

LE PRECIPITAZIONI INTENSE IN PIEMONTE

**Distribuzione regionale delle piogge e
caratterizzazione statistica dei valori
estremi**



Le precipitazioni intense in Piemonte

Distribuzione regionale delle piogge e caratterizzazione statistica dei valori estremi

PROGETTO E COORDINAMENTO GENERALE:

Secondo Barbero

Arpa Piemonte, Dipartimento Sistemi Previsionali

AUTORI:

ANALISI CLIMATICA DEGLI EVENTI PLUVIOMETRICI ESTREMI

Marzia Ciampittiello, Claudia Dresti, Helmi Saidi - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto per lo Studio degli Ecosistemi

RACCORDO TRA SERIE DERIVANTI DA STRUMENTI MECCANICI ED AUTOMATICI

Fiorella Acquavota, Adriana Albanese, Simona Fratianni, Luciano Masciocco - Università di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra

Manuela Bassi, Barbara Cagnazzi, Roberto Cremonini - Arpa Piemonte, Dipartimento Sistemi Previsionali

ATLANTE DELLE PRECIPITAZIONI INTENSE

Paola Allamano, Elisa Bartolini, Pierluigi Claps, Domenico De Santis, Francesco Laio - Politecnico di Torino, Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente del Territorio e delle Infrastrutture

Secondo Barbero, Mariella Graziadei, Milena Zaccagnino - Arpa Piemonte, Dipartimento Sistemi Previsionali

FOTOGRAFIE IN COPERTINA

Archivio Arpa Piemonte

IMPAGINAZIONE

Marcopolo srl, Torino

Finito di stampare nel mese di luglio 2013 presso la tipografia
Grafica Reventino Srl, Decollatura (CZ)

respecta 100

Stampato su carta certificata FSC® recycled credit,
con un contenuto di fibre riciclate del 100%

ISBN 978-88-7479-124-8

©2013, Arpa Piemonte

Via Pio VII, 9 – 10135 Torino – Italia

www.arpa.piemonte.it

PROGETTO COFINANZIATO:



LE OPPORTUNITÀ NON HANNO CONFINI

INDICE

Introduzione	5
1. Analisi climatica degli eventi pluviometrici estremi	7
1.1. Obiettivi.....	7
1.2. Raccolta di dati	8
1.2.1 Stazione di Pallanza	8
1.2.2 Bra.....	9
1.2.3 Vercelli.....	10
1.2.4 Digitalizzazione.....	11
1.3. Metodologia.....	13
1.3.1. Indici di eventi estremi	14
1.3.2 Test di Mann-Kendall.....	14
1.3.3. Peaks-Over-Threshold (POT).....	15
1.4. Analisi dei risultati	16
1.4.1 Massimi annuali.....	16
1.4.2 Massimi stagionali	17
1.4.3 Indicatore di frequenza	17
1.4.4 Indicatore di intensità	18
1.4.5 Peaks over threshold.....	19
1.5 Conclusioni.....	22
2. Raccordo tra serie derivanti da strumenti meccanici ed automatici.....	23
2.1. Obiettivi.....	23
2.2. Confronto tra gli strumenti delle due reti meteorologiche	25
2.3. Metodi di analisi e di confronto dei dati pluviometrici	29
2.4. Conclusioni.....	33
3. Atlante delle precipitazioni intense.....	34
3.1. Obiettivi.....	34
3.2. La raccolta dati	36
3.2.1 Enti preposti al monitoraggio	36
3.2.2 Disponibilità di dati.....	36
3.3. Metodi	38
3.3.1 Determinazione del trend tra quota e precipitazione	39
3.3.2 Determinazione del variogramma	40
3.3.3 Applicazione del kriging ordinario a scala annuale: algoritmo sequenziale.....	41
3.3.4 Applicazione alle durate super-orarie	44
3.3.5 Integrazione della curva di possibilità pluviometrica alle durate sub-orarie.....	44
3.3.6 Risultati e considerazioni.....	46
3.3.7 Curva intensità-durata media: analisi globale	47
3.3.8 Stima del fattore di crescita delle precipitazioni estreme	48
3.4. Conclusioni.....	49

Bibliografia	50
Capitolo 1	50
Capitolo 2	51
Capitolo 3	52

Introduzione

I prolungati periodi siccitosi intercalati da intensi eventi alluvionali che si sono verificati nelle Alpi occidentali negli anni recenti, unite alle previsioni dei modelli climatologici riguardo all'aumento della probabilità di eventi estremi (alluvioni e siccità) nell'area Mediterranea, inducono a studiare attentamente la climatologia delle precipitazioni. La ricerca di trend nelle serie storiche di eventi estremi è pertanto diventata un tema di particolare interesse, sia perché la loro presenza potrebbe rappresentare un segnale del cambiamento climatico in atto, sia perché la conoscenza dell'evoluzione nel tempo può diventare uno strumento di supporto nella definizione di possibili scenari futuri, nella pianificazione e nella gestione delle risorse di un territorio.

Al fine di fornire un contributo nella comprensione di questi fenomeni nel presente studio si è provveduto a ricostruire lunghe serie temporali di precipitazioni brevi ed intense disponibili sul territorio del Piemonte attraverso il recupero e la raccolta dei dati cartacei, la loro digitalizzazione e validazione; su queste serie temporali sono poi state applicate tecniche di analisi statistica per verificare il comportamento nel tempo degli eventi piovosi estremi.

Sulla base dei risultati ottenuti si è poi potuto affrontare il tema dell'aggiornamento dell'atlante delle precipitazioni intense assumendo che le serie delle precipitazioni massime annue fossero sostanzialmente stazionarie.

Il primo atlante regionale per la determinazione delle linee segnalatrici di possibilità pluviometrica veniva realizzato nel 1998 nell'ambito di due programmi Interreg di cooperazione interregionale Italia-Francia ed Italia-Svizzera utilizzando le misure di precipitazione rilevate tra il 1928 e il 1985 dalle stazioni meccaniche dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN). Lo sviluppo di reti meteorologiche automatiche avvenuto negli ultimi 20 anni consente oggi di disporre di un'informazione pluviometrica di maggior dettaglio spazio-temporale rispetto al passato. A partire dagli anni 90 infatti sono nate nuove reti di rilevamento regionali costituite da strumenti automatici che via via si sono espanse andando ad integrare o sostituire gli strumenti meccanici generalmente obsoleti del SIMN. Nel 2002, con il trasferimento delle competenze del SIMN alle Regioni, si è definitivamente consolidato il processo di ammodernamento della rete di misura che oggi è costituita da strumenti automatici in grado di fornire misure in tempo reale e con un elevato dettaglio temporale.

Nel presente studio si è quindi valutata la possibilità di unire serie di dati di precipitazione acquisite da due differenti reti pluviometriche attive sul territorio in tempi diversi (strumenti meccanici ed automatici), analizzando le differenze tra queste due fonti di informazione attraverso un confronto in 26 località in cui si disponeva di un periodo di contemporaneo funzionamento.

Poiché per oltre il 50% dei siti analizzati non è risultato possibile unire le serie, si è optato per utilizzare un nuovo metodo operativo di ricostruzione spazio-temporale delle precipitazioni estreme consistente nella ricostruzione mediante kriging dei valori massimi annui per ogni anno di osservazione.

Il metodo, denominato "kriging sequenziale", è stato applicato alle serie di precipitazioni estreme con durate 1-24 ore consentendo di stimarne le serie storiche ed i parametri della relazione intensità-durata-frequenza su un grigliato regolare che copre l'intero Piemonte. La relazione stimata localmente è poi stata estesa al campo delle durate sub-orarie introducendo una relazione compatibile con il comportamento reale delle precipitazioni nel campo delle durate inferiori all'ora. Nel complesso il metodo fornisce, per ciascun punto griglia, tre parametri per la caratterizzazione della curva intensità-durata.

La disponibilità di serie storiche ricostruite in modo omogeneo nel tempo e nello spazio ha permesso di aggiornare l'atlante delle precipitazioni e potrà consentire ulteriori approfondimenti sulla distribuzione dei quantili per diversi periodi di ritorno.

L'atlante regionale con cui determinare le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica riveste una grande importanza in numerosi problemi di ingegneria, quali ad esempio la progettazione di interventi di opere idrauliche e di difesa del territorio oltre che nelle attività di monitoraggio del Centro Funzionale per caratterizzare la magnitudo delle precipitazioni in corso e valutarne i possibili effetti.

1. Analisi climatica degli eventi pluviometrici estremi

1.1. Obiettivi

I cambiamenti climatici e le conseguenti variazioni ambientali interessano oggi non solo la ricerca scientifica, ma suscitano anche vivo interesse in ambito politico ed economico, a causa della crescente incidenza che possono avere sulla qualità della vita. Gli impatti di tali cambiamenti sul territorio e sulle risorse ambientali si presume possano essere di varia natura. Essi possono essere sintetizzati nella riduzione della disponibilità di risorse idriche, nel deterioramento della qualità dei suoli, nell'incremento dei processi erosivi e nell'aumento del rischio di alluvioni.

A questo proposito nel 1988 è stato costituito l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), allo scopo di valutare le informazioni scientifiche, tecniche e socio-economiche relative alla comprensione del cambiamento climatico indotto dall'uomo, dei potenziali impatti dei cambiamenti del clima e le possibili forme di mitigazione degli stessi. Lo scenario climatico previsto dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) per il XXI secolo (IPCC, 2012) è molto preoccupante; maggiore frequenza degli eventi estremi, lunghi periodi siccitosi, diminuzione considerevole delle precipitazioni estive e incremento dell'intensità degli eventi brevi ed intensi, sono le tendenze meteorologiche attese e già riconosciute in diverse aree del globo, tra cui l'Europa (Alpert et al., 2002). Gli eventi caratterizzati da forti precipitazioni che vedranno aumentata la loro frequenza, faranno aumentare il rischio di inondazioni (IPCC, 2007).

La situazione italiana per il futuro è incerta e fortemente variabile e necessita di attenzione. Studi recenti (Brunetti et al., 2002; 2004) hanno dimostrato che negli ultimi 50 anni, le condizioni climatiche si sono evolute secondo i seguenti pattern:

- il numero di giorni piovosi è diminuito di circa il 14%, mentre le precipitazioni totali hanno subito un decremento stimato in 47 mm/100 anni per il nord e in 104 mm/100 anni per il sud;
- a livello stagionale si riscontra che la riduzione dei giorni piovosi è molto più elevata in inverno rispetto alle altre stagioni;
- sempre a livello stagionale, si riscontra una tendenza all'aumento dell'intensità delle precipitazioni e ad una diminuzione della loro durata, soprattutto in inverno;
- è aumentato il numero degli eventi estremi;
- in particolare, sul nord dell'Italia (Brunetti et al., 2000) l'incremento dell'intensità delle precipitazioni provoca un aumento della percentuale di precipitazione giornaliera (PG) se ci si riferisce a classi di precipitazioni molto alte ($25\text{mm} < \text{PG} < 50\text{mm}$ e $\text{PG} > 50\text{mm}$), e ad una diminuzione di quelle di classi inferiori ($0\text{mm} < \text{PG} < 2.5\text{mm}$ e $2.5\text{mm} < \text{PG} < 12.5\text{mm}$).

A scala regionale, per il Piemonte (Bovo e Pelosini, 2007), si può sottolineare una debole tendenza statisticamente significativa all'incremento della lunghezza media e massima dei periodi secchi. Un trend positivo nelle temperature estive ed un'assenza di trend nelle precipitazioni, implicano un aumento di condizioni di aridità nell'area in esame. In Piemonte le tendenze delle analisi statistiche delle precipitazioni sono molto deboli e non significative.

La ricerca di trend nelle serie storiche di eventi estremi è pertanto diventata un tema di particolare interesse ed a tale fine si è provveduto alla raccolta delle serie storiche di precipitazioni brevi ed intense e al recupero di dati cartacei e all'approfondimento delle tecniche e dei metodi di analisi statistica per gli eventi piovosi estremi e per le lunghe serie temporali.

1.2. Raccolta di dati

Le stazioni su cui si è concentrata la digitalizzazione, la verifica e l'analisi di lunghe serie temporali (Tab. 1) sono state scelte tra quelle a disposizione di ARPA Piemonte e tra quelle all'interno del bacino del Lago Maggiore, a disposizione del CNR-ISE (stazione di Pallanza).

Anni digitalizzati	Stazione	Provincia	Coordinate UTM_X	Coordinate UTM_Y	Quota [m s.l.m.]	Bacino di appartenenza
1951-1991	Pallanza	VB	465025	5086015	211	Lago Maggiore
1933-2003	Bra	CN	406484	4950575	290	Po
1927-2003	Vercelli	VC	450608	5020448	135	Sesia
1939-2003	Lombriasco	TO	392207	4965614	241	Po

Tab. 1. Anagrafica delle stazioni digitalizzate

Queste stazioni sono state selezionate tra quelle caratterizzate da un lungo periodo di funzionamento (superiore a 40 anni) e quelle dotate di misurazione pluviografica.

Per ciascuna stazione si sono cercate informazioni circa la tipologia di strumenti utilizzati nel tempo, eventuali cambiamenti nella loro posizione, o del tipo di strumento, visto l'elevato numero di anni da analizzare; questo al fine di interpretare al meglio i dati digitalizzati, valutando se cambiamenti nel trend o nelle caratteristiche pluviometriche dell'area, siano dovute ad un effettivo cambiamento climatico o invece all'effetto dei cambiamenti strumentali avvenuti negli anni.

1.2.1 Stazione di Pallanza

La registrazione dei dati pluviometrici alla stazione di Pallanza (VB) è iniziata nel 1951 ed è proseguita nel tempo con diversi strumenti (Ambrosetti et al., 2006):

- dal 1951 fino al 30 marzo 1956 si è utilizzato un apparecchio tipo Palazzo della ditta Salmoiraghi con sensibilità di pioggia pari a 0,1 mm;
- dal 30 marzo 1956 fino agli inizi degli anni '80 è stato utilizzato un pluviografo SIAP UM 81 con sensibilità di pioggia pari a 0,2 mm, a zone settimanali;
- dagli inizi degli anni '80 il pluviografo SIAP UM 81 è stato sostituito da un modello SIAP a registrazione continua, tuttora in funzione;
- nel marzo 1992 è stata installata una stazione automatica a vaschetta basculante, modello PMB2 CAE, con sensibilità pari a 0,2 mm.

Il pluviografo Salmoiraghi ed i due diversi pluviografi della SIAP, sono sempre rimasti nella stessa posizione, ovvero sulla torretta dell'Istituto Italiano di Idrobiologia "Dott. Marco De Marchi" ora Istituto per lo Studio degli Ecosistemi del Consiglio Nazionale delle Ricerche. La stazione automatica invece, è stata installata nel giardino sottostante la torretta, sempre all'interno della proprietà dell'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi.

L'ubicazione della torretta è riassunta qui di seguito: (Barbanti, 1968)

- Latitudine 45° 55' 25" N
- Longitudine 3° 54' 18" W da Monte Mario
- Quota 224 m s.l.m.

La posizione della stazione automatica, non si discosta di molto da quelle poste nel tempo, sulla torretta, se non per la quota:

- Latitudine 45° 55' 25" N
- Longitudine 8° 32' 50" E
- Quota 202 m s.l.m.

Dal 1996 la stazione meteorologica automatica di Pallanza è entrata a far parte della rete meteo idrografica regionale.

Durante il periodo relativo alla digitalizzazione dei dati di pioggia, dal 1951 al 1991, la stazione è sempre rimasta nella stessa posizione e si sono avuti due cambi di strumento, a diversa sensibilità.

