

# LA RISORSA IDRICA NIVALE

## La valutazione sulle montagne della Lombardia

### **Ombretta Martinelli**

Ingegnere Ambientale,  
consulente ambientale presso URS Italia S.r.l.

### **Deborah Modena**

Ingegnere Ambientale,  
consulente presso Milanoprogetti S.p.A. Sezione Ambiente

### **Daniele Bocchiola**

Dottore di Ricerca in Idrologia e Costruzioni Idrauliche,  
presso il Politecnico di Milano, Dip. DIAR.  
autore corrispondente tel. 02.2399629  
e-mail: daniele.bocchiola@polimi.it

### **Carlo De Michele**

Ricercatore confermato in Idrologia e  
Costruzioni Idrauliche,  
presso il Politecnico di Milano, Dip. DIAR.

### **Renzo Rosso**

Professore di Idrologia e Costruzioni Idrauliche,  
presso il Politecnico di Milano, Dip. DIAR.

Le rilevanti implicazioni di carattere sociale, economico ed ecologico relative alla gestione della risorsa idrica ne richiedono una valutazione accurata. Nei bacini montani e pedemontani a rilevante deflusso nivale presenti nella zona delle Prealpi ed Alpi lombarde, la risorsa idrica disponibile è costituita in buona parte dalla precipitazione solida accumulatasi sotto forma di manto nivale. Durante il periodo primavera-estate, lo scioglimento nivale costituisce una aliquota rilevante, se non la totalità, del deflusso in alveo, la cui dinamica temporale caratterizza la disponibilità d'acqua e regola lo sviluppo dei biotopi fluviali e perfluviali. Il presente lavoro considera la valutazione della quantità d'acqua accumulata sottoforma di neve nelle Prealpi ed Alpi lombarde, con riferimento ai bacini dei fiumi Adda, Serio, Brembo e Oglio. Si mostra un approccio innovativo allo studio dell'accumulo di equivalente idrico nivale su base statistica. L'Equivalente Idrico Nivale (indicato da qui in poi con la sigla EIN) all'inizio della stagione di scioglimento viene valutato sulla base di dati nivometrici fornita dalle stazioni AINEVA e dalla regione Lombardia, per il periodo 1989-2002. A partire dai dati di altezza di neve si procede ad una stima dell'equivalente idrico locale. Utilizzando alcune misure condotte durante le campagne di rilevamento AINEVA, si determina una formula per la stima indiretta della densità del manto nevoso, fondamentale per la stima della quantità d'acqua immagazzinata. Lo studio della dinamica di accumulo nivale mostra come nell'area considerata si evidenziano due zone, o sottoregioni, con caratteristiche differenti. Per tali zone si conduce un approccio geo-statistico per la spazializzazione dell'informazione e per la stima del valore medio areale di EIN, espresso in altezza d'acqua. Allo scopo di stimare il volume in acqua accumulato, si evidenzia l'area coperta da neve utilizzando immagini da satellite NOAA. Si mostra un'applicazione del metodo per la stima del volume accumulato alla fine della stagione di accumulo, assunta coincidente con i primi giorni di aprile, per due anni campione.



## INTRODUZIONE

La risorsa idrica immagazzinata sotto forma di neve sui versanti rappresenta una fondamentale fonte di approvvigionamento, la cui dinamica temporale caratterizza e condiziona la disponibilità di risorsa utilizzabile agli scopi idro-potabili, energetici o irrigui. Nella stagione estiva, i deflussi dovuti a scioglimento nivale forniscono un contributo fondamentale ai deflussi in alveo e, nello stesso tempo, rappresentano una fondamentale condizione al contorno per la valutazione delle piene estive, talvolta disastrose. Inoltre, la disponibilità idrica nei bacini alpini condiziona in maniera rilevante lo sviluppo degli ecosistemi montani (p.es. Coughlan e Running, 1997, Maiolini e Lencioni, 2001).

La stima dell'EIN alla fine della stagione di accumulo, che rappresenta in pratica la quantità d'acqua a disposizione per il deflusso estivo, risulta dunque un problema di enorme rilievo nell'idrologia delle aree montane. L'accumulo della neve, la sua ridistribuzione ed i fenomeni di scioglimento sono guidati da diverse variabili, quali la pendenza locale, la temperatura, il vento e gli scambi di calore con

l'atmosfera e il suolo. La copertura nivale dimostra quindi una enorme variabilità nel tempo e nello spazio (p.es. Blöschl, 1999). Di particolare interesse risulta la stima affidabile del valore medio dell'EIN sull'area montana dei bacini fluviali.

La fine della stagione di accumulo nelle aree montane Alpine, sebbene variabile da sito a sito e di anno in anno, si può abbastanza affidabilmente individuare nei primi giorni di Aprile (p.es. Swamy e Brivio, 1996, Ranzi et al., 1999). Nel seguito, dunque ci si riferirà al valore di EIN cumulato alla data del 1° di Aprile, convenzionalmente assunta come fine della stagione di accumulo (si noti che tale data viene spesso utilizzata come riferimento anche nella letteratura internazionale, p.es. si veda il lavoro di Bohr e Aguado, 2001).

Il problema principale nella stima dell'equivalente idrico su aree di dimensione rilevante (maggiori qualche decina di Km<sup>2</sup>) è dato dalla densità delle stazioni di misura di dati nivometrici, che presenta, tranne qualche eccezione, valori tendenzialmente bassi, dell'ordine di una stazione ogni 100 Km<sup>2</sup> o meno. In tale situazione, una stima affidabile

dell'EIN risulta poco agevole, proprio in virtù della grande variabilità spaziale del fenomeno. In tali circostanze, una qualche metodologia è richiesta, che permetta una stima affidabile del valore areale, sulla base delle sole informazioni locali. Qui, tale problema viene affrontato tramite l'utilizzo di una metodologia statistica, detta metodologia di Kriging.

Un ulteriore problema di grande rilievo è dato dalla determinazione delle aree coperte di neve. Infatti, proprio per la già menzionata bassa densità delle stazioni al suolo, risulta di solito difficile individuare correttamente le aree in cui si osserva effettivamente una copertura nivale. Tale copertura, sebbene in linea di principio abbastanza legata alla quota, presenta in realtà una notevole variabilità spaziale, con caratteristiche variabili da zona a zona ed in dipendenza dalla stagione (p.es. Ranzi et al., 1999).

In tal senso, uno dei metodi in grado di fornire indicazioni affidabili sembra essere l'utilizzo di immagini telerilevate.

L'uso di immagini da satellite può in effetti fornire utili informazioni sull'estensione della copertura

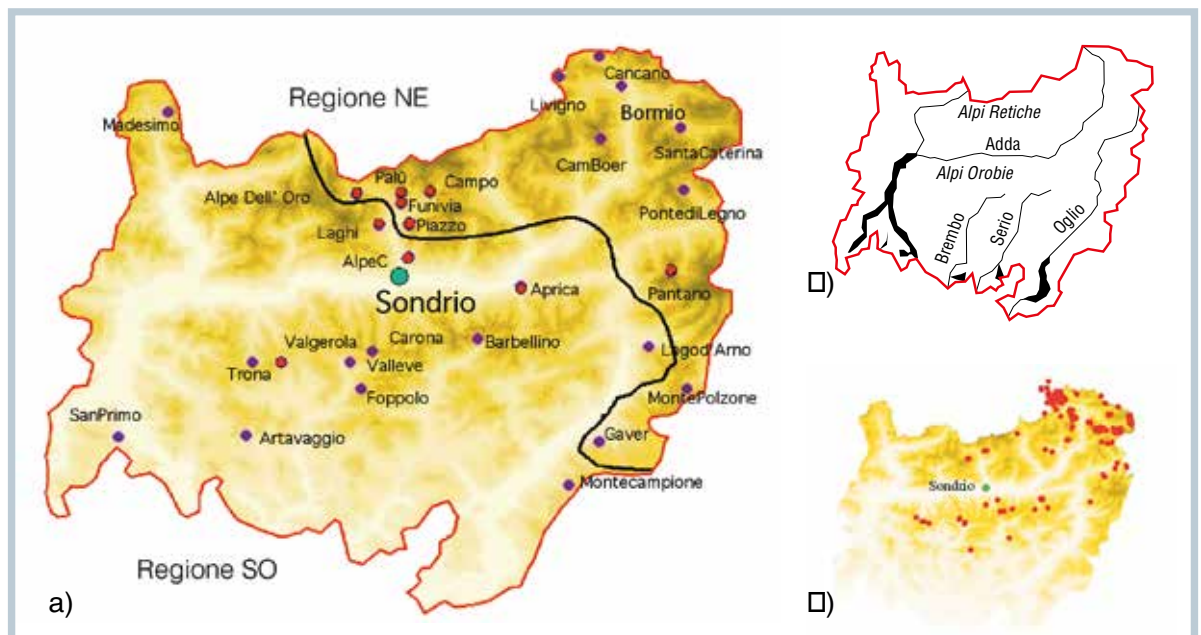


Fig. 1

nivale nell'area investigata. Nel presente lavoro, quindi, si proporrà una metodologia per l'utilizzo accoppiato di misure nivometriche al suolo e di immagini telerilevate per la determinazione dell'EIN su aree di grande estensione.

