

## STIMA DI CAMPI DI PRECIPITAZIONE DA RADAR IN AREE AD OROGRAFIA COMPLESSA: IL CASO DELLA REGIONE PIEMONTE

*P. Allamano<sup>1</sup>, S. Barbero<sup>2</sup>, R. Bechini<sup>2</sup>, P. Claps<sup>1</sup>, R. Cremonini<sup>2</sup>,  
E. Gallo<sup>1</sup>, F. Laio<sup>1</sup> & A. Masoero<sup>1</sup>*

- (1) Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture, Politecnico di Torino, e-mail: paola.allamano@polito.it
- (2) Dipartimento Sistemi Previsionali, Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale Piemonte, e-mail: secondo.barbero@arpa.piemonte.it

### SOMMARIO

*Obiettivo della memoria è la descrizione di un modello per la stima dei campi di precipitazione e della loro incertezza a partire da misure di riflettività radar. L'analisi è condotta con riferimento al territorio piemontese, per il quale è stata messa a punto un'ampia base dati relativa a misure di riflettività e di precipitazione a terra per un elevato numero di eventi convettivi e stratiformi di precipitazione. I dati disponibili consentono di costruire stimatori efficienti dei parametri della relazione tra riflettività e precipitazione, validi nella regione in esame. A conclusione del lavoro si introduce inoltre una relazione per la stima della deviazione standard delle precipitazioni ottenute da radar meteorologico. Tale relazione mostra che l'incertezza associata alle stime è fortemente dipendente dal valore stesso dello stimatore di pioggia e debolmente dipendente da altri fattori legati alla geometria del campo radar.*

### 1 INTRODUZIONE

L'uso di misure fornite da radar meteorologici è un valido supporto per la definizione della distribuzione spazio-temporale della precipitazione (si vedano, tra gli altri, Bacchi & Ranzi, 1996; Lombardo *et al.*, 2006). Tale applicazione, ormai consolidata nelle scienze idrologiche ed altrettanto nelle tecnologie di monitoraggio e preannuncio, è soggetta a vincoli e problematiche connessi al territorio ed allo strumento impiegato (p.es., Borge *et al.*, 2006, Cremonini & Bechini, 2010). La stima dell'intensità di precipitazione da radar richiede la determinazione di una legge che converta la misura del fattore di riflettività  $Z$  in intensità di pioggia  $R$ . Le grandezze  $Z$  ed  $R$  sono legate per il tramite della distribuzione dei diametri delle gocce, *DSD* (p.es., Ulbrich, 1983). L'utilizzo di distribuzioni dei diametri delle gocce porta ad ottenere leggi di potenza del tipo

$$Z = a \cdot R^b \quad (1)$$

che mettono in relazione le misure di riflettività radar ( $Z$ ) con l'intensità di precipitazione ( $R$ ). I coefficienti della relazione  $Z$ - $R$  dipendono dallo spettro delle gocce  $N(D)$  (e risultano pari ad  $a=200$  e  $b=1.6$  nel caso di *DSD Marshall & Palmer*, 1948).

$N(D)$  dipende a sua volta sia dal tipo di fenomeno in esame sia dalla sua evoluzione, ed ha variabilità che si traduce, pertanto, in un'indeterminazione nella relazione  $Z-R$ . I coefficienti  $a$  e  $b$  vengono perciò usualmente stimati mediante un approccio empirico, basato sull'accoppiamento con misure di pioggia fornite dalla rete pluviometrica (p.es. Ciach & Krajewski, 1999; Steiner et al., 1999). In letteratura si riportano numerose forme della relazione  $Z-R$ , ossia diversi stimatori dei coefficienti  $a$  e  $b$  (p.es., Marshall & Palmer, 1948; Joss & Waldvogel, 1970; Woodley et al., 1975). L'applicazione di tali relazioni in aree ad orografia complessa suggerisce l'uso di modelli che tengano conto dei quei fattori che ne influenzano l'accuratezza (Zawaski, 1984, Gabella & Amitai, 2000; Germann et al., 2006; Vulpiani et al., 2012, tra cui l'elevato grado di variabilità della distribuzione dimensionale delle gocce di pioggia che determina il rapporto  $Z-R$ , i cambiamenti nel profilo verticale di riflettività, gli effetti dovuti alla "bright band", che consiste in un incremento dei valori di riflettività nello strato di scioglimento dei cristalli di ghiaccio, i processi atmosferici tra il livello della cella di misurazione ed il suolo).

In relazione all'area piemontese, la relazione  $Z-R$  è stata ricalibrata da Alfieri et al. (2010), basandosi su dati pluviometrici raccolti in un'area con raggio 25 Km intorno al radar di Bric della Croce. Nel presente lavoro ci si prefigge l'obiettivo di ricalibrare tale relazione utilizzando una base dati più ampia, che comprende un elevato numero di eventi di precipitazione intensa, convettiva o stratiforme, su un'area che include un totale di 378 strumenti di misura a terra (pluviometri). Ulteriore obiettivo del lavoro consiste nella quantificazione dell'incertezza associata alle stime di precipitazione da radar. Il dettaglio temporale minimo è di 10 minuti. La scelta degli eventi rappresentativi a cui applicare tale metodologia è stata oggetto della prima fase di attività, illustrata nella sezione che segue.