1.2.2 Bra

La stazione di Bra (CN) è presente da lungo tempo ed ha al suo attivo un lungo periodo continuo di osservazioni termo-pluviometriche, dal 1862, ed è posta all'Osservatorio Museo Civico Craveri (Cortemiglia, 1999). Nel tempo la stazione termo-pluviometrica ha subito alcuni spostamenti sia in quota che in direzione orizzontale, riassunti nella **tabella 2**. Per quanto riguarda il periodo di interesse dell'analisi statistica condotta, ovvero dal 1933 al 2003 la stazione ha subito un solo spostamento altitudinale.

Il pluviometro della stazione era inizialmente installato sopra il tetto della residenza Craveri a 10,87 metri dal suolo, ed era costituito da un cilindro del diametro di 0,357 cm con fondo collegato con un tubo di piombo alla sottostante stanza, destinata a laboratorio; le osservazioni venivano effettuate alle ore 10:00 (Cortemiglia, 1999).

Periodo	Latitudine N	Longitudine W	Quota [m s.l.m.]	Spostamento orizzontale [m]	Spostamento verticale [m]	Letture [ore]
dal 1/12/1859 al 31/12/1863	44°42'00"	4°35'59,5"	300,87	0	0	dalle 10:00 alle 10:00
dal 1/1/1864 al 30/11/1932	44°42'00"	4°35'59,5"	303	0	+2,13	dalle 21:00 alle 21:00
dal 1/12/1932 al 31/12/1971	44°42'00"	3°59'32"	303	0	0	dalle 19:00 alle 19:00
dal 1/1/1972 al 10/3/1972	44°42'00"	3°59'32"	303	0	0	dalle 9:00 alle 9:00
dal 11/3/1972 al 2003	44°41'59,1"	3°59'28"	291,5	42 → SW	-11,5	dalle 9:00 alle 9:00

Tab. 2. Posizioni dell'Osservatorio Museo Civico Craveri dal 1859 ad oggi per quanto riguarda i rilievi pluviometrici (Cortemiglia, 1999).

Dal 1/12/1932 al 31/12/1971 la stazione meteorologica si trovava nella cosiddetta specola, ovvero un terrazzo sul tetto, realizzato in posizione soprastante alla precedente in cui si trovavano un termometro per la misura delle minime, un termometro per la misura delle massime, uno psicrometro, un barometro, un pluviometro ed un anemometro. La strumentazione posta in questa torretta presentava un'altezza sul suolo di 13 metri e le letture venivano eseguite alle ore 19:00. (Cortemiglia, 1999).

Dall'11 marzo del 1972 la strumentazione di rilevamento dei dati venne trasferita in una capanna meteorologica, sistemata nel sottostante giardino, con gli strumenti posti ad un'altezza di 1,5 m al

suolo, mantenendo la stessa metodologia di acquisizione delle temperature adottata dal 1 gennaio del 1961, mentre, per la quantità di pioggia giornaliera, l'orario di inizio registrazione fu portato alle ore 9:00 (Cortemiglia, 1999). In questa posizione è rimasta fino al 2003. Nel 1993 ARPA Piemonte ha installato una stazione meteorologica automatica nel giardino dell'Osservatorio, in prossimità della stazione meccanica; alla sua dismissione la stazione automatica, di fatto ha sostituito la vecchia strumentazione, continuando ad oggi la raccolta dei dati meteorologici. Per quanto riguarda il periodo di digitalizzazione dei dati (1933-2003), la stazione ha subito un solo spostamento, sia in quota che in direzione orizzontale.

1.2.3 Vercelli

Le prime osservazioni meteorologiche nell'area del vercellese furono proposte dai medici dell'Ospedale Maggiore nel 1853 e hanno inizio, anche se in modo irregolare nel 1855; dal 1871 al 1909 si hanno informazioni sulla presenza di osservazioni regolari, interrottesi però in questa data. Successivamente dal 1927 vennero riprese le rilevazioni meteorologiche, ad opera dell'Ufficio Idrografico del Po, presso il Liceo Ginnasio "Lagrange" situato a circa 400 metri a Est dell'Ospedale Maggiore. Nel 1932 fu installato un vero e proprio Osservatorio Meteorologico a Villarboit, 15 km a Nord-Nord-Ovest da Vercelli, dove fu costruita appositamente una torretta per le osservazioni, elevata di circa 10 metri dal piano campagna. Nel 1940 gli strumenti furono trasferiti da Villarboit alla Cascina Boraso, posta a quota 134 m s.l.m. e a circa 3 km da Vercelli, in aperta campagna. Gli strumenti utilizzati a Cascina Boraso sono gli stessi utilizzati nella sede di Villarboit, sistemati alle stesse altezze dal suolo e nelle stesse posizioni; dal 1940 la stazione non è stata più spostata, fino al 2003 data della sua dismissione. Le misure pluviometriche dell'Osservatorio Meteorologico sono state condotte attraverso un pluviografo SIAP e controllate con un pluviometro totalizzatore giornaliero (Mercalli, 2004 e Cat Berro et al., 2004). Una sintesi degli spostamenti della stazione meteorologica è riportata in **tabella 3**.

Località	Longitudine E	Latitudine N	Quota [m s.l.m.]	Periodo di attività
Ospedale Maggiore	8° 23' 30"	45° 19' 00"	150	1871-1909
Liceo Ginnasio	8° 25' 00"	45° 19' 00"	130	1927-1939
Villarboit	8° 19' 59"	45° 27' 30"	175	1932-1939
Cascina Boraso	8° 21' 40"	45° 19' 50"	134	1940-2004

Tab. 3. Stazioni metereologiche di Vercelli dal 1871 al 2004 (Cat Berro et al., 2004).

Nel luglio 1993, a circa 1 km a Est della Cascina Boraso, alla periferia Ovest di Vercelli, è stata installata una stazione meteorologica automatica, afferente alla rete Regionale e di competenza di ARPA Piemonte, che misura la temperatura dell'aria, le precipitazioni, l'umidità, il vento e la radiazione solare. Alla dismissione della stazione dell'Ufficio Idrografico ad oggi, è questa nuova stazione automatica che continua le rilevazioni meteorologiche, avendo verificato negli anni di sovrapposizione l'omogeneità delle sue misure con quelle effettuate dalle precedenti.

I pluviogrammi digitalizzati per questa stazione, ovvero per gli anni 1927-2003 sono quelli derivati dalla stazione dell'Ufficio Idrografico del Po, posta al Liceo Lagrange fino al 1939 e successivamente, dal 1940, quelli della stazione a Cascina Boraso; quindi, la stazione di osservazione utilizzata è stata spostata una sola volta durante il periodo per il quale si sono digitalizzati e analizzati i dati.

1.2.4 Digitalizzazione

Dall'analisi dei dati digitalizzati, per quanto riguarda le piogge di breve durata, per tutte e quattro le stazioni oggetto di studio, non si sono rilevate particolari influenze o effetti dovuti al cambiamento nella posizione o nel sito della stazione di misura, o della sensibilità strumentale.

Il recupero dei dati cartacei disponibili per le quattro stazioni riportate in **tabella 1**, è quindi stato effettuato attraverso la loro digitalizzazione e validazione, al fine di ottenere lunghe serie continue di dati di pioggia a passo temporale elevato.

Sono stati utilizzati programmi adatti alla conversione dei dati di pioggia da un formato cartaceo a un formato digitale per recuperare in tempi rapidi la grande quantità di informazioni registrate sui pluviogrammi.

I programmi utilizzati per la lettura automatica sono:

- GetData Graph Digitizer (<http://getdata-graph-digitizer.com>)
- Plot2Data: Software sviluppato dal CNR-ISAC per la digitalizzazione automatica di serie temporali registrati su cartogrammi (Leonardi et al., 2006).

Tutte quelle strisce che per diversi motivi non potevano essere lette in modo automatico con nessuno dei due software scelti, sono state lette manualmente; ad esempio non è stato possibile leggere quelle non ben conservate, o che hanno presentato tracce di muffa oppure quelle con linee scolorite dal tempo.

Sono stati riscontrati diversi tipi di modelli cartacei, tra cui:

- Modello1: foglio settimanale, pluviografo a bascula con tic di 0,2 mm fondo scala 10 mm con inversione del senso di tracciamento (**Fig. 1**).
- Modello2: foglio singolo con durata variabile, pluviografo a bascula con tic di 1 mm, scala orizzontale illimitata (entro il limite della carta), ritorno della penna ogni 24 ore con inversione del senso di tracciatura (**Fig. 2**).
- Modello3: foglio settimanale, avanzamento costante, fondo scala 10 mm con ritorno veloce della penna a zero (**Fig. 3**).

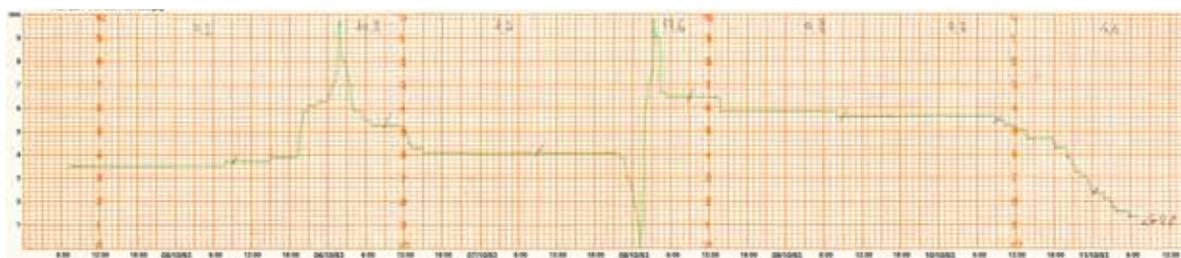


Fig. 1. Modello 1 - Stazione Vercelli

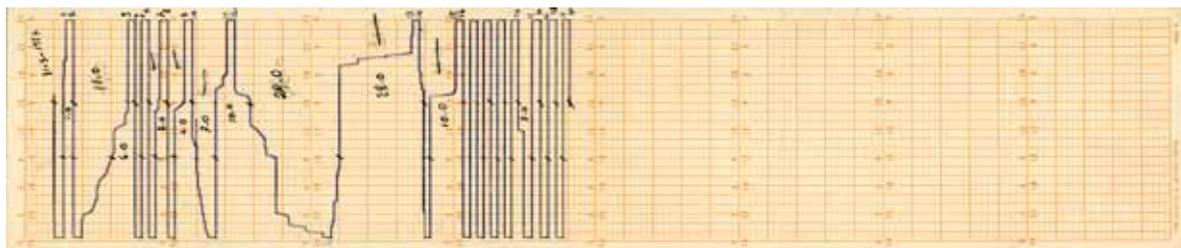


Fig. 2. Modello 2 - Stazione Bra

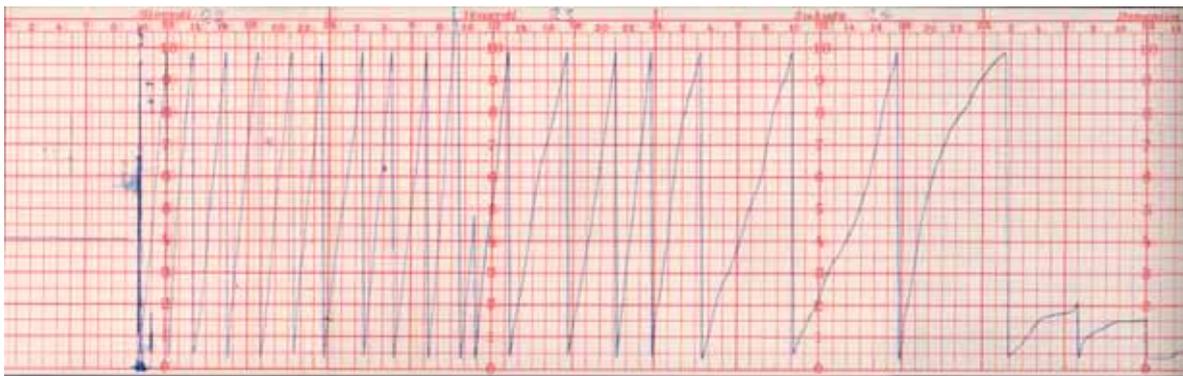


Fig. 3. Modello 3 – Stazione Pallanza

Sono stati riscontrati diversi fattori limitanti nella digitalizzazione dei dati:

- la conservazione del supporto cartaceo rappresenta un fattore critico. Con il passare degli anni, la carta si impolvera e si rovina, mentre le tracce sbiadiscono e diventano sempre meno leggibili;
- a volte lo stato di conservazione di questo supporto non consente neanche la lettura ad occhio del valore di precipitazione;
- in alcuni casi le tracce presentano “vuoti” maggiori di due ore (settimanali in un cartogramma);
- alcune tracce sono confuse con altre, a volte con i segni dell'operatore e, si nota la presenza di molti spot (macchie) ad esempio di inchiostro e/o di muffa;
- inoltre si sono trovati casi di saturazione, ovvero segni vicinissimi di salita e discesa del pennino sulla carta; fotocopie di pessime qualità, grandi macchie e doppie tracce (Fig. 4a-d);
- in tutti questi casi il software automatico di lettura (Plot 2Data) non è in grado di restituire valori corretti e coerenti e risulta necessaria una lettura manuale.



Fig. 4a. Fotocopie pessime

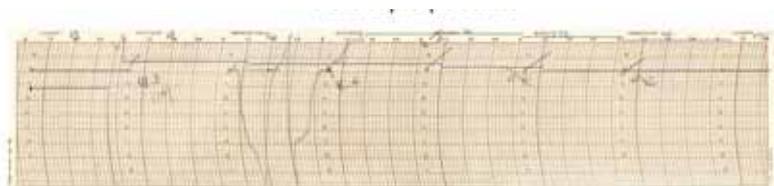


Fig. 4b. Doppia traccia

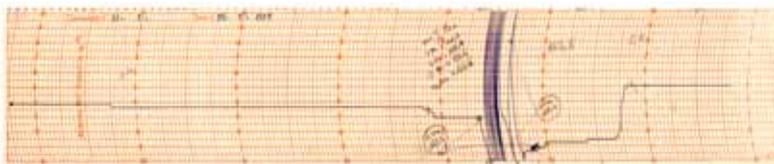


Fig. 4c. Saturazione

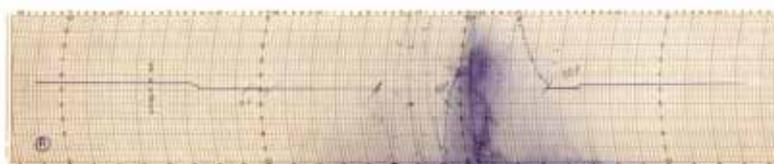


Fig. 4d. Enorme macchia

1.3. Metodologia

La scelta della metodologia di analisi dei dati digitalizzati, è stata fatta dopo una ricerca bibliografica approfondita. L'Organizzazione Mondiale di Meteorologia (OMM o WMO) distingue le variazioni a lungo termine in due grandi categorie o classi (Apadula e Cortesi, 2009), in altre parole in “trend” e in “change point”. I segnali della prima classe si riferiscono a mutamenti caratterizzati da una graduale crescita o decrescita del valor medio e/o della varianza, mentre quelli della seconda riguardano cambiamenti bruschi e permanenti di tali grandezze.

Le finalità del lavoro di analisi sono state quelle di individuare e valutare le eventuali variazioni climatiche di alcuni aspetti specifici dei fenomeni piovosi, con particolare riguardo alle precipitazioni molto intense, e di mettere in luce se i fenomeni di precipitazioni estreme siano aumentati nel corso degli ultimi anni sia per quanto riguarda la frequenza degli eventi sia per quanto riguarda la loro intensità.

Con il termine di trend si intende un andamento non stazionario privo di irregolarità accidentale, che si evidenzia quando si considerano serie lunghe di dati. Il trend viene generalmente rappresentato con una funzione matematica di tipo semplice, come, ad esempio, un polinomio o una funzione esponenziale nel tempo.

