

e Neve Valanghe

n° 63 - aprile 2008

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



SPECIALE CAMBIAMENTI CLIMATICI

Il clima tra passato, presente e futuro

Raccordo tra dati meteo in Piemonte

La variabilità climatica nell'Italia
nordoccidentale

Cambiamenti climatici in Friuli-Venezia Giulia

Variazioni recenti del manto nevoso sul
versante meridionale delle Alpi

La neve in Appennino

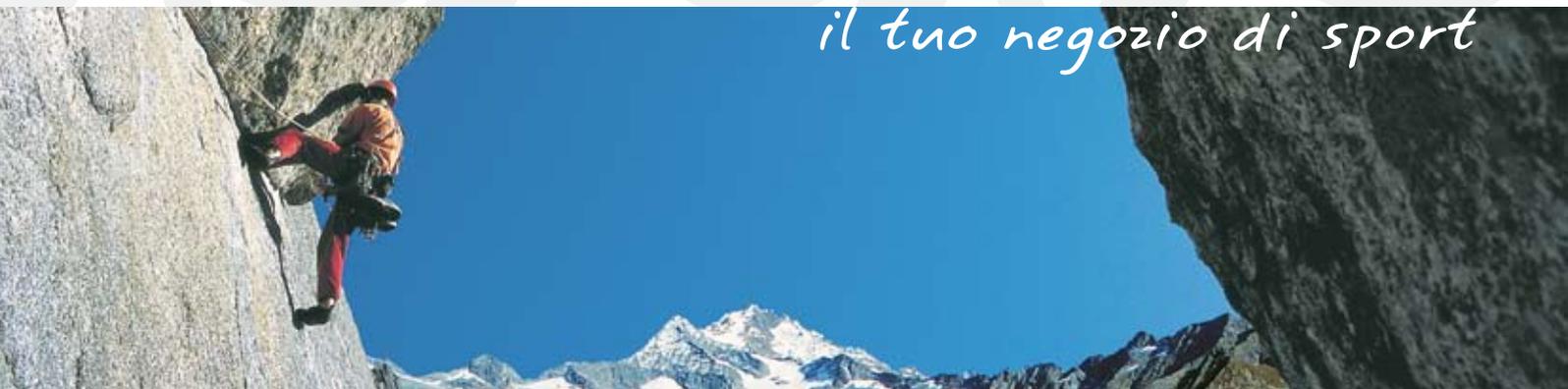
Clima e risorsa idrica nivale sull'Adamello



Alpinismo
Speleologia
Escursionismo
Trekking
Scialpinismo
Materiali nivometeo 
Attrezzature per lavori in altezza

ASPORT'S MOUNTAIN EQUIPMENT

il tuo negozio di sport



Quartier Carducci, 141 - Chies d'Alpago (BL) - Tel.0437 470129 - Fax 0437 470172 - info@asport-s.com - www.asport-s.com



www.aineva.it



**Indirizzi e numeri telefonici
dei Servizi Valanghe AINEVA
dell'Arco Alpino Italiano**

REGIONE PIEMONTE

ARPA Piemonte
Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
Via Pio VII 9
10135 TORINO
Tel. 011 19681340 - fax 011 19681341
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 011 3185555
<http://www.arpa.piemonte.it>
Televideo RAI 3 pagina 517
e-mail: sc05@arpa.piemonte.it

REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Assessorato Territorio Ambiente e Opere Pubbliche
Dipartimento Territorio, Ambiente e Risorse Idriche
Direzione Tutela del Territorio
Loc. Amèrique 33/A - 11020 QUART (AO)
Tel. 0165 776600/1 - fax 0165 776804
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0165 776300
<http://www.regione.vda.it>
e-mail: u-valanghe@regione.vda.it

REGIONE LOMBARDIA

ARPA-Lombardia Centro Nivometeorologico
Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio SO
Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133
Bollettino Nivometeorologico - 8 linee -
Tel. 8488 37077 anche self fax
<http://www.arpalombardia.it/meteo/bollettini/bolniv.htm>
Televideo RAI 3 pagina 520
e-mail: g.peretti@arpalombardia.it

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Dipartimento Protezione Civile
Ufficio Previsioni e Organizzazione
Via Vannetti 41 - 38100 Trento
Tel. 0461 494877 - Fax 0461 238309
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0461 238939
Self-fax 0461 237089
<http://www.meteotrentino.it>
e-mail: ufficio.previsioni@provincia.tn.it

PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO

Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione
Valanghe e Servizio Meteorologico
Via Mendola 33 - 39100 Bolzano
Tel. 0471 414740 - Fax 0471 414779
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
<http://www.provincia.bz.it/valanghe>
Televideo RAI 3 pagine 429 e 529
e-mail: Hydro@provincia.bz.it

REGIONE DEL VENETO

ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat 5 - 32020 Arabba BL
Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319
Bollettino Nivometeorologica
Tel. 0436 780007
Self fax 0436 780008 - 79221
Fax polling 0436 780009
<http://www.arpa.veneto.it/csvdi>
e-mail: cva@arpa.veneto.it

REGIONE AUTONOMA

FRIULI VENEZIA GIULIA

Servizio Territorio Montano e Manutenzioni
Ufficio valanghe
Via Sabbadini 31 - 33100 UDINE
Tel. 0432 555877 - Fax 0432 485782
Bollettino Nivometeorologico
NUMERO VERDE 800860377 (in voce e self fax)
<http://www.regione.fvg.it/asp/newvalanghe/>
e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

Sede AINEVA

Vicolo dell'Adige, 18
38100 TRENTO
Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225
<http://www.aineva.it>
e-mail: aineva@aineva.it

Numero telefonico per
l'ascolto di tutti i Bollettini
Nivometeorologici degli Uffici
Valanghe AINEVA
Tel. 0461/230030

Gli utenti di "NEVE E VALANGHE":

- Sindaci dei Comuni Montani
- Comunità Montane
- Commissioni Locali Valanghe
- Prefetture montane
- Amministrazioni Province Montane
- Genii Civili
- Servizi Provinciali Agricoltura e Foreste
- Assessorati Reg./Provinciali Turismo
- APT delle località montane
- Sedi Regionali U.S.T.I.F.
- Sedi Provinciali A.N.A.S.
- Ministero della Protezione Civile
- Direzioni dei Parchi Nazionali
- Stazioni Sciistiche
- Scuole di Sci
- Club Alpino Italiano
- Scuole di Scialpinismo del CAI
- Delegazioni del Soccorso Alpino del CAI
- Collegi delle Guide Alpine
- Rilevatori di dati Nivometeorologici
- Biblioteche Facoltà Univ. del settore
- Ordini Professionali del settore
- Professionisti del settore italiani e stranieri
- Enti addetti ai bacini idroelettrici
- Redazioni di massmedia specializzati
- Aziende addette a: produzione della neve, sicurezza piste e impianti, costruzione attrezzature per il soccorso, operanti nel campo della protezione e prevenzione delle valanghe.



Rivista dell'AINEVA - ISSN 1120 - 0642
Aut. Trib. di Rovereto (TN)
N° 195/94NC
del 28/09/1994
Sped in abb. postale Gr. IV - 50%
Abbonamento annuo 2008: Euro 18,00
da versare sul c/c postale n. 14595383
o su c/c bancario 052 848578360 presso
Banca Bovio Calderari Sede di Trento, ABI
03064 CAB 01800
intestato a: AINEVA
vicolo dell'Adige, 18 - 38100 Trento

Direttore Responsabile

Giovanni PERETTI
Coordinatore di redazione
Alfredo PRAOLINI
ARPA Lombardia

Comitato di redazione:

Enrico FILAFERRO, Fabio GHESER, Mauro
GADDO, Elena TURRONI,
Mauro VALT, Elena BARBERA,
Michele FREPPAZ

Comitato scientifico editoriale:

Massimo PASQUALOTTO,
Alberto TRENTI, Stefano BOVO,
Francesco SOMMAVILLA,
Paolo STEFANELLI, Giovanni PERETTI,
Michela MUNARI

Segreteria di Redazione:

Vicolo dell'Adige, 18
38100 TRENTO
Tel. 0461/230305
Fax 0461/232225

Videoimpaginazione e grafica:

MOTTARELLA STUDIO GRAFICO
www.mottarella.com
Cosio Valtellino (SO)

Stampa:

ALCIONE srl
Trento

Referenze fotografiche:

Foto di copertina: Alfredo Praolini
Lodovico Motterella: 1, 4, 7, 29, 35, 37, 45, 59,
66, 68
Alfredo Praolini: 10, 13, 18, 19, 21, 36, 41, 42,
47, 49, 53, 55, 65, 69, 75, 77, 78, 79
Flavio berbenni: 8
SIMN/ RPA Piemonte: 20, 22, 23, 24, 25
Meteomont CFS: 60, 61, 63, 64
Daniele Bocchiola: 70, 74

Hanno collaborato a questo numero:

Serena Mottarella, Stefania Del Barba,
Nadia Preghenella, Monica Rossi,
Enrico Filafferro, Elena Turroni, Michele Freppaz.

Gli articoli e le note firmate esprimono
l'opinione dell'Autore e non impegnano
l'AINEVA.

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti ven-
gono utilizzati esclusivamente per l'invio della pre-
sente pubblicazione (D.Lgs.30.06.2003 n.196).



6



20



28



34



46



58



68

6 IL CLIMA TRA PASSATO, PRESENTE E FUTURO

■ C. Ronchi, N. Loglisci

20 RACCORDO TRA DATI METEO IN PIEMONTE

■ F. Acquaotta, A. Albanese, S. Fratianni, L. Masciocco,
M. Bassi, B. Cagnazzi, R. Cremonini

28 LA VARIABILITÀ CLIMATICA NELL'ITALIA NORDOCCIDENTALE

■ C. Ronchi, N. Ciccarelli, J. von Hardenberg, Provenzale

34 CAMBIAMENTI CLIMATICI IN FRIULI-VENEZIA GIULIA

■ S. Micheletti

46 VARIAZIONI RECENTI DEL MANTO NEVOSO SUL VERSANTE MERIDIONALE DELLE ALPI

■ M. Valt, A. Cagnati, A. Crepez, D. CatBerro

58 LA NEVE IN APPENNINO

■ V. Romeo, M. Fazzini

68 CLIMA E RISORSA IDRICA NIVALE SULL'ADAMELLO

■ E. Bianchi Janetti, D. Bocchiola, R. Rosso



Recentissima e sensazionale la scoperta fatta da alcuni scienziati dell'UE su come avvengono le valanghe.

A quanto riferito dalla stampa specializzata, sono state "rovesciate completamente le teorie precedenti".

Questa scoperta, che è stata fatta nell'ambito del progetto TRIGS ("Triggering of instabilities in materials and geosystems"), dovrebbe portare "senza dubbio a una valanga di ulteriori ricerche".

Il progetto TRIGS è finanziato nell'ambito del programma NEST ("New and emerging science and technologies") che fa parte del Sesto programma quadro (6°PQ).

L'UE ha fornito oltre 1,6 Mio EUR di finanziamenti per questo progetto, il cui costo totale ammonta a 2,1 Mio EUR.

"Le nostre scoperte fanno un po' di luce nella difficile questione di come si verificano le valanghe. Speriamo che questo aiuti a localizzare dei pericolosi segni rivelatori e in questo modo a evitare pericoli inutili per le persone in montagna", ha detto Joachim Heierli, ricercatore associato presso il Centre for Materials Science and Engineering dell'Università di Edimburgo.

Il dott. Heierli e i suoi colleghi hanno pubblicato le loro scoperte nell'ultimo numero della rivista Science (per maggiori approfondimenti <http://www.sciencemag.org>).

Ecco quanto riportato dalla notizia: *"Secondo i ricercatori guidati da un team dell'Università di Edimburgo in Scozia, la principale causa delle valanghe sono delle fratture sotto la superficie. Queste fratture che sono state definite "anti-fessure", fanno sì che lo strato di neve sottostante si sgretoli verso l'interno. A loro volta, gli strati interni che si sgretolano fanno sì che gli strati superiori scivolino via, creando così una valanga"*. (Fonte: Università di Edimburgo. Documento di Riferimento: Joachim Heierli et al. 2008. Anticrack nucleation as triggering mechanism for snow slab avalanches. Science, 321: 240).

Sempre secondo le notizie della stampa specializzata, *"la ricerca ha anche delle importanti implicazioni per gli sciatori, riguardanti i luoghi dove possono sciare. La conseguenza dei modelli al computer creati dal team di ricerca è che ora nemmeno gli sciatori che si muovono su un terreno piano o attraversano lievi pendii si possono considerare completamente al sicuro. Questo accade perchè la propagazione di fratture a lunga distanza potrebbe generare valanghe su pendii sovrapposti"*.

Ci riserviamo di approfondire tecnicamente queste comunicazioni.

Dott. Geol. Giovanni Peretti

Il Direttore Responsabile

CLIMA

E' vero che il clima che ha regolato la vita dei nostri nonni è differente da quello che sperimentiamo quotidianamente e soprattutto sarà differente da quello che dovranno "affrontare" i nostri figli e nipoti? E in che modo la società umana si sta attrezzando oggi per contrastare questo cambiamento domani?

Christian Ronchi
Nicola Loglisci

ARPA Piemonte
Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
Via Pio VII, 9 – 10135 Torino
cronchi@arpa.piemonte.it
nloglisci@arpa.piemonte.it

La questione dei Cambiamenti Climatici è divenuta di grande attualità negli ultimi anni anche e soprattutto a causa della sempre più frequente ricorrenza di fenomeni meteorologici di un certo rilievo e di forte impatto sulla società umana quali siccità, ondate di calore, alluvioni, uragani o periodi prolungati di freddo intenso.

A partire da queste considerazioni, il mondo scientifico si è messo in moto per cercare una conferma ad un eventuale cambiamento del clima mondiale attuale e valutare le possibili ripercussioni a cui si potrà andare incontro nel prossimo futuro. Questo processo ha raggiunto il suo apice nell'anno appena trascorso grazie anche ad una serie di importanti iniziative a respiro mondiale e nazionale quali la pubblicazione del IV Rapporto IPCC sul Cambiamento Climatico e la Conferenza Nazionale sui Cambiamenti Climatici.

Quali sono quindi le evidenze conclamate di cambiamenti climatici in atto sia a scala globale che sull'Area Alpina? Quali strumenti ha a disposizione la comunità scientifica per indagare i mutamenti del sistema climatico e prevedere la sua evoluzione futura? In che modo il mondo politico ed economico si sta muovendo per mitigare quella che l'IPCC definisce "la pericolosa interferenza antropogenica con il sistema climatico"?

In questo articolo, che non ha la pretesa di essere esaustivo, si cerca di dare una risposta sintetica alle principali domande legate al clima e ai suoi cambiamenti, focalizzando l'attenzione sulla regione alpina. Partendo dalla percezione storica di "sistema climatico" si arriva ad illustrare le più recenti conoscenze acquisite in tale ambito e i possibili scenari futuri che si stanno delineando, passando attraverso l'analisi degli strumenti scientifici ed economici più efficaci per valutare ed orientare quotidianamente scelte politiche e sociali, in termini di adattamento e mitigazione, che debbono garantire l'armonia tra l'innata spinta al progresso della società umana ed il fondamentale rispetto per le risorse naturali e l'equilibrio ecologico dell'intero pianeta.

TRA PASSATO, PRESENTE E FUTURO



INTRODUZIONE

Il 2007 è stato un anno da ricordare nella storia dello studio del Clima, della sua evoluzione fisica e delle modificazioni che le attività umane possono indurre sul suo naturale andamento.

Una serie di tappe fondamentali ne hanno scandito il percorso, con un calendario di eventi a respiro globale che hanno coinvolto scienziati, economisti, politici ed opinione pubblica.

Basti pensare alla pubblicazione del IV Rapporto sullo Stato del Clima diffuso dall'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ed approvato a Parigi nell'ottobre 2007, alla Conferenza Nazionale Italiana sui cambiamenti climatici organizzata dal Ministero dell'Ambiente

e da APAT, svoltasi a Roma nel settembre 2007 poche settimane prima della XII Conferenza internazionale sui cambiamenti climatici tenutasi a Bali e che ha definito una strategia di azione mondiale per il dopo-Kyoto.

Tutti questi eventi danno l'esatta dimensione di quanto "la questione dei Cambiamenti Climatici" sia divenuta di grande attualità negli ultimi anni, anche e soprattutto a causa della sempre più frequente ricorrenza di fenomeni meteorologici di un rilievo e di forte impatto sulla società umana quali siccità, ondate di calore intense, alluvioni, uragani o periodi prolungati di freddo intenso che hanno coinvolto differenti regioni del globo.

L'insieme crescente delle osservazioni

della terra e dell'atmosfera disponibili presenta l'immagine di un mondo in via di generale riscaldamento con rilevanti evidenze di un cambiamento nel sistema climatico. Le emissioni di gas serra ed aerosol dovute alle attività umane continuano ad alterare l'atmosfera e ad influire sul clima. Anche applicando interventi di mitigazione (Protocollo di Kyoto) per limitare il riscaldamento globale al di sotto dei 2°C rispetto al periodo pre-industriale, dovranno essere comunque fronteggiati gli impatti dovuti al cambiamento climatico già in atto (adattamento).

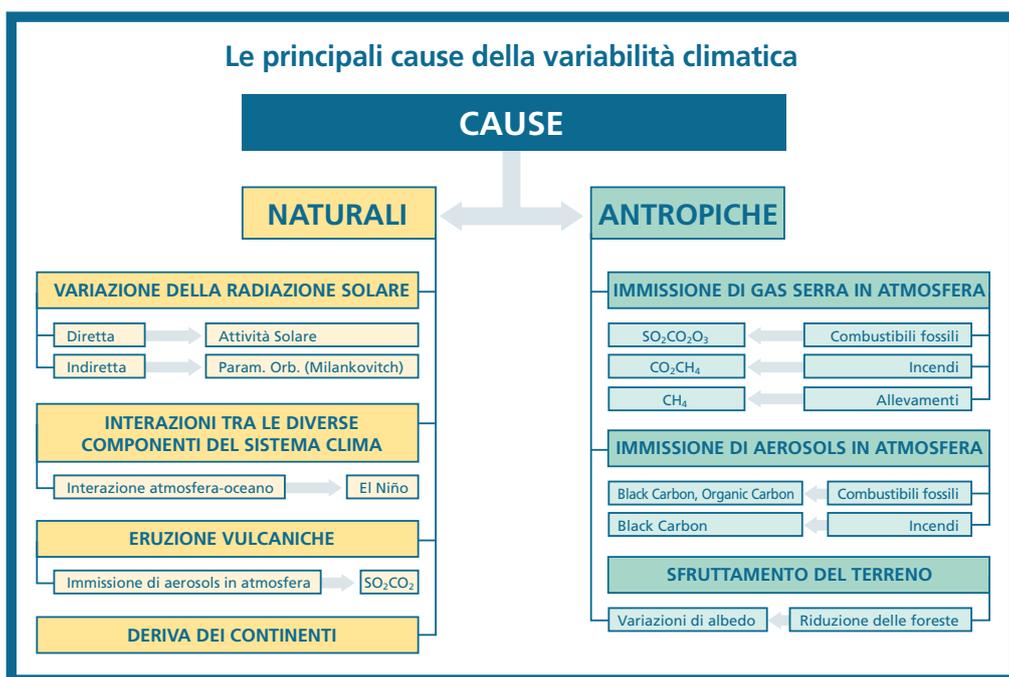
In questo quadro va sottolineato come gli ecosistemi montani risultino particolarmente sensibili al cambiamento climatico, che spesso si presenta come un fattore di stress aggiuntivo ad altre forme di pressione legate all'antropizzazione dell'ambiente naturale (Scholze et al, 2006).

Grazie a consolidate applicazioni di modelli numerici climatici (i cosiddetti Earth System Models) è attualmente possibile simulare l'andamento del clima atteso nel XXI secolo in funzione di differenti scenari socio-economici e quindi valutare i futuri impatti potenziali del cambiamento climatico sul sistema ambientale. Lo scopo principale di questo articolo è quindi quello di dare una visione di insieme introduttiva sulla "questione clima", con particolare attenzione alla risposta dell'ambiente alpino a sollecitazioni di tipo climatico e sugli strumenti messi attualmente a disposizione dalla comunità scientifica internazionale per valutarne l'evoluzione nei prossimi cento anni.

Il punto di riferimento scelto è il Quarto Rapporto IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, l'organismo internazionale afferente alle Nazioni Unite che si occupa del Clima e del Cambiamento Climatico in senso lato) presentato nell'ultima Conferenza Internazionale svoltasi a Parigi nel febbraio 2007, nel quale si legge l'importante affermazione per cui l'aumento delle emissioni di gas serra in atmosfera, identificati come i principali responsabili del Cambiamento Climatico in atto, sia al 90% da attribuire a fattori umani.



Fig. 1



CHE CLIMA FA

I cambiamenti climatici fanno parte del naturale "ciclo vitale" del nostro pianeta. Dalla nascita della terra, circa 4,5 miliardi di anni fa, il clima è cambiato innumerevoli volte, anche in maniera radicale, e questo principalmente a causa di modificazioni della composizione chimica dell'atmosfera e soprattutto per ragioni orbitali astronomiche (Teoria di Milankovic). Queste ultime infatti, modulano la quantità di radiazione solare che raggiunge il nostro pianeta e che è il vero grande motore del sistema climatico. La scala di queste variazioni va dalle migliaia alle centinaia di migliaia di anni. Tuttavia nel corso degli ultimi 500 anni, alla naturale variabilità climatica si è sovrapposto un nuovo elemento di "forcing" climatico, causato dall'intensificazione delle attività antropiche, che si basano, a tutt'oggi, prevalentemente sullo sfruttamento del carbonio e dei suoi derivati (fig. 1).

Non c'è da stupirsi quindi se il cambiamento climatico attualmente in corso è il più rapido osservato negli ultimi 1000 anni e ci sono numerose evidenze scientifiche dell'interferenza delle attività umane nei naturali mutamenti del clima. (IPCC, 2007).

Sulla base di tutti gli studi effettuati dai circa 2500 scienziati che cooperano all'interno dell'IPCC, si è concluso che il riscaldamento del sistema climatico è inequivocabile e tale evidenza è confermata principalmente dai seguenti effetti (fig. 2):

- **l'aumento della temperatura media a livello globale.**

La temperatura media superficiale dell'aria è aumentata con una tendenza positiva quantificabile in 0.74 ± 0.18 °C negli ultimi 100 anni (1906-2005). Inoltre la velocità del riscaldamento globale, rispetto agli ultimi 100 anni, è circa raddoppiata negli ultimi 50 anni. Secondo tale studio le regioni a latitudini maggiori dell'emisfero boreale sono maggiormente interessate da tali incrementi termici. Anche il contenuto di calore degli oceani è aumentato negli ultimi 50 anni, ma le terre emerse sembrano essersi riscaldate più

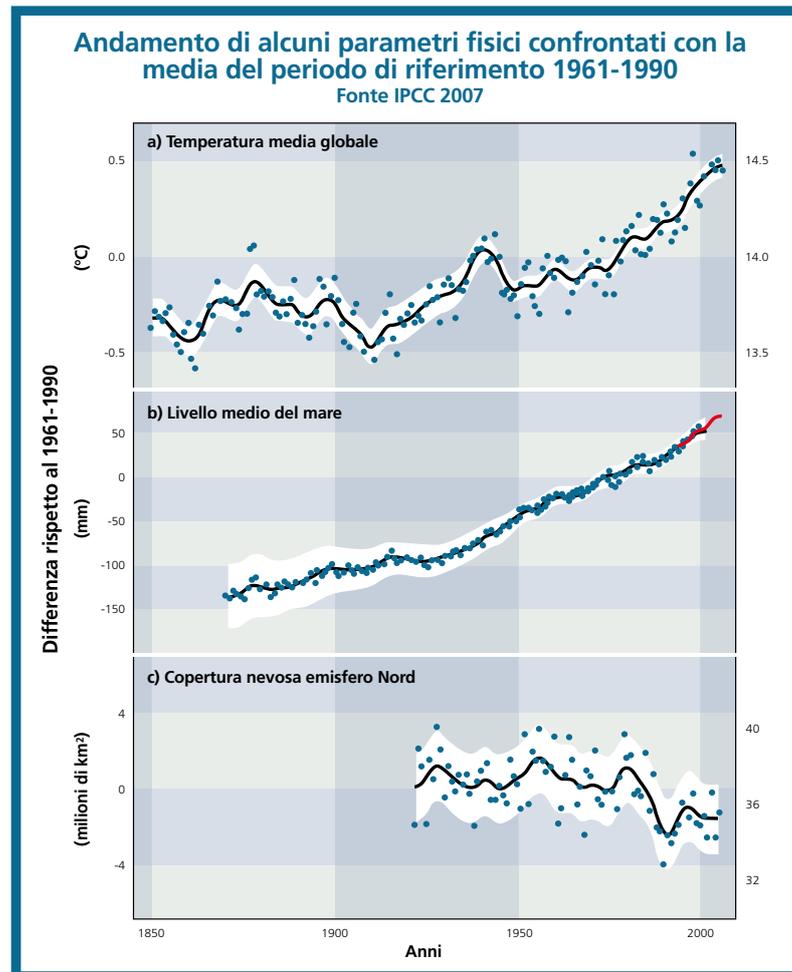


Fig. 2

Fig. 3 - Bilancio di massa cumulo dei principali ghiacciai continentali e ice caps negli ultimi 50 anni espresso come contributo all'aumento del livello marino per ciascuna regione graficata.

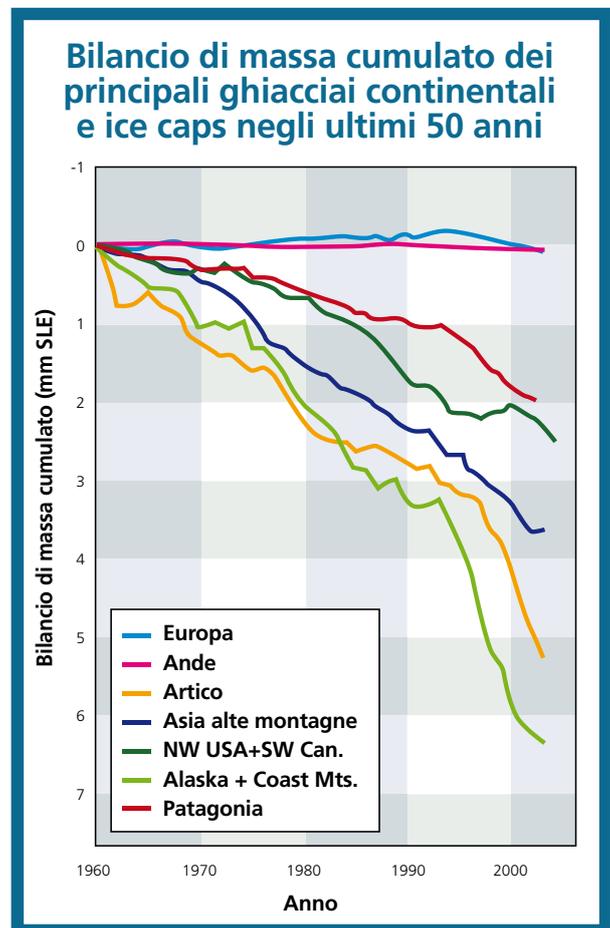
velocemente degli oceani: a partire dal 1979 un aumento di circa 0.25 °C per decade, soprattutto in inverno e primavera nell'emisfero boreale.

- **il ritiro dei ghiacciai continentali e dei ghiacci polari.**

I cambiamenti nella criosfera includono il forte ritiro del ghiaccio marino artico ($2.7 \pm 0.6\%$ per decade), il continuo ritiro dei ghiacciai montani (fig 3), la riduzione della copertura nevosa e del terreno ghiacciato stagionale e l'incremento della temperatura del permafrost. Le temperature medie dell'artico negli ultimi 100 anni sono aumentate di quasi 2 volte rispetto alla temperatura media globale. L'area massima coperta da ghiaccio stagionale dal 1900 è diminuita di circa il 7% nell'emisfero nord.

- **l'innalzamento del livello dei mari.**

Le ultime stime vedono un aumento del livello dei mari compreso tra i 18 e i 58 cm. Il livello dei mari globale è salito dal 1961 ad un ritmo di 1,8 mm/anno. Anche



in questo caso l'incremento nel livello dei mari e il decremento nella copertura nevosa e dei ghiacciai sono consistenti con il riscaldamento globale.

Secondo il IV rapporto IPCC è verosimile che la seconda metà del 20° secolo sia stato il cinquantennio più caldo dello scorso millennio per l'emisfero nord. Studi di tipo paleoclimatologico hanno eviden-

ziato come un grande innalzamento del livello marino sia stato associato ad un forte riscaldamento circa 125000 anni fa che ha causato il ritiro su larga scala dei ghiacci della Groenlandia e dell'artico, contribuendo ad un aumento del livello dei mari circa 4-6 m al di sopra dei valori attuali.

Altre evidenze di cambiamento climatico

nella seconda metà del 20° secolo si sono osservate nella variazione della circolazione atmosferica con una intensificazione ed una migrazione verso i poli dei venti occidentali, una diversa distribuzione delle precipitazioni su vaste aree e il superamento di alcuni estremi climatici.

Una tendenza positiva significativa nei dati dal 1900 al 2005 è stata osservata in termini di aumento delle precipitazioni nella parte orientale del continente americano, nell'Europa settentrionale, e in Asia settentrionale e centrale, mentre tendenze negative (siccità) sono stati osservati per la zone del Sahel, per il Mediterraneo, per l'Africa e l'Asia meridionale.

Periodi siccitosi più intensi e severi si sono verificati dagli anni 70 specie ai tropici e nei subtropici, causa l'aumento delle temperature.

I giorni freddi, le notti fredde e ghiacciate stanno diventando più rari, mentre i giorni e le notti calde e le ondate di calore stanno diventando più frequenti (Schär et al, 2004).

Le osservazioni evidenziano un incremento negli estremi di acqua alta in gran parte dei siti mondiali dal 1975 e una intensificazione dei venti, delle tempeste e delle maree alle medie latitudini.

La frequenza delle precipitazioni inten-

Confronto tra due serie di dati RCS proveniente dalla rete alpina degli anelli degli alberi

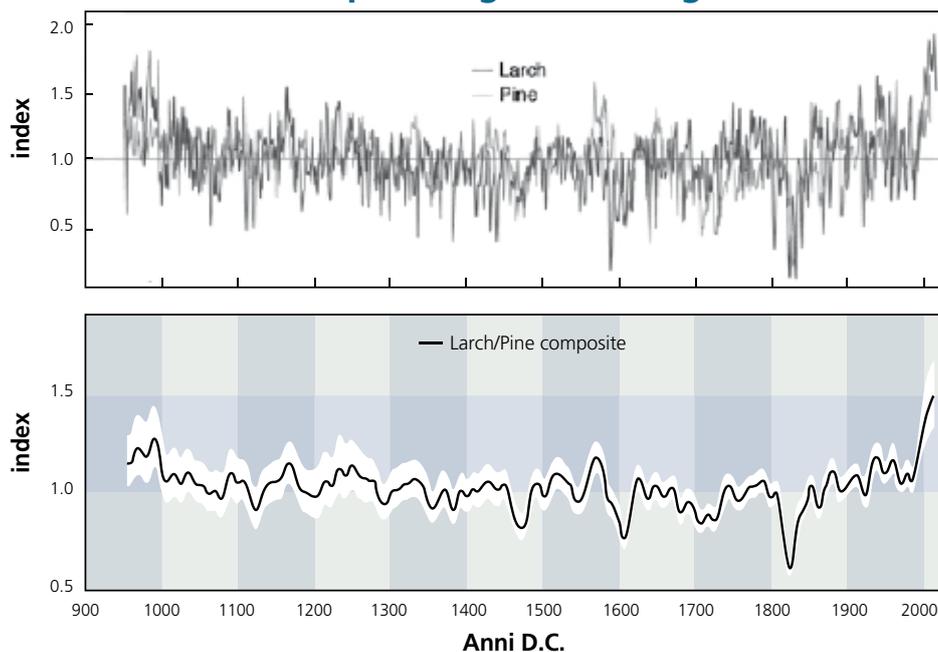


Fig. 4 - Confronto tra due serie di dati RCS proveniente dalla rete alpina degli anelli degli alberi: la prima dalla Svizzera (larici) la seconda dall'Austria (pini).



se è aumentata ed inoltre c'è evidenza che i cicloni tropicali sono diventati più intensi.

Alcuni fenomeni estremi, pur essendo significativi in quanto ad impatti socio-economici, non possono essere simulati dai modelli numerici climatici, in quanto il loro raggio di azione spaziale è inferiore alla risoluzione del modello stesso (è il caso di tornado o trombe d'aria ad esempio): allo stato attuale è quindi impossibile fornire una loro adeguata valutazione.

Sia i sistemi fisici che quelli biologici sono stati influenzati dal recente cambiamento climatico che riguarda tutti i continenti e alcune zone oceaniche. Se per questi sistemi è oramai dimostrata l'evidenza dell'influenza da parte del cambiamento climatico negli ultimi trent'anni, per quanto riguarda invece i sistemi umani, è difficile discernere quanto effettivamente essi ne siano stati condizionati. Tale difficoltà è causata dalla capacità di adattamento e a fattori non climatici tipici della specie umana.

LA "FEBBRE DELLE ALPI"

Attualmente, come abbiamo visto, la comunità scientifica è largamente concorde nell'attribuire, come cause del riscaldamento globale, motivazioni legate sia alla variabilità climatica naturale che ad effetti antropici connessi alle attività dell'uomo.

Ma se a livello mondiale gli effetti del cambiamento climatico sono stati quantificati, in particolare dall'ultimo rapporto del IPCC, quali sono le ricadute su sistemi complessi e unici come le regioni costiere e, in particolar modo l'Arco Alpino? Tali regioni sono, in Europa, tra i territori più vulnerabili al cambiamento climatico.

Sulle Alpi i sistemi naturali viventi (es. gli ecosistemi) e non (es. l'erosione del suolo) sono fortemente legati alla temperatura dell'aria e alla sua evoluzione.

Un leggero cambiamento della media annuale delle temperature su un sistema così complesso può tradursi in drastici cambiamenti su altre basi temporali (orarie, giornaliere o mensili). Queste ultime

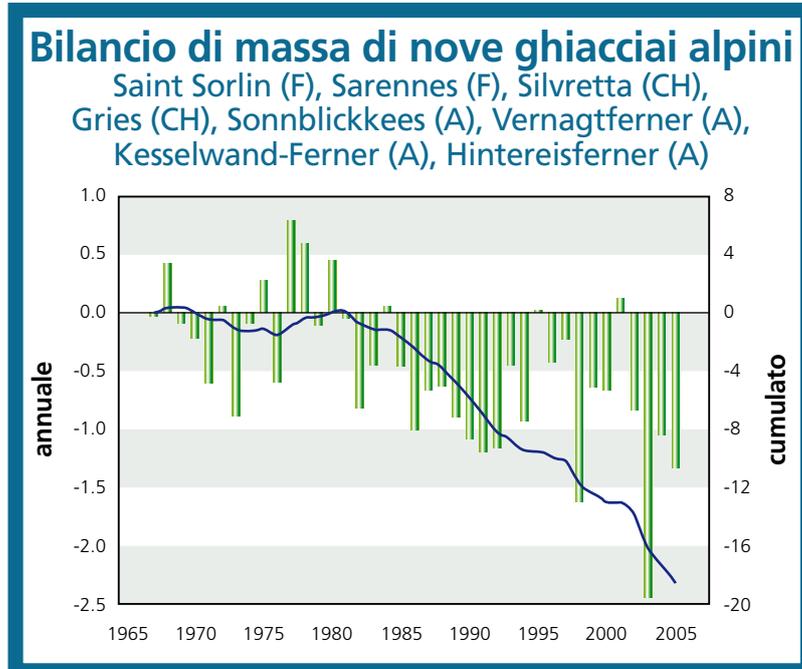


Fig. 5

Fig. 6

sono rilevanti dal punto di vista dell'innescamento di eventi naturali, degradazione del permafrost e altri importanti fattori. Inoltre isoterme e linee di equilibrio sono cruciali per la distribuzione di specie viventi, la localizzazione dei ghiacciai, la copertura nevosa e la sua longevità. Non solo la temperatura, anche cambiamenti nei regimi di precipitazione hanno impatti sui ghiacciai, sui bacini fluviali e sulla vegetazione, nonché sulla popolazione nel caso di eventi naturali come siccità ed alluvioni.

Per cercare di fare un po' di luce sul cambiamento climatico così come visto e percepito su tutto il complesso sistema delle Alpi, è fondamentale cercare le sue ripercussioni su alcuni aspetti di base: l'andamento della temperatura dell'aria e delle precipitazioni, il comportamento dei ghiacciai e del permafrost, la copertura nevosa. I dati che verranno elencati fanno parte di una recente pubblicazione sul clima fatta nell'ambito del progetto europeo ClimChAlp - Spazio Alpino - Interreg IIIb.

Le osservazioni fatte in tutte le regioni alpine (dalla Francia a ovest alla Slovenia a est) dimostrano come la "febbre" delle Alpi sia più alta rispetto a ciò che è stato quantificato a scala planetaria.

Sebbene le tendenze termiche registrate nelle varie regioni alpine siano differenti

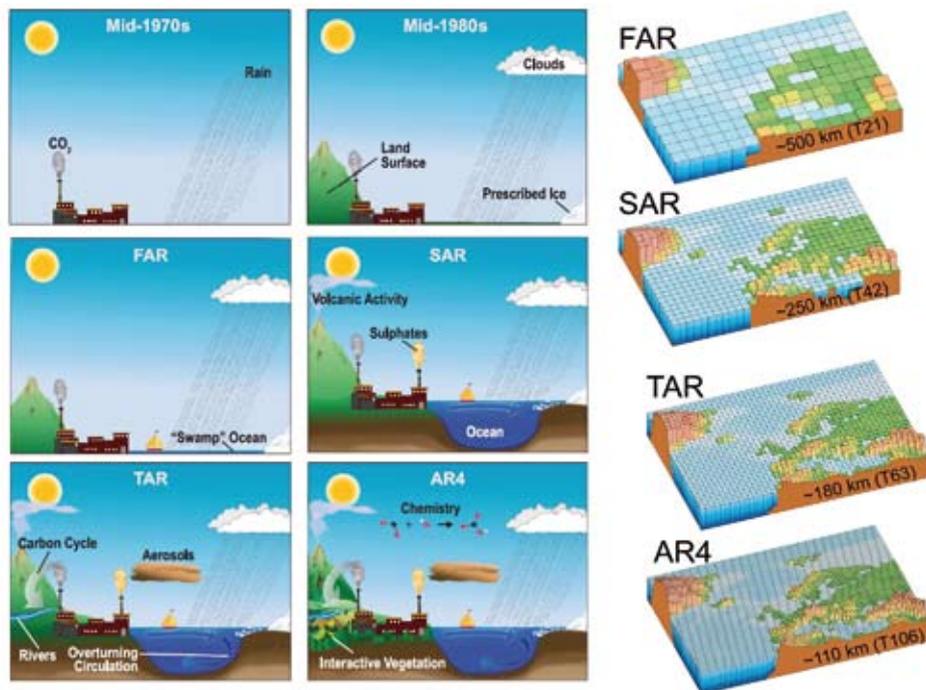


in termini di ampiezza, tutti convergono verso un'unica direzione: il riscaldamento. Il fenomeno è, inoltre, in fase di accelerazione nell'ultimo decennio.

Lo studio più generale sull'Arco Alpino, fatto attraverso la ricostruzione dendrocronologia della temperatura negli ultimi 110 anni (basata sull'analisi degli anelli di crescita di larici e pini alpini) dimostra come l'aumento termico possa essere quantificato intorno ai 2°C in più rispetto alla climatologia di riferimento (Fig4).

Tale anomalia non è da attribuire a tutti i settori alpini, ma è da interpretare come media su tutto il dominio di analisi ovvero le Alpi. Ciò evidenzia la forte variabilità climatica alpina e come la più grossa catena montuosa d'Europa reagisca in modo diverso alle forzanti climatologiche. Il settore nord delle Alpi appare più colpito da tale riscaldamento (picchi di +2.7°C in Baviera, +3.5 °C in Svizzera su

Le principali tappe dell'evoluzione dei modelli numerici climatici a partire dagli anni '70 fino ai nostri giorni



riscaldamento globale è rappresentato dai ghiacciai, tanto che essi costituiscono da soli un vero e proprio indicatore climatico: il volume di un ghiacciaio, dunque la sua superficie, la sua profondità e sua lunghezza sono determinati dal bilancio tra periodi di ablazione e di accumulo. Sulle Alpi è stato osservato un numero sempre maggiore di ghiacciai in arretramento o estinzione ed il fenomeno sembra essere in continua evoluzione. Infatti, la lunghezza dei ghiacciai e la lunghezza dei periodi di ablazione e di accumulo è variata in maniera consistente nell'ultimo decennio. Il motivo è da ricercare, in assenza di una vera tendenza nelle precipitazioni, in primis nell'aumento della temperatura media sulle Alpi, ma va anche evidenziato un possibile cambiamento nel bilancio energetico dovuto ad una differente copertura nevosa.

Veniamo ai dati. Dal 1850 i ghiacciai alpini europei hanno perso tra il 30% ed il 40% delle loro aree e circa il 50% del loro volume (Haerberli & Beniston 1998). Da sottolineare il fatto che la grandezza di un ghiacciaio è un fattore critico nella sua sensibilità alle variazioni climatiche, tanto più alta quanto più piccolo è il ghiacciaio. In Fig. 6 è possibile osservare come dalla metà degli anni ottanta si delinei un periodo di continua ed accelerata perdita di volume dei ghiacciai, quantificabile dai 0.5 ad 1 metro all'anno di acqua equivalente (2.5 metri nel solo 2003). La perdita totale ammonta a circa 20 metri (Fig. 5 - Fig. 6).

Anche la copertura nevosa sulle Alpi risente del cambiamento climatico attuale, ma è cruciale per il benessere delle Alpi. Essa oltre a costituire la risorsa primaria per il turismo invernale, ha anche delle importantissime funzioni di immagazzinamento dell'acqua, di partecipazione attiva nel bilancio energetico isolando la superficie terrestre dall'aria e riflettendo gran parte dell'energia incidente sul suolo innevato. E' inoltre una superficie vitale per la sopravvivenza di alcune specie. Gli studi recenti mettono in luce come in tutti i paesi dell'Arco Alpino la copertura nevosa abbia una tendenza negativa

Visione della griglia di un modello climatico regionale "innestato" all'interno di un modello globale (GCM)

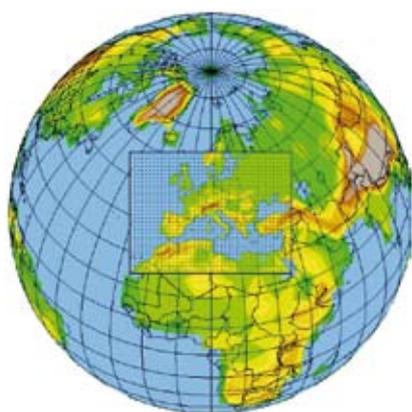


Fig. 8 alcuni settori svizzeri).

Fig. 7 (sopra) - A destra sono riassunti i processi fisici e i principali "feedback" simulati progressivamente da ogni nuova generazione di modelli, a sinistra il corrispondente aumento della loro risoluzione.

La "febbre delle Alpi" è stata correlata a metodi di variabilità climatica intrastagionale e interannuale. Tra le figure sinottiche più correlate con la tendenza positiva delle temperature troviamo la NAO (North Atlantic Oscillation) in particolare nel periodo invernale e la EA (East Atlantic

pattern) durante tutto l'anno. Queste forti correlazioni possono in qualche modo spiegare il diverso comportamento dei due settori Nord e Sud della catena alpina (Beniston. & Jungo 2002, Beniston 2005a, Ciccarelli et al., 2007).

Sebbene tutti gli studi fatti in ambiente alpino convergano verso una tendenza positiva delle temperature sulle Alpi, lo stesso non si può dire se ad essere prese in considerazione sono le precipitazioni. Attualmente non sembra esserci un vero e proprio trend di crescita o diminuzione delle precipitazioni sulle Alpi e, a volte, gli studi sono alquanto contraddittori. La motivazione di questo comportamento può essere ricercata in:

- problemi nella misura della precipitazione sulle Alpi, legate alla complessa orografia;
 - difficoltà nella ricostruzione dei dati mancanti;
 - differente comportamento dei due settori Nord e Sud delle Alpi rispetto alle forzanti meteorologiche a grande scala.
- L'effetto più evidente e tangibile del cambiamento climatico ed in particolare del

(ovvero una diminuzione nel tempo) ed in generale si sta assistendo ad un innalzamento della quota delle nevicate. Quest'ultimo fattore è di fondamentale importanza se si pensa ad una diminuzione delle nevicate in rapporto ad un comportamento non significativo delle precipitazioni.

Da aggiungere alle considerazioni precedenti è la riduzione della longevità della superficie di suolo innevato, ovvero, mediamente i periodi in cui si può osservare la neve al suolo si sono accorciati rispetto al passato in particolare a quote medio-basse.

Un altro aspetto cruciale è l'influenza del cambiamento climatico sul permafrost. Esso è costituito da quella porzione di suolo in cui le temperature rimangono sotto zero per periodi molto lunghi (da 2 anni in avanti) (Muller, 1947). Sono esclusi da tale definizione i ghiacciai.

Con queste caratteristiche il permafrost influenza l'idrologia e la stabilità di alcuni versanti agendo come barriera alla percolazione dell'acqua e da collante tra costituenti del suolo (Zimmermann & Haeberli 1992).

Com'è facile intuire il permafrost è dunque fortemente legato ai cambiamenti climatici, in particolare al riscaldamento globale e alla riduzione della longevità del suolo innevato.

Quest'ultimo in particolare agisce, come detto in precedenza, da isolante alle forzanti meteorologiche esterne, quindi un ritardo nella copertura nevosa autunnale agisce positivamente nei confronti del permafrost, permettendo infatti alla superficie terrestre di raffreddarsi più rapidamente, al contrario un prematuro manto nevoso autunnale riscalderà la superficie sottostante in quanto essa immagazzinerà tutto il calore ricevuto nella stagione estiva precedente. Allo stesso modo una superficie sulla quale il manto nevoso fonde precocemente espone il permafrost a temperature più calde e alla radiazione solare, mentre un manto nevoso più longevo ha l'effetto contrario.

Negli ultimi anni si è assistito ad un innalzamento della temperatura del perma-



frost, stimato intorno ai $+0.5^{\circ}\text{C}$ / $+0.8^{\circ}\text{C}$ nei primi 100 m e negli ultimi 100 anni, che, in alcuni casi, ha determinato l'erosione completa di quest'ultimo, dando luogo a cedimenti di versanti (es. Cervino 2003).

Anche gli ecosistemi si evolvono rispetto al cambiamento climatico. E' infatti stato osservato sulle Alpi un innalzamento della quota di alcune specie vegetali, animali ed insettivore, nonché la comparsa di nuove specie vegetali come l'ambrosia.

Per tali motivi le società montane, già in difficoltà per cambiamenti sia interni che esterni, devono far fronte con una vulnerabilità climatica futura. Infatti le conseguenze di un cambiamento climatico si ripercuotono sui sistemi socio-economici e tali effetti hanno una ripercussione anche a valle, dove sfociano le risorse idriche fornite dalla riserva d'acqua alpina d'Europa. E' indispensabile, quindi, che le società, in particolare quelle alpine, reagiscano immediatamente e senza perdita di tempo e risorse ai cambiamenti climatici attraverso strategie di mitigazione ed adattamento.