Considerando il problema della stima dell'EIN su base locale, ossia in una stazione di misura, un problema rilevante è dato dalla possibilità di convertire la misura locale, solitamente di altezza del manto nivale, in una stima di contenuto idrico. Tale passaggio, infatti, richiede la conoscenza, o una stima ragionevolmente affidabile, della densità della neve o peso specifico relativo all'acqua ( $\text{Kg m}^{-3}$  di volume). Tuttavia, la stima della densità su una base temporale continua rappresenta un obiettivo di difficile realizzazione, poiché le misure di tale grandezza, sebbene in linea di principio molto semplici da realizzare, richiedono un notevole consumo di tempo ed un notevole dispendio di risorse, anche economiche.

Spesso, dunque, per la stima della densità, si utilizzano formule di tipo empirico, che colleghino tale grandezza ad una qualche grandezza climatica, morfologica o stagionale del luogo in esame (p.es. Elder et al., 1991).

Per la stima dell'EIN su aree di vasta dimensione, risultano spesso utili metodologie basate su di un approccio regionale.

Con tale termine si intendono quelle metodologie che considerano l'informazione contenuta nelle singole stazioni di misura sulla base di una divisione delle stesse in aree omogenee, ossia in aree che presentino, dal punto di vista climatologico, ed in particolare, nivologico, un comportamento simile (p.es. Bohr e Aguado, 2001). Tali aree vengono solitamente definite regioni

omogenee. In tal modo, l'informazione contenuta nelle singole serie storiche delle stazioni viene sfruttata al massimo per ottenere una stima affidabile dell'EIN all'interno della regione stessa.

Nel presente lavoro, l'area di studio viene divisa in due sottoregioni omogenee, con caratteristiche nivologiche differenti l'una dall'altra. Le metodologie statistiche utilizzate per la stima dell'EIN vengono quindi condotte con riferimento alle due regioni individuate.

## L'AREA DI STUDIO

L'area di studio interessata copre la parte alpina della regione Lombardia, che comprende le prealpi Orobiche e la alpi Retiche (Figura 1).

Questa regione include i bacini dei fiumi Adda (chiuso a Olginate), Brembo (a Ponte Briolo), Serio (a Ponte Cene) ed Oglio (a Capriolo). L'area coperta ammonta ad un totale di  $7614 \text{ Km}^2$ . La rete nivometrica complessiva è composta da 28 stazioni, più o meno uniformemente distribuite sull'area, per una densità media di  $1/275 \text{ Km}^2$ . In Figura 1, si mostra la matrice delle quote (Modello Digitale delle Quote, DEM) con una risoluzione di  $220 \times 230$  metri (E-N) rappresentato dal GIS ARC-View® 3.2, utilizzato per tutte le elaborazioni matriciali nel presente lavoro. Una densità maggiore di stazioni si osserva nel bacino del Mallero a Sondrio, in cui sono concentrate 7 stazioni in circa  $280 \text{ Km}^2$ . Le stazioni di misura forniscono il valore dell'altezza media giornaliera del manto nevoso, oltre ad altre grandezze, quali la temperatura dell'aria e del manto nevoso e la direzione del vento. L'altitudine delle stazioni varia da un minimo di 1000 m, alla stazione di Laghi ad un massimo di 2475 m a Palù. La densità della neve non è mi-



Stazione	Quota (m)	N anni	A/M	Reg
Alpe Costa	1850	9	A	S-W
Alpe dell'Oro	2325	10	A	N-E
Aprica	1180	8	A	S-W
Artavaggio	1650	11	M	S-W
Barbellino	1880	8	M	S-W
Bormio	1960	9	M	N-E
Cam Boer	2114	7	A	N-E
Campo Moro	1950	7	A	N-E
Cancano	1940	9	M	N-E
Carona	1850	9	M	S-W
Foppolo	1695	5	M	S-W
Funivia Bernina	1965	10	A	N-E
Gaver	1480	7	M	N-E
Laghi di Chiesa	1000	7	A	S-W
Lago d'Arno	1820	9	M	S-W
Livigno	1865	9	M	N-E
Madesimo	1550	9	M	S-W
Monte Polzone	1580	7	M	N-E
Montecampione	1750	11	M	S-W
Pantano	2475	8	M	N-E
Palù	2390	4	A	N-E
Piazzo Cavalli	1560	9	A	N-E
Ponte di Legno	1600	9	M	N-E
San Primo	1075	9	M	N-E
Santa Caterina	2135	9	M	N-E
Trona	1800	9	M	S-W
Valgerola	1840	11	A	S-W
Valleve	1650	9	M	S-W

Fig. 2 Nome, quota ed anni di rilievi a disposizione. Si indica inoltre se la stazione è automatica o manuale. Si indica infine la regione omogenea di appartenenza (si veda più avanti).

surata in alcuna delle stazioni su base sistematica. Per la stima di tale grandezza si è dovuto quindi ricorrere ad una differente metodologia, illustrata nel seguito.

### RETE NIVOMETRICA

La rete nivometrica considerata nell'ambito della ricerca presente è costituita dalle stazioni indicate in fig. 2. Nella figura 2, si elenca altresì l'ente gestore delle stazioni. Per ciò che riguarda le stazioni AINEVA, queste si dividono in manuali ed automatiche.

Nelle stazioni manuali (vedi campo di rilevamento di fig. 3) posizionate in funzione delle condizioni topografiche e meteorologiche locali, vengono condotti giornalmente rilievi delle seguenti grandezze nivologiche:

- altezza del manto nevoso,  $H_s$ ;
- altezza dell'eventuale neve fresca caduta nelle ultime 24 ore,  $H_n$ ;
- peso dell'eventuale neve fresca,  $H_w$ ;
- temperatura della neve a 10 cm dalla superficie,  $T_{s1}$ ;
- temperatura della neve a 30 cm dalla superficie,  $T_{s3}$ .

Fig. 3  
Nivometro per la misura dello spessore del manto nevoso e termometro per la misura della temperatura della neve.



Inoltre, vengono rilevate, sempre giornalmente, altre informazioni meteorologiche di tipo qualitativo (copertura del cielo, condizioni meteorologiche dominanti) e quantitativo (velocità del vento, temperatura massima e minima), oltre ad alcune caratteristiche fisiche (resistenza alla penetrazione di una sonda) e morfologiche (forma dei cristalli e stato della superficie) della neve.

Dalle stazioni automatiche vengono invece rilevate, oltre alle condizioni del manto nevoso, le seguenti grandezze meteorologiche e nivometriche:

- temperatura dell'aria (in °C);
- profilo di temperatura della neve ogni 20 cm;
- spessore del manto nevoso (in cm);
- direzione e intensità del vento;
- umidità e pressione atmosferica;
- precipitazioni.