In tutte le serie temporali sono sempre presenti delle irregolarità, di segno positivo e negativo rispetto alla media del fenomeno, che sembrano prodotte da un comportamento di tipo aleatorio. Tale componente si chiama casuale (Claps, 2002) ed assomma in sé gli elementi di incertezza (o aleatorietà) che caratterizzano i fenomeni naturali.

Esistono varie tecniche matematico/statistiche che permettono di valutare al meglio eventuali trend di lungo periodo per gli eventi estremi; tra tali tecniche la scelta è ricaduta sul test di Mann-Kendall per la stima del livello di significatività del trend.

Tutte le serie storiche acquisite dopo la fase di digitalizzazione sono state analizzate con il test non parametrico di Mann-Kendall, come descritto da Sneyers (1990), per individuare la presenza di eventuali trend ed è stato anche studiato il comportamento stagionale e annuale degli eventi estremi.

Il primo punto che è stato necessario chiarire è la definizione di ciò che costituisce un evento estremo: tale definizione risulta complessa in ambito scientifico, in quanto all'interno di categorie di ragionamento tendenzialmente oggettive, un evento estremo può essere selezionato in base o al superamento di una certa frequenza, o intensità o soglia oppure rispetto agli impatti fisici previsti (Ntegeka e Willems, 2008). In sostanza, tale definizione dipende dalla finalità d'uso con cui si valuta l'evento estremo, soprattutto in ambito di progettazione e programmazione.

Volendo dare una definizione più completa di un evento estremo, si può utilizzare quella del Long Term Ecological Research Network (LTER) degli Stati Uniti (Apadula e Cortesi, 2009), secondo la quale “gli eventi estremi sono fenomeni rari nella frequenza, intensità e/o durata, per una singola variabile o per una combinazione di grandezze meteorologiche, in un particolare ambiente e/o ecosistema”. La capacità di riconoscere e di individuare gli eventi estremi è quindi fortemente dipendente dalla lunghezza e dall'affidabilità delle serie osservative di variabili meteorologiche a disposizione.

Per poter quindi identificare ed isolare gli eventi estremi avvenuti durante gli anni di osservazione analizzati, si sono utilizzati due indicatori di tali eventi: a) l'indicatore di frequenza e di intensità e b) i picchi oltre la soglia (POT Peaks Over Threshold).

1.3.1. Indici di eventi estremi

Oltre ai valori massimi annuali e stagionali, per valutare gli indicatori di frequenza ed intensità di cui sopra, sono stati calcolati per ogni anno due indici di precipitazioni estreme (Haylock e Nicholls, 2000):

- 1) il numero di eventi che superano il 95^{esimo} percentile, che fa riferimento all'indicatore di frequenza
- 2) l'intensità media di pioggia caduta durante gli eventi più estremi, che rappresenta l'indicatore di intensità.

L'indicatore di frequenza esamina i cambiamenti che riguardano il numero di eventi estremi. Per il calcolo di questo indice, si è scelto di utilizzare il 95^{esimo} percentile (che varia per ogni stazione), anziché seguire il metodo di Karl et al. (1995) che ha adottato una soglia fissa per tutte le stazioni. Infatti, una soglia fissa è poco pratica per le stazioni oggetto di studio, in quanto derivano da aree diverse, caratterizzate da una elevata variazione di intensità di pioggia. L'indice di frequenza è determinato contando il numero di eventi in un anno con intensità maggiore del 95^{esimo} percentile. Quest'approccio è simile a quello utilizzato da Karl e Knight (1998) che ha considerato i cambiamenti nelle frequenze o le probabilità di eventi estremi che superano un fissato percentile. È stato dimostrato (Karl e Knight, 1998) che gli aumenti delle precipitazioni totali sono fortemente influenzati da un aumento della frequenza e dell'intensità delle precipitazioni estreme, e che la percentuale di precipitazione totale annua, derivata da episodi di eventi intensi ed estremi, è aumentata. Riassumendo, per quanto riguarda le caratteristiche climatiche degli eventi estremi, si è adottato la convenzione di considerare estrema la precipitazione che, nella scala ordinata in senso crescente dei valori misurati, supera il 95^{esimo} percentile, vale a dire quella che si presenta con frequenza minore del 5%, per ognuna delle scale temporali da 5 minuti a 12 ore per tutte le stazioni eccetto Bra, che ha dati su base temporale a partire da un'ora.

L'indicatore d'intensità rappresenta i cambiamenti nella media di tutti gli eventi superiori al percentile scelto. Questo indice è stato calcolato utilizzando due metodi differenti:

- 1) la media dei quattro eventi più grandi in termini di altezza di precipitazione per ogni anno;
- 2) la media di tutti gli eventi maggiori del 95^{esimo} percentile.

Per ciascuna scala temporale è stato considerato l'andamento nel tempo di questi indici di eventi rari, calcolando la retta di trend. La valutazione della significatività del trend, calcolato sulla base di un lungo periodo per gli eventi estremi, è stata ricavata usando il test di Mann-Kendall

1.3.2 Test di Mann-Kendall

Il metodo di Mann-Kendall è molto utilizzato in idrologia e climatologia per verificare la presenza di trend soprattutto per la sua robustezza rispetto all'influenza dei valori estremi e per la presenza in tali serie di distribuzioni di frequenza non necessariamente di tipo normale (Capra et al. 2011).

Questo test definisce (Camuffo e Pagan, 2005):

- i) quando un trend è significativo;
- ii) il suo segno;
- iii) dove orientativamente questo segno inizia, se all'inizio o dove all'interno della serie.

Ipotesi del test: H_0 - assenza di una tendenza nella serie dei dati

H_1 - presenza di una tendenza

Sia x_1, \dots, x_n una serie di dati.

Per ogni elemento x_i della serie si determina il numero n_i di elementi che lo precedono, tali che $x_i > x_j$

la funzione di distribuzione di t pari a $t = \sum_i n_i$ é asintoticamente normale con media e varianza pari a:

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \quad \text{e} \quad \text{var}(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$

Statistica del test:

$$u(t) = \frac{[t - E(t)]}{\sqrt{\text{var}(t)}}$$

Il test verifica l'ipotesi nulla (H_0) di assenza di tendenza, associando ai valori di $u(t)$ ricavati per ciascuna serie, un valore di probabilità α_1 che rappresenta proprio la significatività dell'ipotesi nulla:

$$\alpha_1 = P(|u| > |u(t)|)$$

La verifica della presenza di una tendenza avviene quindi in maniera indiretta, per rifiuto dell' H_0 , quando la significatività α_1 della serie esaminata risulta inferiore alla soglia di accettazione α_0 ($\alpha_1 < \alpha_0$), assunta in questo caso pari a 0,05. La direzione del trend, negativa o positiva, viene data dal segno delle variabili $u(t)$.

1.3.3. Peaks-Over-Threshold (POT)

Lo strumento più utilizzato per modellizzare gli eventi più elevati è la teoria dei valori estremi. All'interno di questa teoria il metodo più comunemente usato è il conteggio dei superamenti di una certa soglia (vedere il 95^{esimo} percentile discusso al paragrafo 1.3.1) o dei picchi oltre la soglia, chiamato anche POT dall'inglese Peaks Over Threshold (Davison e Smith, 1990). Inizialmente questo metodo è stato sviluppato per l'analisi dei dati idrogeologici ma a partire dalla seconda metà degli anni '70 ha trovato una sempre maggiore applicazione in più campi.

I valori di precipitazione oltre una certa soglia, opportunamente selezionati, saranno modellati tramite GPD (Generalized Pareto Distribution). L'approccio Peaks-Over-Threshold (POT) è una tecnica che sfrutta il fatto che la distribuzione delle eccedenze ha proprietà asintotiche simili a quelle delle distribuzioni dei valori estremi come la GPD e che non considera solamente i valori massimi annuali.

Questo fatto permette di utilizzare il metodo anche in presenza di un minor numero di osservazioni e per questo spesso è preferibile ad altri. L'intervallo di attesa (o separazione) tra due eventi piovosi indipendenti successivi è stato stimato in 12 ore (Ntegeka e Willems, 2008).

Un primo problema che riguarda la modellizzazione degli eventi estremi con il metodo dei POT è la scelta del valore soglia. Il valore del Threshold selezionato, infatti, influenza il valore stimato del parametro di forma ξ della distribuzione GPD.

In particolare, questa quantità dev'essere grande abbastanza in modo da poter considerare estreme le osservazioni superiori ad essa: scegliere una soglia $u(t)$ troppo piccola implicherebbe stime distorte degli altri parametri (Coles, 2001).

D'altra parte, la scelta di una soglia $u(t)$ troppo alta implicherebbe un minor numero di osservazioni con cui stimare i parametri della GPD, e quindi una maggiore variabilità delle stime. Nella prati-

ca, il metodo che è stato adottato per la scelta di questa soglia parte dalla stima dei due parametri della distribuzione GPD per diversi valori di essa, e arriva ad osservare l'andamento della distribuzione, così da stabilire se il valore soglia scelto è corretto oppure no.

I suddetti parametri presenti nell'espressione che definisce la GPD sono:

- 1) il parametro di scala che rappresenta la dispersione della distribuzione
- 2) il parametro di forma.

Questi due parametri sono stati stimati usando il metodo degli L-moments (Hosking JRM and Wallis JR. 1997).

Le elaborazioni sono state effettuate tramite lo strumento di statistica: R Development Core Team (<http://www.r-project.org/>).

1.4. Analisi dei risultati

Come indicato in precedenza, sono stati adottati diversi indici per l'analisi delle lunghe serie storiche di precipitazioni, dato che non esiste un indice unico in grado di verificare e descrivere in modo completo i cambiamenti nelle serie temporali di eventi estremi. Le stagioni sono state definite secondo la definizione standard: inverno (dicembre, gennaio, febbraio), primavera (marzo, aprile, maggio), estate (giugno, luglio, agosto), autunno (settembre, ottobre, novembre). Per ogni stazione pluviometrica sono stati calcolati i diversi indici per la valutazione degli eventi estremi e ciascun indice è poi stato sottoposto al test statistico di Mann-Kendall.

1.4.1 Massimi annuali

Per quanto riguarda i massimi annuali, dall'analisi dei dati si è ricavato che l'unica tendenza significativa è quella dell'aumento della precipitazione massima annua, registrata nella stazione di Bra per una durata di 12 ore (Fig. 5). Per le altre scale temporali e per tutte le stazioni studiate, l'andamento non è significativo.

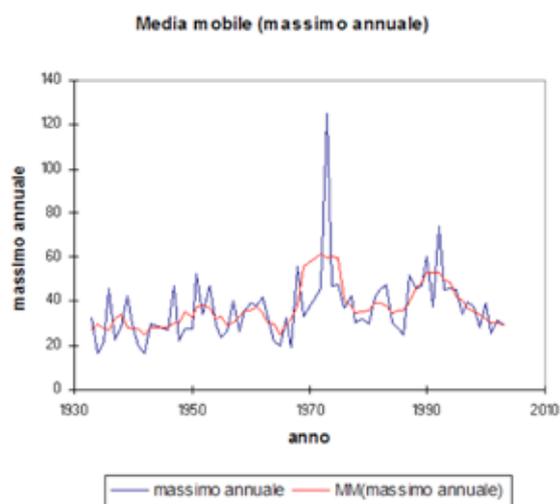


Fig. 5. Media mobile a 5 anni, del massimo annuale: precipitazione di durata 12 ore (stazione di Bra).

1.4.2 Massimi stagionali

Per quanto riguarda i massimi stagionali e per le precipitazioni a scala sub oraria, l'andamento delle precipitazioni non risulta caratterizzato da trend particolarmente significativi, se non una tendenza crescente del massimo primaverile per le stazioni di Bra e Lombriasco (Tab. 4, Fig. 6).

Durata	Pallanza	Vercelli	Lombriasco	Bra
1 ora	NS	NS	NS	NS
2 ore	NS	NS	NS	NS
3 ore	NS	NS	+	+
6 ore	NS	NS	+	+
12 ore	NS	NS	NS	+

NS: non significativo

Tab. 4. Risultati dell'applicazione del test di Mann-Kendal per i massimi primaverili.

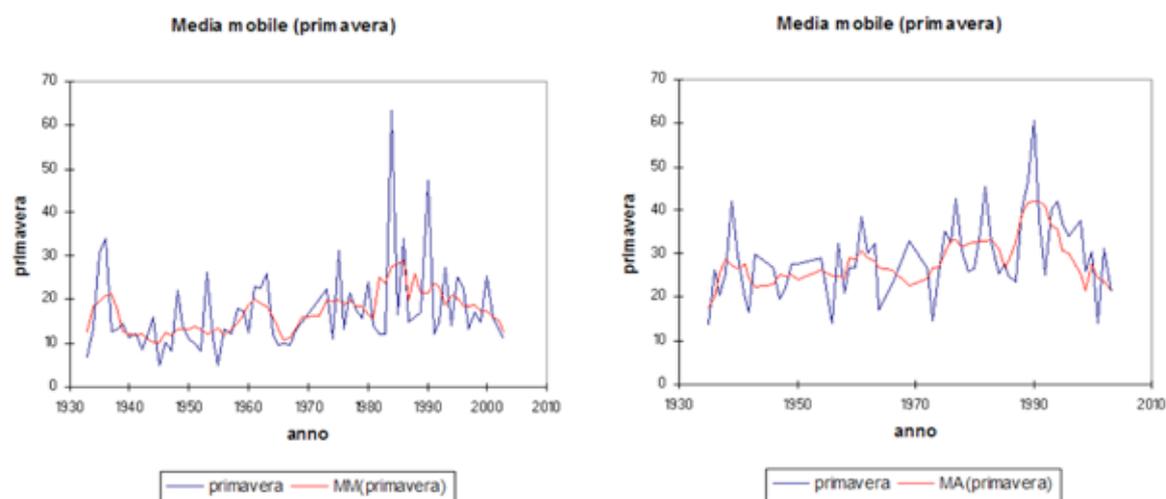


Fig.6. Media mobile di 5 anni del valore massimo di precipitazione primaverile per la stazione di Bra: durata (sx) 3 ore (b) e 6 ore (dx) 12ore

1.4.3 Indicatore di frequenza

Per quanto riguarda l'indicatore di frequenza, nella stazione di Pallanza, l'unica scala temporale che presenta un incremento significativo è quella di 30 minuti. Tutte le altre stazioni non hanno registrato nessun cambiamento nell'indicatore di frequenza per le scale temporali minori di un'ora. Per la stazione di Vercelli l'indicatore di frequenza ha definito un incremento significativo solo per eventi di durata di un'ora.

Le stazioni di Bra e Lombriasco sono quelle dove si sono registrate delle tendenze simili per quanto riguarda l'indicatore di frequenza; probabilmente questo può essere dovuto alla relativa vicinanza delle due stazioni (Fig. 7).

