

MISURA delle PRECIPITAZIONI NEVOSE MEDIANTE i PLUVIOMETRI

Stima degli errori sistematici e correzione delle serie storiche

**Amerigo Lendvai,
Roberto Ranzi**

Università degli Studi di Brescia,
DICATAM, Brescia
a.lendvai@studenti.unibs.it

**Giovanni Peretti,
Flavio Berbenni,
Alfredo Praolini,
Stefano Urbani**

ARPA Lombardia,
Centro Nivometeorologico,
Bormio (SO)

La misura delle precipitazioni mediante i pluviometri è normalmente affetta da una serie di errori sistematici che conducono ad una sottostima del reale volume d'acqua che cade al suolo e che tendono ad amplificarsi notevolmente quando la precipitazione avviene sotto forma di neve. In generale il vento, che induce una perturbazione della traiettoria di caduta delle gocce d'acqua o dei fiocchi di neve attorno alla bocca del pluviometro, è la causa principale, ma ad esso si aggiunge, con l'utilizzo di pluviografi a bascula, l'evaporazione indotta dall'apparato riscaldante. In alta Valtellina e alta Valcamonica, dal confronto effettuato con le misure manuali di equivalente in acqua (SWE) della neve fresca effettuate presso i campi neve, i pluviometri manuali e i pluviografi meccanici ed elettronici riscaldati e senza schermo anti-vento mostrano sottostime tra il 15% e il 66%. I pluviometri totalizzatori elettronici a pesata dotati di schermo anti-vento restituiscono invece misure in buon accordo con quelle di incremento di SWE del manto nevoso sugli *snow pillow* a cui sono affiancati presso alcune stazioni innovative. Per ricostruire le serie storiche dei dati pluviometrici affetti da errori di misura delle precipitazioni nevose si propone l'applicazione di un semplice modello che applica un fattore correttivo in funzione delle temperature di transizione di fase della precipitazione. Queste ultime sono state stimate da analisi statistiche delle osservazioni presso alcuni campi neve. La più consueta correzione in funzione della velocità del vento sarebbe meno immediata, per la scarsa disponibilità di tali dati. L'applicazione della correzione a risoluzione giornaliera renderebbe necessario correggere le precipitazioni totali annue del 5-37%, al crescere della quota sul livello del mare e dell'esposizione al vento.



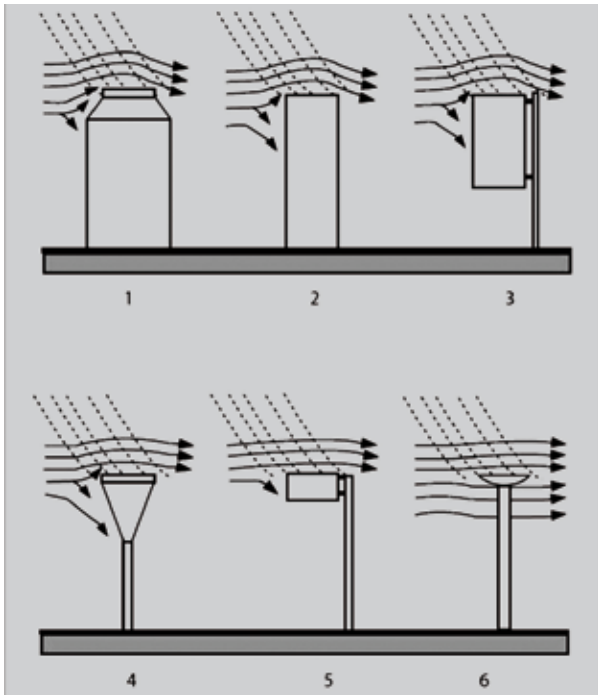


Fig. 1 - Interazione tra vento e pluviometro. Le linee di flusso del vento (linee continue) deviano e, in prossimità della bocca, disturbano le traiettorie delle particelle meteoriche (linee tratteggiate). La forma del pluviometro incide su questo fenomeno. In ordine da 1 a 6 sono riportati esempi di forma via via meno influenzanti il campo di flusso del vento. (Fonte: WMO).



Fig. 2 - Pluviografo elettronico riscaldato CAE PMB2 presso la stazione di Aprica Magnolta (SO).

Fig. 3 - Pluviometro manuale di Pantano d'Avio (BS) posto all'interno di una cabina riscaldata SIAP. Si vedono: al centro il contenitore graduato che raccoglie la precipitazione all'interno di un secchio, a sinistra l'apparato riscaldante con il termostato impostato su 4 °C.



INTRODUZIONE

La precipitazione è una delle variabili fondamentali nel monitoraggio nivologico, idrologico e meteorologico. La pianificazione e la gestione della risorsa idrica e l'efficacia delle attività di prevenzione del rischio idrogeologico si basano sulla disponibilità di dati di precipitazione accurati e precisi. Tuttavia, la misura delle precipitazioni mediante i pluviometri è normalmente affetta da una serie di errori sistematici, che conducono ad una sottostima della reale grandezza. In generale, il vento ne è la causa principale, a causa dell'azione di disturbo aerodinamico indotta dal pluviometro sulle traiettorie delle gocce di pioggia e dei fiocchi di neve (Fig.1). Finché la precipitazione è in fase liquida, si perviene ad una sottostima generalmente inferiore al 15% (Sevruk, 1987). Gli errori di misura tendono però ad amplificarsi notevolmente qualora la precipitazione sia in forma solida: in questo caso si può arrivare anche al 100%. All'effetto del vento si aggiunge, in questo caso e con l'utilizzo di pluviometri a bascula, l'evaporazione indotta dall'apparato riscaldante, necessario per poter misurare la precipitazione nevosa con tale tipo di strumento. Proprio questo, tra quelli automatici, è oggi il più diffuso al mondo (Nitu & Wong, 2010) e troppo spesso utilizzato anche in zone dove le precipitazioni sono nevose per gran parte dell'anno; questo nonostante sia ben nota la sua scarsa affidabilità in tali condizioni (Sevruk, 1983). Gli errori di misura si manifestano in modo particolarmente eclatante sulla catena montuosa delle Alpi, dove i valori di precipitazione sono sottostimati diffusamente e in modo crescente salendo di quota sul livello del mare. Proprio alle quote più elevate, dove le precipitazioni sono spesso più abbondanti, i venti sono più sostenuti e costanti e la neve è la forma prevalente di precipitazione, così che risultano massime le difficoltà di misurarne correttamente la quantità. La crescente automazione delle misure idrometeorologiche pone nuove sfide in tale ambito, ma stimola anche nuovi, e forse decisivi, sviluppi tecnologici.