LE "PREVISIONI" DEI MODELLI CLIMATICI NUMERICI

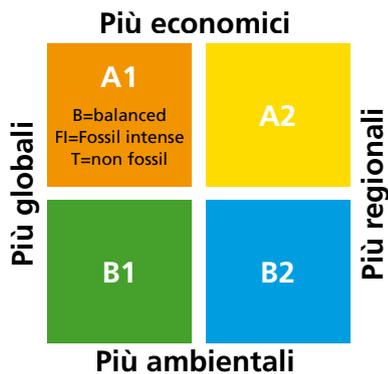
Una volta riconosciuta l'alta probabilità che il cambiamento climatico in atto sia

reale e fortemente connesso in rapporto di causa-effetto con le attività umane in termini di immissione di gas clima-alteranti in atmosfera, è necessario predisporre le opportune contromisure sia in termini di mitigazione (ossia riduzione delle emissioni) sia di adattamento (ossia adeguamento della società umana ad un differente clima). Tuttavia per programmare ed ottimizzare in modo efficiente tali strategie, sono necessari strumenti quantitativi atti a simulare l'evoluzione del clima futuro, a scala globale e regionale, in risposta a scenari che presuppongono un maggior o minor interferenza delle attività umane nel naturale ciclo evolutivo del clima.

In tale ottica il maggiore contributo è dato dai modelli numerici di simulazione e previsione del clima, strumenti che hanno subito un costante sviluppo a partire dagli anni '70 con una notevole accelerazione negli ultimi 10 anni anche in virtù della forte evoluzione tecnologica che ha consentito di disporre di risorse di calcolo sempre più potenti (Fig.7).

I modelli numerici sono strumenti matematici basati sulle leggi fisiche atmosferiche e sulla loro interazione con la superficie terrestre (in particolare con il mare). Essi si suddividono in una vasta gamma di famiglie che va dai semplici modelli concettuali i quali forniscono importan-

Descrizione schematica degli scenari socio-economici IPCC



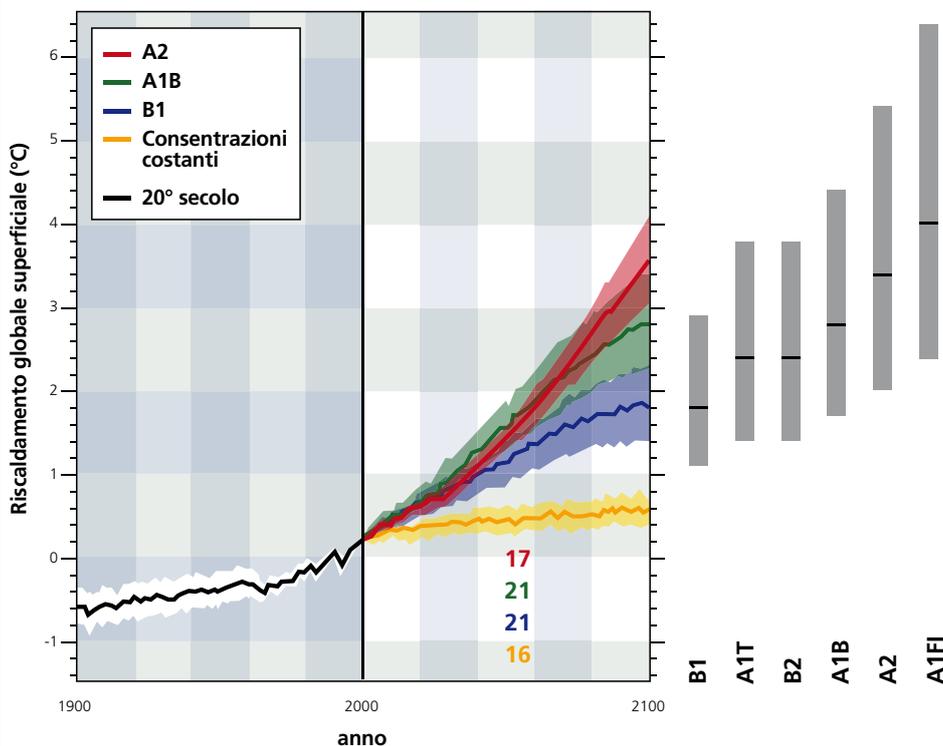
- **A1 Work Markets**
(consumismo e globalizzazione)
- **A2 Global Sustainability**
(Sostenibilità e globalizzazione)
- **B1 Provincial Enterprise**
(Individualismo e localismo)
- **B2 Local Stewardship**
(Sostenibilità e localismo)

Caratteristiche dello Scenario	A1	A2	B1	B2
Crescita della popolazione	Bassa	Alta	Bassa	Media
Crescita PIL	Molto alta	Media	Alta	Media
Uso Energetico	Alta	Alta	Bassa	Media
Cambiamenti nell'uso del territorio	Bassa	Media	Alta	Media
Disponibilità di risorse	Media	Bassa	Bassa	Media
Crescita tecnologica	Rapida	Lenta	Media	Media

Fig. 9

Fig. 10

Riscaldamento globale in °C



ti, se pur limitate, informazioni di base sul sistema clima e su alcuni dei processi fondamentali all'opera nel sistema climatico stesso, passa attraverso i modelli numerici a complessità intermedia (EMIC), che mirano ad includere gran parte delle

componenti e dei processi fondamentali, tuttavia in forma estremamente semplificata e parametrizzata in modo da ridurre la complessità ed il numero di parametri liberi, per finire con i più evoluti modelli globali di circolazione generale GCM

(General Circulation Model) che tengono conto di tutti i processi che legano assieme le differenti componenti climatiche attraverso parametrizzazioni raffinate dei processi fisici (Corti S. et al,2007).

I GCM, opportunamente modificati (inizializzati), possono essere utilizzati anche per simulazioni su porzioni più limitate del globo RCM (Regional Climate Model).

I modelli di circolazione generale GCM sono modelli che risolvono le equazioni descrittive le leggi fisiche atmosferiche suddividendo il globo e l'atmosfera in celle il cui insieme può essere visto come una griglia tridimensionale.

L'atmosfera e la superficie terrestre vengono, quindi, rappresentati tramite una maglia geometrica regolare: la distanza tra ciascuna intersezione, detta punto griglia, definisce la risoluzione del modello.

Su ciascun punto griglia vengono assegnate le variabili meteorologiche all'istante iniziale della simulazione, ovvero le condizioni iniziali di calcolo.

Tali condizioni iniziali non sono nient'altro che la traduzione sul grigliato stabilito, della realtà. Non è esattamente la realtà, in quanto essa necessiterebbe di punti griglia infinitesimamente vicini l'uno all'altro, ma è ciò che più si avvicina.

Tale procedimento viene condotto raccogliendo i più svariati tipi di osservazioni su scala mondiale (dati da stazioni meteo al suolo, da radiosondaggi, da satellite, da radar, ecc.) e riportando tali dati sui punti griglia con processi matematici chiamati processi di assimilazione. A questo punto le equazioni fondamentali vengono risolte numericamente nel tempo su ciascun punto griglia. Attenzione: le informazioni che se ne traggono riguardano l'andamento medio delle molte grandezze meteorologiche nel prossimo secolo. Nessun modello climatologico è in grado di prevedere che tempo farà, ad esempio, il 18 febbraio del 2073!

I modelli GCM si suddividono al loro volta in tre categorie: AGCM (Atmosphere General Circulation Model); OGCM (Ocean General Circulation Model); AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model).

Gli AOGCM sono i modelli più complessi

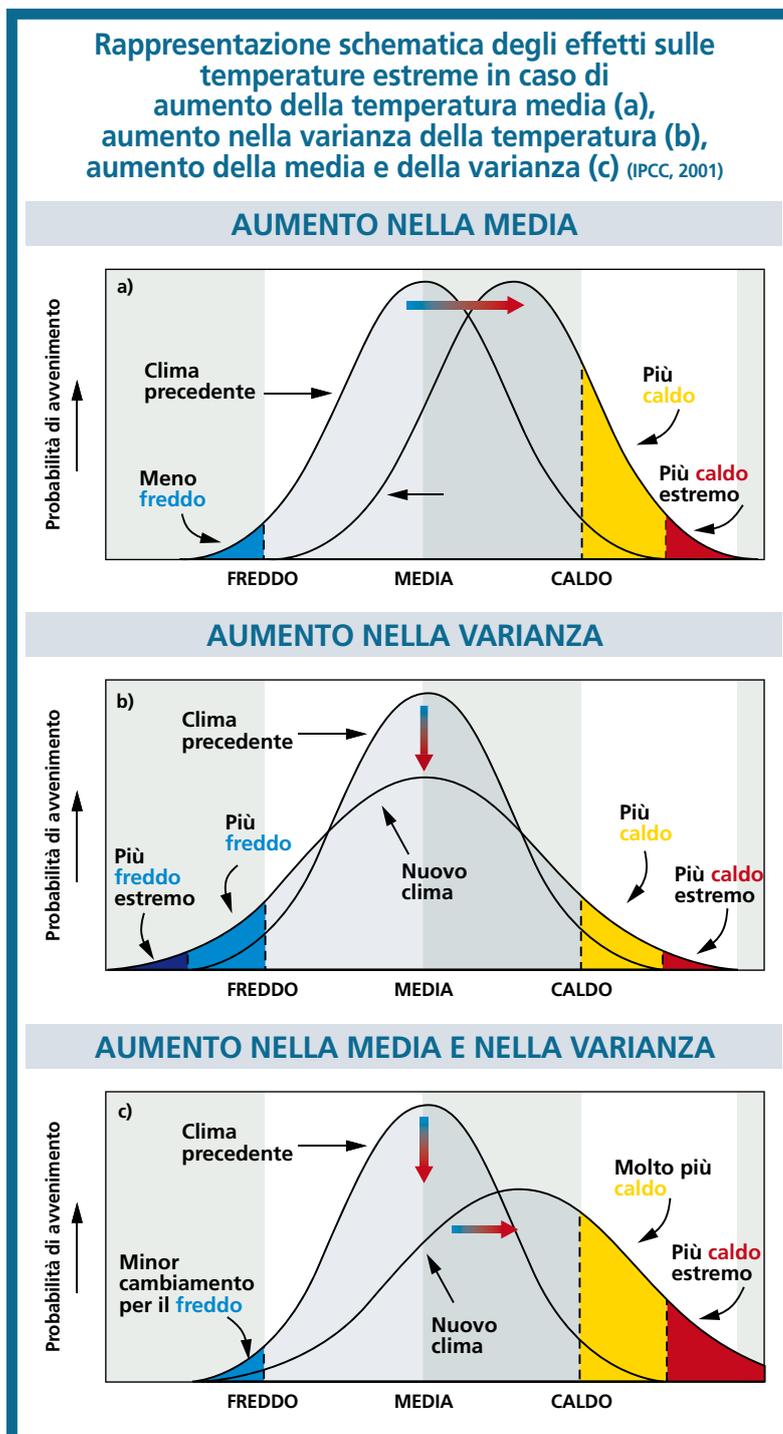
rappresentati da un modello AGCM (atmosferico) accoppiato interamente con un modello OGCM (oceanico). Accoppiamento significa che la parte marina del modello è dinamica e trasmette/risceve informazioni in continuo con la parte atmosferica. Proprio per tali caratteristiche, gli AOGCM possono essere usati per previsioni sui cambiamenti climatici. Possono essere usati, inoltre, per studiare la variabilità e i processi fisici del sistema climatico accoppiato atmosfera-oceano. I modelli di previsione climatologica più recenti hanno una risoluzione di qualche centinaio di chilometri.

Quando si vuole studiare i cambiamenti climatici su scala regionale tuttavia, ci si scontra con problematiche che i modelli del tipo GCM non possono mettere in evidenza. A scala regionale il clima è fortemente influenzato da fattori locali come la conformazione del territorio ed in particolare dall'orografia. Un modello GCM ha una rappresentazione approssimativa della realtà fisica del globo, limitazione data dalla scarsa risoluzione spaziale del modello dell'ordine di qualche centinaio di chilometri.

La risposta a tale necessità è data dai modelli RCM (Regional Climate Model). In pratica si cerca di risolvere i problemi della scala globale, individuando un'area di interesse e aumentando enormemente la risoluzione del modello solo su tale area. (fig 8)

Per questo motivo i modelli RCM sono detti ad area limitata o regionali, in quanto sono una rappresentazione tridimensionale del sistema accoppiato atmosfera-oceano, ma solo su un'area limitata del globo. Tali modelli hanno necessità di avere dati in ingresso, primi tra tutti le informazioni cosiddette al contorno, che definiscono cosa succede sui bordi della griglia di integrazione (Giorgi F., 1990). Una limitazione rispetto al GCM, e dovuta sempre alla grande risoluzione, è quella di non poter fare simulazioni troppo lunghe, che necessiterebbero di lunghi tempi di calcolo.

Il modo migliore per testare le capacità di tutti questi modelli di simulare il clima,



dal momento che sarebbe quantomeno rischiosa una verifica a posteriori, è quello di osservare se essi sono in grado di riprodurre il più fedelmente possibile il clima attuale e quello degli ultimi secoli, attraverso una comparazione di alcune quantità medie come la temperatura superficiale media del globo, che si ricava dai risultati delle simulazioni con i dati effettivamente misurati. In effetti le ultime generazioni di modelli climatici si comportano in modo soddisfacente, con miglioramento sensibile della predicibilità di numerosi aspetti

climatici, ossia una riduzione dell'errore che si commette nel simulare un particolare aspetto o parametro del sistema climatico. Ciò nondimeno esistono ancora delle zone grigie nella loro formulazione ed, in particolare, va segnalato un aspetto fondamentale tuttora necessario di studi approfonditi: il complesso meccanismo di retro-azione rappresentato dalle nubi e dalla loro formazione. Infatti, il vapor acqueo presente in atmosfera sotto forma di nubi, da un lato aumenta l'albedo terrestre con una conseguente diminuzione

Fig. 9 - All'interno della famiglia A1, sono identificati tre diversi gruppi, che derivano da direzioni di sviluppo diverse della tecnologia applicata ai sistemi di produzione energetica: A1FI considera un utilizzo intensivo dei combustibili fossili, A1T un utilizzo delle fonti rinnovabili, mentre A1B rappresenta un utilizzo bilanciato delle fonti di energia.

Fig. 10 - Riscaldamento globale in °C (relativo al periodo 1980-1999) per gli scenari socio-economici A2, A1B, B1, e per lo scenario a concentrazione costante del 2000, mostrati come proseguimento della simulazione della temperatura del XX secolo, ottenuti con diversi modelli numerici (il numero indica la quantità di simulazioni per ogni scenario). La linea in grassetto rappresenta il valor medio delle simulazioni, l'area ombreggiata l'intervallo corrispondente a +/-1 deviazione standard del campione (IPCC, 2007).

Fig. 11

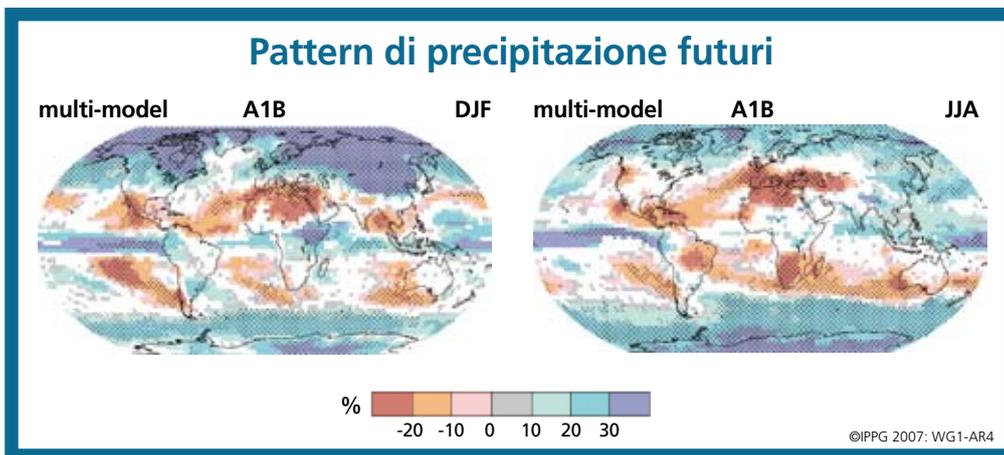


Fig. 12 - Distribuzione della variazione media della precipitazione (mm/giorno) in inverno ed in estate. La variazione è per lo scenario A1B per il periodo 2080-2099 relativamente al periodo 1980-1999. Da notare il deficit previsto per le medie latitudini, in particolare nel periodo estivo sul Mediterraneo (IPCC, 2007).

Fig. 13

Fenomeni e tendenza	Probabilità negli scenari futuri del XXI secolo
Generalmente più caldo con temperature massime e minime maggiori sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 99%
Generalmente più caldo con un numero minore di giorni e notti fredde sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 99%
Aumento delle frequenze delle ondate di calore sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 90%
Aumento della frequenza dei fenomeni di precipitazione intensa (o della proporzione della precipitazione totale dovuta ad eventi intensi) sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 90%
Aumento delle aree soggette a siccità.	Superiore al 66%
Aumento dell'intensità dei cicloni tropicali.	Superiore al 66%
Aumento dell'incidenza degli estremi positivi del livello del mare (definiti come i valori orari che superano il 99° percentile della distribuzione del periodo di riferimento), che dipendono sia dal livello medio del mare e dalle forzanti locali meteorologiche (escluso gli tsunami).	Superiore al 66%

ne della radiazione solare assorbita dalla superficie determinando quindi un abbassamento della temperatura nei bassi strati atmosferici; dall'altro contribuisce ad aumentare l'effetto-serra, ossia la radiazione emessa dalla superficie terrestre viene "rimbalzata" verso il basso dalle nubi, con conseguenze diametralmente opposte sulla temperatura superficiale. Va da sé che la corretta valutazione dell'effetto dominante di questo processo potrebbe giocare un ruolo non trascurabile nella simulazione del clima futuro (...).

I modelli numerici così come descritti finora, non sarebbero comunque in grado di fornire informazioni davvero utili sull'andamento futuro del clima: essi non tengono conto in toto dell'influenza delle attività umane in termini di immissioni di gas climalteranti e di aerosol in atmosfera o dell'uso del suolo. Per questa ragione, nel marzo del 2000, all'epoca del III rapporto IPCC, sono stati definiti una serie di scenari emissivi (SRES; Special Report

on Emission Scenarios) attesi per il XXI secolo, raggruppati in quattro famiglie principali, che si contraddistinguono per supportare differenti concentrazioni in atmosfera di gas serra possibili nei prossimi cento anni. In questa prima formulazione, che costituisce un riferimento anche oggi, ma è in fase di revisione in vista del prossimo V rapporto IPCC (2012), tali scenari non tengono conto delle politiche specifiche di riduzione dei gas serra, come il protocollo di Kyoto, ma implicitamente dipendono dalle politiche di sviluppo sociale ed economico, dall'utilizzo di nuove tecnologie e da azioni relative alla riduzione dell'inquinamento atmosferico (fig 9). Il risultato importante è che, anche con la revisione di questi contributi, le proiezioni globali delle emissioni dei gas serra non variano sensibilmente.

Vediamo quindi, sulla base di tali differenti scenari emissivi, quali sono i principali effetti sull'ambiente previsti dai modelli

climatici e diffusi dall'IPCC nel suo ultimo rapporto.

Temperatura: si stima un incremento medio globale della temperatura dell'aria nel periodo dal 2090 al 2099 compreso tra 1.7 e 4.0 °C a seconda del diverso scenario di emissione di gas serra considerato, che diventa da circa 3 a 6 °C senza interventi strutturali di mitigazione (fig. 10). Il tasso di riscaldamento presentato nelle recenti stime è maggiore di quello osservato nel XX secolo e, sulla base dell'analisi di dati paleoclimatici, è senza precedenti negli ultimi 10000 anni.

La distribuzione nel tempo non è uguale per tutti gli scenari: quelli che vedono un utilizzo dei combustibili fossili, come la famiglia A2, il riscaldamento è mitigato, fino al 2050, dalle emissioni di SO₂, che ha un effetto di raffreddamento dell'atmosfera. A più lungo termine, le emissioni dei gas serra come CO₂ e N₂O diventa dominante. Sulla base dei risultati dei più recenti A0-GCM si stima comunque un riscaldamento di tutte le regioni della terra, maggiore sulle terre emerse che non negli oceani e maggiore alle alte latitudini. In molte aree del pianeta è stimata una diminuzione dell'escursione termica diurna, con un aumento delle temperature minime notturne superiore all'aumento delle massime diurne.

Diverse simulazioni mostrano una generale diminuzione della variabilità delle temperature in inverno e un aumento di tale variabilità nelle aree emerse dell'emisfero nord durante l'estate. L'aumento nella variabilità delle temperature implica anche un aumento negli estremi relativamente alla media climatica (fig. 11). Questa forte sensibilità degli estremi all'ampiezza della distribuzione statistica, ha portato all'affermazione che "la variabilità è più importante della media" (Katz R. et al., 1992).

Il clima estivo europeo potrebbe perciò vedere una maggior variabilità da anno ad anno in risposta al "forcing" dei gas serra e di conseguenza influenzare in modo sostanziale la frequenza delle ondate di calore e degli episodi di siccità in futuro.

Precipitazioni: in generale, la concentrazione media di vapore acqueo in atmosfera è stimata in aumento nel corso del

XXI secolo: questa crescita, insieme alle modificazioni sui regimi meteorologici a grande scala dovuti al riscaldamento, diversamente distribuito sul pianeta, modifica il regime pluviometrico. La maggior parte delle simulazioni modellistiche indica che, dalla seconda metà del XXI secolo, vi è una probabilità superiore al 90% che le precipitazioni aumentino nell'emisfero nord, alle medie ed alte latitudini, ed in Antartide durante l'inverno. Si evidenzia inoltre (fig. 12), sulla maggior parte delle aree del pianeta dove è atteso un aumento della precipitazione media, una variabilità più accentuata nel loro regime da un anno all'altro. Nella maggior parte delle aree subtropicali è probabile (probabilità superiore al 66%) che le precipitazioni diminuiscano (nello scenario A1B le precipitazioni nel periodo 2090-2099 sono viste diminuire fino al 20% del periodo 1980-1999).

Il Nord Africa e l'area del Mediterraneo vedono una tendenza all'inacidimento, mentre più incertezze vi sono circa i cambiamenti nella precipitazione tropicale, soprattutto a causa delle complesse interazioni tra i cambiamenti climatici ed i cicli naturali come quello di El Niño, che dominano il clima ai tropici. Per quanto riguarda l'Europa, la precipitazione totale è vista aumentare dal 10 al 40% sulle regioni settentrionali con un tasso medio dell'1-2% per decade e con una distribuzione non uniforme sulle stagioni: il periodo estivo vede comunque un deficit delle precipitazioni. Su quelle meridionali è attesa una diminuzione dell'ordine del 20% (IPCC 2007), in particolare nel periodo estivo. Sul bacino del Mediterraneo, sembrano probabili delle estati più "asciutte" di quanto non sia stato sino ad ora. Con tutta la cautela legata all'incertezza sui dettagli locali delle simulazioni delle precipitazioni, si può comunque immaginare un aumento delle precipitazioni a nord delle Alpi e una riduzione a Sud, soprattutto durante i mesi estivi, e quindi una progressiva desertificazione delle regioni dell'Italia insulare e meridionale e sensibili manifestazioni di desertificazione anche nelle regioni del centro-nord Italia.

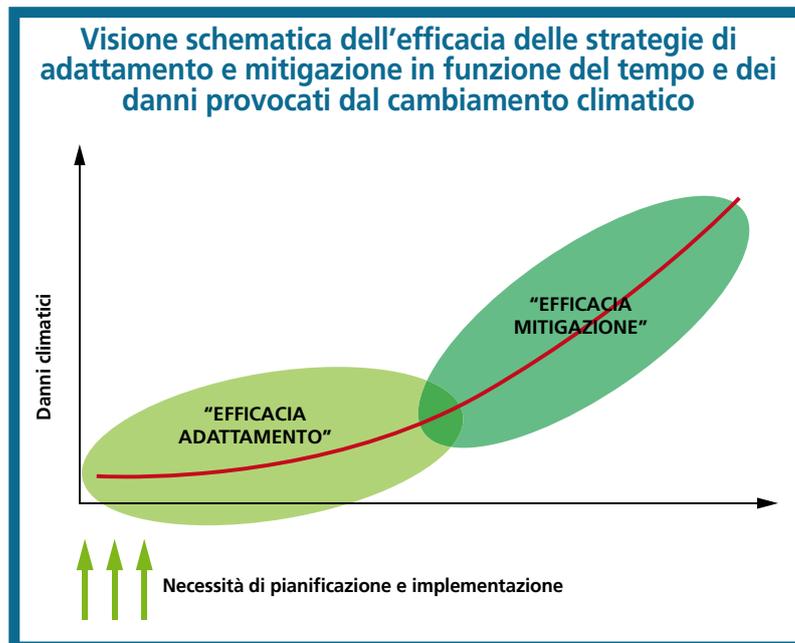


Fig. 14 - Si capisce come in una prima fase l'adattamento ricopra un ruolo preponderante, in particolare per modifiche contenute del clima, ma come sul lungo periodo la strategia che minimizza i danni sia necessariamente quella "attiva" della mitigazione.

Livello dei mari: anche il livello del mare è condizionato dallo scenario considerato di emissione di gas serra per i prossimi anni e, come per la temperatura, i diversi modelli forniscono una risposta concorde sull'aumento del livello del mare con valori più critici all'aumentare della concentrazione dei gas serra. Gli scenari futuri prevedono un innalzamento del livello globale medio del mare, compreso tra 18 e 59 centimetri nel periodo 2090-2099, in funzione dei diversi scenari socio-economici. L'innalzamento previsto è dovuto principalmente (per il 70-75%) all'espansione termica e alla perdita di massa dei ghiacciai e delle calotte ghiacciate. Ai valori indicati, sono da sommare le incertezze dovute al contributo dello scioglimento dei ghiacciai della Groenlandia e dell'Antartide. Se l'aumento recentemente osservato nella portata dovuta allo scioglimento dei ghiacci crescesse linearmente con la temperatura globale, la stima dell'innalzamento medio del livello del mare dovrebbe essere aumentata del 10-25% per ogni scenario. Queste proiezioni corrispondono ad un aumento pari fino a tre-quattro volte i valori osservati nel corso del XX secolo, che già sono da considerare valori eccezionali (Church e White, 2006). L'effetto sul livello del mare è più lento di quello sulla temperatura, ma risente per tempi più lunghi della forzante iniziale.

Estensione dei ghiacci e sulla copertura nevosa: a livello medio globale ed in particolare nell'emisfero Nord, sia la copertura nevosa sia l'estensione dei ghiacci sono previste in diminuzione a causa del riscaldamento progressivo. La copertura nevosa rappresenta una risposta integrata alla variazione sia della temperatura sia della precipitazione e mostra una forte correlazione negativa con la temperatura dell'aria nella maggior parte delle aree dove la copertura nevosa presenta un andamento stagionale e non permanente. A causa di questa forte dipendenza dalla temperatura, le proiezioni per il XXI secolo ne danno una diminuzione distribuita su vaste aree del pianeta. I modelli specificatamente sviluppati per simulare gli impatti del cambiamento climatico nella zona Artica (Arctic Climate Impact Assessment - ACIA), proiettano alla fine del XXI secolo una riduzione della copertura nevosa annuale nell'emisfero nord in un intervallo dal 9 al 17%, con una media intorno al 13%, nello scenario B2 scenario (ACIA, 2004). Le maggiori riduzioni si hanno in primavera e nel periodo tardo autunno-inizio dell'inverno, portando ad una diminuzione del periodo in cui il suolo si presenta coperto da neve, oltre ad una diminuzione vera e propria della superficie coperta da neve. L'inizio della stagione di accumulo della neve al suolo, che corrisponde alla



fine della stagione in cui si ha fusione, è ritardata, mentre è anticipato l'inizio della stagione in cui si ha la fusione (Hosaka et al., 2005). In generale nell'emisfero Nord si ha una diminuzione sia della quantità di neve, sia dell'estensione della copertura nevosa, anche se in alcune regioni specifiche, come ad esempio la Siberia, la quantità di neve è vista aumentare a causa dell'aumento della precipitazione nevosa nel periodo autunno-inverno (Melleshko et al., 2004; Hosaka et al., 2005). Per quanto riguarda i ghiacci una consistente riduzione è attesa per i ghiacci marini, sia nell'estensione sia nello spessore, mentre particolarmente critica è attesa la situazione dei ghiacciai alpini, che potrebbero progressivamente scomparire. Una conseguenza indiretta della diminuzione delle superfici ghiacciate e della copertura nevosa è la diminuzione dell'albedo, ossia della capacità della superficie terrestre di riflettere la radiazione incidente. Attualmente I ghiacci ricoprono il

75% della superficie dell'Oceano Artico, riflettendo dal 50 all'80% della radiazione incidente, mentre le acque marine ne assorbono circa l'85% (Washington and Parkinson 2005). Nel 2100, la calotta glaciale Artica, che è vista scomparire quasi del tutto durante la tarda estate, modificherà pertanto il bilancio termico di quest'area del pianeta. La diminuzione dell'albedo a causa della riduzione dei ghiacci e della copertura nevosa, produce un meccanismo di retroazione positiva (Chapin et al. 2005), favorendo a sua volta l'aumento del riscaldamento. Dal 1978 la superficie di ghiaccio oceanica si è fusa di circa il 3% per decade, e non è escluso che vi sia una soglia nella riflettività della terra, superata la quale il sistema cambia rapidamente e radicalmente stato. Lo scioglimento dei ghiacci ha come conseguenza anche l'aumento del vapore acqueo in atmosfera, che, come abbiamo visto in precedenza, oltre ad essere un importante gas serra di per sé, è all'origine di meccanismi di

retroazione complessi e non del tutto compresi legati alla formazione ed alla dinamica delle nubi.

Infine la tabella (Fig. 13) riassume i principali cambiamenti negli estremi meteorologici attesi nel XXI secolo con il relativo grado di confidenza espresso in termini percentuali (IPCC, 2007).

CONCLUSIONI

Il clima dunque sta cambiando. Non è una grande scoperta, visto che si tratta di un sistema in equilibrio dinamico. Tuttavia l'enorme mole di lavoro svolto negli ultimi decenni da parte della comunità scientifica, ha messo in risalto come il cambiamento climatico in atto nell'ultimo mezzo secolo sia il più rapido mai osservato sul nostro pianeta e come l'intrusione antropica abbia un peso non indifferente sul naturale equilibrio del sistema. Sono stati compiuti significativi passi avanti sulla comprensione dei complessi processi e meccanismi (i cosiddetti "feed-back" positivi e negativi) che legano assieme tutte le componenti climatiche, questo soprattutto grazie allo sviluppo di modelli climatici numerici sempre più raffinati e dettagliati. In particolare questo è il campo in cui sono attesi per gli anni a venire, ulteriori miglioramenti, un po' perché i risultati delle simulazioni modellistiche sono lo strumento principale sulla base dei quali poter decidere se e come sia possibile eventualmente intervenire, un po' perché una ulteriore riduzione dell'incertezza delle previsioni attese permette interventi più efficaci e mirati. Gli eventi mondiali che hanno caratterizzato il 2007 dimostrano come la questione del cambiamento climatico sia uscita definitivamente e prepotentemente dai laboratori e dalle riviste scientifiche per giungere sul tavolo dei decisori e presso l'intera opinione pubblica mondiale. Le risposte che la nostra società sta perseguendo si basano su due strategie tutt'altro che antitetiche, bensì estremamente integrate (fig. 14): da un lato la mitigazione, ossia il tentativo di limitare le emissioni di gas clima-alteranti derivanti da attività

antropiche in atmosfera (e il Protocollo di Kyoto è il padre di tutte le iniziative in questo senso), dall'altro l'adattamento, ossia quell'insieme di azioni che mirano sia a minimizzare i danni causati dal cambiamento climatico sia a sfruttare nuove opportunità socio-economiche che potrebbero nascere da esso. Naturalmente tutte queste misure debbono essere realizzate nell'ottica di garantire l'armonia tra l'innata spinta al progresso della società umana ed il fondamentale rispetto per le risorse naturali e l'equilibrio ecologico dell'intero pianeta. Ci sono pochi dubbi che il clima che spe-

rimenta la nostra generazione sia differente in termini di media e di frequenza da quella dei nostri nonni e, le simulazioni modellistiche, ci indicano che le generazioni future potrebbero trovarsi a convivere con condizioni ambientali decisamente diverse. Nei prossimi anni la sfida della ricerca scientifica deve farsi ancora più ambiziosa e spostare in avanti i suoi obiettivi, nel tentativo di rispondere in modo soddisfacente a due fondamentali quesiti a tutt'oggi non sufficientemente chiari: quanto velocemente il "forcing" supplementare determinato dalle attività antropiche può modificare

la naturale evoluzione del clima e se esso possa destabilizzare in modo irreversibile l'equilibrio natura del sistema. La sfida è aperta.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano tutti i colleghi dell'Area Previsione e Monitoraggio Ambientale di Arpa Piemonte ed in particolare il settore meteorologico per il lavoro di ricerca e di sintesi ragionata di tutte novità in campo climatico sfociato nella pubblicazione "Il Piemonte nel Cambiamento Climatico", Arpa 2007, a cui questo articolo deve la paternità.

Bibliografia

- Beniston, M., Junco, P., (2002): Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the alpine region in response to the behaviour of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 71, p 29-42.
- Beniston, M., (2005): Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 162, p. 1587-1606. Referenced as Beniston 2005a.
- Chapin et al. 2005. Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming Science 28 October 2005: Vol. 310. no. 5748, pp. 657 - 660
- Church, J.A., White N.J., 2006. 'A 20th century acceleration in global sea-level rise', *Geophysical Research Letters*, 33, L01602.
- Ciccarelli N., Von Hardenberg J., Provenzale A., et al., (2007): Climate Variability in North-Western Italy during the Second Half of the 20th Century, *MedCLIVAR Special Issue of Global and Planetary Change*, in press.
- Corti S., Provenzale A., S. Fuzzi S., 2007. *Predicibilità del clima e delle sue variazioni. Sapere*, 4, 62-65.

- FOEN (Federal Office for the Environment) (2007): *Il cambiamento climatico in Svizzera. Indicatori riguardanti cause, effetti e misure*. Ittingen: FOEN publication, 77 p.
- F. Giorgi, 1990. "Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model," *J. Climate*, No. 3, 94.
- Haeberli, W. Beniston, M., (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 1998, Vol. 27, p 258-265.
- Hosaka, M., D. Nohara, and A. Kitoh, 2005. Changes in snow coverage and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 93-96.
- Katz R. et al. (1992) "Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages", *Journal Climatic Change*, Volume 21, Number 3, pp. 289-302.
- Meleshko, V.P., et al., 2004: Anthropogenic climate change in 21st century over Northern Eurasia. *Meteorol. Hydrol.*, 7, 5-26.
- Muller, S.W. (1947): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *JW Edwards; Ann.Arbor, Mich.*
- Scholze, M.; Knorr, W.; Arnell, N.W.; Prentice, I.C., 2006. A climate-change risk analysis for world ecosystems. *Proceedings of the National*

Academy of Sciences, 103: 13116-13120.

- Schär, C., Vidale, P.L., Luthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C., 2004. The role of increasing temperature variability in European Summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.
- Warren Washington and Claire L. Parkinson 2nd Edition, *University Science Books*, 2005, *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*.
- Zimmermann, M., Haeberli, W., (1992): Climatic change and debris flows activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*, Vol. 22, p 59-72.
- IPCC, 2007. *Climate change 2007: Mitigation. Contribution of Working group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, L. A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*.



RACCORDO TRA DATI METEO IN PIEMONTE

Raccordo tra le serie termo-pluviometriche delle stazioni manuali ed automatiche in Piemonte



**Fiorella Acquaotta, Adriana Albanese,
Simona Fratianni, Luciano Masciocco**

Dipartimento di Scienze della Terra,
Università di Torino,
Via Valperga Caluso, 35 - Torino

**Manuela Bassi, Barbara Cagnazzi,
Roberto Cremonini**

ARPA-Piemonte,
Via Pio VII, 9 - Torino

In questo studio si è valutata la possibilità di unire serie di dati di precipitazione e di temperatura acquisite da due differenti reti meteorologiche, attive sul territorio piemontese in tempi diversi. Tale esigenza nasce dalla necessità di disporre di serie lunghe a sufficienza per condurre studi sulle variazioni climatiche in Piemonte. Sono stati condotti test sui dati registrati da due reti durante il periodo di contemporaneo funzionamento in 26 località per le precipitazioni e in 15 località per le temperature.

Solo 11 località sono risultate idonee all'unione delle serie di dati di precipitazione, mentre in nessun caso si sono potute unire le serie di temperatura. Per ogni località idonea, tramite criteri statistici, sono stati individuati gli anni di unione delle serie di precipitazione, in modo da poter considerare l'intero periodo di misurazioni come privo di disomogeneità.



INTRODUZIONE

In Piemonte, le misure della temperatura e delle precipitazioni sono state rilevate sin dall'inizio del secolo scorso da stazioni meteorologiche, in parte automatiche in parte meccaniche, gestite dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), costituito nel 1913; tali misure

sono state pubblicate negli Annali Idrologici. A partire dal 1988, sul territorio piemontese si comincia a realizzare una nuova rete meteorografica automatica, gestita dai Servizi Tecnici di Prevenzione della Regione Piemonte: i nuovi strumenti, in grado di fornire misure in tempo reale e con elevato dettaglio temporale, per la

loro tecnologia avanzata, sono destinati a sostituire progressivamente gli strumenti, ormai obsoleti, della rete SIMN.

La nuova rete automatica in telerilevamento, oggi costituita da circa 400 stazioni di misura, è gestita interamente da Arpa Piemonte.

Per lo studio climatologico della Regione Piemonte sono pertanto disponibili dati di pluviometria e termometria dagli inizi del secolo scorso, ma provenienti dalle due diverse reti di monitoraggio meteorologico: la rete SIMN, con dati rilevati fino al 2003 e la rete delle stazioni automatiche dell'Arpa Piemonte, che forniscono informazioni a partire dal 1989.

Si è posta così la questione, oggetto del presente studio, relativa alla valutazione della correttezza di unire serie di dati consecutive nel tempo ma provenienti da strumentazioni diverse. A tal fine, sono state ricercate e individuate località sul territorio regionale, nelle quali fossero presenti in contemporanea sia le stazioni meteorologiche manuali che quelle automatiche in modo da analizzare l'impatto, dovuto alla variazione di strumentazione e di sito, sulle misure acquisite.

LOCALITA' SCELTE PER IL CONFRONTO TRA LE MISURE DELLE DUE RETI METEOROLOGICHE

Per il confronto dei dati della rete SIMN con quelli della rete ARPA Piemonte sono state individuate 26 località, in cui hanno funzionato contemporaneamente stazioni meteorologiche di entrambe le reti e di cui si hanno periodi di sovrapposizione tra le misure (Fig.1). Tutte le stazioni risultano dotate di uno strumento per la registrazione delle precipitazioni, ma non tutte sono fornite di un termometro; il confronto tra le due serie è stato svolto, quindi, in tutte le località, per i dati di precipitazione e in 15 località, per le temperature (Fig. 2).

Confronto tra gli strumenti delle due reti meteorologiche

Prima di affrontare lo studio sul confronto tra i dati provenienti dalle stazioni del

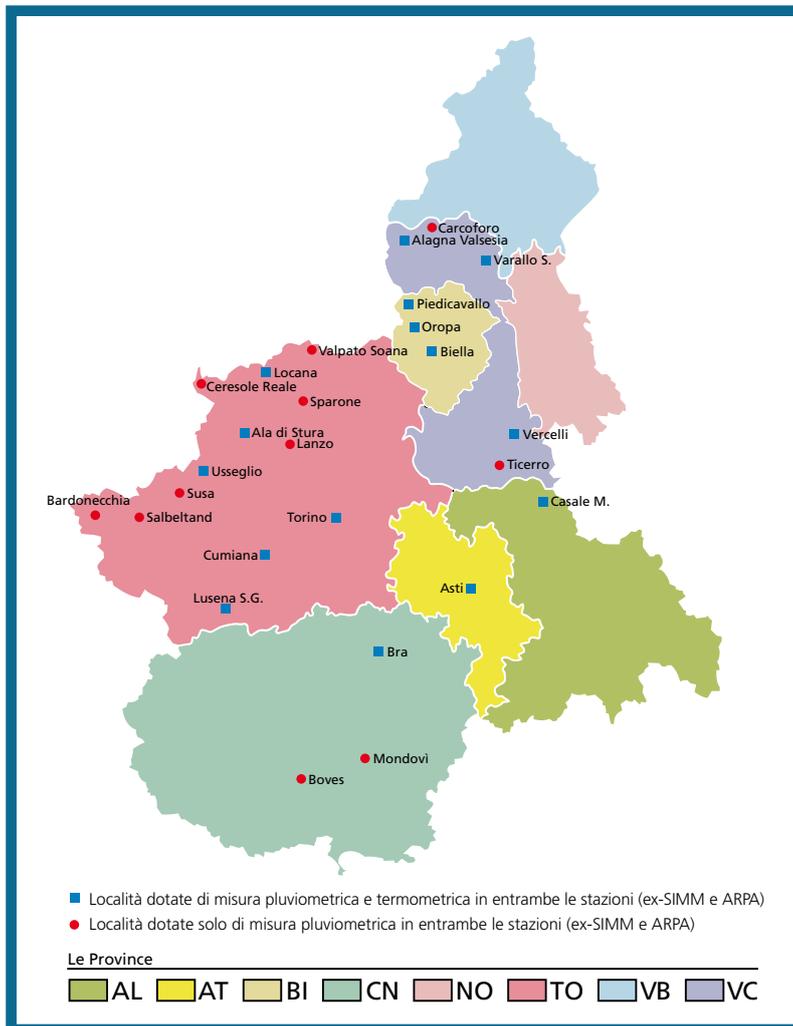
Stazione sulla diga di Ceresole Reale.

Foto pagina a fianco: Stazione di Oropa (sopra) e stazione di Ercavallo (sotto)



Fig. 1 - Tabella di pagina 20. Località in cui è stato svolto il confronto dei dati di precipitazione e/o di temperatura tra la stazione meteorologica SIMN e quella ARPA.

Fig. 2 - Elenco delle località dotate di una stazione meteorologica SIMN e una dell'ARPA Piemonte, per le quali è stato svolto il confronto tra le due serie di dati: informazioni riguardo la localizzazione delle stazioni (QUOTA e coordinate UTM X e Y), la distanza (D.) e la differenza di quota tra di esse (DFQ) e il periodo di sovrapposizione delle misure (PERIODO). Località dotate di misura pluviografica (*) e termometrica (°).



SIMN con quelli dell'ARPA Piemonte, l'attenzione è stata rivolta alla caratterizzazione degli strumenti utilizzati dalle due reti, mettendo in evidenza le differenze di strumentazione, di metodi di registrazione ed acquisizione del dato.

Le stazioni SIMN sono di tipo meccanico e richiedono la presenza di un rilevatore per la raccolta dei dati. In tredici stazioni termometriche, sono presenti termometri a mercurio a lettura diretta, per i quali sia la lettura sia la trascrizione dei dati avviene in modo manuale. In due stazioni (Asti e Vercelli) sono presenti termografi: la registrazione in questo caso avviene su diagrammi cartacei, ritirati a cadenza settimanale e letti per la trascrizione manuale dei valori. Per quanto riguarda la misura delle precipitazioni, in una stazione (Piedicavallo) è presente un pluviometro standard (misurazione manuale giornaliera), mentre nelle restanti centraline sono installati pluviografi registratori, che richiedono una manutenzione settimanale per il cambio della carta diagrammale.

Nel caso delle misure dell'ARPA Piemonte, il principio di funzionamento del pluviografo è il medesimo di quello delle stazioni SIMN (vaschette basculanti), mentre il funzionamento del termometro è completamente elettronico; l'acquisizione delle misure avviene per entrambi i sensori in teletrasmissione da stazioni automatiche.

I dati acquisiti dalle due reti di rilevamento possono essere affetti da errori di tipo diverso a causa delle differenze strumentali. Quelli della rete manuale possono contenere errori di acquisizione, legati alla strumentazione, errori nella fase di trascrizione manuale dei dati e nel successivo passaggio degli stessi dal formato cartaceo a quello digitale.

I dati dell'ARPA, invece, possono contenere errori di acquisizione, generalmente individuati tramite un controllo automatico che attribuisce un "flag di validazione" a ciascun valore.

Per ciascuna località sono state reperite informazioni dettagliate sulle stazioni appartenenti alle due reti; nella figura 3 è riportato un esempio relativo alle due

Località	Stazione SIMN			Stazione ARPA			D (m)	DFQ (m)	Periodo
	QUOTA m	UTM X	UTM Y	QUOTA m	UTM X	UTM Y			
Ala di Stura (TO) * °	1006	367642	5019242	1006	367642	5019242	70	0	1993-2003(*) 1993-2001(°)
Alagna Valsesia (VC) * °	1215	417460	5078372	1196	417511	5080844	2500	19	2001-2002(*) 2002(°)
Asti (AT) *	158	436824	4972772	117	437873	4970662	2350	41	1988-2003(*)
Asti (AT) °	158	438418	4973351	117	437873	4970662	2750	41	1998-2003(°)
Bardonecchia (TO) *	1250	319738	4994608	1353	320334	4994017	800	97	1991-2003(*)
Biella (BI) * °	412	426739	5045683	405	426445	5045652	300	7	2001-2003(*)
Boves (CN) *	590	384393	4909628	575	385442	4910296	1240	15	1988-2003(*)
Bra (CN) * °	290	409097	4950593	285	409096	4950597	15	5	1993-2003(*)
Carcoforo (VC) *	1150	427726	5082210	1290	426444	5084376	2500	140	1997-2003(*)
Casale M.to (AL) * °	113	461081	4997950	118	461092	4997958	20	5	1988-2000(*) 1988-2001(°)
Ceresole Reale-L.Serrù (TO)*	2260	354237	5035974	2304	354620	5036811	920	44	1996-2003(*)
Cumiana (TO) * °	289	374387	4977836	327	373174	4980375	2800	38	1988-2003(*)
Lanzo (TO) *	540	381242	5014181	580	381885	5016336	2200	40	1989-1999(*)
Locana-L. Valsoera (TO) * °	2410	374688	5038439	2365	374477	5038301	250	45	1987-2003(*) 1990-2003(°)
Luserna S. Giovanni (TO) * °	478	361760	4963903	475	361006	4963859	760	3	1988-2003(*)
Mondovì (CN) *	440	405721	4916811	422	405350	4916698	390	18	1993-2003(*)
Oropa (BI) * °	1180	420669	5053279	1186	420668	5053282	5	6	1991-2002(*) 1990-2002(°)
Piedicavallo (BI) * °	1050	418643	5060320	1040	418813	5060264	180	10	1996-2003(*)
Salbeltrand (TO) *	1031	335169	4994110	1010	334301	4993216	1250	21	1991-2002(*)
Sparone (TO) *	635	385988	5031068	550	386141	5029706	1400	85	2001-2003(*)
Susa (TO) *	510	346442	5000250	520	347088	5000758	820	10	1991-2003(*)
Torino (TO) * °	270	395249	4992056	240	395608	4992819	850	30	1990-2003(*)
Tricerro (VC) *	140	447348	5009424	139	447480	5009461	140	1	2001-2003(*)
Usseglio - Malciaussia (TO) * °	1813	354308	5007748	1800	354672	5007898	395	13	2000-2003(*)
Valprato Soana-Piamprato (TO)*	1550	388914	5045582	1555	388706	5045997	465	5	1993-1999(*)
Varallo Sesia (VC) * °	453	441708	5073912	470	443670	5074457	2040	17	1989-2003(*)
Vercelli (VC) * °	135	319738	4994608	132	452237	5019386	1360	3	1994-2003(*)

Fig. 2

centraline site ad Ala di Stura. L'ubicazione delle stazioni meteorologiche di ciascun sito è visualizzabile anche su cartografie a diverso dettaglio (Fig. 4). La documentazione fotografica di ogni stazione meteorologica completa il quadro delle informazioni raccolte (Figg. 5 e 6).