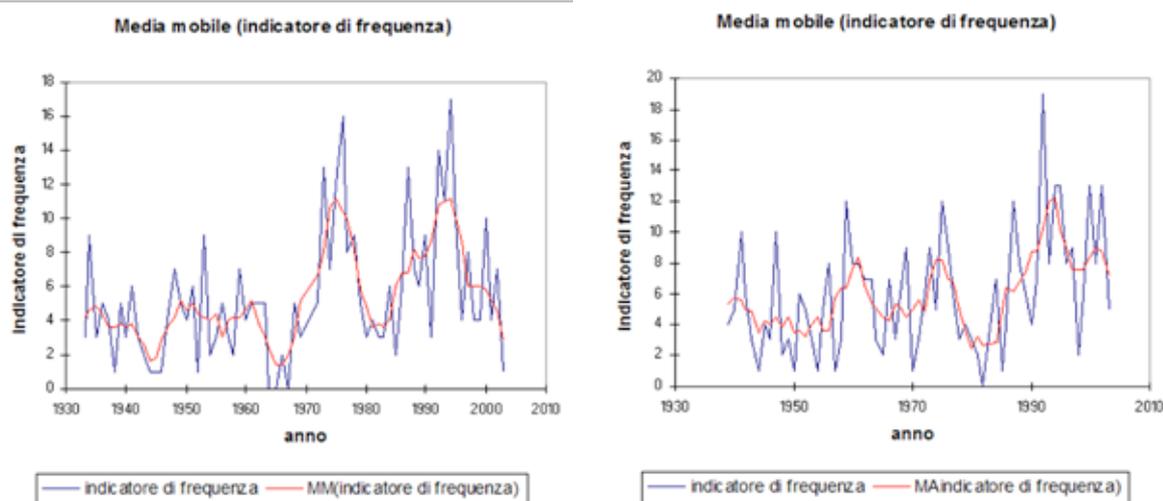


Fig. 7. Media mobile di 5 anni dell'indicatore di frequenza per le precipitazioni di durata 3ore: Bra (sx), Lombriasco (dx)

1.4.4 Indicatore di intensità

Relativamente all'indicatore di intensità, nella stazione di Vercelli non è stato registrato nessuna tendenza significativa per tutte le scale temporali.

La stazione di Pallanza ha mostrato un aumento significativo dell'indicatore di intensità estrema per la durata di 30 minuti: stesso risultato per l'indicatore di frequenza (vedi paragrafo 1.4.3). Questo aumento nell'intensità e nella frequenza di eventi di pioggia con scala temporale sotto l'ora è dovuto al fatto che la stazione di Pallanza si trova nel bacino imbrifero del lago Maggiore caratterizzato mediamente da una elevata piovosità, 1662 mm medi annui (Ciampittiello et al., 2011) contro la media annua del territorio piemontese variabile tra i 921 mm e i 1094 mm (<http://www.arpa.piemonte.it/rischinaturali/approfondimenti/clima/clima-piemonte/intro.html>) e quindi caratterizzata da una presenza significativa anche degli eventi estremi, in netta crescita, soprattutto quelli di breve durata.

L'unica tendenza al decremento è stata registrata nella stazione di Bra per la precipitazione di durata pari a un'ora (Fig. 8).

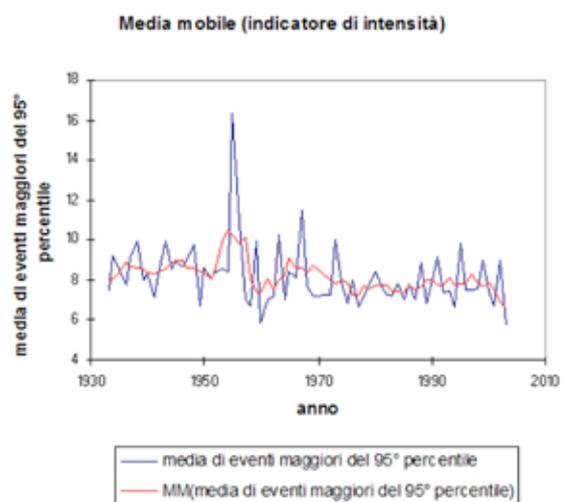


Fig. 8. Media mobile a 5 anni dell'indicatore di intensità: precipitazione di durata un'ora (stazione di Bra)

1.4.5 Peaks over threshold

Per lo studio degli eventi estremi, si è applicato anche il modello POT ai dati pluviometrici raccolti, al fine di analizzare le modifiche della curva di crescita degli ultimi venti anni, rispetto a tutti i dati della serie temporale delle precipitazioni brevi ed intense a disposizione (le curve di crescita sono esaminate con il metodo degli L-moments). Come riportato in precedenza, i POT dei valori estremi sono stati estratti utilizzando il software R (<http://www.r-project.org/>).

Dovendo lavorare su lunghe serie temporali è importante selezionare solo gli eventi indipendenti tra loro: il criterio di indipendenza si basa su una procedura di estrazione del valore di POT di precipitazione, simile a quella di estrazione dei POT per i flussi (Ntegeka e Willems, 2008). Il criterio di indipendenza per gli eventi di pioggia considera che due eventi consecutivi sono indipendenti se l'occorrenza di un evento non influenza l'altro. Ntegeka e Willems (2008) hanno proposto per l'analisi del valore estremo basato sulle serie di precipitazioni, un minimo di 12 ore come tempo di inter-evento, considerando così due eventi che accadono nello stesso giorno o di notte come un unico evento.

Inizialmente si è scelta una soglia relativamente bassa, per poter estrarre più eventi, così da poter selezionare successivamente una soglia ragionevole per l'approssimazione asintotica del GPD; in questo modo alcuni eventi inizialmente scelti, non risultano estremi nel senso stretto del termine. Un esempio della procedura adottata è riportata qui di seguito. Dalla **figura 9** si evince che la scelta di un valore soglia di 10 mm potrebbe essere ragionevole, per la serie di un'ora di precipitazione per la stazione di Vercelli. La soglia selezionata deve essere sufficientemente bassa per avere abbastanza eventi di cui sopra, per ridurre la varianza, ma nello stesso tempo non troppo bassa per non aumentare troppo il bias, ovvero la differenza tra il valore stimato e quello reale. Ri-estraendo gli eventi maggiori della soglia di 10 mm si va a verificare la correttezza o meno della scelta iniziale.

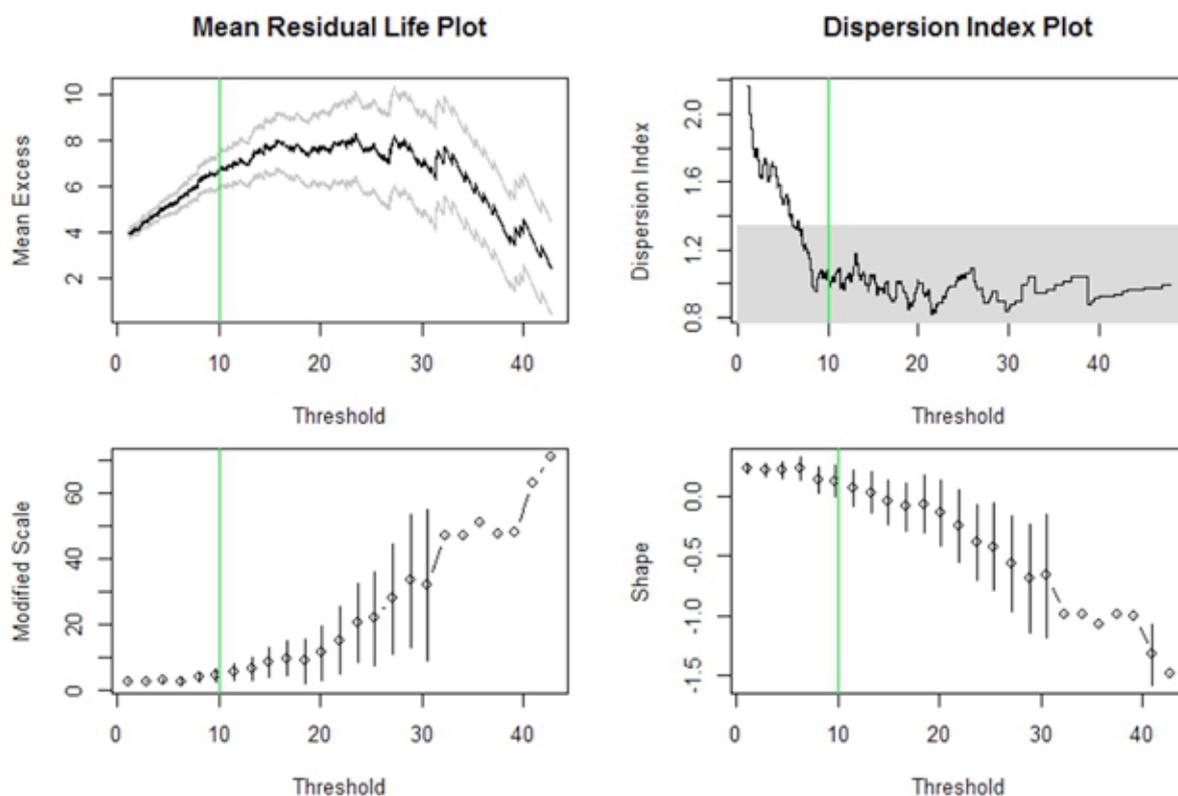


Fig. 9. Selezione del Threshold per le precipitazioni di durata di un'ora (Vercelli)

La **figura 10** mostra l'esame diagnostico, rappresentato dal grafico, del modello GPD adottato. Si può notare che in questo caso la soglia scelta sembra appropriata.

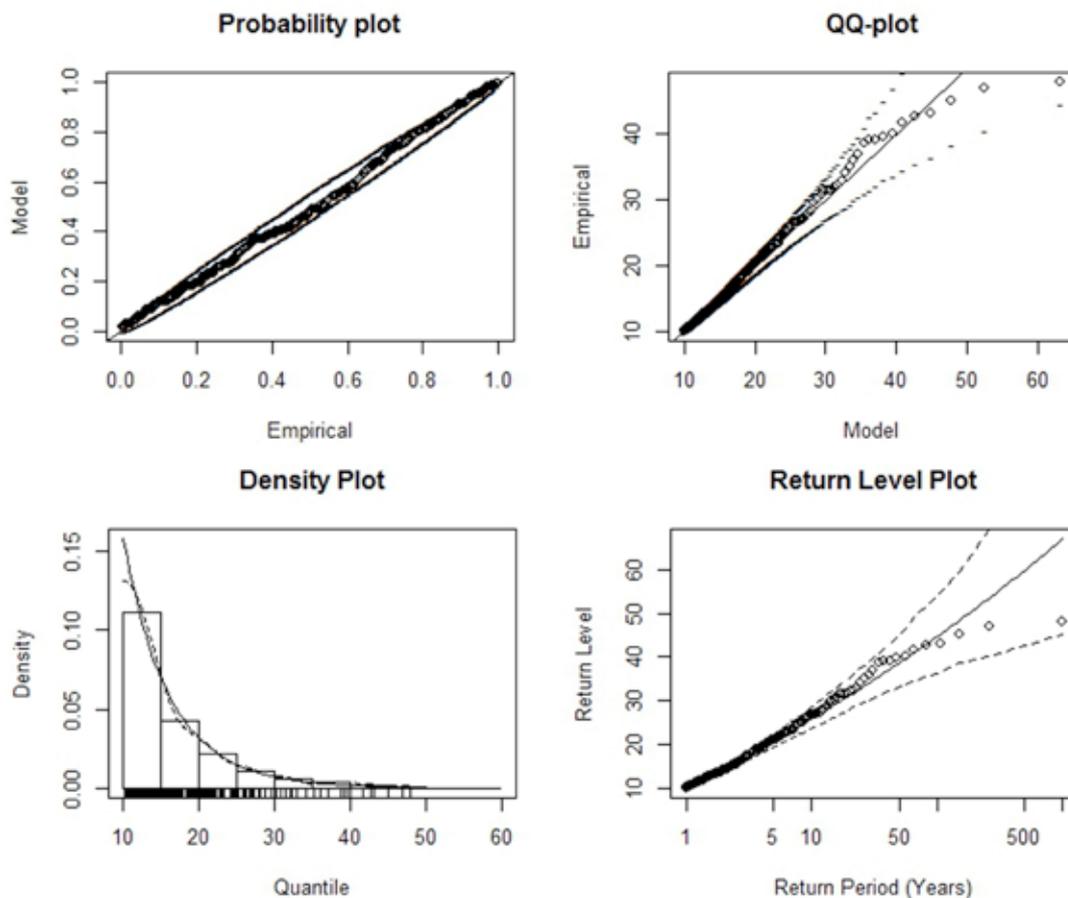


Fig. 10. Grafico diagnostico (precipitazione di un'ora – stazione di Vercelli)

La **tabella 5** mostra le soglie selezionate per la stazione di Vercelli e per le diverse durate temporali utilizzate per le analisi. Questi valori rappresentano il punto di partenza per il calcolo della serie POT per ogni scala temporale.

Scala temporale (ora)	1	2	3	6	12
Soglia (mm)	10	13	15	25	34

Tab. 5. Esempio di soglia oltre la quale sono state calcolate le serie POT: stazione di Vercelli.

Le serie POT estratte dai dati di precipitazione raccolti nelle diverse stazioni con alta risoluzione (5, 10, 15, 20, 30 minuti e 1, 2, 3, 6, 12 ore) sono state utilizzate per produrre curve di crescita attraverso una distribuzione dei valore estremi (GPD nel nostro caso).

È stato quindi fatto un confronto tra le curve di crescita generate dalle serie POT, ricavate dalla lunga serie storica, e quelle che fanno riferimento agli ultimi venti anni.

Esaminando la curva di crescita si è visto che essa si è accentuata ed i recenti eventi di precipitazione brevi ed intensi sono aumentati nel corso degli ultimi venti anni (1984-2003), rispetto alla serie storica esaminata (1927-2003 per quanto riguarda Vercelli), nel caso di una scala temporale minore

di un'ora. Questo andamento è molto più evidente nella stazione di Lombriasco (Fig.11) rispetto alla stazione di Vercelli (Fig. 12).

Più la scala temporale diventa grande, ovvero maggiore è la durata degli eventi, più questi, rispetto agli ultimi venti anni, cominciano ad avvicinarsi agli eventi ricavati per la serie storica utilizzata, fino ad arrivare a una scala di 12 ore, dove si nota un decremento di questi eventi recenti rispetto al passato (Fig. 13).