Nel presente studio si sono analizzate alcune serie storiche di dati di stazioni nivometeorologiche installate in ambiente montano in Lombardia, in particolare nei territori dell'alta Valtellina e alta Valcamonica, al fine di stimare gli errori di misura della precipitazione solida mediante i pluviometri. A tale scopo si sono confrontate le misure di precipitazione giornaliera registrate dai diversi tipi di pluviometri installati presso le stazioni meteorologiche, con le misure giornaliere di equivalente in acqua della neve fresca effettuate manualmente presso i campi neve, o in automatico da *snow pillow*. In collaborazione con il Centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia di Bormio (SO), che gestisce la rete di rilevamento nivologico manuale e una parte della rete di stazioni nivometeorologiche automatiche della Lombardia, sono stati raccolti ed elaborati i dati di interesse, nonché esaminati e visitati i siti di rilevamento selezionati. Questo studio, oltre a richiamare l'attenzione sulle suddette difficoltà nella misura delle precipitazioni nevose mediante i pluviometri, vuole anche proporre una soluzione operativa per la correzione degli errori sistematici. Pertanto, si è calibrato un modello di correzione che possa consentire di ricostruire (con risoluzione giornaliera) le serie storiche pluviometriche affette da errori sistematici di misura.

STIMA DEGLI ERRORI DI MISURA

La Regione Lombardia dispone di una fitta rete di monitoraggio idro-nivo-meteorologico. Parte di essa è stata ereditata negli anni Novanta dal Compartimento di Parma dell'ex-SIMN (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale). Essa era composta per la quasi totalità da strumenti di tipo manuale o meccanico, in particolare i pluviografi meccanici erano, generalmente, di produzione della SIAP (Fig. 3, Fig. 7). Con il trasferimento dallo Stato alle Regioni delle competenze del monitoraggio ambientale è iniziata anche la diffusione di sistemi di rilevamento automatici con sistemi di registrazione

digitali. In tale ambito hanno trovato larga diffusione, in molte regioni, i pluviografi elettronici CAE, principalmente il modello PMB2 (Fig. 2). Per ognuno dei siti elencati in Tab. 1, selezionati tra quelli attivi nel territorio dell'alta Valtellina e dell'alta Valcamonica, si sono confrontate le misure giornaliere di equivalente in acqua della neve fresca (SWE), effettuate presso i campi neve, con le altezze di precipitazione registrate, nel periodo corrispondente, al pluviometro affiancato o nelle immediate vicinanze del corrispondente campo neve (Fig. 4). Si considera come attendibile la misura di equivalente in acqua della neve fresca perché è rappresentativa della precipitazione effettivamente avvenuta e può essere utilizzata per correggere i dati di precipitazione

nevosa ottenuti mediante i pluviometri (Sevruk, 1983, 1986).

Dai dati stagionali dei campi neve si sono selezionati i soli eventi meteorici per i quali fossero disponibili le misure di densità e altezza della neve fresca e, per questi, si è calcolato l'equivalente in acqua (SWE), espresso in millimetri, secondo la formula:

$$SWE = \frac{\rho \cdot H_N}{100} \left(mm = \frac{kg}{m^3} \right)$$

dove la densità ρ è espressa in $\frac{kg}{m^3}$ e l'altezza della neve fresca H_N è espressa in centimetri.

Si sono scartati gli eventi per i quali si è registrata pioggia mista a neve (in questo caso la procedura AINEVA prevede di annotare il dato con codice 8xx) e gli eventi

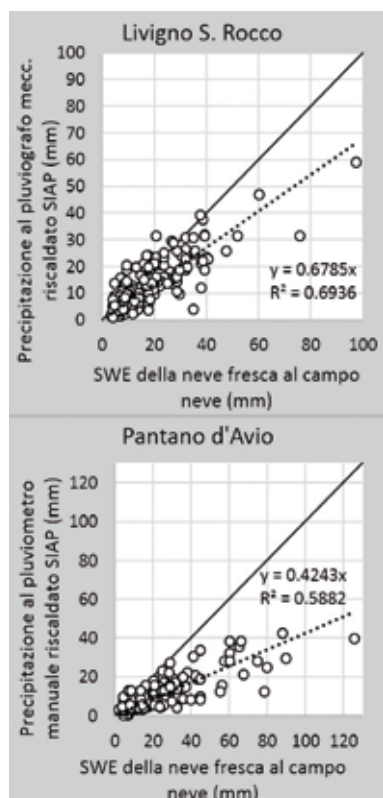
per i quali la misura di SWE e/o la misura di precipitazione al pluviometro fossero catalogate come assenti, incomplete o non attendibili. Le misure di SWE della neve fresca sono effettuate tra le 8 e le 10 del mattino con tavoletta nivometrica in legno con asta graduata, carotatore manuale e dinamometro (Fig. 13). I pluviometri considerati sono del tipo: pluviometro manuale con bocca da 1000 cm² con fusione della neve raccolta al momento della misura (P1), pluviometro manuale in cabina riscaldata di marca SIAP (P2), pluviografo meccanico a bascula SIAP o Salmoiraghi in cabina riscaldata SIAP (P3), pluviografo elettronico a bascula riscaldato modello CAE PMB2 (P4).

Parallelamente alla rete di monitoraggio gestita da ARPA Lombardia, A2A dispone

| | Strumenti | Quota (m s.l.m.) | Distanza (m) | Numero misure | Cumulata SWE (mm) | Cumulata P (mm) | Scarto cumulate (%) |
|----------------------|-----------|------------------|--------------|---------------|-------------------|-----------------|---------------------|
| S. Caterina Valfurva | SWE-P3 | 1740 | 590 | 75 | 865.8 | 649.4 | -25.0 |
| | SWE-P4 | | | 28 | 359.4 | 176.8 | -50.8 |
| Livigno S. Rocco | SWE-P3 | 1865 | 0 | 241 | 3641.3 | 2662.0 | -26.9 |
| Cancano | SWE-P3 | 1950 | 120 | 301 | 5723.3 | 2352.8 | -58.9 |
| | SWE-P4 | | | 73 | 1579.4 | 534.8 | -66.1 |
| Aprica | SWE-P1 | 1180 | 0 | 66 | 1451.7 | 911.9 | -37.2 |
| Aprica - Magnolta | SWE-P4 | 1865/1950 | 740 | 38 | 744.1 | 631.0 | -15.2 |
| Lago d'Arno | SWE-P2 | 1830 | 0 | 163 | 3429.0 | 2597.3 | -24.3 |
| Pantano d'Avio | SWE-P2 | 2390 | 20 | 176 | 3956.5 | 1908.8 | -51.8 |
| Lago d'Avio | SWE-P1 | 1902 | 0 | 12 | 219.6 | 176.4 | -19.7 |

