tab. 1 - Regioni nivali adottate.

**Equazioni**

- (1)  $\hat{\mu}_p = -0.0992 \cdot A + 301.94$
- (2)  $V_{oss,i,1} = \sum_{k=1}^{K_i} \left( S_{GCM,i,k} \frac{1}{N_{k,i}} \sum_{j=1}^{N_{k,i}} SWE_{n,j} \right)$
- (3)  $V_{oss,i,1} = \sum_{k=1}^{K_i} \left( S_{s,i,k} \frac{1}{N_{k,i}} \sum_{j=1}^{N_{k,i}} SWE_{n,j} F_k \right)$
- (4)  $F_k = \frac{\int_{A_{min,k}}^{A_{max,k}} \hat{\mu}_{SWE}(A_k) \cdot S(A_k) dS}{\int_{A_{min,j}}^{A_{max,j}} \hat{\mu}_{SWE}(A_j) \cdot S(A_j) dS} = \frac{\int_{A_{min,k}}^{A_{max,k}} [SWE_{0,k} + s_k A_k] \cdot S(A_k) dS}{\int_{A_{min,j}}^{A_{max,j}} [SWE_{0,k} + s_k A_j] \cdot S(A_j) dS}$

Fig. 2 - Griglia dei modelli GCM scelti sull'Italia.  
a) HadCM3  
b) NCAR-CCSM3



La densità osservata della neve in ogni sito è modellata tramite una variabile casuale distribuita secondo una distribuzione Log-normale, con valore medio  $\mu_p$ , che diminuisce con la quota (Bocchiola e Rosso, 2007). La densità media osservata è pari a  $\rho_{n,av} = 123 \text{ kgm}^{-3}$  e la dipendenza lineare di  $\mu_p$  può essere espressa come (Medagliani et al., 2007 - equazione 1) con  $R^2 = 0.69$ ,  $p\text{-val} = E^{-4}$ .

Si è quindi utilizzata questa relazione insieme ai dati di altezza di neve fresca giornalieri per calcolare il valore di SWE per ogni stazione come  $SWE_{n,j} = H_n \rho_{n,j}$ .

### Dati dei modelli GCM

Inizialmente abbiamo considerato 3 diversi modelli GCM, più precisamente l'NCAR-PCM e l'NCAR-CCSM3 (di recente sviluppo) dal centro nazionale per la ricerca atmosferica, a Boulder, Colorado; ed il modello HadCM3 dell'Hadley Center, Exeter, Regno Unito. Questi modelli sono stati inclusi all'interno del terzo rapporto dell'IPCC (2007). Si può notare che la risoluzione spaziale del CCSM3 è il doppio rispetto agli altri due modelli. La Tabella 2 mostra le caratteristiche principali di ogni modello. Una prima analisi preliminare, ha subito evidenziato un'incongruenza nelle serie fornite dall'NCAR-PCM (valori di precipitazioni nivali maggiori della precipitazione totale), incongruenza che è stata confermata dal personale dell'NCAR (Strand, G., comunicazione personale, Febbraio 2010). A causa di questo fatto è stato deciso di scartare il modello PCM nelle analisi successive riguardo all'esattezza delle precipitazioni nivali e di concentrarsi sul CCSM3, di più recente sviluppo.

Per realizzare il confronto sono state utilizzate le serie di precipitazioni nivali, pioggia, precipitazioni totali e temperatura dell'aria, con una risoluzione temporale giornaliera. Tuttavia, la variabile di maggior interesse è certamente la precipitazione solida.

L'orizzonte temporale del confronto va dal 1° gennaio 1990 al 31 dicembre 2009, coincidente con il periodo coperto dai dati osservati di profondità del manto nivale.

La Figura 2 mostra i punti di griglia dei due modelli utilizzati e le celle che contengono la zona di studio.

## METODI

### Confronto tra gli output dei GCM

Il confronto diretto in termini di SWE fra osservazioni e simulazioni non è possibile in quanto i valori si riferiscono ad aree differenti. Infatti i valori forniti dai modelli GCM sono riferiti ad un punto nella griglia di calcolo e validi su celle di grandi dimensioni, mentre invece le osservazioni sono sostanzialmente rappresentative del singolo punto di misura e richiedono quindi una spazializzazione (Bocchiola, 2010; Bocchiola e Groppelli, 2010). Per questo motivo è stata fatta la scelta di eseguire il confronto applicando due metodologie differenti, con complessità crescente. Anzitutto sono state considerate le parti delle celle dei modelli ricadenti sul territorio italiano, in quanto per le aree esterne non possediamo alcuna informazione. Il primo metodo, denominato T1 è il più semplice e consiste nel paragonare il volume d'acqua equivalente di ogni cella  $i$ ,  $V_{GCM,i} = SWE_{GCM,i} S_{GCM,i}$  dove  $S_{GCM,i}$  è l'area della cella (sopra le Alpi italiane), con il valore di volume ottenuto dai dati osservati mediati su ogni regione  $k$  compresa nella cella del GCM (vedi eq. 2) dove  $K_i$  è il numero delle zone che cadono nella cella  $i$  e  $N_{k,i}$  il numero delle stazioni nivometriche contenute nella regione  $k$ , rientranti nella cella  $i$ . Il secondo metodo, denominato T2, è più complesso e considera esplicitamente la variabilità delle precipitazioni nivali con la quota. I valori  $V_{GCM,i}$  sono stati confrontati con il volume idrico equivalente caduto sottoforma di neve al di sopra di una quota limite  $A_s$ . Per poter applicare questo metodo, è stata definita una soglia di temperatura  $T_{tr} = 0^\circ\text{C}$  per formazione della neve e di conseguenza è stata calcolata la relativa quota  $A_s$ . La quota dello zero termico è stata stimata attraverso una regressione lineare tra temperatura e quota per ciascuna delle zone considerate.

A tal fine sono state utilizzate le serie di temperature misurate in 142 stazioni distribuite nell'area di studio, nel periodo 1° gennaio 1990 al 31 dicembre 2009 con le quali sono stati stimati i tassi di crescita mensili costanti sul periodo considerato per ogni regione. L'ipotesi di stazionarietà è stata verificata sulle serie osservate nelle quali

GEOMETRIA DEI GCM UTILIZZATI					
MOD	CENTRO RICERCA	NAZ	GRID SIZE (°)	N° CELLE	N° LIVELLI
HadCM3	Hadley Center for Climate Prediction and Research	U.K.	2.5° x 3.75°	96 x 73	19
PCM	National Center for Atmospheric Research	U.S.A.	2.8° x 2.8°	128 x 64	18
CCSM3	National Center for Atmospheric Research	U.S.A.	1.4° x 1.4°	256 x 128	26

© AINEVA

non è stato rilevato alcun trend significativo. Il passo successivo è stato la correzione dei valori di SWE per tenere conto del gradiente altitudinale della precipitazione solida  $s_k$  valido per ogni zona. Il volume idrico equivalente per la cella  $i$  diventa quindi (vedi eq. 3): dove  $S_{s,i,K}$  è l'area a quota maggiore di  $A_s$  nella regione  $k$  ricadente nella cella  $i$ , e  $F_k$  è un fattore correttivo che considera la quota delle stazioni nivometriche, della regione e il gradiente verticale come segue (vedi eq. 4), dove  $A_{max}$  e  $A_{min}$  sono la quota massima e minima rispettivamente della regione  $k$  e delle stazioni nivometriche  $j$ ,  $SWE_{0,k}$  è il valore dell'intercetta della relazione di SWE in funzione della quota. Il fattore di correzione  $F_k$  è stato valutato per via numerica utilizzando l'informazione di un DEM (Digital Elevation Model) dell'area di studio con risoluzione di 30m. Questo metodo corregge l'errore causato dalla differenza fra l'altezza media dell'area e l'altezza media delle stazioni nivometriche. Per lo stesso scopo esistono metodologie più complicate di quella qui presentata, ad esempio l'utilizzo del Kriging (vedi Bocchiola, 2010; Bocchiola e Groppelli, 2010). Va sottolineato però come queste metodologie siano valide a scala locale e richiedano quindi una calibrazione locale che a sua volta necessita di un'importante base di dati. Vista la considerevole estensione dell'area considerata per questo studio, si è preferito optare per un approccio più semplice che considera la quota come unica variabile che influenza la distribuzione spaziale della precipitazione solida. Un'analisi preliminare ha però mostrato come il metodo T1 fornisca volumi di neve eccessivamente elevati. Tale comportamento deriva dal mancato utilizzo della quota (temperatura) come discriminante tra precipitazione nivale e pluviale. Il metodo

T1 è stato quindi scartato e si è utilizzato solo il metodo T2. Da qui in poi ci si riferisce semplicemente al volume osservato  $V_{obs,i}$  con metodo T2.