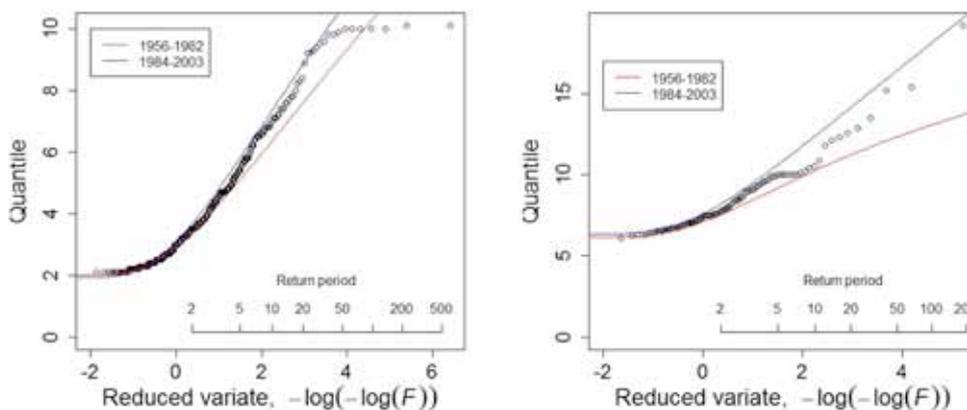


Fig. 11. Cambiamento negli eventi estremi rispetto agli ultimi venti anni: stazione di Lombriasco per durate: 5 min (sx) e 10 min (dx)

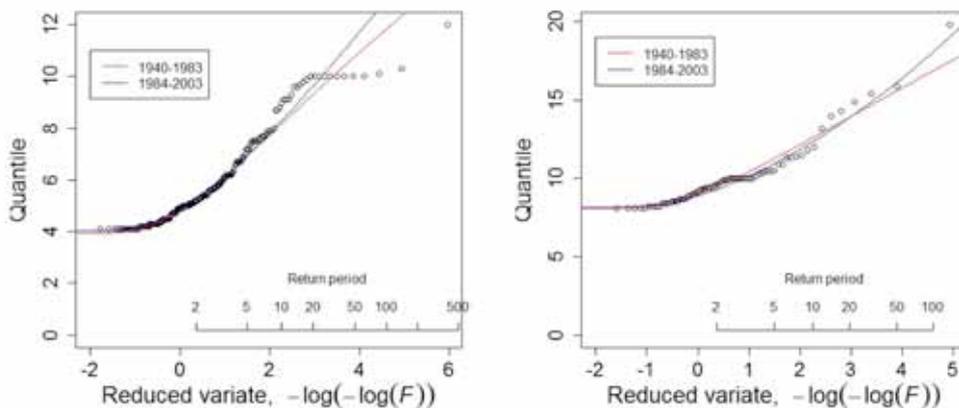


Fig. 12. Cambiamento negli eventi estremi rispetto agli ultimi venti anni: stazione di Vercelli per durate: 5 min (sx) e 10 min (dx)

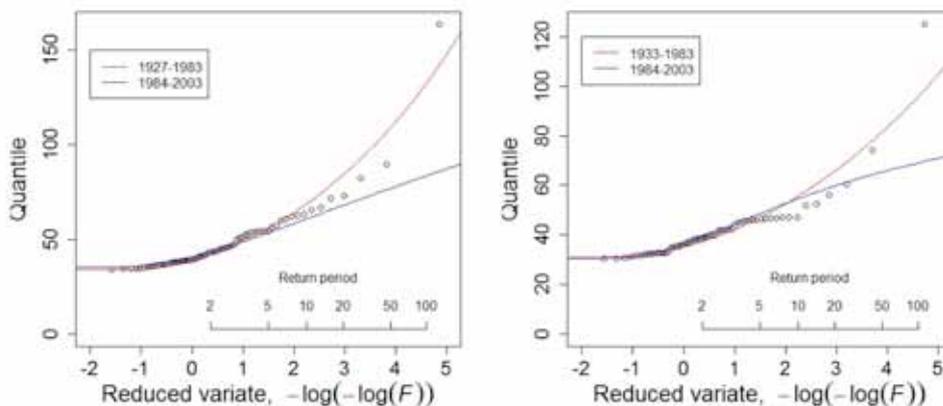


Fig. 13. Diminuzione degli eventi estremi rispetto agli ultimi 20 anni: stazione di Vercelli (sx) e Bra (dx) per durate di 12 h.

1.5 Conclusioni

La parte iniziale del lavoro è stata quella di raccogliere le serie storiche attraverso la digitalizzazione dei dati dal formato cartaceo; si è poi proceduto alle analisi statistiche sulle serie temporali ottenute, con dettaglio orario e sub-orario dove possibile, al fine di analizzare l'andamento degli eventi di breve durata e forte intensità, che giocano un ruolo fondamentale nei processi di instabilità di versante, nella formazione delle colate detritiche, nelle piene improvvise e nella globale gestione della risorsa idrica e del territorio.

Le analisi dei trend degli eventi estremi, eseguite usando il test di Mann-Kendall e il calcolo di alcuni indici di eventi climatici estremi, hanno dato i seguenti principali risultati:

- su base annua, la precipitazione massima annuale è stazionaria per tutte le stazioni studiate e per tutte le durate eccetto per la stazione di Bra, dove è stato registrato un aumento con una scala temporale di 12 ore;
- su base stagionale, si è rilevata una crescita delle precipitazioni intense primaverili per le stazioni di Lombriasco e Bra, stazioni abbastanza vicine tra loro rispetto alle altre due;
- nella maggior parte dei casi, il segno positivo del trend dell'indice di intensità estrema, corrisponde alla tendenza del massimo primaverile;
- per la stazione di Pallanza l'unica scala temporale che presenta un incremento significativo è quello di trenta minuti per quanto riguarda l'indice di intensità. Questo è dovuto al fatto che si è verificato che gli eventi intensi in questa zona, sono generalmente molto brevi in termine di durata;
- le stazioni di Bra e Lombriasco sono quelle con tendenze simili per quanto riguarda l'indicatore di frequenza, probabilmente legato alla vicinanza geografica delle due stazioni;
- l'unica tendenza al decremento è stata registrata nella stazione di Bra per le precipitazioni di durata di un'ora.

Le serie POT estratte dai dati di precipitazione raccolti nelle diverse stazioni sono servite alla stima della curva di crescita per ogni stazione e per ogni scala temporale. Le curve così ottenute mostrano che gli eventi brevi di precipitazione sono aumentati nel corso degli ultimi venti anni per scale temporali basse, ovvero da 5 a 60 minuti. Più la scala temporale aumenta, però, più questi eventi risultano diminuire rispetto al passato.

2. Raccordo tra serie derivanti da strumenti meccanici ed automatici

2.1. Obiettivi

I dati di precipitazioni in Piemonte sin dall'inizio del secolo scorso sono stati raccolti da stazioni di misura in parte automatiche ed in parte meccaniche gestite dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale «SIMN», costituito nel 1913, e pubblicati in *Annali Idrologici*. Ragioni di innovazione tecnologica e di economicità, hanno portato alla progressiva dismissione degli strumenti di misura gestiti dal SIMN, ormai obsoleti, con strumenti più moderni, completamente automatici ed elettronici, in grado di fornire misure in tempo reale con elevato dettaglio temporale.

A partire dal 1988 è presente sul territorio piemontese una rete meteoidrografica automatica, gestita inizialmente dai Servizi Tecnici di Prevenzione della Regione Piemonte e, dal 2003, da ARPA Piemonte. Sono pertanto disponibili dati di pluviometria dagli inizi del secolo scorso, ma provenienti dalle due diverse reti di monitoraggio meteorologico: la rete SIMN, con dati rilevati fino al 2002 e la rete delle stazioni automatiche dell'Arpa Piemonte, che forniscono informazioni a partire dal 1987. La rete automatica in telerilevamento risulta oggi costituita da circa quattrocento stazioni di misura.

Al fine di poter effettuare raffronti e valutazioni, oggi molto attuali per la definizione del cambiamento climatico, di trend e scenari futuri, che si avvalgono di tutte le misure disponibili a partire dagli inizi del secolo scorso, è necessario esaminare l'omogeneità delle serie di misure acquisite dopo i cambiamenti di strumentazione e, per alcuni casi, di sito.

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

Sulle località, distribuite nel modo più omogeneo possibile sul territorio regionale, è stato effettuato un confronto tra le misure acquisite dalle due differenti strumentazioni, nel periodo di sovrapposizione delle registrazioni.

Attraverso questo confronto, sono state individuate le coppie di stazioni idonee al collegamento delle due serie per le analisi climatiche sull'intero periodo coperto dalle misure strumentali.

Per il confronto dei dati della rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, di seguito indicata come SIMN, con quelli della rete ARPA Piemonte sono state individuate 26 località, in cui hanno funzionato contemporaneamente stazioni meteorologiche di entrambe le reti, dotate di uno strumento per la registrazione delle precipitazioni, e di cui si hanno periodi di sovrapposizione tra le misure (**Tab. 1, Fig. 1**).

Località	Quota SIMN [m s.l.m.]	Differenza quota [m s.l.m.]	Distanza [m]	Periodo
Ala di Stura (TO)	1006	36	70	1993-2003
Alagna Valsesia (VC)	1215	19	2500	2001-2002
Asti (AT)	158	41	2350	1988-2003
Bardonecchia (TO)	1250	97	800	1991-2003
Biella (BI)	412	7	300	2001-2003
Boves (CN)	590	15	1240	1988-2003
Bra (CN)	290	5	15	1993-2003
Carcoforo (VC)	1150	140	2500	1997-2003
Casale M.to. (AL)	113	5	20	1988-2000
Ceresole Reale - Lago Serrù (TO)	2260	44	920	1996-2003
Cumiana (TO)	289	38	2800	1988-2003
Lanzo (TO)	540	40	2200	1989-1999
Locana - L. Valsoera (TO)	2410	45	250	1987-2003
Luserna S. Giovanni (TO)	478	1	760	1988-2003
Mondovi (CN)	440	18	390	1993-2003
Oropa (BI)	1180	6	5	1991-2002
Piedicavallo (BI)	1050	10	180	1996-2003
Salbeltrand (TO)	1031	21	1250	1991-2002
Sparone (TO)	635	85	1400	2001-2003
Susa (TO)	510	10	820	1991-2003
Torino (TO)	270	30	850	1990-2003
Tricerro (VC)	140	1	140	2001-2003
Usseglio - Malciaussia (TO)	1813	13	395	2000-2003
Valprato Soana - Piamprato (TO)	1550	5	465	1993-1999
Varallo Sesia (VC)	453	17	2040	1989-2003
Vercelli (VC)	135	3	1360	1994-2003

Tab. 1. Località per le quali è stato svolto il confronto tra le serie di dati di precipitazione del SIMN e dell'ARPA: quota delle due stazioni (m s.l.m.), differenza altimetrica assoluta tra di esse (m), loro distanza (m) e periodo di sovrapposizione tra le misure.



Fig. 1. Località in cui è stato svolto il confronto dei dati di precipitazione tra le stazioni meteorologiche SIMN e quelle ARPA.

2.2. Confronto tra gli strumenti delle due reti meteorologiche

Prima di affrontare lo studio sul confronto tra i dati, l'attenzione è stata rivolta alla caratterizzazione degli strumenti utilizzati dalle due reti, mettendo in evidenza le differenze di strumentazione, di metodi di registrazione ed acquisizione del dato.

Le stazioni SIMN sono di tipo meccanico e richiedono la presenza di un rilevatore per la raccolta dei dati. In una sola stazione (Piedicavallo) è presente un pluviometro standard (misurazione manuale giornaliera), mentre nelle restanti centraline sono installati pluviografi registratori: la registrazione avviene su diagrammi cartacei, ritirati a cadenza settimanale e letti per la trascrizione manuale dei valori che richiedono una manutenzione settimanale per il cambio della carta diagrammabile.

Nel caso delle misure dell'ARPA Piemonte, il principio di funzionamento del pluviometro è il medesimo di quello delle stazioni SIMN (vaschette basculanti). L'acquisizione delle misure avviene in teletrasmissione da stazioni automatiche.



Fig. 2. A sinistra foto del pluviografo utilizzato dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, SIMN; a destra foto del pluviometro utilizzato dall'ARPA Piemonte nella stazione di Varallo Sesia.

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

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

Stazioni meteorologiche di Vercelli(VC)	Stazione del SIMN	Stazione dell'ARPA Piemonte
Nome e codice stazione	Vercelli – Staz. risicoltura	Vercelli (cod. 198)
Comune	Vercelli (VC)	Vercelli (VC)
Località	Staz. risicoltura	Casello Ruggerina
Bacino	Sesia	Sesia
Quota (m s.l.m.)	135	132
Latitudine Nord (gradi)	45° 19' 50"	45° 19' 32"
Longitudine Est (gradi)	8° 21' 40"	8° 23' 26"
Coordinata UTM X (m)	319738	452237
Coordinata UTM Y (m)	4994608	5019386
Misura precipitazioni(inizio funzionamento - tipo sensore)	1927 - pluviografo	17/06/1993 - pluviografo
Misura precipitazioni (fine funzionamento)	2003	Attiva
Misura temperature (inizio funzionamento - tipo sensore)	1927 – termografo	17/06/1993 - termografo
Misura temperature (fine funzionamento)	2003	Attiva
Distanza tra le due stazioni (m)	1360	
Differenza di quota tra le due stazioni (m)	3	
Periodo di sovrapposizione Precipitazione	1994 – 2003	
Periodo di sovrapposizione Temperatura	1994 - 2003	

Tab. 2. Caratteristiche e ubicazione delle due stazioni meteorologiche installate a Vercelli

Al fine di individuare eventuali anomalie nella registrazione della variabile durante gli anni di funzionamento e reperire informazioni dettagliate sulle centraline è stata effettuata un'accurata ricerca storica sulle stazioni meteorologiche appartenenti ai due Enti.

Successivamente per ogni località selezionata è stata creata una scheda tecnica con ubicazione delle stazioni meteorologiche, bacino di appartenenza, quota, differenza di quota, distanza tra le stazioni, periodi di funzionamento ed anni di sovrapposizione delle misure. Inoltre la posizione delle stazioni meteorologiche di ciascun sito è visualizzabile anche su cartografie a diverso dettaglio, mentre la documentazione fotografica completa il quadro delle informazioni raccolte. A titolo d'esempio sono riportate le schede tecniche delle stazioni di Vercelli (Tab. 2, Fig.3 e 4) e di Bra (Tab. 3, Fig.5 e 6).

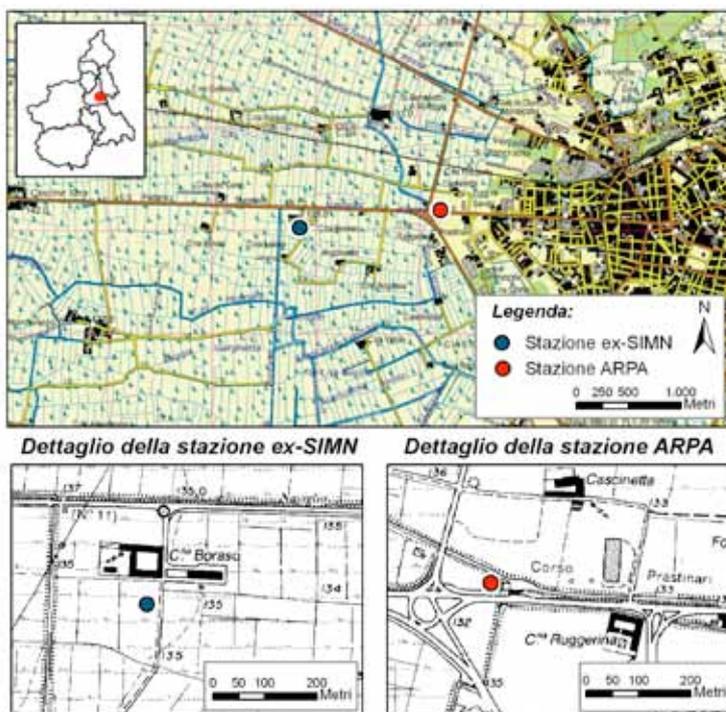


Fig. 3. Carta della localizzazione delle due stazioni meteorologiche di Vercelli.



Fig. 4. A sinistra: stazione meteorologica SIMN di Vercelli; a destra: stazione meteorologica ARPA Piemonte di Vercelli.

Stazioni meteorologiche di Bra (CN)	Stazione del SIMN	Stazione dell'ARPA Piemonte
Nome e codice stazione	Bra	Bra (cod: 317)
Comune	Bra (CN)	Bra (CN)
Località	Museo Craveri	Museo Craveri
Bacino	Tanaro	Tanaro
Quota (m s.l.m.)	290	285
Latitudine Nord (gradi)	44° 42'	44° 42' 08"
Longitudine Est (gradi)	4° 36' W M.M.	07° 51' 09"
Coordinata UTM X	409097	409096
Coordinata UTM Y	4950593	4950597
Misura precipitazioni (inizio funzionamento - tipo sensore)	1933 - pluviografo	05/05/1993 - pluviometro
Misura precipitazioni (fine funzionamento)	2003	Attiva
Misura temperature (inizio funzionamento - tipo sensore)	1862 - termometro	05/05/1993 - termometro
Misura temperature (fine funzionamento)	2003	Attiva
Distanza tra le due stazioni (m)	20	
Differenza di quota tra le due stazioni (m)	5	
Periodo di sovrapposizione Precipitazione	1993 - 2003	
Periodo di sovrapposizione Temperatura	1993 - 2003	

Tab. 3. Caratteristiche e ubicazione delle due stazioni meteorologiche installate a Bra.