## 2 SELEZIONE DEGLI EVENTI

I criteri che hanno portato alla costruzione del campione di eventi pluviometrici a cui applicare le successive fasi di analisi si rifanno alla necessità di rappresentare al meglio le manifestazioni di precipitazioni intense sul territorio piemontese, ovvero gli eventi di tipo convettivo, in genere molto localizzati e caratterizzati da intensità elevate e durate brevi, e gli eventi di tipo stratiforme, più estesi spazialmente e caratterizzati da intensità mediamente più basse e da durate anche pluri-giornaliere.

Il periodo di osservazione entro il quale gli eventi sono stati censiti comprende gli anni tra il 2003 ed il 2008. La scelta degli eventi convettivi deriva dall'analisi dei massimi di precipitazione orari registrati dai 378 pluviometri della rete di Arpa Piemonte. Per ciascuna data in cui almeno una stazione piemontese avesse registrato un massimo annuo di precipitazione in almeno una delle durate scelte (10', 20', 30', 1, 3, 6, 12, 24h) sono state contate le stazioni che avessero a loro volta registrato un massimo annuo nella stessa durata. Gli eventi più significativi nel periodo di osservazione sono stati selezionati secondo un criterio di contemporaneità, ovvero scegliendo date caratterizzate da un elevato numero di stazioni ove fossero registrate precipitazioni massime annue.

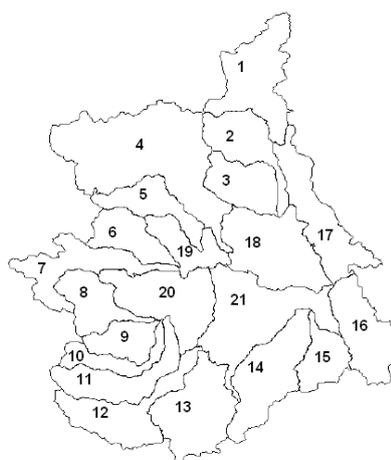
Per gli eventi di tipo convettivo la durata di riferimento scelta è stata quella di 1 ora (si veda la Tabella 1). In particolare, sono stati selezionati quegli eventi durante i quali più di 22 stazioni piemontesi avessero registrato il massimo orario (sottolineati in

Tabella 1). La soglia delle 22 stazioni è stata “tarata” al fine di selezionare una decina di eventi in tutto. Tale soglia garantisce la selezione di aree non estese e compatibili con la definizione di evento convettivo. Le date così individuate sono undici, e sono riportate nella seconda colonna della Tabella 3. Risultati analoghi in termini di date selezionate si sarebbero ottenuti scegliendo le altre durate inferiori alle 24 ore.

2003		2004		2005		2006		2007		2008	
17/6	21	4/8	16	<b>2/8</b>	29	<b>6/7</b>	36	<b>15/6</b>	29	17/5	17
28/6	15	8/8	19	<b>20/8</b>	23	<b>12/7</b>	27	<b>8/8</b>	56	27/5	22
24/7	22	2/11	21	27/8	18	25/7	18	20/8	15	<b>29/5</b>	57
<b>27/7</b>	24	-	-	<b>11/9</b>	28	26/7	16	<b>30/8</b>	34	30/5	21
-	-	-	-	17/9	17	14/9	17	31/8	17	13/7	17
-	-	-	-	-	-	<b>15/9</b>	32	-	-	-	-

**Tabella 1.** Date degli eventi di precipitazione intensa e numero di stazioni con massimo annuo di durata oraria (anni 2003-2008). Sono evidenziati quegli eventi durante i quali più di 22 stazioni piemontesi hanno registrato il massimo orario.

La selezione degli eventi a carattere prevalentemente stratiforme si basa invece sulle serie di precipitazione giornaliera ragguagliata su 21 macro-bacini piemontesi (Fig. 1).



**Figura 1.** Macro-bacini in cui è suddiviso il territorio della regione Piemonte (fonte: ARPA Piemonte).

In questo caso la selezione degli eventi più importanti è stata effettuata in base al numero di bacini interessati contemporaneamente dai massimi annui di precipitazione giornaliera e bi-giornaliera. In particolare sono stati identificati come eventi di interesse quelli durante i quali almeno 5 macro-bacini piemontesi avessero registrato il massimo di precipitazione giornaliera e/o bi-giornaliera. In Tabella 2 sono riportati, per ciascun anno e per ciascuna data in cui il massimo di precipitazione (bi)giornaliera sia stato osservato in almeno un bacino, il numero di bacini contemporaneamente coinvolti dall’evento. Gli undici eventi così selezionati sono presumibilmente di carattere stratiforme poiché interessano più bacini contemporaneamente. Le durate effettive (in

giorni) degli eventi, definite ispezionando le serie di precipitazione, sono riportate nella quarta colonna della Tabella 3. Durante questa fase di analisi, si è notato come due eventi inizialmente classificati come convettivi (11/09/2005 e 15/09/2006) siano invece parte di eventi più estesi, presumibilmente a carattere stratiforme.