### Test di adattamento

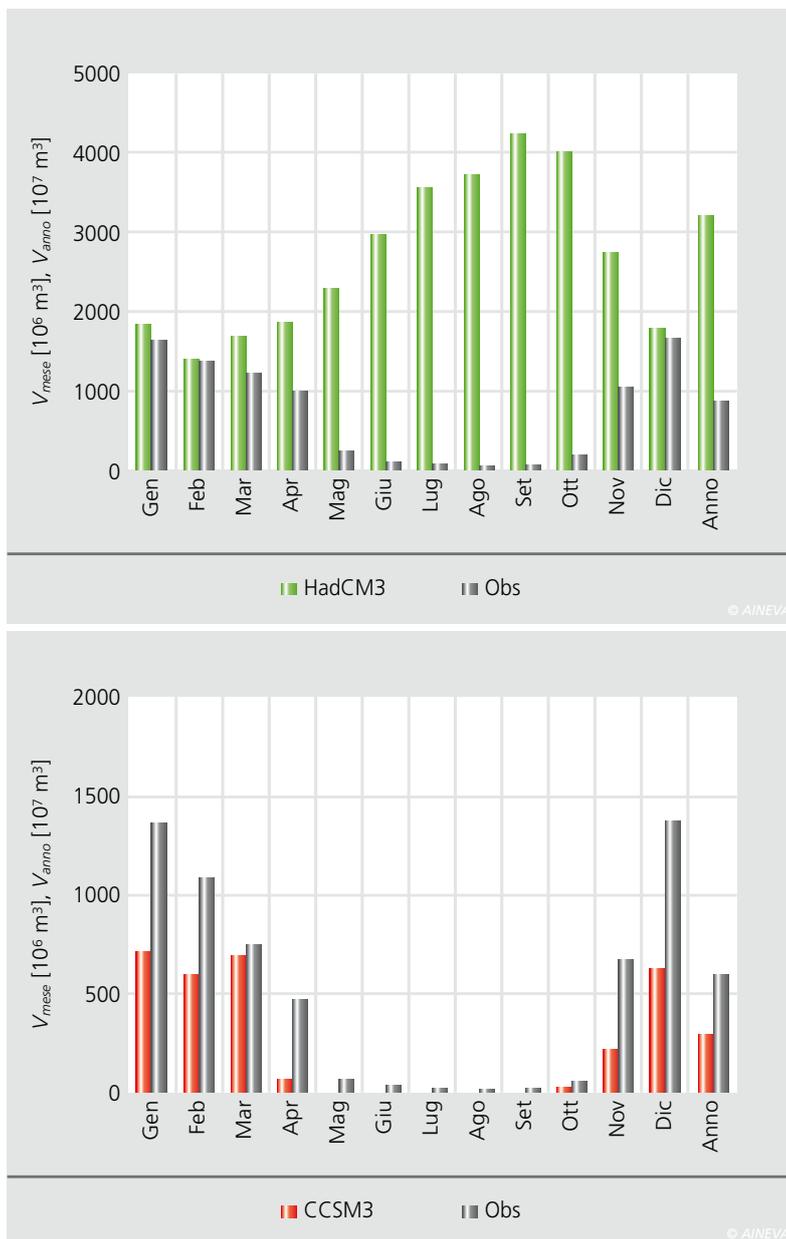
Il confronto tra  $V_{GCM}$  e  $V_{obs}$  per i due modelli GCM testati è stato effettuato tramite l'applicazione di alcuni test statistici (Groppelli et al., 2011a). Sono stati considerati sia i cumulati annuali che i totali mensili medi. In primo luogo, è stata analizzata l'esattezza statistica di  $V_{GCM}$ , cioè la relativa capacità di rappresentazione delle precipitazioni nivali in termini sia di valor medio che di variabilità. La prima ipotesi che è stata testata riguarda l'omoschedasticità (omogeneità delle varianze) delle popolazioni attraverso il test F di Fisher. La seconda fase è l'applicazione di un test T sulla media differenziato per i casi di varianze uguali o diverse sulla base del risultato precedentemente ottenuto. In aggiunta ai test statistici, è stato calcolato il valore del bias tra  $V_{GCM}$  e  $V_{obs}$ , calcolato come  $Bias = E[V_{GCM}] / E[V_{obs}]$  che fornisce una rappresentazione della differenza media fra modello e osservazioni (Faggian e Giorgi, 2009). Come ultimo passo, si è valutato tramite il calcolo di RMSE (root mean square error) il grado di accuratezza tra le serie accoppiate (stesso anno o stesso mese).

### Test di stazionarietà

Al fine di indagare la presenza di eventuali trend significativi all'interno delle serie, sono stati applicati due diversi test statistici: il test di regressione lineare e il test di Mann Kendall MK (p.es. Bocchiola e Diolaiuti, 2009). Sono stati considerati i valori cumulati annuali sia di  $V_{obs}$  che di  $V_{GCM}$  durante il 1990-2009 ed è stata valutata

Tab. 2 - Geometria dei GCM utilizzati.

Fig. 3 - Valori mensili e annuali  $V_{obs}$  e  $V_{GCM}$  mediati sul periodo 1990-2009 e sull'intera regione alpina.



Tab. 3

TEST DI ADATTAMENTO, HadCM3 Valori dimensionali						
MESE	CELL H1		CELL H2		CELL H3	
	F	T	F	T	F	T
Gennaio	<b>1.7</b>	<b>0.0</b>	50.4	44.6	<b>0.9</b>	<b>0.0</b>
Febbraio	<b>0.4</b>	<b>0.0</b>	44.6	83.8	<b>2.3</b>	<b>0.0</b>
Marzo	<b>0.2</b>	<b>0.0</b>	8.5	<b>0.4</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>
Aprile	<b>0.5</b>	<b>0.0</b>	6.5	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Maggio	29.5	<b>0.3</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Giugno	<b>3.8</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Luglio	<b>1.8</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Agosto	<b>1.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Settembre	<b>0.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Ottobre	45.3	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Novembre	<b>0.2</b>	<b>0.5</b>	6.2	<b>0.0</b>	<b>1.7</b>	<b>0.0</b>
Dicembre	<b>6.0</b>	<b>0.0</b>	36.9	34.6	<b>0.2</b>	<b>0.5</b>
<b>Anno</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.3</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>

F di Fisher per la varianza, T di Student per la media.  
*p-val* [ $*10^2$ ]. In grassetto, rifiuto dell'ipotesi del test (i.e. stessa media o varianza,  $\alpha = 5\%$ ).

la presenza di un comportamento non stazionario. Gli obiettivi sono: i) individuare la presenza di non stazionarietà (MK) e/o di tendenze lineari (RL) all'interno dei dati osservati e ii) valutare l'esattezza dei GCM nella descrizione delle caratteristiche non stazionarie delle statistiche della neve nel periodo studiato. Normalmente, sono richiesti almeno 30 anni di dati per valutare le tendenze nel tempo delle variabili climatiche (IPCC 2001; Juen *et al.*, 2007; Jiang *et al.*, 2007). Recentemente Bocchiola e Diolaiuti (2009) hanno studiato una serie di altezze del manto nevoso più lunga all'interno di una piccola (ca. 300 km<sup>2</sup>) regione delle Alpi italiane (zona dell'Adamello, qui all'interno della regione 5) per il periodo 1965-2007. Va sottolineato però che tale serie è stata

raccolta da ENEL (produttore di energia idroelettrica) e rappresenta un caso raro. In ogni caso l'andamento delle precipitazioni nivali all'interno delle Alpi è sembrato un tema di interesse dai molti risvolti, per questo è stato deciso di condurre l'analisi sui 20 anni di dati disponibili. Va tenuto comunque conto che si tratta di serie osservate in quasi 400 stazioni distribuite su tutto l'arco alpino, quindi nonostante la durata limitata, i risultati possono essere significativi. Il test di MK è stato applicato ai dati grezzi, senza operare un filtro di pre-whitening (Yue e Wang, 2002). Questi test sono stati applicati alle celle dei GCM e non alle regioni geografiche, in quanto l'interesse è volto a studiare le proiezioni future operate appunto dai modelli e quindi riferite alle celle. I test di stazionarietà sono stati applicati alle serie dopo la correzione effettuata tramite l'applicazione del *Bias* (come *p.es.* in Faggian e Giorgi, 2009). Così facendo, viene verificata la stazionarietà di una serie simulata che, in media, è equivalente a quella osservata.