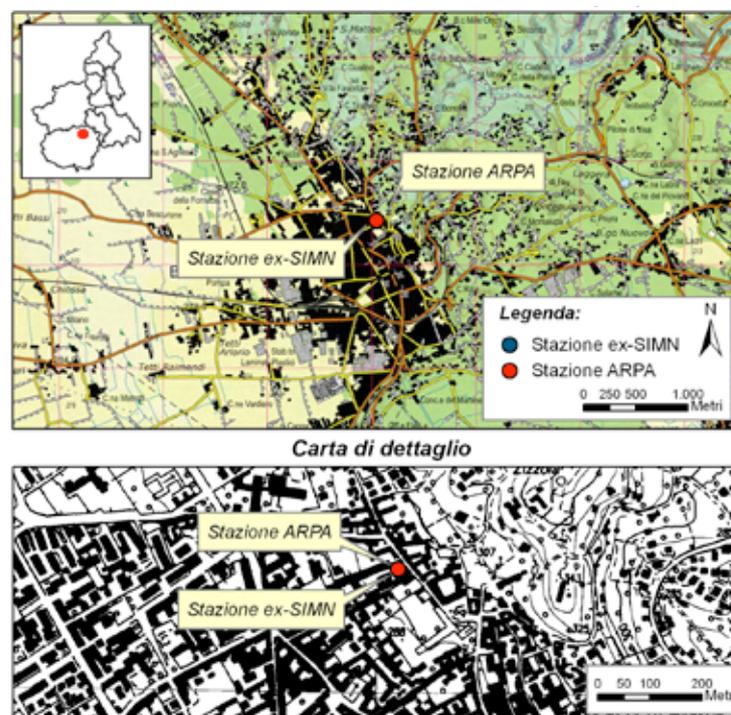


Fig. 5. Carta della localizzazione delle due stazioni meteorologiche di Bra (CN).



Fig. 6. A sinistra: stazione meteorologica SIMN di Bra; a destra: stazione meteorologica ARPA Piemonte di Bra.

2.3. Metodi di analisi e di confronto dei dati pluviometrici

In accordo con la letteratura scientifica nazionale (Biancotti, 1990) ed internazionale (Wijngard, 2003), il confronto tra le serie di dati di precipitazione è stato svolto sui totali mensili, per ovviare al fatto che il valore di precipitazione giornaliera è spesso nullo, essendo la pioggia una grandezza discontinua.

Nel calcolo dei totali mensili sono stati presi in considerazione soltanto i mesi con la registrazione di almeno l'80% dei dati giornalieri (Klein Tank, 2002; Gokturk et al., 2008). I valori ottenuti per le due serie sono stati confrontati tra di loro, calcolandone il rapporto:

$$R = \frac{P_{mensile} [SIMN]}{P_{mensile} [ARPA]}$$

Dalla serie dei rapporti sono stati esclusi i valori estremi, eliminando le code della distribuzione che risultano inferiori al 2° percentile e superiori al 98° percentile. La definizione di percentile permette di stabilire la percentuale di valori al di sotto di una certa soglia e anche la percentuale tra le due soglie. I valori compresi tra il 2° e il 98° percentile corrispondono al 96% dei valori scartando in questo modo solo il 4% dei dati corrispondenti ai valori estremi posizionati nell'estremità delle code della distribuzione (Wilks, 2006).

Alle serie ottenute sono stati applicati i test statistici di Student e di Kolmogorov-Smirnov che, richiedendo la presenza di un minimo di trentasei valori nella serie, hanno ridotto a venti il numero dei casi studiati. Si sono quindi calcolati i coefficienti di correlazione delle serie mensili.

I dati di precipitazione sono stati analizzati anche a livello stagionale e annuale e confrontati con la stessa metodologia impiegata per le serie mensili.

In tutte le località i coefficienti di correlazione (Tab. 4) assumono valori superiori a 0,90, tranne nella località di Valprato Soana (0,86). Tali coefficienti indicano che generalmente gli strumenti registrano gli stessi andamenti durante i diversi eventi piovosi.

Nella maggior parte delle località è lo strumento del SIMN a misurare una quantità di pioggia più elevata; soltanto in tre località (Asti, Lanzo e Torino) si verifica la situazione opposta.

In undici delle ventuno località il rapporto medio tra le precipitazioni dei due strumenti risulta compreso tra 0,9 e 1,1 (Tab. 4), indicando una buona continuità tra le due serie di dati; anche l'appli-

cazione del test di Kolmogorov-Smirnov (K-S test) ha fornito una buona relazione tra le distribuzioni delle due serie.

Nelle restanti dieci località confrontate, invece, i test statistici hanno fornito esiti negativi (**Tab. 4**).

In generale il confronto dei dati a livello annuale e stagionale ha permesso di individuare periodi di tempo in cui le misure dei due strumenti si differenziavano maggiormente; in alcuni casi, tramite l'analisi dei dati di precipitazione registrati in stazioni limitrofe, è stato possibile ipotizzare casi di mal funzionamento di uno dei due strumenti.

Località	[SIMN/ARPA] [mm]	K-S test	Coeff. Corr.
Ala di Stura (TO)	1,14	0,93	0,94
Bardonecchia (TO) •	1,04	0,99	0,95
Boves (CN)	1,27	0,07	0,91
Bra (CN)	1,28	0,45	0,95
Carcoforo (VC)	1,21	0,44	0,97
Casale Monf. (AL)	1,31	0,35	0,95
Ceresole Reale (TO) •	1,03	1	0,93
Cumiana (TO) •	1,06	0,86	0,92
Lanzo T.se (TO)	0,80	0,7	0,95
Locana – L. Valsoera (TO)	1,37	0,12	0,91
Luserna S.G. (TO) •	1,02	0,78	0,93
Mondovi (CN)	1,15	0,48	0,94
Oropa (BI)	1,22	0,62	0,99
Piedicavallo (VC) •	1,02	1	0,98
Salbertrand (TO) •	1,06	0,69	0,92
Susa (TO) •	1,03	0,99	0,97
Torino (TO) •	0,96	0,85	0,98
Valprato Soana (TO) •	1,05	0,84	0,86
Varallo Sesia (VC) •	1,09	0,96	0,95
Vercelli (VC) •	1,06	0,97	0,95

Tab. 4. Risultati ottenuti dal confronto tra le serie delle precipitazioni mensili. Le località nelle quali si è ottenuto un buon andamento tra le precipitazioni (differenza minore del 10% e K-S test maggiore di 0,50) sono state evidenziate con un pallino (*).

Il confronto tra le serie ha consentito di individuare undici località in cui si è riscontrata una differenza tra i dati non significativa dal punto di vista statistico. Il rapporto medio tra le precipitazioni dei due strumenti risulta essere compreso tra 0,90 e 1,10, indicando che tra i totali di precipitazione mensile esiste una differenza inferiore al 10%.

L'applicazione del test statistico di Kolmogorov-Smirnov conferma che per queste undici località le due serie di dati possono essere considerate omogenee, derivanti dalla stessa popolazione. A titolo di esempio, si riportano i grafici che illustrano e confrontano tra loro le due diverse situazioni ottenute: il caso in cui il confronto tra i dati non ha fornito buoni risultati, come a Locana – L. Valsoera (**Fig. 7**) e a Boves (**Fig. 8**), e il caso di località, Bardonecchia (**Fig. 9**), la cui differenza tra le due serie è minore del 10%. Nelle località di Locana – L. Valsoera e Boves si calcola una differenza media annua superiore al 30% (**Fig. 7 e 8**), mentre a Bardonecchia il rapporto medio annuo è di 1,0 ed anche i

singoli rapporti annuali sono prossimi a 1, ad eccezione dell'anno 1991. Studiando in dettaglio i valori giornalieri registrati dalle due stazioni meteorologiche nell'anno 1991 si osserva come lo strumento ARPA nella stagione estiva non abbia registrato alcun evento precipitativo. Si è cercato di indagare sulla causa, prendendo in considerazione i dati giornalieri di pioggia e confrontandoli con quelli delle stazioni limitrofe. Per Bardonecchia sono stati quindi utilizzati i dati della stazione di Salbertrand e si è constatato il malfunzionamento dello strumento ARPA (Fig. 10).

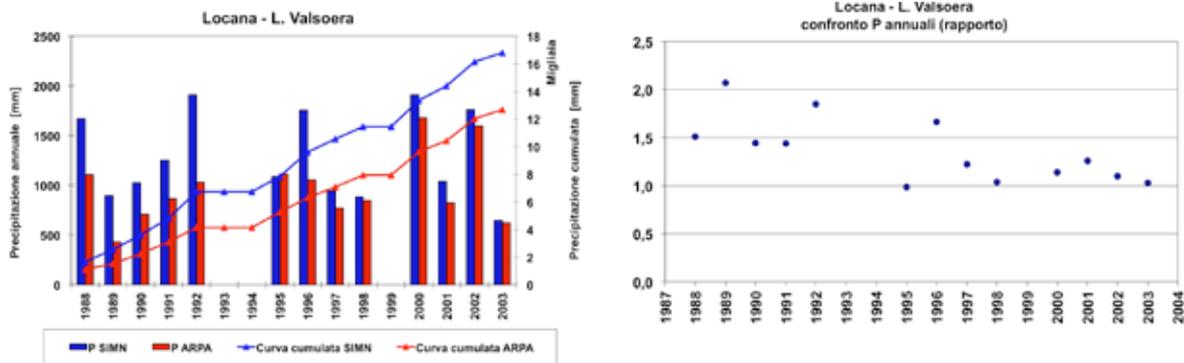


Fig. 7. A sinistra: precipitazioni annuali e cumulate di Locana – L. Valsoera; a destra: rapporto tra i valori di precipitazione annuale di Locana – L. Valsoera.

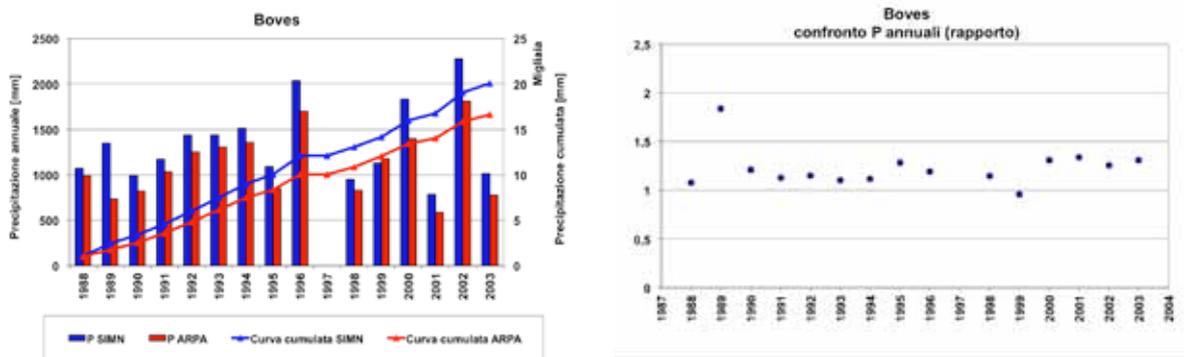


Fig. 8. A sinistra: precipitazioni annuali e cumulate di Boves; a destra: rapporto tra i valori di precipitazione annuale di Boves.

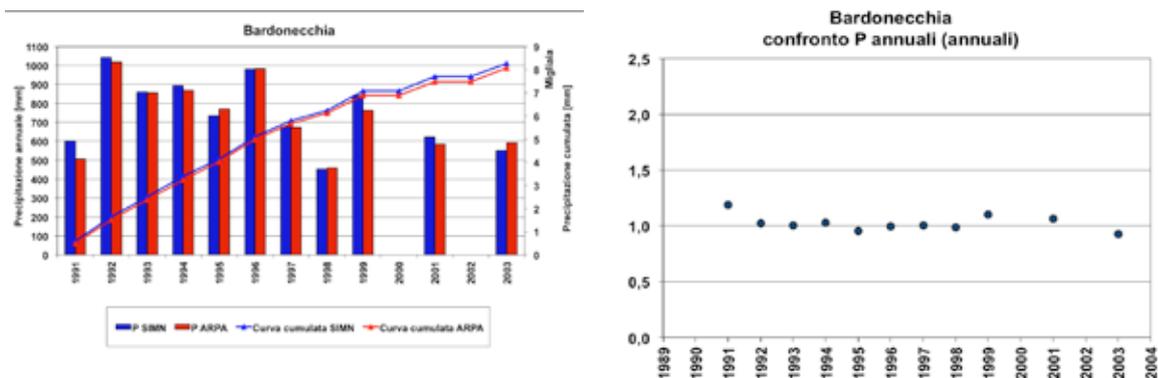


Fig. 9. A sinistra: precipitazioni annuali e cumulate di Bardonecchia; a destra: rapporto tra i valori di precipitazione annuale di Bardonecchia.

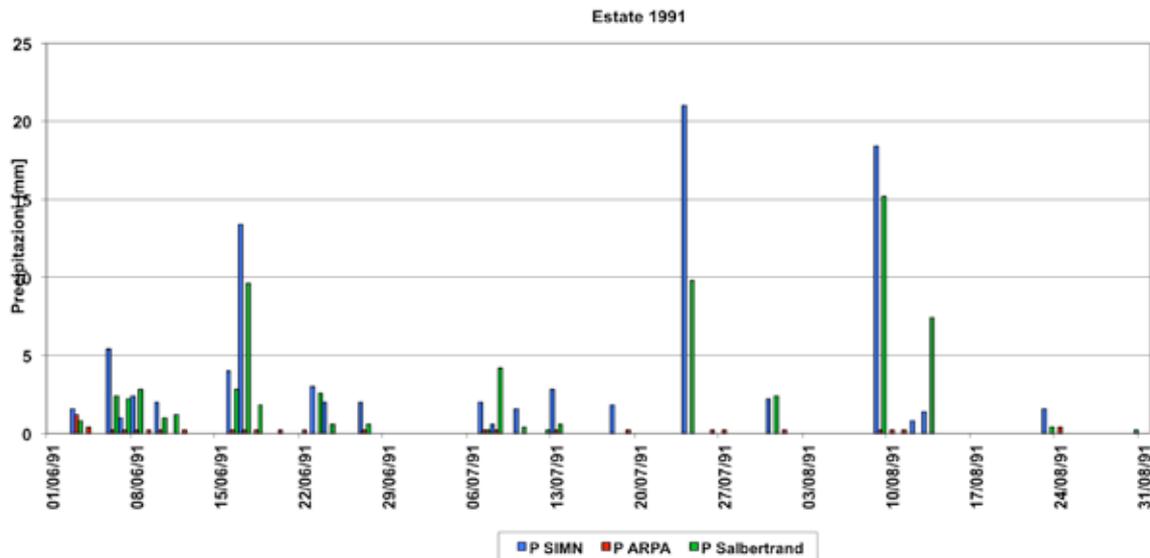


Fig. 10. Confronto tra i dati giornalieri di pioggia della località di Bardonecchia e quelli della vicina stazione di Salbertrand.

Per le undici località, nelle quali il confronto tra le due serie di dati di precipitazione ha mostrato differenze inferiori al 10%, è stata valutata la possibilità di costruire una serie unica di dati. Osservando i risultati ottenuti dal confronto e valutando la presenza di lacune all'interno di ogni singola serie, per ciascuna delle undici località è stato individuato un possibile anno di collegamento tra la serie del SIMN e la serie ARPA, che permetta la fruibilità di serie più lunghe e complete, senza modificare il reale andamento delle precipitazioni nel corso degli anni (Tab. 5). A titolo di esempio, si illustra graficamente un caso di collegamento delle serie di dati di precipitazione, riferito alla località di Susa e Piedicavallo (Fig. 11, 12).

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

Tab. 5. Anno di possibile unione tra le serie appartenenti ai due Enti e situate nella stessa località.