Metodologia di confronto tra le serie di dati delle due reti meteorologiche

Per quanto riguarda i dati di temperatura, sono state prese in considerazione le serie dei dati giornalieri delle minime e delle massime. Per ciascuna coppia di stazioni si è proceduto al calcolo delle differenze tra i valori delle due serie, nel seguente modo:

(1)

$$TSIMN - TARPA = \text{serie delle differenze delle T}$$

Dalle serie delle differenze, al fine di eliminare l'influenza dei valori estremi, sono stati rimossi i valori esterni all'intervallo tra il valore medio della distribuzione ± 2 deviazioni standard (Acquaotta, ined.).



Fig. 3 - A titolo di esempio sono riportate le caratteristiche e l'ubicazione delle due stazioni meteorologiche installate ad Ala di Stura.

Ala di Stura	Stazione SIMN	Stazione ARPA
Nome e codice stazione	Ala di Stura	Ala di Stura (cod. 205)
Comune	Ala di Stura (TO)	Ala di Stura (TO)
Località	Centro Piansoletti	Vivaio Forestale la Fabbrica
Bacino	Stura di Lanzo	Stura di Lanzo
Quota	970 m s.l.m.	1006 m s.l.m.
Latitudine	45° 18' N	45° 18' 48" N
Longitudine	5° 09' W M.M.	07° 18' 41" E
Coordinata UTM X	367576	367642
Coordinata UTM Y	5019226	5019242
Misura precipitazioni (inizio - tipo sensore)	1985 - pluviografo	22/07/1993 - pluviografo
Misura precipitazioni (fine funzionamento)	2004	Attiva
Misura temperature (inizio - tipo sensore)	1933 - termometro	22/07/1993 - termografo
Misura temperature (fine funzionamento)	2001	Attiva
Distanza tra le due stazioni	70 m	
Differenza di quota tra le due stazioni	36 m	
Periodo di sovrapposizione P	Fine 1993 - 2003	
Periodo di sovrapposizione T	Fine 1993 - 2001	

Tabelle di pagina 23

Fig. 7 - Risultati del confronto tra le due serie giornaliere delle temperature massime. In scuro sono evidenziate le località in cui la misura di temperatura del SIMN è risultata superiore a quella dell'ARPA, in chiaro i casi contrari. I valori in rosso costituiscono la minima e la massima differenze ottenute.

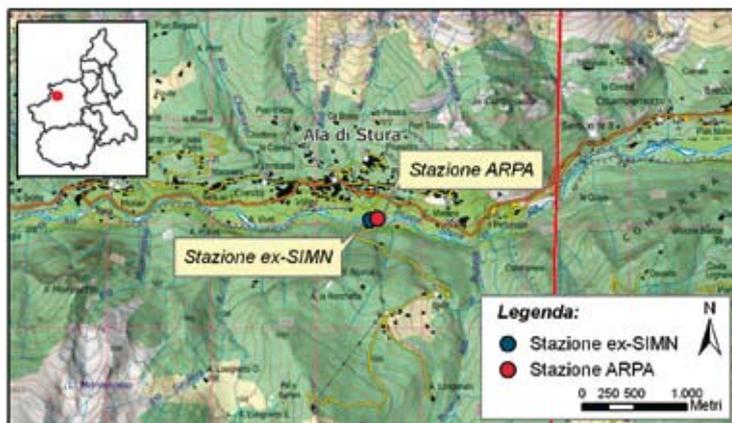
Fig. 8 - Risultati del confronto tra le due serie giornaliere delle temperature minime. In scuro sono evidenziate le località in cui la misura di temperatura del SIMN è risultata superiore a quella dell'ARPA, in chiaro i casi contrari. I valori in rosso costituiscono la minima e la massima differenze ottenute.

Fig. 4 - Carta della localizzazione delle due stazioni meteorologiche di Ala di Stura.

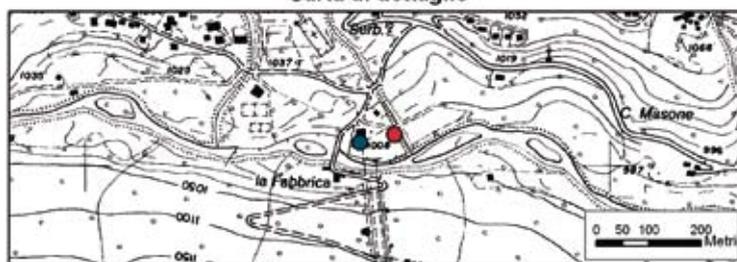
Fig. 5 - Stazione meteorologica SIMN di Ala di Stura (foto: ARPA Piemonte).



Stazioni Meteorologiche di Ala di Stura (TO)



Carta di dettaglio



Sulle nuove serie di dati così ottenute, sono stati applicati il test di Student (T-test) e di Kolmogorov-Smirnov (KS-test). Il primo è un test parametrico sul valor medio che si applica a campioni con distribuzione normale; l'ipotesi che si vuole dimostrare è che i due campioni derivino da popolazioni aventi la stessa media. Il secondo è un test non parametrico, che si applica anche in casi in cui non è nota

la distribuzione del campione; esso valuta l'omogeneità di due campioni, ossia individua se i due campioni provengono dalla stessa popolazione. Conclusa l'analisi sui dati giornalieri si è proceduto al calcolo dei valori mensili, annuali e stagionali; l'aggregazione dei dati mensili è avvenuta in presenza di almeno l'80% dei dati giornalieri (Klein Tank et al., 2002).

Per quanto riguarda le precipitazioni, in accordo con la letteratura scientifica nazionale (Biancotti & Mercalli, 1990) e internazionale (Wijngaard et al., 2003), il confronto tra le serie dei dati è stato svolto sui totali mensili, per ovviare al fatto che la pioggia è una grandezza discontinua, che a livello giornaliero assume spesso valore nullo.

Anche in questo caso, nel calcolo dei valori mensili sono stati considerati solo i mesi con almeno l'80% dei dati giornalieri (Klein Tank et al., 2002).

I valori di precipitazione mensile sono stati confrontati tra loro, calcolandone il rapporto:

$$R = \frac{\text{Pioggia [SIMN]}(\text{mensile})}{\text{Pioggia [ARPA]}(\text{mensile})}$$

Dalla serie dei rapporti sono state eliminate le code della distribuzione, individuando come soglie i valori dei quantili 0,02 e 0,98. In seguito, sono stati applicati i test statistici, citati precedentemente, che, richiedendo la presenza di un minimo di 36 valori nella serie, hanno ridotto a 21 i siti studiati.

I dati sono quindi stati aggregati e confrontati a livello annuale e stagionale.

RISULTATI OTTENUTI DAL CONFRONTO DEI DATI DI TEMPERATURA

I risultati sono riportati in tabelle riassuntive (Figg 7 e 8). Il coefficiente di correlazione risulta sempre elevato, superiore a 0,85, in quanto, nonostante le eventuali differenze tra i valori, entrambe le serie registrano contemporaneamente aumenti o diminuzioni di temperatura. Al contrario, le applicazioni dei test statistici forniscono in tutti i casi valori inferiori a 0,50,

rivelando che in tutte le località esistono differenze statisticamente significative tra i valori delle due serie, sia per temperature massime, che per quelle minime.

Per quanto riguarda le temperature massime, si sono verificati 7 casi su 15 in cui la temperatura media massima delle stazioni SIMN è risultata maggiore rispetto a quella calcolata sui dati delle stazioni dell'ARPA (evidenziato in figura 7); viceversa nelle altre 8 località; anche per le temperature minime si è osservata una situazione di equilibrio (figura 8).

Questi risultati portano ad escludere la presenza di errori costanti di tipo strumentale nelle stazioni dei due differenti Enti, scartando dunque l'ipotesi che gli strumenti di uno stesso Ente sovrastimino o sottostimino costantemente le misure

rispetto a quelli dell'altro.

Per le temperature massime, la differenza più elevata ottenuta dal confronto è stata riscontrata nella località di Piedicavallo, con un valore medio di circa 2 °C, ben visibile graficamente (Fig. 9).

La differenza minima (di 0,03 °C) è stata registrata tra le stazioni di Alagna Valsesia; nonostante il valore medio sia molto prossimo allo zero, l'uguaglianza tra i dati è stata riscontrata solo nel 2% dei casi, mentre la percentuale più elevata (68%) si riferisce ai casi in cui la stazione SIMN ha misurato un valore più elevato della stazione ARPA e il restante 30% rappresenta la situazione inversa. Un risultato molto simile è stato ottenuto nella località di Locana, in cui la differenza media su tutto il periodo è di 0,05 °C e si riferisce a



Fig. 6 - Stazione meteorologica ARPA di Ala di Stura (foto: ARPA Piemonte, Banca Dati Meteorologica 1990-2003, cd).

Fig. 9 - Temperature medie massime annuali di Piedicavallo, dove si è ottenuta la massima differenza tra le temperature massime giornaliere dei due strumenti.

Fig. 10 - Temperature medie massime annuali di Locana in cui è stata riscontrata la differenza minima tra le temperature massime giornaliere dei due strumenti.

Località	Temperature massime			
	Diff [(SIMN)-ARPA] (°C)	T-test	K-test	Coeff corr
Ala di Stura (TO)	0,28	<0,01	<0,01	0,91
Alagna Valsesia (VC)	0,03	0,01	0,03	0,88
Asti (AT)	-0,41	<0,01	0,05	0,99
Biella (BI)	-0,33	<0,01	0,53	0,98
Bra (CN)	0,60	<0,01	0,12	0,99
Casale Monferrato (AL)	0,51	<0,01	<0,01	0,99
Cumiana (TO)	-1,21	<0,01	<0,01	0,98
Locana - L. Valsoera (TO)	0,05	0,40	<0,01	0,80
Luserna S. G. (TO)	-0,70	<0,01	<0,01	0,96
Oropa (BI)	-0,52	<0,01	0,02	0,87
Piedicavallo (VC)	1,95	<0,01	<0,01	0,97
Torino (TO)	-0,67	<0,01	<0,01	0,99
Usseglio -Malciaussia (TO)	-0,09	0,39	0,00	0,88
Varallo Sesia (VC)	0,50	<0,01	<0,01	0,97
Vercelli (VC)	-1,01	<0,01	<0,01	0,99

Fig. 7

Località	Temperature minime			
	Diff [(SIMN)-ARPA] (°C)	T-test	KS-test	Coeff corr
Ala di Stura (TO)	1,80	<0,01	<0,01	0,95
Alagna Valsesia (VC)	0,54	<0,01	0,03	0,95
Asti (AT)	0,35	<0,01	0,03	0,99
Biella (BI)	-1,08	<0,01	0,06	0,98
Bra (CN)	-0,30	<0,01	0,45	0,99
Casale Monferrato (AL)	-1,23	<0,01	<0,01	0,99
Cumiana (TO)	-0,29	<0,01	<0,01	0,97
Locana - L. Valsoera (TO)	-0,02	0,30	<0,01	0,95
Luserna S. G. (TO)	3,95	<0,01	<0,01	0,96
Oropa (BI)	0,60	<0,01	<0,01	0,59
Piedicavallo (VC)	-0,19	<0,01	<0,01	0,98
Torino (TO)	0,89	<0,01	<0,01	0,99
Usseglio -Malciaussia (TO)	-1,80	<0,01	<0,01	0,95
Varallo Sesia (VC)	2,44	<0,01	<0,01	0,97
Vercelli (VC)	0,52	<0,01	<0,01	0,99

Fig. 8

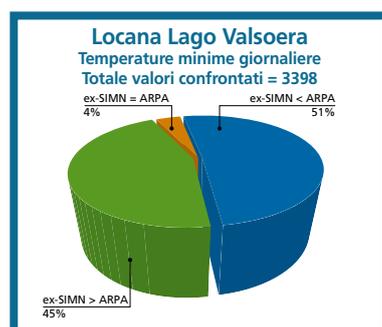
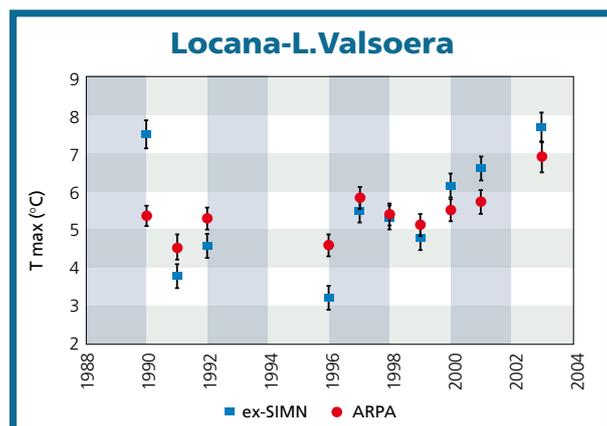
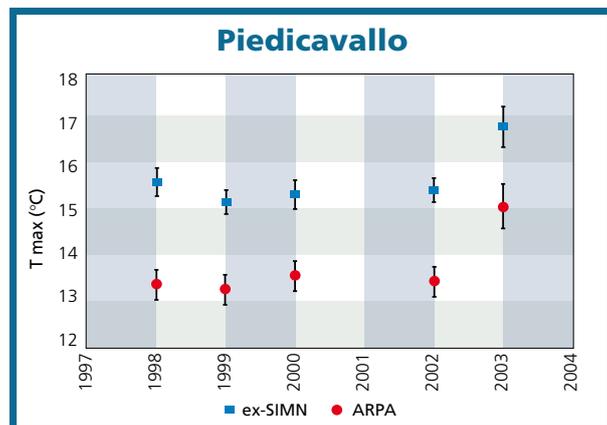


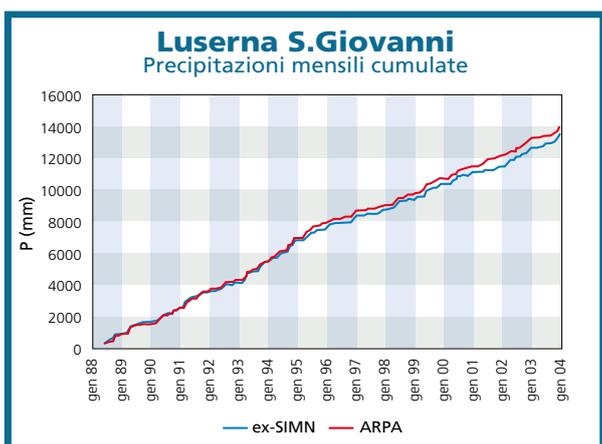
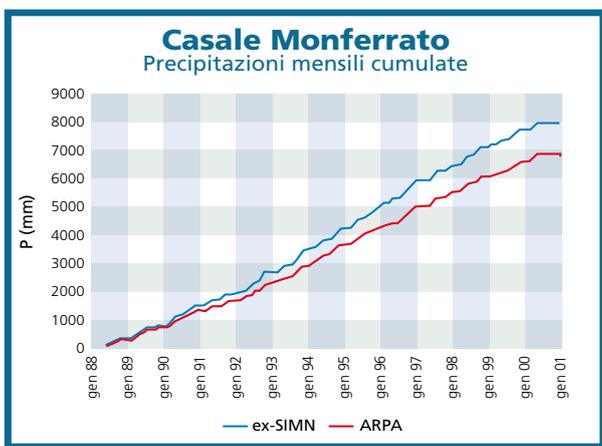
Fig. 11 - Percentuali dei casi in cui gli strumenti del SIMN e quelli dell'ARPA hanno misurato gli stessi valori di temperatura massima o minima (in arancione) e casi in cui le misure dello strumento dell'-SIMN sono risultate inferiori o superiori rispetto agli strumenti dell'ARPA.

Località	Rapp [Ex-SIMN/ARPA] (mm)	K-S test	Coeff. Corr.
Ala di Stura (TO)	1,14	0,93	0,94
Alagna Valsesia (VC)	*	*	*
Asti (AT)	*	*	*
Bardonecchia (TO)	1,04	0,99	0,95
Biella (BI)	*	*	*
Boves (CN)	1,27	0,07	0,91
Bra (CN)	1,28	0,45	0,95
Carcoforo (VC)	1,21	0,44	0,97
Casale Monf. (AL)	1,31	0,35	0,95
Ceresole Reale (TO)	1,03	1,00	0,93
Cumiana (TO)	1,06	0,86	0,92
Lanzo (TO)	0,80	0,70	0,95
Locana – L. Valsoera (TO)	1,37	0,12	0,91
Luserna S.G. (TO)	1,02	0,78	0,93
Mondovì (CN)	1,15	0,48	0,94
Oropa (BI)	1,22	0,62	0,99
Piedicavallo (VC)	1,02	1,00	0,98
Salbertrand (TO)	1,06	0,69	0,92
Sparone (TO)	*	*	*
Susa (TO)	1,03	0,99	0,97
Torino (TO)	0,96	0,85	0,98
Tricerro (VC)	*	*	*
Usseglio – Malciaussia (TO)	0,97	0,91	0,97
Valprato Soana (TO)	1,05	0,84	0,86
Varallo Sesia (VC)	1,09	0,96	0,95
Vercelli (VC)	1,06	0,97	0,95

Fig. 12 - Risultati del confronto tra le serie delle precipitazioni mensili. Sono evidenziate in chiaro le località nelle quali si è ottenuto un buon andamento tra le precipitazioni (differenza minore del 10% e K-S test maggiore di 0,50). * Dati non presenti, perché il periodo di confronto è inferiore a 3 anni, ossia inferiore a 36 valori.

Fig. 13 - Precipitazioni mensili cumulate di Casale Monferrato, in cui il confronto tra le due serie di dati non ha fornito buoni risultati.

Fig. 14 - Precipitazioni mensili cumulate di Luserna S. Giovanni, in cui il confronto tra le due serie di dati ha fornito buoni risultati.



un periodo di confronto più lungo rispetto al caso precedente; la differenza non è costante e raggiunge elevate differenze a livello mensile (Fig. 10, ad esempio l'anno 1990) e ancora di più scendendo nel dettaglio giornaliero, in cui solo il 4% dei dati rivelano eguaglianza tra il valore del SIMN e quello dell'ARPA (Fig. 11). Ciò spiega il motivo per cui i test statistici indicano che in tutte le località le due serie di valori di temperatura sono statisticamente differenti tra di loro.

Per le temperature minime la differenza più elevata è stata riscontrata a Luserna S. G. e raggiunge un valore ancora più elevato (pari a 4 °C) rispetto a quello delle temperature massime; la minima differenza si riferisce ancora alla località di Locana, con un valore prossimo allo zero, che a livello giornaliero corrisponde però a un'uguaglianza tra le due serie di valori pari solo all'1%.

Sono state ricercate le cause di discordanza tra le misurazioni termometriche; tal-

volta è risultata imputabile alla loro diversa ubicazione geografica. Infatti, in alcune località (Alagna Valsesia, Asti, Luserna S. G. e Varallo Sesia) uno strumento è posto nei pressi del centro abitato del paese e l'altro invece risulta posizionato in un luogo più aperto. Questo giustifica l'elevata differenza tra le misure delle temperature minime e il minor valore riscontrato tra le temperature massime nella stagione invernale. Un altro esempio, legato a fattori geografici di tipo naturale, è quello riferito alla località di Usseglio: la stazione del SIMN è posta vicino al Lago di Malciaussia e misura temperature minime e massime inferiori rispetto alla stazione ARPA, posta a maggiore distanza dal lago. In altri casi, invece, la discordanza tra i valori è dovuta esclusivamente alla diversa strumentazione, poiché i sensori sono posti a pochi metri di distanza uno dall'altro (Ala di Stura, Biella, Bra, Casale M.to, Oropa, Piedicavallo, Torino e Vercelli).

RISULTATI OTTENUTI DAL CONFRONTO DEI DATI DI PRECIPITAZIONE

Nella maggior parte delle località confrontate, esattamente in 18 di esse, è risultato essere lo strumento SIMN a misurare una quantità di pioggia più elevata; soltanto in 3 località (Asti, Lanzo e Torino) si è verificata la situazione opposta (Fig. 12).

Il confronto tra le serie ha consentito di individuare 12 località in cui si è riscontrata una differenza tra i dati non significativa dal punto di vista statistico.

Il rapporto medio tra le precipitazioni dei due strumenti risulta essere compreso tra 0,90 e 1,10, indicando che tra i totali di precipitazione mensile esiste una differenza inferiore al 10%.

L'applicazione del test statistico di Kolmogorov-Smirnov conferma che per queste 12 località le due serie di dati possono essere considerate omogenee, derivanti dalla stessa popolazione. A titolo di esempio, si riportano due grafici che illustrano e confrontano tra loro le due diverse situazioni ottenute: il caso in cui il confronto tra i dati non ha fornito buoni risultati, come a Casale Monferrato, in cui

i valori di precipitazione differiscono per più del 30% (Fig. 13) e il caso di una delle località, quella di Luserna S. Giovanni, la cui differenza tra le due serie è minore del 10% (Fig. 14). Per quest'ultima località si è infatti ottenuto un rapporto medio di 1,02; anche i singoli rapporti annuali sono prossimi al valore 1, ad eccezione di un solo valore, riferito all'anno 2001, che se ne discosta molto e raggiunge il valore di 0,50 (Fig. 15). In casi come questo, si è cercato di indagare sulla causa, prendendo in considerazione i dati giornalieri di pioggia e confrontandoli con quelli delle stazioni limitrofe. Per Luserna S. G. sono stati quindi utilizzati i dati della stazione di Pinerolo e si è constatato il malfunzionamento dello strumento del SIMN, per un lungo periodo del 2001 (Fig. 16).

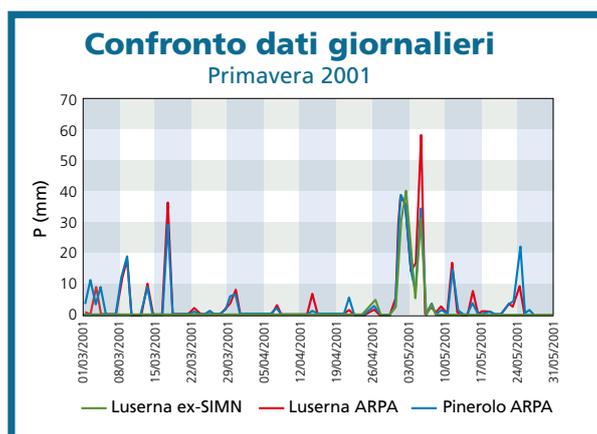
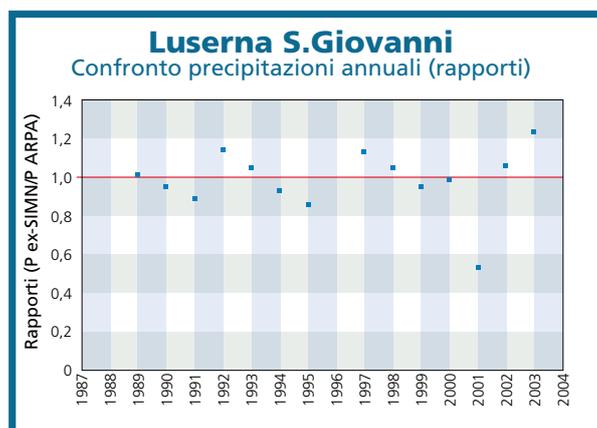
CONCLUSIONI

Al termine di questo studio di confronto tra le serie meteorologiche delle stazioni del SIMN con quelle dell'ARPA, si conclude che in tutte le località la differenza tra le serie delle temperature è significativa. Per quanto riguarda le precipitazioni, invece, 12 delle 26 località assumono differenze non statisticamente significative. Per tali siti è stata valutata la possibilità di raccordare le serie di valori, creando una continuità tra le serie di dati provenienti

dalle due differenti reti di monitoraggio. È stato quindi individuato un possibile "anno di unione" tra le due serie (Fig. 17), che permetta di avere a disposizione un periodo più lungo e completo. A titolo di esempio, si illustra graficamente un caso di raccordo tra le due serie di dati di precipitazione, riferito alla località di Cumiana (Fig. 18).

Il possibile punto di unione è stato valutato analizzando, per il periodo di sovrapposizione, le lacune dei dati di entrambe le stazioni e selezionando la serie con le minori interruzioni. Grazie ai risultati ottenuti dal confronto, è stato possibile anche individuare dei casi di malfunzionamento delle stazioni.

Questo lavoro mette in luce la difficoltà effettiva di paragonare serie di dati misurate da stazioni meteorologiche appartenenti a differenti reti di monitoraggio e l'errore che si verrebbe a commettere se si unissero semplicemente le due serie, senza prima aver effettuato adeguati confronti nei periodi di sovrapposizione di funzionamento. Tali errori si ripercuoterebbero sull'analisi climatica e in particolare modo sull'individuazione dei trend che, anche se calcolati su serie di lunga durata, indicherebbero valori non corretti. Il dato esatto verrebbe infatti nascosto da variazioni di natura non climatica.



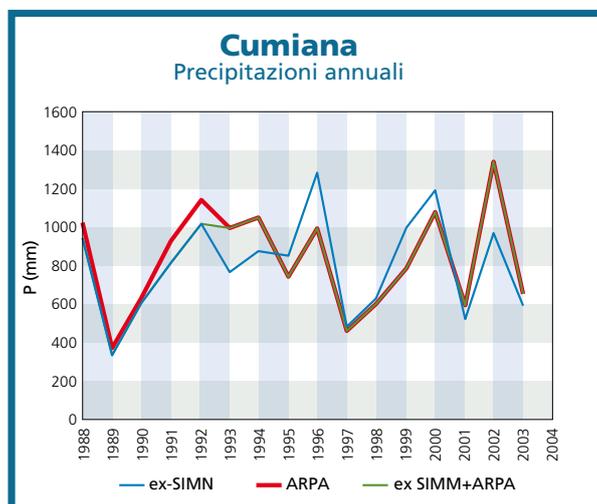
Località	Anno
Bardonecchia (TO)	2002
Ceresole Reale (TO)	1999
Cumiana (TO)	1993
Luserna S.G. (TO)	1988
Salbertrand (TO)	1995
Susa (TO)	1997
Torino (TO)	2004
Usseglio-Malciaussia (TO)	2002
Valprato Soana (TO)	1999
Piedicavallo (VC)	2003
Varallo Sesia (VC)	1998
Vercelli (VC)	2003

Fig. 15 - Risultati ottenuti nel calcolo dei rapporti annuali tra i dati di precipitazione di Luserna S. Giovanni.

Fig. 16 - Confronto tra i dati giornalieri di pioggia di Luserna S. Giovanni e di Pinerolo.

Fig. 17 - Anno di possibile unione tra le serie appartenenti ai due Enti e situate nella stessa località.

Fig. 18 - Le due serie di precipitazioni annuali di Cumiana e la serie che ne rappresenta la loro unione.



Bibliografia

- Acquavota F. (ined.) - Analisi statistica e climatica delle stazioni meteorologiche termo-pluviometriche di Torino, Asti, Vercelli e Oropa. Tesi di laurea in Fisica Ambientale e Biomedica, Università degli Studi di Torino, a.a. 2005/2006, pp. 185.
- ARPA PIEMONTE - Banca Dati Meteorologica 1990-2003, cd.
- Biancotti A., Mercalli L. (1990) - Variazioni climatiche nell'Italia nord-occidentale. Memorie della Società Geografica Italiana, volume XLVI.
- Galeotti P. (1984) - Elementi di probabilità e statistica. Editrice Universitaria Levrotto & Bella Torino, pp. 359.
- Klein Tank A. M., Wijngaard J. B., Konnen G. P., Bohm R., Demaree G., Gocheva A., Miletta M., Pashiardis S., Hejrlilik L., Kern-Hansen C., Heinno R., Bessemoulin P., Muller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Palsdottir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A. F. V., Forland E., Mieties M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Antonio Lopez J., Dahlstrom B., Moberg A., Kircho-

fer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L. V. And Petrovic P. (2002) - Daily dataset of 20TH-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. Int. J. Climatol., 22, 1441-1453.

■ MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI CONSIGLIO SUPERIORE, SERVIZIO IDROGRAFICO (1976) - Elenco delle stazioni termopluviometriche del Servizio Idrografico Italiano (situazione al 1970). Pubblicazione n. 27, Roma, Istituto Poligrafico dello Stato Libreria.

■ PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI - SERVIZIO IDROGRAFICO E MAREOGRAFICO NAZIONALE (1997) - Norme tecniche per la raccolta e l'elaborazione dei dati idrometeorologici. Parte I - Dati meteorologici a fini idrologici. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

■ SIMI (SERVIZIO IDROGRAFICO E MAREOGRAFICO ITALIANO) - UFFICIO COMPARTIMENTALE DI PARMA (1990) - Bacino Idrografico del Fiume Po: Inventario delle stazioni di misura.

■ WIJNGAARD J. B., KLEIN TANK A. M. G., KONNEN G. P. (2003) - Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. Int. J. Climatol., 23, 679-692.

LA VARIABILTA' **CLIMATICA** NELL'ITALIA NORDOCCIDENTALE

Analisi statistica di temperature e precipitazioni giornaliere su Piemonte e Valle d'Aosta nella seconda metà del XX secolo

**Christian Ronchi,
N. Ciccarelli**
ARPA Piemonte, via S. Pio VII 7,
10135 Torino, Italia

**J. von Hardenberg,
Provenzale**
ISAC-CNR, Corso Fiume 4,
I-10133 Torino, Italia

I prolungati periodi siccitosi e le ondate di calore che si sono verificate nel nord-ovest italiano negli anni recenti, unite alle previsioni dei modelli climatologici riguardo all'aumento della probabilità di eventi siccitosi ed estremi nell'area Mediterranea, inducono a studiare attentamente la climatologia di precipitazioni e temperature in questa regione. Sulla base di tali motivazioni si è analizzato un ampio insieme di serie storiche di precipitazioni e temperature giornaliere, registrate da una densa rete di stazioni meteorologiche nel periodo dal 1952 al 2002. Le disomogeneità nella distribuzione spaziale e temporale delle stazioni di misura sono state accuratamente considerate adottando criteri e metodologie statistiche per il controllo di qualità del dato ed applicando metodi di tipo Monte Carlo per stimare gli errori di campionamento e per definire la significatività dei risultati.

I risultati delle analisi statistiche hanno evidenziato un incremento di circa 1 °C delle temperature medie durante il periodo di studio. L'aumento è più pronunciato per le temperature massime giornaliere in inverno ed in estate. Al contrario, le serie storiche di precipitazioni non mostrano alcuna tendenza significativa negli ultimi 50 anni. Inoltre si sono studiate le proprietà statistiche delle fluttuazioni interannuali di temperatura e precipitazione e si è quantificata la loro correlazione con i principali pattern atmosferici a larga scala quali l'Oscillazione Nord Atlantica (NAO), lo Scandinavian pattern (SCAN) e il blocco Europeo. I dati indicano una correlazione significativa dello Scandinavian pattern con il clima del nord-ovest italiano: in particolare la sua fase positiva determina un incremento delle precipitazioni ed una diminuzione delle temperature massime in autunno ed in estate. Contemporaneamente i frequenti episodi di blocco sull'Europa settentrionale producono un aumento delle precipitazioni autunnali ed estive sull'area di studio.



Fig. 4 - Statistiche di precipitazione standardizzata mediata annualmente e su tutte le stazioni.
 a) *Precipitazione media;*
 b) *intensità di precipitazione;*
 c) *percentuale di giorni secchi in un anno.*
 Le bande bianche indicano intervalli di confidenza ottenute con il metodo del jack-knife.

Fig. 5 - Trend lineari pesati di precipitazione media annua, delle stazioni con almeno 25 anni di dati validi, in funzione della latitudine delle stazioni. I trend (non) significativi sono evidenziati dal pallino pieno (vuoto).

Fig. 1 - Distribuzione delle stazioni sul territorio di Piemonte e Val d'Aosta, utilizzate in questo lavoro: in rosso le stazioni provviste di termometri, in blu le stazioni provviste di pluviometri.

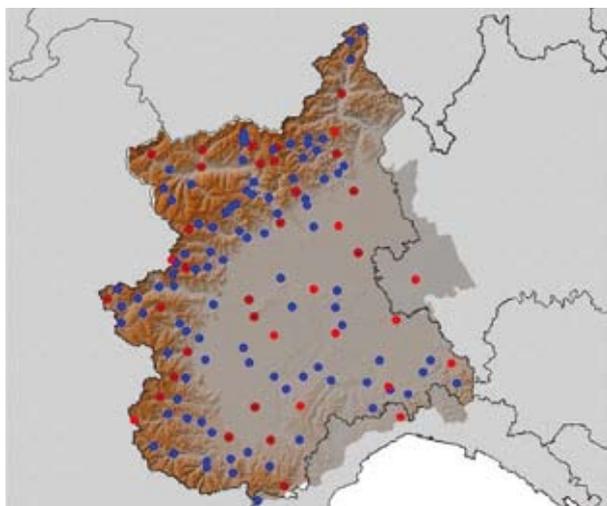
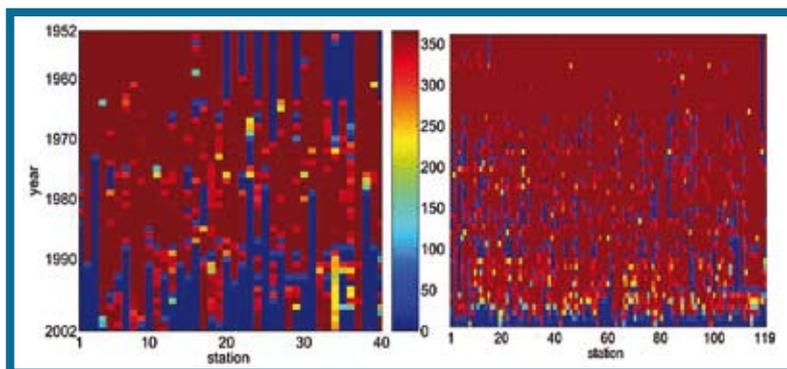


Fig. 2 - Numero di giorni con dati per ciascuna stazione per ogni anno nel periodo in esame (1952-2002), rispettivamente per le temperature medie (a sinistra) e per le precipitazioni (a destra).



INTRODUZIONE

Lo studio della variabilità climatica su scala regionale, è un elemento di raccordo essenziale nella ricerca climatologica globale. Parallelamente, il cambiamento del clima passato e presente, ha un impatto significativo su molteplici aspetti sia ambientali sia legati alle attività umane. Il clima in contesto alpino è contraddistinto da una particolare variabilità spaziale che richiede reti di misura ad alta densità per essere studiato con accuratezza.

Le Alpi Europee e le loro vallate, inoltre, sono caratterizzate da una pericolosa combinazione di rischi idrogeologici potenzialmente elevati e da una intensa pressione antropica, che necessitano di una efficace valutazione quantitativa riguardo ai possibili impatti di Cambiamenti Climatici. L'area di interesse di questo lavoro, ossia l'Italia nord-occidentale (in particolare il Piemonte e la Valle d'Aosta) è esposta a flussi molto umidi provenienti dal Mediterraneo e una ampia porzione del suo territorio è in massima parte di tipo montano e collinare. Ne consegue che il carattere preminentemente orografico della precipitazione unito alla diffe-

rente esposizione dei versanti alpini ed alla presenza di numerose vallate strette, conduce ad una vasta gamma di differenti condizioni climatiche locali. (Beniston, 2005; Casty et al., 2005)

Una combinazione di questi fattori ha provocato, da sempre, eventi alluvionali nel Piemonte, fra i quali possiamo ricordarne due particolarmente intensi accaduti in anni recenti (1994 e 2000).

Come primo passo per stimare possibili cambiamenti futuri e i loro impatti, è essenziale determinare accuratamente la variabilità climatica passata e presente e la significatività di tendenze climatiche attraverso una rigorosa analisi statistica dei dati disponibili.

Tuttavia, utilizzando i dati di precipitazione e temperatura massima e minima registrati dalla rete di osservazioni al suolo ad alta densità spaziale e ben distribuita sul Piemonte e Val d'Aosta appartenenti alla rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) che ha raccolto dati meteoidrografici dal 1913 sino al 2002, è stato possibile analizzare e valutare la variabilità climatica nell'ultimo cinquantennio, in termini di tendenze sul lungo periodo e di fluttuazioni inter-annuali. I risultati sono stati quindi comparati con i valori forniti dal dataset di reanalisi ERA40 prodotto presso l'ECMWF (Uppala et al., 2005) dal quale si osserva un aumento della temperatura superficiale globale della terra nella seconda parte del XX secolo. Da notare che le serie storiche di dati termo-pluviometrici considerate nello studio regionale su Piemonte e Val d'Aosta, non sono state inserite nelle procedure di assimilazione di ERA40 e quindi i due dataset possono essere considerati indipendenti. In questo senso, la possibi-

lità di rilevare uno specifico segnale climatico (in termini di tendenza o frequenza) attraverso due differenti ma coerenti sistemi di misurazione è particolarmente significativa per attestare ulteriormente la solidità dei risultati derivanti dalle indagini statistiche.

DATI E METODOLOGIE

Per l'analisi dei dati si sono considerate 120 stazioni meccaniche e manuali con dati giornalieri di precipitazione e 40 stazioni meccaniche e manuali con dati sempre giornalieri di temperatura massima e minima nel periodo dal 1952 al 2002, distribuiti in modo uniforme sull'area di interesse (Fig. 1) e con una copertura temporale fitta per quanto riguarda le precipitazioni e che va diminuendo negli ultimi anni del periodo di studio (Fig. 2). E' stato quindi elaborato un sistema di controllo di qualità dei dati basato sulla comparazione di una singola stazione di misura con le 5 stazioni più vicine.

Nel dettaglio, ogni serie storica subisce i seguenti controlli:

- a)** Controlli logici, che garantiscono la coerenza del dato, ossia che i valori registrati non siano fisicamente impossibili o che la temperatura massima giornaliera non sia superiore alla minima;
 - b)** Controlli climatologici, tramite i quali si confrontano i singoli valori della serie con la climatologia della stazione stessa ed eventualmente con quelle vicine;
 - c)** Controlli temporali, onde evitare persistenze anomale di un singolo valore.
- I dati che non superano i controlli di qualità vengono quindi esclusi dalle analisi climatologiche.

Per quanto riguarda la valutazione della significatività dei risultati (tendenze e ricorrenze) sono state applicate due metodologie statistiche: la tecnica cosiddetta di tipo Monte Carlo, che consiste nel confronto del valore di trend calcolato effettivamente sulla serie storica in esame con quelli provenienti da un ensemble di 1000 serie storiche ottenute con rimescolamento casuale dei valori della serie storica originale (solo i trend che in valore assoluto superano i trend del 5%

delle serie casuali sono considerati significativi); un test classico di Mann-Kendall viene successivamente utilizzato per la compatibilità dei risultati.

TENDENZE DELLA PRECIPITAZIONE

Per le precipitazioni sono stati quantificati le tendenze relative a numerose statistiche (tabella di Fig. 3) sia su base annuale che stagionale. Le serie di precipitazione sono state standardizzate (sottraendo la media e dividendo per la deviazione standard del periodo considerato) per ogni stazione, al fine di eliminare la dipendenza con la quota della stazione di misura.

Da questi dati si sono ottenute diverse statistiche annuali, mediate su tutte le stazioni. In figura 4 è riportato, ad esempio, l'andamento nel tempo delle precipitazioni standardizzate medie annuali, dell'intensità di precipitazione (precipitazione mediata solo sui giorni piovosi) e la percentuale annuale di giorni senza precipitazione. Nessuna di queste serie mostra trend lineari significativi, come verificato attraverso un test di significatività di Monte Carlo ed attraverso il classico test di Mann-Kendall. Lo stesso risultato si ottiene considerando altre statistiche quali la lunghezza dei periodi secchi, la precipitazione cumulata negli eventi di precipitazioni o statistiche di estremi quali la massima lunghezza dei periodi secchi in un anno. Anche quando sono mediati su base stagionale i dati non mostrano trend significativi.

Si evidenzia, inoltre, che i trend delle statistiche di precipitazione mediate su tutte le stazioni siano molto deboli e non significativi con i metodi scelti. Tuttavia i trend significativi sulle singole stazioni (Fig. 5), mostrano una dipendenza dalla latitudine delle stazioni, confermata anche dallo studio delle componenti principali illustrato in seguito.

TENDENZE DELLA TEMPERATURA

La figura 6 mostra l'andamento nel tempo delle anomalie di temperatura minime

e massime annuali, mediate su tutte le stazioni. Un fit lineare conferma una tendenza positiva, che risulta statisticamente significativa, quantificabile in $0.023^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le temperature massime e in $0.011^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le minime. L'analisi stagionale (tabella di Fig. 7) rivela che queste tendenze significative sono associate principalmente con la stagione estiva e con quella invernale (quest'ultima solo per le massime). È stato verificato che tendenze significative comparabili a quelle medie sulla regione, sono riscontrabili anche con le serie storiche di temperatura di singole stazioni e che non vi è una dipendenza della magnitudo della tendenza, dalla quota della stazione.

Infine, queste tendenze positive caratterizzano in particolare l'ultima parte del periodo preso in esame, come è stato verificato confrontando medie su finestre temporali più corte. È interessante notare come questo aumento di temperature sia consistente anche con un set di dati di temperatura forniti dal progetto di ri-analisi ERA40 dell'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) negli stessi anni (Uppala et al., 2005), sui punti griglia che coprono l'area piemontese, trovando tendenze comparabili, anche quando considerati su base stagionale.

È importante notare che i dati della rete di misura considerata in questo lavoro non hanno mai fatto parte del ciclo di assimilazione utilizzato da ERA40. Le tendenze di temperatura positive trovate in area piemontese sono in buon accordo con aumenti di temperature massime e minime riportati nella regione alpina, nello stesso periodo (Beniston 2005).

Al fine di evidenziare maggiormente i cambiamenti nell'andamento della temperatura, le serie storiche sono state suddivise in tre periodi di 17 anni ciascuno. Come si vede in figura 6, le temperature medie della maggior parte delle stazioni sono significativamente più elevate nel periodo più recente (1986-2002).

Le tendenze positive riscontrate nell'Italia nord-occidentale risultano essere in buon accordo con l'incremento significativo di

temperature massime e minime calcolato per l'area alpina e riportato in studi analoghi (Beniston 2005, Bohm et al. 2001).

I risultati conseguiti attraverso la rete ad alta densità presente nell'area di interesse sono quindi direttamente confronta-

Fig. 3 - Valori medi delle principali statistiche calcolate sui dati di precipitazioni giornalieri.

Variabile	Valore medio
Precipitazione media	1090 mm/anno
Scarto quadratico	9.5 mm/giorno
Percentuale di giorni secchi all'anno	76.5%
Intensità media di precipitazione	12.7 mm/giorno
Lunghezza media dei periodi secchi	6.6 giorni
Lunghezza media dei periodi piovosi	
Volume medio di precipitazione nei periodi piovosi	24.6 mm

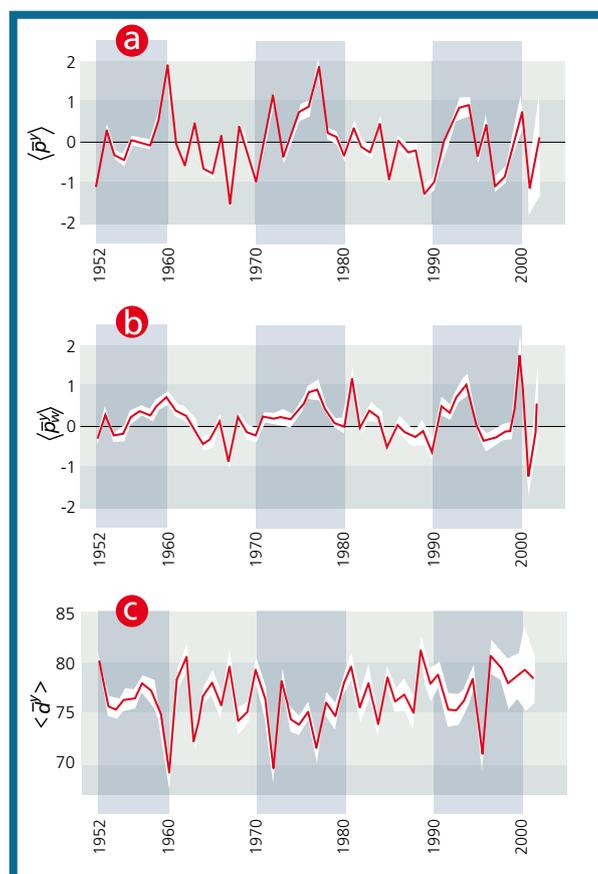


Fig. 4

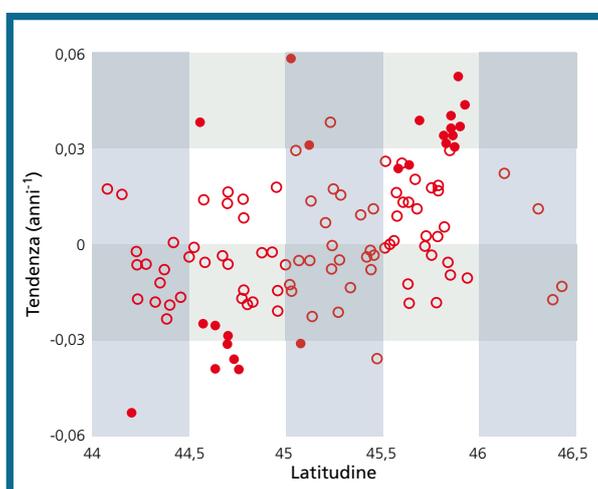


Fig. 5

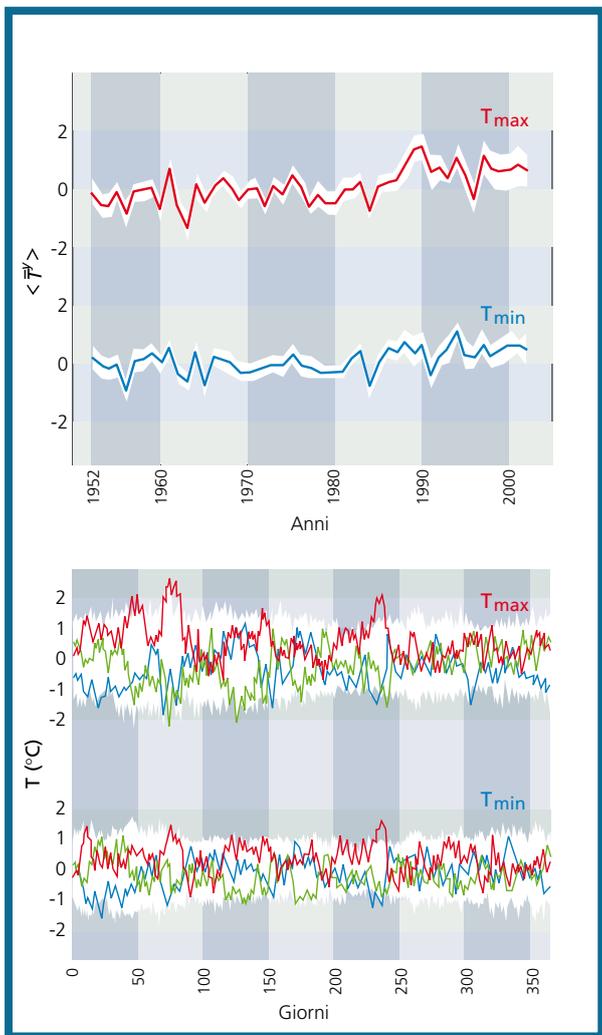


Fig. 7 - Anomalie di temperatura medie annuali su tutte le stazioni (a sinistra); temperature medie giornaliere in tre periodi, 1952-68 (blu), 1969-85 (verde), 1986-2002 (rosso) dopo aver rimosso la climatologia (a destra). Le bande grigie indicano un livello di confidenza del 95%.