### Proiezioni di scenario

Sono state utilizzate le simulazioni a lungo termine (1990-2099) prodotte dai due GCM considerati per fare una proiezione delle precipitazioni nivali nella zona di studio. Fra i diversi scenari definiti dall'IPCC all'interno dei suoi rapporti sul clima, si è deciso di usare lo scenario A2 (business as usual, Beniston, 2004), spesso considerato come riferimento. Si è ipotizzato che i *Bias* calcolati fra modello e osservazioni rimangano costanti nel tempo, come normalmente assunto per il *downscaling* dei GCM (Groppelli *et al.*, 2011a). Successivamente sono stati applicati i test MK e LR per valutare la non stazionarietà delle precipitazioni nivali future (fino al 2099) nella zona di studio. Così facendo è possibile fornire una valutazione delle precipitazioni future ed evidenziare possibili tendenze e differenze fra i due modelli considerati. Oltre al test MK classico, è stata applicata anche la versione progressiva, PMK (in avanti e indietro, *p.es.* Bocchiola e Diolaiuti, 2009), che permette di stimare la presenza e la posizione di un possibile punto di partenza di una tendenza all'interno della serie.

**TEST DI ADATTAMENTO, CCSM3**  
Valori dimensionali

MESE	CELL C1		CELL C2		CELL C3		CELL C4		CELL C5		CELL C6		CELL C7	
	F	T	F	T	F	T	F	T	F	T	F	T	F	T
Gennaio	13.7	<b>1.3</b>	14.6	<b>0.0</b>	20.2	<b>0.0</b>	5.7	54.1	28.5	26.7	41.1	<b>0.6</b>	<b>0.0</b>	<b>0.2</b>
Febbraio	17.5	<b>1.3</b>	17.3	<b>0.0</b>	42.2	<b>0.0</b>	<b>0.5</b>	12.9	23.1	77.6	43.4	<b>0.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.3</b>
Marzo	16.6	16.9	18.1	<b>1.1</b>	40.2	<b>0.6</b>	<b>0.0</b>	<b>1.1</b>	<b>0.3</b>	9.4	8.7	68.5	<b>3.7</b>	<b>0.0</b>
Aprile	<b>1.0</b>	<b>0.0</b>	1.9	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	47.3	<b>0.0</b>	<b>4.7</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Maggio	<b>3.2</b>	68.0	6.4	5.0	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>4.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	12.8
Giugno	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>2.0</b>	43.0	55.4	38.3	40.1
Luglio	<b>4.7</b>	40.5	<b>0.0</b>	44.9	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>1.0</b>	<b>0.0</b>	<b>3.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Agosto	<b>0.0</b>	29.6	<b>0.0</b>	24.0	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	<b>0.0</b>	<b>0.8</b>	<b>0.0</b>	<b>1.6</b>	<b>0.0</b>	<b>0.2</b>
Settembre	<b>0.0</b>	<b>0.7</b>	<b>0.0</b>	9.0	<b>0.0</b>	<b>0.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>	<b>3.6</b>	<b>0.0</b>	10.3	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Ottobre	16.2	92.3	22.8	40.6	<b>0.0</b>	<b>0.1</b>	26.1	<b>4.6</b>	<b>0.2</b>	22.3	<b>0.6</b>	19.2	<b>0.0</b>	<b>3.2</b>
Novembre	<b>0.3</b>	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>0.1</b>	<b>1.0</b>	<b>0.4</b>	10.4	89.0	49.2	16.0	<b>0.4</b>	<b>1.6</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
Dicembre	<b>0.8</b>	<b>0.6</b>	<b>3.7</b>	<b>0.0</b>	11.4	<b>0.0</b>	34.9	39.0	39.3	25.1	23.8	<b>1.9</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>
<b>Anno</b>	<b>0.5</b>	<b>0.1</b>	<b>1.8</b>	<b>0.0</b>	9.3	<b>0.0</b>	8.7	33.4	24.0	18.0	31.7	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>

F di Fisher per la varianza, T di Student per la media. *p-val* [\*10<sup>2</sup>].  
In grassetto, rifiuto dell'ipotesi del test (i.e. stessa media o varianza,  $\alpha = 5\%$ ).

© AINEVA

## RISULTATI

### Accuratezza delle simulazioni dei GCM

In Figura 3 sono riportati i valori cumulati mensili ed annuali di  $V_{obs}$  e  $V_{GCM}$  (mediati sul periodo 1990-2009) per tutta l'area di studio. Nelle tabelle 3-8 sono contenuti i risultati dei test statistici (F di Fisher e T di Student, RMSE, bias) per i due GCM nel periodo di controllo sulle diverse celle. Viene indicato il valore del *p-value* con l'indicazione dell'accettazione o del rifiuto dell'ipotesi dei test (varianza uguale e/o media uguale,  $\alpha = 5\%$ ). Per quanto riguarda il modello HadCM3, si osserva chiaramente in Figura 3a come il comportamento stagionale delle precipitazioni sia poco realistico. Infatti la precipitazione nivale viene concentrata durante la primavera e l'estate, mentre in autunno ed in inverno si osservano i valori minori. Confrontato con le osservazioni al suolo ( $V_{obs}$ , T1) si osserva un certo accordo nel caso in cui  $V_{obs}$  è calcolato con l'approccio, cioè quando viene considerato il gradiente verticale di precipitazione in modo tale da descrivere in modo più accurato l'effettiva area di nevicata.

Le tabelle 3-8 forniscono il livello di accuratezza dei modelli GCM. I test statistici per l'HadCM3 (Tabella 3) indicano una scarsa capacità del modello di rappresentare le statistiche mensili (media, varianza) delle precipitazioni nivali e le statistiche mensili di RMSE (Figura 4a, SWE [mm]) confermano la presenza di un errore nella previ-

sione (mensile) delle precipitazioni nivali. Paradossalmente però valori alti di RMSE si osservano durante l'estate, quando le precipitazioni nivali dovrebbero essere molto basse (e di conseguenza anche l'errore dovrebbe esserlo). Di nuovo, questo fatto dipende dall'errata riproduzione del carattere stagionale delle precipitazioni nivali. Il modello CCSM3 funziona meglio dell'HadCM3, infatti le statistiche risultano maggiormente simili (Tabella 4). Inoltre i valori di RMSE (Figura 4b) sono generalmente più bassi rispetto all'HadCM3.

Nella stagione estiva i valori di RMSE risultano essere limitati a causa delle limitate precipitazioni nivali.

### Analisi di stazionarietà delle serie di controllo e delle proiezioni

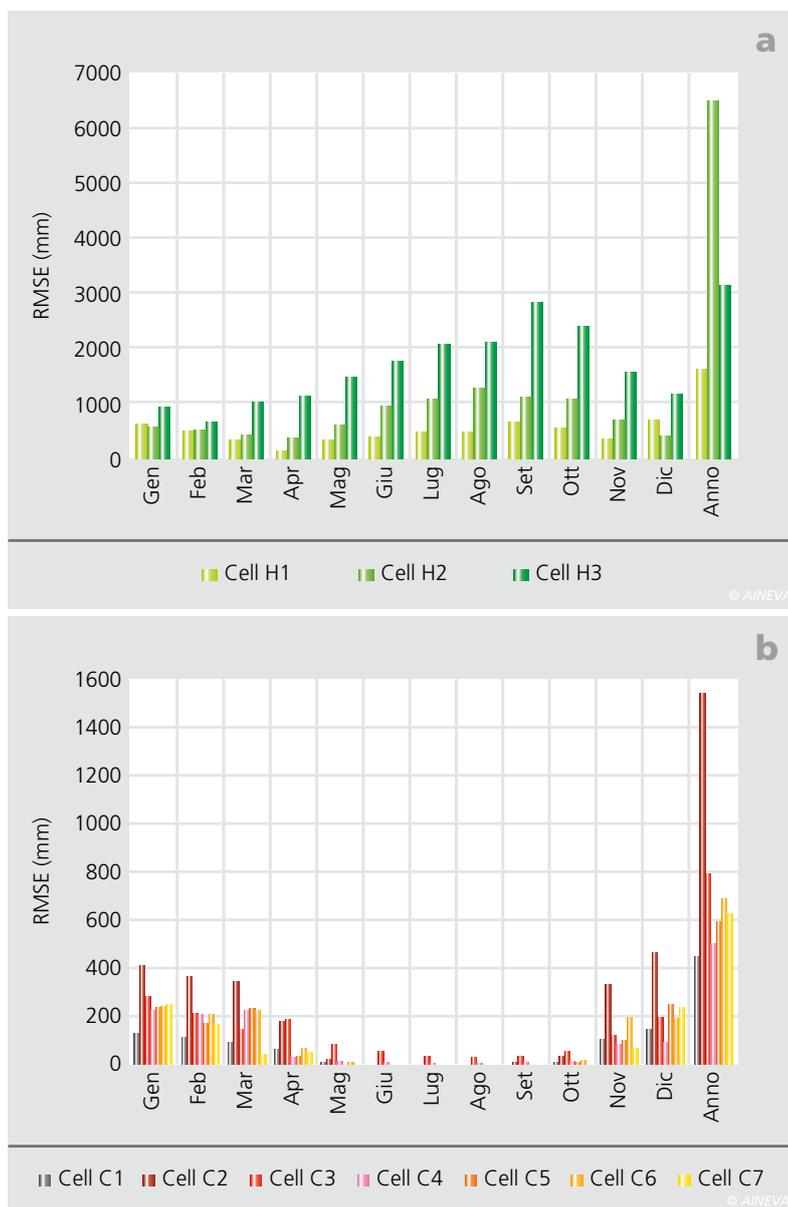
La Figura 5 mostra i risultati dei test MK e LR sui volumi cumulati annuali ( $V_{obs}$ , durante il 1990-2009 e di  $V_{GCM}$ , rispettivamente durante il 1990-2009 e il 1990-2099). La Figura 6 rappresenta il risultato del test PMK. Ove non si osservi una precisa tendenza, le due linee (test avanti e test indietro) sul piano  $z^*$  vs anni presentano molteplici intersezioni. Invece quando le due linee presentano un solo punto di intersezione, oltre il quale non si incrociano più, è possibile localizzare il periodo di inizio di un dato trend.