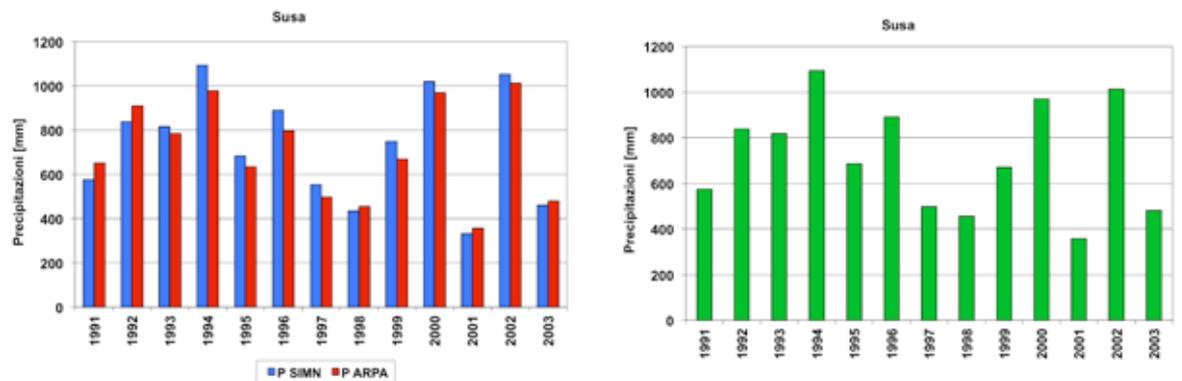


Fig. 11. A sinistra le due serie di precipitazioni annuali della località di Susa e a destra la serie che ne rappresenta il loro collegamento.

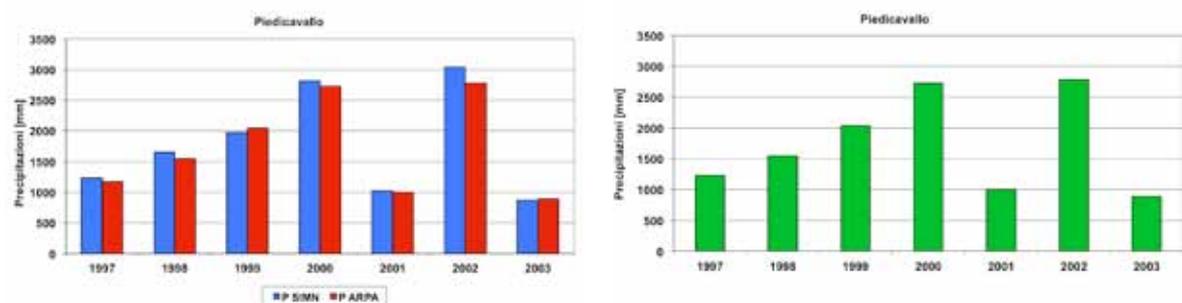


Fig. 12. Le due serie di precipitazioni annuali della località di Piedicavallo e la serie che ne rappresenta il loro collegamento.

2.4. Conclusioni

Il raccordo tra le misure derivate dalle stazioni della rete del SIMN, attive fino al 2003, e quelle della rete dell'ARPA Piemonte installate progressivamente a partire dal 1987, non è diretto e immediato. In alcune stazioni (undici su ventisei), il confronto svolto su diverse scale temporali evidenzia rilevazioni simili da parte degli strumenti delle due reti consentendo, a nostro parere, il collegamento delle due serie.

Il possibile punto di unione è stato accuratamente valutato analizzando, per il periodo di sovrapposizione, le lacune dei dati di entrambe le stazioni e selezionando la serie con le minori interruzioni. Grazie ai risultati ottenuti dal confronto, è stato possibile anche individuare dei casi di malfunzionamento delle stazioni. Il confronto effettuato tra le serie di dati mostra comportamenti molto differenti, dipendenti probabilmente da cause strumentali e/o da fattori ambientali, questi ultimi legati alle differenti ubicazioni delle nuove stazioni dell'ARPA rispetto a quelle del SIMN.

Questo lavoro mette in luce, inoltre, la difficoltà effettiva di paragonare le serie misurate nelle stazioni meteorologiche dei due differenti Enti e l'errore che si verrebbe a commettere se si collegassero semplicemente i dati, senza prima aver effettuato adeguati confronti dei dati negli anni di misure contemporanee. L'anno di unione delle serie diventa quindi un metadato importantissimo di evidente disomogeneità che deve essere conosciuto e corretto con l'applicazione delle più recenti tecniche di omogeneizzazione che permettono di evidenziare le variabilità di natura non climatica (Venema et al., 2012) che si ripercuoterebbero sull'analisi climatica e in particolar modo sull'individuazione dei trend.

3. Atlante delle precipitazioni intense

3.1. Obiettivi

L'analisi delle precipitazioni di forte intensità e breve durata riveste una grande importanza in numerosi problemi di ingegneria, quali possono essere ad esempio la progettazione delle reti fognarie pluviali o la realizzazione di interventi di difesa dal dissesto idrogeologico, nei quali risulta fondamentale giungere preliminarmente ad una valutazione affidabile dei valori che possono essere assunti, all'interno di un certo orizzonte temporale, dalla "sollecitazione" pluviometrica. L'approccio di tipo probabilistico con cui si procede alla caratterizzazione delle grandezze pluviometriche di interesse si basa sull'analisi dei campioni costituiti dai valori assunti dalle stesse in passato. L'analisi statistica delle precipitazioni estreme si concretizza in generale nella determinazione della relazione intensità-durata-frequenza (IDF), che descrive appunto il legame fra il valore dell'intensità media e la durata della precipitazione caratterizzato da una determinata frequenza di non superamento all'interno di un arco temporale posto pari ad un anno. E' pratica corrente utilizzare, al posto della frequenza di non superamento associata al valore assunto dalla variabile in esame, il corrispondente tempo di ritorno T , definito come il numero medio di anni che bisogna attendere affinché si verifichi un superamento di quel valore. Un caso di particolare interesse è costituito dalla curva intensità-durata media, relativa cioè ai valori medi di intensità piuttosto che a quelli caratterizzati da un fissato periodo di ritorno.

In letteratura sono presenti varie formulazioni analitiche delle leggi IDF (Bernard, 1932; Yarnell, 1935; Chow, 1964; Bell, 1969; Chen, 1983; García-Bartual e Schneider, 2001) che nel tempo si sono affermate rispetto a tabelle, curve sperimentali e mappe isoiete, ricavate localmente e per valori discreti di durata e frequenza (Hershfield, 1961; McKay, 1970; Aron et al., 1987).

Fra queste, la forma più frequentemente utilizzata in Italia è la seguente:

$$i(d) = a \cdot d^{n-1} \quad (1)$$

con parametri a e n , di uso consolidato nel campo delle durate 1-24 ore.

Gli approcci per la determinazione della relazione IDF sono molteplici, generalmente basati sulla regressione dei quantili di intensità di pioggia $I_i(T, d_i)$, caratterizzati dal periodo di ritorno T e ricavati per il set discreto di durate selezionate fra quelle per le quali sono disponibili i dati storici d'interesse, usualmente costituiti dai valori massimi annuali. Uno studio completo include durate che vanno dai 5 minuti alle 24 ore (Wenzel, 1982).

Per periodi di ritorno inferiori alla lunghezza della serie di dati disponibili i quantili possono essere ricavati con le formule di frequenza campionaria. Più in generale si può svolgere un'analisi statistica delle serie finalizzata all'individuazione della distribuzione probabilistica adatta a interpretare le variabili casuali in questione, da scegliere fra quelle usualmente adottate per i valori estremi (Chow, 1988).

Riguardo alla scelta della forma analitica della legge IDF fra quelle affermatesi in letteratura (caratterizzate da un numero di parametri generalmente variabile fra 2 e 4), va tenuto presente che all'aumentare dei parametri migliora l'adattamento dei quantili ma aumenta anche l'incertezza nella stima degli stessi e di conseguenza l'incertezza nella valutazione della relazione IDF.

Per durate superiori allora sono generalmente disponibili serie storiche sufficientemente estese dei massimi annuali di pioggia su intervalli di 1, 3, 6, 12 e 24 ore. Le serie storiche dei massimi annuali

di pioggia di durata sub-oraria sono invece caratterizzate da dimensione campionaria generalmente molto inferiore, poiché solo negli ultimi anni il miglioramento delle tecniche di misurazione delle precipitazioni ha permesso una più dettagliata osservazione sistematica del fenomeno. Inoltre non si è affermato un set di durate sub-orarie condiviso, per cui i vari enti preposti alla raccolta dati utilizzano riferimenti temporali diversi nell'analizzare le piogge brevi estreme.

Gli approcci per la valutazione della relazione IDF alla scala sub-oraria sono molteplici e dipendono sostanzialmente dalla disponibilità di dati. Laddove sono disponibili registrazioni in continuo ad alta risoluzione temporale è possibile analizzare eventi estremi completi di pioggia (analisi dei "peaks over threshold") e ricavare un modello probabilistico (di solito del tipo puntuale marcato) adeguato a descrivere il processo stocastico delle precipitazioni, a partire dal quale è possibile generare delle serie sintetiche di grande estensione da utilizzare per la stima della relazione IDF alla scala di interesse (Rodriguez-Iturbe et al., 1987; Onof e Wheeler, 1993; Cowpertwait et al., 1991, 1994, 2003). In assenza di registrazioni storiche per durate inferiori all'ora approcci semplici prevedono il ricorso all'estrapolazione della curva ricavata per il campo delle durate orarie (Di Baldassarre et al., 2006) o a relazioni empiriche locali per il calcolo dei quantili di intensità sub-orarie a partire da quelli riferiti a durate superiori (Tavares, 1975; Heaney et al., 1977). Più in generale il tentativo di sopperire alla mancanza di dati storici derivandoli da quelli disponibili a più bassa risoluzione temporale è stato da molti perseguito analizzando l'invarianza di scala di alcune proprietà del processo delle precipitazioni (Rodriguez-Iturbe et al., 1984), giungendo ad elaborare modelli di disaggregazione a cascata (Gupta e Waymire, 1993; Koutsoyiannis, 1994; Olsson, 1998; Olsson e Berndtsson, 1998), accoppiabili a modelli per la generazione di dati a scala oraria (Cowpertwait et al., 1996; Onof et al., 2000, 2004), e procedure di calcolo delle curve IDF (Burlando e Rosso, 1996; Veneziano e Furcolo, 2002), sulla base dell'ipotesi che la distribuzione di probabilità dei valori assunti dalle grandezze pluviometriche sia indipendente dal corrispondente valore di durata. La stessa (1), assumendo che il parametro n sia indipendente dal periodo di ritorno (condizione frequentemente rispettata nella pratica), è valida se è verificata l'invarianza di scala. Tuttavia l'assunzione di invarianza di scala si è mostrata spesso essere inconsistente con il comportamento statistico delle piogge estreme di durata inferiore all'ora (Olsson e Burlando, 2002; Marani, 2003).

Quindi la legge (1), che ben descrive l'andamento della curva intensità-durata nell'arco temporale 1-24 ore ma che ha il limite di presentare intensità infinita per $d=0$, può risultare inadeguata nel campo delle brevi durate, laddove, per $d \rightarrow 0$, il comportamento reale delle intensità di pioggia prevede che queste smettano di crescere indefinitamente e convergano su un valore finito di intensità. E' quindi utile, nell'analisi delle precipitazioni sub-orarie, introdurre un'espressione più flessibile della relazione intensità-durata.

In questo lavoro si focalizza l'attenzione sulla valutazione della relazione intensità-durata media, da effettuare sull'intero territorio di studio, utilizzando come riferimento la seguente forma analitica, in cui l'intensità per $d=0$ assume valore finito e costituisce uno dei parametri:

$$i(d) = i_0(1 + B \cdot d)^\beta \quad (2)$$

con parametri i_0 , B e β . Si evidenzia che la (2), derivata originariamente in modo empirico, ha trovato recentemente (espressa con un'altra formulazione del tutto equivalente) una giustificazione teorica in base a considerazioni sulla massima entropia (Koutsoyiannis, 2006). La scelta della migliore forma della legge IDF deve comunque basarsi sulla capacità della stessa di adattarsi a interpretare le caratteristiche climatiche locali reali: in tal senso fra i principali aspetti di interesse nello studio delle piogge brevi vi sono proprio l'analisi dell'effettivo andamento delle intensità di pioggia sperimentali e dei va-

lori di durate alle quali si osserva il cambio di comportamento. La dipendenza delle precipitazioni dal tempo di ritorno potrà essere ricostruita moltiplicando le relazioni (1) o (2) per un fattore di crescita K_p , supposto indipendente dalla durata. Il metodo descritto nel seguito prevede di fornire all'utente le serie storiche ricostruite relative alle precipitazioni con durata 1-24 ore, per qualsiasi sito anche non strumentato ricadente nella regione di interesse (vedere paragrafo 3.3). La scelta della distribuzione di probabilità più adatta ad essere impiegata viene pertanto delegata all'utente, e dovrà essere basata sulle peculiarità dei campioni disponibili in sito. A titolo di esempio si riportano al paragrafo 3.3.4 le modalità operative in caso di scelta della distribuzione di Gumbel.

3.2. La raccolta dati

3.2.1 Enti preposti al monitoraggio

In Italia l'attività di rilevamento, validazione, archiviazione e divulgazione delle grandezze meteorologiche è stata gestita, per quasi un secolo, dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN); con il passaggio delle competenze alle Regioni, in conseguenza del decentramento amministrativo, si sono venute a creare realtà notevolmente diverse da regione a regione riguardo l'individuazione delle strutture incaricate di gestire il servizio.

Nel tempo è mutata, in parallelo con l'evoluzione tecnologica, anche la natura del servizio stesso, che nacque con il compito di raccolta dati a fini di studio per il supporto alla progettazione di opere pubbliche. A partire dagli anni '80 l'introduzione di stazioni di rilevamento automatiche rese possibile l'acquisizione di nuove tipologie di dati, l'aumento delle frequenze di rilevazione e soprattutto la rilevazione in tempo reale. In particolare quest'ultimo aspetto, ossia la disponibilità immediata del dato, ha indirizzato sempre di più le attività del servizio verso il supporto alle strutture di protezione civile nella gestione dell'allertamento per possibili fenomeni di dissesto idrogeologico. In particolare gli indirizzi operativi del sistema di allertamento nazionale e regionale prevedono che la gestione del sistema di allertamento sia assicurata dal Dipartimento della Protezione Civile, dalle Regioni e dalle Province autonome attraverso la rete dei Centri Funzionali. Spettano ai Centri Funzionali Regionali i compiti di monitoraggio meteo-idro-pluviometrico e quindi le attività di rilevamento e validazione dei dati delle reti di stazioni pluviometriche.

In Piemonte la Regione ha assegnato le competenze del Servizio Idrografico all'ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale); con la Legge Regionale n° 28 del 20 novembre 2002 anche le competenze del Centro Funzionale sono attribuite all'ARPA Piemonte.

La rete di monitoraggio regionale è stata attivata nel 1988 rimanendo affiancata, fino al 2002, alla rete di monitoraggio nazionale.

3.2.2 Disponibilità di dati

La raccolta dei dati pluviometrici estremi alle scale temporali di interesse è avvenuta utilizzando tutte le fonti citate e integrando informazioni di tipologia diversa.

Alla scala oraria la tipologia di dati disponibili provenienti dalle reti pluviometriche è costituita dai massimi annuali di altezza di pioggia cumulata su intervalli di durata 1-3-6-12-24 ore, per i quali si è proceduto al reperimento delle serie storiche registrate nelle varie stazioni dagli enti precedentemente nominati. Si tratta di una tipologia di dati dall'uso consolidato proprio nell'ambito della costruzione delle curve IDF, la cui disponibilità si estende indietro nel tempo anche per le stazioni con pluviografi

manuali, e per questo motivo la fase di reperimento del dato non ha presentato aspetti peculiari.