Tali informazioni sono state rese disponibili per la ricerca presente dal personale AINEVA. Più recente rispetto all'istituzione della rete gestita dal Nucleo Previsione e Prevenzione Valanghe di Bormio, è stata l'installazione di alcune stazioni di rilevamento automatico di variabili meteorologiche e nivometriche promossa dall'Assessorato ai Lavori Pubblici della Regione Lombardia; essa è frutto, soprattutto, del forte impulso fornito alle attività di monitoraggio idrometeorologico seguito all'evento alluvionale avvenuto in Valtellina nel 1987. La strategia di allocazione di queste stazioni è stata impostata, in primo luogo, tenendo conto delle necessità di monitorare situazioni di rischio idrogeologico particolarmente allarmanti. Ne è riprova l'installazione di due stazioni nivometriche in prossimità della sommità della frana del Pizzo Coppetto e di otto stazioni

anch'esse automatiche, in Val Malenco, area soggetta a frequenti dissesti in relazione alle piene rovinose del torrente Mallero. La gestione di queste stazioni nivometriche, la teletrasmissione e l'archiviazione di dati da esse rilevati fanno capo al Centro di Monitoraggio istituito a Sondrio dopo gli eventi calamitosi del 1987. Le stazioni automatiche sono tecnologicamente avanzate e, oltre ai parametri oggetto del monitoraggio da parte delle stazioni gestite dall'AINOVA, viene misurato anche l'albedo della neve. I dati relativi a questa rete sono disponibili su supporto informatico (ARPA Regione Lombardia, 2000).

### MISURA DELLA DENSITÀ MEDIA DELLA NEVE

La stima della densità locale della neve viene condotta nell'ambito del presente lavoro utilizzando delle formulazioni empiriche. Si sono cioè identificate delle relazioni tra la densità della neve al suolo in un determinato sito ed in un determinato momento dell'anno ed alcune caratteristiche locali del sito. Tali relazioni possono poi essere utilizzate per la stima della densità in punti in cui tale grandezza non sia misurata. Allo scopo di ottenere relazioni empiriche affidabili per la stima della densità, si sono elaborati i dati relativi ad una serie di misure di dettaglio condotte in differenti siti dal personale AINEVA nel periodo 1996-2002 (si veda la mappa dei punti di rilievo in Figura 1c). Durante tale periodo, il personale AINEVA ha condotto circa 200 rilievi. Nell'ambito di tali rilievi, sono state misurate una serie di caratteristiche del manto nevoso (Figure 4 e 5). Sebbene tali rilievi siano espressamente stati realizzati per scopi di studio e previsione dei fenomeni valan-

ghivi, alcune delle grandezze investigate si rivelano di grande importanza anche per lo studio dell'EIN. In Figura 4, ad esempio si mostra la procedura di misura del profilo verticale di temperatura nel manto nevoso durante un rilievo. La misura del profilo verticale di densità della neve (Figura 5) viene eseguita in ogni strato con livelli predeterminati (per esempio 10 cm). Mediante un tubo in materiale plastico del volume di  $0.5 \text{ dm}^3$  si estraggono i campioni di neve che vengono pesati con un dinamometro a molla da 500 g.

I valori di densità in  $\text{dag dm}^{-3}$ , si ricavano dalla relazione 1 di Fig 6 (pg. 5), dove:

$\gamma$  = densità in  $\text{dag dm}^{-3}$ ;

$P_l$  = peso lordo in g;

$T$  = tara in g.

I risultati delle elaborazioni sono quindi riassunti in una scheda, come quella indicata in Figura 7. A partire dai dati rilevati, si sono calcolati i valori di densità media della neve sul profilo verticale. Si è poi condotta una analisi di correlazione tra la densità osservata ed alcune grandezze caratteristiche. Tali grandezze sono state scelta in modo tale da essere individuabili senza sforzi ed oneri temporali troppo elevati e da fornire un risultato il più possibile affidabile. Una volta condotta l'analisi di correlazione, si è provato a determinare delle formule empiriche. A tale scopo differenti approcci sono stati utilizzati, considerando formule empiriche di tipo lineare, di potenza ed esponenziali. I risultati migliori si sono comunque ottenuti con formule di tipo lineare. Utilizzando approcci statistici atti a determinare i coefficienti delle formule in maniera affidabile (analisi *Jackknife*, si veda *p.es.* Efron and Tibshirani, 1993) e considerando solo le variabili effettivamente significative (*i.e.*



Fig. 4: Misura stratigrafica della temperatura della neve.



Fig. 5: Peso del campione di neve attraverso un dinamometro a molla.

in grado si fornire in incremento dell'1% di varianza spiegata), si sono identificate cinque variabili esplicative. Queste sono il numero di giorni passati dal 1° di settembre  $D$ , l'altitudine in metri  $H$ , l'esposizione del sito ( $0^\circ$ - $360^\circ$ )  $A$ , la pendenza locale ( $0^\circ$ - $90^\circ$ )  $I$  e la temperature media della neve (gradi Celsius, negativa)  $T$ . La densità della neve [ $\text{Kg m}^{-3}$ ] si può stimare come dalla relazione 2 di fig. 6.

La formula fornisce un coefficiente di regressione  $R = 0.75$ . La variabile più importante è  $D$ , che da sola fornisce un valore di  $R =$

0.55. L'introduzione delle variabili  $H$ ,  $A$ ,  $I$  e  $T$  fornisce valori di  $R$  pari a 0.65, 0.69, 0.72 ed infine 0.75, rispettivamente.

La formulazione proposta permette di valutare la densità, o peso specifico della neve a partire dalle caratteristiche del sito (per un confronto con metodi di stima della densità sulle alpi Italiane, si veda *p.es.* Bacchi e Rosso, 1992 o Ranzi et al., 1999).

La scelta della variabile  $D$  deriva dalla circostanza che in tutte le stazioni nivometriche non si è osservata presenza di neve prima del 1° settembre, nell'arco di anni

FORMULE

(1)  $\gamma = \frac{P_l - T}{10} \cdot 2$

(2)  $\hat{p}_s = 134 + 0.54 \cdot D + 0.06 \cdot H + 0.10 \cdot A - 1.45 \cdot I + 6.09T$

(3)  $\hat{\mu}_{EINI}^{S-W} = -0.198 + 1.96 \cdot 10^{-4} \cdot H - 2.84 \cdot 10^{-2} \cdot \bar{T}_l - 2.10 \cdot 10^{-3} \cdot I$

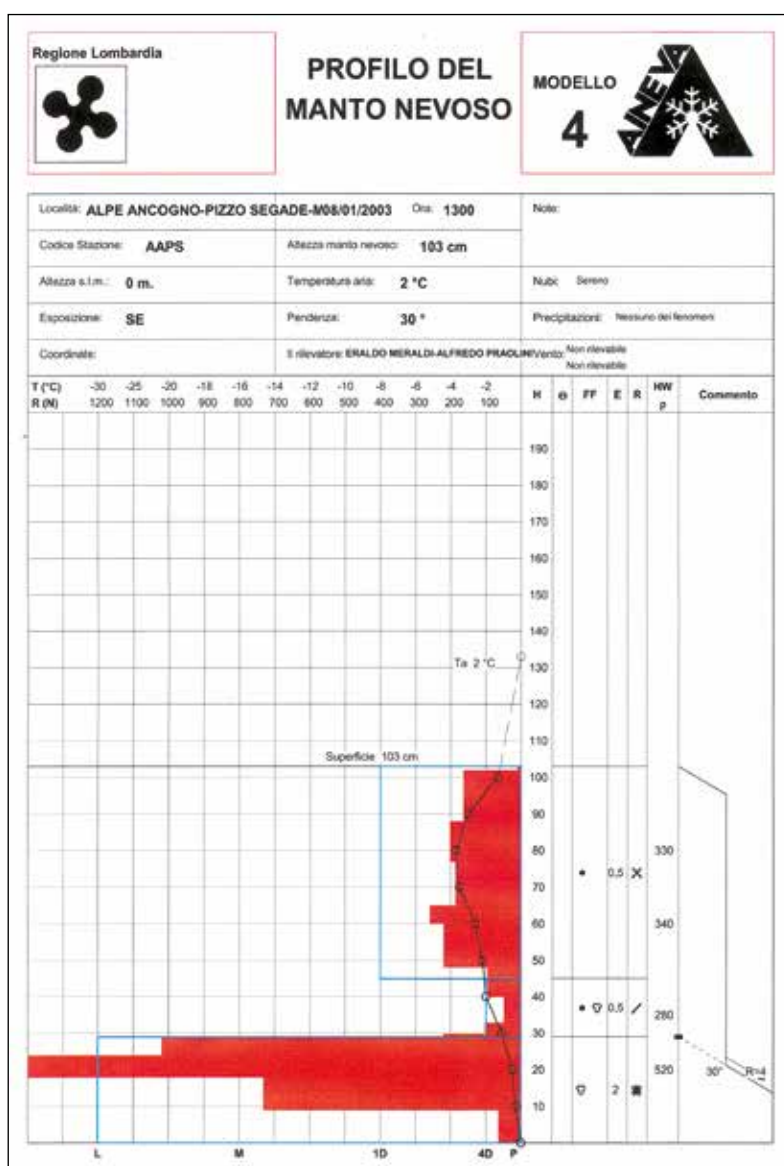
(4)  $\hat{\mu}_{EINI}^{N-E} = 6.74 + 3.02 \cdot 10^{-4} \cdot H - 1.96 \cdot 10^{-6} \cdot N - 1.90 \cdot 10^{-3} \cdot I$