La Figura 7 riporta, come riferimento, il volume idrico equivalente sull'intera area (somma delle celle). Si osservano alcune tendenze lineari nelle serie del *control run*

di  $V_{GCM}$ . In particolare si nota come il modello HadCM3 descriva un aumento della precipitazione nivale annua all'interno di tutte le celle, seppur con valori di *p-value* molto bassi (non significativi). Diversamente, nei risultati del test MK si osserva una tendenza non stazionaria significativa nella cella H2 (Alpi occidentali). Per contro, il modello CCSM3 descrive sostanzialmente (ma non in maniera significativa) una diminuzione delle precipitazioni nivali in tutta l'area di studio, per entrambi i test MK e LR. I valori osservati  $V_{obs}$  indicano in alcuni casi un aumento (in pochi casi significativo) sia nella prova LR che MK, durante il 1990-2009.

Le proiezioni (1990-2099) di precipitazione nivale fornite dal modello HadCM3 sono sostanzialmente stazionarie in entrambi i test, mentre i risultati del PMK (Figura 6a) mostrano che nella cella H2 (Alpi occidentali) nel periodo 2003-2015 il valore della statistica test in andata è maggiore del limite di confidenza superiore (5%). Questo fatto spiega anche i risultati di Figura 5a, che in quella cella evidenziano un trend positivo. Diversamente il modello CCSM3 (Figura 5b) simula una diminuzione significativa in tutte le celle, confermata sia da MK che da LR (a meno della cella C6, Trento e parte del Veneto, dove la diminuzione non è significativa). Il test PMK (Figure 6b, c) mostra una considerevole non stazionarietà per tutte le celle. Sulle Alpi occidentali e settentrionali (celle da C1 a C4, Figura 6b) vengono evidenziate delle variabilità particolari.

Fig. 4 - RMSE-SWE  
a) HadCM3  
b) CCSM3



Tab. 5

**Bias MOLTIPLICATIVO**  
( $Bias = E[V_{GCM}] / E[V_{obs}]$ ,  
E[E[] media])  
Valori adimensionali,  
HadCM3

MESE	CELL H1	CELL H2	CELL H3
Gennaio	0.84	2.83	0.27
Febbraio	0.95	2.82	0.22
Marzo	2.07	5.53	0.25
Aprile	2.26	12.70	0.31
Maggio	7.57	482.02	1.87
Giugno	16.94	3257.04	6.26
Luglio	36.54	4521.89	8.40
Agosto	51.29	9658.22	14.12
Settembre	42.03	8801.07	14.91
Ottobre	23.33	313.55	3.62
Novembre	3.79	8.39	0.47
Dicembre	0.79	2.96	0.24
<b>Anno</b>	<b>0.39</b>	<b>2.873</b>	<b>5.6</b>

© AINEVA

Un'intersezione netta tra il grafico del test in avanti e quello indietro si verifica nella seconda metà del 21° secolo, circa intorno al 2065. Questo indica l'inizio di un deciso trend negativo. Risultati simili sono stati trovati per la parte centro-orientale delle Alpi (cella C5, C6) e per le Alpi sud-occidentali (cella C7), dove, intorno al 2060, si osserva un aumento della velocità di decrescita del volume equivalente di precipitazione nivale (Figura 6c). La Figura 8 rappresenta i valori medi delle precipitazioni nivali (in mm di SWE sulle celle della griglia) per i due modelli su tre periodi di riferimento. Insieme al *control run*, si sono scelti i periodi 2031-2060 e 2071-2099, per evidenziare le differenze prima e dopo il punto critico identificato dal modello CCSM3 fra il 2060 e il 2070.

## DISCUSSIONE

Dai risultati emergono alcune chiare considerazioni. In linea generale i GCM esaminati forniscono un'immagine distorta della realtà delle precipitazioni nivale, sia in termini di dinamica stagionale che di quantità. Il modello HadCM3 ad esempio simula significative precipitazioni nivali durante l'estate, ovviamente errate. Tale comportamento può essere collegato alla limitata risoluzione spaziale, ossia alla dimensione delle celle della griglia di calcolo del modello che non permette di riprodurre gli effetti legati alla complessa topografia dell'area. Groppelli *et al.* (2011b), hanno recentemente esaminato l'utilizzo accoppiato di precipitazioni e temperatura del modello HadCM3 (ed altri) allo scopo di simulare il ciclo idrologico in un bacino alpino (fiume Oglio, ca. 1800 km<sup>2</sup>, regione Lombardia, qui compreso nelle celle H1, H3 e C1, C5). Secondo i risultati ottenuti, i valori di temperatura forniti dal modello HadCM3, comparati con i dati osservati a terra si dimostrano effettivamente rappresentativi del clima di zone di alta quota. Durante la primavera e l'estate (da Maggio a Settembre), l'altezza rappresentativa (cioè la quota dove la temperatura al suolo è in media uguale a quella fornita dal modello HadCM3) varia da un mese all'altro, ma si mantiene costantemente superiore a 1500 m slm. Poiché la temperatura è usata all'interno del GCM per convertire la precipitazione in precipitazione solida, le temperature basse riferite a zone elevate potrebbero giustificare il considerevole volume di neve simulato. In effetti, il modello HadCM3 fornisce la migliore rappresentazione delle precipitazioni nivali durante l'autunno e l'inverno (Figura 3a, Dicembre-Marzo), quando le temperature sono comunque basse. Il modello CCSM3, che presenta una risoluzione spaziale doppia rispetto all'HadCM3, riproduce più fedelmente l'andamento stagionale delle precipitazioni nivali. In alcune delle celle considerate, il valore cumulato annuo è descritto abbastanza fedelmente (cioè non statisticamente differente dalle osservazioni al suolo). Tuttavia l'errore di valutazione, o *Bias*, che è necessario applicare prima di poter utilizzare in qualche modo gli output di questi modelli, presenta

valori distanti dall'unità (ossia da una buona accuratezza media, Tabella 5, Tabella 6, Figura 3a,b) e risulta essere molto variabile a seconda del mese. La cella C7 del CCSM3, che copre la parte sud-occidentale delle nostre Alpi, presenta una situazione particolare con valori annuali di  $Bias = 0.04$ . Questo indica una forte sottostima delle precipitazioni nivali durante l'anno. Si può però osservare come parte della cella C7 sia occupata dal mar Mediterraneo. Per tale motivo è ipotizzabile una non corretta simulazione della precipitazione nivale (che interesserebbe solamente una parte limitata della cella). L'analisi di stazionarietà delle precipitazioni nivali durante il *control run* (1990-2009) fornisce alcuni suggerimenti per la discussione. Il volume osservato  $V_{obs}$  risulta aumentare dovunque durante questo periodo. Come confronto con i nostri risultati, Bocchiola e Diolaiuti (2009) hanno studiato un database di altezza di neve di durata maggiore (dal 1965-2007) di quattro stazioni a quota variabile tra 1820 e 2300 mslm all'interno della zona dell'Adamello (celle H3, C5). Lo studio mostra una significativa tendenza negativa dei valori di profondità annuale media  $HS_{av}$  della neve, che è strettamente correlata con il volume di precipitazioni nivali annuali esaminato nel presente lavoro. La prova PMK ha mostrato l'inizio della tendenza fin dal 1990 circa. Cannone *et al.* (2007) hanno studiato lo spessore giornaliero  $HS_{av}$  del manto nivale nella stazione di Cancano (1948 mslm, celle H1, C1) per il periodo 1978-2003 ed hanno trovato una diminuzione di circa -1 cm/anno. Diolaiuti *et al.* (in revisione) hanno studiato la neve accumulata all'inizio della stagione di ablazione (1° aprile,  $H1$ ) per cinque stazioni distribuite nella regione Lombardia (celle H1, H3 e C1, C5) durante il 1985-2005, trovando una tendenza negativa di  $H1$  in tutti i siti. Nelle Alpi svizzere (cella H1, H2, C1, C3 e C4), Laternser e Schneebeli (2003), hanno esaminato, tra le diverse variabili, anche i valori di  $HS_{av}$  per una rete di 190 stazioni nivometriche nel periodo 1930-1999. In particolare, hanno costruito una mappa della distribuzione dell'anomalia annuale di  $HS_{av}$ , trovando una crescita durante gli anni '60 (+25% circa)