Fig. 6 - Tendenze di temperatura media annua e stagionale rilevate su Piemonte e Val d'Aosta dal 1952 al 2002. Evidenziati in grassetto i trend significativi con confidenza del 95%.

Fig. 8 - Andamento temperature sulla base dei dati ERA40: trend lineari espressi in °C per anno delle temperature massime nel periodo 1958-2002 (a sinistra); anomalie medie in °C tra il periodo 1988-2002 e l'intero periodo 1958-2002 (a destra). Le zone bianche corrispondono a tendenze o aumenti statisticamente NON significativi

bi con i dati derivanti dalle re-analisi di ERA40. Per la temperatura in particolare, la figura 8 illustra come su tutta l'Europa occidentale e Settentrionale si è registrato un incremento della anomalia di temperatura media nel periodo 1986-2002, con tendenze positive significative in particolare sulle Alpi.

Calcolando le tendenze sui punti della griglia rappresentativi del nord ovest dell'Italia, si vede come i valori di incremento annuale e stagionale siano assolutamente compatibili con quelli ricavati a partire dalla rete piemontese (tabella di Fig. 9).

IL LEGAME CON PATTERN DI CIRCOLAZIONE A GRANDE SCALA

Alcuni pattern di circolazione a grande scala hanno un'influenza determinante sul clima regionale in area Mediterranea, grazie al loro controllo dell'afflusso di

	Anno	Inverno	Primavera	Estate	Autunno
Tmax [°C/anno]	0.023	0.036	0.015	0.023	0.017
Tmin [°C/anno]	0.011	0.018	0.010	0.012	0.008
	Anno	Inverno	Primavera	Estate	Autunno
Tmax [°C/anno]	0.017	0.025	0.022	0.024	-0.002
Tmin [°C/anno]	0.012	0.016	0.015	0.013	0.005

Fig. 6

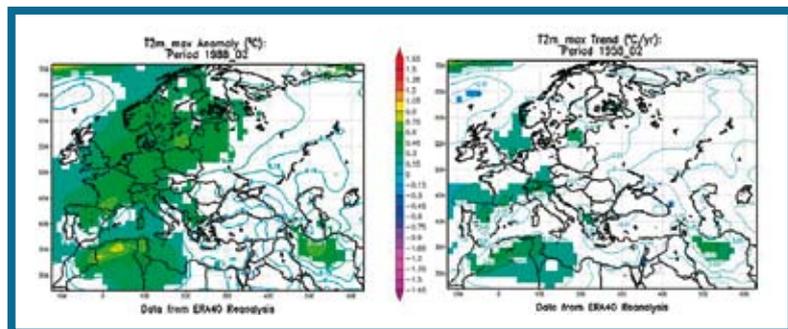


Fig. 8

		NAO	EA	SCA	EAWR	EAB	EB
Inverno	Tmax	0.67	0.36	-0.25	0.16	-0.53	-0.48
	Tmin	0.42	0.35	-0.03	0.12	-0.35	-0.39
	p	-0.31	0.21	0.30	-0.11	0.18	0.02
Primavera	Tmax	0.25	0.28	-0.55	0.24	-0.23	-0.31
	Tmin	0.27	0.47	-0.17	0.22	-0.33	-0.13
	p	0.03	0.14	0.32	-0.20	-0.21	0.26
Estate	Tmax	0.20	0.20	-0.54	0.04	0.11	-0.45
	Tmin	0.16	0.31	-0.50	-0.07	0.07	-0.39
	p	-0.02	-0.11	0.39	-0.02	-0.09	0.52
	Tmax	0.10	0.32	-0.57	0.03	0.06	-0.26
	Tmin	0.09	0.47	-0.16	0.03	-0.08	0.04
	p	-0.14	-0.09	0.60	-0.04	-0.11	0.35

Fig. 9

umidità atmosferica e delle traiettorie dei sistemi perturbati atlantici (Barnston and Livezey, 1987; Hurrell, 1995). Per tali ragioni, il passo successivo è stato quello di analizzare la correlazione, sulla base di medie stagionali, tra le serie di temperatura e precipitazione piemontesi con gli indici North Atlantic Oscillation (NAO), Scandinavian (SCAN), East Atlantic (EA) ed East Atlantic West Russia (EAWR) ottenuti da serie pubblicate dal NOAA Climate Prediction Centre (si veda p.es. Barnston e Livezey, 1987), e con gli indici di blocking atlantici ed europei EAB ed EB (Quadrelli et al., 2001). I risultati evidenziano una correlazione significativa tra le temperature nell'area di studio con il pattern EA su tutto l'arco dell'anno, mentre la NAO gioca un ruolo significativo, sia sulle temperature che sulle precipitazioni, solo nella stagione invernale. In altre stagioni,

la fase positiva dello SCAN porta a temperature basse ed un aumento di precipitazioni. Analogamente è stata riscontrata una correlazione significativa tra un'alta frequenza di blocking europeo (indice EB) con un aumento di precipitazioni in estate ed autunno e con temperature ridotte dall'inverno all'estate. Mentre questi risultati sono in accordo con l'influenza nota dei pattern di circolazione sul clima in area alpina, essi evidenziano un ruolo particolarmente interessante dei fenomeni di blocking e dello Scandinavian pattern per la variabilità climatica in area piemontese (tabella di Fig. 9).

ANALISI DELLE COMPONENTI PRINCIPALI

La variabilità spatio-temporale della precipitazione nell'area di studio è stata

quindi caratterizzata attraverso la tecnica della Analisi in Componenti Principali, al fine di identificare i principali pattern di variabilità climatica su base annuale e stagionale. La figura 10 riporta i due principali pattern EOF (Empirical Orthogonal Functions), significativi, risultanti dall'analisi annuale. Il primo pattern, che spiega il 56.4% della varianza totale, rappresenta una distribuzione quasi omogenea di precipitazioni, corrispondente ad una variabilità interannuale della precipitazione stessa, sincrona tra tutte le stazioni. Un simile risultato è stato riscontrato da Quadrelli et al. (2001) per l'intero arco alpino. La seconda EOF, che spiega il 9.8% della varianza totale, descrive un dipolo nord-sud con un'anomalia di precipitazione sull'area alpina del Piemonte e sulla Valle d'Aosta e con un'anomalia di segno opposto sulla parte meridionale dell'area di studio. Un'analisi della serie temporale della componente principale (PC) associata (la proiezione dei dati sulla seconda EOF) rivela come si sia passati, attorno alla seconda metà degli anni 80, ad una predominanza della fase negativa di questo pattern, corrispondente ad un aumento delle precipitazioni in area alpina ed ad una diminuzione sulle parti meridionali dell'area (Fig. 11).

L'analisi stagionale mostra che questo cambiamento è associato principalmente con la stagione primaverile. Una ulteriore analisi della correlazione della seconda PC con gli indici di circolazione a grande scala (tabella di Fig. 12), rivela che questo cambiamento può essere associato in

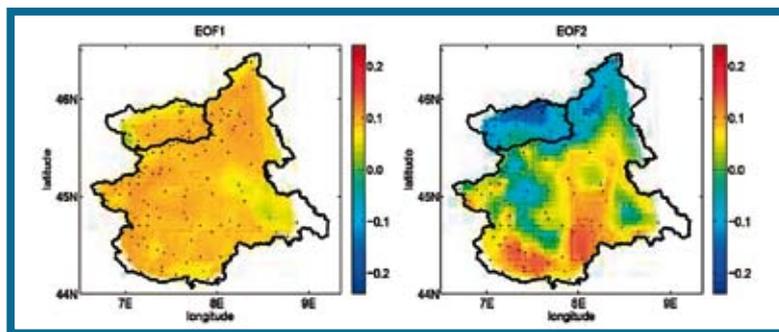


Fig. 10 - Pattern principali di precipitazione annuale, che spiegano rispettivamente il 56.4% e il 9.8 % di varianza di precipitazione.

modo significativo all'andamento dell'indice SCAN e dell'indice di blocking EB.

CONCLUSIONI

L'analisi statistica accurata dei dati giornalieri di temperatura e precipitazione ottenuti da una densa rete di misura in Italia nord-occidentale, riportata in questo lavoro, ha evidenziato un aumento significativo delle temperature medie di circa 1°C negli ultimi 50 anni del XX secolo, concentrato principalmente nei mesi invernali ed estivi. Questo trend è in accordo con dati di temperatura indipendenti ottenuti dall'archivio di ri-analisi ERA40. L'assenza di tendenze significative nelle statistiche di precipitazione risulta inoltre in accordo con risultati analoghi per l'intero arco alpino (Beniston, 2005) e sull'Italia (Brunetti, 2000).

Nel loro complesso questi risultati, una tendenza positiva nelle temperature estive e l'assenza di tendenze di precipitazione, suggeriscono un aumento delle condizioni di aridità nell'area in esame. Analogamente, la tendenza positiva rilevata per le temperature invernali è strettamente legata ad una riduzione della copertura nevosa negli ultimi anni nelle

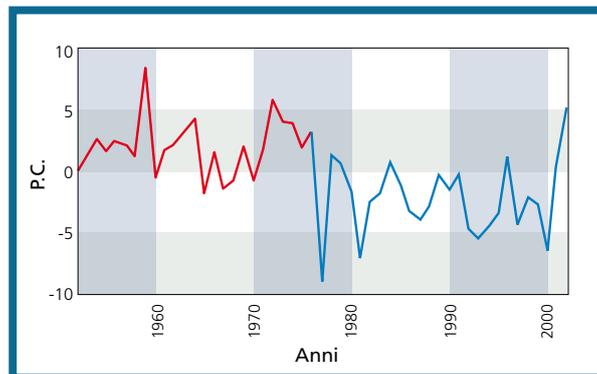


Fig. 11 - Serie temporale della seconda Componente Principale dei dati di precipitazione mediati sull'anno.

	NAO	EA	SCAN	EAWR	EAB	EB
Inverno	-0.01	-0.19	0.32	-0.05	0.14	0.52
Primavera	0.02	-0.43	0.33	-0.01	-0.14	0.57
Estate	0.47	-0.27	0.23	0.04	-0.02	0.33
Autunno	0.21	-0.24	0.01	0.26	-0.10	0.22

Alpi (Jacobson et al., 2004).

Sono state identificate correlazioni significative di alcuni pattern di circolazione a grande scala con la variabilità climatica regionale. Il NAO gioca un ruolo solo in inverno, con fasi positive che portano ad inverni caldi poco piovosi. Si rileva una correlazione significativa tra la presenza frequente di blocking sulla penisola scandinava e di fasi positive dello Scandinavian pattern con incrementi nella precipitazione, particolarmente in autunno, ed una diminuzione delle temperature massime.

Fig. 12 - Correlazione della serie storica della seconda componente principale di precipitazione con i principali indici di circolazione a larga scala (evidenziate in grassetto le correlazioni significative con confidenza del 95%).

BIBLIOGRAFIA

Barnston, A. G., Livezey, R. E., (1987) - Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. «Monthly Weather Review», 115, 1083-1126.

Beniston, M., (2005) - Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. «Pure and Applied Geophysics», 162, 1587-1606.

Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Schöner, W., (2001) - Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. «International Journal of Climatology», 21, 1779-1801.

Brunetti, M., Buffoni, L., Maugeri, M., Nanni, T., (2000). -Trends of minimum and maximum daily temperatures in Italy from 1865

to 1996. «Theoretical and Applied Climatology», 66, 49-60.

Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., (2005) - Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. «International Journal of Climatology», 25, 1855-1880.

Hurrell, J. W., (1995). - Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - regional temperatures and precipitation. «Science», 269, 676-679.

Jacobson, A. R., Provenzale, A., von Hardenberg, A., Bassano, B., Festa-Bianchet, M., (2004). - Climate forcing and density dependence in a mountain ungulate population. «Ecology», 85, 1598-1610.

Quadrelli, R., Lazzeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S., (2001). - Observed winter Alpine precipi-

tation variability and links with large-scale circulation patterns. «Climate Research», 17, 275-284.

Uppala, S. M., Kallberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., H'olm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J. F., Morcrette, J. J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., (2005) - The ERA-40 re-analysis. «Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society». 131, 2961-3012.

Fig. 9 - Correlazione delle serie storiche di temperatura e precipitazione stagionali sul Piemonte con i principali indici di circolazione a larga scala (evidenziate in grassetto nero e rosso rispettivamente le correlazioni significative con confidenza del 99% e del 95%).

CAMBIAMENTI CLIMATICI IN FRIULI-VENEZIA GIULIA

Stefano Micheletti
Direttore dell'OSMER
Osservatorio Meteorologico
Regionale dell'ARPA FVG

Le evidenze strumentali dell'ultimo secolo mostrano un rilevante, rapido e sempre più accelerato riscaldamento del pianeta - il global warming, di dimensioni e portata senza precedenti probabilmente dall'optimum climatico olocenico (il periodo caldo successivo alla fine dell'ultima glaciazione, avvenuto attorno a 6-7000 anni fa) in poi. A detta dell'IPCC, risulta ormai parimenti assodato che il contributo umano ha giocato un ruolo di primo piano nel determinare il global warming. Il settore OSMER dell'ARPA FVG ha cominciato ad occuparsi della tematica già da alcuni anni, sospinto dall'interesse a livello locale e sulla base della considerazione che, dando per scontato che l'aumento di temperatura globale prosegua, resta grande incertezza su come questo aumento possa distribuirsi sulla superficie del pianeta e su quali effetti collaterali, come le importantissime variazioni della piovosità, esso possa indurre a livello continentale o regionale.

Per tentare una prima valutazione dei possibili effetti dei cambiamenti climatici intercorsi negli ultimi decenni a livello regionale, l'OSMER ha raccolto alcune serie di dati storici. Le serie storiche termometriche e pluviometriche più lunghe nella nostra regione sono quelle registrate dalle stazioni dell'ex-Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (ora transitate alla Regione, nell'Unità Operativa Idrografica del FVG); una prima analisi riguarda le stazioni di Trieste e Udine, per le quali si può risalire all'indietro di circa due secoli. Su periodi più corti, sono stati utilizzati anche i dati di molte altre stazioni.

Le analisi già svolte riguardano: le temperature minime e massime, a livello annuale e stagiona-

le, con solo alcune estensioni al livello dei singoli mesi; le precipitazioni annuali e stagionali, anche in questo caso con qualche dettaglio sul livello mensile; la quantità di neve fresca caduta e lo spessore medio mensile della neve al suolo, limitatamente, in questo caso, al suo valore massimo stagionale (dati forniti dalla Regione - Ufficio Valanghe). Sono stati elaborati i dati di singole stazioni ritenute significative e anche cumulativamente i dati di alcuni gruppi di stazioni, in modo da rendere più robusta la statistica e minimizzare l'effetto degli errori introdotti dalle caratteristiche specifiche del sito o della strumentazione.

In estrema sintesi, pur con tutte le incertezze del caso, in FVG le temperature nell'ultimo ventennio appaiono essere aumentate molto quasi dappertutto, in sintonia e ancor più di quanto avviene nel resto del mondo, in particolare quelle massime e quelle primaverili ed estive. Sembra altresì molto probabile che i valori che si registrano negli ultimi anni siano i più elevati da molti decenni, se non da vari secoli, a questa parte.

Per quanto concerne le precipitazioni, risulta invece ad oggi difficile trarre delle conclusioni su possibili tendenze in aumento o in diminuzione, al di là di qualche segnale apparentemente temporaneo o locale. A differenza del caso delle temperature, le frequenti e anche ampie oscillazioni del regime pluviometrico del Friuli Venezia Giulia fanno sì che molto dipenda dalla lunghezza della serie storica che si considera. Conseguentemente, anche per le precipitazioni nevose valgono considerazioni analoghe, pur in presenza dell'effetto riduttivo dell'aumento della temperatura, in particolare per le località poste alle quote più basse.



INTRODUZIONE

L'argomento dei cambiamenti climatici è ormai - giustamente - uno dei più frequenti sia sui media che nelle conversazioni quasi quotidiane di molti di noi. Una volta la domanda classica che veniva posta a noi meteorologi era, come da manuale: "Pioverà? E quando? E quanto?". Oggi sempre più spesso a tale domanda si aggiungono varie considerazioni sui cambiamenti climatici in corso, siano essi reali o solo presunti, dalla semplice e mai tramontata osservazione che le stagioni non sono più quelle di una volta alla constatazione che fa sempre più caldo e che piove - e, ahimè, nevica - sempre di meno. Dopo qualche isolato giorno di pioggia, o neve, o freddo, le considerazioni collettive si invertono, e la voce del popolo lamenta rigori assolutamente inusuali e sciagure prossime venture.

A queste considerazioni, sebbene a volte contrastanti, i più accorti accompagnano quesiti incuriositi e talvolta preoccupati sul futuro a medio-lungo termine: "ma i cambiamenti climatici ci sono veramente?

è tutta colpa dell'uomo? e dove andremo a finire?".

Naturalmente, non è facile dare risposte a queste domande, soprattutto perché spesso il pubblico non si accontenta di ragionamenti tecnici applicati alla climatologia, che però alla fine non possono che richiamare la relatività delle cose di questo mondo, ma chiede - o pretende - risposte assolute, certezze inconfutabili, siano esse in positivo o in negativo. Ebbene, di certo la climatologia non è la scienza - posto che di una qualsivoglia scienza si debba trattare - deputata a fornire certezze escatologiche o sicuri programmi di investimento sul futuro.

Tuttavia, la comunità scientifica internazionale che si occupa di climatologia si prodiga incessantemente e dedica ogni possibile sforzo per cercare di mettere a fuoco uno o più possibili scenari di futura evoluzione climatica. E per cercare di spingere lo sguardo nel futuro, un indispensabile punto di partenza è la ricostruzione, il più possibile accurata ed estesa, di ciò che è avvenuto in passato. Ecco perché la paleoclimatologia - che studia le variazioni climatiche intercorse nelle ere geologiche passate - e la climatologia che potremmo definire "storica" - che studia come sia stato il clima da quando l'uomo ha lasciato testimonianze concretamente utilizzabili - in questi ultimi anni si sono sviluppate considerevolmente. Queste discipline hanno confermato e messo a fuoco con abbondanza di interessantissimi particolari una verità di base da non dimenticare mai: che il clima della Terra è sempre stato e quindi è tuttora in continua evoluzione, per cause del tutto naturali (deriva dei continenti, attività vulcanica, spostamenti dell'asse terrestre, mutamenti dell'orbita terrestre, variazioni dell'attività solare, mutamenti naturali della composizione chimica dell'atmosfera, etc.). L'atmosfera terrestre è una componente del complesso sistema che costituisce il "pianeta che vive" e come tale, come un essere vivente, si modifica continuamente.

Assodato che nel passato remoto e meno remoto il clima è sempre cambiato natu-

ralmente, l'attenzione dei ricercatori si è concentrata sulla ricostruzione delle più recenti variazioni climatiche; hanno cioè cercato di rappresentare l'andamento climatico terrestre degli ultimi decenni (periodo per il quale si dispone di una discreta quantità di osservazioni scientifiche eseguite con metodi moderni) tramite simulazioni eseguite mediante complessi modelli fisico-matematici.

A questo punto cominciano le sorprese, rispetto agli andamenti naturali. I risultati più evidenti di tale operazione sono che - secondo la maggioranza degli esperti in materia - non è possibile simulare, ovvero ricostruire a computer le serie storiche della temperatura superficiale terrestre degli ultimi decenni, inserendo quali elementi forzanti, cioè quali possibili cause di cambiamento climatico, solo quelle puramente naturali. Per ottenere simulazioni realistiche è necessario introdurre nel modello le note cause di variazioni climatiche antropogenetiche, cioè prodotte, frutto dell'attività umana (in primis l'incremento della concentrazione dei gas che generano l'effetto serra). Solo così si riesce ad ottenere un modello che, fatto "girare" sugli ultimi decenni, simula bene quello che è successo. E la seconda novità che i recenti dati ci portano è che l'aumento di temperatura già avvenuto comincia ad essere di portata paragonabile a quelli delle più grandi variazioni climatiche della storia della Terra. Si tratta di un aumento stimato in circa 0,74 °C negli ultimi 100 anni in tutto il pianeta. Non solo; esso si sta manifestando con una velocità assolutamente straordinaria e inusuale nella storia della Terra stessa. Simili aumenti di temperatura, dunque, ci sono già stati, ma mai così veloci su tutto il pianeta (decine di anni rispetto a migliaia o decine di migliaia di anni) e imputabili a cause non naturali. Anche la velocità stessa di crescita della temperatura planetaria aumenta negli ultimi decenni: le temperature globali sono aumentate di 0,13 °C per decennio negli ultimi 50 anni (dal 1958 al 2008) e di 0,16 °C per decennio dal 1979.

Veniamo dunque al futuro. Attualmente,





sulla base delle proiezioni ottenute con i modelli di simulazione che meglio riescono a riprodurre il passato, e che quindi si ritengono più affidabili nel prevedere il futuro, la maggioranza della comunità scientifica internazionale – il cui lavoro è periodicamente riassunto, sintetizzato e pubblicato dall'IPCC, l'Intergovernmental Panel on Climate Change, consesso scientifico promosso dalle Nazioni Unite – in via generale concorda nel ritenere che i cambiamenti climatici in corso vadano nella direzione di un complessivo ulteriore riscaldamento del pianeta e che tale riscaldamento sia in buona parte attribuibile all'influsso delle attività umane sul sistema climatico stesso.

Gli scenari elaborati sono molti; essi dipendono dall'incertezza che ancora sussiste nell'accurata riproduzione dei fenomeni naturali e nella previsione di quale sarà il modello di sviluppo socio-economico dell'umanità nei prossimi decenni. Si va pertanto da ipotesi di riscaldamento entro il 2100, rispetto al 1990, di "soli" 1,4 °C circa (che già porterebbe

a conseguenze drammatiche), a catastrofiche previsioni di un riscaldamento di 5,8 °C, che modificherebbe significativamente il pianeta.

Per toglierci ogni speranza di un futuro tranquillo, la maggior parte degli studiosi conferma che il cambiamento climatico già in atto, prodotto dalle modifiche introdotte nel sistema atmosferico nei decenni passati, è ormai inarrestabile e pertanto continuerà anche se l'umanità improvvisamente si arrestasse, spegnesse tutti i propri motori e lasciasse solo alla natura di fare il suo corso. L'inerzia del sistema climatico è tale per cui ci vorranno comunque diversi secoli prima che esso si stabilizzi in un nuovo equilibrio naturale.

Va ricordato che non tutta la comunità scientifica internazionale è concorde su queste posizioni; esiste una minoranza che valuta con scetticismo l'attribuzione di una parte di responsabilità dei cambiamenti climatici in atto alle attività umane e che, soprattutto, pensa che essi possano avere risvolti positivi, o perlomeno preva-

lentemente positivi, per la maggior parte dell'umanità.

Infatti, dando per scontato quello che si sta già verificando – e cioè l'aumento complessivo di temperatura, anche al netto delle variazioni subite dagli strumenti di misura e dalle località ove essi sono ubicati (soprattutto per effetto dell'urbanizzazione) – resta grande incertezza su come questo aumento possa distribuirsi sulla superficie del pianeta e su quali effetti collaterali, come le importantissime variazioni della piovosità, esso possa indurre a livello continentale o subcontinentale. Pare attualmente ragionevolmente certo che l'aumento di temperatura si manifesti in misura contenuta nelle zone equatoriali e tropicali e in misura massima nelle zone polari (con tutte le immaginabili conseguenze sui ghiacci artici e antartici); nelle zone intermedie, alle medie latitudini, invece, gli effetti dei cambiamenti climatici saranno fortemente influenzati dalle condizioni locali, e qui l'incertezza regna sovrana. L'Europa si trova in pieno in queste condizioni.

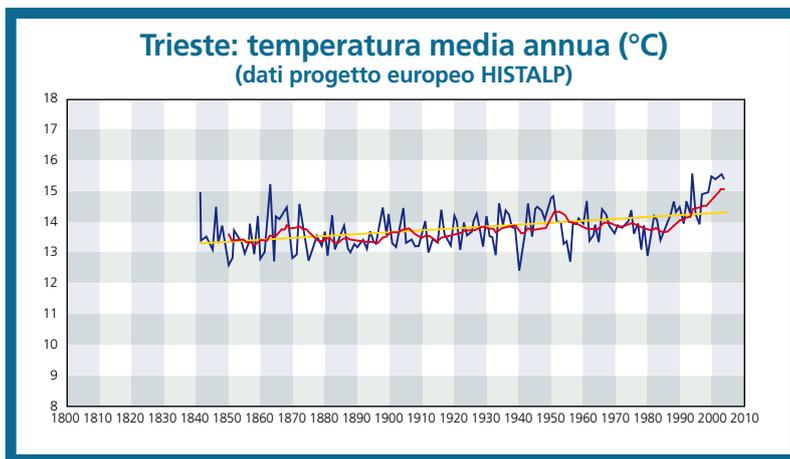


Fig. 1

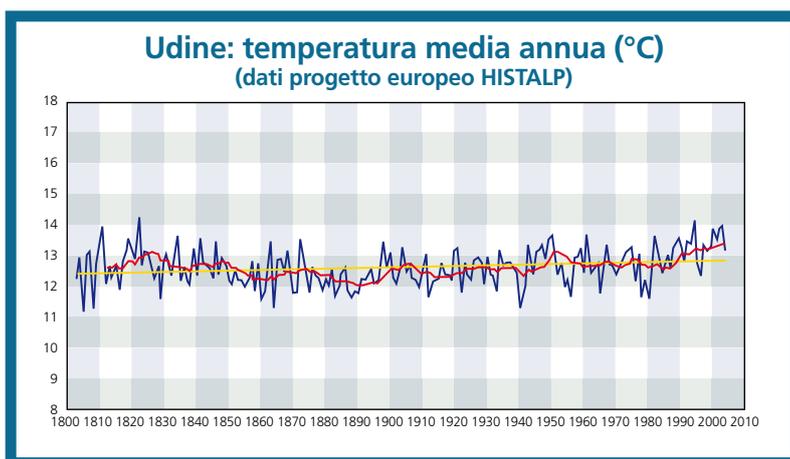


Fig. 2

COSA È AVVENUTO IN FVG?

Per tentare una prima valutazione dei possibili effetti dei cambiamenti climatici intercorsi negli ultimi decenni a livello regionale (Friuli-Venezia Giulia), l'OSMER (Osservatorio Meteorologico Regionale dell'ARPA - Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente del Friuli-Venezia Giulia) ha raccolto alcune serie di dati storici. Queste serie provengono da fonti diverse e sono eterogenee per modalità di misura e strumentazione; esse rispecchiano anche le variazioni intervenute nell'uso del territorio e le ricostruzioni climatiche che se ne possono ottenere sono quindi affette da questa intrinseca differenziazione e i confronti che fra di esse si potrebbero ipotizzare risentono fortemente di questa limitazione. Inoltre, alcune di esse non sono state sottoposte a validazione, per cui i risultati che se ne ricavano vanno presi con le pinze. Per semplicità di esposizione, sono stati trattati prima gli andamenti della temperatura, poi quelli delle precipitazioni.

Le serie storiche più lunghe nella nostra regione sono quelle registrate dalle stazioni dell'ex-Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (ora transitate alla Regione, nell'Unità Operativa Idrografica del FVG); una prima analisi riguarda le stazioni di Trieste e Udine, per le quali si può risalire all'indietro di circa due secoli.

Variazioni delle temperature Serie bisecolari di Trieste e Udine e altre varie

La serie storica delle temperature medie annuali di Trieste dal 1840 al 2005 (Figura 1, estratta dall'archivio Histalp, frutto dei lavori di vari progetti di ricerca climatologica austriaci, italiani ed europei, già corretta e validata) mostra, com'è ovvio attendersi, un andamento altalenante; tuttavia, analizzandone la media mobile su 10 anni, si vede chiaramente come essa si attestasse attorno a 13,5°C fino al 1920 circa, mentre poi si sia avvicinata ai 14°C e li abbia per la prima volta superati nel decennio del 1940, per infine, con una decisa svolta, salire con molta decisione negli ultimi 20 anni circa e raggiungere i

15°C dopo il 2000. I tre anni più caldi, fra tutti i 165, sono stati il 1994, il 2000 e il 2003, tutti quindi molto recenti.

Per quanto riguarda Udine, la serie storica dal 1803 al 2005 delle temperature medie annuali, quindi bisecolare, estratta dal medesimo archivio Histalp (Figura 2), osservandone come sopra la media mobile, mostra anch'essa un andamento oscillante fra 12°C e 13°C per tutto il 19° secolo; poi, nella prima metà del 20° secolo, comincia a salire; tocca i 13°C nel decennio del 1940 (anche se era già successo una volta all'inizio del 1800), poi scende poco sotto e lì resta stabile fino al 1985 circa; infine sale decisamente sopra i 13°C. Gli anni più caldi della serie sono il 1994, il 1822 e il 2003, alla pari con il 1810.

Le serie, estratte dallo stesso archivio, relative a tre mesi caratteristici, mostrano tendenze peculiari. Il mese di giugno, che ha dimostrato stabilità nelle temperature dall'800 fino al 1990 circa, ha poi invece fatto registrare un brusco e rilevante aumento (oltre 1°C in meno di 20 anni) sia a Trieste che a Udine, come se questo mese avesse traslocato di stagione: dalla primavera, cui apparteneva nella climatologia classica della regione, all'estate piena. Il mese di ottobre presenta una spiccata variabilità interannuale, ma non una variazione complessiva significativa. Il mese di gennaio, invece, denota una tendenza complessiva al riscaldamento in ambedue le località; la media mobile su 10 anni, pur se con forti oscillazioni, segno anche in questo caso di periodi con forte variabilità interna, è passata a Trieste dall'intervallo 4 - 5 °C nell'800 a quello 5 - 6 °C dopo il 1970; a Udine, analogamente, da 2 - 3 °C nell'800 a 3 - 4 °C (e anche oltre) dopo il 1970.

La ricostruzione dell'andamento annuale della temperatura dal 1500 al 2004 per una non meglio precisata pianura friulana (ottenuta da C. Casty et al., 2005) mostra per oltre 400 anni, fino al 1920 circa, oscillazioni della media mobile poco sopra i 12 °C, con molte punte inferiori a tale valore e un solo picco a 13°C fra il '700 e l'800; poi una crescita più o meno costante, in accordo con quanto

già visto, per arrivare negli ultimi anni a circa 13,5 °C.

Ampliando brevemente lo sguardo, i grafici delle temperature medie invernali in varie zone delle Alpi intere mostrano un andamento altalenante dalla metà del '700 fino alla metà del '900, a cui segue un brusco aumento di circa un grado fino alla fine del secolo. Sembra che questo aumento sia risentito maggiormente dalle stazioni più in quota (oltre i 1500 m slm), o che perlomeno quelle stazioni siano più soggette a intense variazioni interannuali.

Serie settantennali di Bonifica Vittoria e Maniago

Per evitare i possibili effetti della crescente isola di calore urbana, di cui potrebbero andare affette le serie delle città capoluogo della regione, l'OSMER ha quindi considerato i dati di due stazioni del Servizio Idrografico che rispondono ai requisiti di disporre di una serie storica discretamente lunga (almeno cinquant'anni), di essere in zone non urbane e rappresentative di due aree differenti della regione e di essere prossime a stazioni meteorologiche dell'Osmer stesso, in modo da poter – seppur approssimativamente – completare la serie stessa con i dati più recenti, fino a tutto il 2007 incluso. Sono così state selezionate le stazioni di Bonifica Vittoria (in Comune di Grado) e di Maniago, a cui si possono affiancare per gli ultimi anni le stazioni Osmer di Fossalon di Grado e di Vivaro, rispettivamente. In ambedue i casi, disponiamo di una sovrapposizione di dati della durata di quattro anni (dal 1991 al 1994) fra le serie del Servizio Idrografico e quelle dell'Osmer; in altre parole, per quei quattro anni disponiamo dei dati sia dell'uno che dell'altro servizio.

L'osservazione visiva del grafico delle temperature minime e massime medie annuali del periodo 1939-2007 delle stazioni di Bonifica Vittoria prima e di Fossalon poi non evidenzia di primo acchito alcun fenomeno rilevante. Viceversa, nelle analoghe serie delle stazioni di Maniago e Vivaro per il periodo 1938-2007 si notano forti discontinuità, come dei salti improvvisi, in corrispondenza degli anni

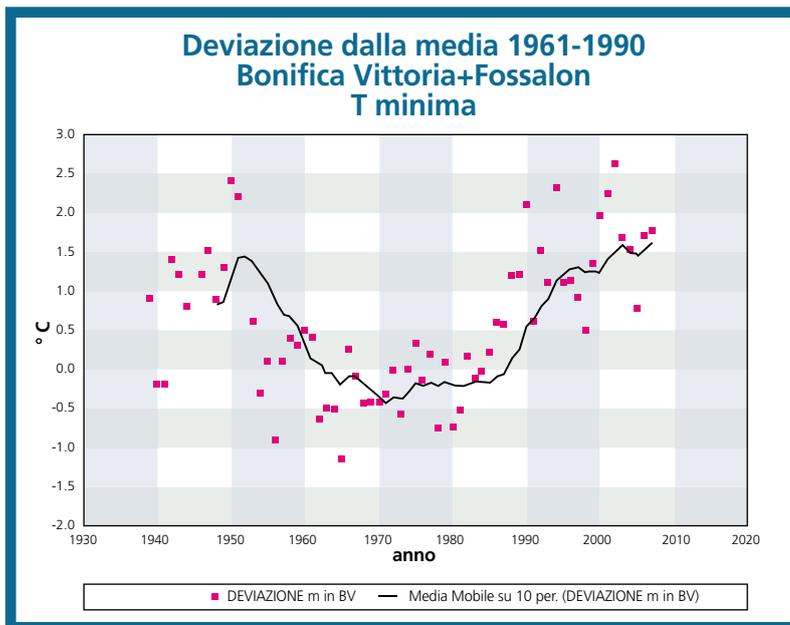


Fig. 3

1963-1965 circa e 1984-1986 circa. Non è stato possibile reperire informazioni che giustificano queste discontinuità in termini di spostamenti della stazione di Maniago, di cambiamento degli strumenti o del loro alloggiamento o altro; la serie storica ne è inficiata e viene quindi ritenuta scarsamente affidabile.

Purtuttavia, per cercare – almeno per la zona della Bassa friulana – di ottenere una serie più omogenea nel corso degli anni, è stata quindi calcolata la differenza media (per le minime e poi per le massime) fra le temperature registrate nelle stazioni del Servizio Idrografico e quelle registrate nelle stazioni Osmer durante i quattro anni di sovrapposizione dei dati; questa differenza è stata poi applicata ai valori registrati dalle stazioni Osmer negli anni stessi e in quelli successivi fino al 2007, in modo da “riportare” quei valori a valori più vicini a quelli che ipoteticamente avrebbero potuto essere registrati dalle stazioni del Servizio Idrografico negli ultimi anni. Alla nuova serie di dati 1938/9-2007 così ottenuta è stata applicata una media mobile su 10 anni. L'osservazione della nuova serie, anche tramite il grafico della deviazione dalla media 1961-1990, mostra nella località di Bonifica Vittoria (Fossalon), sia per le minime che per le massime annuali medie, un andamento in diminuzione dagli anni '40 agli anni '60, poi stazionario

fino agli anni '80 e quindi in aumento, dello stesso ordine di grandezza della precedente diminuzione, aumento particolarmente significativo per le minime (circa 1,5°C, Figura 3), più contenuto per le massime (circa 1°C), comunque molto rilevante rispetto all'andamento planetario. Gli anni più caldi si sono avuti all'inizio della serie; gli anni più freddi al centro. Valori particolarmente elevati, cioè con una deviazione positiva pari o maggiore a 1,5°C, si sono avuti due volte all'inizio della serie (1950 e 1951), mentre ben 10 volte a partire dal 1990.

Serie cinquantennali di 22 stazioni in FVG

Infine, recentemente sono state ottenute le serie storiche digitalizzate (ancorché non validate) dei dati di temperatura minima e massima media mensile per 22 stazioni dell'ex-Servizio Idrografico, ora Unità Operativa Idrografica della Regione FVG, per il periodo 1951 (in alcuni casi 1950) - 2007. Su 37 stazioni termometriche storiche del S.I. in regione, sono state selezionate anche in questo caso quelle che dispongono di una serie di dati sufficientemente continua (almeno 33 anni), con esclusione delle serie di Trieste e Udine (peraltro già esaminate, vedi sopra) per evitare contaminazioni dovute all'effetto della crescente urbanizzazione dei siti e quindi della possibi-

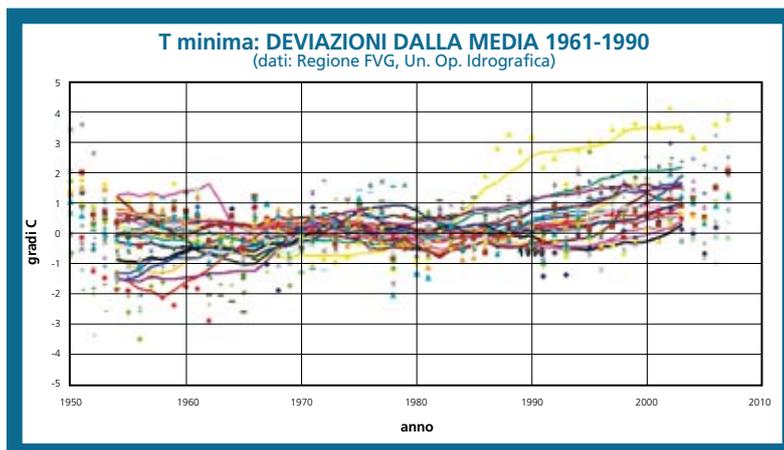


Fig. 4

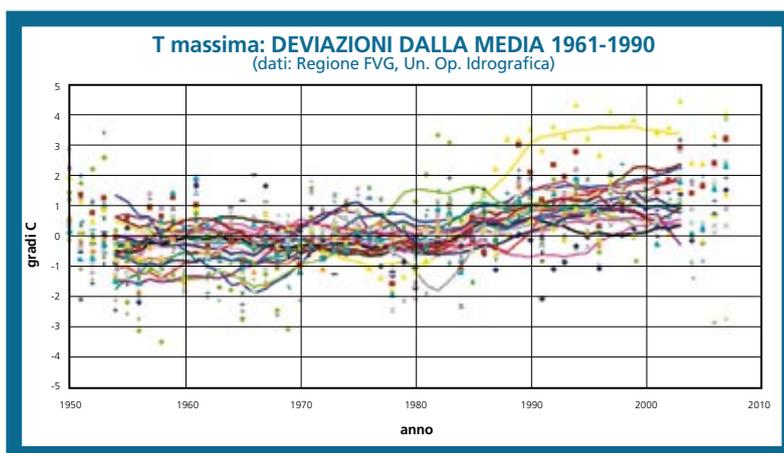


Fig. 5

le isole di calore urbana. Le singole serie storiche in alcuni casi sono incomplete, in altri mostrano delle discontinuità e dei comportamenti, in genere, che fanno presupporre che le stazioni abbiano subito vicissitudini ulteriori e diverse rispetto al normale funzionamento (ad esempio uno spostamento del sito di misura).

Per ovviare parzialmente a questi inconvenienti, seppur in modo ancora molto grezzo, le serie (ultra)-cinquantennali delle deviazioni delle temperature massime e minime medie annuali di queste 22 stazioni rispetto alla loro media sul periodo standard 1961-1990 sono state plottate in un unico grafico, aggiungendovi poi le medie mobili su 9 anni. Sono stati così ottenuti i grafici delle Figure 4 e 5, rispettivamente per le temperature minime e per quelle massime.

Si osserva che effettivamente la maggior parte delle linee che rappresentano le 22 medie mobili delle deviazioni delle temperature dalla media sono molto vicine le une alle altre e si concentrano in un unico fascio. Tralasciando quindi le singole serie

isolate, che probabilmente risentono di quelle vicissitudini anomale di cui sopra, l'andamento di questo fascio principale rivela che le temperature minime medie in FVG sono rimaste pressoché stabili nel periodo 1950-1985 (seppur con una forte dispersione del fascio nel primo decennio), mentre dalla seconda metà degli anni '80 hanno preso ad aumentare in modo abbastanza graduale e costante. Complessivamente, l'aumento in circa 20 anni (le serie di medie mobili su 9 anni terminano nel 2003) varia fra pochi decimi di grado e 2 °C. Per le temperature massime, anche in questo caso dopo trent'anni di stabilità, si nota invece un salto all'insù piuttosto brusco proprio attorno al 1985, seguito da una decina d'anni di aumento ulteriore e abbastanza sensibile, mentre negli ultimi 10 anni circa il tasso di crescita sembra rallentare. Complessivamente, l'aumento in circa 20 anni è un po' più elevato e varia fra circa 0,5 °C e 2,5 °C.

Dal medesimo archivio storico sono state ricavate in modo analogo a quanto ap-

pena visto anche le serie delle deviazioni delle temperature massime e minime medie stagionali rispetto alla loro media sul periodo standard 1961-1990. Di nuovo, esse sono state plottate in un unico grafico, aggiungendovi poi le medie mobili su 9 anni. Dall'esame di questi quattro grafici stagionali per le temperature minime e quattro per le temperature massime, si ricava quanto segue. In inverno, più per le massime che per le minime, la temperatura ha fatto registrare un significativo e rapido aumento nella seconda metà degli anni '80, raggiungendo i valori massimi del cinquantennio, come già era successo durante un picco a metà degli anni '70; negli ultimi 20 anni sembra essersi stabilizzata su questi valori elevati (grossolanamente di circa 1 °C superiori alla media storica). In primavera, con un brusco scarto dalla metà degli anni '80 la temperatura è aumentata costantemente, fino a raggiungere valori fra 1 °C e 3°C superiori alla media storica (meno per le minime), dopo un trentennio di relativa stabilità. In estate l'aumento delle temperature è cominciato prima, già dagli anni '70 per le massime e dal 1980 circa per le minime, e da allora è proseguito con regolarità, arrivando fra 1 °C e 3 °C nelle massime e fra 0,5 °C e 2 °C nelle minime. In autunno le temperature massime medie, pur oscillando periodicamente, non sembrano mostrare segnali precisi di variazione, mentre le minime indicano un leggero aumento, ma solo dopo il 1990 circa e con una notevole dispersione geografica.

Variazioni delle precipitazioni Serie bisecolori di Trieste e Udine

L'analisi delle precipitazioni potrebbe essere forse ancora più interessante; infatti, sembrerebbe che nel contesto continentale la nostra regione possa venirsi a trovare in futuro al margine fra la zona mediterranea, che riceverà meno precipitazioni, e quella alpina, che alcune simulazioni indicano come più favorita. Riprendendo l'osservazione dei dati sulla falsariga di quanto fatto per le temperature, la serie storica delle precipitazioni totali annue dal 1840 al 2004 estratta

dall'archivio Histaalp per Trieste (Figura 6) mostra (riferendosi alla media mobile su 10 anni) valori molto oscillanti fra 1000 e 1250 mm, ma complessivamente stazionari fino al 1940 circa. Nel corso degli anni '40 c'è stato uno scarto verso il basso e da allora le precipitazioni oscillano attorno ai 1000 mm annui.

I massimi annuali sopra i 1500 mm si sono registrati nel 1855, nel 1938 e nel 1955; i minimi sotto i 700 mm nel 1865, nel 1921 e nel 2003.

Analogamente, la serie storica delle precipitazioni totali annue dal 1803 al 2005 estratta dall'archivio Histaalp per Udine (Figura 7) mostra ampie oscillazioni nella media mobile fra 1300 mm e 1700 mm dal suo inizio fino al 1940 circa, sebbene si possa intuire già una certa diminuzione, osservando che i picchi verso i 1700 mm si trovano tutti nell'800, mentre quelli verso i 1300 mm sono uno nell'800 e due nel '900. Dal 1940 in poi le oscillazioni si amplificano e la media mobile varia fra 1200 mm e 1600 mm circa. I massimi annuali sopra i 2100 mm si sono registrati nel 1960, nel 1853 e nel 1846; i minimi sotto gli 800 mm nel 1921, nel 1834 e nel 1908, alla pari con il 1945.

Le corrispondenti serie relative ai tre mesi di giugno, ottobre e gennaio diversificano il quadro. Infatti, il mese di giugno non dà segnali di cambiamenti apprezzabili; il mese di ottobre è in diminuzione a Trieste, sebbene con una ripresa negli ultimi 20 anni, mentre potrebbe essere complessivamente stazionario a Udine (anche se ultimamente non si raggiungono più così frequentemente i valori elevati, come succedeva nell'800); il mese di gennaio è stazionario in ambedue le località.