2003		2004		2005		2006		2007		2008	
29/8	1	21/2	3	<b>16/4</b>	9	16/8	1	23/1	1	17/5	1
9/9	1	9/4	1	2/8	4	<b>14/9</b>	17	4/4	1	29/5	3
<b>31/10</b>	9	29/4	1	27/8	1	15/9	3	<b>2/5</b>	8	2/11	1
24/11	1	3/5	1	7/9	1	25/9	1	25/5	5	<b>4/11</b>	13
27/11	1	5/5	2	8/9	1	-	-	1/6	1	5/11	1
<b>2/12</b>	7	26/10	5	11/9	5	-	-	<b>6/6</b>	7	29/11	1
4/12	2	28/10	3	2/10	1	-	-	15/6	2	15/12	1
-	-	1/11	1	-	-	-	-	23/11	1	<b>16/12</b>	8
-	-	2/11	4	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	29/11	2	-	-	-	-	-	-	-	-

**Tabella 2.** Giorni di occorrenza dei massimi di precipitazione (bi)giornaliera nei 21 bacini piemontesi e numero di bacini interessati contemporaneamente dall'evento. In evidenza le date in cui il massimo è stato registrato in almeno 5 bacini

COD	Eventi convettivi	COD	Eventi stratiformi
1	27/07/2003	9	31/10-01/11/2003
2	02/08/2005	17	01/12-04/12/2003
3	20/08/2005	10	25/10-02/11/2004
-	<del>11/09/2005</del>	11	15/04-17/04/2004
4	06/07/2006	12	06/09-12/09/2005
5	12/07/2006	13	14/09-15/09/2006
-	<del>15/09/2006</del>	14	01/05-04/05/2007
-	<del>15/06/2007</del>	15	25/05-28/05/2007
6	08/08/2007	-	<del>05/06-07/06/2007</del>
7	30/08/2007	16	28/10-06/11/2008
8	29/05/2008	18	16/12-17/12/2008

**Tabella 3.** Date di evento. Gli eventi successivamente eliminati sono quelli barrati. L'asterisco indica gli eventi in corrispondenza dei quali è anche disponibile un rapporto d'evento Arpa.

L'estrazione dei corrispondenti dati di riflettività radar ha comportato la necessità di accedere all'intero database di misure radar (in dBZ, con dettaglio temporale di 10 minuti) nel periodo di riferimento. L'operazione ha portato alla disponibilità di mappe complete di riflettività su tutta la regione coperta dal radar di Bric della Croce. Per due degli eventi indicati in Tabella 3 sono emerse anomalie e/o discontinuità nei dati di riflettività osservati dal radar. Tali eventi, nella fattispecie gli eventi di giugno 2007, sono stati eliminati dalla base di dati. L'accoppiamento delle mappe radar con le misure di stazione, ovvero la selezione per ciascun istante e per ciascuna stazione delle coppie di dati Z-R, è poi stato ottenuto interfacciando le due categorie di dati tramite procedure automatizzate sviluppate in ambiente GRASS GIS.

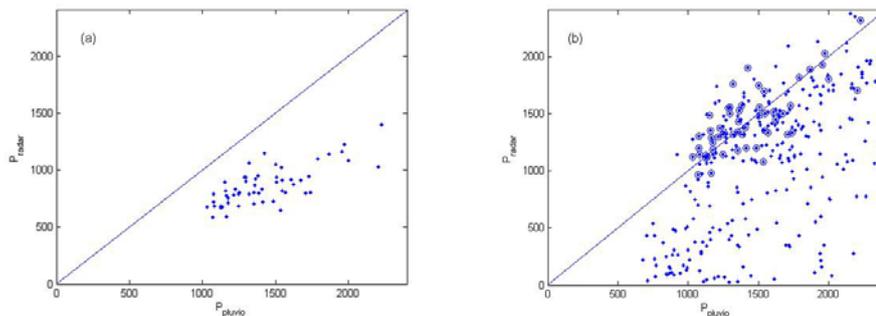
### 3 COSTRUZIONE E SCELTA DELLA MAPPA DI VISIBILITÀ

In questa sezione si esamina l'eventualità di una sistematica sottostima nelle precipitazioni registrate dal radar in zone "oscurate" dalla presenza di rilievi. Lo scopo è escludere tali zone dalla fase di taratura della relazione  $Z-R$ . Per ciascun punto della regione vengono utilizzate la distanza dal radar, l'altezza del raggio inferiore ( $quota_{RA}$ ) e la quota del terreno ( $quota$ ), entrambe in m s.l.m. Da queste si ricava l'altezza minima del raggio sul suolo ( $quota_{RR} = quota_{RA} - quota$ ). Tali caratteristiche nel seguito saranno identificate col termine "descrittori".

La determinazione dell'eventuale sottostima sistematica avviene mediante calcolo della precipitazione cumulata  $P_{pluvio}$  nei 378 pluviometri della rete ARPA Piemonte nel periodo compreso tra il 16/09/2009 e il 16/02/2011. I valori così ottenuti sono confrontati con la cumulata  $P_{radar}$ , ottenuta convertendo i dati di riflettività radar con la relazione di *Joss & Waldvogel* (1970) in corrispondenza dei punti di misura, e poi cumulando le precipitazioni stimate.