© AINEVA

Tab. 1 - Risultati dei confronti tra le misure giornaliere di SWE della neve fresca effettuate presso alcuni campi neve e le altezze giornaliere di precipitazione registrate ai pluviometri delle stazioni meteorologiche adiacenti. Abbreviazioni degli strumenti: SWE = misura manuale dell'equivalente in acqua della neve fresca con tavoletta e carotatore; P1 = pluviometro manuale da 1000 cm² con fusione della neve raccolta al momento della misura; P2 = pluviometro manuale in cabina riscaldata SIAP; P3 = pluviografo meccanico SIAP o Salmoiraghi in cabina riscaldata SIAP; P4 = pluviografo elettronico riscaldato CAE PMB2.



Da sinistra a destra: Fig. 4 - Esempi di confronto delle altezze di precipitazione giornaliere al pluviometro con i corrispondenti SWE della neve fresca giornaliera al campo neve manuale.

Fig. 5 - Stazione nivometeorologica di Val Cancano (SO), dotata di snow pillow e pluviometro totalizzatore a pesata Geonor T200B (cfr. Valgoi, 2011).

Tab. 2 - Risultati dei confronti tra le misure giornaliere di SWE effettuate in automatico dagli snow pillow (SP) e le altezze giornaliere di precipitazione registrate ai pluviometri totalizzatori elettronici a pesata (PT) installati presso le stazioni nivometeorologiche di A2A.

| | Quota (m s.l.m.) | Strumenti | Numero Misure | Anni | Cumulata SWE (mm) | Cumulata P (mm) | Scarto cumulate (%) |
|--------------------|------------------|-----------|---------------|-----------|-------------------|-----------------|---------------------|
| Eita | 1950 | SP-PT | 195 | 2008-2014 | 2405.4 | 2554.3 | 6.2 |
| Malghera | 1995 | SP-PT | 164 | 2008-2014 | 1835.0 | 1805.7 | -1.6 |
| Val Cancano | 2190 | SP-PT | 254 | 2008-2014 | 2112.7 | 2294.3 | 8.6 |

© AINEVA

Fig. 6 - Esempio di confronto delle altezze di precipitazione giornaliera al pluviometro totalizzatore a pesata con i corrispondenti incrementi di SWE del manto nevoso sullo snow pillow.

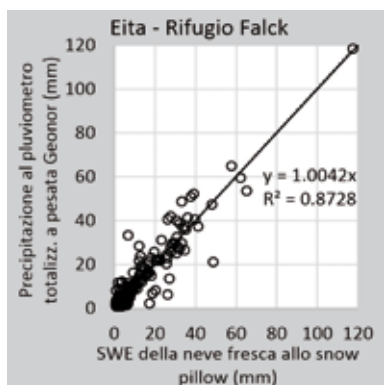


Fig. 7 - Stazione di Cancano dove sono affiancati un pluviografo elettronico riscaldato CAE PMB2 (cerchio verde) e un pluviografo meccanico riscaldato SIAP (cerchio rosso). Le misure di questi sono state confrontate con quelle manuali di SWE della neve fresca del vicino campo neve.

di una propria rete di stazioni di recente installazione per il monitoraggio idrologico nell'ambito della gestione degli impianti idroelettrici dell'alta Valtellina. Alcune di queste sono dotate di snow pillow e pluviometro totalizzatore elettronico a pesata. In Errore: sorgente del riferimento non trovata sono riportati i confronti tra le precipitazioni cumulate giornaliere misurate ai pluviometri totalizzatori a pesata Geonor T200B e i rispettivi snow pillow (modello STS ATM/N; cfr. Valgoi, 2011). In entrambi i casi è stata calcolato l'incremento sulle 24 ore vincolato ai valori superiori a 0.5mm per evitare scarti relativi troppo elevati (Godison et al., 1998; Sevruk, 1996). Si è considerato inoltre il vincolo di temperatura media giornaliera inferiore a 0°C in

modo da escludere la maggior parte dei possibili eventi di pioggia mista a neve. I dati giornalieri così ricavati sono poi stati ulteriormente selezionati scartando i giorni in cui risultava mancante o incoerente uno dei due dati.

Per quanto riguarda i siti dotati di pluviografi riscaldati o pluviometri manuali, la sottostima della precipitazione nevosa è sistematica e varia dal 15% al 66%; in particolare i siti esposti al vento (Cancano e Pantano d'Avio) sono quelli che presentano sottostime più consistenti, maggiori al 50%, mentre in quelli riparati dal vento lo scarto è più contenuto, attorno al 25%. In particolare si può ipotizzare che il vento partecipi per circa la metà alle rilevanti sottostime registrate a Cancano dal pluviografo meccanico SIAP (Fig. 7) e a Pantano d'Avio dal pluviometro manuale in cabina riscaldata SIAP (Fig. 3) data anche l'assenza di schermi anti-vento; infatti lo stesso tipo di strumento installato in stazioni molto meno esposte al vento mostra sottostime pressoché dimezzate. Per la maggior parte dei siti, la totale mancanza di dati anemometrici, rende difficile fare considerazioni più precise riguardo l'influenza eolica. Presso Cancano, S. Caterina Valfurva e Aprica Magnolta sono invece disponibili, anche se per un periodo limitato e con qualche lacuna, anche i dati anemometrici. I risultati dell'analisi di tali dati sono coerenti riguardo l'influenza del vento sugli errori di misura dei pluviografi meccanici SIAP, che a S. Caterina Valfurva risultano pressoché dimezzati rispetto a Cancano, dove la stazione è sensibilmente più esposta al vento. Meno significativi e in parte apparentemente contraddittori sono invece i risultati per i pluviografi elettronici CAE PMB2. Infatti a S. Caterina Valfurva gli errori sono consistenti nonostante le velocità del vento risultino più basse anche di quelle rilevate presso Aprica Magnolta, dove lo stesso strumento mostra gli er-