Serie settantennali di Bonifica Vittoria e Maniago

Anche per le precipitazioni totali annue sono state prese in esame le serie di dati per gli anni 1930-2007 delle stazioni di Bonifica Vittoria e Fossalò e di quelle di Maniago e Vivaro, applicandovi le stesse elaborazioni già utilizzate nel caso delle temperature. In questo caso le discontinuità evidenziate nella serie di Maniago per le temperature non sono rilevabili

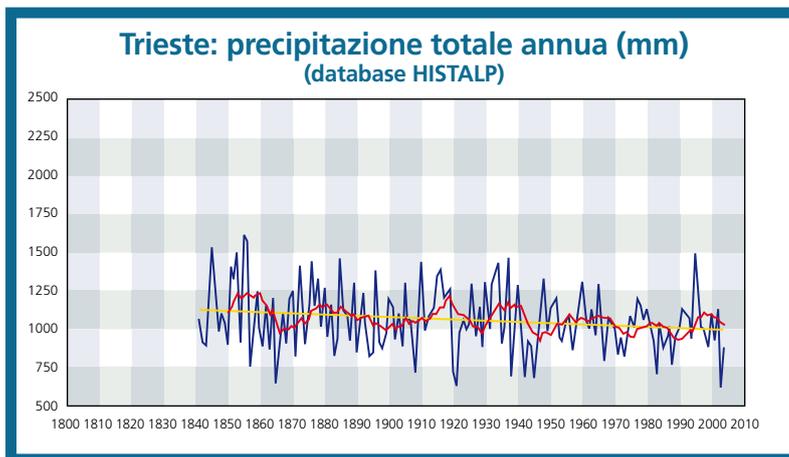


Fig. 6

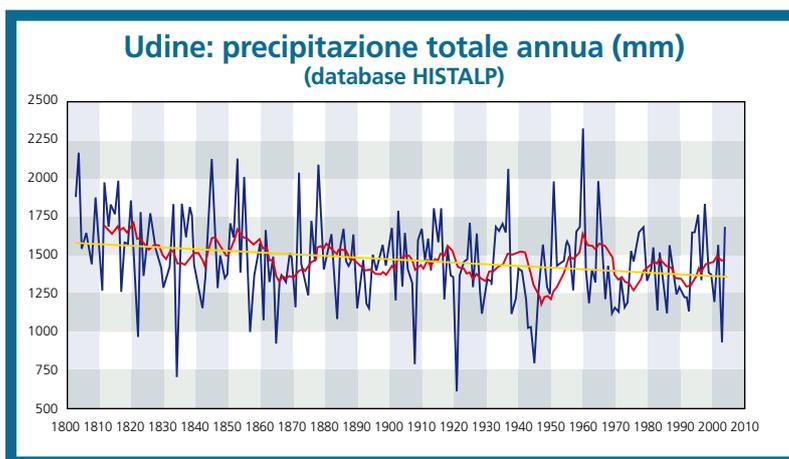


Fig. 7



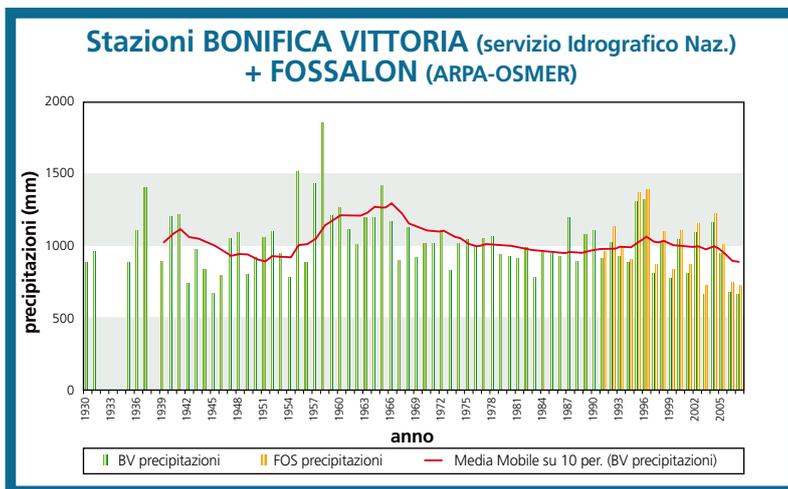


Fig. 8

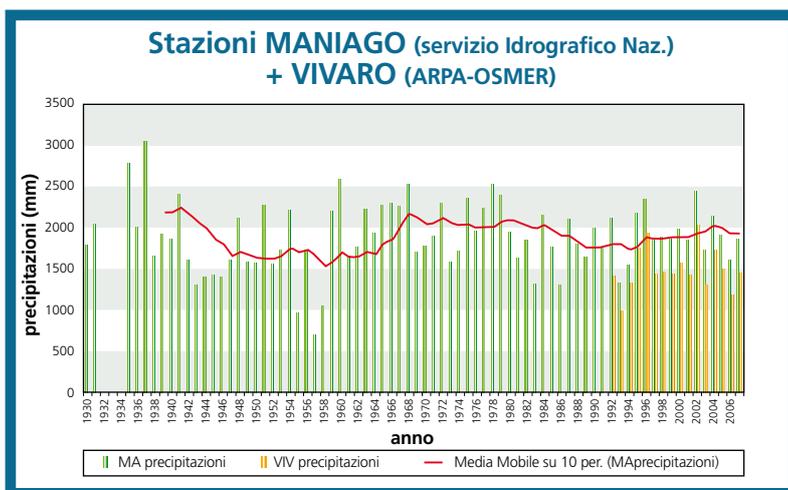


Fig. 9

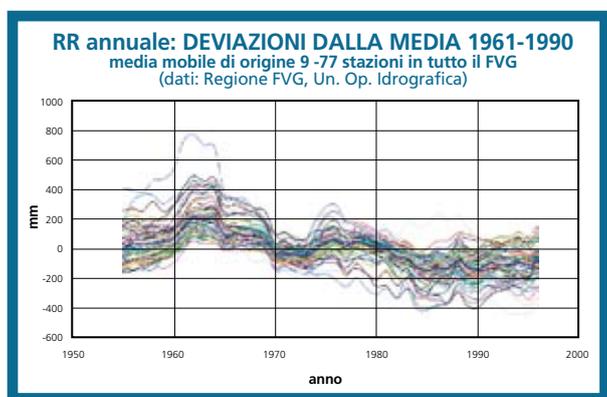


Fig. 10

con altrettanta chiarezza e quindi l'analisi delle precipitazioni in quella località potrebbe essere più attendibile di quella delle temperature - ma dei sospetti restano, come vedremo.

Nella Bassa friulana (Figura 8) la media mobile decennale delle precipitazioni è rimasta sostanzialmente stabile in tutto il periodo, eccezion fatta per un massimo rilevato fra gli anni '50 e gli anni '60.

Gli anni più recenti risentono di un periodo di siccità manifestatosi in tutto il Friuli orientale nel 2006 e nel 2007, ma

non esteso a tutta la regione. Gli anni più piovosi, in ordine decrescente, sono stati il 1958 e il 1955, seguiti dal 1937, 1957, 1965, 1995 e 1996. Gli anni aridi sono stati molti e ben distribuiti nel corso del periodo; i più secchi in assoluto sono stati il 1945, il 2003 e, per l'appunto, il 2006 e il 2007.

Nell'alto Pordenonese (Figura 9), dopo un avvio assai ricco di precipitazioni a cavallo degli anni '30 e '40, si è avuta una netta diminuzione e un periodo secco fra la fine degli anni '40 e gli anni '50, seguito da un nuovo forte aumento (oltre +20%, forse segno di una ridislocazione della stazione?) che ha portato ad un periodo elevato stazionario dagli anni '60 al 1980, che si protrae tuttora, salvo un cedimento del 10% circa fra il 1980 e i primi anni '90. I due anni più piovosi in assoluto sono stati il 1937 (molto piovoso anche nella Bassa friulana) e il 1935, seguiti da diversi anni piovosi circa equivalenti e ben distribuiti, dal 1941 al 2002. Gli anni più



aridi sono stati il 1955, il 1957 e il 1958, seguiti anche qui dagli anni attorno al 1945 e quindi dal 1983 e dal 1986 (come a Udine) e dal 1993.

Curiosamente, il 1965, anno record a Trieste e Udine, è stato sì un anno piovoso a Bonifica Vittoria (terzo ex equo nella serie), ma non a Maniago (appena al di sopra della media).

Serie cinquantennali di 77 stazioni in FVG

Pure per i dati di precipitazione sono state recentemente ottenute nuove serie storiche digitalizzate: si tratta dei dati mensili di precipitazione per il periodo 1951-2000 di 77 stazioni dell'ex-Servizio Idrografico, ora gestite dall'Unità Operativa Idrografica della Regione FVG, selezionate per completezza della serie fra le 131 stazioni pluviometriche storiche presenti in FVG.

Seguendo un ragionamento analogo a quello già fatto per le temperature, con l'obiettivo di estrarre un'informazione grezza, ma statisticamente più robusta e di, in un certo senso, filtrare le discontinuità e le imprecisioni che possono essere contenute in una singola serie, tutte le curve delle medie mobili di ordine 9 delle deviazioni durante il cinquantennio della precipitazione totale annua rispetto alla media sul periodo standard 1961-1990 di tutte le 77 stazioni sono state plottate in un unico grafico (Figura 10). È stata inoltre



aggiunta al grafico la linea del valore medio di tutte le 77 curve di deviazione. Dal grafico emerge chiaramente un massimo dei primi anni '60, una successiva approssimativa stazionarietà delle precipitazioni in FVG fino all'inizio degli anni '80, una diminuzione nel corso dei primi anni '80 e infine una stazionarietà su valori bassi dal 1985 circa in poi.

Serie secolari di 14 stazioni del bacino del Tagliamento e di 11 stazioni della pianura friulana in sinistra Tagliamento

L'Unità Operativa Idrografica della Regione FVG ha infine elaborato e reso disponibili anche i totali mensili dal 1910 al 2007 (sebbene con alcune interruzioni, specialmente nel periodo della prima guerra mondiale) relativi a 14 stazioni del bacino montano del Tagliamento (da Gemona in su) e a 11 stazioni della pianura friulana in sinistra Tagliamento. Le stazioni sono state anche in questo caso selezionate in base a criteri di continuità e validità della serie storica.

Complessivamente, non sembra possibile dedurre da queste serie una tendenza chiara dell'andamento secolare delle precipitazioni sulle due aree individuate; anzi, la maggioranza di esse paiono stazionarie. Si è quindi pensato di applicare ad esse il metodo già illustrato della rappresentazione in un grafico unico,

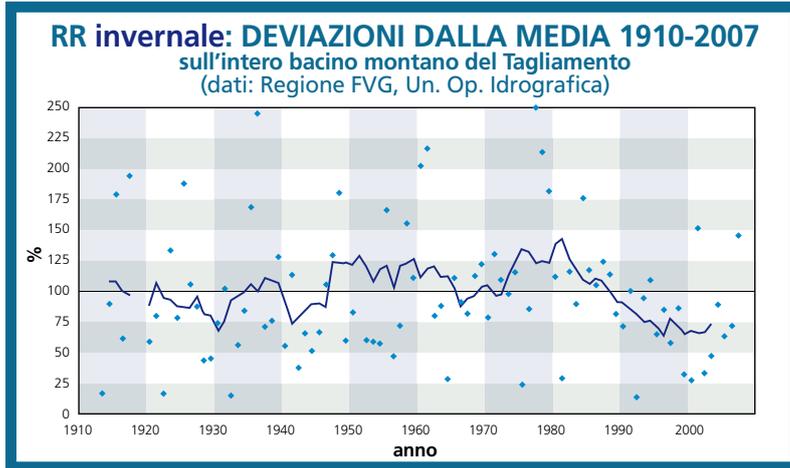


Fig. 11

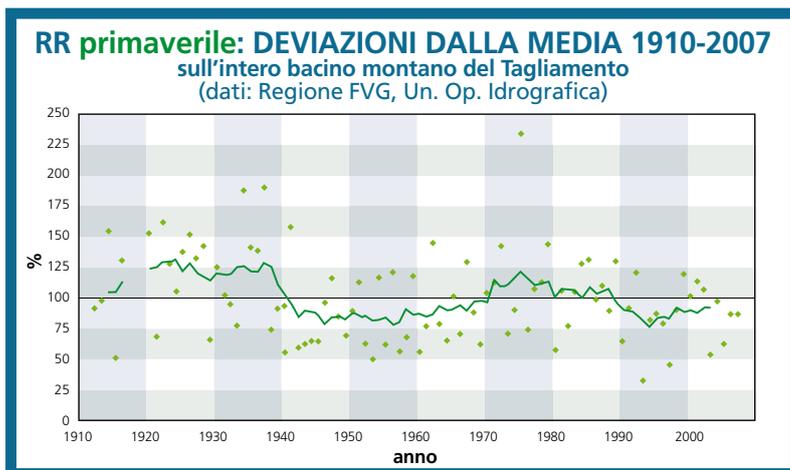


Fig. 12

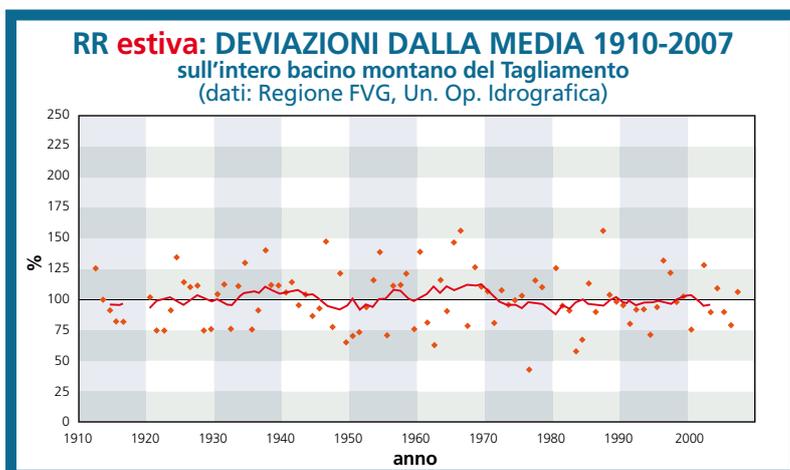


Fig. 13

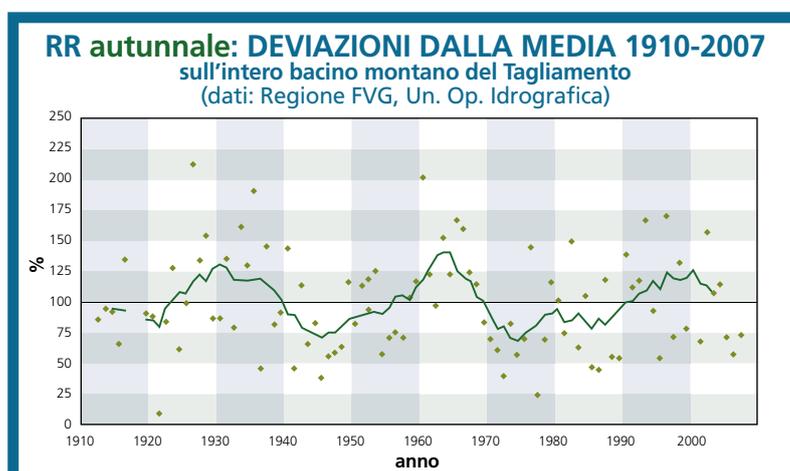


Fig. 14



Fig. 15

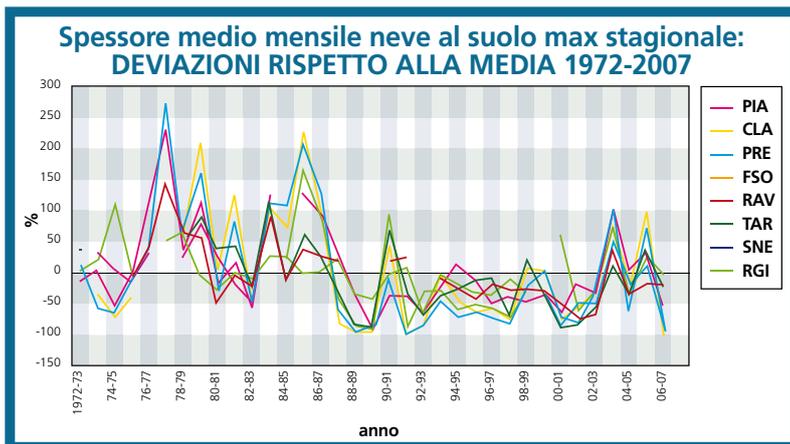


Fig. 16

ma separatamente per le quattro stagioni. È stata quindi calcolata per ciascuna stazione la deviazione relativa (in %) del totale stagionale di precipitazione rispetto alla media sull'intero periodo 1910-2007; questo valore è stato mediato su tutte le stazioni del bacino idrografico e poi plot-tato sul grafico, assieme alla sua media mobile su 9 anni.

I risultati sono che nel bacino montano del Tagliamento le precipitazioni in inverno (Figura 11) erano inferiori alla media nel periodo 1910-1945, superiori dal 1945 al 1985 e di nuovo inferiori successivamente. In primavera (Figura 12), invece, sono state relativamente abbondanti dal 1910 al 1940 circa, scarse dal 1940 al 1970, di nuovo un po' più abbondanti dal 1970 al 1990 e nuovamente più scarse dopo il 1990. Per l'estate (Figura 13) appare una situazione di sostanziale stabilità e anche di scarsa variabilità. In autunno (Figura 14) si rilevano delle oscillazioni regolari, con tre cicli, culminati in periodi umidi attorno al 1930, 1965 e 1998 e in periodi aridi attorno al 1920, 1945 e 1980 (quest'ultimo molto allargato).

Nella pianura friulana in sinistra Tagliamento (fra il fiume stesso e l'isonzo, grossomodo) l'inverno mostra dopo il 1990 valori di precipitazione ridotti, rispetto alla media, così come per gli anni prima del 1930; la primavera ha avuto un periodo umido fra il 1920 e il 1940, uno arido fra il 1940 e il 1960, poi un periodo nella norma e infine un nuovo periodo relativamente arido dopo il 1990. L'estate, a parte un picco fra il 1960 e il 1970, è risultata piuttosto stabile. L'autunno ha avuto su questa parte di pianura friulana un andamento secolare delle precipitazioni del tutto simile a quello registrato nel bacino montano del Tagliamento.

Va infine notato che nel caso delle precipitazioni, per le quali il parametro analizzato è la somma totale annua, in certi casi possono aver pesato molto nella determinazione di quel totale singoli episodi di pochi giorni particolarmente abbondanti, pur nel contesto di un'annata altrimenti non eccezionale.

Le peggiori alluvioni storicamente registrate in Friuli sono state provocate da episodi piovosi della durata di due gior-

ni; l'analisi dei valori massimi annuali del cumulo di pioggia su due giorni dal 1922 al 1995 per 9 stazioni dell'alto bacino del Tagliamento mostra una leggera diminuzione (-10% circa), sebbene con forti oscillazioni (dell'ordine del 100%) da un anno all'altro. Per la sola zona del Tolmezzino e Ampezzano la diminuzione nell'ottantennio 1922-2002 sembra ancora più marcata (-20% circa), in apparente contraddizione con la teoria che vorrebbe i cambiamenti climatici accompagnati da fenomeni più violenti. Tuttavia va evidenziata la medesima riserva statistica di cui sopra, legata alle forti oscillazioni interannuali; questo tipo di serie storiche meriterebbe una più approfondita analisi statistica, come dimostra anche il recente caso del novembre 2000, quando in vaste aree della regione, dalla pianura alle Prealpi, sono caduti quantitativi di precipitazione da 3 a 4 volte superiori alla media trentennale 1961-1990. Trarre conclusioni affrettate potrebbe quindi essere fuorviante.

Variazioni delle precipitazioni nevose e dello spessore della neve al suolo

Serie trentennale di 8 stazioni montane

Da ultimo, analizziamo similmente a quanto già fatto per le temperature e le precipitazioni anche alcune serie storiche di misure nivologiche messe a disposizione dall'Ufficio Valanghe del Servizio territorio montano e manutenzioni della Direzione centrale risorse agricole, naturali, forestali e montagna della Regione FVG.

I dati sono stati raccolti nel periodo 1972-2007 e sono state selezionate 8 stazioni che presentavano delle serie abbastanza complete (Piancavallo, Claut, Prescudin, Forni di Sopra, monte Zoncolan, Tarvisio, Sella Nevea, Rifugio Gilberti). I grafici mostrano le curve delle deviazioni relative annuali (in %) dal valor medio sull'intero periodo 1972-2007 dell'altezza totale della neve fresca e del massimo spessore medio mensile della neve al suolo (Figura 15 e Figura 16, rispettivamente; da notare la differenza di scala). Dalla loro analisi si ricava che negli anni '70 e per buona

parte degli anni '80 è nevicato molto, sebbene con un'interruzione a cavallo fra i due decenni, e corrispondentemente gli spessori di neve al suolo erano piuttosto consistenti. Alla fine degli anni '80 c'è stata una brusca riduzione della neve fresca caduta, solo in parte poi recuperata nel periodo fino al 2000; dopo il 2000 l'andamento è stato molto oscillante e alcune annate non sono state male, specie sulle zone occidentali (Prealpi Carniche in particolare). Gli spessori di neve al suolo, dopo l'analogo crollo alla fine degli anni '80, sono rimasti molto contenuti fino ai primi anni del nuovo millennio, quando due annate - ma solo due! - hanno fatto presagire una possibile interruzione del periodo negativo. È significativo notare che nelle stazioni delle Prealpi Carniche alle notevoli quantità di neve fresca ricevute in particolare nell'annata 2003-04 non sono corrisposti analoghi incre-

menti dello spessore della neve al suolo, forse anche a causa delle più elevate temperature.

CONCLUSIONI

In estrema sintesi, pur con tutte le incertezze del caso, in FVG le temperature nell'ultimo ventennio appaiono essere aumentate molto quasi dappertutto, in sintonia e ancor più di quanto avviene nel resto del mondo, in particolare quelle massime e quelle primaverili ed estive. Sembra altresì molto probabile che i valori che si registrano negli ultimi anni siano i più elevati da molti decenni, se non da vari secoli, a questa parte.

Per quanto concerne le precipitazioni, risulta invece ad oggi difficile trarre delle conclusioni su possibili tendenze in aumento o in diminuzione, al di là di qualche segnale apparentemente temporaneo o locale. A differenza del caso delle

temperature, le frequenti e anche ampie oscillazioni del regime pluviometrico del Friuli Venezia Giulia fanno sì che molto dipenda dalla lunghezza della serie storica che si considera.

I risultati ottenuti con questa prima semplice e superficiale analisi sono segnali a volte chiari e a volte contrastanti, che non possono che indurci ad applicare il principio di cautela e a continuare nel certosino ed incessante lavoro di raccolta di misure meteorologiche sempre della massima qualità, giorno dopo giorno, anno dopo anno, in modo da evitare un domani perplessità sulla validità delle serie storiche e consentire in futuro una sempre migliore conoscenza della realtà in cui viviamo.

È anche con questo impegno che l'OSMER gestisce la propria rete di stazioni meteorologiche, che ora per ora effettuano il monitoraggio del territorio regionale.



VARIAZIONI RECENTI DEL MANTO NEVOSO SUL VERSANTE MERIDIONALE DELLE ALPI

Mauro Valt,
Anselmo Cagnati,
Andrea Crepaz
ARPAV DRST
Centro Valanghe di Arabba (BL)
mvalt@arpa.veneto.it

con la collaborazione di

Danile CatBerro
Società Meteorologica Italiana

La neve e il suolo albedo giocano un ruolo importante nel bilancio radiativo del pianeta. Negli ultimi 40 anni, nell'Emisfero Nord, l'estensione della copertura nevosa è in generale diminuita (Dye, 2002; IPCC, 2007; Scherrer et al, 2004) con le relative ripercussioni dirette e indirette sul clima e sulla circolazione atmosferica (Lo e Clark, 2001; Saito e Cohen, 2003).

Tuttavia i dati a disposizione riguardo l'andamento annuale o stagionale del manto nevoso sono ancora pochi e limitati ad alcune nazioni. In Europa alcuni studi sono stati condotti oltr'alpe e alcuni hanno evidenziato la diminuzione della durata della neve al suolo, l'innalzamento della quota delle neve sicure per le attività sciistiche e la diminuzione della risorsa idrica derivata dalla fusione del manto nevoso in primavera. Con i dati a disposizione sul versante meridionale della Alpi, prendendo in considerazione 2 aree campione, è stato possibile tracciare un primo bilancio dell'andamento recente del manto nevoso.

Rispetto alla media 1961-90, la permanenza della neve al suolo, è diminuita mediamente di 14 giorni, con un'incidenza maggiore alle quote inferiori ai 1600 m rispetto alle quote più elevate. Per quanto riguarda il cumulo stagionale di precipitazione nevosa, è in calo a tutte le quote dal 1990 in poi (Valt et al. 2006), salvo un'alternanza di stagioni poco nevose ed altre nevose negli ultimi 5 anni.

La diminuzione delle precipitazioni nevose, dei valori di altezza massima della neve al suolo e della permanenza della neve al suolo sono confermate anche da una leggera fusione delle precipitazioni invernali e dal probabile cambiamento di regime fra la precipitazione liquida e quella solida. Infatti, con i limitati dati a disposizione e che richiedono una successiva conferma, sembrano in netto aumento le precipitazioni liquide (pioggia) a scapito di quelle solide (neve).

Per quanto riguarda il limite della neve sicura per le attività sciistiche (criterio dei 100 giorni con più di 30 cm di neve al suolo), confinato in Italia ad una quota prossima ai 1500 m (Laternser e Schneebeli, 2003), è evidente come negli ultimi decenni si sia innalzata e forse ora ubicata intorno ai 1800 m, almeno sulla Alpi Orientali.

La diminuzione della quantità di neve al suolo ha come conseguenza diretta, la riduzione della disponibilità della risorsa idrica utilizzabile per l'irrigazione, la distribuzione civile, la produzione di energia elettrica. Le prime elaborazioni sommarie, evidenziano che, rispetto al decennio 1971-80, la disponibilità è notevolmente diminuita.



AREA E VOLUME DEI COMPONENTI DELLA CRIOSFERA

Sono indicati i minimi e massimi annuale per la neve, ghiaccio marino e il terreno gelato stagionalmente; per gli altri componenti la media annuale (da IPCC 2007, Tab.4.1 pag.342).

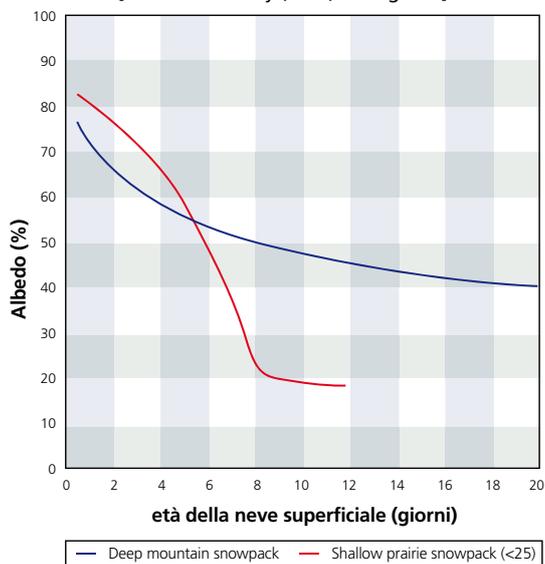
Componente della criosfera	Area (10 ⁶ km ²)	Volume di ghiaccio (10 ⁶ km ³)
Manto nevoso (NH)	1,9 - 45,2	0,0005 - 0,005
Ghiaccio marino	19 - 27	0,019 - 0,025
Ghiacciai (stima minore)	0,51	0,05
Ghiacciai (stima maggiore)	0,54	0,13
Ghiacciai pensili	1,5	0,7
Groenlandia	1,7	2,9
Antartide	12,3	24,7
Terreno gelato stagionalmente (NH)	5,9 - 48,1	0,006 - 0,065
Permafrost (NH)	22,8	0,011 - 0,037

Fig. 1

Fig. 2

Variazioni dell'albedo in funzione dell'età della neve

[da O'Neill e Gray (1973) ridisegnato]



IL RUOLO DELLA NEVE NEI CAMBIAMENTI CLIMATICI

I ghiacciai dell'Antartide, della Groenlandia più una piccola parte nel resto dei continenti ricoprono il 10% delle terre emerse mentre (tabella di Fig. 1) in inverno, il 49% dell'emisfero nord della terra è ricoperto dalla neve. Una importante proprietà della neve e del ghiaccio è l'elevato potere riflettente (albedo). L'albedo del manto nevoso dipende da molti fattori come l'altezza della vegetazione circostante, l'angolo di incidenza del sole, la copertura nuvolosa (IPCC, 2007 sezione 4.2.), l'altezza e l'età della neve. L'età della neve è correlata alla forma dei grani e al loro metamorfismo (O'Neill and Gray, 1973); l'albedo è di circa il 90% nel caso

della neve di precipitazione per arrivare a meno del 50% della neve vecchia e bagnata (Fig.2). In ogni caso la riflessione dell'energia solare da parte della neve è notevolmente superiore agli oceani e alle foreste (10%).

Oltre ad una risposta diretta albedo-manto nevoso, la neve può avere un'influenza indiretta anche su altre componenti legate al clima come l'umidità del terreno e, si suppone, le due tipi di circolazione atmosferica, quella dei monsoni (Lo and Clark, 2001) e quella annuale (Saito and Cohen, 2003).

Pertanto la neve e il ghiaccio giocano un ruolo cruciale nel bilancio radiativo della terra (Groisman et al. 1994) e sono degli importanti indicatori dei cambiamenti climatici. Infatti ad una generale riduzione della copertura nevosa, corrisponde un maggior accumulo di energia del pianeta a causa del mancato effetto albedo.

Tuttavia la disponibilità di dati relativi all'innevamento è relativamente limitata rispetto ad altri parametri (es. temperatura) e quindi anche le interazioni con il clima non sono del tutto quantificabili.

Le osservazioni giornaliere dello spessore del manto nevoso e dell'accumulo della neve fresca sono effettuate con diversi metodi. Serie storiche che iniziano nel secolo XX sono poche (Svizzera, USA, ex URSS, Finlandia). Dati relativi all'altezza della neve al suolo e del relativo equivalente in acqua (SWE) sono diffusi dal 1950 nel Nord America, in Europa e in limitate montagne dell'Australia (dal 1960) (IPCC, 2007).

I primi data set usati per valutare l'estensione della copertura nevosa (Snow Cove-

red Area-SCA) su vasta scala sono relativi alle immagini da satellite e riguardano solo l'emisfero nord (NH). La mappatura della SCA dell'emisfero sud è molto recente, iniziata nel 2000 con i dati del satellite MODIS.

Variabilità e trend della copertura nevosa nell'emisfero nord

L'emisfero nord è coperto mediamente da neve per 23,9 x10⁶ km² (media 1966 - 2004) senza conteggiare la Groenlandia. La variabilità interannuale più grande non è in inverno, quando l'estensione è maggiore, ma in autunno e in estate.

Dal 1972 al 2005, la superficie dell'NH coperta da neve è diminuita del 5,6% secondo i dati NOAA ottenuti da satellite ed elaborati dal Global Snow Lab e la minima estensione, dal 1972, è stata osservata nell'anno solare 1990 (Fig.3).

La copertura nevosa (SCA), è in riduzione fin dal 1920, ma ancor più dal 1970 soprattutto in primavera e in estate. Infatti è stata constatata una recente riduzione nei mesi da febbraio ad agosto e ciò è dovuto sia alla traslazione della massima estensione della SCA dal mese di febbraio al mese di gennaio che all'anticipo di 2 settimane dell'inizio della fusione del manto nevoso in primavera (periodo di osservazione 1972- 2000) (Dye, 2002). Particolarmente significativa è la riduzione in atto dagli anni '90 nei mesi di marzo e aprile con 2,7 ±1,5 x10⁶ km² pari al 7,5±3,5% (Fig.4).

La variazione della temperatura e il suo trend giocano infatti un ruolo importante sulla variabilità e il trend della SCA nell'emisfero nord, in quanto influenzano la tipologia di precipitazione solida (neve) o liquida (pioggia) e l'inizio della fusione.

Alle diverse latitudini, in quasi tutti i mesi dell'anno l'estensione e le variazioni recenti della SCA, sono correlate con la relativa temperatura (IPCC, 2007).

Variabilità e trend della copertura nevosa in Europa

La variabilità della SCA, nelle regioni montuose dell'Europa, è caratterizzata soprattutto dalle variazioni regionali dell'altitu-

dine. Le recenti variazioni della SCA sono documentate nelle Alpi Svizzere (Scherrer et al. 2004), in Slovacchia (Vojtek et al. 2003) ma nessun cambiamento è stato osservato in Bulgaria (Petkova et al. 2004). In Svizzera la riduzione della SCA è stata osservata soprattutto alle basse quote ed è stata constatata una netta correlazione con l'aumento delle temperature medie invernali (AlpMedia, 2002); inoltre è stato stimato che l'aumento di 1°C determina un innalzamento del limite della neve sicura di 150 m con conseguenze dirette sul turismo invernale (AlpMedia, 2002)

Anche nell' Europa centrale è stata osservata una riduzione della permanenza della neve al suolo (Falarz, 2002).

E' stata osservata anche la tendenza ad un incremento dell'altezza di neve al suolo, in termini assoluti, in Finlandia, (Hyvarinen, 2003), nell'ex Unione Sovietica dal 1936 al 1995 (Ye and Eleison, 2003) e sul Plateau Tibetano (Zhang et al. 2004) fin dal 1970, pur con stagioni invernali più corte.

L'estensione della copertura nevosa è comunque in decremento in molte regioni, specie in primavera, e di riflesso anche la disponibilità di acqua equivalente (SWE).

Variazione dell'estensione della copertura nevosa nell'emisfero nord espressa come anomalia

[FAQ 4.1 Figure 1 (IPCC, 2007), pag 376, ridisegnato]

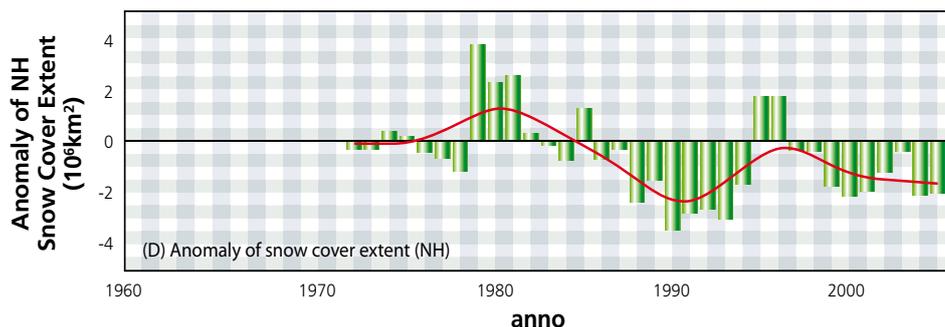


Fig. 3

Estensione media della copertura nevosa nei mesi di marzo e aprile nell'emisfero nord

(Brown, 2000) [Figure 4.2. (IPCC, 2007), PAG. 344, ridisegnato]

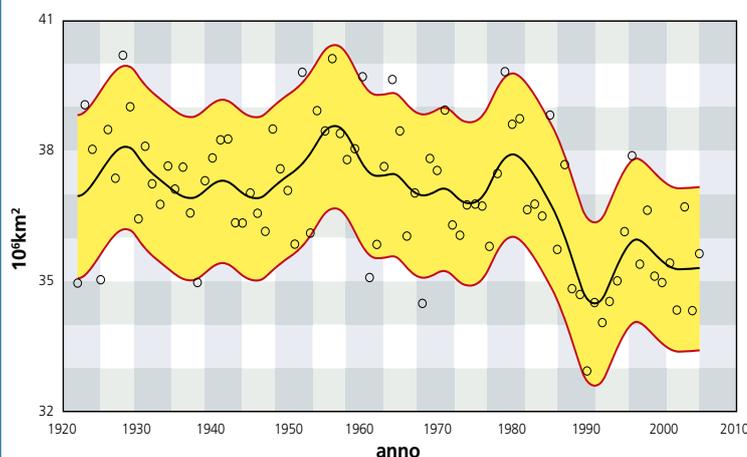


Fig. 4



Fig. 5

Fig. 6 - Canavese, Valle dell'Orco (da www.google.it). Stazioni utilizzate nel presente lavoro: Rosone, 714 m; Noasca, 1062 m; Ceresole Reale, 1579 m; Lago Telesio, 1917 m; Lago Serrù, 2275 m.



Fig. 7 - Dolomiti (da www.google.it) stazioni utilizzate nel presente lavoro: Ghio, 750 m; Auronzo 860 m; Arabba, 1630 m; Cortina, 1200 m; Cavia, 2100 m. Per alcune elaborazioni è stata utilizzata anche la serie storica di Andraz (1440 m).

Variabilità e trend della copertura nevosa sulle Alpi Italiane

In Italia non sono ancora disponibili dati relativi all'estensione in km² della copertura nevosa per i diversi mesi dell'anno e per un lungo periodo.

Fino ad oggi sono stati sviluppati alcuni studi regionali in Valle d'Aosta (AA. VV., 2006;), Piemonte (ARPA Piemonte, 2007), in Emilia Romagna (Covoni e Merletto, 2005; Spisni et al., 2007) e in Trentino sull'andamento dell'innevamento e, per quanto riguarda tutto l'arco alpino meridionale, sull'andamento generale

della precipitazione nevosa, intesa come cumulo stagionale (Valt et al., 2005; Valt et al., 2006).

Per valutare se i trend evidenziati a livello di NH sono simili a quelli del versante sud delle Alpi, è possibile utilizzare i dati di permanenza della neve al suolo, come numero di giornate nell'arco di una stagione invernale (ottobre - maggio).

Questa metodologia è stata utilizzata anche da altri autori nelle regioni a nord delle Alpi (Wielke et al., 2004).

Anche questo tipo di informazione non è disponibile per un numero di stazioni omogeneamente distribuite, arealmente e altimetricamente sull'arco alpino, al contrario della precipitazione nevosa.

Pertanto, sono state individuate sulle Alpi italiane due aree campione, il Canavese e le Dolomiti bellunesi, aventi più stazioni distribuite omogeneamente in altitudine e con serie storiche sufficientemente lunghe (30-50 anni) (Fig. 5,6,7).

FONTI DEI DATI E METODI

Gran parte dei dati utilizzati nel presente lavoro sono stati desunti dalle banche dati delle reti di monitoraggio regionale e provinciale dei Servizi Valanghe AINEVA, dagli Annali Idrologici pubblicati dal Ministero dei Lavori Pubblici (Ministero Lavori Pubblici, 1927-1996) e, soprattutto, dalle stazioni di rilevamento presso le dighe delle diverse Compagnie di gestione delle Acque superficiali dell'arco alpino. Nello specifico per il Canavese, i dati sono stati redatti dalla banca dati on-line a risoluzio-

zione mensile della Società Meteorologica Italiana realizzata con il finanziamento della Fondazione Vodafone Italia [1].

I dati relativi alla durata della neve al suolo sono stati calcolati sommando tutte le giornate in cui presso la stazione di osservazione la neve misurava uno spessore pari a 1 o più cm.

I dati della precipitazione nevosa stagionale, utilizzati per le elaborazioni finali del presente lavoro, sono il risultato della sommatoria dei singoli valori giornalieri di neve fresca rilevati di norma alle ore 8.00 di ciascun giorno (Cagnati, 2003) ed espressi in cm. In tutti i grafici e le tabelle del presente lavoro l'anno di riferimento è l'anno idrologico (ad esempio l'anno 2003 inizia il 1 ottobre 2002 e termina il 30 settembre 2003). Tuttavia, per i raffronti, sono state considerate le sole precipitazioni nevose relative alla stagione invernale compresa fra il mese di ottobre e il mese di maggio. Per alcune stazioni, i valori mensili e stagionali erano riassunti già in tabelle nelle pubblicazioni consultate, per altre sono state effettuate le varie sommatorie partendo dai valori giornalieri.

I dati delle stazioni italiane sono stati elaborati con 3 diversi raggruppamenti in funzione dei parametri calcolati. Un primo insieme è stato effettuato per micro area (Canavese e Dolomiti) per effettuare dei confronti fra le 2 aree; un secondo insieme contenente i dati di ambedue le zone per i confronti con le tendenze a grande scala ed infine un terzo insieme considerando tutte i dati delle stazioni disponibili dell'arco alpino italiano.

Inoltre, per alcuni confronti altimetrici, sono state prese in considerazione le stazioni ubicate fra i 1000 e i 1600 m del Canavese e delle Dolomiti e quelle fra i 1601 e i 2300 m di quota (Fig. 8).

Nelle elaborazioni finali, più di dettaglio e riguardanti solo le Dolomiti, i dati sono stati trattati per singola stazione.

Per evidenziare l'andamento a livello regionale mediante un'unica serie, è stato utilizzato l'indice adimensionale SAI (Standardized Anomaly Index) (Giuffrida e Conte, 1989) che esprime le anomalie

della grandezza studiata, attraverso il contributo dei valori medi annuali o stagionali delle singole stazioni. Un indice annuale di anomalia pari a 0 indica un anno in linea con la media di riferimento, un valore di anomalia positivo o negativo indica rispettivamente un eccesso o un deficit più o meno elevati rispetto al valore normale (Mercalli et al., 2003, 2006). Disponendo di serie storiche sufficientemente lunghe per quasi tutte le stazioni considerate, le elaborazioni sono state effettuate sulla base del trentennio di riferimento 1961-1990, come indicato dal WMO (WMO, Climate Normals, CLINO, nota tecnica 847).

Inoltre, per definire gli eventi eccezionali (estremi o rari), è stato determinato il 0.10 e il 0.90 percentile rispetto al trentennio di riferimento. Gli scarti medi che si collocano oltre tali soglie sono stati considerati eventi rari (IPCC, 2001). Sono stati considerati come valori rientranti nella variabilità media quelli situati fra il 1° e il 3° quartile (25% e 75%). Gli scarti medi che si collocano all'interno del 1° quartile e del 3° quartile, fino al 0.10 e 0.90 percentile, sono stati definiti eventi al di fuori della norma. Tale metodologia è stata utilizzata per la sua semplicità e per l'omogeneità con i lavori precedenti (Valt et al., 2005, 2006).

Per quanto riguarda le differenze nei quantitativi di precipitazione in cm di neve, è stato considerato lo scarto dai valori di riferimento senza considerare gli equivalenti in acqua della precipitazione non disponendo di serie storiche che distinguono tipologia della precipitazione nei mesi di inizio e fine inverno caratterizzate da una alternanza di precipitazione liquida (pioggia) e solida (neve).

RISULTATI

Permanenza della neve al suolo

Nell'emisfero nord (NH), la copertura nevosa (SCA) è in generale diminuzione, non tanto in inverno, ma nei mesi autunnali e primaverili. Per quanto riguarda il versante sud delle Alpi, i dati di permanenza della neve al suolo, elaborati per

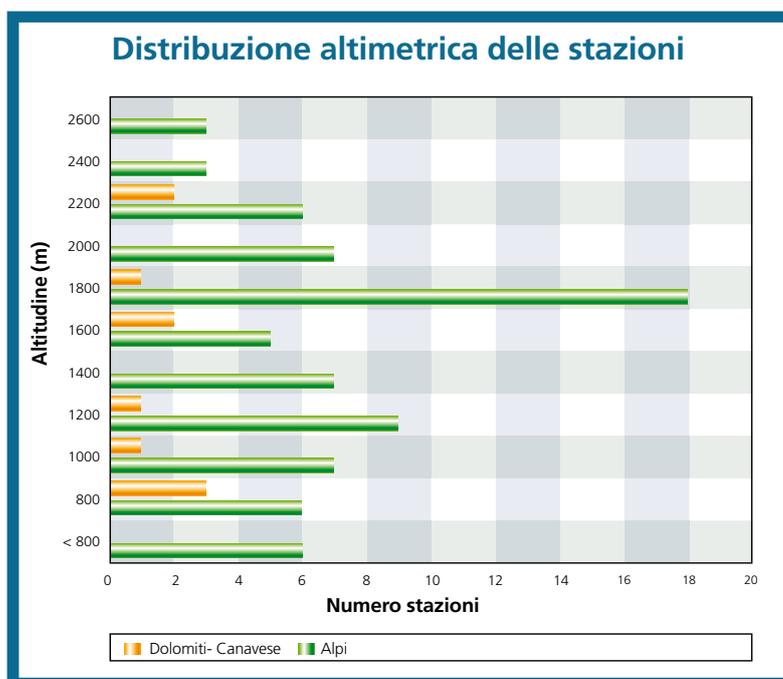


Fig. 8

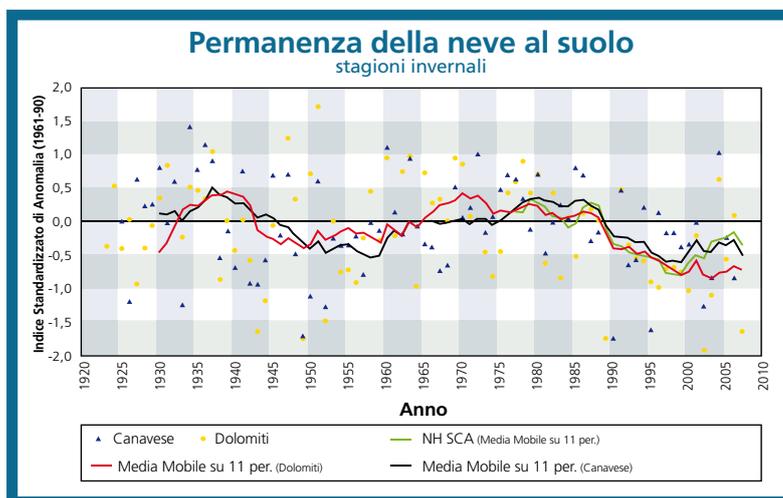


Fig. 9 - Anomalia della permanenza della neve al suolo calcolata per il Canavese e le Dolomiti, raffrontata con l'anomalia della SCA dell'emisfero nord.

le 2 aree campione, sono rappresentati in Figura 9 assieme ai valori della durata della SCA del NH. Le medie mobili elaborate per le Dolomiti e la Valle dell'Orco in un primo periodo degli anni '30, evidenziano chiaramente aree con una buona permanenza della neve al suolo; un'inflessione della durata fra il 1945 e il 1960 e poi una ripresa, più significativa prima nelle Dolomiti e poi, sulla fine degli anni '80, nelle Alpi occidentali. Tuttavia in ambedue le aree, dal 1985 in poi, inizia la regressione della durata della neve al suolo con un indice nettamente negativo. L'indice dimostra un'inversione di tendenza dopo il 2000 ma, in questo caso, la media mobile, è influenzata dall'alternarsi di inverni molto nevosi ad altri secchi.

La curva della media mobile realizzata con

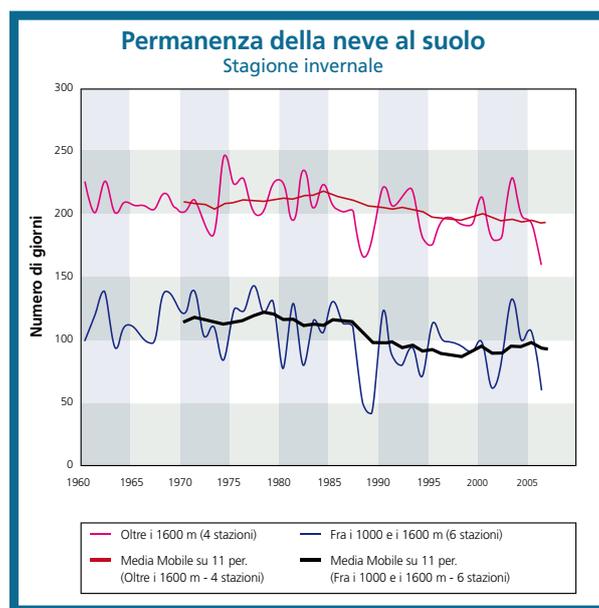


Fig. 10 - Permanenza media della neve al suolo in giorni, determinata per 2 grandi fasce altimetriche raggruppando le stazioni del Canavese e delle Dolomiti.

Fig. 11 - Anomalia della permanenza della neve al suolo determinata raggruppando le stazioni del Canavese e delle Dolomiti per i mesi di marzo e aprile. Per un confronto con l'andamento nell'NH, vedasi la figura 4.

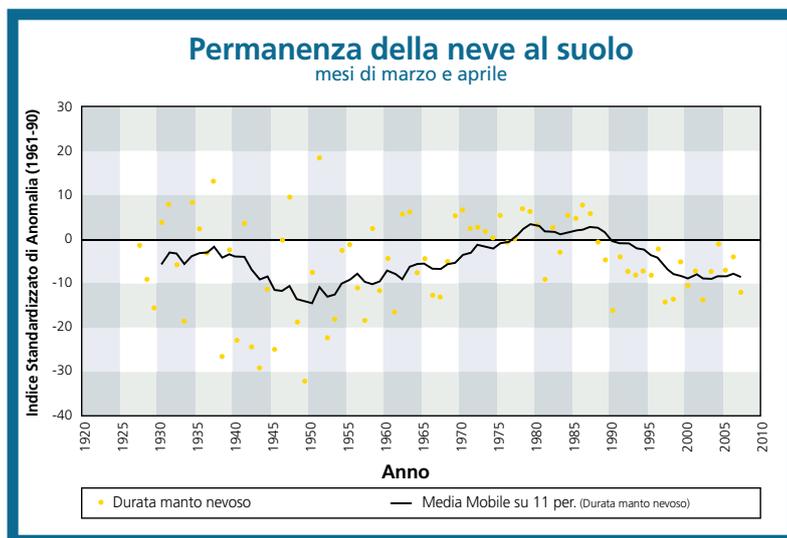


Fig. 12 - Anomalia del cumulo stagionale della neve fresca determinato raggruppando le stazioni (n. 10) del Canavese e delle Dolomiti rispetto al periodo di riferimento 1961-1990 (curva rossa). Per poter effettuare un raffronto con la situazione a livello di arco alpino italiano, lo stesso indice è stato ricalcolato per il periodo 1976-2005 e raffrontato con l'anomalia espressa dalle 50 e più stazioni italiane (vedere Fig. 8) per il periodo 1976-2005.