(□)  $CV_{EINI}^{S-W} = -64.31 - 1.30 \cdot 10^{-3} \cdot H - 2.74 \cdot 10^{-2} \cdot I - 1.27 \cdot 10^{-5} \cdot N + 4.74 \cdot 10^{-6} \cdot E - 1.00 \cdot 10^{-3} \cdot A$

(□)  $CV_{EINI}^{N-E} = -20.57 - 8.00 \cdot 10^{-4} \cdot H - 4.91 \cdot 10^{-6} \cdot N - 1.50 \cdot 10^{-3} \cdot I$

Fig. 6

Fig. 7: Esempio di profilo penetrometrico e stratigrafico per la valutazione della stabilità del manto nevoso.



considerati. Si osservi che tale variabile racchiude in sé il duplice effetto di compattazione della neve precipitata (p.es. si veda Martinec e Rango, 1991) e di

energia sotto forma di radiazione solare complessiva assorbita dalla neve al suolo, dipendente in media dal periodo dell'anno (si veda p.es. Elder et al., 1991).

Le rimanenti variabili geo-morfologiche si sono calcolate a partire dal DEM disponibile e rappresentano il valore medio su un'area circostante la stazione. Tali misure dovrebbero essere rappresentative della situazione morfologica locale. In Figura 8 si rappresenta l'adattamento della formula ai dati osservati. Sebbene altre variabili siano state incluse nella procedura di studio, inerenti ad esempio alla copertura vegetale ed all'uso del suolo, oltre che alla temperatura media durante l'anno nivale, queste non hanno portato ad alcun miglioramento della varianza spiegata. In generale, si potrebbe osservare che la variabilità spiegata dalla formula sia abbastanza bassa. Tuttavia, si deve considerare che la regione investigata presenta dimensioni rilevanti e che la densità presenta una distribuzione variabile nel tempo e nello spazio in maniera estremamente complessa. Sulla base di studi preliminari, non si sono peraltro evidenziate dipendenze di tipo regionale della distribuzione delle densità, la cui dipendenza dalle variabili investigate sembra nella sostanza omogenea in tutta l'area studiata.

La formula proposta sembra quindi un utile ausilio nella stima della densità della neve in siti in cui tale variabile non sia stata misurata, da utilizzare nell'area di studio.

La formula così ottenuta è stata utilizzata per la stima delle densità relative al periodo interessato nelle stazioni di misura. In particolare ponendo  $D = 212$  si ottiene una stima della densità  $p$  il 11° di Aprile. La stima dell'EIN viene condotta quindi tramite la  $E\hat{T}N_l = \hat{p}_l h_l$ , dove il suffisso  $l$  indica il valore al primo di Aprile. A titolo indicativo, il valore medio di densità stimato a tale data nei punti osservati è all'incirca 313

$\text{Kg m}^{-3}$ . Si assume, per la stima dell'equivalente idrico a scala regionale, che il valore stimato sia esatto, ossia che l'errore locale sia trascurabile rispetto a quello globale.

## IDENTIFICAZIONE DI CARATTERISTICHE REGIONALI

Per evidenziare proprietà regionali come quelle definite in precedenza, si è proceduto qui ad una analisi statistica basata sull'approccio dell'Analisi delle Componenti Principali (PCA, si veda p.es. Kottegodda e Rosso, 1997, p. 388, Davis, 1973, p. 502). Tale procedura permette di evidenziare la presenza di particolari caratteristiche della distribuzione del manto nevoso, tendenzialmente correlate con qualche proprietà geo-morfoclimatica dell'area in esame. L'analisi è condotta utilizzando il valore cumulato di acqua sottoforma di precipitazione nivale per tutta la stagione di precipitazione indicato con il termine  $EIN_y$ . Tale valore a priori non coincide con  $EIN_j$ , poiché quest'ultimo in linea di principio discende da una serie di processi di ridistribuzione della neve caduta al suolo per effetti di gravità, vento ed eventuali fenomeni di scioglimento locale (si vedano, per un approccio alla regionalizzazione basato su un criterio simile, Bohr e Aguado, 2001).

Senza scendere nei dettagli della procedura, si illustrano i risultati dell'analisi. La suddivisione più significativa (55% della varianza spiegata) ha portato alla definizione di due sottoregioni (indicate in Figura 1). L'introduzione di ulteriori suddivisioni (i.e. componenti) ha portato a risultati geograficamente non significativi e non correlati con alcuna variabile fisica.

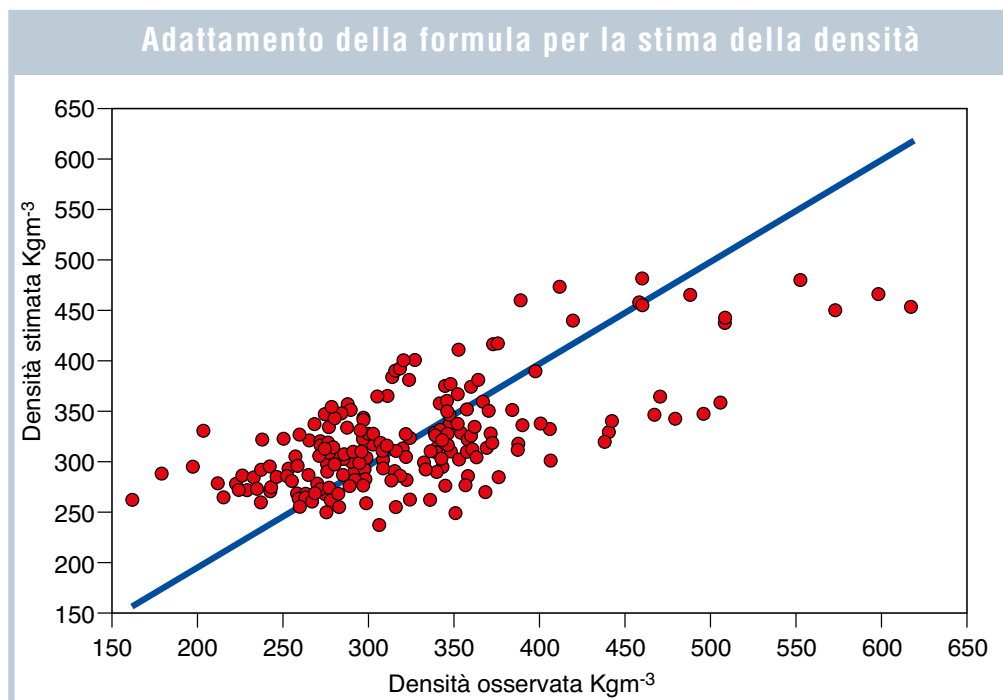


Fig. 8

### T-test sul valore medio di $SWE_y$ nelle stazioni di misura

Region	S-W	N-E	Difference %	P-value
Altitude (m)	1637	1952	19.2	0.015
$\overline{SWE}_y$ (m)	0.305	0.282	8.3	0.322