rori più contenuti, solo del 15%, tra tutti quelli esaminati, come mostrato nella Errore: sorgente del riferimento non trovata. Questa discrepanza tra due strumenti simili può essere motivata dal fatto che, essendo il pluviografo elettronico di Aprica Magnolta riscaldato solamente dalla fine del 2012, le misure considerate per il confronto sono per la maggior parte della stagione 2013-14, durante la quale sono state registrate eccezionali anomalie termiche nel Nord Italia, fino a 4°C oltre la media (ArcIS, 2014). Infatti, presso Aprica Magnolta, la temperatura media dei giorni presi in esame per la stagione 2013-14 è stata di -1.7°C; le rimanenti misure provengono dalla stagione 2012-13 e nei rispettivi giorni la temperatura media è stata di -3.7°C. Considerando solo i dati dalla stagione 2012-13 lo scarto sulla cumulata risulta del -29.3%. Per S. Caterina Valfurva, dove lo stesso strumento mostra una sottostima di quasi il 50%, le misure considerate sono degli anni dal 2005 al 2010, con temperatura media più bassa, pari a -4.0°C. Questo, insieme al fatto che le precipitazioni sono qui mediamente più deboli rispetto ad Aprica, per il carattere endoalpino del regime pluviometrico, può giustificare la differente prestazione dello strumento, meno accurato con temperature più basse e intensità di precipitazione inferiori. Infatti a S. Caterina, il pluviografo meccanico SIAP presenta sottostime inferiori al pluviografo elettronico CAE PMB2, presumibilmente, a causa della differenza che lo strumento riscaldante ha nei due strumenti, date le pressoché identiche condizioni per le altre variabili. Per quanto riguarda le stazioni nivometeorologiche automatiche dotate di snow pillow e pluviometro totalizzatore elettronico a pesata, si evidenzia un'ottima corrispondenza tra gli incrementi giornalieri di pioggia registrati dal pluviometro con gli incrementi giornalieri di equivalente in acqua del manto nevoso (SWE) misurati

dal cuscinetto (Tabella 2).

Tuttavia dovrebbe evidenziarsi comunque una sottostima delle misure rispetto agli *snow-pillow*, in quanto i siti presi in considerazione non sono totalmente protetti dal vento e il pluviometro a pesata Geonor T200B, dotato di schermo Alter, ha mostrato di sottostimare le precipitazioni nevose del 5-10% già per velocità del vento di 1-2 m/s, in base a dati di letteratura (Rasmussen, 2014; Colli et al., 2014; Goodison et al., 1998). E' quindi realistico supporre una sottostima nella misura di SWE da parte dello *snow pillow*, molto probabilmente a causa dei noti problemi che la coesione interna del manto nevoso può causare. Purtroppo queste stazioni non sono dotate di anemometro, quindi non è stato possibile risolvere alcune incertezze.

I risultati ottenuti sono generalmente coerenti con quanto ricavato da altri studi simili, svolti sempre nel contesto delle Alpi (Sevruk, 1983; Ranzi et al., 1999; Zweifel & Sevruk, 2002; Savina et al., 2011; Cugerone et al., 2012).

MODELLO DI RICOSTRUZIONE DEI DATI PLUVIOMETRICI

Il modello scelto per la correzione delle misure pluviometriche, si basa sull'applicazione di un fattore di correzione alla misura di precipitazione in funzione della sola temperatura media giornaliera (Ranzi et al., 1999; Eccel & Ranzi, 2012). In particolare si ha:

$$P_c = (1 + \alpha_s C_s) P$$

ossia, la precipitazione giornaliera misurata P è corretta con un fattore C_s in funzione della temperatura media giornaliera T_m tramite il fattore α_s ; esso varia linearmente tra 0 e 1 tra la temperatura di soglia superiore della precipitazione liquida T_h (*higher threshold*) e la temperatura di soglia inferiore della precipitazione solida T_l (*lower threshold*) (Fig. 9).

Teoricamente, in questo modo, si incrementano le misure delle precipitazioni nevose, restano invariate le misure di

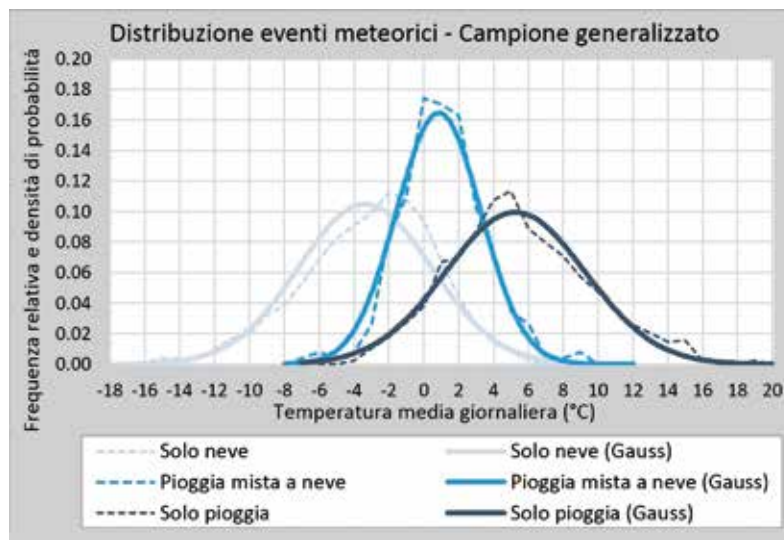


Fig. 8 - Distribuzione di densità di probabilità degli eventi meteorici in funzione della temperatura media giornaliera per il campione generalizzato dato dall'unione dei campioni delle singole stazioni.

precipitazioni nella sola fase liquida e si correggono parzialmente gli eventi di pioggia mista a neve, in modo lineare al variare della temperatura media giornaliera. La scelta di questo modello è stata fatta tenendo conto principalmente del fatto che la temperatura dell'aria è una grandezza facilmente disponibile a scala giornaliera. I dati della velocità del vento sarebbero molto utili per una correzione più accurata, ma la loro scarsa disponibilità avrebbe fatto perdere rappresentatività ai campioni considerati. La natura del territorio in esame, tipicamente alpino, non consente nemmeno facili collegamenti o interpolazioni con i dati di stazioni vicine, in quanto il vento, in particolare, è influenzato in modo estremamente complesso dall'orografia.