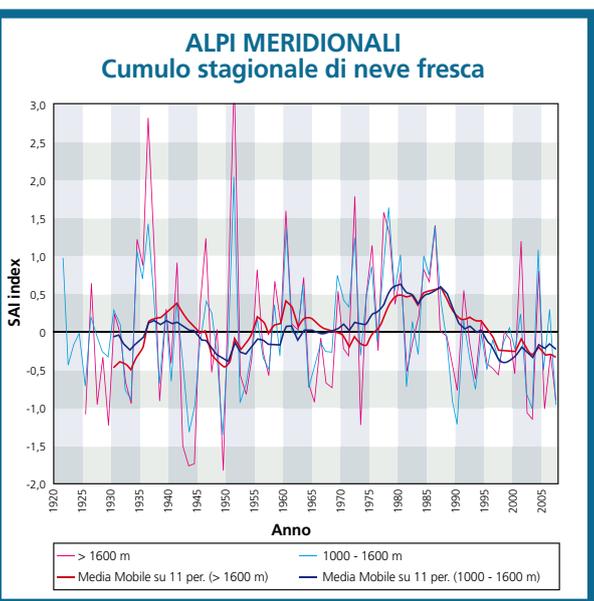
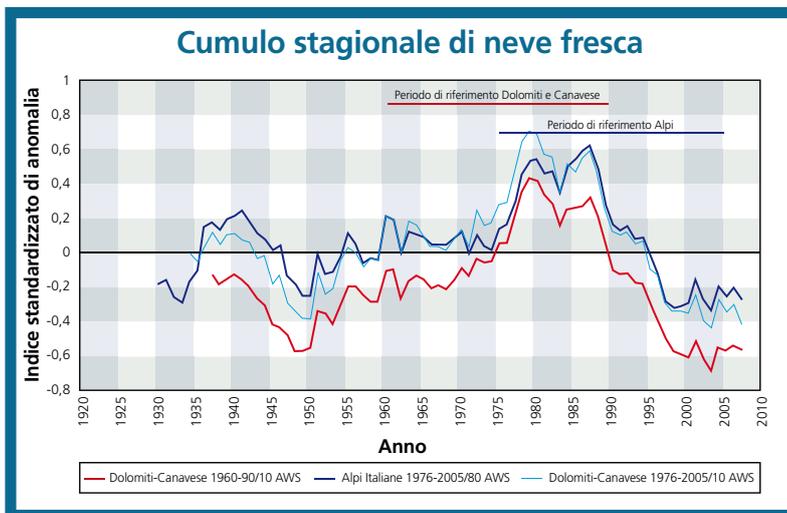


Fig. 13 - Come in figura 10, è stata determinato l'indice di anomalia per il cumulo stagionale di neve fresca per le 2 grandi fasce altimetriche raggruppando le stazioni del Canavese e Dolomiti.

in valori di SCA per l'NH dal 1966 in poi, evidenzia un andamento molto simile al versante sud delle Alpi. Pertanto si può, con buona approssimazione, affermare che la tendenza a una riduzione in atto della copertura nevosa a livello di NH sono confermate anche a

neve in primavera è in atto anche in questo caso una diminuzione delle giornate con neve al suolo e quindi, di conseguenza delle aree coperte da neve (Fig. 11).

Cumulo stagionale di neve al suolo

La minor permanenza della neve al suolo può essere legata sia ad un aumento generale delle temperature, che alla diminuzione della precipitazione solida.

Per quanto riguarda la precipitazione, il cumulo stagionale di neve fresca elaborato per le 10 stazioni, evidenzia una costante diminuzione dal 1990 al 2000 e un certa stazionarietà dal 2000 in poi, cioè da quando stanno susseguendosi inverni nevosi ad altri secchi, come già evidenziato nel capitolo precedente.

Al fine di verificare se l'andamento delle 2 aree campione è significativo per le Alpi italiane, lo stesso valore SAI per il cumulo stagionale della neve al suolo è stato determinato per il trentennio 1976-2005, periodo per il quale esiste una buona copertura di dati di precipitazione sulle Alpi Italiane, omogeneamente distribuite spazialmente e altimetricamente.

I risultati sono riportati nella Figura 12, dove è riportato l'andamento SAI risultante delle Dolomiti e Canavese sulla media 1961-1990 e 1976-2005 e il SAI calcolato su questo ultimo periodo per le 70 e più stazioni del versante sud delle Alpi.

Come si può ben osservare, gli andamenti sono molto simili e gli scostamenti dalla media, sia delle aree campione rispetto al resto delle Alpi dipende solo dal periodo di riferimento considerato.

L'indice SAI relativo sempre al cumulo stagionale della neve al suolo elaborato per le stazioni ubicate fra i 1000 e i 1600 m e le quote superiori, non evidenzia andamenti diversi a conferma della diminuzione delle precipitazioni sia alle quote elevate che alle quote medie (Fig.13).

Tipologia della precipitazione invernale (solida e liquida)

Numerosi sono i lavori relativi all'analisi delle variazioni delle precipitazioni nell'area alpina (cumulo annuale/stagionale) la maggior parte dei quali evidenziano una leggera diminuzione delle precipitazioni invernali (Cacciamani et

livello di versante sud delle Alpi. Rispetto alla media 1961-90, nel periodo recente (1991-2007), la permanenza della neve al suolo è diminuita mediamente di 14 giorni (12%).

Le 10 stazioni utilizzate sono ubicate a quote diverse e la superficie del territorio alpino, a parità di fasce altimetriche, diminuisce, ovviamente all'aumentare della quota. Pertanto ad una riduzione di giornate con neve al suolo alle quote inferiori corrisponde una mancanza di superficie ben più importante che alle quote superiori. L'analisi condotta parametrizzando la durata della neve nelle fasce altimetriche fra i 1000 e i 1600 m di quota e le quote superiori evidenzia una diminuzione rispettivamente del 16% alle basse quote (pari a 16 giorni) e del 6% alle quote superiori (pari a 11 giorni) (Fig. 10).

Per quanto riguarda i mesi primaverili, dopo il periodo intercorso fra il 1969 e il 1987 con una lunga permanenza della



al. 2001). Invece, per quanto riguarda la tipologia della precipitazione invernale (liquida o solida), i lavori sono pochi (es. Colombo e Vergari, 2006) a causa soprattutto della mancanza di dati disponibili sul lungo periodo.

L'analisi dei dati di alcune stazioni delle 2 aree campione evidenziano un trend negativo sia della precipitazione totale (novembre - aprile) che della precipitazione come sola neve (Fig. 14 a, b, c, d, e, f). Anche nel periodo invernale classico (dicembre - febbraio) il trend è negativo e confermato come si può evincere dalle curve di tendenza delle Figure 14.

Per il periodo novembre - aprile, per la sola stazione di Lago di Cavia (Fig. 15), sono disponibili i dati di precipitazione sia come pioggia che come neve fusa. Le linee di tendenza evidenziano un aumento della componente liquida (trend positivo) a discapito della precipitazione solida (trend negativo), che potrebbe far supporre ad una variazione del regime delle precipitazioni invernali che dovrà essere comunque confermata da altri dati.

Altezza massima della neve al suolo

Se in alcune regioni (Finlandia, ex Unione Sovietica, etc.) è stato osservato un incremento delle altezze massime al suolo, nelle 2 aree campione del versante sud delle Alpi è esattamente il contrario.

In concomitanza con l'inizio del periodo di riduzione della copertura nevosa e di riduzione della quantità di neve fresca

caduta, anche i valori di altezza massima della neve al suolo hanno subito un declino, con una leggera ripresa nel XXI secolo. Nelle Alpi orientali, valori massimi assoluti, sono ancora legati alle nevicate del febbraio 1951 e nei tempi recenti agli inverni del 1977, '78, '86 e 2001, mentre nelle Alpi occidentali, dove nel presente lavoro non si dispone di osservazioni in quota antecedenti a metà degli anni '50, i valori assoluti in quota sono quelli del 1972, del '69, '74, '86 e '91 (Fig. 16 e 17).

Limite della neve

In questi ultimi anni è stata posta molta attenzione alle variazioni dell'innevamento e alle sue ripercussioni sul turismo invernale (WWF Italia, 2006).

Per la pratica degli sport invernali, l'altezza minima della neve naturale dipende dalla natura del pendio e dall'attività sportiva (sci alpino, sci nordico, race, freerider, etc). In generale un'altezza di 30 cm è considerata sufficiente, 50 cm sono buoni e 75 cm è uno spessore ottimale (Witmer, 1986).

Il manto nevoso sulle Alpi, viste le attuali tendenze climatiche (IPCC, 2007), è proiettato verso una diminuzione e anche la quota della neve sicura è destinata ad innalzarsi. Differenti criteri sono stati proposti e discussi per definire quale è la quota della neve naturale sicura per le stazioni sciistiche. Uno dei primi è stato definito come i 100 giorni con neve al suolo con un certo spessore (Witmer, 1986), e si è constatato che ben si adatta per certe zone alpine. In Svizzera questo criterio è

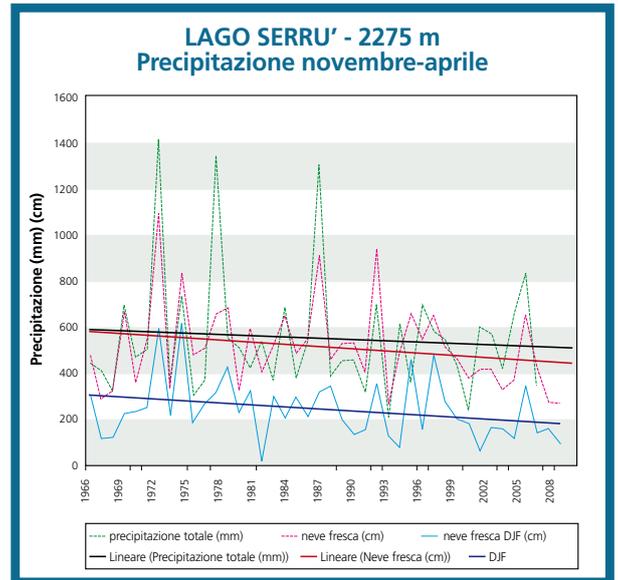


Fig. 14a

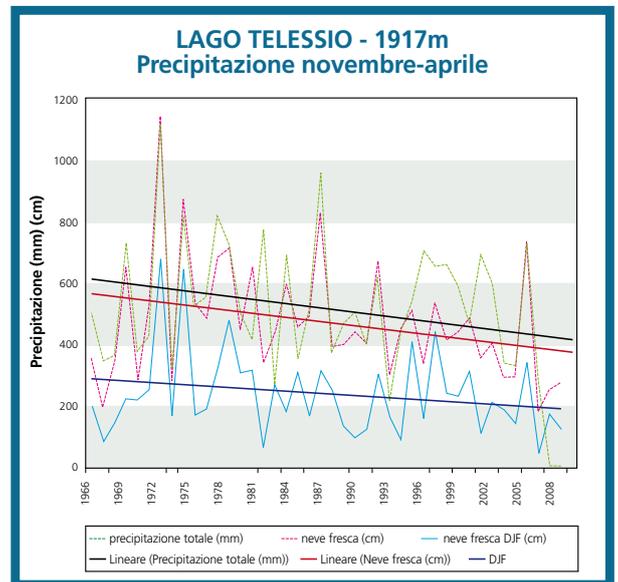


Fig. 14b

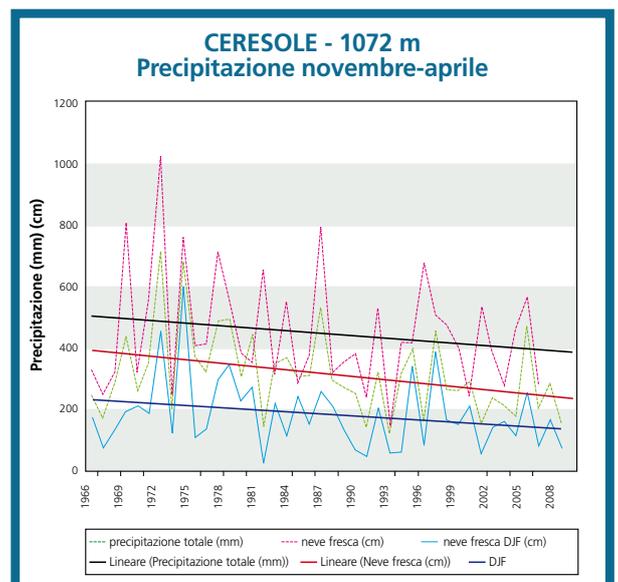


Fig. 14c

Fig. 14 - Andamento della precipitazione invernali nel Canavese e nelle Dolomiti. La precipitazione è rappresentata come valore cumulato di pioggia e neve fusa (mm) e come cumulo di neve fresca (cm) per il periodo novembre - aprile. Per quanto riguarda la sola precipitazione nevosa sono anche visualizzati i dati dell'inverno meteorologico e cioè dicembre, gennaio e febbraio (DJF).

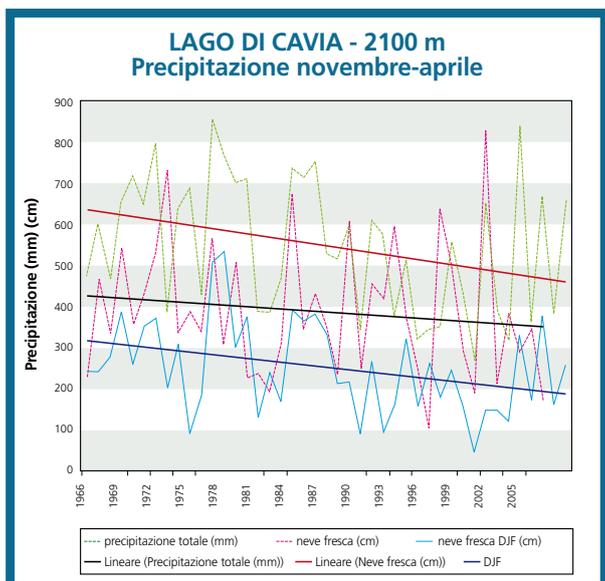


Fig. 14d

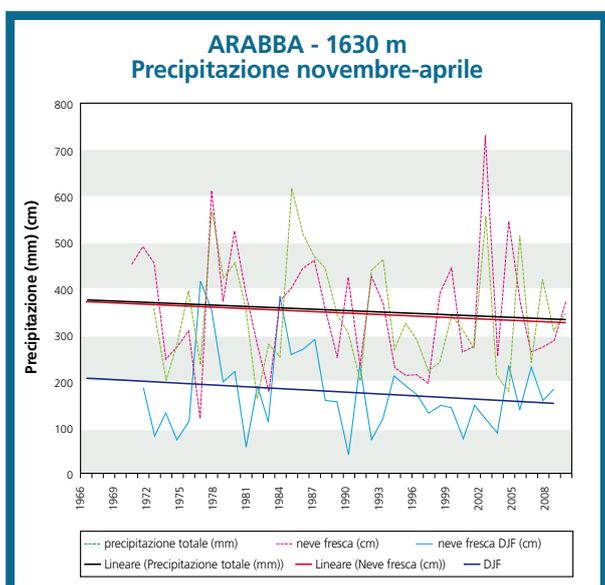


Fig. 14e

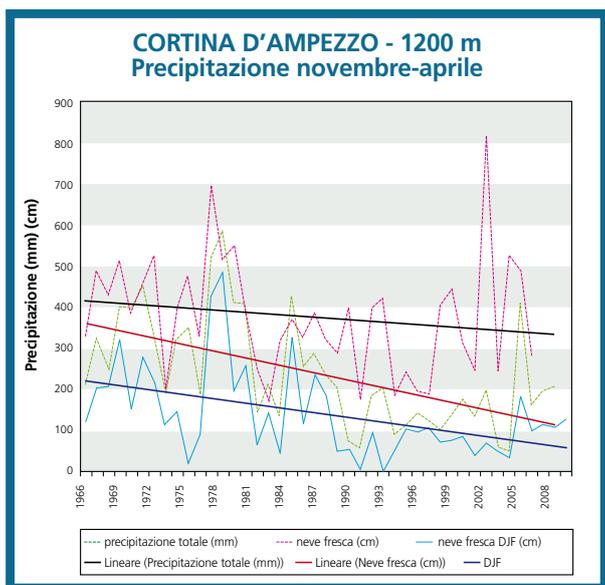


Fig. 14f

stato accettato da quasi tutti gli operatori del turismo come indice di riferimento (Pfund, 1993; Abegg, 1996).

In Svizzera, con il criterio di 100 giorni con altezza della neve maggiore di 30 cm, alcuni autori (Föhn, 1990; Laternser e Schneebeli, 2003) hanno stabilito la quota di 1200 m - 1300 m come livello della neve sicura.

La quota della linea della neve sicura varia lungo l'intero arco delle Alpi, in funzione delle diverse aree climatiche.

Altri autori (Wielke et al., 2004) hanno comparato invece la durata del manto nevoso nelle diverse regioni delle Alpi (giorni con neve al suolo) e hanno collocato la quota della neve sicura per la Svizzera a 1150 m, ad una quota di 150 m più elevata rispetto all'Austria nord-orientale (1050 m), che risente maggiormente di un effetto di continentalità, mitigato invece nelle altre regioni dall'influenza di latitudini inferiori.

Inoltre, oltre ad una variazione del limite delle nevi sicure nelle Alpi nella direzione Ovest- Est, sussiste una diversa collocazione in funzione del versante settentrionale e meridionale; infatti le Alpi sono influenzate dal clima mite mediterraneo e pertanto la linea delle nevi si attesta ben 300 m più in quota sul versante meridionale (Ticino, Alpi Italiane) (Witmer, 1986; Matulla et al., 2005).

Di conseguenza la linea della quota della neve naturale sicura, applicando la regola dei 100 giorni con 30 cm di neve al suolo, si attesta diversamente per le diverse aree delle Alpi come indicato nella tabella di Figura 18.

In un sistema climatico in riscaldamento, è stato stimato che la linea della nevi sicure sia destinata ad aumentare di 150 m di quota ogni grado di aumento della temperatura media (Föhn, 1990; Haeberli e Beniston, 1998) e sulla base di questa analisi vengono effettuate le valutazioni sulle stazioni sciistiche che saranno a rischio nel futuro, sia per la minor presenza di neve naturale che per la difficoltà di produrre neve artificialmente.

Questi tipi di elaborazioni che vengono assunte come valori di base e di studio

nella gran parte dei lavori che mettono in relazione durata del manto nevoso e turismo, sono validi per macroaree in quanto possono sussistere poi delle variazioni in relazione all'orografia e alla geografia di ogni singola realtà turistica. Ad esempio, un'analisi condotta sullo spessore della neve in relazione all'esposizione del pendio e alla sua inclinazione ha evidenziato che, rispetto ad una superficie orizzontale, alla fine di marzo, gli spessori sono doppi su un pendio in ombra inclinato di 20° e meno della metà (30%) sui pendii al sole inclinati sempre di 20° (Witmer, 1986)

Per quanto riguarda l'Italia, le elaborazioni sono state condotte sui dati recenti dell'ultimo ventennio, non essendo disponibili serie più lunghe.

Un'analisi effettuata sulle Alpi Orientali, per le stazioni di Lago di Cavia (2100 m), Andraz (1520 m), Cortina d'Ampezzo (1150 m) e Auronzo (850 m), ha evidenziato che effettivamente il numero di giorni con più di 100 gg con 30 cm di neve si colloca ad una quota superiore ai 1500 m, con un leggero abbassamento negli ultimi anni (Fig. 19 e 20).

Altezza media della neve e disponibilità risorsa idrica

Tutti i dati relativi all'evoluzione recente del manto nevoso (durata della neve, quantità di precipitazioni, valori di altezza massima alterazione del regime precipitazione liquide/solide in inverno, innalzamento del limite della neve sicura) evidenziano una diminuzione, in questi ultimi decenni, della neve e di riflesso della risorsa idrica.

Le elaborazioni condotte sull'altezza media della neve al suolo evidenziano nel settore dolomitico, dove si dispongono dei dati di più stazioni, una riduzione anche dello spessore medio della neve al suolo dal decennio 1971-80, al decennio 1991-2000, con una leggera ripresa negli ultimi anni (Fig. 21). Anche i dati relativi alle 2 stazioni in quota del Canavese evidenziano la stessa tendenza.

La riduzione dello spessore medio della neve è ancora maggiore e più significativo nel mese di marzo (Fig. 22) quando,

nel decennio 1991-2000, sono stati raggiunti i valori minimi simili al decennio 1941-50.

La minor neve nel mese di marzo, si traduce in una riduzione della disponibilità della risorsa idrica sottoforma di neve con conseguenti riflessi sulla regolazione della risorsa idrica dei bacini idroelettrici e sulle risorse destinate ai deflussi minimi vitali dei fiumi e sulle necessità per l'irrigazione.

CONCLUSIONI

L'analisi dei dati delle due aree campione ha evidenziato che anche sull'arco alpino italiano sono in atto le tendenze riscontrate a livello di emisfero Nord.

Nel periodo recente (1991-2007) la durata della neve al suolo è diminuita mediamente di 14 gg rispetto al periodo di riferimento (1961-90), maggiormente alle basse quote (fra i 1000 e i 1600 m: 16 gg) rispetto alle quote superiori (fra i 1600 – 2100 m: 11 gg).

Infatti le precipitazioni nevose sono in diminuzione a tutte le quote, sia sul settore occidentale che quello orientale delle Alpi nel periodo invernale lungo (novembre – aprile) che classico (dicembre – febbraio). In particolare sussiste un trend negativo sia della precipitazione totale (pioggia + neve fusa) che della sola neve. In un caso analizzato nelle Dolomiti la precipitazione liquida evidenzia un trend positivo in netta contrapposizione con la precipitazione nevosa. Contrariamente a quanto avviene nel nord dell'Europa, i valori di altezza massima della neve al suolo sono in declino nel periodo recente (1990-2005), come la durata della neve e la quantità di precipitazione con una fase altalenante nell'ultimo quinquennio.

Per quanto riguarda il limite della neve sicura, le elaborazioni effettuate per le Alpi Orientali evidenziano come si stia collocando ad una quota superiore ai 1500 m. Inoltre, con la riduzione della copertura nevosa, anche la disponibilità della risorsa idrica sotto forma di neve è diventata più esigua rispetto agli anni '70 e, in alcune zone come le Dolomiti, negli anni '90 si è praticamente dimezzata.

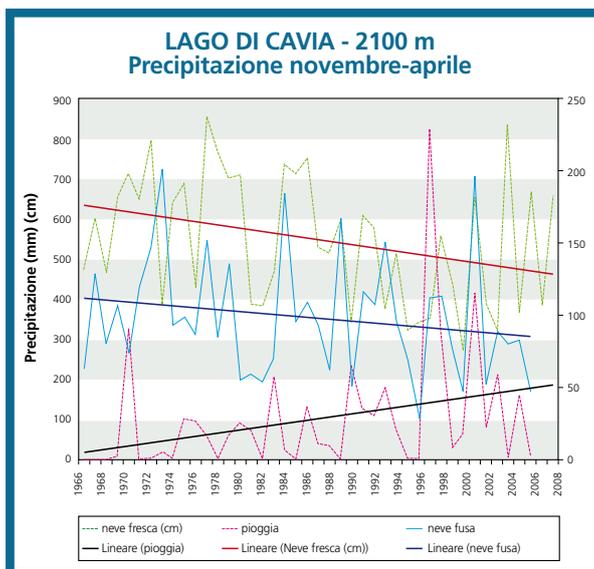


Fig. 15 - Andamento della precipitazione nel periodo novembre-aprile nella stazione in quota di Lago di Cavia. Le linee di trend evidenziano rispettivamente il cumulo stagionale di neve fresca (cm), l'equivalente in acqua della neve di precipitazione espresso sempre come cumulo nel periodo novembre-aprile (mm) e i mm di precipitazione liquida (pioggia) per lo stesso periodo.

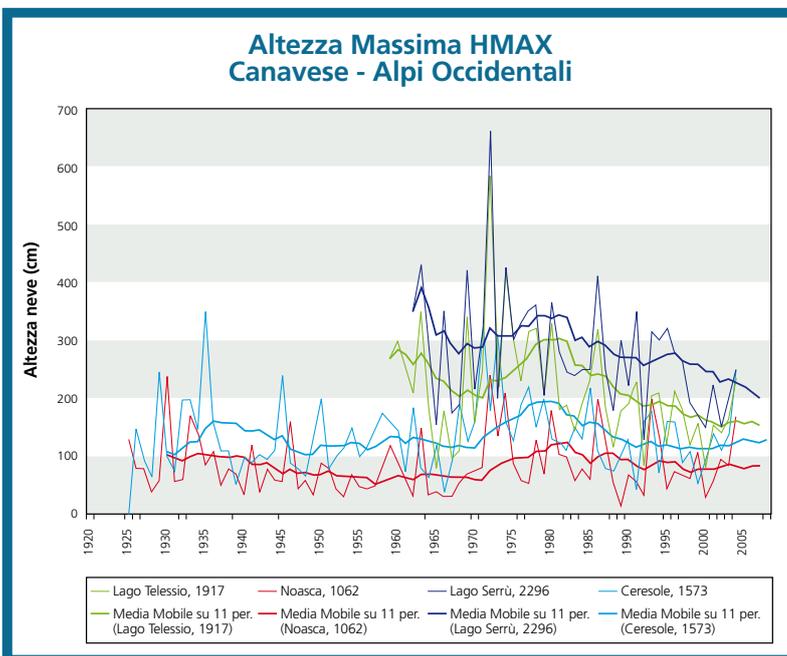


Fig. 16 - Andamento dei valori massimi misurati di neve al suolo (HMAX) per stagione invernale nel Canavese.

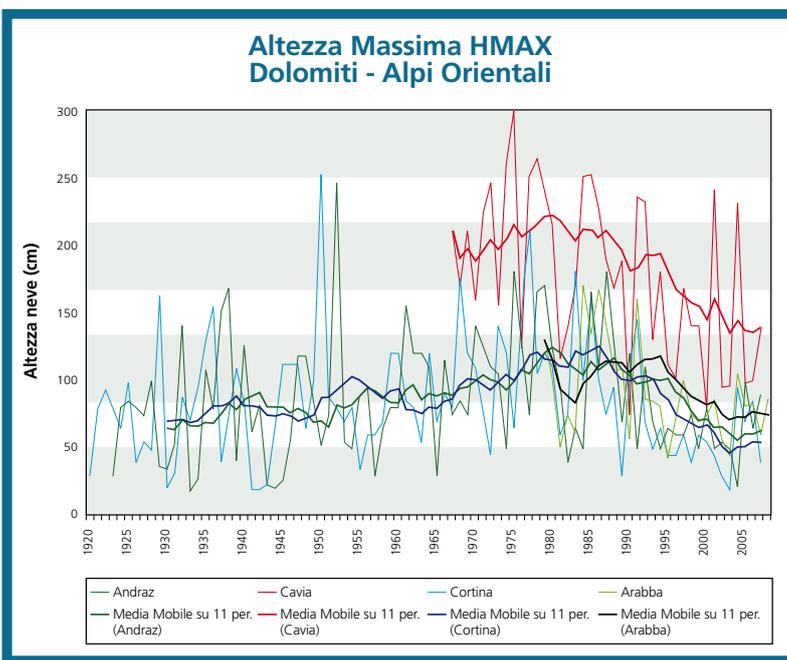


Fig. 17 - Andamento dei valori massimi misurati di neve al suolo (HMAX) per stagione invernale nelle Dolomiti.

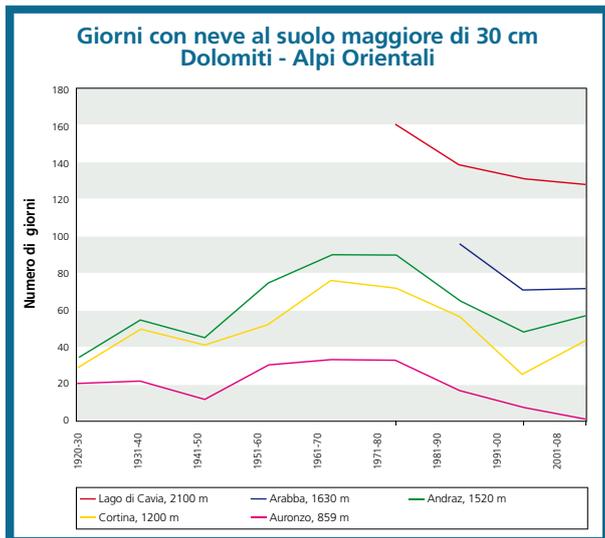


Fig. 20

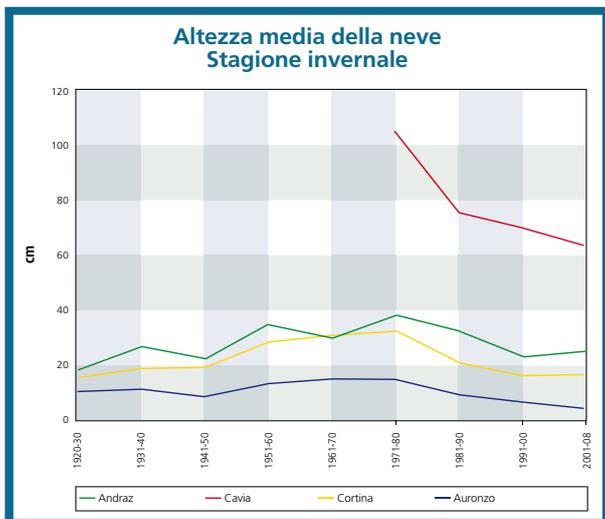


Fig. 21

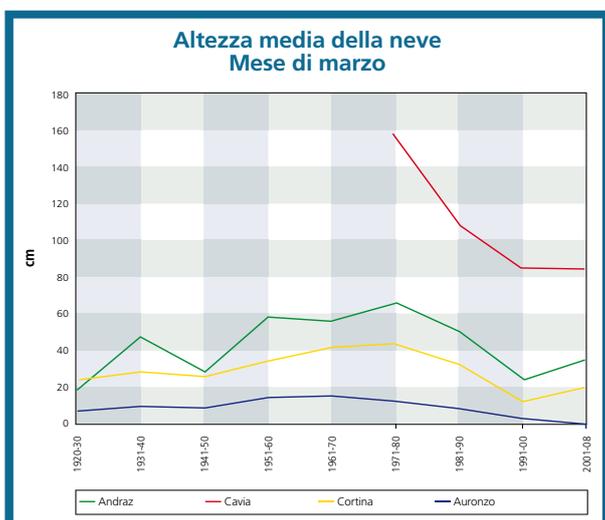


Fig. 22

Fig. 19 - Andamento della persistenza di un manto nevoso con spessore maggiore di 30 cm per stagione invernale per le diverse stazioni delle Dolomiti. La media mobile evidenzia la diminuzione dagli anni '80 e un accenno di ripresa nei tempi recenti. Solo per la stazione in quota i valori della media mobile sono sempre superiori ai 100 gg, limite convenzionalmente fissato per definire la quota della neve sciabile sicura.

Fig. 20 - Valore mediato su base decennale (eccetto il periodo 2001-2008) del numero di giornate con un manto nevoso di spessore maggiore di 30 cm. Anche i valori mediati esprimono una quota neve sicura ben superiore ai 1500 m evidenziati in Tab.II.

Fig. 21 - Valore mediato su base decennale dell'altezza media della neve al suolo nelle Dolomiti (Fig. 7) calcolato per il periodo novembre - aprile.

Fig. 22 - Valore mediato su base decennale dell'altezza media della neve al suolo per il solo mese di marzo (vedere Fig. 21).

ALTITUDINE DELLA LINEA DELLA NEVE SICURA PER LE DIVERSE REGIONI ALPINE (da OECD (2007). Impact of climate change in the European Alps. pp 126)					
Altitudine della linea della neve sicura	Francia	Svizzera	Austria	Italia	Germania
1050 m			<ul style="list-style-type: none"> Salzburg Steiermark/Styria Oberösterreich/Upper Austria Niederösterreich/Lower Austria 		<ul style="list-style-type: none"> Oberbayern/Upper Bavaria
1200 m	<ul style="list-style-type: none"> Isère Savoie Haute Savoie 	<ul style="list-style-type: none"> Alpes Vaudoises and Fribourgeoises Valais/Wallis Bernese Oberland Central Switzerland Eastern Switzerland Grisons 	<ul style="list-style-type: none"> Vorarlberg Tyrol Kärnten/Carinthia <p>(Assuming that the 'positive' effect of continentality is offset by the 'negative' effect of the southern latitude)</p>		<ul style="list-style-type: none"> Schwaben/Swabia
1500 m	<ul style="list-style-type: none"> Drôme Hautes Alpes Alpes de Haute Provence Alpes Maritimes 	<ul style="list-style-type: none"> Ticino 		<ul style="list-style-type: none"> Piemonte Lombardia Alto Adige/Sudtirolo Friuli Venezia Giulia Trentino 	

Fig. 18

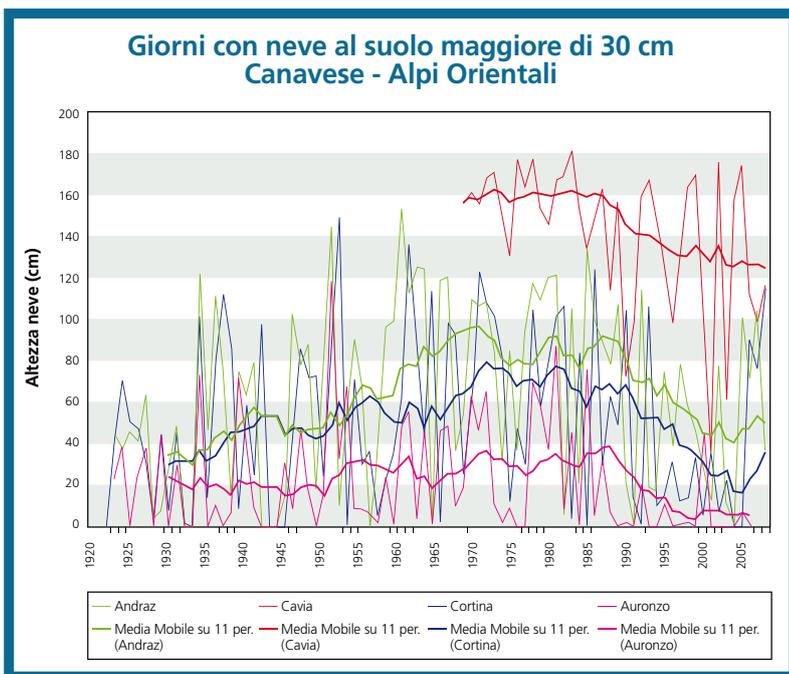


Fig. 19

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato realizzato grazie alle collaborazioni di:

Marco Cordola, Elena Turroni ARPA Piemonte, Area, Previsione e Monitoraggio Ambientale. C.so Unione Sovietica, 216, 10134 Torino.

Compagnia Valdostana delle Acque, Ufficio Ingegneria / Sicurezza, Opere Idrauliche, Via Stazione, 31, 11024 Chatillon (AO).

Alfredo Praolini, ARPA Lombardia, Centro Nivometeorologico, Via Monte Confinale, 9, 23032 Bormio (SO).

Mauro Gaddo, Provincia Autonoma di Trento, Dipartimento Protezione Civile, Ufficio Previsioni e Organizzazione, Via Vannetti, 41, 38100 Trento.

Fabio Gheser, Provincia Autonoma di Bolzano, Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione Valanghe e Servizio Meteorologico, Via Mendola, 33, 39100 Bolzano.

Enrico Fllaferro, Daniele Moro, Regione

Autonoma Friuli Venezia Giulia, Ufficio Valanghe, Servizio territorio montano e manutenzioni, Via Cotonificio, 127, 33100 Udine.

Ufficio Neve e Valanghe, Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche, Direzione Tutela del Territorio, Località Amérique, 33/a, 11020 Quart (AO) - Università di Torino, Di.Va.P.R.A. - Laboratorio Neve e Suoli Alpini. Gressoney La Trinité (AO).

Un particolare ringraziamento a: Enel S.p.A. - Divisione Generazione e Energy Management Area Energie Rinnovabili - di Venezia Mestre per la collaborazione nella fornitura di parte dei dati delle Dolomiti,

Fabrizio Genova per i dati della stazione di Cortina d'Ampezzo,

e Giuseppe Crepez per l'archiviazione e validazione di una parte della banca dati storici di CVA Arabba.

Bibliografia

- [1] <http://www.nimbus.it/clima/Canavese/CartaStaz.asp>
- Abegg B., et al. (1997). Climate Impact Assessment im Tourismus. Die Erde. Vol. 128, 105-116.
- ALPMEDIA (2002). I cambiamenti climatici e le Alpi. Alpmedia.net. pp. 12
- ARPA PIEMONTE (2007). Il Piemonte nel cambiamento climatico. Osservazioni passate, impatti presenti e strategie future. ARPA Piemonte- Torino, pp 154
- AAVV. (2006). Cambiamenti Climatici in Valle d'Aosta. Regione Autonoma Valle d'Aosta and Societa- Meteorologica Subalpina, pp 148
- AA.VV. (2007). Gli eventi preparatori della Conferenza Nazionale Cambiamenti Climatici 2007- Sintesi dei lavori. Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del mare. Roma Sept. 2007, pp. 214
- Brown, R.D., (2000) Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915-97, J.Clim., 13, 2339-2335
- Cacciamani C., M.Lazzeri, A.Selvini, R.Tomozeiu e A.Zucchelli. (2001). Evidenza dei cambiamenti climatici sul Nord Italia. Parte 1: Analisi delle temperature e delle precipitazioni. Quaderno ARPA-SMR n. 04/2001. pp. 43
- Cagnati A. 2003. Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.CIPRA (2006) Clima e Alpi in mutamento. Gli effetti del clima sul turismo e sulla pianificazione del territorio. Bad Hindelang Germania 18-20 maggio 2006, pp. 144
- Colombo T. e S.Vergari (2006). Le precipitazioni nevose in Italia. Rivista di Meteorologia Aeronautica n. 6/2006, 11-21
- Covoni C. and V.Marletto (2005) Evoluzione della nevosità in Emilia Romagna. Quaderno tecnico ARPA-SIM n. 17/2005. pp. 37
- Dye, D.G., (2002). Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972-2000. Hydrolog. Process., 16, 3065-3077.
- Falarz, M., (2002). Long-term variability in reconstructed and observed snow cover over the last 100 winter seasons in Cracow and Zakopane (southern Poland). Clim. Res., 19(3), 247-256.
- Föhn P. (1990). Schnee und Lawinen. In: Schenee, Eis und Wasser der Alpen in einer warmeren Atmosphäre. Internationale Fachtagung. Mitteilungen VAW ETH Zurich, No 108, 33-48
- Giuffrida A. e M.Conte. (1989). Variations climatiques en Italie: tendencies des temperatures et des precipitations. Publ. Ass. Int. Climatologie, 2, 209-216.
- Groisman, P.Ya, T.R. Karl, and R.W. Knight (1994). Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures. Science, 263, 198-200.
- Haerberli W. and M.Beniston (1998). Climate change and its impact on glacier and permafrost in the Alps. Ambio. Vol. 27. 258-265
- Hyvaerinen V. (2003). Trends and characteristics of hydrological time series in Finland. Nord. Hydrol., 34 (1-2), 71-90.
- IPCC (2007). Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp
- IPCC WG1 AR4 Report (2007). Technical Summary, 91 pp
- Laternser, M. and Scheebeli, M. (2003). Long-term snowclimate trends of the Swiss Alps 1931 - 1999. International Journal of Climatology. Vol. 23 pp. 733-750
- Lo, F., and M.P. Clark (2001). Relationships between spring snow mass and summer precipitation in the southwestern US associated with the North American monsoon system. J.Clim., 15, 1378-1385.
- Matulla, C et al. (2005) Outstandig past decadal - scale climate events in the Great Alpine Region analysed by 250 years data and model run. GKSS- Forschungszentrum Geesthacht.
- Mercalli L., D.Cat Berro, S.Montuschi, C.Castellano, M.Ratti, G. Di Napoli, G.Mortara e N.Guindani. (2003) Atlante climatico della Valle d'Aosta. Regione Autonoma Valle d'Aosta. Aosta, 405 pp.
- Mercalli L., Cat Berro D., 2006 - Climi, acque e ghiacciai tra Gran Paradiso e Canavese. SMS, Bussoleno. 756 + XII pp.
- OECD (2007). Impact of climate change in the European Alps. pp 126
- O'Neill A.D.J. e D.M. Gray (1973). Role Snow Ice Hydrol., Proc Banff Symposium, 1972, Vol.1. 176-186
- Pecktova N., E.Koleva e V.Alexandrov (2004). Snow cover variability and change in mountainous regions of Bulgaria, 1931-2000. Meteorol. Z. 13 (1), 19-23
- Pfund C. (1993). Die Seilbahnen in Zahlen. Presentation at the 23 Annual meeting of the Association of Swiss Cableways . Champéry (CH), Sept. 16 th, 1993
- Saito, K., and J. Cohen, (2003) The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. Geophys. Res. Lett. 30, 1302, doi: 10.1029/2002GL016341.
- Scherrer, S.C., C. Appenzeller, and M. Laternser (2004) Trends in Swiss alpine snow days - the role of local and large scale climate variability. Geophys. Res. Lett., 31, L13215, doi: 10.1029/2004GL020255.
- Spisni A., P. Mezzasalma e F.Tomei (2007). Evoluzione della superficie innevata in Emilia Romagna tramite dati Modis L1b. Neve e Valanghe, 62, 32-41
- Valt M. (2008). Densità del manto nevoso sulle Alpi Orientali. (submitted)
- Valt M. e A.Cagnati. (2004). Oggi nevica meno di una volta?. Neve e Valanghe, 50, 52 - 61
- Valt M., A.Cagnati, A.Crepaz e G.Marigo. (2005). Neve sulle Alpi Neve e Valanghe, 56, 24-31
- Valt M. (2006). Neve sulle Alpi Italiane - Inverno 2005-2006 Neve e Valanghe, 58, 6-13
- Vojtek M., P. Fasko e P. St'astny. (2003). Some select snow climate trends in Slovakia with respect to altitude. Acta Meteorologica Universitatis Comenianae, 32, 17-27
- Wielke L.-M., L.Haimberger and M.Antel (2004) SNOW cover duration in Switzerland compared to Austria, Meteorologische Zeitschrift, Vol.13. 13-17
- Witmer U. (1986). Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Sneedaten in der Schweiz. Geographica Bernesia G25
- WMO. (1996). Climatological Normals (CLINO) for the period 1971-1990. WMO 847, 768 pp
- WWF Italia (2006). Alpi e turismo: trovare il punto di equilibrio. WWF Italia Ecoregione Alpi. pp 126
- Ye, H.C., and M. Ellison. (2003). Changes in transitional snowfall season length in northern Eurasia. Geophys. Res. Lett., 30(5), 1252.
- Zhang, Y.S., T.Li, and B.Wang. (2004). Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. J. Clim., 17 (14), 2780-2793.



LA NEVE IN APPENNINO

Prime analisi su 30 anni di dati meteonivologici

Vincenzo Romeo
Servizio Meteomont
Corpo forestale dello Stato

Massimiliano Fazzini
Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Ferrara

Il Servizio Meteomont del Corpo forestale dello Stato presenta un'analisi preliminare su 30 anni di dati meteonivometrici raccolti sull'Appennino centrale ed avvia un ampio studio finalizzato ad analizzare i dati raccolti in 3 decenni presso 130 stazioni dislocate lungo tutta la dorsale appenninica. Uno specifico e quotidiano monitoraggio, meteonivologico fin dal 1978, sulle valanghe dal 1957, ha permesso la realizzazione di preziose banche dati che oggi, nell'ambito del Sistema Informativo della Montagna, si prestano ad essere analizzate e studiate. Per capire come è cambiata la montagna appenninica, come saranno i possibili scenari climatici e meteorologici del prossimo futuro, come gestire le eventuali emergenze ed i rischi naturali ad essi connessi (neve, valanghe, piene, risorse idriche, etc.). I risultati preliminari ed inediti evidenziano una tendenza delle medie mensili e stagionali delle precipitazioni nevose in aumento su tutte le stazioni esaminate, diversamente da quanto mostrano altri settori montani e da quanto comunemente si pensa. Ne seguiranno altri di studi e risultati, finalizzati ad approfondire ed a mettere in correlazione tra di loro dati, informazioni ed eventi raccolti in 30-50 anni di attività.



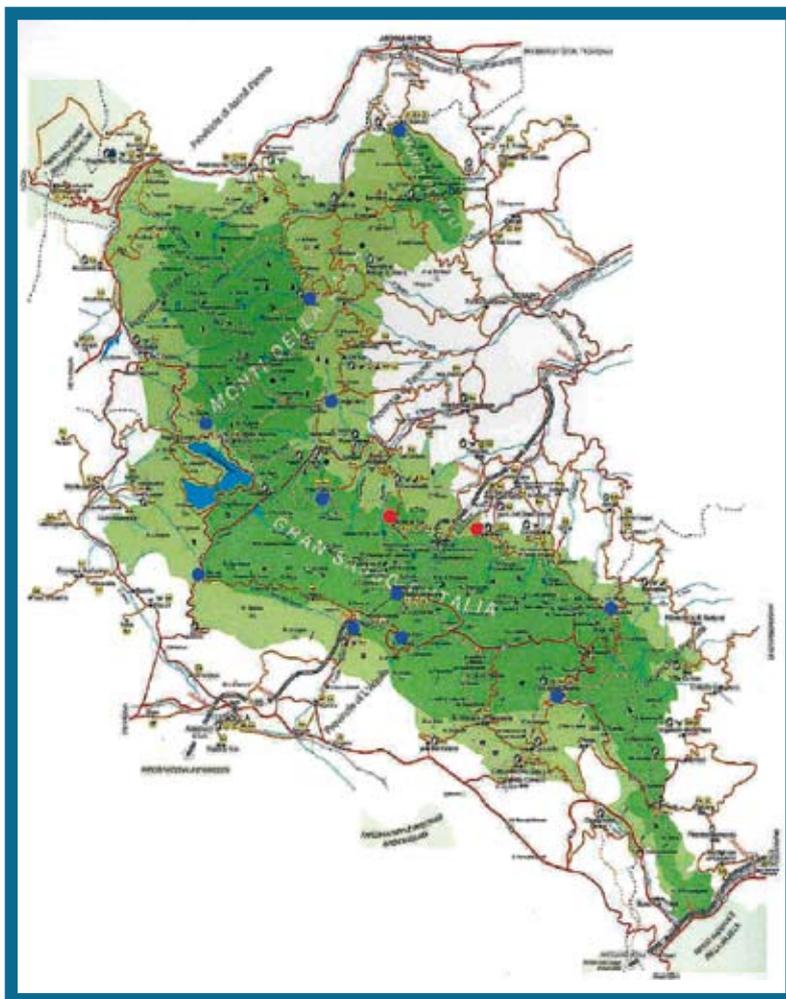


Fig. 1



INTRODUZIONE

Lo studio del cambiamento climatico dell'ambiente montano - ecosistema complesso, estremamente delicato e più sensibile di altri ai cambiamenti ambientali - assume un particolare interesse, per comprendere meglio il cambiamento globale ma ancora di più quello locale, che influisce direttamente sullo sviluppo socio-economico delle aree montane.