Fig. 9

Le due zone individuate sono definite nella sostanza seguendo una divisione geografica che segue un asse ideale orientato da Sud-Ovest a Nord-Est, seguendo approssimativamente la direzione del fiume Adda e Oglio. Le due regioni vengono da qui in poi identificate come *S-W* e *N-O*. Per validare i risultati mostrati e collegare la divisione in regioni ad un fenomeno più strettamente fisico, si è condotto un ulteriore test. Si sono valutati i valori di  $EIN_y$  medi annuali nelle singole stazioni. Di questi, si è poi calcolato il valore medio all'interno delle due regioni individuate. Si sono poi calcolate le altezze medie delle stazioni di misura nelle due regioni (si veda, per un approccio simile, Elder et al., 1991). In figura 9, si mostra il risultato dei test condotti. Utilizzando un test per le bande di confidenza delle medie (T-test), si mostra come le medie delle altezze delle stazioni siano

significativamente diverse (1637 metri per la regione 1, 1952 metri per la regione 2, p-value 0.015, probabilità che i due valori si possano assumere equivalenti). Al contrario, la media di  $EIN_y$  è molto simile nelle due regioni (0.305 metri per la regione *S-W* e 0,282 metri per la regione *N-O*, p-value 0.322). Questo significa che nelle due regioni, vi è un valore medio di neve simile, riferito però ad altezze diverse. In pratica, dato che l'accumulo di neve dipende dall'altezza (come si mostrerà anche in seguito), la regione *S-W* mostra a parità di altezza, una quantità di acqua precipitata sotto forma di neve maggiore della regione *N-E*. Tale differenza può essere vista come un indizio del fatto che le due regioni evidenziate sono effettivamente differenti per ciò che riguarda le proprietà delle precipitazioni nivali. Una spiegazione di tale fenomeno si può cercare nella dinamica delle pre-



cipitazioni sull'area in esame. In particolare, le perturbazioni che portano precipitazione nell'area pedemontana sono condizionate nella loro dinamica dalla forzante orografica fornita dalle alpi Orobie.

Quando l'aria carica di umidità proveniente da sud est incontra tale rilievo, il sollevamento orografico che ne consegue provoca il raffreddamento dell'aria stessa e precipitazioni sottoforma

Fig. 10

Fig. 11

solida e liquida. Quando le perturbazioni oltrepassano il rilievo

e raggiungono la zona *N-O*, il loro carico di umidità è diminuito e le perturbazioni successive generano minori precipitazioni.

Tale comportamento della precipitazione nivale è anche qualitativamente stato confermato dall'esperienza del personale AINEVA (G. Peretti, comunicazione personale, 2002), anche se non si sono mai condotti studi approfonditi. Sebbene la divisione così delineata possa risentire di qualche imprecisione, in particolare lungo le linee di

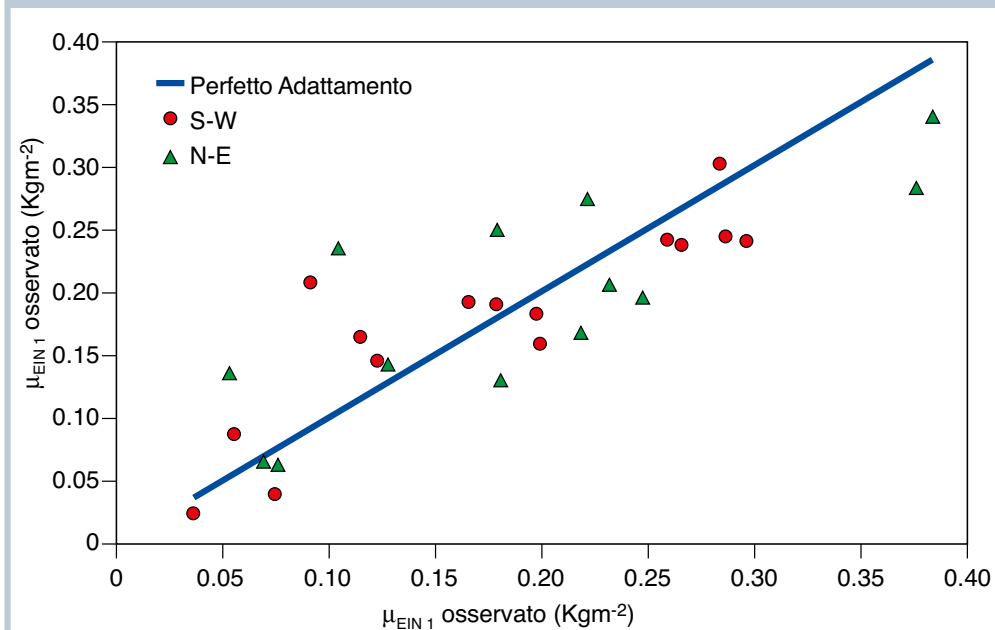
“confine”, soprattutto in vista del numero di anni considerato, che è relativamente basso (in alcune stazioni, meno di 10 anni di dati erano disponibili), sembra che la dinamica essenziale del comportamento delle precipitazioni nivali nell'area investigata sia stata descritta correttamente. Nel seguito, dunque, la divisione indicata sarà ritenuta valida, per essere eventualmente ridiscussa quando una maggiore mole di dati sarà disponibile.

## LA METODOLOGIA DI KRIGING

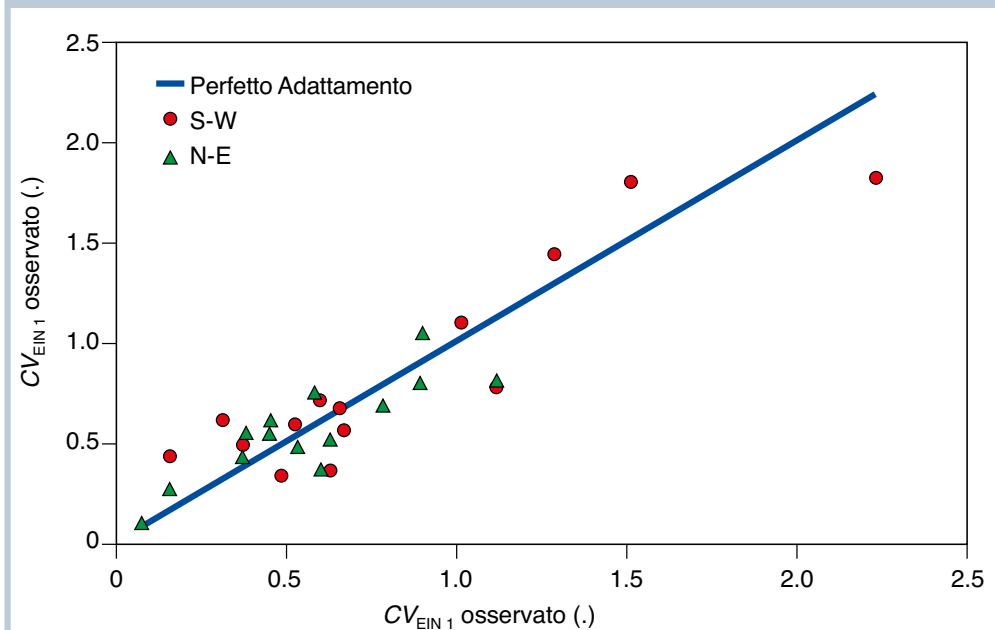
Il metodo del Kriging è spesso utilizzato per l'interpolazione spaziale di valori di variabili naturali a partire da dati puntuali (p.es. Kottegoda e Rosso, 1997). Le equazioni necessarie per lo sviluppo del metodo, che sono ben note nella bibliografia scientifica, vengono qui tralasciate e se ne delineano invece i tratti principali, di maggiore interesse per il lettore. Nella sostanza, tale metodologia permette la stima dell'*EIN* sull'area in esame tramite una media pesata dei valori osservati ai singoli nivometri. La peculiarità della metodologia di Kriging consiste nella particolare modalità di calcolo dei pesi, che fornisce una stima finale con caratteristiche di ottimalità (p.es. Cressie, 1993). In particolare, la stima finale è statisticamente priva di errore sistematico (o bias) e fornisce, tra le possibili metodologie, quella di minima varianza.