Per la determinazione delle temperature di transizione tra precipitazione liquida e nevosa si è svolta un'analisi statistica sui dati rilevati presso i campi neve. La procedura di rilevamento AINEVA consente di separare gli eventi meteorici in: eventi di sola pioggia, eventi di sola neve e eventi di pioggia mista a neve. Data la disponibilità di campioni con numerosità elevata per ogni tipo di evento e, quasi sempre anche per ogni singola stazione, si è potuta svolgere un'elaborazione statistica che si ritiene rappresentativa. Suddividendo i campioni delle tre variabili suddette in classi di temperatura di 1°C, si è potuto osservare che essi sono ben approssimabili con la distribuzione normale (di Gauss). Si sono presi in considerazione

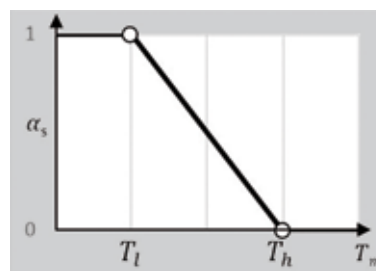


Fig. 9 - Variazione del fattore α_s in funzione della temperatura media giornaliera.

dapprima i campioni delle tre tipologie di eventi meteorici selezionati per ogni singola stazione; in seguito, per ottenere un risultato generalizzato, si sono uniti i campioni delle singole stazioni. L'analisi del campione generalizzato (Fig. 8) ha condotto all'individuazione delle seguenti soglie:

- il 90% degli eventi di sola neve si verifica in giorni con temperatura media al di sotto di 1,5 °C
- il 90% degli eventi di sola pioggia si verifica in giorni con temperatura media al di sopra di 0,1 °C
- il 90% degli eventi di pioggia mista a neve si verifica in giorni con temperatura media compresa tra -3,1 °C e 4,8 °C.

Il numero di eventi di pioggia mista a neve è significativamente inferiore al numero di eventi di sola pioggia o sola neve (264 contro 1284 e 2780 rispettivamente). Pertanto è lecito dare più importanza alle temperature di soglia individuate per la sola pioggia e la sola neve rispetto a quelle degli eventi di pioggia mista a neve. Si è comunque tenuto conto del fatto che questi ultimi abbiano distribuzione di densità di probabilità centrata in 1 °C

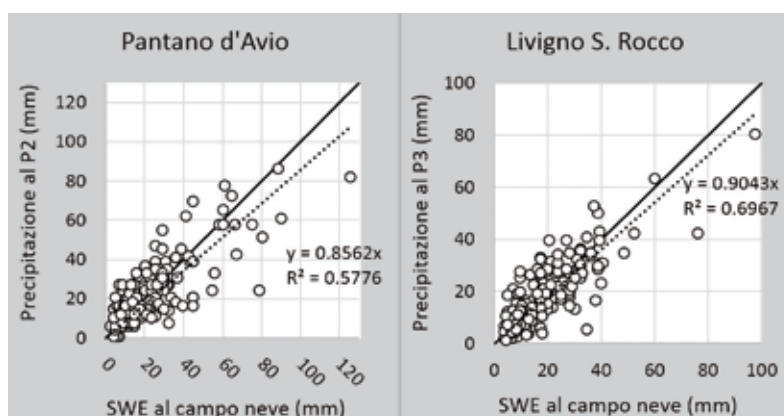


Tab. 3 - Il coefficiente correttivo C_s è stato tarato per ogni sito di misura minimizzando la somma degli scarti quadratici sulle singole misure, oppure annullando lo scarto tra le cumulate. Successivamente si è scelto un valore intermedio tenendo conto anche che il coefficiente angolare della retta interpolante rimanesse inferiore all'unità. Abbreviazioni degli strumenti come da Tab. 1.

| | Quota (m s.l.m.) | Distanza (m) | Strumenti | Numero misure | C_s | Scarto cumulate corrette (%) |
|----------------------|------------------|--------------|-----------|---------------|-------------|------------------------------|
| S. Caterina Valfurva | 1740 | 590 | SWE-P3 | 75 | 0.3 | -3.6 |
| | | | SWE-P4 | 28 | 0.8 | -11.8 |
| Livigno - S. Rocco | 1865 | 0 | SWE-P3 | 241 | 0.35 | -2.6 |
| Cancano | 1950 | 120 | SWE-P3 | 301 | 1.15 | -17.0 |
| | | | SWE-P4 | 73 | 1.5 | -17.7 |
| Aprica | 1180 | 0 | SWE-P1 | 66 | 0.6 | -4.7 |
| Aprica - Magnolta | 1865/1950 | 740 | SWE-P4 | 38 | 0.11 | -6.1 |
| Lago d'Arno | 1830 | 0 | SWE-P2 | 163 | 0.25 | -6.9 |
| Pantano d'Avio | 2390 | 20 | SWE-P2 | 176 | 1.05 | -2.3 |
| Lago d'Avio | 1902 | 0 | SWE-P1 | 12 | 0.2 | -3.6 |

© AINEVA

Fig. 10 - Esempi di risultati dell'applicazione del modello di correzione ai medesimi campioni utilizzati in Tab. 1 per la stima degli errori di misura.



Tab. 4 - Precipitazioni medie annue prima e dopo l'applicazione del modello correttivo ai dati di precipitazione giornaliera di alcune delle stazioni considerate in questo studio.

| | N anni | C_s | P_m (mm) | $P_{m,c}$ (mm) | ΔP |
|----------------------|--------|-------|------------|----------------|---------------|
| S. Caterina Valfurva | 40 | 0.3 | 860.3 | 923.6 | 7.4 % |
| Cancano | 23 | 1.15 | 788.3 | 1055.5 | 33.9 % |
| Pantano d'Avio | 3 | 1.05 | 1417.3 | 1897.0 | 33.8 % |
| Lago d'Avio | 12 | 0.2 | 1263.3 | 1324.8 | 4.9 % |

© AINEVA

e, pertanto, si sono scelte le temperature di soglia del modello in modo simmetrico rispetto a tale valore. In particolare si sono selezionate le temperature di soglia $T_h = 2^\circ\text{C}$ e $T_l = 0^\circ\text{C}$. Ciò risulta coerente con i valori scelti da Ranzi et al. (1999) e Eccel et al. (2012) per l'applicazione del medesimo modello, in base ad un'analisi degli eventi meteorici, per i campi neve di Malga Bissina e Pinzolo-Prà Rodont (TN). Il fattore correttivo è stato tarato per ogni sito di misura minimizzando la somma degli scarti quadratici sulle singole misure, oppure annullando lo scarto tra le cumulate. In particolare, il valore di C_s è stato calibrato secondo quest'ultima condizione risulta sempre maggiore.

Tra i due estremi così individuati si è scelto un valore intermedio tenendo conto anche che il coefficiente angolare della retta interpolante i punti delle singole misure rimanesse inferiore all'unità. Si è applicato il modello correttivo descritto e tarato secondo quanto riportato sopra a quattro serie di dati di precipitazione: Pantano d'Avio, Lago d'Avio, S. Caterina Valfurva e Cancano.