Per determinare l'entità della sottostima serve una iniziale taratura in zone ad elevata visibilità. La zona di taratura preliminare include stazioni entro i 50 km dalla sorgente e contemporaneamente comprese nella zona dove la quota del raggio assoluta sia  $\leq 1500$  m. Entro tale zona ricadono 58 delle 378 stazioni della base di dati ARPA. In Figura 2a, è riportato il digramma di dispersione delle  $P_{radar}$  nei confronti delle  $P_{pluvio}$  nei 58 punti.

Si osserva che tutti i punti si posizionano al di sotto della bisettrice del grafico, da cui la necessità, prima di procedere ad ulteriori analisi, di rimuovere la distorsione, imponendo il rispetto della media dei valori di precipitazione. Il fattore di correzione della distorsione ( $F$ ) è ottenuto come rapporto tra la media delle cumulate  $P_{pluvio}$  e  $P_{radar}$  sulle 58 stazioni. Ne risulta un valore di  $F$  pari a 1.65. Applicando il fattore di correzione della distorsione a tutte le stazioni incluse nel database si ha il grafico riportato in Figura 2b.



**Figura 2.** (a) diagramma di dispersione delle  $P_{radar}$  nei confronti delle  $P_{pluvio}$  nelle 58 stazioni appartenenti alla zona di taratura; (b) diagramma di dispersione delle  $F \cdot P_{radar}$  nei confronti delle  $P_{pluvio}$  in tutte le stazioni appartenenti alla rete pluviometrica piemontese. I cerchi più grandi rappresentano le posizioni ricalcolate delle 58 stazioni utilizzate in taratura.

Stabilita la correzione che determina il rispetto della media spaziale dei valori di precipitazione, si applica tale correzione al segnale rilevato in tutta la regione ottenendo

il grafico 2b. I valori dell'errore assoluto ( $\varepsilon_{ass}$ ) e relativo ( $\varepsilon_{rel}$ ) in corrispondenza di ciascun punto stazione sono conseguentemente ottenuti come:

$$\varepsilon_{ass} = |P_{pluvio} - F \cdot P_{radar}| \quad \text{con } F = 1.65$$

$$\varepsilon_{rel} = \frac{\varepsilon_{ass}}{P_{pluvio}} \quad (2)$$

Successivamente si è verificato che gli errori relativi risultano significativamente (ma non contemporaneamente) correlati con 3 dei 4 descrittori elencati precedentemente (quota, quota raggio assoluta e quota raggio relativa), mentre la distanza non risulta essere correlata con gli errori. La relazione che è risultata maggiormente significativa (considerando sia forme additive che moltiplicative) nel descrivere la variabilità spaziale dell'errore è:

$$\hat{\varepsilon}_{rel} = -0.08 + \frac{0.15}{1000} \text{quota}_{RA} \quad R^2 = 0.78 \quad (3)$$

Tale relazione consente, in base all'entità dell'errore accettabile  $\varepsilon_{soglia}$ , di decidere quale altezza del raggio costituisca la soglia di inclusione delle stazioni nelle fasi di elaborazione successive. O viceversa, data un'altezza del raggio accettabile, di stabilire la soglia di errore  $\varepsilon_{soglia}$ . Inoltre essa consente di ricostruire i valori di  $\hat{\varepsilon}_{rel}$  in base alla (3) in ogni punto del territorio a meno di una componente di errore. I residui  $r = \varepsilon_{rel} - \hat{\varepsilon}_{rel}$  sono ottenuti come differenza tra l'errore ottenuto con la relazione (2) e quello derivante dall'applicazione della (3).

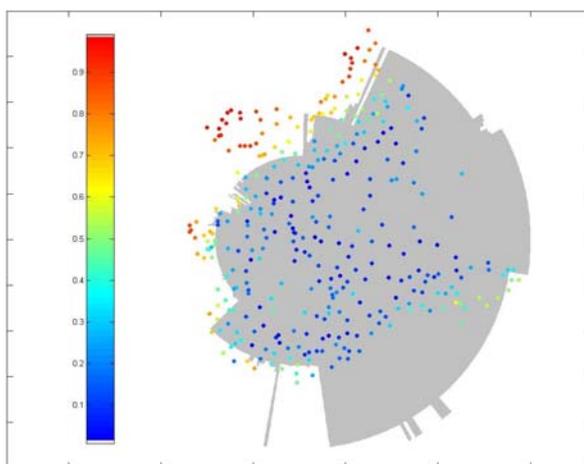
Nella Tabella 4 sono riportati, al variare delle  $quote_{RA}$ , i valori di  $\varepsilon_{soglia}$ , il numero di pluviometri ( $IN$ ) compresi nella zona di accettazione relativa alla soglia ( $\hat{\varepsilon}_{rel} < \varepsilon_{soglia}$ ), il numero di pluviometri (tra quelli inclusi) aventi un valore reale di  $\varepsilon_{rel}$  maggiore del valore di soglia (colonna  $IN > \varepsilon_{soglia}$ ), ed il numero di pluviometri (tra quelli esclusi) aventi un valore reale di  $\varepsilon_{rel}$  minore del valore di soglia (colonna  $OUT < \varepsilon_{soglia}$ ).