Tale metodologia richiede in particolare la stima della media (sui vari anni) del valore di *EIN<sub>t</sub>*, nei punti si misura e nell'area di studio. La stima locale nelle stazioni viene condotta come semplice media aritmetica dei valori annuali. Risulta di particolare interesse lo studio della relazione tra l'*EIN<sub>t</sub>* medio in

### Adattamento delle Equazioni 3 e 4, regioni S-W e N-E



### Adattamento delle Equazioni 5 e 6, regioni S-W e N-E

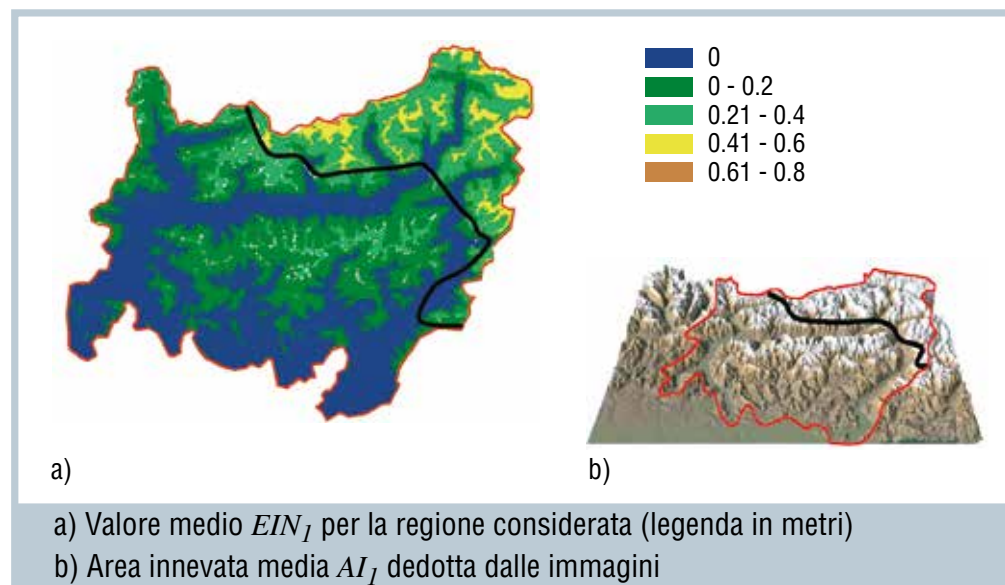


funzione delle caratteristiche dei vari siti. Tale informazione è di grande importanza in fase di previsione della risorsa idrica in senso medio, utile per scopi di pianificazione.

Il valore di  $EIN$  medio  $\mu_{EIN}$  è infatti una funzione delle caratteristiche del sito di interesse e caratterizza la quantità d'acqua che ci si può attendere sottoforma nivale alla fine della stagione di accumulo.

Tale informazione permette, ad esempio, di valutare il valore atteso di acqua cumulata sul lungo periodo in un determinato sito. L'estensione di tale informazione all'area di uno o più bacini sembra di fondatore interesse. A tale scopo, si è condotta l'analisi seguente. Il valore medio locale nelle varie stazioni è stato correlato ad alcune variabili morfologiche e climatiche, come fatto per la densità media in precedenza. L'analisi è stata condotta in maniera differente per le due regioni omogenee trovate in precedenza. I risultati dell'analisi hanno portato a due formule empiriche di tipo regressivo che permettono la stima dell' $EIN_j$  medio al primo di Aprile, in quei siti in cui tale valore non può essere calcolato. Per le due regioni investigate, le formule sono la 3 e la 4 di fig. 6. Dove  $\bar{T}_j$  è la temperatura media dal 1° di settembre al 1° di Aprile gradi Celsius. Nessuno altra variabile ha mostrato di fornire una significativa varianza spiegata. Il coefficiente di determinazione è  $R = 0.83$  con la quota come variabile più importante ( $R = 0.71, 0.81, 0.83$ ), più alto che per la densità (si noti anche in minor numero di punti). Per la regione 2, si ha la formula 4 di fig. 6, con  $N$  coordinata nord del sito (Gauss Boaga).

Il coefficiente di determinazione è  $R = 0.78$  ( $FSA R = 0.72, 0.74,$



a) Valore medio  $EIN_j$  per la regione considerata (legenda in metri)  
b) Area innevata media  $AI_j$  dedotta dalle immagini

0.78 finale), è ancora la variabile più importante è la quota. Tale indicazione è una conferma a posteriori del fatto che la quota è una variabile di grande influenza sulla quantità di neve caduta e accumulata, come detto in precedenza. Per la stima con il metodo di Kriging, si deve anche stimare il coefficiente di variazione (o la varianza) del valore di  $EIN$  in siti non noti e sull'area di interesse. A tale scopo, una analisi simile alla precedente è stata condotta per la stima di tale grandezza in siti non misurati.

Il coefficiente di variazione è stato calcolato come  $CV_{EIN} = \sigma_{EIN} / \mu_{EIN}$  dove  $\sigma_{EIN}$  è lo scarto quadratico medio del valore di  $EIN$  locale. Le formule ottenute sono per la Regione  $S-W$  si ha la formula 5 di fig. 6, con coefficiente di determinazione  $R = 0.87$  ( $R=0.81, 0.83, 0.85, 0.86, 0.87$  finale). Per la regione  $N-E$  si ha formula 6 di fig.6, con coefficiente di determinazione  $R = 0.82$  ( $R=0.76, 0.79, 0.82$  finale).

La variabile più importante si osserva essere la quota, che influenza la variabilità dell' $EIN$  nel sito. Più alta la quota, più bassa la variabilità.

Questo è consistente con l'idea che alle alte quote, poca influenza è esercitata sulla quantità di

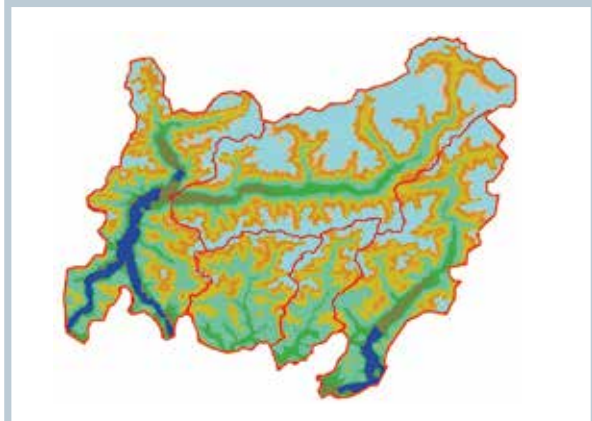
neve accumulata dai fenomeni fisici di scambio termico, che portano a scioglimento e metamorfismo della neve.

Nelle Figure 10 e 11 si mostra l'adattamento delle equazioni da 3 a 6. Si osserva che le Equazioni dette sono empiriche e devono essere usate tendenzialmente nelle regioni per le quali sono state valutate. Inoltre si devono sempre condurre dei controlli di affidabilità per la sensatezza dei risultati ottenuti (p.es. valori negativi non devono essere presenti).

In Figura 12a, si mostra il valore atteso dell' $EIN_j$  stimato, ossia della quantità d'acqua (in metri) media che ci aspetta si trovi accumulata sottoforma di neve al primo di Aprile. Si mostra inoltre l'area in media innevata (Figura 12b, si veda il paragrafo successivo). La rappresentazione è condotta su di una griglia di dimensioni 220\*230 metri. Si osservi come immediatamente si nota la differenza tra le due regioni. In particolare, si osserva come la regione  $N-E$  è molto più ricca di acqua sotto forma di neve. Tale informazione risulta in apparenza contraddittoria rispetto a quanto detto in precedenza, ossia che la regione  $S-W$  presenta più precipitazione sotto forma

Fig. 12

Area innevata AI al 20 aprile 1992



Area innevata AI al 20 aprile 1993



Fig. 13 nivale. Tuttavia, considerando il  
Fig. 14 processo di accumulo nivale, ci si rende conto del significato del dato osservato. Nella regione S-W, sebbene più ricca di precipitazione, la neve rimasta nel periodo primaverile è inferiore a quella rimasta nella regione N-E. Questo significa che nella regione S-W la precipitazione nivale viene in grande parte persa durante la stagione per fenomeni di scioglimento e all'inizio della primavera tale risorsa è in realtà minore che nella regione N-E. Tale comportamento è sicuramente dovuto al differente regime di temperature nelle due regioni, per via della diversa latitudine media. Per condurre l'interpolazione spaziale dei dati locali sull'intera area, si è anche dovuto studiare il campo di correlazione tra il valore di *EIN* in differenti punti. La procedura non viene mostrata qui per

brevità, ma ha permesso di collegare il valore della correlazione tra punti non noti in funzione di alcune variabili morfologiche similmente alle grandezze finora mostrate (per una descrizione della procedura di Kriging il lettore è rimandato, p.es., a Cressie, 1993, e per una applicazione allo studio dell'*EIN*, p.es. a Carrol, 1995, Carrol e Cressie, 1997). Lo studio ha comunque evidenziato un differente comportamento di tale correlazione tra le due regioni, fornendo un elemento in più per validare la scelta di dividere l'area in due regioni omogenee. Una volta determinato il campo di correlazione, la procedura di Kriging è stata implementata e testata producendo risultati statisticamente validi sul set di dati di stazione a disposizione (si veda Bocchiola et al., 2003). Quindi è possibile utilizzarla per la stima su scala areale del valore di *EIN*<sub>i</sub>, opportunamente accoppiata con le misure da satellite di aree nivale coperta.