Bias MULTIPLICATIVO ( $Bias = E[V_{GCM}] / E[V_{obs}]$ , E E[] media), CCSM3 Valori adimensionali							
MESE	CELL C1	CELL C2	CELL C3	CELL C4	CELL C5	CELL C6	CELL C7
Gennaio	0.54	0.40	0.31	1.26	0.70	0.42	0.03
Febbraio	0.55	0.36	0.33	1.85	0.92	0.41	0.02
Marzo	0.70	0.51	0.44	4.40	2.38	0.86	0.09
Aprile	0.21	0.18	0.03	0.29	0.19	0.02	0.00
Maggio	0.77	0.20	0.00	0.05	0.04	0.01	0.08
Giugno	0.10	0.05	0.00	0.00	42.37	1.40	1.47
Luglio	0.65	0.30	0.00	0.00	34.88	2.00	1.98
Agosto	0.20	0.03	0.00	0.00	13.27	2.37	3.59
Settembre	0.05	0.02	0.00	0.00	0.18	0.04	2.15
Ottobre	0.95	0.64	0.02	0.38	2.65	0.20	0.01
Novembre	0.29	0.24	0.15	0.93	0.55	0.21	0.00
Dicembre	0.42	0.28	0.29	0.80	0.69	0.49	0.01
<b>Anno</b>	<b>0.52</b>	<b>0.36</b>	<b>0.52</b>	<b>2.39</b>	<b>0.93</b>	<b>0.48</b>	<b>0.04</b>

Tab. 6

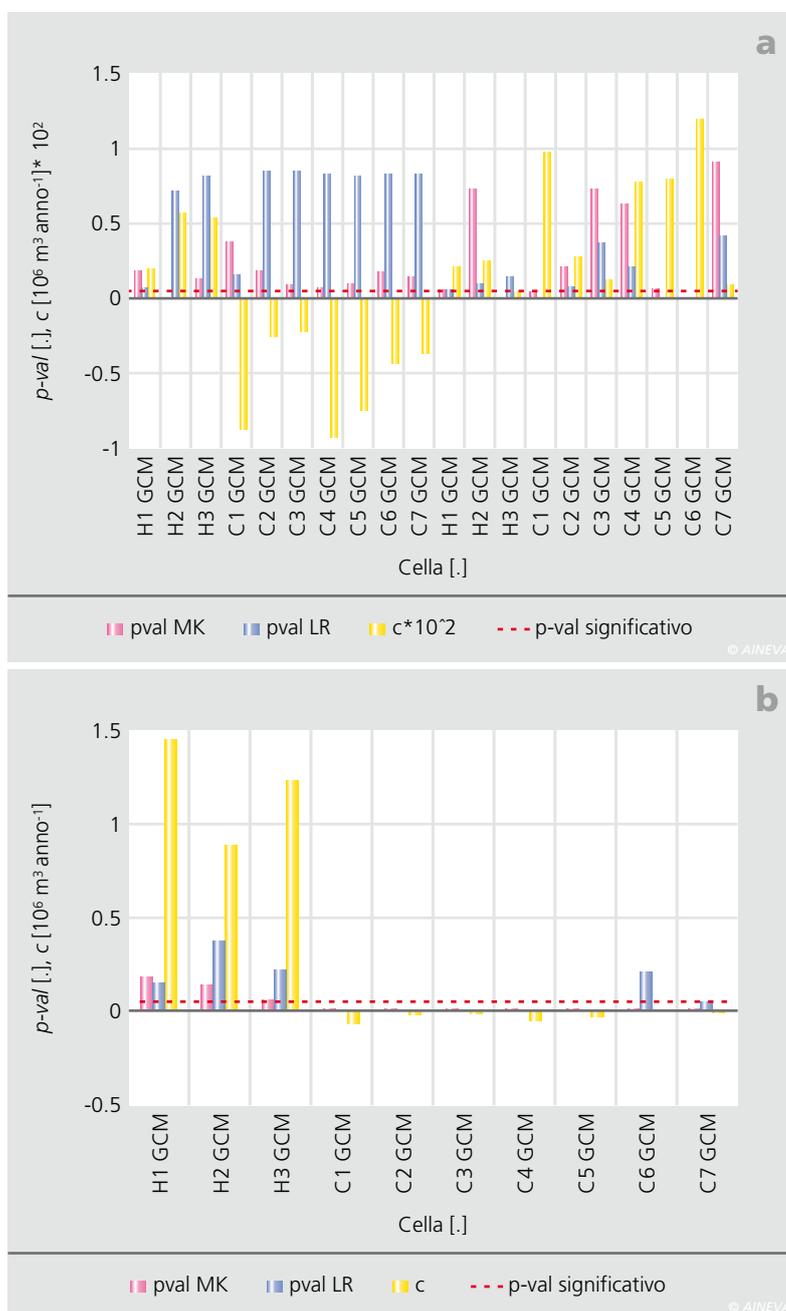
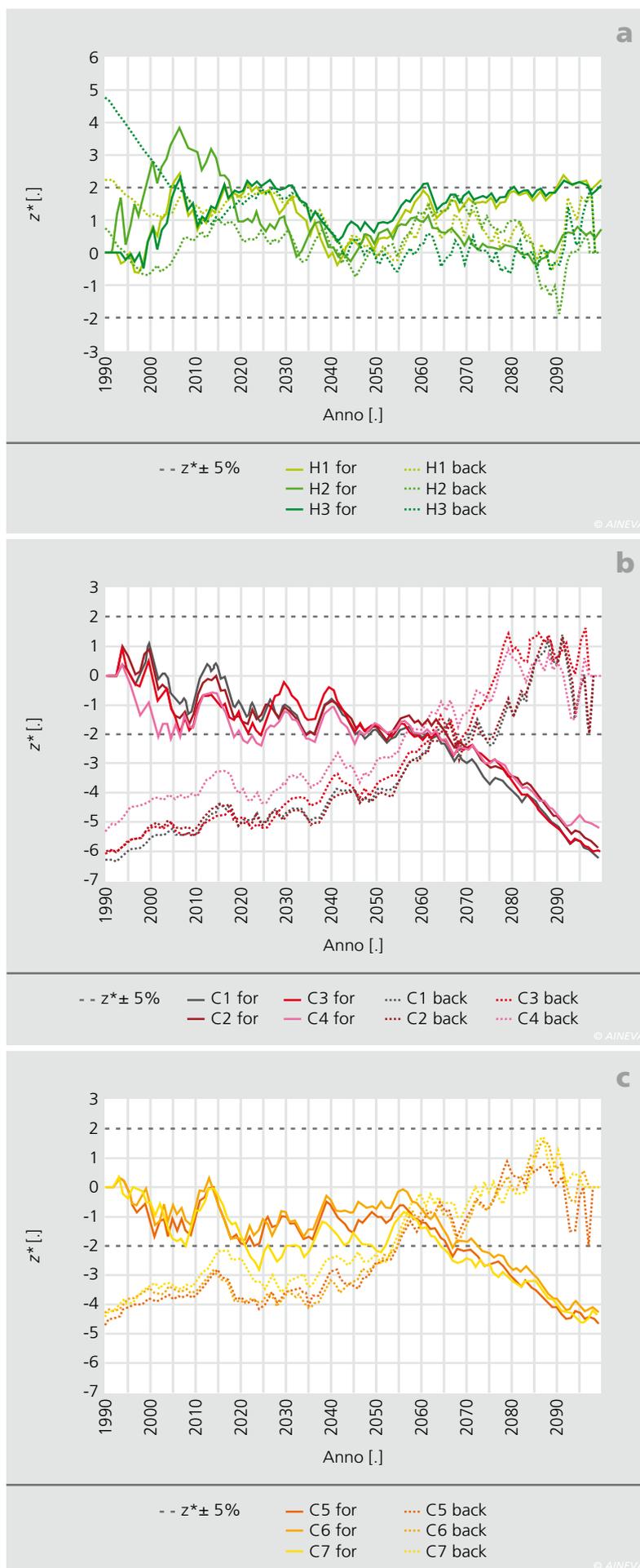


Fig. 5 - Test MK e LR, p-values e pendenza LR, volumi accumulati annuali.  
a) 1990-2009  
b) 1990-2009

Fig. 6 - Mann Kendal test progressivo sui volumi nivali proiettati.  
a) HadCM3  
b) CCSM3, celle C1-C4  
c) CCSM3, celle C5-C7



e gli anni '70 (+15% circa), seguita da una decrescita durante gli anni '80s (-15% circa) particolarmente marcata a partire dal 1987 (-30% circa). Sulla base dei risultati segnalati riguardo alle tendenze relative della copertura di neve alle Alpi (vedi Bocchiola e Diolaiuti, 2009, per una rassegna più completa), la nostra analisi di tendenza mette in luce un'immagine differente, cioè un aumento, anche se non significativo in pratica. Va sottolineato però come nell'ultimo decennio (2000-2009), si sono registrati alcuni anni particolari, cioè con un'elevata nevosità (2001, 2004 e 2009), mentre il comportamento tra il 1990 e il 1999 risulta essere stazionario. Di conseguenza è ragionevole supporre che l'esistenza di una debole tendenza positiva di  $V_{obs}$ , sia causata da questi valori, che ne influenzano l'andamento. Tali risultati evidenziano ancora una volta l'esigenza di studiare serie di dati sufficientemente lunghe per avere una maggior significatività statistica e sottolineano l'importanza di mantenere attiva e funzionante una così importante rete di stazioni di misura.