Gli anni considerati sono in particolare: Pantano d'Avio: 1990, 1994, 1996; Lago d'Avio: 1987-94,

1996, 2002, 2003, 2005; S. Caterina Valfurva: 1968-70, 1972-76, 1978-84, 1986, 1988-92, 1994-97, 1999-2007, 2009, 2012-13; Cancano: 1979-86; 1988-89; 1997; 2002-13. Un esempio degli effetti della correzione sulle medie mensili e sulle cumulate annue è

riportato in Fig. 11. Per la stazione di Cancano si sono confrontati i risultati dell'applicazione del modello correttivo con i dati della stazione di Valcancano, distante circa due chilometri e 250 metri più in alto della prima, ma dotata di pluviometro totalizzatore a pesata, ritenuto più affidabile nella misura della precipitazione nevosa. Per gli anni 2009-2013 i dati medi di precipitazione mostrano differenze sostanziali sia sulle cumulate annue, sia su quelle mensili, non giustificabili solo con la diversa esposizione e la differenza di quota.

I dati corretti mostrano ottima aderen-

za sulla cumulata media annua; a scala mensile la variabilità è maggiore, affetta probabilmente anche da una sovracorrezione nei mesi invernali, ma viene correttamente ricostruito il regime pluviometrico con il massimo in novembre. I risultati ottenuti per questa e le altre stazioni possono essere confrontati in Fig. 12 con quanto riportato sull'attuale carta Regionale delle precipitazioni medie annue della Lombardia (2003), di cui si riporta l'estratto per la zona di interesse. Per compensare la nota sottostima di tali quantità nelle porzioni montane del territorio (cfr. Grossi et al., 2012), la Regione Lombardia nel Programma di Tutela e Uso delle Acque - PTUA (2006) ha utilizzato, e suggerisce di utilizzare per altri studi idrologici, una procedura di integrazione della componente nivale della precipitazione che, in sintesi, consiste nell'applicare alle medie annue rilevate ai pluviometri una frazione di precipitazione variabile in base ai diversi bacini idrografici e alla sola porzione di bacino al di sopra dello zero termico medio invernale.

In Fig. 12 si è riportato anche il dato di precipitazione media del pluviometro totalizzatore storico del Rifugio Mandrone (TN). Dai dati pubblicati sugli Annali Idrologici del Compartimento di Parma dell'ex-SIMN si è calcolata una cumulata media annua di 1973mm sull'anno idrologico in base ai dati disponibili nel periodo compreso tra il 1924 e il 1973. Nei medesimi periodi, partendo dai dati giornalieri, il pluviometro manuale di Lago d'Avio mostra una media di 1240 mm. Anche se il confronto non è rigoroso quanto quello effettuato per Cancano, non essendoci la coincidenza temporale, né la disponibilità di strumenti ugualmente evoluti, può comunque considerarsi coerente la ricostruzione effettuata sui dati di Pantano d'Avio, che porta ad una media annua intorno ai 1900 mm, per i tre anni considerati (1990, 1994, 1996).

CONCLUSIONI

In questo studio si è preso in considerazione il territorio dell'alta Valtellina e dell'alta Valcamonica, dove il monito-

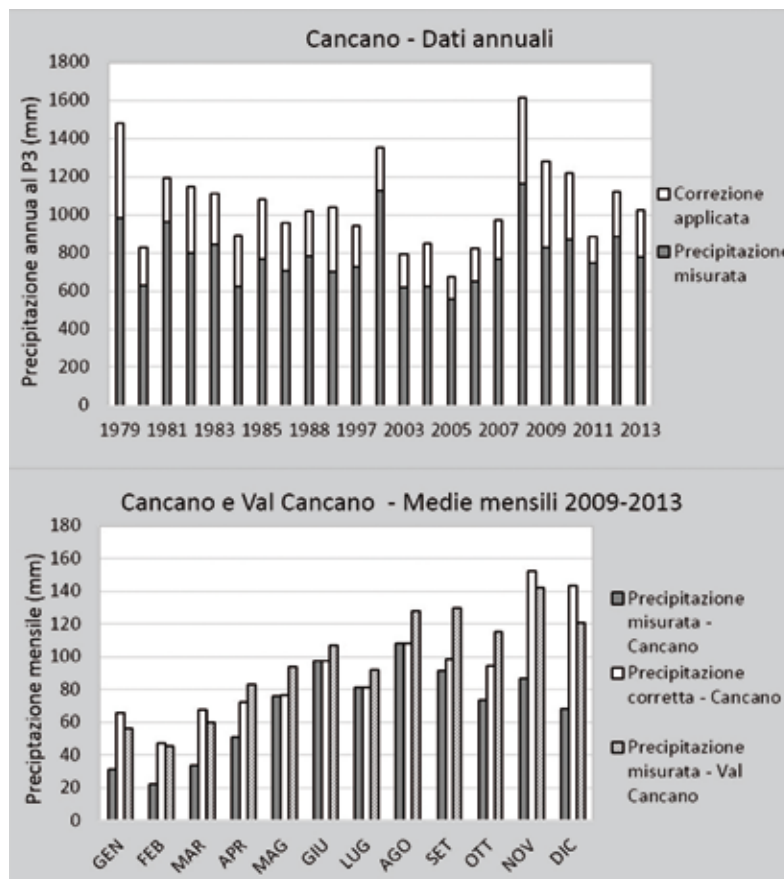


Fig. 11 - Risultati della dell'applicazione del modello correttivo ai dati di precipitazione rilevati presso Cancano dal pluviografo meccanico riscaldato SIAP. Sopra le cumulate annuali e in basso il confronto delle medie mensili sul periodo 2009-2013 con i dati della stazione di Val Cancano dotata di pluviometro totalizzatore a pesata (PT).