### IDENTIFICAZIONE DELL' AREA INNEVATA TRAMITE MISURE SATELLITARI

Il remote sensing delle aree coperte da neve (Aree Innevate, *AI*) è utilizzato correntemente nel campo delle risorse idriche (p.es. Dozier et al., 1981, Martinec et al., 1991, e.g. Ranzi et al., 1999). L' identificazione dell'*AI* si può condurre, per condizioni di buona visibilità, approfittando della riflettività della neve nelle bande del visibile. Infatti, la neve possiede una riflettività nel visibile maggiore che nell'infrarosso vicino, al contrario di grande parte dei terreni naturali. In questo lavoro, alcune immagini provenienti dal satellite NOAA-AVHRR® (Advanced Very High Resolution Radiometers, 11 si veda p.es. Simpson et al., 1998)

vengono utilizzate per la identificazione dell'*AI*. L'analisi complessiva è stata condotta considerando un set di immagini relative a cinque anni (1990, 1991, 1992, 1993 1998). La risoluzione al suolo delle immagini è di circa 1 km<sup>2</sup> (1100 per 1100 m). Le immagini processate sono state gentilmente fornite dal Prof. Ranzi, dell'università di Brescia, che qui gli autori ringraziano. Dall'elaborazione di tali immagini, nei casi in cui la visibilità fosse tale da permetterla, è stato possibile ricostruire la copertura nivale per le date relative ai passaggi del satellite sull'area investigata (per i dettagli del trattamento delle immagini si veda Ranzi et al., 1999). Le date delle immagini a disposizione in generale non coincidono con il 1° di Aprile. L'informazione sull'area innevata deve perciò essere ricostruita considerando le immagini disponibili (solitamente in date vicine). Da tale analisi, si è potuta ricostruire l'informazione sulle aree innevate, considerando le curve di scioglimento osservate. In particolare, in Figura 12b si rappresenta l'area innevata media al 1° di Aprile ricostruita con tale procedura. Tale grandezza risulta di grande interesse nella stima del volume medio di acqua accumulato. Considerando comunque i singoli anni, la ricostruzione dell'*EIN* per quell'anno può essere condotta in maniera più affidabile in riferimento alla data di passaggio del satellite. Se tale data non è molto diversa dal 1° di Aprile, le metodologie statistiche utilizzate si possono ancora considerare valide. Tale inconveniente è un esempio tipico delle problematiche a cui si può andare incontro nella stima dell'accumulo di acqua nei bacini montani. Si mostra qui, a titolo di esempio, la procedura di calcolo per due anni campione.

Nelle Figure 13 e 14 si mostrano le aree innevate osservate al 20 Aprile del 1992 e nella stessa data del 1993. Tali immagini sono state scelte poiché mostrano la grande variabilità del fenomeno esaminato. Infatti, per due anni consecutivi, la stima dell'AI mostra, a parità di data, due valori molto differenti. In particolare, nella tabella di fig.15, si mostrano le aree innevate per i due anni per i 4 singoli bacini fluviali inclusi nella regione e le relative percentuali rispetto all'area drenata.

### STIMA DELL'EIN AREALE PER I DUE CASI DI STUDIO

Si mostra qui la stima dell'EIN a scala areale, indicato con la sigla  $EIN_A$ , per l'area in esame. L'area di copertura nivale AI riveste fondamentale importanza per il calcolo dell' $EIN_A$ . Infatti, tale area deve essere nota per la stima delle funzioni necessarie per il calcolo dei pesi per la procedura di Kriging. Inoltre, una volta determinato il valore medio areale  $EIN_A$  la conoscenza dell'area innevata AI consente la stima del volume di risorsa idrica accumulata al suolo.

Di conseguenza, si utilizzano qui a scopo dimostrativo le coperture osservate per le date indicate nella tabella di fig. 15. Dato che tali immagini si riferiscono ad una data abbastanza prossima a quella di riferimento, ossia il primo di Aprile, si fa l'ipotesi che le statistiche dei valori di  $EIN$  accumulati nelle aree innevate siano sostanzialmente uguali a quelle osservate per il primo di aprile e precedentemente indicate. Tale ipotesi è realistica, nell'ipotesi che non avvenga scioglimento nei siti innevati, come testimoniato, almeno in prima approssimazione, dalla presenza di neve osservata da

satellite. Si è inoltre condotto un controllo delle stazioni per verificare l'assenza di neviccate nel periodo tra le due date, che ha fornito risultato positivo.

Considerando le aree innevate individuate ed i valori di  $EIN$  cumulati al suolo, si è potuto condurre la procedura di Kriging. I risultati forniti sono indicati nella tabella di figura 16. Nella sostanza, si tali risultati includono i valori di  $EIN_A$  stimato per i due anni, il relativo errore standard di stima (fornito anch'esso dalla procedura di Kriging, si veda p.es. Carrol e Cressie, 1997) in metri,  $\sigma_{EINA}$ . Quest'ultimo fornisce l'ordine di grandezza dell'errore commesso nella stima, di grande importanza in fase di pianificazione. Si noti che molte delle semplici metodologie solitamente utilizzate per la stima dell' $EIN_A$  non forniscono alcun indicazione di tale ordine di errore. Noto l' $EIN_A$ , è possibile stimare per ognuno dei bacini considerati il volume d'acqua accumulato sottoforma di neve,  $V_A$ , moltiplicando il valore medio areale  $EIN_A$  per l'ammontare dell'area innevata AI. Si fornisco-

no in fig. 16 tali stime, in  $m^3$ . Si fornisce anche il relativo scarto quadratico medio  $\sigma_{VA}$ , sempre in  $m^3$ , dipendente da  $\sigma_{EINA}$ . Tale informazione fornisce il grado atteso di variabilità del valore di volume liquido stimato sottoforma nivale nell'area investigata. In tale modo, il pianificatore non possiede soltanto, anno per anno, un valore atteso del volume VA, ma anche una sua "banda di confidenza" attesa. Tale banda di confidenza permette di condurre anche un'analisi di affidabilità (si veda p.es. Kottegoda e Rosso, 1997, pag. 554) sui volumi attesi e di considerare opportune politiche di gestione della risorsa.

Come si osserva dalla tabella di figura 16 e come deducibile facilmente dalle immagini in Figura 13 e 14, la quantità di neve accumulata al suolo è molto diversa per i due anni considerati.