Risultati simili si ottengono per le serie dei GCM durante il *control run*, dove nessuna tendenza significativa è stata trovata. Quando si usano gli output dei GCM per costruire proiezioni a lungo termine, sarebbe necessario applicare una procedura di *downscaling* (p.es. Droghe *et al.*, 2004; Gangopadhyay e Clark, 2005; Groppelli *et al.*, 2010; 2011a). Tuttavia le strategie di *downscaling* sono valide localmente e richiedono un'indagine ad una scala spaziale più fine (scala di bacino,  $1-10^2$  km<sup>2</sup>) rispetto a quella utilizzata in questo studio (scala regionale,  $10^3-10^4$  km<sup>2</sup>) e la loro messa a punto va oltre i nostri scopi. Tramite il confronto delle simulazioni con i dati osservati, è possibile tuttavia definire dei *Bias* regionali da utilizzare per correggere le precipitazioni mensili nella valutazione di previsioni future (Faggian e Giorgi, 2009, per un'applicazione di un metodo simile a simulazioni climatiche su larga scala). Un'ipotesi necessaria riguarda la validità del *Bias* calcolato anche per il futuro: si suppone infatti che tale correzione si mantenga costante nel tempo. Diversi studi disponibili nella letteratura idrologi-

ca applicano quest'ipotesi alle procedure di *downscaling* (p.es. Kang e Ramírez, 2007; Barontini *et al.*, 2009; Bavay *et al.*, 2009; Groppelli *et al.*, 2010; 2011a). Applicando quindi questo metodo semplificato di *downscaling*, abbiamo potuto realizzare delle proiezioni di precipitazione nivale per il prossimo secolo (1990-2099). I due modelli HadCM3 e CCSM3 descrivono scenari in contrapposizione. Il primo mostra un cumulo annuo di neve sostanzialmente immutato e dopo il 2040 circa si osserva un lieve aumento (Figura 5b, Figura 6a). Il modello CCSM3 descrive invece una diminuzione (significativa) del volume annuale in tutte le celle (Figura 5b, Figure 6b,c). Groppelli *et al.* (2011a) hanno mostrato che l'HadCM3 fornisce delle proiezioni (dal 2045-2054) per il fiume Oglio con un aumento delle precipitazioni totali rispetto al presente circa del 40% ( $1810 \text{ mmanno}^{-1}$  contro  $1268 \text{ mmanno}^{-1}$  durante il 1990-1999). Hanno inoltre studiato le precipitazioni nivali e le temperature, evidenziando come al di sopra dei 1000 m slm, nella stagione invernale le precipitazioni aumenterebbero rispetto al *control run*, probabilmente a causa di un generale aumento delle precipitazioni totali (la temperatura sarebbe aumentata di circa  $+2^\circ\text{C}$  verso il 2045-2054). Diversamente il modello CCSM3 prevede una diminuzione delle precipitazioni di circa il 20% ( $1071 \text{ mm/a}$  contro  $1268 \text{ mm/a}$ ). Le precipitazioni nivali sarebbero ridotte a tutte le quote, a causa delle temperature più alte ( $+4.8^\circ\text{C}$  circa entro il 2045-2054, vedere Faggian e Giorgi, 2009) e della precipitazioni totali minori. Brunetti *et al.* (2006) hanno studiato la presenza di tendenze nelle precipitazioni nella regione alpina italiana, compreso la zona da noi studiata. In particolare hanno utilizzato delle osservazioni di lungo termine provenienti da 192 stazioni. Gli autori hanno evidenziato quattro regioni differenti contraddistinte da un particolare comportamento delle precipitazioni. Nella loro regione di Nord-Ovest coincidente con le celle H2 e le celle C1, C3, C4, hanno osservato un aumento della precipitazione annuale  $P_{CUM}$ . Diversamente, nella zona a sud-ovest, compresa nelle celle H1, H3 e C2, C5, C6, C7,  $P_{CUM}$  diminuisce anche se in

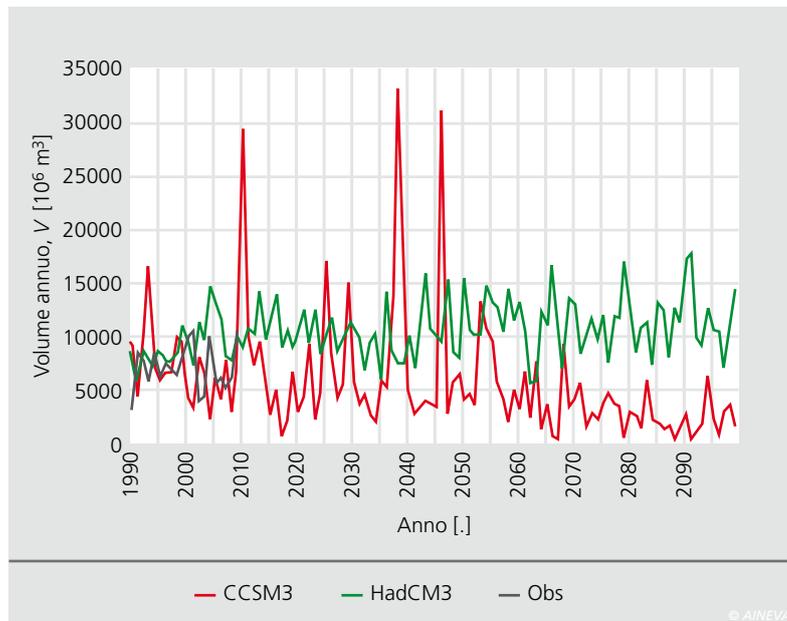


Fig. 7 - Volume di precipitazione nivale cumulato annuo e proiezioni fino al 2100.

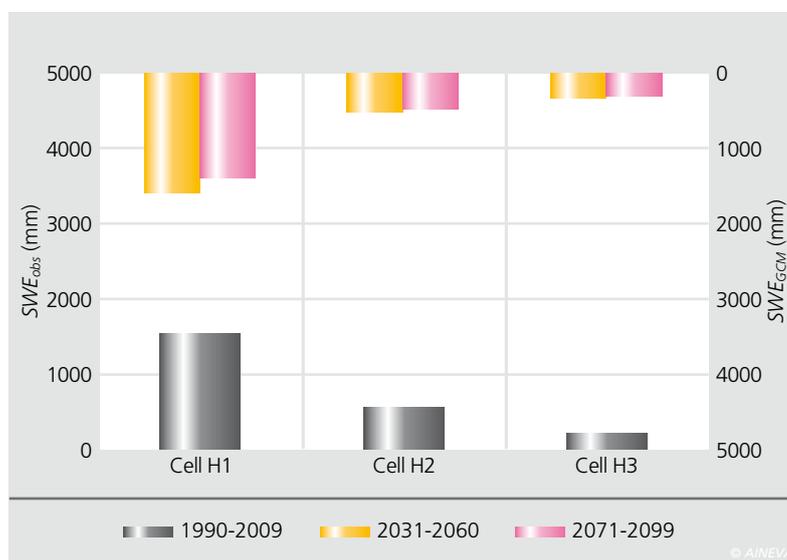
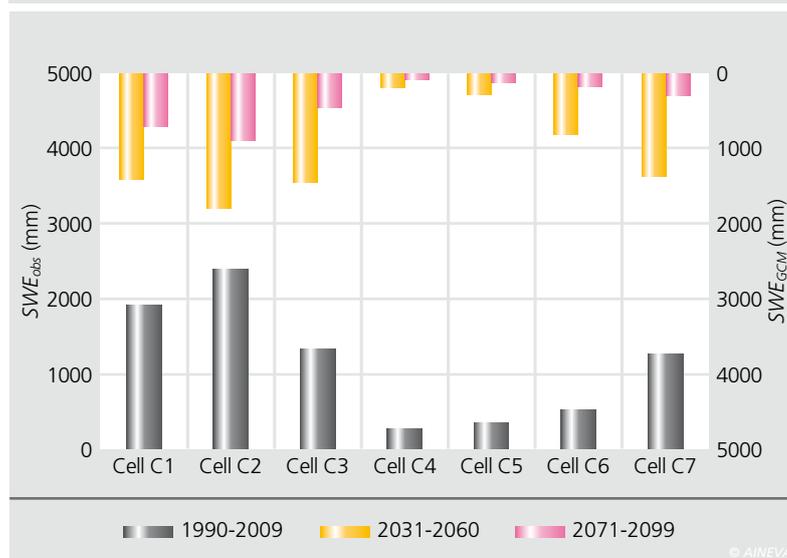