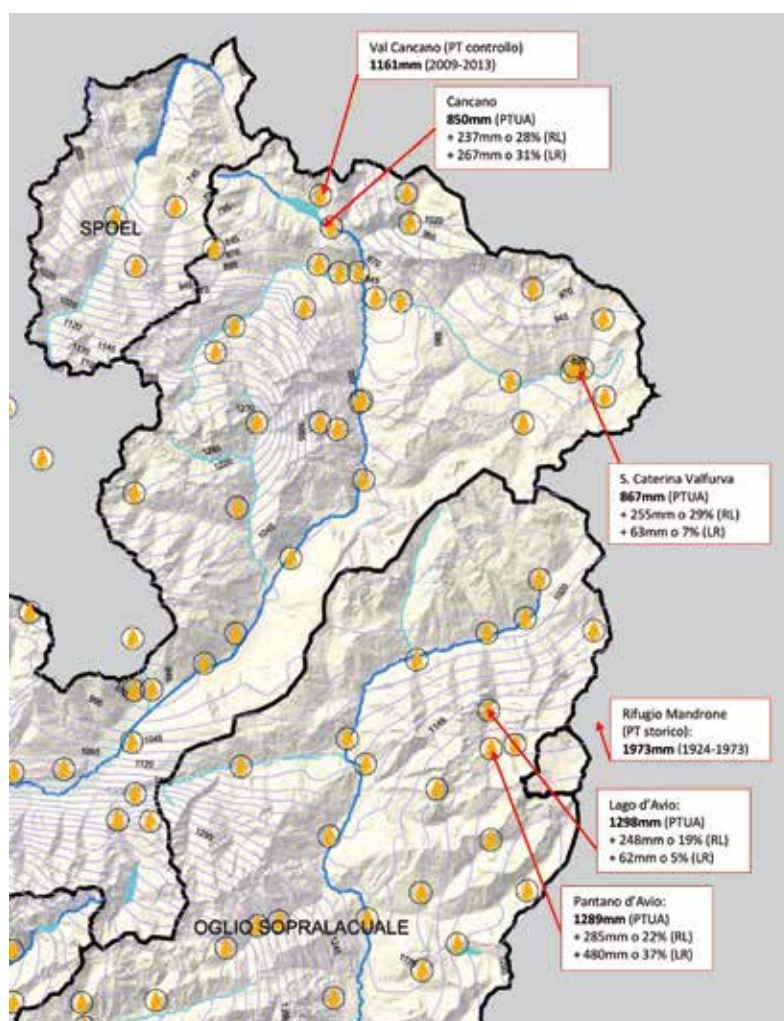


Fig. 12 - Estratto della Carta regionale delle precipitazioni medie annue della Lombardia, elaborata nel 2003 per il Programma di Tutela e Uso delle Acque - PTUA. Sono evidenziate le stazioni per le quali si è effettuata, a titolo di esempio, la correzione dei dati tramite il modello descritto in questo studio. Si confrontano le medie calcolate da Regione Lombardia per il PTUA, su finestre temporali variabili, con le correzioni suggerite dalla stessa Regione Lombardia (RL) e le correzioni suggerite in base all'applicazione del modello Lendvai-Ranzi (LR) presentato in questo studio. Si riportano anche i dati di due pluviometri totalizzatori (PT) per un ulteriore confronto.

Da sinistra:
Fig. 13 - Strumenti
manuali di misura
della densità del manto
nevoso: carotatori e
dinamometro.

Fig. 14 - Campo neve di
S. Caterina Valfurva.



Fig. 15 - Campo
neve di Cancano.



raggio nivometeorologico è effettuato ufficialmente da ARPA Lombardia. Per quanto riguarda la misura delle precipitazioni in alta quota, la rete di rilevamento è attualmente equipaggiata perlopiù da pluviografi meccanici e elettronici a bascula, solo alcuni dei quali risultano dotati di strumento riscaldatore per la fusione della neve; restano ancora in uso alcuni pluviometri manuali. Non risulta installato, da parte di ARPA Lombardia, alcun pluviometro totalizzatore tradizionale o a pesata, tipologia di strumento che si è da tempo rivelato adatto alla misura duale, anche automatica, della precipitazione liquida e solida. Nella stagione invernale sono attivi diversi campi neve per il rilievo manuale delle grandezze di interesse nivologico. Confrontando i dati di equivalente in acqua (SWE) delle neve fresca effettuate presso i campi neve con le altezze di precipitazione misurate

dai pluviometri presenti nelle immediate vicinanze, si è potuto stimare l'errore di misura della precipitazione nevosa che affligge tali strumenti. Per i pluviografi riscaldati e i pluviometri manuali risulta una sistematica sottostima che varia, da stazione a stazione, tra il 15% e il 66%; si è anche riscontrato che i siti esposti al vento sono quelli che presentano sottostime più consistenti, superiori al 50%, mentre in quelli riparati dal vento lo scarto è più contenuto, attorno al 25%. La scarsità di dati anemometrici ha permesso di precisare meglio l'influenza del vento solo in contesti spazio-temporali molto ristretti, con risultati non ancora definitivi. In alta Valtellina è attiva anche una rete di monitoraggio di proprietà di A2A, utilizzata nel contesto della gestione degli impianti idroelettrici. In particolare dal 2008 sono installate tre stazioni in alta quota dotate di trasduttore di pressione

(*snow pillow*), per la misura istantanea dell'equivalente in acqua (SWE) del manto nevoso al suolo, e di pluviometro totalizzatore elettronico a pesata con schermo anti-vento. Effettuando, per ogni stazione, un confronto analogo tra le misure di questi strumenti, si è potuta evidenziare un'ottima corrispondenza tra di esse, che conferma una certa affidabilità dei pluviometri totalizzatori elettronici a pesata nella misura della precipitazione nevosa. Tuttavia bisogna segnalare che è probabile che anche gli *snow pillow* tendano a sottostimare lo SWE del manto nevoso quando questo sia soggetto a significativa coesione interna, tale da creare un 'effetto ponte' che impedisce una lettura corretta del suo peso. In generale i risultati ottenuti sono coerenti con quanto ricavato da altri studi simili, svolti sempre nel contesto delle Alpi e confermano la grande variabilità dei valori

di sottostima riscontrata nelle misure di precipitazione nevosa mediante pluviografi riscaldati e pluviometri manuali, sia al variare delle condizioni del sito di misura, sia al variare del modello dello strumento. Per tentare di far fronte alla necessità di correggere le serie storiche di dati pluviometrici affetti da errori sistematici di misura si è proposto un modello semplice, perché prende in considerazione la sola temperatura media giornaliera come parametro di variazione del fattore correttivo da applicare, ma allo stesso tempo ampiamente applicabile, dato che la temperatura dell'aria è spesso l'unica

variabile disponibile presso molte stazioni storiche. Il modello applica un fattore correttivo costante alle misure giornaliere di eventi meteorici di sola neve, lascia invariate le misure degli eventi di sola pioggia e applica una variazione lineare all'interno dell'intervallo di temperatura nel quale si verificano gli eventi di pioggia mista a neve. Si è applicato, a titolo di esempio, il modello proposto alle serie storiche di pluviometria di quattro stazioni, con diversi risultati in termini di impatto sulle medie mensili e annue, che risultano incrementate tra il 5% e il 37% in modo crescente con la quota sul livello del mare

e con l'esposizione al vento. Tali risultati sono stati confrontati con quanto riportato sulla Carta regionale delle precipitazioni medie annue della Lombardia, attuale riferimento ufficiale in tale ambito, e con alcuni interessanti dati storici del SIMN.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano per la collaborazione mostrata ai fini di questo studio: ARPA Lombardia, in particolare il Centro Nivometeorologico di Bormio (SO) e il Servizio Idrografico di Milano; A2A S.p.A., in particolare gli Uffici di Grosio (SO) per aver fornito i dati delle loro stazioni.