$quote_{RA}$	$\varepsilon_{soglia}$	$IN$	$IN > \varepsilon_{soglia}$	$OUT < \varepsilon_{soglia}$
3500	0,44	244	12	23
3600	0,45	250	10	22
3700	0,47	257	11	19
3800	0,48	261	10	19
3900	0,50	264	8	23
<b>4000</b>	<b>0,51</b>	<b>269</b>	<b>9</b>	<b>22</b>
4100	0,53	282	12	16
4200	0,54	290	11	11
4300	0,56	301	15	8
4400	0,57	307	17	7
4500	0,59	314	20	6

**Tabella 4.** Variazioni della soglia di errore e di statistiche connesse al variare della quota assoluta del raggio.

Sulla base di questi conteggi, tenuto conto della necessità di salvaguardare quanta più informazione possibile, pur escludendo le zone a scarsissima visibilità, si seleziona come valore di soglia  $\varepsilon_{soglia} = 0.51$ , corrispondente ad una quota assoluta del raggio pari a 4000 m. Tale valore costituisce un buon compromesso tra l'entità dell'errore accettato, il numero di pluviometri inclusi (269 su 378) e il numero di pluviometri  $IN > \varepsilon_{soglia}$  inclusi con errore superiore alla soglia.

In base alla soglia scelta è possibile delimitare l'area di accettazione riportata in Figura 3, ovvero la zona entro la quale il fascio radar non supera mai la quota 4000 m s.l.m. Nel seguito di questa analisi tale zona sarà ulteriormente vincolata a rientrare nella distanza di 125 Km dal radar. Questo porterà a ridurre ulteriormente le stazioni considerate (da 269 a 248).



**Figura 3.** Zona di accettazione con errori relativi (di stazione).

#### 4 PROCEDURA DI STIMA DEI COEFFICIENTI DELLA RELAZIONE Z-R

L'obiettivo è la determinazione di una o più coppie di parametri  $a$  e  $b$  che permetta di fornire, attraverso la relazione (1), una buona stima della precipitazione sia a livello di singola stazione che a scala d'evento. La procedura che segue è stata applicata separatamente ad ognuno dei 18 eventi selezionati in precedenza. Per ogni evento i dati di partenza sono rappresentati da:

- precipitazioni osservate ( $R_{oss\ i,j}$ ) nella stazione  $j$  ( $j = 1, \dots, n$ , con  $n$  = numero di stazioni considerate) ed all'istante  $i$  ( $i = 1, \dots, d$ , con  $d$  = numero totale di registrazioni per evento);
- misure di riflettività radar  $Z_{i,j}$  in corrispondenza delle celle  $j$  in cui ricadono i pluviometri ed agli istanti  $i$  in cui si è verificato l'evento.

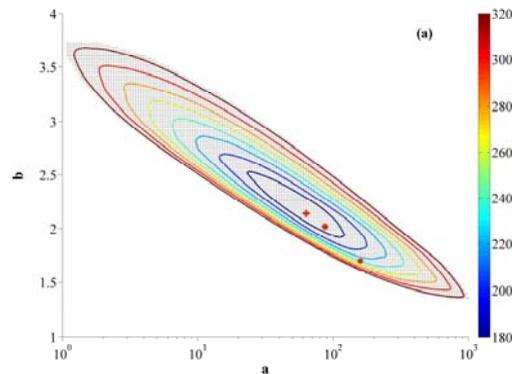
#### 4.1 Definizione della regione ottimale nello spazio dei parametri

Considerata la complessità degli obiettivi di minimizzazione degli errori di stima si è stabilito di limitare il dominio di ricerca dei valori  $a$  e  $b$  ammissibili rispetto al dominio complessivo  $a \in [1, 1000]$  e  $b \in [1, 4]$ . Per definire la regione ottimale nello spazio dei parametri senza incrementare eccessivamente i tempi di elaborazione, altrimenti molto onerosi a causa del cospicuo numero di dati, si è scelto di utilizzare la tecnica di pre-elaborazione denominata nel seguito “data binning”. I valori di riflettività radar relativi a tutti i punti di misura per un singolo evento sono stati aggregati in classi, con ampiezza minima pari alla risoluzione del dato radar (0.5 dBZ), scegliendo come valore rappresentativo di ogni classe  $k$  quello centrale,  $Z_k$ . Ad ogni classe di riflettività è stato associato un valore di precipitazione  $R_k$  pari alla media dei valori di precipitazione osservati in corrispondenza delle misure radar appartenenti alla classe. Classi con meno di 10 elementi sono state associate a quelle contigue, per incrementare la robustezza degli stimatori di precipitazione media. In questo modo per ogni evento si ottengono  $m$  coppie di dati  $Z_k - R_k$ , una per ognuna delle  $m$  classi.