Fig. 8 - Valori medi annui proiettati di precipitazione nivale (mm SWE) per tre periodi di riferimento. a) HadCM3 b) CCSM3



maniera meno evidente. Faggian e Giorgi (2009) hanno osservato le proiezioni di precipitazione fornite da 20 diversi modelli GCM (compresi HadCM3 e CCSM3) per le

Alpi fino al 2100. Il periodo di riferimento va dal 1961 al 1990. Gli autori evidenziano variazioni (in ipotesi di scenario IPCC A2) di  $P_{CUM}$  durante il trentennio 2071-2100, in

particolare si osserva una diminuzione (dal 30% al 10%) durante la primavera e l'autunno, mentre le precipitazioni rimangono sostanzialmente invariate in inverno ( $\pm 10\%$ ). Inoltre prevedono un aumento nella temperatura media annuale dell'aria fino a  $+5^\circ\text{C}$  entro il 2100, più o meno omogeneo con la quota. Questo suggerisce come l'aumento di temperatura faccia diminuire significativamente la frazione solida della precipitazione, in particolare nella seconda metà del secolo prossimo, in accordo con le proiezioni fornite qui dal CCSM3 nella Figura 6 (b, c). Bocchiola e Diolaiuti (2009) hanno verificato la presenza di tendenze di precipitazione totale all'interno del parco dell'Adamello (celle H3 e C5), usando i dati da quattro pluviometri per il periodo 1967-2007. Le tendenze osservate (non statisticamente significative) risultano essere più pronunciate dal 1990 circa. In funzione della quota (da 1820 a 2300 mslm), è stato trovato un diverso tasso di variazione da  $+10 \text{ mmanno}^{-1}$  (bassa quota, 1820 mslm) a  $-3.3 \text{ mmanno}^{-1}$  (ad alta quota, 2300 mslm), con una media di  $+2.7 \text{ mmanno}^{-1}$ . Cannone *et al.* (2008), utilizzando le serie di precipitazione totale  $P_{CUM}$  di tre stazioni meteorologiche (Uzza, 1250 mslm, Santa Caterina Valfurva, 1730 mslm e diga dei Forni, 2180 mslm) in Valfurva (celle H1 e C1), hanno rilevato una diminuzione di  $P_{CUM}$  (fino a  $-10\%$  a 2.180 mslm) durante il 1988-2006. Non hanno tuttavia effettuato alcun test di significatività. Alla luce dei diversi studi già effettuati, possiamo ipotizzare che future precipitazioni nivali costanti sono in sostanza improbabili. Il modello CCSM3 prefigura precipitazione decrescente, che, insieme alla temperatura, fornirebbe precipitazioni nivali decrescenti dappertutto nelle alpi. Tale discrepanza potrebbe essere dovuto alla griglia più raffinata rispetto al modello HadCM3, ed al più recente periodo di rilascio. L'analisi quantitativa delle precipitazioni nivali per i tre periodi di riferimento considerati (Figura 8, mm SWE) indica per HadCM3 un leggero aumento, con diminuzione successiva nella cella H1 (1513 mm durante il 1990-2009, 1598 mm durante il 2031-2060, 1373 mm durante il 2071-2099), una leggera diminuzione in cellula H2 (541

mm, 500 mm e 478 mm, rispettivamente) ed un aumento in cella H3 (201 mm, 301 mm e 298 mm, rispettivamente). Per contro, il modello CCSM3 prefigura una diminuzione in tutte le celle fino al 2071-2099, con le precipitazioni nivali ridotte ad un terzo o meno durante quel periodo. Si osservi tuttavia che all'interno delle celle C3, C6 e C7, un leggero aumento si osserverebbe durante il 2031-2060 (particolarmente nella cella C6, con 808 mm durante il 2031-2060, contro 508 mm durante il 1990-2009), comunque seguito da una diminuzione drastica (cella C6, 182 mm durante il 2071-2100), come appare anche figura 6 (b, c), che mostra il PMK test.

## CONCLUSIONI

Abbiamo costruito una base di dati nivali considerevole (ca. 400 stazioni) per le Alpi italiane, atta a convalidare le proiezioni di precipitazione nivale da due modelli GCM di comune utilizzo, mai validati in tal senso per quanto ne sappiamo. La messa a punto relativamente recente della rete (con alcune stazioni risalenti ai primi anni '80) non si presta ad una valutazione robusta delle tendenze. I risultati sono apparentemente contraddittori rispetto a quelli ricavati da serie più lunghe, ma disponibili per pochi siti. Tuttavia, la rilevante dimensione della rete ci ha permesso di condurre il confronto con le proiezioni dei GCM ad una grande scala, cioè quasi l'intero arco alpino italiano. Dei tre GCM qui studiati, uno (PCM) è stato scartato rapidamente, poiché fornisce una rappresentazione non realistica delle precipitazioni nivali sulla zona. Gli altri modelli, HadCM3 e CCSM3, forniscono una valutazione poco corretta in senso assoluto, ma il CCSM3 descrive ragionevolmente il carattere stagionale della precipitazione nivale. Quando corrette per il *Bias*, o errore sistematico, le proiezioni dei modelli possono essere utilizzate per una prima valutazione a grande scala delle precipitazioni nivali future. I nostri test statistici relativi alla presenza di *trends* mostrano risultati in contrapposizione fra i due modelli. Il modello HadCM3 fornisce volumi sostanzialmente costanti ed il modello CCSM3 prefigura volumi decrescenti.

Tuttavia, il confronto dei nostri risultati rispetto a quelli disponibili in letteratura suggerisce che le proiezioni del modello CCSM3 possa essere maggiormente verosimile, almeno qualitativamente. Di conseguenza, le precipitazioni nivali future fino al 2099 sono attese in diminuzione sulle Alpi. Un aumento provvisorio di ordine decennale potrebbe essere osservato in alcune zone, in particolare sul bordo orientale delle alpi, durante la prima metà del secolo (2031-2060). La valutazione della copertura di neve futura è di enorme importanza per un certo numero di motivi, dalla valutazione delle risorse idriche all'ecologia della specie fluviali e peri-fluviali, ai rischi naturali nelle zone alpine, allo sfruttamento del potenziale idropotabile, al turismo nelle regioni alpine ed altri ancora. Il lavoro presentato, che fornisce alcuni aspetti preliminari in ottica *what if*, rappresenta un primo tentativo in questo senso e apre la strada a perfezionamenti futuri. Studi futuri possono essere diretti a i) raffinare i prodotti dei GCM tramite disaggregazione (*downscaling*) degli scenari di controllo rispetto al dato osservato, ii) adottare le variabili fornite da più GCM, ove forniscano le precipitazioni nivali, per ridurre il divario fra proiezioni differenti e iii) studiare altri scenari, o *storyline* fornite dall'IPCC (A1B, B2, ecc...) oltre alla *storyline* A2 qui utilizzata, per evidenziare la sensibilità delle stime di precipitazioni ai potenziali scenari futuri di emissione dei gas di serra (GHG).

## RINGRAZIAMENTI

Ringraziamo i vari centri regionali che hanno fornito i dati nivali relativi ai loro data base. In particolare Regione Lombardia, Regione Piemonte, Provincia Autonoma di Trento, Provincia Autonoma di Bolzano, ARPA Piemonte, ARPA Veneto, ARPA Lombardia, il Centro Valanghe di Arabba e AINEVA. Ringraziamo inoltre il *National Center for Atmospheric Research*, NCAR, l'*Hadley Centre for Climate Prediction*, e l'IPCC per aver reso disponibili i dati dei GCM. Ringraziamo il Dott. Gary Strand di NCAR-CCR, per l'aiuto fornito per l'utilizzo dei dati CCSM3. Il presente studio è stato sostenuto dai progetti IDRO-STELVIO e I-CARE.