Il drammatico scioglimento dei ghiacciai, l'innevamento scarso, le precipitazioni irregolari e di differente genesi termodinamica, come ad esempio alcuni recenti e

violenti temporali invernali, determinano crescenti incertezze nei confronti delle attività socio-economiche delle aree montane, della pratica degli sport invernali, del turismo invernale, delle conseguenze sulle riserve idriche e sulla sicurezza ed in generale evidenziano crescenti dubbi sulla reale possibilità di uno sviluppo sostenibile delle aree montane

La dorsale appenninica, in virtù della sua ubicazione geografica nel cuore del Mediterraneo, dove tra l'altro è presente l'apparato glaciale più meridionale dell'Europa - diventa ancora più sensibile ai cambiamenti climatici e pertanto si configura come un vero laboratorio naturale per lo studio ed il monitoraggio di tali segnali.

Il Corpo forestale dello Stato fin dal 1957 garantisce il monitoraggio degli eventi valanghivi e dal 1978 il monitoraggio meteorologico quotidiano nelle aree montane del paese (Romeo V., 2001), attività queste che hanno consentito, oggi, di avere, tra le altre cose, preziose

banche dati che si prestano ad analisi ed elaborazioni. Utili non solo alle attività di monitoraggio, di previsione e gestione delle emergenze (neve, valanghe, piene, frane, idriche, etc.) ma anche per studi finalizzati a capire cosa è cambiato e quali nuovi scenari climatici ci attendono nelle aree montane dell'Appennino (Romeo V., 2001). E per migliorare i modelli di monitoraggio e previsione meteorologici e di pericolo valanghe (Romeo, 2002).

MATERIALI E STRUMENTI: IL SISTEMA INFORMATIVO DELLA MONTAGNA (SIM)

Per la gestione e l'elaborazione dei dati è stato creato ed impiegato il SIM - Sistema Informativo della Montagna - un sistema informatico sviluppato dalla Pubblica Amministrazione, in particolare dal M.I.P.A.F e dal M.I.T., a disposizione di tutti i servizi pubblici (statali, regionali, comunali, comunità montane, etc.), che si occupano "di montagna".

In particolare, il servizio territoriale del SIM rappresenta lo strumento tecnologico in ambiente GIS utilizzato dal Corpo Forestale dello Stato per la conoscenza delle risorse naturali e ambientali presenti sul territorio e per la previsione e prevenzione dai rischi ed il monitoraggio degli eventi.

Il Meteomont del Corpo forestale dello Stato utilizza tale sistema per gestire il servizio nazionale neve e valanghe, svolto in collaborazione col Comando truppe Alpine ed il Servizio meteorologico dell'Aeronautica militare, la rete di monitoraggio meteomont nazionale, manuale ed automatica, la banca dati meteorologica, il catasto e la cartografia delle valanghe, il catasto degli incidenti in montagna (Romeo V., 2005).

Esso permette, attraverso specifiche funzioni, di analizzare una elevata mole di dati ed informazioni con aggiornamenti quotidiani di serie storiche di diversi decenni, di importanza statistica ed utili per studi e ricerche non solo nel settore neve e valanghe, ma anche meteorolo-

logico, climatico, idrogeologico, per la definizione di modelli impiegati per la previsione e la gestione del rischio neve sulla viabilità, di valanghe, di piene e di quello connesso alle emergenze idriche in relazione al contributo apportato dalla fusione nivale.

AREA DI STUDIO E DATI

Considerata l'elevata mole di dati ed informazioni (30 anni di dati per circa 130 stazioni montane), in questa prima analisi si è ritenuto opportuno focalizzare l'attenzione statistica sulle sole serie storiche trentennali, relativamente ad alcuni parametri meteo-nivologici (altezza della neve, neve fresca, giorni di precipitazioni, temperatura), rilevati presso 13 stazioni ubicate in Abruzzo, in particolare nel comprensorio del Gran Sasso – Monti della Laga (Fig. 1) e nel comprensorio della Majella (Fig. 2).

I siti di rilevamento selezionati, caratterizzati da un rilevamento del dato di tipo manuale, sono situati a quote comprese tra i 1075 m di Civitella del Tronto (TE) ed i 1950 m di Campo Imperatore (AQ - Fig. 3). Le stazioni sono climaticamente rappresentative di siti valanghivi molto importanti all'interno dei maggiori gruppi montuosi dell'intera catena appenninica, che sui elevano sino ai 2912 m.s.l.m. del Corno Grande (Gran Sasso) ed i 2795 m.s.l.m. del Monte Amaro (Majella)

ANALISI DEL DATO

Le precipitazioni nevose

Il regime nivometrico medio mensile, relativamente al trentennio di osservazione 1978-2007, è prevalentemente di tipo unimodale (Figg 3 e 4), con un massimo nei mesi di gennaio e febbraio, che dunque pertanto risultano essere i mesi più nevosi, anche in virtù del regime meteorico medio dell'area di studio, di tipo sublitoniano o subappenninico, che presentano i massimi di precipitazione nel semestre invernale (Fazzini e Giuffrida, 2006). In generale però, il mese di gennaio risulta essere il mese più nevoso in assoluto con una media della neve fresca caduta

sulle tredici stazioni analizzate di circa 64 centimetri.

Mentre nei gruppi montuosi della Laga e del Gran sasso d'Italia il regime nivometrico è prevalentemente unimodale invernale, nel comprensorio montuoso della Majella prevale invece un regime equilibrato o étalé (Fig. 5), con una distri-



Fig. 2

Fig. 3

STAZIONE	QUOTA mslm	ALTEZZA NEVE FRESCA Media mensile e stagionale						REGIME NIVOMETRICO
		DIC	GEN	FEB	MAR	APR	TOT	
LA01 - CIVITELLA DEL TRONTO	1075	38	47	43	35	5	168	unimodale
LA02 - PIETRACAMELA	1380	49	75	74	59	15	262	unimodale
LA03 - FANO ADRIANO	1355	21	66	64	41	10	200	unimodale
LA04 - NERITO DI CROGNALETO	1016	33	50	47	42	3	176	unimodale
LB10 - ROCCA SANTA MARIA	1349	53	66	68	55	13	254	equilibrato
LB12 - ISOLA DEL GRAN SASSO	1131	49	68	70	47	5	239	unimodale
LB15 - CANSANO	1205	42	58	56	43	7	206	unimodale
LC01 - FARINDOLA	1135	43	46	60	46	8	204	unimodale
LB06 - PESCOSTANZO	1456	26	53	56	39	3	178	unimodale
LB08 - RIVISONDOI	1470	48	82	72	50	13	264	unimodale
LC02 - LETTMANOPPELLO	1300	70	74	71	63	11	288	equilibrato
LC03 - S.EUFEMIA A MAIELLA	1215	59	66	67	55	12	259	equilibrato
LD01 - PRETORO	1661	66	79	76	69	19	310	equilibrato

buzione delle precipitazioni più o meno uniforme nei tre mesi invernali. L'altezza media della neve fresca per il trentennio considerato è di 223 centimetri, gli estremi sono compresi tra i 168

centimetri rilevati a Civitella del Tronto (TE) ed i 310 centimetri per la stazione di Pretoro (CH).

Non esistono relazioni statisticamente significative tra l'altezza media della

neve fresca stagionale e la quota delle stazioni (Fig. 6), evidenza della presenza di numerose situazioni microclimatiche locali, derivanti dalla notevole complessità orografica topografica e geografica che condizionano in maniera significativa l'entità degli apporti nevosi generali dalle differenti tipologie delle perturbazioni. Nel comprensorio del Gran Sasso – Monti della Laga, i dati esaminati rivelano che le stazioni poste sul versante meridionale della catena, hanno cumuli nivometrici medi ed assoluti inferiori a quelle poste sul versante settentrionale: tra quest'ultime emergono invece valori più elevati in stazioni posizionate a ridosso delle vette più elevate e/o situate all'interno in valli strette e profonde aventi direzione nord-sud. Meno accentuate sembrerebbero le differenze esistenti tra le stazioni della Maiella, nelle quali si rilevano i valori massimi di innevamento. Di certo tale evidenza è determinata dalla vicinanza della catena al mare adriatico e dall'effetto barriera orografica esistente rispetto alle perturbazioni fredde provenienti da primo quadrante che causano le precipitazioni nevose più diffuse sino a quote basse. L'esame delle tendenze trentennali rivela un generale e significativo aumento delle precipitazioni nevose su gran parte delle stazioni prese in esame (Fig. 7), in particolare nei mesi di dicembre, gennaio ed aprile. I mesi di febbraio e marzo mostrano invece diffusi segnali negativi che tuttavia incidono solo marginalmente sull'andamento complessivo del segnale stagionale.

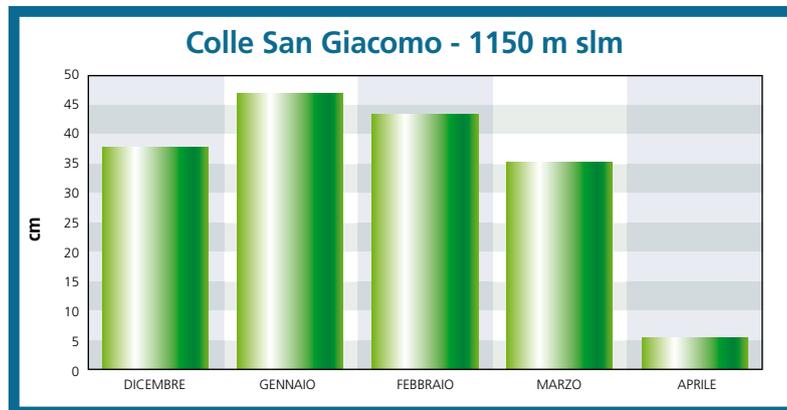


Fig. 4

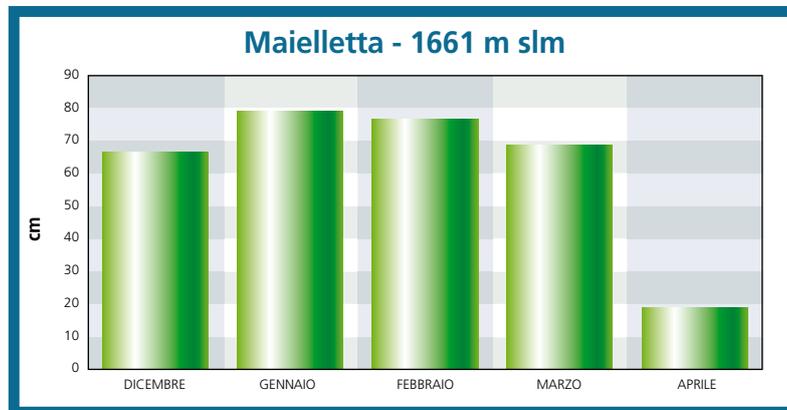


Fig. 5

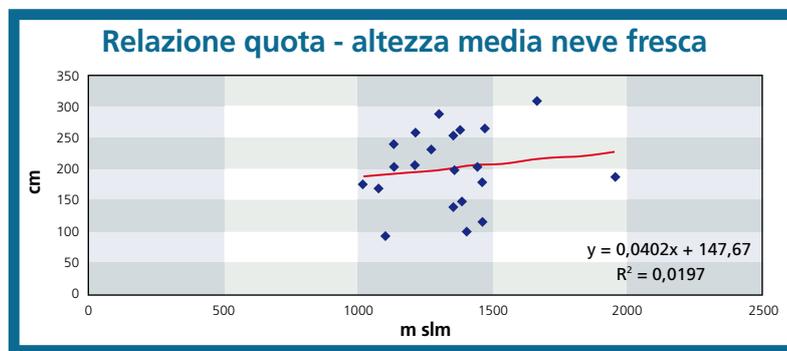


Fig. 6

Fig. 7

STAZIONE	TENDENZE MEDIE MENSILI						TEND STA
	DIC	GEN	FEB	MAR	APR	stagione	
LB08 - RIVISONDOLI	y=2,5601x+11,325	y=1,9297x+53,77	y=-0,2824x+75,738	y=0,0595x+49,119	y=0,9881x-1,7381	y=5,2549x+188,21	5,29
LC03 - S.EUFEMIA A MAIELLA	y=1,4249x+38,214	y=1,5946x+42,683	y=1,0166x+52,349	y=0,7737x+43,925	y=0,2563x+8,1587	y=5,066x+185,33	5,07
LD01 - PRETORO	y=3,2236x+19,651	y=1,6171x+5548	y=0,2569x+80,21	y=0,3373x+73,694	y=0,6552x+9,6071	y=4,899x+238,64	4,89
LB10 - ROCCA SANTA MARIA	y=1,8218x+26,69	y=0,9923x+51,325	y=0,6233x+58,552	y=1,1132x+38,734	y=0,1215x+10,952	y=4,6721x+186,25	4,64
LC02 - LETTOMANOPPELLO	y=2,6123x+31,481	y=0,5835x+65,204	y=0,5016x+63,162	y=0,7001x+52,621	y=0,2425x+6,883	y=4,646x+219,35	4,64
LD02 - PALENA	y=0,4777x+50,85	y=1,0223x+48,87	y=-2,26x+90,14	y=-1,2481x+70,565	y=-0,3531x+13,77	y=-3,3165x+274,2	3,3
LA02 - PIETRACAMELA	y=1,815x+20,975	y=1,1271x+57,94	y=0,0597x+72,718	y=-0,1762x+61,875	y=0,2251x+11,029	y=3,0506x+224,54	3,05
LB15 - CANSANO	y=0,9736x+28,004	y=1,1066x+42,187	y=-0,4911x+63,067	y=0,2202x+39,397	y=0,4628x+0,3968	y=2,2797x+172,91	2,28
LA04 - NERITO DI CROGNALETTO	y=1,1731x+16,365	y=0,5564x+42,325	y=-0,1129x+48,833	y=-0,0962x+43,591	y=0,1631x+0,7421	y=1,6835x+151,86	1,68
LA01 - CIVITELLA DEL TRONTO	y=1,5259x+15,536	y=0,773x+35,774	y=0,4908x+50,421	y=-0,2597x+38,873	y=-0,2446x+9,2029	y=1,553x+145,82	1,55
LC01 - FARINDOLA	y=0,9661x+25,706	0,5464x+41,31	y=-0,9295x+75,746	y=0,6987x+34,19	y=0,2343x+3,3175	y=1,5159x+180,27	1,52
LB12 - ISOLA DEL GRAN SASSO	y=1,5918x+25,829	y=1,1315x+51,183	y=-0,9242x+83,865	y=-0,4174x+53,123	y=-0,1096x+6,8929	y=1,2722x+220,89	1,27
LD03 - PIZZOFERRATO	y=0,0465x+40,878	y=1,1912x+40,068	y=-1,0936x+70,335	y=-1,2203x+65,759	y=-0,0268x+10,421	y=0,4412x+198,47	0,44
LB06 - PESCOCCOSTANZO	y=0,3613x+21,103	y=-0,7906x+64,75	y=-0,0582x+57,075	y=0,0917x+37,313	y=0,0933x+1,6468	y=-0,2708x+181,73	-0,27

Tale segnale è opposto a quello calcolato nel dominio alpino e nell'Appennino settentrionale (Meneguzzo e Romeo, 2003), dove le tendenze sono decisamente orientate verso una sostanziale diminuzione dei cumuli medi. Anche in questo caso, non si osservano relazioni statisticamente significative tra tendenze medie e quota delle stazioni (Fig.8).

Nell'ambito del trentennio oggetto dello studio, si osserva che l'inverno più nevoso in assoluto, risulta essere quello 2004 – 2005 (Figg. 15 e 16), durante il quale sono stati rilevati i valori più alti di precipitazioni nevose totali stagionali – con valori massimi di ben 640 centimetri, misurati nella stazione di Rocca S. Maria- Ceppo (TE) ad un minimo di cm 310 nella stazione di Pescocostanzo (Fig. 9). Seguono in ordine decrescente gli inverni 1994-1995, 2003-2004, 1998-1999, 1983-1984, 2005-2006. Come si può osservare molte delle stagioni più nevose si collocano nel periodo più recente. L'inverno meno nevoso risulta essere quello della stagione 1989-1990, con apporti di soli 23 cm di Lettomanoppello (PE) e cumuli massimi di 112 cm misurati presso la stazione di S.Eufemia (CH). Seguono gli inverni 2006-2007 e 1979-1980.

L'analisi del dato trentennale effettuata anche con l'ausilio dell'Indice SAI no evidenzia particolari periodicità; tuttavia, sembrerebbe che a periodi estesi per 4-5 anni, caratterizzati da apporti modesti si alternino una serie di stagioni invernali contraddistinte da elevate precipitazioni nevose. (Figg. 10-11-12).

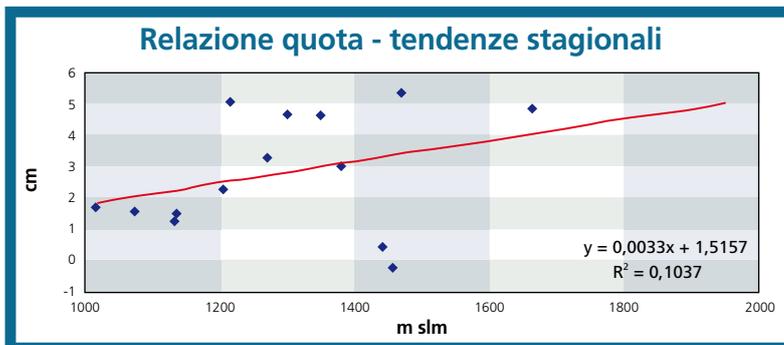


Fig. 8

Fig. 9

ANNI	Pietracamela	Civitella	Rocca S. M.	Nerito	S.Eufemia	Pretoro	Pescocostanzo
1979-1980	179	67.5	158	79	86	107	111.5
1980-1981	315	150	201	203	283	344	240.5
1981-1982	203.5	117	128	116.5	218	224.5	137
1982-1983	202.5	221.5	241.5	168	218	364	188.5
1983-1984	280	323	353	184	247	269	237
1984-1985	338.5	194.5	237	267	183	356	260
1985-1986	368.5	168	257	241	164	195	248
1986-1987	256	216.5	264	220	362	503	233.5
1987-1988	193	102	245	185	326.5	331	122
1988-1989	195.5	65	96	120.5	148	163	109
1989-1990	28.5	76	29	30	112	29	42.5
1990-1991	245.5	198	240.5	107	240	358	176
1991-1992	252.5	119.5	177.5	134.5	253	233	144.5
1992-1993	381	184	281	262.5	350	353	153.5
1993-1994	171	88.5	194.5	92	179	263	158.5
1994-1995	470	283.5	487.5	270	416	455.5	153.5
1995-1996	317.5	97.5	322.5	141	171	217	166.5
1996-1997	239	145	258	136	189	316	122.5
1997-1998	272	186.5	286	186	215	235.5	134
1998-1999	442.5	158.5	425.5	233.5	410.5	386	224
1999-2000	149	184	206	152	258	294	150
2000-2001	154.5	121	155	88.5	165.5	219	85.5
2001-2002	187	180.5	213.5	169.5	206.5	402.5	159.5
2002-2003	349	138	289	261.5	388	537.5	137.5
2003-2004	398	93	333	218	463.5	421.5	328.5
2004-2005	585.5	366	639	384	520.5	472	309
2005-2006	339.5	239	301	233	367	489	246.5
2006-2007	97.5	46	93	52.5	103	133	111

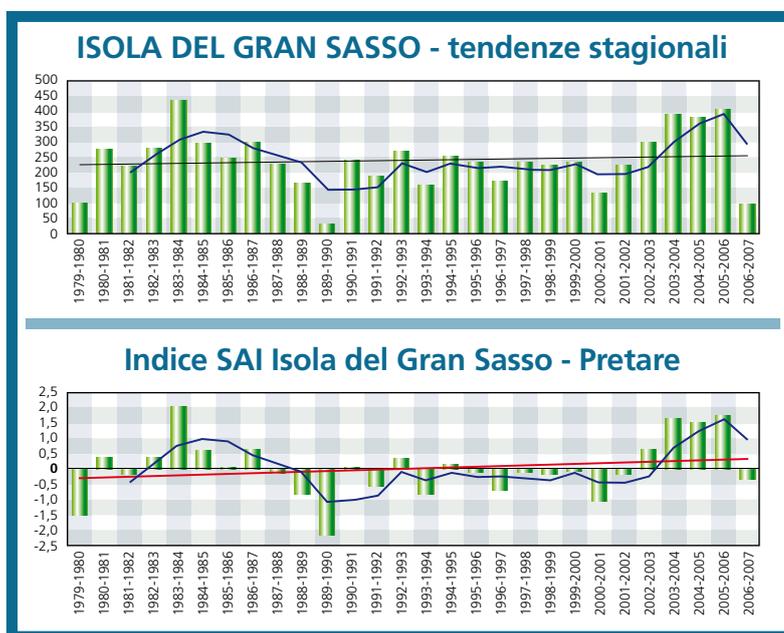
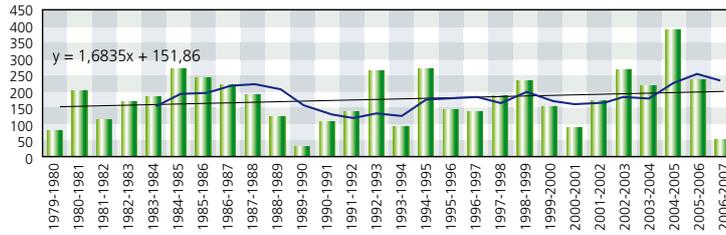


Fig. 10

NERITO DI CROGNALETO - tendenze stagionali



NERITO DI CROGNALETO - Indice SAI

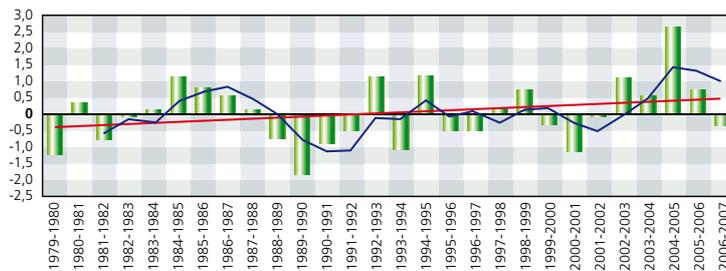
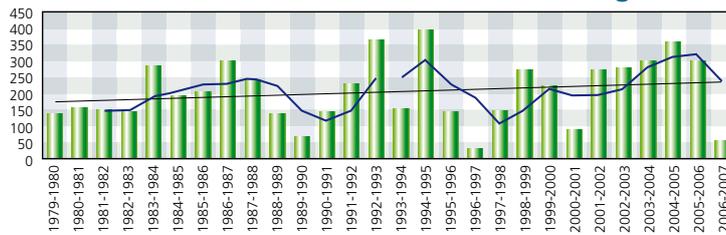


Fig. 11

Fig. 12

CANSANO QUARTARANA - tendenze stagionali



CANSANO QUARTARANA - Indice SAI

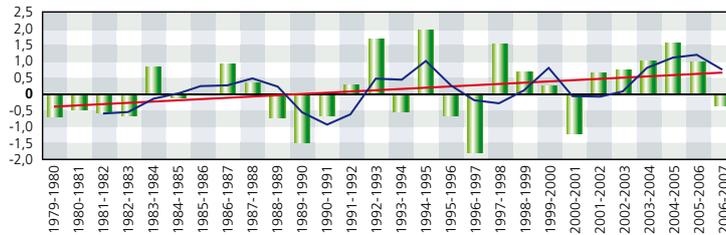


Fig. 15 - Nevicate eccezionali nell'inverno 2004-2005.

GIORNI NEVOSI

L'esame delle medie mensili del numero di giorni nevosi - durante i quali si registrano precipitazioni nevose maggiori di 1 cm di spessore (Fig. 13) - evidenzia una distribuzione generalmente unimodale, con un massimo in febbraio e valori appena inferiori in gennaio e marzo.

Il segnale medio stagionale evidenzia come il numero di giorni nevosi per stagione sia compreso tra i 15 di Assergi ed i 31 di Pietracamela.

L'analisi delle tendenze medie mensili e stagionali degli ultimi 30 anni (Fig. 14), evidenzia un aumento dei giorni nevosi nei mesi di dicembre ed aprile a cui si contrappone una generale diminuzione dei giorni nevosi nel mese di febbraio.

La tendenza media stagionale rivela infine una diminuzione dei giorni nevosi più significativa nelle stazioni poste a quote inferiori ai 1300 metri circa.

Analizzando infine il rapporto tra precipitazioni nevose e giorni con nevicate si è ottenuta una media mensile e stagionale dell'intensità dei fenomeni (cm di neve fresca nelle 24 ore), la cui tendenza per la maggior parte delle stazioni in esame mostra un generale e diffuso aumento dei valori (Fig. 17).

LA TEMPERATURA

L'analisi delle temperature minime mostra, in accordo con un segnale generale relativo all'intera penisola italiana, un aumento dei valori, ad eccezione di locali segnali in controtendenza. (es Nerito di Crogna-



Fig. 16

leto – TE), L'incremento termico oscilla, nel trentennio oggetto dello studio, tra 0,3 °C ed 1°C circa (Figg. 18 e 19). Gli incrementi più significativi si registrano alla

fine della stagione invernale, in particolare nel mese di marzo. Ciò favorisce una più rapida ablazione del manto nevoso anche alle quote più elevate.

DISCUSSIONE

Nell'andamento delle tendenze nivometriche appena evidenziate, appare probabile che alcuni pattern sinottici - collegati alla



STAZIONE	GIORNI CON NEVICATE Media mensile e stagionale					
	DIC	GEN	FEB	MAR	APR	TOT
LA02 - PIETRACAMELA	4,1	7,9	9,2	7,1	1,9	30,7
LB10 - ROCCA SANTA MARIA	4,3	7,4	8,3	6,0	2,1	28,0
LB12 - ISOLA DEL GRAN SASSO	3,9	7,8	8,5	6,1	1,2	28,0
LD01 - PRETORO	4,1	7,3	7,9	6,6	2,3	28,0
LD02 - PALENA	3,6	6,7	8,2	6,8	1,4	26,8
LC02 - LETTOMANOPPELLO	4,2	7,1	7,6	6,3	1,4	26,6
LB08 - RIVISONDOLI	3,8	7,1	7,4	6,0	1,8	26,1
LA03 - FANO ADRIANO	3,1	7,5	7,3	6,3	1,9	26,1
LB06 - PESCO COSTANZO	3,2	7,5	8,1	5,9	1,3	26,0
LB11 - CAMPOTOSTO	3,9	6,7	7,0	5,9	1,6	25,1
LD03 - PIZZOFERRATO	3,9	6,8	7,8	6,3	1,4	25,1
LC03 - S.EUFEMIA A MAIELLA	4,0	6,1	7,0	5,6	1,4	24,2
LB15 - CANSANO	3,9	6,6	7,5	5,2	1,1	24,2
LC01 - FARINDOLA	3,3	5,8	7,4	5,1	0,9	22,4
LA04 - NERITO DI CROGNALETO	3,3	6,8	7,2	4,3	0,7	22,2
LA01 - CIVITELLA DEL TRONTO	3,5	5,0	6,7	4,4	0,8	20,3
LBA3 - MONTECRISTO	2,8	6,3	5,1	4,6	0,9	19,7
LBA5 - PASSO DI CAPANNELLE	2,9	7,2	5,4	4,7	0,9	19,6
LB13 - CAMPO IMPERATORE	3,4	4,1	4,4	4,7	2,8	19,3
LB14 - CASTEL DEL MONTE	2,7	5,2	5,9	4,3	1,2	19,2
LBA4 - ASSERGI	3,3	4,5	3,4	3,5	0,5	15,2
MEDIA	3,8	6,9	7,8	5,8	1,4	25,6

Fig. 13

STAZIONE	TENDENZE MEDIE MENSILI (giorni con nevicate)					
	DIC	GEN	FEB	MAR	APR	stagione
LB06 - PESCO COSTANZO	$y=-0,0153x+3,4365$	$y=-0,199x+10,421$	$y=-0,1754x+10,651$	$y=0,1188x+7,5794$	$y=-0,0107x+1,4762$	$y=-0,5192x+33,563$
LC03 - S.EUFEMIA A MAIELLA	$y=0,0342x+3,4683$	$y=0,1346x+4,1905$	$y=0,0862x+5,7857$	$y=0,1522x+3,4365$	$y=0,0684x+0,4365$	$y=0,4756x+17,317$
LC02 - LETTOMANOPPELLO	$y=0,1517x+1,9698$	$y=-0,0349x+7,63$	$y=-0,0512x+8,3162$	$y=0,1691x+3,7485$	$y=0,0697x+0,4096$	$y=0,2564x+24,317$
LB10 - ROCCA SANTA MARIA	$y=0,1262x+2,4206$	$y=0,1215x+5,6667$	$y=-0,0922x+9,5873$	$y=0,0627x+5,127$	$y=0,0383x+1,5159$	$y=4,6721x+186,25$
LB12 - ISOLA DEL GRAN SASSO	$y=0,0304x+3,4524$	$y=-0,0553x+8,5873$	$y=-0,2001x+11,437$	$y=-0,0531x+6,8413$	$y=-0,0345x+1,17143$	$y=-0,2247x+31,182$
LC01 - FARINDOLA	$y=0,0638x+2,3254$	$y=0,29x+5,3651$	$y=-0,0101x+7,5397$	$y=0,0766x+3,9603$	$y=-0,0071x+0,9603$	$y=0,1522x+20,151$
LB08 - RIVISONDOLI	$y=0,00397x+3,246$	$y=-0,0137x+7,3413$	$y=-0,1658x+9,833$	$y=-0,1215x+7,7619$	$y=0,1085x+0,1942$	$y=-0,1508x+28,294$
LA01 - CIVITELLA DEL TRONTO	$y=0,0733x+2,2222$	$y=-0,0156x+5,4048$	$y=-0,1626x+8,9286$	$0,0175x+3,8175$	$y=0,0099x+0,5714$	$y=-0,0774x+20,944$
LA04 - NERITO DI CROGNALETO	$y=0,061x+2,3651$	$y=0,0068x+6,6508$	$y=-0,1368x+9,1984$	$y=-0,0115x+4,4524$	$y=0,006x+0,627$	$y=-0,0744x+23,294$
LB15 - CANSANO	$y=-0,0055x+3,9365$	$y=-0,0005x+6,6508$	$y=-0,0846x+8,6905$	$y=0,0178x+4,9206$	$y=0,0246x+0,7857$	$y=-0,0424x+24,794$
LA02 - PIETRACAMELA	$y=0,075x+2,9806$	$y=0,0432x+7,2583$	$y=-0,1412x+11,403$	$y=-0,0389x+7,6738$	$y=0,0328x+1,4195$	$y=0,0414x+30,034$
LD01 - PRETORO	$y=0,1136x+2,4603$	$y=0,0282x+6,8413$	$y=-0,1598x+10,175$	$y=-0,0575x+7,4048$	$y=0,0846x+1,0238$	$y=0,009x+27,905$

Fig. 14

STAZIONE	TENDENZE MEDIE (neve fresca / giorni con nevicate)					
	DIC	GEN	FEB	MAR	APR	stagione
CIVITELLA	$0,0965x+5,9698$	$0,1192x+6,4008$	$y=0,0924x+5,2647$	$y=-0,0983x+7,7642$	$y=-0,272x+3,4127$	$y=0,0345x+7,2622$
PIETRACAMELA	$0,3211x+5,0406$	$0,1109x+7,5752$	$y=0,1622x+5,3525$	$y=0,0176x+7,461$	$y=0,1467x+2,1779$	$y=0,1002x+7,2853$
NERITO	$y=0,2198x+4,5437$	$y=0,0693x+6,4671$	$y=0,0721x+5,2995$	$y=0,0217x+7,7268$	$y=0,0987x+0,2063$	$y=0,0805x+6,6744$
ROCCA SANTA MARIA	$y=0,082x+8,8778$	$y=-0,0014x+7,7457$	$y=0,0697x+6,9761$	$y=0,0179x+7,661$	$0,073x+3,127$	$y=0,0601x+7,9933$
ISOLA DEL GRAN SASSO	$y=0,1873x+7,285$	$y=0,1506x+6,3023$	$y=0,0859x+7,1704$	$y=0,0421x+6,3656$	$y=0,0253x+2,5476$	$y=0,1129x+6,8839$
CANSANO	$0,1131x+6,9896$	$y=0,158x+6,5426$	$y=0,0047x+6,7163$	$y=0,0312x+7,0365$	$y=0,2519x-0,374$	$y=0,0926x+6,8667$
FARINDOLA	$y=0,17x+6,0989$	$y=0,0386x+7,8937$	$y=-0,1206x+10,133$	$y=0,0534x+6,8772$	$y=0,1433x+0,9663$	$y=-0,0045x+8,8624$
PESCOCOST.	$0,1246x+5,0805$	$y=0,042x+5,761$	$y=0,0336x+5,374$	$y=0,0568x+3,9709$	$y=0,0435x+1,0251$	$y=0,016x+5,931$
LETTOMA.	$y=0,2939x+8,0275$	$y=0,1217x+7,011$	$y=0,1693x+7,2958$	$y=0,0661x+7,5026$	$y=0,1296x+1,7065$	$y=0,0543x+9,5061$
S.EUFEMIA	$y=0,07x+11,341$	$y=0,0478x+9,0095$	$y=0,0102x+9,4579$	$y=0,1023x+7,054$	$y=0,0805x+3,6273$	$y=0,0224x+10,789$
PRETORO	$0,5332x+3,6791$	$0,1327x+8,5694$	$y=0,215x+6,7283$	$y=0,1582x+7,1936$	$y=2348x+2,2019$	$y=0,1727x+8,2312$
RIVISONDOLI	$y=0,1679x+5,2691$	$y=0,04x+7,8189$	$y=-0,0199x+7,4779$	$y=0,154x+5,0333$	$y=0,1367x+2,0087$	$y=0,0065x+8,2897$

Fig. 17

Temperature minime stagionali - Isola del Gran Sasso

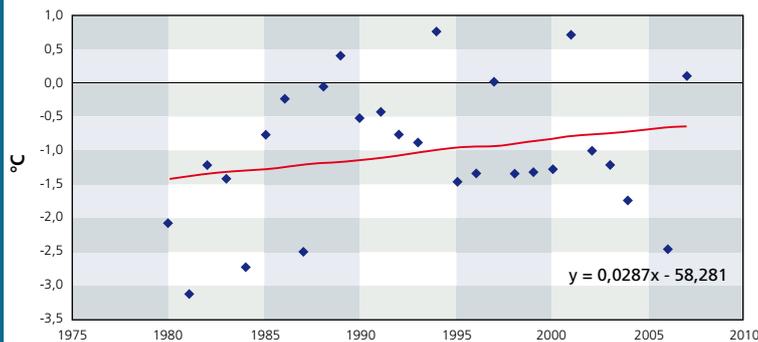


Fig. 18

Temperature minime stagionali - Maielletta

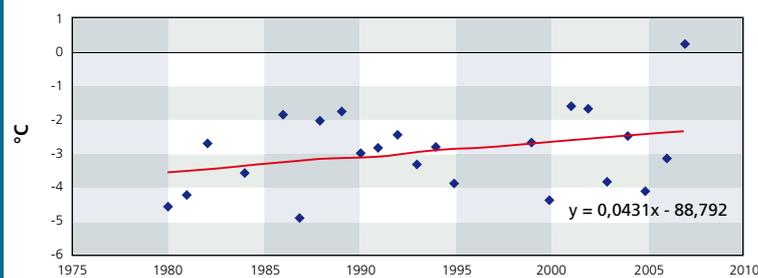


Fig. 19



maggior frequenza di situazioni anticloniche di natura termica e/o dinamica sull'Europa centro-settentrionale e di depressioni più frequenti sul Mediterraneo centrale (situazioni di NAO negativa) - possano determinare una fenomenologia più diffusa ed intensa sulle regioni esposte alle masse d'aria del primo quadrante (regioni del medio Adriatico) mentre determinino un calo generalizzato dei cumuli nivometrici sulla regione alpina e appenninica settentrionale. (Fazzini et al., 2005).

L'analisi delle temperature minime conferma alcuni risultati evidenziati dalla ricerca preliminare sui dati forniti dalle reanalisi atmosferiche globali realizzate dal NCEP degli USA (National Center for Environmental Predictions).

Più in particolare, essi confermano un innalzamento della quota media stagionale dello zero termico, valutabile in circa 150 metri sul settore settentrionale dell'Appennino; tali valori si riducono notevolmente sul settore appenninico centrale, probabilmente a causa della maggiore frequenza di avvezioni fredde di origine polare continentale o intermedia.

I modelli di simulazione climatica, relativi ai prossimi decenni, indicherebbero, pur con notevoli incertezze, un incremento quantitativo dei fenomeni nevosi intensi a quote di poco superiori a quelle odierne, con accumuli di coltri nevose molto spesse ma caratterizzate da nevi più dense ed umide. Anomale ondate di calore frequenti anche durante il corso dell'inverno provocherebbero rapidi fenomeni di ablazione che, oltre a ridurre repentinamente la durata della copertura nevosa, potranno determinare importanti influenze sull'instabilità del manto nevoso e, più in generale, incrementare il rischio idrogeologico, incidere significativamente sul bilancio idrologico.

CONCLUSIONI

L'analisi delle serie storiche dei dati termo-nivometrici registrati dal 1978 ad oggi nelle stazioni meteomont dell'Appennino centrale mostra un evidente incremento delle precipitazioni nevose e dell'intensità dei fenomeni nevosi, localmente riscon-

trato in alcuni settori delle Alpi orientali, ed i controtendenza rispetto a ciò che è riscontrato sull'Appennino settentrionale e nel dominio alpino e prealpino centro-occidentale.

D'altra parte però, viene confermata la tendenza ad un certo incremento delle temperature minime medie registrato nello steso periodo nell'intera dorsale alpina ed appenninica settentrionale. I primi importanti risultati di questa ricerca, contribuiscono a far sorgere alcuni interrogativi che, considerando i dati in possesso, saranno oggetto di successive analisi: avremo una intensificazione e diffusione di eventi meteorologici estremi e di conseguenza si verificherà un ulteriore decremento della sicurezza in montagna? Varierà sostanzialmente il pericolo di valanghe? Si avranno benefici di tipo idrologico conseguenti alla più rapida ablazione delle nevi derivante dall'aumento delle temperature?

L'evoluzione naturale del clima alla scala regionale piuttosto che a quello globale, associato all'influenza delle attività antropiche che stanno determinando un evidente "forcing" climatico sul segnale "naturale" determinano sulle differenti attività umane – da quella industriale a quella turistica, dagli ambiti di protezione civile a quelli di gestione delle risorse idriche ai rischi naturali, etc. – suggerisce di approfondire ed ampliare il monitoraggio e di sviluppare tecniche di analisi statistiche sui dati meteorologici in ambiente appenninico che, grazie alla sua ubicazione geografica, è più di altri indicatore sensibile ai cambiamenti climatici derivanti da eventi naturali e da forzanti antropiche appena menzionati.

RINGRAZIAMENTI

Alla Dr.ssa Spernanzoni, per l'aggiornamento della banca dati meteorologica – centro settore Abruzzo. Al personale del Servizio Meteomont del Corpo forestale dello Stato che ha garantito 30 anni di costante e quotidiano monitoraggio meteorologico sulle nostre montagne, anche con difficili condizioni meteo-ambientali.

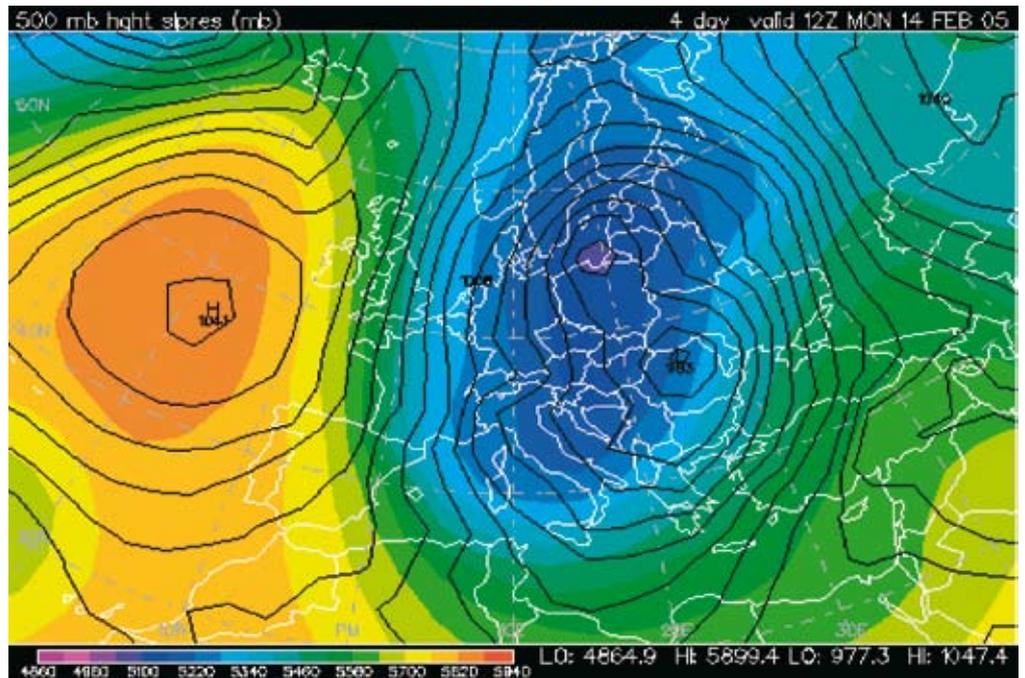


Fig. 20

Bibliografia

- Fazzini M., Lanzarone D., Romeo V., Gaddo M. e Billi P., 2005. Inverno 2005: nevicate eccezionali sull'Italia centrale. *Aineva*, 55: 6 – 15.
- Fazzini M. & A. Giuffrida (2005) – "Une nouvelle proposition quantitative des regimes pluviométriques dans le territoire de l'Italie : premiers resultats" in « Climat Urbain, Ville et Architecture » Actes XVIII Colloque Internationale de Climatologie – Genes – 361-364.
- Meneguzzo F. e Romeo V., 2003. Ricerche preliminari sugli impatti del cambiamento climatico sulla quantità e qualità dell'innevamento. Atti del Convegno "La montagna in sicurezza: prevenzione e soccorso". Collana verde 107/2004. *L'Aquila*, 8 marzo 2004.
- Romeo V., 2001. Il Meteomont del Corpo forestale dello Stato: un monitoraggio costante e continuo della montagna innevata. *Giornata di studio sui cambiamenti climatici*

negli ultimi anni e loro influenza sul manto nevoso delle Alpi e degli Appennini. Castello Tesino (TN), 25 maggio 2001.

- Romeo V., 2001. Le condizioni meteorologiche negli Appennini. *Giornata di studio sui cambiamenti climatici negli ultimi anni e loro influenza sul manto nevoso delle Alpi e degli Appennini*. Castello Tesino (TN), 25 maggio 2001. *Linea Ecologica*, 4: 44-53.
- Romeo V., 2002. Forecasting, prevention and management of natural disasters in mountain areas. *Mountain sustainable development in the Carpathians and in the Alps*. UNEP. Bolzano., Italy, 17-19 June 2002.
- Romeo V., 2005. Le banche dati Meteomont per la prevenzione delle valanghe. *SILVAE*, 3: 83-90.

Riferimenti Internet

- www.meteomont.org
- www.corpoforestale.it



CLIMA E RISORSA IDRICA NIVALE SULL'ADAMELLO

*Inf uenza del cambiamento climatico sulla risorsa idrica nivale:
il caso del Parco dell'Adamello Lombardo*

**Emanuela Bianchi Janetti,
Daniele Bocchiola,
Renzo Rosso**

Politecnico di Milano,
Dip. Ingegneria Idraulica, Infrastrutture
Viarie, Ambientale e Rilevamento,
Sez. CIMI (Costruzioni Idrauliche, Marittime
ed Idrologia),
P.za L. Da Vinci, 32 20133 Milano,
Tel. 02 2399 6223 Fax. 02 2399 6207.
daniele.bocchiola@polimi.it

Nel presente studio, condotto nell'ambito del Progetto CARIPAN-DA, si analizzano le serie storiche di equivalente idrico nivale, EIN, per quattordici stazioni nivologiche presenti nel Parco Naturale Dell'Adamello (PANDA) Lombardo (BS), per il periodo 1967-2007. Le acque della zona sono utilizzate dalle centrali idroelettriche della concessionaria ENEL, che ha fornito i dati per lo studio.

Si esaminano le serie di EIN nel periodo di accumulo e fusione nivale, registrate a date fissate. Per individuare la presenza di una tendenza temporale si utilizzano tre differenti metodi statistici di analisi, la regressione lineare, il test di adattamento per la media a finestra mobile ed il test statistico di Mann-Kendall. L'analisi mostra una tendenza decrescente nelle altezze di EIN, concentrata in particolare durante il periodo di fusione primaverile, Aprile e Maggio.



Fig. 1 - a) Ubicazione del Parco dell'Adamello Lombardo.

b) Sistema di bacini artificiali, ghiacciaio dell'Adamello e rete di stazioni nivometriche. La lettera D indica stazioni con misura della densità media del manto nivale..

Foto in basso: ghiacciaio del Venerocolo.



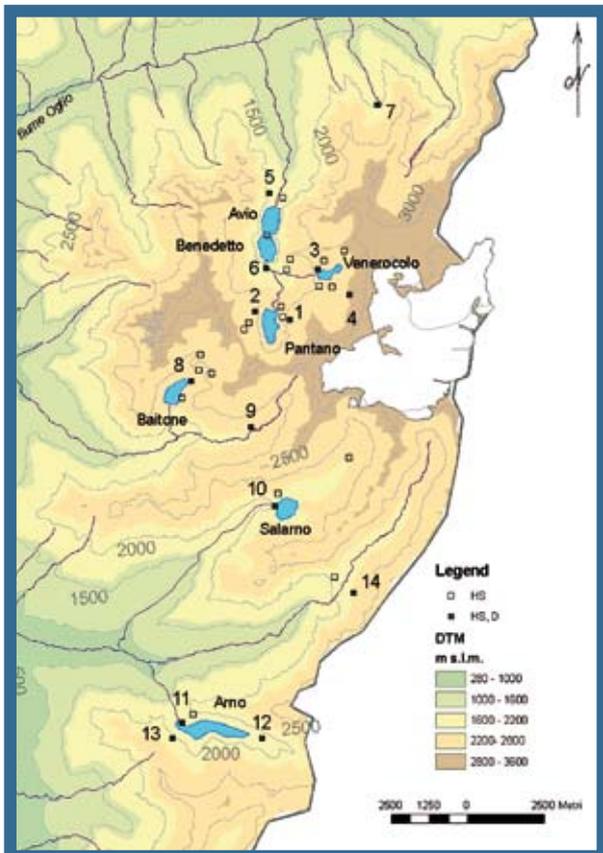
INTRODUZIONE

La precipitazione pluvio-nivale riveste una grande rilevanza nel bilancio idrologico dei bacini Alpini. Mentre la precipitazione sotto forma liquida influenza la disponibilità idrica sul breve periodo durante le stagioni primaverili ed autunnali, la neve si accumula durante la stagione invernale e costituisce una riserva indispensabile per alimentare i deflussi tardo primaverili ed estivi che, in tale periodo, costituiscono la principale fonte d'approvvigionamento per gli ecosistemi fluviali e perfluviali e per gli usi idropotabili, irrigui ed industriali (p.es. Coughlan and Running, 1997; McGlynn et al., 1999; Maiolini and Lencioni, 2001; Medagliani et al., 2007). La valutazione della precipitazione nivale durante la stagione (p.es. Martinelli et al., 2004; Bocchiola e Rosso, 2007) rappresenta una importante condizione iniziale per i modelli idrologici di deflusso da fusione (p.es. Swamy e Brivio, 1996; Donald et al., 1995; Coughlan and Running, 1997; Ranzi et al., 1999; Soncini Sessa e Volta, 2004) e di preavviso per le piene primaverili (p.es. Salandin et al., 2004; Simaityte et al., in stampa). Per quanto riguarda le aree glaciali, il bilancio di massa dei ghiacciai è controllato, da un lato, dalla deposizione sottoforma nivale, che ne costituisce l'input primario (Jansson et al., 2003) e dalla redistribuzione ad

opera dei fenomeni gravitativi e di vento (p.es. Jansson, 1999) e, dall'altro, dal bilancio energetico della massa nivale, che influenza fusione ed evaporazione (p.es. Singh et al., 2000; Lehning et al., 2002). La presenza del cambiamento climatico influenza il bilancio nivo-glaciale (p.es. Rohrer et al., 1994; Singh e Kumar, 1997; Schneeberger et al., 2003) e la dinamica dei deflussi primaverili (p.es. Braun et al., 2000) tramite variazioni sia nell'accumulo (i.e. la precipitazione nivale) sia nel bilancio energetico (i.e. fusione ed evaporazione, p.es. attraverso la temperatura). Per conoscere il quantitativo di risorsa idrica disponibile sotto forma nivale, responsabile della maggior parte del deflusso primaverile, si studia l'Equivalente Idrico Nivale (EIN). Questa variabile rappresenta l'altezza d'acqua corrispondente ad un'altezza di neve considerata e dipende dalla densità della neve stessa. Si propone qui uno studio sulla dinamica temporale, dal 1967 ad oggi, dell'EIN per un'importante area nelle Alpi Lombarde, il Parco Naturale dell'Adamello, che ospita l'omonimo apparato glaciale.