In particolare, mentre nell'anno 1992 si osserva una copertura nivale al suolo che copre una buona parte dell'area interessata, nell'anno successivo, 1993, la copertura al suolo risulta essere assai più modesta (come si osserva

Copertura nivale per i due anni considerati

Bacino fluviale	Adda a Olginate	Brembo a P.Briolo	Serio a Ponte Cene	Oglio a Capriolo
A [Km <sup>2</sup> ]	4552	765	455	1842
AI 1992 [Km <sup>2</sup> ]	1024	135	120	510
AI 1993 [Km <sup>2</sup> ]	223	15	29	108
AI 1992 [%]	22.5	17.6	26.4	27.7
AI 1993 [%]	4.9	2.0	6.4	5.9

Fig. 15

EIN e volume idrico disponibile per i due anni considerati

Bacino fluviale	Adda a Olginate	Brembo a P.Briolo	Serio a Ponte Cene	Oglio a Capriolo
EIN 1992	0.455	0.425	0.425	0.461
EIN 1993	0.319	0.159	0.159	0.319
$\sigma_{EINA}$ 1992 [m <sup>3</sup> ]	0.053	0.035	0.035	0.058
$\sigma_{EINA}$ 1993 [m <sup>3</sup> ]	0.047	0.030	0.030	0.053
$V_A$ 1992 [m <sup>3</sup> ]	4.7E+08	5.7E+07	5.1E+07	2.4E+08
$V_A$ 1993 [m <sup>3</sup> ]	7.1E+07	2.4E+06	4.6E+06	3.4E+07
$\sigma_{VA}$ 1992 [m <sup>3</sup> ]	5.4E+07	4.7E+06	4.2E+06	3.0E+07
$\sigma_{VA}$ 1993 [m <sup>3</sup> ]	1.1E+07	4.5E+05	8.7E+05	5.7E+06

Fig. 16

dalle percentuali nella tabella di fig. 15). Da un anno all'altro, quindi, ci si aspetta che risulti inferiore il volume di acqua accumulato. Questo avviene per due differenti motivi. Prima di tutto, diminuisce l'area coperta da neve. Tale circostanza induce a pensare, che, anche parità di altezza d'acqua al suolo  $EIN_A$ , il volume totale sia inferiore, proprio perché inferiore è l'area su cui tale  $EIN_A$  si distribuisce. Inoltre, come si osserva dalle prime due righe di

Nella tabella di fig. 16, il valore di  $EIN$  medio areale stimato è inferiore nell'anno 1993. Tale risultato conferma la circostanza intuitiva che nell'anno 1993 non solo si sia osservata un'area innevata inferiore a quella di pari data del 1992, ma che si sia anche accumulata sul suolo innevato una quantità di acqua sottoforma di neve inferiore a quella osservata nel 1992. I volumi idrici stimati per i vari bacini sono indicati anch'essi nella tabella di fig. 16 e, come si osserva, sono molto superiori (in alcuni casi

di un ordine di grandezza) nel 1992 che nel 1993. Per ciò che riguarda l'incertezza di stima, indicata con  $\sigma_{EIN_A}$ , si osserva che essa è maggiore per l'anno 1992 e, in generale, che è maggiore per i bacini Adda e Oglio, che per i bacini Grembo e Serio. Tale circostanza è collegata, nella sostanza, alla posizione dei due bacini maggiori. Infatti, tali bacini ricadono entrambi, come si osserva dalla divisione in Figura 1b, in entrambe le regioni considerate. La procedura di Kriging mostra, in generale, una maggiore variabilità della stima nella regione *N-W*. Tale circostanza dipende dalla distribuzione osservata delle correlazioni tra le stazioni in questa regione, che sono in generale più basse che nella regione *S-W* (si veda Bocchiola et al., 2003). Tale circostanza risulta in una stima finale meno affidabile. Si osservi che lo scarto quadratico medio di stima varia da 3 a circa 6 cm, in dipendenza dall'anno e dal bacino.

Tale fluttuazione si ripercuote nella stima finale del volume idrico, come indicato nelle ultime due righe della tabella di fig. 16. Tale fluttuazione, come si può facilmente calcolare, è dell'ordine del 10% del valore atteso. Tale fluttuazione deve essere considerata in una pianificazione affidabile.

## CONCLUSIONI

Si mostra qui un semplice approccio alla stima della quantità di risorsa idrica accumulata sottoforma di neve per vaste estensioni areali a partire da reti nivometriche sparse. Analizzando il caso di quattro bacini a componente nivale inclusi nell'arco alpino lombardo, si mostra come l'utilizzo congiunto di una procedura statistica di Kriging, basata su un approccio geomor-

fologico, con l'utilizzo di immagini satellitari permetta la stima di tale grandezza, con la relativa incertezza. Si è qui mostrato un caso di studio relativo alla stima dell'acqua cumulata sottoforma di neve all'inizio della stagione di scioglimento nivale, convenzionalmente individuata ai primi di Aprile, per due anni campione. La procedura statistica mostrata gode di desiderabili proprietà statistiche, che ne fanno una procedura affidabile per l'utilizzo in sede di calcolo. Il valore così stimato di accumulo nivale per differenti bacini è di grande importanza, in quanto rappresenta una variabile di grande interesse per la pianificazione della risorsa idrica, oltre a rappresentare una condizione al contorno per tutti i modelli di scioglimento nivale, atti a rappresentare la dinamica del deflusso da scioglimento negli alvei montani, di grandissima importanza sia per i suoi differenti usi antropici, sia per la dinamica degli ecosistemi fluviali in ambiente montano.

## RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano qui ringraziare l'Ing. Giovanni Peretti e tutto il personale AINEVA per l'instimabile lavoro di raccolta di dati nivometrici, per l'aiuto nella organizzazione di tale base ed i preziosi suggerimenti e consigli forniti. Gli autori ringraziano il prof. Ranzi, dell'università di Brescia, per l'aiuto fornito per il trattamento delle immagini da satellite. Parte dei dati utilizzati vengono dalla raccolta su base informatica di dati climatologici della REGIONE LOMBARDIA, che gli autori qui ringraziano. I risultati qui presentati hanno beneficiato dei fondi e del lavoro di ricerca condotto nell'ambito del progetto VAPI (Valutazione delle Piene) del CNR-GNDCI (contratto 00.00545.PF42).



## BIBLIOGRAFIA

- ARPA Regione Lombardia, Centro monitoraggio geologico (2002). Dati idrometeorologici 1987-2000, CD.
- Bacchi, B. e Rosso, R. (1992). Studio dei criteri di progettazione delle reti di misure nivometriche, Convenzione tra il Politecnico di Milano e la Regione Lombardia (26 febbraio 1992).
- Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology, *Hydrol. Process.*, 13, 2149-2175.
- Bocchiola, D., De Michele, C., Rosso, R., (2003). Modelling snow water equivalent in Italian Alps, Oral presentation and proceedings: "II Snow and Avalanches Workshop", Sewell, Chile, 15-17 April 2003. Editore: Dr. Jose' Vergara, in stampa su CD o direttamente disponibile dall'autore.
- Bohr, G. S. e Aguado, E. (2001) Use of April SWE measurements as estimates of peak seasonal snowpack and total cold-season precipitation. *Water Resour. Res.*, 37, 1, 51-60.
- Carrol, S. S. (1995). Modeling measurements errors when estimating snow water equivalent, *J. of Hydrol.*, 172, 247-260.
- Carrol, S. S. e Cressie, N. A. C. (1997). Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes, *J. of Hydrol.*, 190, 42-59
- 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.
- Cressie, N. A. C. (1993), *Statistics of spatial data*, Wiley, N. Y.
- Davis, J. C. (1973). *Statistics and data analysis in Geology*, J. Wiley and Sons.
- Dozier, J., Schneider S. R. e McGinnis, D. F. (1981). Effect of grain size and snow pack water equivalence on visible and near infrared satellite observations of snow, *Water Resour. Res.*, 17: 1213-1221.
- Efron, B. e Tibshirany, R.J. (1993). *An introduction to the bootstrap*, Chapman e Hall.
- Elder, K, Dozier, J. e Michaelsen, J. (1991), Snow accumulation and distribution in an alpine watershed, *Water Resour. Res.*, 27(7), 1541-1552.
- Kottegoda, N. e Rosso, R. (1997). *Statistics, Probability and Reliability for Civil and Environmental Engineers*, Mc Graw-Hill.
- 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.
- Martinec, J. e Rango, A. (1991), An indirect evaluation of snow reserves in mountain basins, *Proceedings of the congress: Snow, Hydrology and forest in high alpine areas*, Vienna, IAHS publ. 205.
- Martinec, J., Seidel, K., Burkart, U. e Baumann, R. (1991). Areal modeling of snow water equivalent based on remote sensing techniques, *Proceedings of the congress: Snow, Hydrology and forest in high alpine areas*, Vienna, IAHS publ. 205.
- Ranzi, R., Grossi, G. e 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.
- Simpson, J. J., Stitt, J. R. e Sienko, M. (1998). Improved estimates of the areal extent of snow cover from AVHRR data, *J. of Hydrol.*, 204, 1-23.
- Swamy, A.N. e Brivio, P.A (1996). Hydrological modeling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing, *Int. J. Remote Sensing*, vol. 17. no. 16, pp. 3169-3188.