Bibliografia

- Bocchiola D., Rosso R. (2007). The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps, «Advances in Water Resources», 30, pp. 135-147.
- Cagnati A. (2003). Strumenti di misura e metodi di osservazione nivometeorologici, AINEVA, Trento.
- Chvíla B., Ondras M., Sevruk B. (2002). The wind-induced loss of precipitation measurement of small time intervals as recorded in the field, WMO.
- Chvíla B., Sevruk B., Ondras M. (2005). Intercomparison on measurement of recording gauges in Slovakia, WMO.
- Colli M., Lanza L.G., Rasmussen R., Thériault J.M. (2014). A CFD evaluation of wind induced errors in solid precipitation measurements, «Proceedings of WMO Technical Conference on meteorological and environmental instruments and methods of observations, St. Petersburg, Russian Federation», WMO.
- Cugerone K., Allamano P., Salandin A., Barbero S. (2012). Stima della precipitazione in siti di alta quota, «Neve e Valanghe», 77, pp. 36-43.
- Duchon C.E., Cole J.A., Rasmussen R. (2008). Measuring heavy snowfall using five different windshields and vibrating-wire precipitation gauges, 65th Eastern Snow Conference Fairlee (Lake Morey).
- Eccel E., Cau P., Ranzi R. (2012). Data reconstruction and homogenization for reducing uncertainties in high-resolution climate analysis in Alpine regions, «Theoretical and Applied Climatology», 110, pp. 345-358.
- Goodison B.E., Louie P.Y.T., Yang D. (1998). WMO solid precipitation measurement intercomparison - Final report, WMO.
- Grossi G., Caronna P., Ranzi R. (2012). Bilancio di massa del ghiacciaio del Mandrone nel clima attuale e in quello prevedibile, «L'Acqua», 1, pp. 47-60.
- Grossi G., Caronna P., Ranzi R. (2013). Hydrologic vulnerability to climate change of the Mandrone glacier (Adamello-Presanella group, Italian Alps), «Advances in Water Resources», 55, pp. 190-203.
- Gruppo di Lavoro Archivio Climatologico Italia centro-Settentrionale (ArCIS) (2014). Il clima nell'inverno 2013-2014: le eccezionali anomalie climatiche del Centro-Nord Italia, «Neve e Valanghe», 81, pp. 4-9.
- Janetti E., Bocchiola D., Rosso R. (2008). Clima e risorsa idrica nivale sull'Adamello, «Neve e Valanghe», 63.
- Jonas T., Marty C., Magnusson J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps, «Journal of Hydrology», 378, pp. 161-167.
- Nitu R. (2013). Cold as SPICE: Determining the best way to measure snowfall, «Meteorological Technology International», 8, pp. 148-150.
- Nitu R., et al. (2012). WMO Intercomparison of Instruments and methods for the measurement of Solid Precipitation and Snow on the Ground: Organization of the formal experiment, WMO.
- Nitu R., Wong K. (2010). CIMO survey on national summaries of methods and instruments for solid precipitation measurement at automatic weather stations, WMO.
- Ranzi R., Grossi G., Bacchi B. (1999). Ten years of monitoring areal snowpack in the Southern Alps using NOAA-AVHRR imagery, ground measurements and hydrological data, «Hydrological Processes», 13, pp. 2079-2095.
- Ranzi R., Grossi G., Gitti A., Taschner S. (2010). Energy and mass balance of the Mandrone Glacier, «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria», 33, pp. 45-60.
- Rasmussen R., Landolt S., Baker B., Kochendorfer J., Collins B., Colli M., Lanza L., Theriault J. (2014). Examination of the Performance of Single Alter Shielded and Unshielded Snowgauges Using Observations from the Marshall Field Site during the SPICE WMO Field Program and Numerical Model Simulations, WMO.
- Savina M., Schöpfi B., Molnar P., Burlando P., Sevruk B. (2012). Comparison of a tipping-bucket and electronic weighing precipitation gage for snowfall, «Atmospheric Research», 103, pp. 45-51.
- Sevruk B. (1996). Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements, «Atmospheric Research», 42, pp. 237-246.
- Sevruk B. (1986). Conversion of Snowfall Depths to Water Equivalents in the Swiss Alps, «Zürcher Geographische Schriften», 23, ETH Zürich, pp. 13-23.
- Sevruk B. (1983). Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow, «Nordic Hydrology», 1, pp. 49-58.
- Sevruk B., Hertig J.A., Spiess R. (1989). Wind field deformation above precipitation gauge orifices, IAHS.
- Sevruk B., Kleem S. (1989). Catalogue of national standard precipitation gauges, WMO.
- Sevruk B., Michaelis J. (2002). WMO questionnaire on recording precipitation gauges, WMO.
- Sevruk B. (1987). Point precipitation measurements: why are they not corrected?, «Water for the Future: Hydrology in Perspective», IAHS, pp. 477-486.
- Sevruk B. (1992). Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture, WMO.
- Sevruk, B. (1972). Evaporation losses from storage gauges, «Distribution of precipitation in mountainous areas», pp. 96-102, WMO.
- Smith C.D. (2010). Correcting the wind bias in snowfall measurements made with a Geonor T-200B precipitation gauge and alter wind shield, 15th Symposium on Meteorological Observation and Instrumentation, American Meteorological Society.
- Valgoi P. (2011). Cuscinetto per la misura della densità della neve (snow pillow), «Neve e Valanghe», 72, pp. 48-53.
- Valt M., Cagnati A., Corso T. (2006). Stima dell'equivalente in acqua della neve, «Neve e Valanghe», 59, pp. 24-33.
- Valt M., Moro M. (2009). Average snowcover density values in Eastern Alps mountain, «Geophysical Research Abstracts of EGU General Assembly held in Vienna», European Geosciences Union.
- Zweifel A., Sevruk B. (2002). Comparative accuracy of solid precipitation measurement using heated recording gauges in the Alps, Workshop on Determination of Solid Precipitation in Cold Climate Regions, Fairbanks.