IL PARCO ADAMELLO

Il Parco dell'Adamello (Fig. 1 a) si estende per 510 km² sul versante sinistro idrografico della Valle Camonica, dal Passo del Tonale a quello di Crocedomini e comprende il versante lombardo del gruppo dell'Adamello. Il limite orientale del Parco coincide con il confine regionale tra Lombardia e Trentino, mentre ad occidente il Parco si mantiene poco al di sopra della sponda sinistra del fiume Oglio. Il *Parco regionale* interessa una superficie complessiva di circa 290 Km² (60% del totale), più influenzata dalla presenza dell'uomo. Il *Parco naturale* ricopre circa 217 Km² (40% del totale), ossia gli ambiti territoriali più naturali, incluso il ghiacciaio dell'Adamello. Lo sfruttamento delle acque del bacino dell'Oglio ebbe inizio fin dai primissimi anni del secolo scorso, con la costruzione, da parte della Società Generale Elettrica dell'Adamello, della diga del Lago d'Arno, ed in seguito delle dighe dell' Avio, del Salarno e del Baitone,



ultimate negli anni 1928-30. In seguito, nei primi anni '50, vennero costruite le dighe del Lago Benedetto e quindi quelle del Pantano e del Venerocolo. Il Parco dell'Adamello ospita il Ghiacciaio Occidentale di Pisgana, i Ghiacciai del Venerocolo e dell'Avio, il Ghiacciaio di Miller superiore, il Ghiacciaio del Corno Salarno, la vedretta di Salarno, la Vedretta di Adamé. L'Adamello rappresenta nel solo settore lombardo il 39% dell'intera risorsa glaciale regionale. Nell'ultimo catasto regionale lombardo pubblicato nel 2004 a partire da dati rilevati nel 1999 la superficie glacializzata complessiva dell'Adamello risulta pari a circa 24 km². Nel catasto del 1987, gli stessi ghiacciai si estendevano a ricoprire complessivamente un'area di 26 km², ad indicare una riduzione nei 7 anni intercorsi pari all'8%. Spessori e volumi dei ghiacciai del gruppo Adamello sono stati stimati di recente da CGI (2004). Il volume di ghiaccio complessivo rappresentato dal gruppo Adamello è risultato pari a circa 2 Km³ di ghiaccio, pari ad un equivalente in acqua di 1.86 Km³. In media nell'ultimo decennio si è stimato che i ghiacciai del settore lombardo del gruppo abbiano rilasciato circa 22 milioni di m³ di acqua all'anno, che nella sola estate 2003 sono saliti a poco meno di 40 milioni di m³ a seguito dell'intensa ablazione avvenuta (CGI, 2004). Poiché la precipitazione nevosa rappresenta il meccanismo predominante di ricarica degli apparati glaciali, sembra di interesse uno studio dell'apporto idrico sotto tale forma, atto a definirne le tendenze evolutive (si veda anche lo studio di Gorni et al., in stampa).

IL PROGETTO CARIPANDA

Lo studio qui presentato si inquadra nell'ambito del progetto di ricerca CARIPANDA (<http://www.parcadamello.it/files/Progetto%20CARIPANDA.pdf>). Tale progetto, finanziato dalla Fondazione CARIPO Lombardia (tramite il Bando Ambiente 2006), riunisce l'Ente Parco Adamello come capofila, il Politecnico di Milano, Sezione CIMI, deputato al coordi-

namento scientifico, l'Università di Milano, UNIMI-FIS e UNIMI-SCI, l'Università di Brescia, dipartimento DICATA, oltre all'ARPA Lombardia, Settore Sistemi Informativi. Inoltre, ENEL Produzione Milano partecipa attivamente al progetto come portatore di interesse. Il progetto CARIPANDA ha come fine la valutazione di scenari di distribuzione della risorsa idrica e del bilancio idrologico pluvio-nivo-glaciale del parco, su un orizzonte temporale di 50 anni circa. In tale ottica si presenta qui un'analisi sull'entità e le modifiche di EIN nell'area del parco, poiché esso costituisce tanto una risorsa idrica per gli usi civili e per l'ecosistema, quanto una fonte di accumulo per le aree glaciali.

DATI E METODI

Dati utilizzati

Il lavoro utilizza i dati messi a disposizione da ENEL, registrati presso 34 stazioni nivometriche all'interno del Parco (Fig. 1 b). Le misure disponibili, effettuate manualmente dal personale degli impianti sei volte all'anno (1 Febbraio, 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio e 1 Giugno), coprono il periodo dal 1967 al 2007. La scelta delle date di misura dipende dal fatto che viene analizzato solo il periodo di interesse per la dinamica della fusione nivale. Come noto, inoltre, il periodo tra Marzo ed Aprile rappresenta nella sostanza la fine della stagione di accumulo (p.es. Bohr e Aguado, 2001; Martinelli et al., 2004). In tutte e 34 le stazioni viene

registrata l'altezza di neve al suolo, **HS**, mentre in 14 di esse è presente anche la misura della densità, **ρ_s**, necessaria per la stima dell'**EIN**. L'analisi della dinamica temporale dell'**EIN** viene effettuata utilizzando i dati di queste 14 stazioni (vedi tabella di Fig. 2), mentre i dati di altezza delle rimanenti stazioni vengono utilizzati in fase di controllo preliminare sull'omogeneità dei dati e per integrare alcuni dati mancanti. Le stazioni investigate sono ubicate tra 1820 e 2800 m s.l.m. con un'altitudine media di 2216 m s.l.m. Distribuite uniformemente sul territorio dei sotto-bacini afferenti ai serbatoi Pantano d'Avio, Venerocolo, Avio, Benedetto, Baitone, Salarno e Arno, le stazioni si trovano tutte nel bacino afferente al fiume Oglio. Dai dati di altezza e densità il valore di equivalente idrico nivale nella stazione i-esima, **EIN_i** [m] viene calcolato come:

$$EIN_i = HS_i \cdot \frac{\rho_{s,i}}{\rho_a} \quad (1)$$

Dove **HS_i** (m) e **ρ_{s,i}** (kg/m³) indicano l'altezza di neve al suolo e la densità della neve nella stazione i-esima e **ρ_a** (kg/m³) la densità dell'acqua. Dal momento che le stazioni sono distribuite in maniera in sostanza uniforme per fasce di quota nell'area in esame si è qui considerato per ogni data di misura la media campionaria dei valori di **EIN** nelle singole stazioni, come valore rappresentativo per l'area in esame. Da qui in poi si utilizza quindi la dizione **EIN_A** per indicare il valore media-

Stazioni di misura utilizzate per la stima dell' EIN_i e della sua media EIN_A				
ID	Sigla punto di misura	Nome punto di misura	Quota [m s.l.m.]	Serbatoio di appartenenza
1	MPA05	OVEST DIGA PANTANO D'AVIO	2520	PANTANO D'AVIO
2	MPA01	EST LAGO VERSO ADAMELLO	2590	PANTANO D'AVIO
3	MPE01	DIGA VENEROCOLO	2530	VENEROCOLO
4	MPE05	VERSO VEDRETTA VENEROCOLO	2800	VENEROCOLO
5	MQA03	LA PALAZZINA	1940	AVIO
6	MQE06	DOSSO PREPAZZONE	2000	BENEDETTO
7	MQE04	MALGA LAVEDOLE	2040	BENEDETTO
8	MRR06	SUD OVEST LAGHETTO MILLER	2220	BAITONE
9	MRR04	NORD EST LAGO BAITONE	2315	BAITONE
10	MSA03	SANTA BARBARA	2070	SALARNO
11	MTT01	DESTRA DIGA D'ARNO	1820	ARNO
12	MTT03	POZZA D'ARNO	1950	ARNO
13	MTT03	SUD OVEST DIGA D'ARNO	2040	ARNO
14	MTT06	EST SCALE ADAME'	2185	ARNO

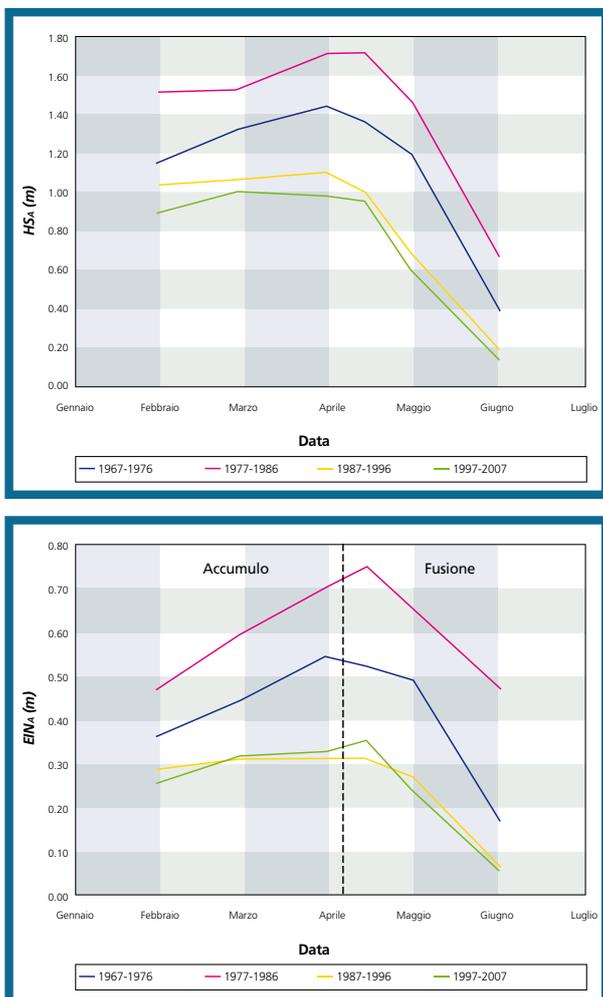
Fig. 2

to di EIN_i sulle 14 stazioni disponibili. Si sono impiegati tre differenti approcci per rilevare la presenza di una eventuale tendenza temporale nelle serie di EIN_A così ottenute. Tali metodi sono la regressione lineare nel tempo, il test di adattamento per la media a finestra mobile e il test di Mann-Kendall nella sua forma tradizionale e progressiva (p.es. Latenser e Schneebeli, 2003; Cislaghi et al., 2005; Jiang et al., 2007).

Analisi di Regressione lineare

Viene effettuata una regressione lineare (RL) considerando il valore di EIN_A rispetto agli anni. La pendenza della retta della regressione lineare è in grado di evidenziare la presenza di una tendenza nelle serie di dati. Si analizza la significatività della regressione tramite la valutazione dell'indice di significatività p -val e se ne riporta il coefficiente di determinazione, o varianza spiegata R^2 . In tal modo è possibile evidenziare la presenza di un trend significativo e, in caso, della validità previsionale di tale trend.

Fig. 3 - a) Altezze osservate di neve al suolo HSA suddivise in decenni. (b) Altezze osservate di EINA suddivise in decenni. Viene mostrata la suddivisione in periodo di accumulo e di fusione.



Media a finestra mobile vs media su lungo periodo

Si calcola la media a finestra mobile (MM) su di un periodo di 10 anni (p.es. De Michele et al, 1998). Applicando tale finestra ad un sotto-campione di 10 anni di dati il valore risultante è riferito all'ultimo anno della finestra e tutti i dati hanno lo stesso peso. La media del sotto-campione viene poi confrontata con la media di lungo periodo (MLP, 1967-2007). La significatività statistica delle fluttuazioni è confrontata con l'ampiezza dell'intervallo di confidenza delle variabili considerate con un livello di significatività $\alpha=5\%$. Gli intervalli di confidenza sono determinati assumendo che le serie siano stazionarie. Sotto questa ipotesi, le fluttuazioni della media mobile dovrebbero essere unicamente imputabili alla variabilità casuale del dato annuo. Le eventuali fluttuazioni al di fuori degli intervalli di confidenza indicano la presenza di una possibile non stazionarietà, monotona o periodica (p.es. Cislaghi et al., 2005). L'espressione analitica dell'intervallo di confidenza per la media è data da (Kottegoda e Rosso, 1997):

$$\mu - z_{\alpha/2} \sigma / \sqrt{n} \leq \bar{X} \leq \mu + z_{\alpha/2} \sigma / \sqrt{n} \quad (1)$$

dove μ e σ sono rispettivamente la media e la deviazione standard della variabile considerata, considerando tutta la serie di n dati. \bar{X} è la media della finestra mobile di lunghezza scelta e $z_{\alpha/2}$ è il quantile della distribuzione normale standard cumulata corrispondente ad una probabilità di $1-\alpha/2$.

Test Mann-Kendall

Il test statistico di Mann-Kendall (MK) è di tipo non parametrico, ossia non pone condizioni sulla distribuzione della popolazione da cui è tratto il campione. I test non parametrici sono meno sensibili ai valori estremi rispetto ai test parametrici. Inoltre, un test non parametrico può individuare la tendenza di una serie temporale indipendentemente da ipotesi sulla sua forma, lineare o meno (p.es. Wang et al., 2005), in tal senso integrando l'analisi condotta tramite il test RL. Il test MK viene così effettuato: si considera un campione

di variabili in cui si vuole ricercare una tendenza, e.g. EIN , $\{EIN_y, y = 1, 2, \dots, Y\}$ con Y lunghezza della serie in anni. Si indica con p_y il numero di elementi del campione con $j < y$ che presentano $EIN_j < EIN_y$ e con τ la variabile:

$$\tau = \sum_{y=1}^Y p_y \quad (2)$$

Si può dimostrare che τ è distribuito asintoticamente come una normale con media e deviazione standard date rispettivamente dalla

$$\begin{aligned} \mu(\tau) &= Y(Y-1)/4 ; \\ \sigma(\tau) &= \sqrt{Y(Y-1)(2Y+5)/2} \end{aligned} \quad (3)$$

La variabile normalizzata $\mu(\tau) = (\tau - \mu(\tau)) / \sigma(\tau)$ segue una distribuzione normale standard ed è quindi possibile costruire gli intervalli di confidenza associati, nonché valutare il relativo valore di significatività, o p -val. Il test MK verifica l'assunzione di stazionarietà della serie sottoposta al test se la variabile normalizzata $\mu(\tau)$ è contenuta all'interno degli intervalli di confidenza. Il test viene effettuato qui con un livello di significatività pari ad $\alpha=5\%$, che fornisce un intervallo di confidenza che ha per limiti 1.96 e -1.96. Nella forma progressiva, per ogni elemento j del campione, le variabili τ_j e $\mu(\tau_j)$ vengono calcolate sostituendo j ad Y in Eq.(2) ed Eq.(3). Il valore di τ descrive la direzione (segno) e l'entità (modulo) della tendenza. La stessa procedura viene applicata alla serie partendo dal valore più recente. In questo caso p'_j indica il numero degli elementi della serie EIN_y con $j > y$ che presentano $EIN_j > EIN_y$. Da p'_y viene calcolato τ'_j e $\mu(\tau'_j)$. In assenza di tendenza il grafico di $\mu(\tau_j)$ e $\mu(\tau'_j)$ in funzione degli anni presenta diverse sovrapposizioni. Nel caso invece di tendenza significativa l'intersezione delle due curve è unica e permette di localizzare approssimativamente l'inizio del fenomeno.

RISULTATI

In Figura 3 a,b sono riportati, a titolo indicativo, gli andamenti delle medie di HS e di EIN, HS_A ed EIN_A divisi per decenni. Una linea separa il periodo di accumulo

nivale da quello di fusione. Si può evidenziare che: (1) per il periodo successivo al 1987 si nota una drastica riduzione dei valori di EIN_A ; (2) il massimo di EIN_A cade tra il 1 e il 15 Aprile; (3) il massimo di EIN_A coincide con o è di poco successivo al massimo di HS_A .

Per analizzare in modo più approfondito la variazione nel tempo di EIN_A e determinare un anno indicativo di inizio della tendenza vengono effettuati i test di RL, MM e MK spiegati in precedenza. Il test RL condotto sull'altezza di EIN_A , nelle specifiche date del 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio e 1 Giugno mostra una diminuzione nel tempo. La pendenza delle rette di regressione è variabile da un minimo di -0.55 cm a^{-1} per la data del 1 Giugno ad un massimo di -1.10 cm a^{-1} per la data del 1 Maggio (tabella di Fig. 4). Nonostante il basso valore predittivo della regressione ($R^2 < 0.3$), dovuto all'elevata variabilità del fenomeno nivale, i p -val sono significativi (per $\alpha=5\%$) per tutte le date considerate. In Figura 5 viene mostrato il caso del 1° di Aprile, data utilizzata in diversi studi come indicativa della fine della stagione di accumulo (p.es. Bohr e Aguado, 2001). Si osserva il valore di picco di 1.37 m registrato nel 1977 e il minimo di 0.09 m del 2005. È immediato notare la decrescita del valore di EIN_A negli anni più recenti, dal 1988 il valore di EIN_A si mantiene sempre al di sotto di 0.5 m con l'unica eccezione del 2001. La media MM su 10 anni viene mostrata in Figura 6 per la data del 1° Aprile. Il valore della MLP si attesta sui 47 cm. I valori delle medie su 10 anni superano le bande di confidenza (linee nere tratteggiate) della MLP. Questo è indice della presenza di una tendenza temporale. Infatti fino al 1989 i valori della media su 10 anni sono di molto superiori alla MLP e al di sopra dell'intervallo di confidenza. Negli anni successivi al 1994 si ha una decrescita molto netta fino a valori al di sotto dell'intervallo di confidenza. Si tralasciano qui per brevità i grafici per le altre date considerate nello studio, che mostrano comunque andamento molto simile a quello descritto. Nella tabella di

figura 7 viene riportato il valore della MLP per tutte le date considerate. In Figura 8 viene riportato il grafico ottenuto dal test MK progressivo avanti e indietro per il caso del 1° Aprile. Il test in avanti, che analizza la serie dal valore più antico a quello più recente, presenta una decrescita costante dal 1985 ad oggi con l'unica eccezione del 2001. I valori della variabile di Kendall escono dalla banda di confidenza inferiore, indicando la presenza di un trend di decrescita significativo, dal 1993. La linea del test all'indietro, che analizza la serie dal valore più recente a quello più antico, viene effettuato per localizzare l'inizio del trend. Le due linee si incrociano verso il 1990. Per una stima quantitativa della diminuzione di EIN_A sono state calcolate le medie nei periodi

precedente e successivo all'inizio della tendenza. Questi valori sono stati poi confrontati con la media di lungo periodo. Osservando i risultati, riportati in Tabella 3, per le singole date si nota una comune tendenza di decrescita. In generale la diminuzione di EIN_A che si registra dopo il 1990 è in valore assoluto maggiore di quella che si ha tra il 1967 e il 1990. Analizzando le singole date ci si accorge

Fig. 4

Coefficients delle rette, coefficienti di determinazione R^2 , p -val delle regressioni lineari RL e risultati del test MK tradizionale con p -val associato. Valori in grassetto indicano p -val significativi ($\alpha=5\%$).					
Data	Coeff [cm a ⁻¹]	R ² [.]	p-val [.]	MK [.]	p-val [.]
1 Mar	-0.77	0.12	0.023	-3.35	4E⁻⁴
1 Apr	-1.08	0.22	0.002	-3.89	5E⁻⁵
15 Apr	-1.04	0.18	0.005	-3.41	3E⁻⁴
1 Mag	-1.10	0.27	5E⁻⁴	-4.40	5E⁻⁶
1 Giu	-0.54	0.20	0.003	-3.77	8E⁻⁵

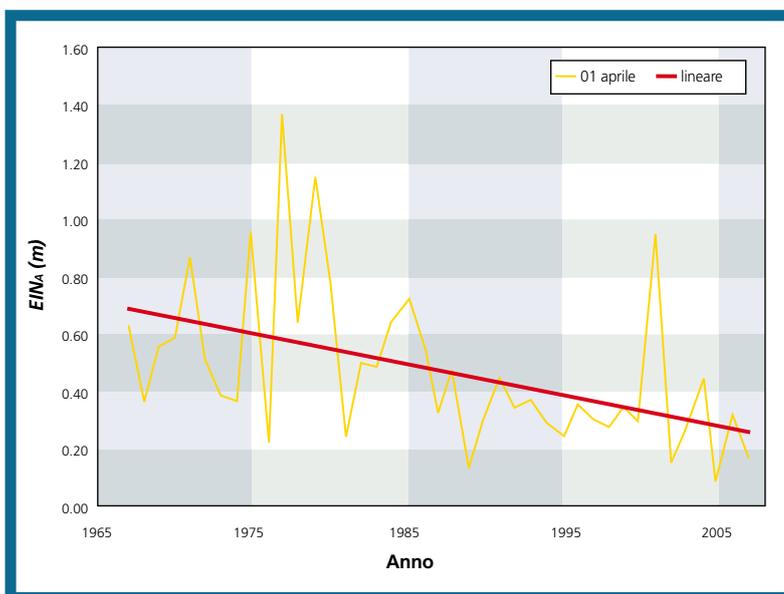


Fig. 5 - Regressione lineare per il 1° Aprile.

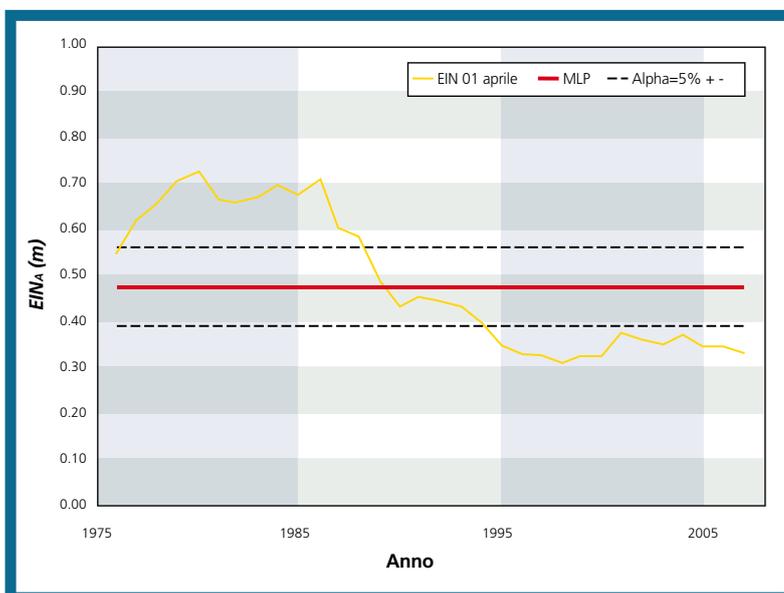


Fig. 6 - Media a finestra mobile di dieci anni per il 1° Aprile.



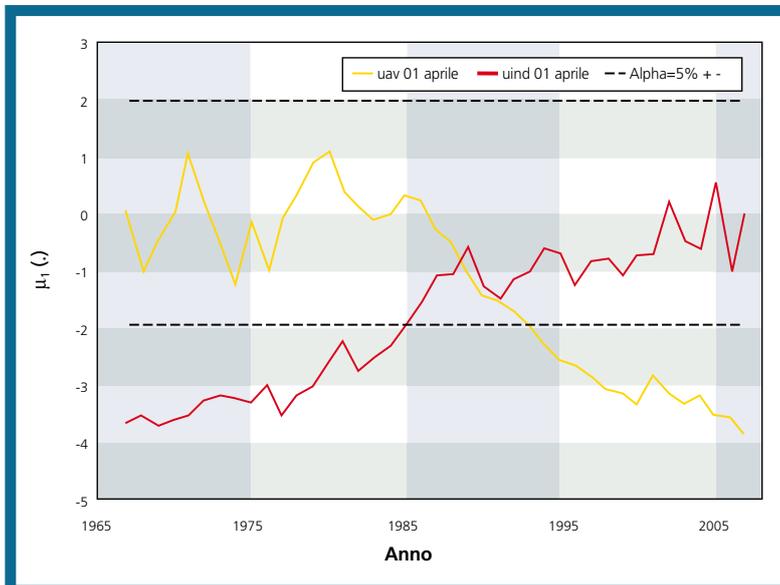
Confronto tra i valori medi nei periodi precedenti, MP e successivi, MS all'inizio della tendenza. Si riportano le variazioni rispetto alla media di lungo periodo, MLP.

Data	MLP [m]	Inizio [anno]	MP [m]	Differenza [m]	Differenza [%]	MS [m]	Differenza [m]	Differenza [%]
1 Mar	0.41	1990	0.48	+0.06	15%	0.33	-0.09	-22%
1 Apr	0.47	1990	0.57	+0.10	21%	0.33	-0.14	-30%
15 Apr	0.48	1990	0.58	+0.10	21%	0.33	-0.15	-31%
1 Mag	0.39	1990	0.50	+0.10	26%	0.25	-0.15	-38%
1 Giu	0.14	1990	0.19	+0.05	36%	0.07	-0.07	-50%

Fig. 7

Fig. 8 - Test MK progressivo per il 1° Aprile .

Foto sopra: diga di Pantano d'Avio.



che la variazione tra la media di lungo periodo di EIN_A e la media prima e dopo l'inizio della tendenza è più marcata nei mesi centrali di fusione (Aprile- Maggio) presentando i massimi valori di +10 cm rispetto alla MLP prima del '90 e -15 cm rispetto alla MLP dopo il '90. Per Marzo e Giugno invece la variazione tra il valor medio di EIN_A prima del 1990 e dopo 1990 è intorno a +5 cm e -7 cm, rispettivamente. Il test MK tradizionale fornisce risultati significativamente negativi per tutte le stazioni considerate, mentre il test progressivo permette di localizzare l'inizio del cambiamento intorno al 1990.

CONCLUSIONI

L'analisi delle serie di equivalente idrico nivale areale valutato tramite la media su 14 stazioni rappresentative di una fascia altitudinale tra i 1800 ed i 2800 m s.l.m. sparse su un'area di circa 200 km² all'interno del Parco Adamello Lombardo, mostra nella sostanza una diminuzione di questa risorsa, sia nel il periodo di ac-

cumulo, sia in quello di fusione. L'analisi di regressione fornisce risultati statisticamente significativi ($\alpha = 5\%$) ed evidenza un tasso di decrescita in tutte le date considerate, confermato dall'analisi visiva dell'andamento della media mobile decennale paragonata alla media di lungo periodo e dall'andamento del grafico di Mann Kendall. Dall'analisi comparata degli ultimi due test è possibile dedurre in maniera ragionevole l'inizio di una tendenza di decrescita all'inizio degli anni novanta. Le serie sono quindi state divise in due sotto-campioni, antecedente e successivo al 1990. Questo ha permesso di mostrare come la variazione avvenuta nel primo periodo è maggiormente evidente rispetto a quella avvenuta nel secondo e che i mesi soggetti alle maggiori variazioni sono Aprile e Maggio, mentre per Marzo e Giugno si riscontrano diminuzioni minori. Nonostante la relativa brevità della serie, che consiglia prudenza nell'interpretazione, i risultati qui presentati sembrano concordi nell'indicare la tendenza generale alla diminuzione di **EIN** per l'area in esame. Poiché nei bacini montani l'**EIN** costituisce una parte notevole della precipitazione, ossia della risorsa idrica, oltre che un fattore di ricarica per gli apparati glaciali, risulta evidente la necessità di studi più approfonditi sulle sue dinamiche presenti e future per l'area in esame e per le regioni alpine in generale.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia ENEL S.p.A., nella persona dell'Ing. Giorgio Galeati, per aver messo a disposizione la base dati meteorologica. Si ringrazia il gruppo di Glaciologia dell'università Statale di Milano, Dip. Scienza della Terra, UNIMI-SCI, per le informazioni relative al ghiacciaio dell'Adamello. Lo studio qui presentato si inquadra nel progetto di ricerca CARIPANDA, Cambio climatico e Risorsa Idrica nel Parco Naturale Dell'Adamello, finanziato dalla Fondazione Cariplo, (Bando 2006, Gestione sostenibile delle acque). Lo studio è stato parzialmente finanziato tramite una borsa di studio dal progetto AWARE (contratto EC 012257).

Bibliografia

- Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). The distribution of daily Snow Water Equivalent in the Central Italian Alps, Adv. in Water Resources, 30, 135–147.
- Bohr, G. S., Aguado, E. (2001). Use of April 1 SWE measurements as estimates of peak seasonal snowpack and total cold-season precipitation. Water Resour. Res., 37, 1, 51–60.
- Braun, L.N., Weber, M., Schulz, M. (2000). Consequences of climate change for runoff from Alpine regions, Ann. Glaciol., 31, 19–25.
- Cislighi, M., De Michele, C., Ghezzi, A., Rosso, R. (2005). Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: Analysis of long daily Italian series. Atmospheric Research, 77, 188–202.
- Comitato Glaciologico Italiano, CGI (2004). Campagne Glaciologiche. <http://www.disat.unimib.it/comiglacio/campagne.htm>
- Coughlan, J. C. e Running, S. W. (1997). Regional ecosystem simulation: A general model for simulating snow accumulation and melt in mountainous terrain, Landscape Ecology, 12, 119–136.
- De Michele, C., Montanari, A., Rosso, R. (1998). The effect of non-stationarity on the evaluation of critical design storms. Wat. Sci. Tech., 37 (11), 187–193.
- Donald, J.R., Soulis, E.D., Kouwen, N., Pietroniro, A. (1995). A land cover based snow cover representation for distributed hydrological models, Water Resources Research, 31, 995–1009.
- Gorni, E., Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D., Rosso, R., in stampa. Cambio climatico nel Parco dell'Adamello Lombardo: analisi di serie climatiche quarantennali, L'ACQUA. Disponibile su richiesta.
- Jansson, P., 1999. Effects of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären, Geogr. Ann., 81(4), 633–642.
- Jansson, P., Hock, R., Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: a review, J. of Hydrol., 282, 116–129.
- 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.
- Kottegoda, N., Rosso, R. (1997). Statistics, Probability and Reliability for Civil and Environmental Engineers, Mc Graw-Hill.
- Laternser M. (2002). Snow and avalanche climatology of Switzerland. Diss. ETH Zurich No. 14493. <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=diss&nr=14493>.
- Laternser, 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.
- Maiolini, B. e Lencioni, V. (2001). Longitudinal distribution of macro-invertebrate assemblages in a glacially influenced stream system in the Italian Alps, Freshwater Biology, 46, 12, 1625–1639.
- Martinelli, O., Modena, D., Bocchiola, D., De Michele, C., Rosso, R. (2004). Risorsa idrica nivale: la valutazione sulle montagne della Lombardia, Neve e Valanghe, 1, 44–57.
- Medagliani, M., Garavaglia, S., Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). Il bilancio idrologico nei bacini a forte contributo nivale: il caso del torrente Mallerio, L'ACQUA, N.3, 9–20.
- 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.
- Ranzi, R., Grossi, G., Bacchi, B. (1999). Ten years of monitoring areal snow pack in the Southern Alps using NOAA-AVHRR imagery, ground measurements and hydrological data, Hydrol.Process., 13, 2079–2095.
- Rohrer, M.B., Braun, L.N., Lang, H. (1994). Long Term Records of Snow Cover Water Equivalent in The Swiss Alps: 1. Analysis, Nordic Hydrology, 25, 53–64.
- Salandin, A., Rabuffetti, D., Barbero, S., Cordola, M., Volonté, G., Mancini, M. (2004). Il lago effimero sul ghiacciaio del belvedere: monitoraggio e simulazione numerica del fenomeno finalizzata alla previsione e gestione dell'emergenza, Neve e Valanghe, 51, 58–66.
- Singh, P., Kumar, N. (1997). Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan river, J. of Hydrology, 193 316–350.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M. (2000). Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas, J. of Hydrol., 235,1–11.
- Schneeberger, C., Blatter, H., Abe-Ouchi, A., Wilda, M. (2003). Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient 2xCO2 scenario, J. of Hydrol., 282, 145–163.
- Simaityte, J., Bocchiola, D., Augutis, J., Rosso, R. (in stampa). Use of a snowmelt model for weekly flood forecast for a major reservoir in Lithuania, Ann. Glaciol. Disponibile su richiesta.
- Swamy, A.N. e Brivio, P.A. (1996). Hydrological modelling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing, Int. J. Remote Sensing, 17(16), 3169–3188.
- Soncini Sessa, R. e Volta, M. (2004). One-year-long runoff forecast by a single snowpack evaluation, Hydrol. Proc., 19(7) 1419–1430.
- Wang, W., Van Gelder, P.H.A.J.M., Vrijling, J.K. (2005). Trend and stationarity analysis for streamflow processes of rivers in western Europe in the 20th century. Proceedings: IWA International Conference on Water Economics, Statistics, and Finance Rethymno, Greece, 8–10 July 2005.



ATTIVITÀ FORMATIVA AINEVA PER UTENZE SPECIALIZZATE

Durante questa stagione invernale sono stati organizzati due corsi 2a AINEVA per "Osservatore nivologico" riservati al personale in servizio presso i Centri Funzionali di Protezione Civile e alle Aspiranti Guide Alpine. I corsi si sono tenuti, con un'affluenza di iscritti estremamente alta, rispettivamente a Campitello Matese (CB), dal 18 al 22 febbraio con 45 partecipanti ed a Paluzza (UD), dal 25 al 29 febbraio con 37 partecipanti.

A Campitello Matese il corso è stato rivolto prevalentemente al personale tecnico operante presso i Centri funzionali delle Regioni appenniniche ed insulari

con lo scopo di preparare tale personale ad eventuali emergenze determinate da condizioni eccezionali di innevamento e conseguente pericolo valanghe.

La formazione del personale succitato fa parte di un più ampio programma previsto dalla convenzione stipulata tra AINEVA e Dipartimento di Protezione Civile di Roma che vede appunto attribuito ad AINEVA il ruolo di Centro di Competenza per le tematiche nivometeorologiche, nell'ambito della rete dei Centri Funzionali di Protezione Civile.

Il corso ha ricalcato fedelmente il programma del modulo tradizionale 2a AINEVA con lezioni sia teoriche che pratiche. Le prove pratiche sul terreno si sono tenute sul ca-

tino superiore del comprensorio sciistico di Campitello Matese dove l'innevamento si presentava ottimale offrendo agli allievi quasi l'intera gamma di cristalli contenuti nella classificazione internazionale.

Il Corso per Aspiranti Guide Alpine invece ha interessato allievi provenienti da diverse Regioni del centro e nord Italia ed ha visto come scenario le Alpi Carniche e Giulie toccando le località più interessanti sia sotto il punto di vista valanghivo che paesaggistico - ambientale.

Vista la particolare utenza a cui era rivolto il corso, il normale programma previsto dal modulo 2a AINEVA è stato integrato con una parte riservata alla valutazione locale del pericolo, all'esecuzione dei test di

stabilità nonché ad una adeguata scelta dei percorsi innevati più sicuri.

Oltre alle lezioni teoriche tenutesi a Paluzza il corso infatti prevedeva una serie di escursioni sul terreno innevato: queste si sono tenute negli splendidi scenari di Collina di Forni Avoltri lungo le pendici del Monte Cogliàns e a Sella Nevea sotto le pareti innevate dei Monti Canin e Ursi impegnando i partecipanti ad una attenta e corretta scelta degli itinerari da percorrere con sci, pelli di foca o ciaspe, maggiormente compatibili con il grado di pericolo riscontrato in loco.

Daniele Moro

*Ufficio Neve e Valanghe di Udine
Direttore di entrambi i corsi*

ABSTRACT

CLIMATE BETWEEN PAST, PRESENT AND FUTURE

C.N. Ronchi, N. Loglisci

Is it true that the climate that regulated our grandparent's life is different from that we experience every day and above all different from that our children and grandchildren will have to "deal with"? And what is human society doing now to contrast this change tomorrow?

The issue of climate changes has become a topical subject in the last few years, also and mainly due to the more and more frequent recurrence of major meteorological events that have a high impact on human society, such as drought, heat waves, floods, hurricanes or prolonged periods of cold weather.

Starting from such considerations, the

scientific community has now undertaken to try to find elements confirming a possible change of the current world climate and to evaluate possible repercussions in the next future. This process reached its height in the last year thanks also to a series of important initiatives at national and world level such as the publication of the IV IPCC Report on Climate Change and the National Conference on Climate Changes.

What are therefore the clear proofs of the climate changes underway on both global scale and in the alpine area? What are the instruments available to the scientific community to study changes of the climate system and forecast its future evolution? How is the political and economic world acting to mitigate what IPCC defines as

"a dangerous anthropogenic interference with the climate system"?

This article, which does not want to be exhaustive, tries to give a synthetic answer to the main questions about climate and its changes, focusing on the alpine area. Starting from the historic perception of "climate system", the article illustrates the latest knowledge gained in this field and the possible future scenarios that are taking shape, passing through the analysis of the most effective scientific and economic instruments to evaluate and orient political and social choices, in terms of adaptation and mitigation, that need to harmonize the inner push to progress of human society and the fundamental respect for natural resources and the ecological balance of the whole planet.

to carry out studies on climate changes in Piedmont.

Several tests have been carried out on the data recorded by two networks during a simultaneous period of operation in 26 resorts for precipitations and in 15 resorts for temperatures. Only 11 resorts turned out to be suitable for combining precipitation series, while in no case it was possible to match temperature series. For each suitable station, through statistical criteria, it was possible to find out the years of combination of precipitation series, in order to be able to consider the whole measurement period with no heterogeneous parameters.

CLIMATE VARIABILITY IN NORTH-WESTERN ITALY

Statistical analysis of daily temperatures and precipitations on Piedmont and Valle d'Aosta in the second half of the XX century

C. Ronchi, N. Ciccarelli, J. Von Hardenburg, Provenzale

The prolonged drought spells and the heat waves that occurred in north-western Italy in recent years, together with climate model predictions on increased probability of droughts and extremes in the Mediterranean area, call for a careful study of historical rainfall and temperature climatologies in this region. Motivated by this need, we analyzed a large set of daily temperature and precipitation time

CORRELATION BETWEEN THERMAL-PLUVIOMETRIC SERIES FROM MANUAL AND AUTOMATED STATIONS IN PIEDMONT

F. Acquavota, A. Albanese, S. Fratianni, L. Masciocco, M. Bassi

This study examines the possibility to combine a series of precipitation and temperature figures gathered from two different weather monitoring stations installed in Piedmont at different times. This requirement ensues from the necessity to have a sufficient amount of long series



series measured by a dense observational network in north-western Italy, in the period from 1952 to 2002. Inhomogeneities in the spatial and temporal distribution of the measurement stations have been carefully taken into account, adopting statistical quality-control methodologies and applying Monte Carlo methods to estimate sampling errors and to assess the significance of the results. We find that average temperatures display a significant increase of about 1° C during the period of observation. This increase is more pronounced for maximum daily temperatures during winter and summer seasons. By contrast, precipitation time series display no significant trend in the last fifty years. We also determine the statistical properties of interannual fluctuations in temperature and precipitation, and quantify their correlation with large-scale atmospheric patterns and global indices such as the North Atlantic Oscillation (NAO), the Scandinavian pattern (SCAN) and European Blocking (EB). The positive phase of the Scandinavian pattern and the presence of frequent blocking episodes are found to be significantly correlated with increased summer and fall precipitation and cold temperatures in the study area.

CLIMATE CHANGES IN FRIULI-VENEZIA GIULIA

S. Micheletti

Last century measurements show a significant, rapid and accelerating global warming, possibly unprecedented since the olocenic climatic optimum (the warm spell following the last ice age, approximately 6-7000 ybp). And, according to the IPCC, "most of the observed increase in globally averaged temperatures since the mid-20th century is very likely due to the observed increase in anthropogenic greenhouse gas concentrations". ARPA FVG dept. OSMER started to deal with this topic some years ago, under growing local public interest and considering that, taken for granted that global warming will continue on, great uncertainty persists on how the temperature increase will affect different areas on the Earth's surface and on which side effects, like precipitation variations, it could produce at a continental or regional scale.

For a first assessing of eventual climate change effects in the last decades at regional level, OSMER collected some historical data series. The longest histo-

rical termometric and pluviometric series in Friuli-Venezia Giulia belong to the former National Hydrographic and Mareographic Service stations (now inherited by the Hydrographic Operational Unit of the Friuli-Venezia Giulia Region); a first analysis focuses on the Trieste and Udine stations series, which go back some two hundred years. On shorter periods, also data from many other stations have been used.

The performed analysis concerns yearly and season minimum and maximum temperatures, with some detail on single months; yearly and season precipitation, again with some detail on single months; the total snowfall and the mean monthly snow depth - only as a season's maximum (data provided by the Avalanche Service of the Friuli-Venezia Giulia Region). Data have been analyzed both as single station's series - for significant sites - and as clusters of several stations, in order to strengthen statistics and minimize the effect of the errors due to specific site characteristics or to the instruments conditions.

Despite all uncertainties, it appears as a first synthesis that in Friuli-Venezia Giulia during the last twenty years temperatures have significantly risen almost everywhere, according to and even more with respect to what happens in the rest of the world. Particularly impressive are the increases in maximum and in spring and summer temperatures. It also appears very likely that the temperature values recorded in the last years may be the highest since many decades - or even many centuries.

About precipitation, besides some local or transient signal, it is difficult to come to clear conclusions on rising or sinking trends. Unlike temperatures, the precipitation regime in Friuli-Venezia Giulia shows frequent and wide oscillations, which make the length of the considered time series very sensible. Similar results may consequently be reported also for snowfall - besides the reducing effect of temperature increase, particularly for low altitude sites.

RECENT VARIATIONS IN THE SNOW COVER ON THE SOUTHERN SIDE OF ALPS

M. Valt, A. Cagnati, A. Crepaz, D. Catberro
Snow and its albedo play a major role in the radiation balance of the planet. In the last 40 years, in the Northern Hemisphere, the snow cover surface has generally

undergone a reduction (Dye, 2002; IPCC, 2007; Scherrer et al., 2004) with ensuing direct and indirect effects on climate and atmospheric circulation (Lo and Clark, 2001; Saito and Cohen, 2003).

However, there are still too few figures available on the annual or seasonal snow cover trend and they are limited to some nations. In Europe some studies were carried out beyond the Alps and some of them underlined reduced duration of snow on the ground, increased height of the safe snow limit for skiing and a reduction of water resources from the snow cover melting in spring.

Based on the data available on the southern side of the Alps, taking into account 2 sample areas, it was possible to draw up a preliminary balance of the recent snow cover trend.

Considering the 1961-90 average, duration of snow on the ground has averagely diminished by 14 days, with higher incidence at altitudes lower than 1,600 m with respect to higher altitudes.

Regarding seasonal snow accumulation, it has been decreasing at all altitudes since 1990 on (Valt et al., 2006), save for the alternation of seasons with little snow and seasons with more snow in the last 5 years.

Decreases in snowfalls, the maximum depths of snow on the ground and duration of snow on the ground are also confirmed by a slight decrease of winter precipitations and the probable variation of regimen between liquid and solid precipitations. In fact, based on the limited data available and which require subsequent confirmation, liquid precipitations (rain) seem to be sharply growing to the detriment of solid precipitations (snow).

As for the limit of safe snow for skiing (100 days with more than 30 cm of snow on the ground), which in Italy corresponds to an altitude close to 1,500 m (Latenser and Schneebeli, 2003), it is evident how in the last decades this limit has risen and now is placed around 1,800 m, at least on the Eastern Alps.

The decrease of the amount of snow on the ground directly implies a reduction of the availability of water resources to be used for irrigation, distribution for civil use, and power production. The first summary calculations show that, compared with the 1971-80 decade, the availability of water resources has sharply reduced, almost by 50%.

SNOW IN THE APENNINES

The first analyses on 30 years of snow and weather data

V. Romeo, Massimiliano Fazzini

The Meteomont Service of the national Corps of Foresters presents a preliminary analysis based on 30 years of snow and weather data collected from Central Apennines and sets off an exhaustive study intended to analyse the data collected in 3 decades from 130 stations distributed along the whole Apennines range.

A specific and daily monitoring activity of snow and weather, since 1978, and of avalanches, since 1957, led to the creation of precious databanks that are now available for analysis and exam, in the framework of the Mountain Information System. The aim is to try to understand how the Apennine chain has changed, how the possible climate and weather scenarios will be in the next future, how to manage possible emergencies and connected risks (snow, avalanches, floods, water resources, etc.).

Preliminary and fresh results show a growing trend for monthly and seasonal means of snowfalls for all the stations examined, differently from what shown by other mountain areas and from what is commonly believed. Further studies and results will follow, in order to exhaustively analyse and correlate data, information and events gathered in 30-50 years of activity.

INFLUENCES OF CLIMATE CHANGES ON SNOW WATER RESOURCES: THE LOMBARD ADAMELLO PARK CASE

E. Bianchi Janetti, D. Bocchiola, R. Rosso

The study, carried out under the umbrella of the CARIPANDA project, analyses series of snow water equivalent, SWE, from fourteen snow-meteo stations located in the natural park 'Parco Naturale Dell'Adame llo (PANDA)' of Lombardia region (BS), for the period 1967-2007. The water resources of the area feeds the hydropower facilities of ENEL concessionary, providing the data base for the study. Series of SWE, recorded at fixed data during accumulation and melt season, are studied. To address the presence of a trend we use three different methods, linear regression, moving window average and Mann Kendall test. The results show a significant yearly decreasing of SWE centered in April and May.

UOMINI & TECNOLOGIE PER IL MONITORAGGIO AMBIENTALE



Tracce.com

Raccogliere dati dal territorio in modo costante e preciso. Trasmetterli in tempo reale. Elaborarli con potenti software. Archivarli con efficacia e sicurezza. È questo che fa un sistema di monitoraggio efficiente, necessario per la sicurezza di tutti. **È questo che fanno i sistemi CAE, anche nelle condizioni più critiche.**

 **CAE**
monitoring your world.

SISTEMI E SOLUZIONI PER IL MONITORAGGIO IDROMETEOROLOGICO

Via Colunga, 20 - 40068 - San Lazzaro di Savena (BO) - Italy - www.cae.it sales@cae.it - tel. +39 051 4992 711 fax +39 051 4992 709