A questo punto, presa una qualunque coppia di parametri  $(a, b)$  all’interno del dominio complessivo  $a \in [1, 1000]$  e  $b \in [1, 4]$  si può calcolare la precipitazione stimata  $\hat{R}_k$  tramite l’Equazione (1), ed il corrispondente errore assoluto

$$ABS = \sum_{i=1}^m \left| \hat{R}_k - R_k \right| \quad (4)$$

Operando sistematicamente nel dominio di  $a$  e  $b$  si possono successivamente selezionare tutte le coppie di valori  $(a, b)$  (dette sub-minimi) per cui lo scarto assoluto ( $ABS$ ) è fino a due volte maggiore del valore minimo. Si seleziona in questo modo una sottoarea dello spazio dei parametri cui competono errori assoluti relativamente bassi. In Figura 4 è riportato, a titolo d’esempio, il risultato ottenuto per l’evento convettivo del 30 agosto 2007.



**Figura 4.** Ellissi d’errore dello scarto assoluto nello spazio dei parametri e, in grigio, punti (sub-minimi) in cui lo scarto è, al più, pari al doppio dello scarto minimo. Sono inoltre riportati i valori del minimo scarto ABS (+), del BIAS (o) e dell’indice  $I_3$  (\*).

Nel grafico sono rappresentate le ellissi d'errore dello scarto assoluto nello spazio dei parametri, e in grigio, le coppie dei sub minimi dove questo scarto è, al più, pari al doppio dello scarto minimo.

#### 4.2 Stima dei parametri ottimi

All'interno della regione sub-ottimale identificata in precedenza si può a questo punto ricercare la coppia di parametri che meglio si presta ad essere utilizzata per trasformare la riflettività in precipitazione. A tal fine, non basta riferirsi all'errore assoluto nell'equazione (4), in quanto esso tiene in conto solo della bontà delle stime istantanee di precipitazione. Occorre invece che i parametri  $a$  e  $b$  forniscano buoni risultati anche nella ricostruzione della precipitazione cumulata a scala d'evento. Su ogni stazione  $j$ , per l'intera durata dell'evento, viene quindi calcolato il valore dello scarto assoluto tra le cumulate di pioggia stimata e osservata, ed i valori vengono mediati per definire la distorsione

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left| \sum_{i=1}^d (R_{i,j} - R_{oss\ i,j}) \right| \quad (5)$$

Tale procedura viene ripetuta per ogni coppia  $(a, b)$  appartenente all'area dei sub minimi. In base ai valori dello scarto assoluto ( $ABS$ ) e del  $BIAS$  calcolato sui sub minimi, si definiscono due indici  $I_1$  e  $I_2$ , variabili con  $a$  e  $b$ ,

$$I_1 = \left( \frac{ABS}{\min[ABS]} - 1 \right) \cdot 100 \quad \text{e} \quad I_2 = \left( \frac{BIAS}{\min[BIAS]} - 1 \right) \cdot 100 \quad (6)$$

dalla cui combinazione deriva un terzo indice:

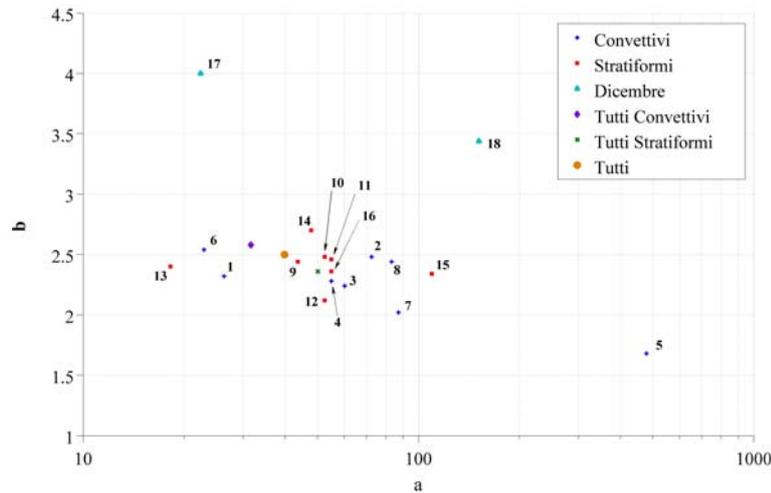
$$I_3 = I_1 + I_2 \quad (7)$$

che tiene conto sia della qualità della stima di dettaglio su ogni singolo dato a 10 minuti, sia della stima a scala di evento sulla precipitazione cumulata su ogni stazione. Ricercando il minimo per l'indice  $I_3$  si ottengono i valori ottimali dei coefficienti  $a$  e  $b$ , che localizzano il punto indicato con l'asterisco nella Fig. 4.

I valori ottimali di  $a$  e  $b$  determinati per gli 8 eventi convettivi e i 10 eventi stratiformi considerati nel presente studio sono rappresentati in Figura 5.

E' possibile vedere come i due eventi (17, 18) occorsi nei mesi di dicembre 2003 e 2008 siano isolati rispetto agli altri, probabilmente a causa della presenza di precipitazione nevosa, che non permette un confronto tra riflettività radar e precipitazione misurata al suolo. La Figura 5 mostra inoltre come sia impossibile operare una distinzione tra gli eventi convettivi e quelli stratiformi. Per questo motivo, nella ricerca dei valori ottimali globali, si è scelto di unificare le due categorie di eventi. Questo ha portato alla definizione della seguente relazione di potenza 'ottimale':

$$Z = 40 \cdot R^{2.5} \quad (8)$$



**Figura 5.** Valori ottimali dei parametri della relazione Z-R stimati per gli eventi in esame.

## 5 STIMA DELL'INCERTEZZA ASSOCIATA ALLE PRECIPITAZIONI RICOSTRUITE

L'analisi dell'incertezza associata alle precipitazioni ricostruite è svolta analizzando, su ogni singola stazione, tutti gli eventi insieme. Il confronto viene effettuato a diverse scale di dettaglio, considerando sia le singole registrazioni ai 10 minuti sia i dati aggregati tramite media mobile per alcune durate caratteristiche (1h, 3h, 6h, 12h, 24h). A titolo di esempio si riportano i risultati ottenuti per la durata 1 ora.