## Bibliografia

- Bardossy, A. (1997). Downscaling from GCMs to Local Climate through Stochastic Linkages, *Journal of Environmental Management*, 49, 7–17.
- Barontini, S. Grossi, G., Kouwen, N., Maran, S., Scaroni, P. and Ranzi, R. (2009). Impacts of climate change scenarios on runoff regimes in the southern Alps, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6, 3089–3141, [www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/6/3089/2009/](http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/6/3089/2009/)
- Barry, R. G. (1992c). Mountain Climatology and Past and Potential Future Climatic Changes in Mountain Regions: A Review, *Mountain Research and Development*, 12, 71–86.
- Bates, B. C., Charles, S. P. and Hughes, J. P. (1998). Stochastic downscaling of numerical climate model simulations, *Environmental Modelling & Software*, 13, 325–331.
- Bavay, M., Lehning, M., Jonas, T., Löwe, H. (2009). Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments, *Hydrol. Process.*, 23, 95–108.
- Beniston, M. (1997) Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcings. *Clim Change* 36,281–300.
- Beniston, M., Keller, F., Goyette, S. (2003). Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies, *Theor. Appl. Climatol.*, 74, 19–31.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations, *Geophysical Research Letters*, 31, L02202, doi:10.1029/2003GL018857.
- Begert, M., Schlegel, T., Kichhofer, W. (2005). Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000, *Int. J. Climatol.*, 25, 65–80.
- Bocchiola D., Medagliani M., Rosso R. (2006). Regional snow depth frequency curves for avalanche hazard mapping in central Italian Alps, *Cold Regions Science and Technology*, 46, 3, 204–221.
- Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). The distribution of daily Snow Water Equivalent in the Central Italian Alps, *Advances in Water Resources*, 30, 135–147.
- Bocchiola, D., Medagliani, M., Rosso, R. (2009). Use of a regional approach for long term simulation of snow avalanche regime: a case study in the Italian Alps, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 41, 3, 285–300.
- Bocchiola, D., Diolaiuti, G. (2009). Evidence of climatic trends in the Adamello glacier of Italy, *Theor. App. Climat.*, 100, 3–4, 351–369, 2010, doi: 10.1007/s00704-009-0186-x.
- Bocchiola, D. (2010). Regional estimation of Snow Water Equivalent using Kriging: a preliminary study within the Italian Alps, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, GFQD, 33, 3–14.
- Bocchiola, D., Groppelli, B. (2010). Spatial estimation of Snow Water Equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy, *Cold Reg. Sci. Technol.* (2010), 63(3), 97–109.
- Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., Rosso, R. (2010). Flow prediction in high altitude ungauged catchments: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group), *Advances in Water Resources*, 33, 1224–1234.
- Boroneant, C., Plaut, G., Giorgi, F., Bi, X. (2006). Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios, *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 1–4, 81–99, doi: 10.1007/s00704-005-0211-7.
- Bultot, F., Gellens, F., Spreafico, M. and Schadler, B. (1992). Ripercussions of a CO2 doubling on the water balance: a case study in Switzerland, *J. Hydrol.*, 137, 199–208
- Cannone, N., Sgorbati, S., Guglielmin, M. (2007). Unexpected impacts of climate change on alpine vegetation. *Front Ecol Environ*, 5, (7), 360–364.
- Cannone N, Diolaiuti G, Guglielmin M, Smiraglia C (2008) Accelerating climate change impacts on alpine glacier forefield ecosystems in the European Alps. *Ecol. Appl.* 18(3), 637–648.
- Citterio, M., Diolaiuti, G., Smiraglia, C., D'agata, C., Carnielli, T., Stella, G. and Siletto, G.B. (2007). The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about Alpine glacier changes, *Geografiska Annaler*, 89, A3, 164–182.
- De Michele, C., Rosso, R. (2002). A multi-level approach to flood frequency regionalization, *HESS*, 6(2), 185–194.
- Diaz, H. F., Bradley, R.S. (1997). Temperature variations during the last century at high elevation sites, *Clim. Change*, 36, 253–279.
- Diolaiuti, G., Maragno, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D. (2011). A contribution to the knowledge of the last fifty years of Alpine glacier history: the 1954–2003 area and geometry changes of Dosdè Piazzi glaciers (Lombardy-Alps, Italy), *Progress in Physical Geography*, 35(2), 161–182.
- Diolaiuti G., Smiraglia C., Pelfini M., Belo M., Pavan M., Vassena G. (2006). The recent evolution of an Alpine glacier used for Summer skiing (Vedretta Piana, Stelvio Pass, Italy), *Cold Regions Science and Technology*, 44, 206–216.
- Diolaiuti, G., Maragno, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D. (2011). A contribution to the knowledge of the last fifty years of Alpine glacier history: the 1954–2003 area and geometry changes of Dosdè Piazzi glaciers (Lombardy-Alps, Italy), *Progress in Physical Geography*, 35(2), 161–182.
- Diolaiuti, G., Bocchiola, D., D'agata, C., Smiraglia, C. (in revisione). Evidence of climate change impact upon glaciers' recession within the Italian alps: the case of Lombardy glaciers, *Theoretical and Applied Climatology*, April 2011, in revisione.
- Drogue, G., Pfister, L., Leviandier, T., El Idrissi, A., Iffly, J.F., Matgen, P. Humbert, J. and Hoffmann, L. (2004). Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin, *J. Hydrol.*, 293, 255–269.
- Egli, L., Jonas, T., Meister, R. (2009). Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent, *Cold Regions Science and Technology*, 57, 2–3, 107–115.
- Faggian, P. and Giorgi, F. (2009). An analysis of global model projections over Italy, with particular attention to the Italian Greater Alpine Region (GAR), *Climatic Change*, DOI 10.1007/s10584-009-9584-4.
- Gangopadhyay, S., Clark, M. (2005). Statistical downscaling using K-nearest neighbors, *Water Resour. Res.*, 41, w02024, doi:10.1029/2004wr003444.
- Gottfried, M., Pauli, H., Reiter, K., Grabherr, G. (1999). A fine scaled predictive model for changes in species distribution patterns of high mountain plants induced by climate warming, *Diversity and Distributions*, 5, 241–252.
- Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. (2010). Precipitation downscaling using random cascades: a case study in Italy, *Advances in Geosciences*, 8, 1–6.
- Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. (2011a). 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, IF 2009: 2.45, ISI, SCOPUS.
- Groppelli, B., Soncini, A., Bocchiola, D., Rosso, R. (2011b). Scenari futuri di risorsa idrica nei bacini alpini: Il caso del fiume Oglio, *L'ACQUA*, 1, 9–24.
- Hagg, W. and Braun, L. (2005). The influence of glacier retreat on water yield from high mountain areas: comparison of Alps and central Asia, In: *Climate and Hydrology of Mountain Areas*, 18, 263–275, Ed.: De Jong, C., Collins, D., Ranzi, R., Wiley and Sons, England.
- Hagg, W., Braun, L.N., Kuhn, M. and Nesgaard, T.I. (2007). Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments, *J. Hydrol.*, 332,40–53.
- Hock, R. (2005). Glacier melt a review of processes and their modelling, *Progress in Physical Geography*, 29, 362–391.
- Kang, B. and Ramirez, J. A. (2007). Response of Streamflow to Weather Variability under Climate Change in the Colorado Rockies, *J. Hydrol. Eng.*, 12, 1, 63–72.
- Keller, F., Goyette, S., Beniston, M. (2005). Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in Alpine terrain, *Climatic Change*, 72, 3, 299–319.
- Jiang T., Su B., Hartmann H. (2007). Temporal and spatial trends of precipitation and river flow in the Yangtze River Basin, 1961–2000, *Geomorphology*, 85, 143–154.
- Juen I., Kaser G., Georges C. (2007). Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú), *Global and Planetary Change* 59, 37–48.
- Lammering, B. and Dwyer, I. (2000). Improvement of water balance in land surface schemes by random cascade disaggregation of rainfall, *Int. J. Climatol.*, 20, 681–695
- Latenser M., Schneebeli M (2003) Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931–99). *Int J Climatol* 23:733–750.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation, *Cold Regions Science and Technology*, 35, 169–184.
- Maragno, D., Diolaiuti, G., 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*, GFQD, 32, 31–39.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Shanley, J.B. and Kendall, C. (1999). Riparian zone flowpath dynamics during snow melt in a small headwater catchment, *J. of Hydrol.* 222, 75–92.
- Medagliani, M., Garavaglia, S., Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). Il bilancio idrologico dei bacini a forte contributo nivale [Hydrological balance of snow fed watersheds: the case of Mallero river], *L'ACQUA*, N.3, 9–20, 2007, In Italian with abstract in English. Reprints available upon request
- Ohlendorf, C., Niessenn, F., Weissert, H. (1997). Glacial Varve thickness and 127 years of instrumental climate data: a comparison. *Clim. Change*, 36, 391–411.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. and McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644.
- Tews, J., Ferguson M.A. D., Fahrig, L. (2007). Potential net effects of climate change on High Arctic Peary caribou: Lessons from a spatially explicit simulation model, *ecological modelling*, 207, 85–98.
- Theurillat, J. P., Guisan A. (2001). Potential impact of climate change on vegetation in the European Alps: A review, *Climatic Change*, 50, 77–109.
- Yue, S., Wang, C. Y. (2002). Applicability of pre-whitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test, *Wat. Resour. Res.*, 38, 6, 1068, 10.1029/2001WR000861.