Considerando ogni stazione singolarmente, i dati di precipitazione osservata e di precipitazione stimata da radar sono stati aggregati in intervalli di durata 1h. I valori aggregati della precipitazione stimata sono stati raccolti, utilizzando la tecnica del “data binning”, in classi con ampiezza minima decrescente all'aumentare dell'ampiezza della finestra di aggregazione (per 1h l'ampiezza è pari a 0.5 mm/h). L'ampiezza minima è incrementata, aggregando classi contigue, quando la classe contiene meno di 10 osservazioni. E' stata inoltre definita una classe, a cui viene assegnato il valore 0, in cui ricadono tutti i valori stimati compresi tra 0 e 0.2 mm/h (pari alla soglia di sensibilità del pluviometro). Per le altre classi viene scelto come valore rappresentativo quello centrale dell'intervallo,  $R_k$ .

L'incertezza associata alle stime ricadenti in ogni classe di precipitazione è stata calcolata confrontando i valori di precipitazione stimata ed osservata, secondo la relazione che definisce la deviazione standard di un campione:

$$\sigma_k = \sqrt{\frac{1}{n_k} (\hat{R}_j - R_{obs j})^2} \quad (9)$$

dove  $n_k$  è il numero di elementi nella  $k$ -esima classe.

L'andamento della deviazione standard in funzione del valore di precipitazione

stimata può essere descritto attraverso una relazione lineare del tipo  $\sigma = \beta + \alpha \cdot \hat{R}$ , dove il coefficiente angolare viene stimato per mezzo di una regressione lineare dei valori di  $\sigma_k$  verso i corrispondenti valori  $R_k$ , mentre l'intercetta  $\beta$  corrisponde al valore  $\sigma_1$ , ossia alla deviazione standard della prima classe, a cui corrisponde un valore nullo di precipitazione.

I coefficienti  $\alpha$  e  $\beta$  stimati in ogni stazione sono stati messi in relazione con alcune caratteristiche del punto di misura (come la quota del raggio e la distanza dal radar). Dei due coefficienti che descrivono l'incertezza,  $\beta$  appare significativamente correlato sia con la quota raggio sia, in misura minore, con la distanza. Questi due descrittori tuttavia non risultano contemporaneamente significativi in un modello di regressione multipla. Data la maggiore significatività si è scelto di descrivere il coefficiente  $\beta$  in funzione della sola quota raggio secondo la relazione

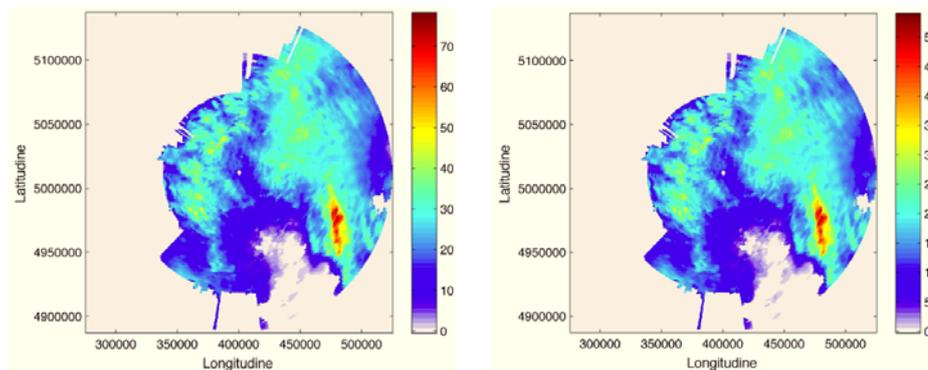
$$\beta = 0.007 + 0.00013 \cdot \text{quota}_{RA} \quad [\text{mm/h}] \quad (10)$$

Il coefficiente angolare  $\alpha$  risulta invece solo debolmente correlato sia con la quota raggio sia con la distanza. Si è quindi scelto di attribuirgli un valore costante pari a quello medio,  $\bar{\alpha} = 0.6875$ .

E' quindi possibile definire una relazione lineare che, per ogni valore di precipitazione stimata ( $\hat{R}$ ) restituisca il valore della deviazione standard dello stimatore in funzione della sola quota raggio del sito preso in esame. Nel caso della durata oraria la relazione assume la forma:

$$\sigma_{1h} = 0.007 + 0.00013 \cdot \text{quota}_{RA} + 0.6875 \cdot \hat{R} \quad (11)$$

A titolo di esempio si riporta in Figura 6 il campo delle piogge stimate tramite radar, con le relative deviazioni standard, relative al 14 settembre 2006, ore 23:00-23:50.



**Figura 6.** Precipitazioni stimate tramite radar (grafico a sinistra) e corrispondente deviazione standard (grafico a destra) in data 14 settembre 2006, ore 23:00-23:50.

## 6 CONCLUSIONI

Il presente lavoro è stato reso possibile dall'allestimento di un'ampia base dati,

relativa a misure di riflettività e di precipitazione a terra, per un elevato numero di eventi convettivi e stratiformi riferiti ad una estesa area ad orografia complessa situata in Italia Nord Occidentale (Regione Piemonte). I dati raccolti hanno consentito di ottenere stimatori aggiornati dei parametri  $a$  e  $b$  della relazione  $Z$ - $R$ , validi nella regione in esame. Non si sono riscontrate differenze significative negli stimatori di tali parametri per eventi convettivi e stratiformi, consentendo di pervenire alla relazione unica  $Z=40 R^{2.5}$  seguendo criteri di minimizzazione equilibrata della distorsione e dello scarto assoluto. I coefficienti determinati sono piuttosto diversi da quelli utilizzati in applicazioni standard: in particolare, il coefficiente  $a$  risulta notevolmente più basso dei valori classici (150-300), mentre il coefficiente  $b$  assume valori piuttosto elevati (i valori tipici di letteratura sono intorno a 1.5). Si è dimostrato (Figura 4) che le differenze sono in realtà meno significative di quanto sembrerebbe, in ragione del fatto che i valori sub-ottimali dei coefficienti si dispongono lungo una diagonale nel piano  $\{\log(a), b\}$ . Va aggiunto che la presente applicazione è riferita ad eventi di precipitazione particolarmente intensi, mentre molte delle relazioni  $Z$ - $R$  classiche sono state tarate in condizioni meno estreme e considerando aggregazioni temporali anche piuttosto ampie (dati giornalieri o stagionali). A conclusione del lavoro svolto, si è determinata una relazione che consente di stimare la deviazione standard delle precipitazioni ottenute da radar meteorologico. Tale relazione mostra che l'incertezza associata alle stime radar è fortemente dipendente dal valore stesso dello stimatore di pioggia, ed è debolmente dipendente da altri fattori, quali ad esempio la quota assoluta minima del fascio emesso dal radar. Le stime di precipitazione da radar ottenute nel presente lavoro, oltre ad essere più accurate di quelle usate in passato, saranno dunque associabili ad un livello di incertezza, elemento fondamentale per consentire un uso più proficuo del dato da radar meteorologico in applicazioni idrologiche relative ad eventi di forte intensità.

#### BIBLIOGRAFIA

- Alfieri L., Claps P. & Laio F., Time-dependent Z-R relationships for estimating rainfall fields from radar measurements, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 149–158, 2010.
- Bacchi, B. & Ranzi, R., On the derivation of the areal reduction factor of storms, *Atmos. Res.*, 42, 123–135, 1996.
- Borga M., Degli Esposti S. & Norbiato D., Influence of errors in radar rainfall estimates on hydrological modeling prediction uncertainty, *Water Resour. Res.*, 42, W08409, 2006.
- Ciach, G. J. & Krajewski, W. F., Radar-rain gauge comparisons under observational uncertainties, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1519–1525, 1999.
- Cremonini, R.; Bechini, R. Heavy Rainfall Monitoring by Polarimetric C-Band Weather Radars. *Water* **2010**, 2, 838-848.
- Gabella, M. & Amitai, E., Radar rainfall estimates in an alpine environment using different gage adjustment techniques, *Phys. Chem. Earth Pt. B*, 25, 927–931, 2000.
- Germann U., Galli G., Boscacci M., & Bolliger M., Radar precipitation measurement in a mountainous region, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 1669–1692, 2006.
- Joss, J. & Waldvogel, A., A method to improve the accuracy of radar-measured amounts of precipitation, in: Preprints, 14<sup>th</sup> Radar Meteorology Conf., Tucson, AZ, 237–238, 1970.
- Lombardo F., Napolitano F. & Russo F., On the use of radar reflectivity for estimation of the areal reduction factor, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 377-386, 2006.
- Marshall J. M. & Palmer W. M. K., The distribution of raindrops with size, *J. Appl. Meteorol.*, 5, 165–166, 1948.

- Steiner M., Smith J. A., Burges S. J., Alonso C. V., & Darden R. W., Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation, *Water Resour. Res.*, 35, 2487–2503, 1999.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764–1775.
- Vulpiani G., Montopoli M., Passeri L.D., Gioia A.G., Giordano P. & Marzano F.S., On the Use of Dual-Polarized C-Band Radar for Operational Rainfall Retrieval in Mountainous Areas, *J. Appl. Met. Clim.*, 51, 405-425, 2012.
- Woodley W. L., Olsen A. R., Herndon, A., & Wiggert, V., Comparison of gauge and radar methods of convective rain measurement, *J. Appl. Meteorol.*, 14, 909–928, 1975.
- Zawadzki, I. Factors affecting the precision of radar measurements of rain. In: Preprints of the 22nd Conference on Radar Meteorology, Boston, MA, 1984.