Complessivamente sono state considerate 565 stazioni pluviografiche, la cui disponibilità ha subito notevoli variazioni nell'arco temporale di studio, dal 1928 al 2006 (**Fig. 1**).

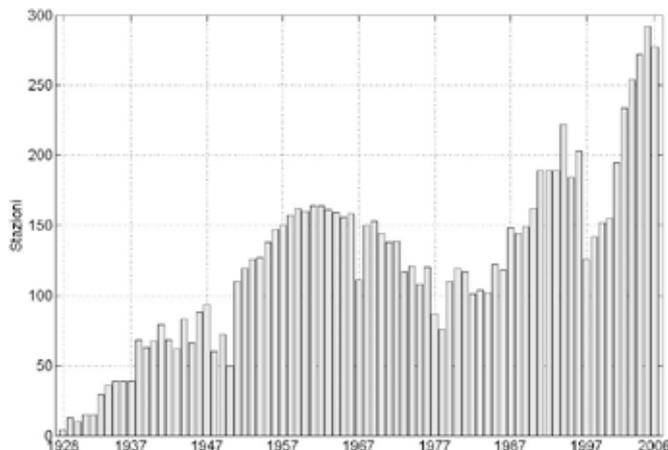


Fig. 1. *Variazione della numerosità di stazioni pluviografiche attive nel periodo 1928-2006.*

Il numero complessivo elevato dipende dal passaggio dalla rete di monitoraggio nazionale alla rete regionale gestita da ARPA Piemonte, che ha comportato la duplicazione di alcune stazioni, anche se per brevi periodi di tempo, l'installazione di nuove stazioni e la ricollocazione di stazioni già esistenti. In questi casi, una stazione che presenti la stessa denominazione ma coordinate anche solo leggermente diverse è stata considerata come una nuova stazione, in modo da non alterare le informazioni spaziali necessarie per la corretta esecuzione del kriging. Ne consegue che il numero di stazioni effettivamente attive sul territorio piemontese è inferiore alla totalità di stazioni considerate. In particolare si può osservare come la massima copertura del territorio sia stata raggiunta nel 2005 con 292 punti di misura.

Alla scala sub-oraria il quadro dei dati pluviometrici estremi disponibili risulta più complesso. Le misurazioni sistematiche dei massimi annuali di pioggia cumulata su intervalli di durata sub-oraria sono disponibili soltanto a partire dal 1987; si evidenzia inoltre che non si è affermato un set di durate riconosciuto (come accade invece alla scala oraria), per cui l'aggregazione dei valori di precipitazione viene effettuata su intervalli temporali di ampiezza differente fra i vari enti. Prima del 1987 eventi notevoli di durata inferiore all'ora erano comunque segnalati sugli Annali Idrologici pubblicati dal SIMN, dove per una data stazione erano riportati il valore, la durata e la data delle precipitazioni di notevole intensità e breve durata registrate nell'anno. All'interno di queste serie di dati, caratterizzati per la singola stazione da una irregolare campionatura sia in termini di anni disponibili che di durate sub-orarie considerate, sono presenti misurazioni che sicuramente non costituiscono altezze di pioggia massime annuali poiché incompatibili con altre osservazioni dello stesso anno e che vanno quindi escluse dalla base di dati.

Per le stazioni automatiche a partire dal 1986 invece sono disponibili valori di altezza di pioggia massima annuale cumulata su prefissati intervalli di durata sub-oraria.

Nella **figura 2** è rappresentato, a titolo di esempio, l'andamento temporale della disponibilità dei dati di pioggia cumulata per la durata 30 minuti, tenendo conto anche del periodo antecedente 1926-

1986. Il numero complessivo di stazioni prese in considerazione sull'intero arco temporale è pari a 552.

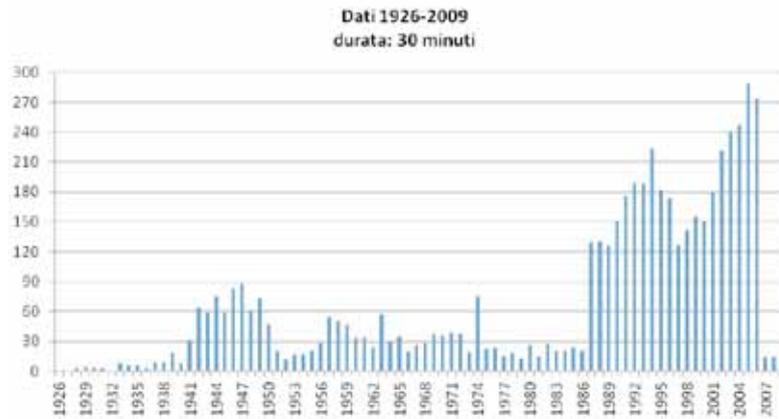


Fig. 2. Disponibilità complessiva massimi annuali di pioggia per durata 30 minuti

3.3. Metodi

Le precipitazioni sono fenomeni naturali che si sviluppano su base spaziale e come tali possono essere studiate per mezzo della geostatistica. Come per molte altre grandezze, infatti, la variabilità spaziale delle precipitazioni non è puramente casuale ed in essa è spesso rintracciabile una struttura.

Grazie a questa proprietà, formulando un opportuno modello geostatistico, è possibile utilizzare una serie di osservazioni distribuite nello spazio per stimare il valore che la precipitazione stessa assume in tutti gli altri punti del dominio. La caratterizzazione della variabilità spaziale della precipitazione avviene attraverso il variogramma campionario, che esprime la semivarianza di una variabile regionalizzata $P(x)$ in due punti x_0 e x_{0+h} :

$$\gamma(x_0, h) = \frac{1}{2} \text{Var} \{ [P(x_0 + h)] - P(x_0) \} \quad (3)$$

Il variogramma campionario è caratterizzato da un andamento crescente che, pur con delle fluttuazioni, si attesta nell'intorno di un valore che rimane poi costante, circa coincidente con la varianza empirica. Tuttavia è bene considerare che alcuni fenomeni naturali possono inglobare, all'interno della correlazione spaziale, anche altri processi di dipendenza. Questo è il caso, ad esempio, della precipitazione nei confronti della quota. A meno di non considerare l'opportunità di utilizzare altri algoritmi di kriging (p.es., kriging con deriva, cokriging), per l'applicazione del kriging ordinario è necessario identificare ed eliminare le possibili dipendenze che la variabile regionalizzata presenta in funzione di grandezze diverse dalla posizione (Philips et al., 1992).

Definito il variogramma sperimentale è necessario trasformarlo in una funzione analitica, anche detta variogramma modello o variogramma teorico, il quale fornisce un valore di $\gamma(\mathbf{h})$ per una qualsiasi coppia di punti appartenenti al dominio di studio, consentendo quindi la spazializzazione della variabile considerata. Nel variogramma modello si identificano alcune caratteristiche fondamentali, rappresentate in **figura 3**, che sono:

- Nugget: descrive la variabilità casuale dei dati campionari e rappresenta il valore di semivarianza per una distanza h nulla;
- Sill: esprime il massimo valore della semivarianza quando si raggiunge la stazionarietà;
- Range: massima distanza per la quale si osserva la presenza di correlazione tra semivarianza ed

intervalli di distanza.

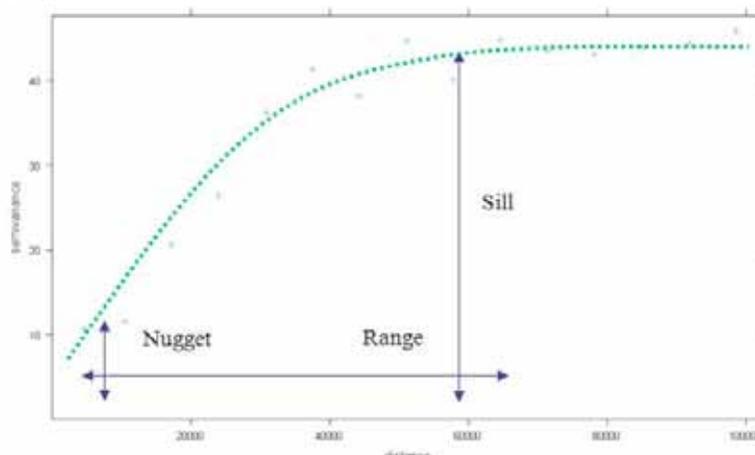


Fig. 3. Elementi caratteristici di un variogramma

Le fasi necessarie per l'applicazione del kriging possono quindi riassumersi in:

- i) ricerca di eventuali relazioni tra la variabile da regionalizzare ed altri descrittori diversi dalla posizione (p.es., quota);
- ii) calcolo del variogramma campionario;
- iii) determinazione del variogramma modello;
- iv) definizione della griglia di interpolazione del dominio di studio;
- v) applicazione del kriging ordinario a scala annuale.

Le fasi dell'applicazione sono descritte nel seguito relativamente alle durate super-orarie. La procedura non è stata invece applicata alle durate sub-orarie poiché i dati non erano sufficientemente numerosi da consentire l'applicazione di un algoritmo di interpolazione spaziale. Per tali durate si è quindi provveduto a mettere in relazione la variabilità spaziale con quella delle durate super-orarie.

3.3.1. Determinazione del trend tra quota e precipitazione

La regione di studio comprende un territorio dall'orografia assai eterogenea, con quote minime dell'ordine di pochi metri sul livello del mare e massime che superano i 4000 m slm. In considerazione della dipendenza che molti parametri climatici esibiscono in relazione all'altimetria, è stato deciso di verificare l'effettiva esistenza ed entità di trend tra le variabili considerate e la quota di riferimento delle stazioni meteorologiche.

L'analisi del trend è stata condotta ipotizzando una dipendenza di tipo lineare considerando come variabile indipendente la grandezza $P = \log(\text{quota} + 1)$ che, grazie alla presenza del logaritmo, essendo la distribuzione delle stazioni meteorologiche rispetto alla quota non uniforme, consente di limitare il peso che l'interpolazione lineare altrimenti attribuirebbe alle stazioni collocate a basse quote. I trend sono stati considerati significativi nell'ipotesi che il test T di Student sul coefficiente angolare della retta di regressione risultasse superato per un livello di significatività $\alpha=0.05$.

L'eliminazione del trend esistente rispetto alla quota della stazione rappresenta un passo imprescindibile per l'applicazione del kriging ordinario, che si basa sull'ipotesi di stazionarietà dei dati. Inoltre, l'uso dell'informazione topografica consente di compensare la mancanza di informazioni relative alla piccola scala, migliorando la performance del metodo (Prudhomme e Reed, 1999). Si è proceduto

riportando ogni punto campionario ad una quota base pari ad 1 m s.l.m. attraverso le leggi di crescita e decrescita determinate con la procedura di interpolazione lineare precedentemente descritta.

In particolare, è stata applicata la relazione

$$P_{i,quota} = m \cdot \log(quota + 1) + R_i \quad (4)$$

che, per quota = 0, diventa:

$$P_{i,0} = m \cdot \log(1) + R_i = R_i \quad (5)$$

dove $P_{i,0}$ rappresenta il dato “detrendizzato”, m il coefficiente angolare della retta di interpolazione lineare ed R_i il residuo della stessa.

I parametri delle rette di regressione ottenute per la variabili considerate sono riportati in **tabella 1**. Si osservi come siano stati considerati i valori registrati in tutte le stazioni per tutti gli anni contemporaneamente. Tale scelta procedurale, mantenuta per tutte le variabili di precipitazioni considerate, è motivata dal fatto che le relazioni di dipendenza tra la precipitazione e la quota si possono supporre invarianti nel tempo.

	M	Int	R ²
P _{d=1h}	-3.75*	49.58	0.05
P _{d=3h}	-2.64*	55.96	0.01
P _{d=6h}	-0.39	55.14	2.13e-5
P _{d=12h}	3.28*	51.25	0.04
P _{d=24h}	7.98*	48.14	0.01

Tab. 1. Parametri delle regressioni identificate tra precipitazioni e quote

* indica il superamento del test di Student per un livello di significatività $\alpha=0.05$

Le precipitazioni massime annue di durata pari a 1 e 3 ore presentano un trend decrescente con la quota, che perde significatività per la durata pari a 6 ore e diventa infine di segno positivo nel caso di durate pari a 12 e 24 ore. Questa variazione nella relazione che lega precipitazioni estreme e quota trova una giustificazione nel diverso tipo di evento precipitativo, principalmente a carattere temporalesco per le brevi durate, e di tipo stratiforme per durate maggiori. Data la mancata significatività della regressione tra quota e massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore, nella procedura di kriging, sono stati usati direttamente i dati osservati.

3.3.2. Determinazione del variogramma

In questa applicazione è stato ricavato un unico variogramma campionario utilizzando contemporaneamente tutti i dati a disposizione.

Il variogramma campionario totale è stato ottenuto come media dei variogrammi campionari annuali, pesata in base al numero di stazioni attive in ciascun anno. A titolo di esempio, il variogramma campionario relativo alla massimo annuo di precipitazione di durata oraria è riportato in **figura 4**.

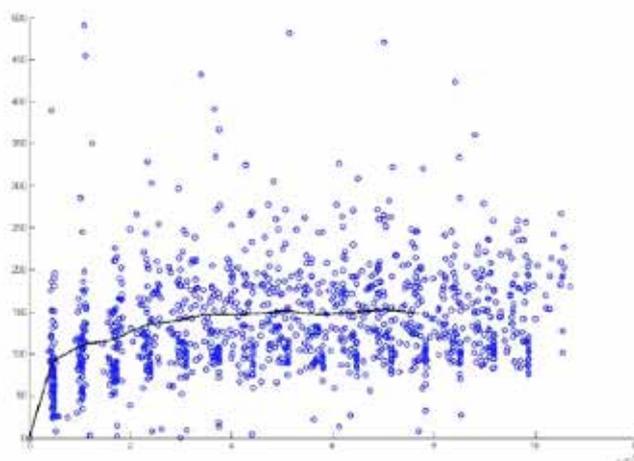


Fig. 4. Variogramma campionario per il massimo annuo di precipitazione di durata oraria

Una volta determinata la relazione spaziale sperimentale che lega i dati osservati, è necessario interpolarla attraverso una funzione matematica che la trasformi in un modello continuo. Nel presente lavoro si è scelto di utilizzare come variogramma teorico il variogramma esponenziale:

$$\gamma(h) = c_1 (1 - e^{-h/c_2}) \tag{6}$$

caratterizzato da sill pari a c_1 e da un range infinito. Per avere una misura della distanza entro cui si manifesta la correlazione spaziale dei dati viene tuttavia introdotto un range “operativo”, stimato in 5 volte il parametro c_2 . I parametri c_1 e c_2 stimati dall’interpolazione sono riportati in **tabella 2**.

	c_1 [mm ²]	c_2 [m]	range [m]
P _{d=1h}	142	6709	33545
P _{d=3h}	334.7	8798	43990
P _{d=6h}	574.2	10240	51200
P _{d=12h}	1051	11520	57600
P _{d=24h}	2028	13650	68250

Tab. 2. Parametri stimati per la costruzione del variogramma teorico esponenziale

3.3.3. Applicazione del kriging ordinario a scala annuale: algoritmo sequenziale

Il kriging ordinario è stato applicato, per ciascuna durata, ad ogni anno di osservazione, ottenendo una serie sintetica di mappe annuali contenenti i valori stimati di massimi di precipitazione alle varie durate - associati ad un valore di varianza di stima, anch’essa determinata tramite la procedura di kriging - in ogni nodo della griglia. Si osservi che la varianza è maggiore negli anni caratterizzati da un minor numero di stazioni attive e nelle zone meno monitorate (Fig. 5).

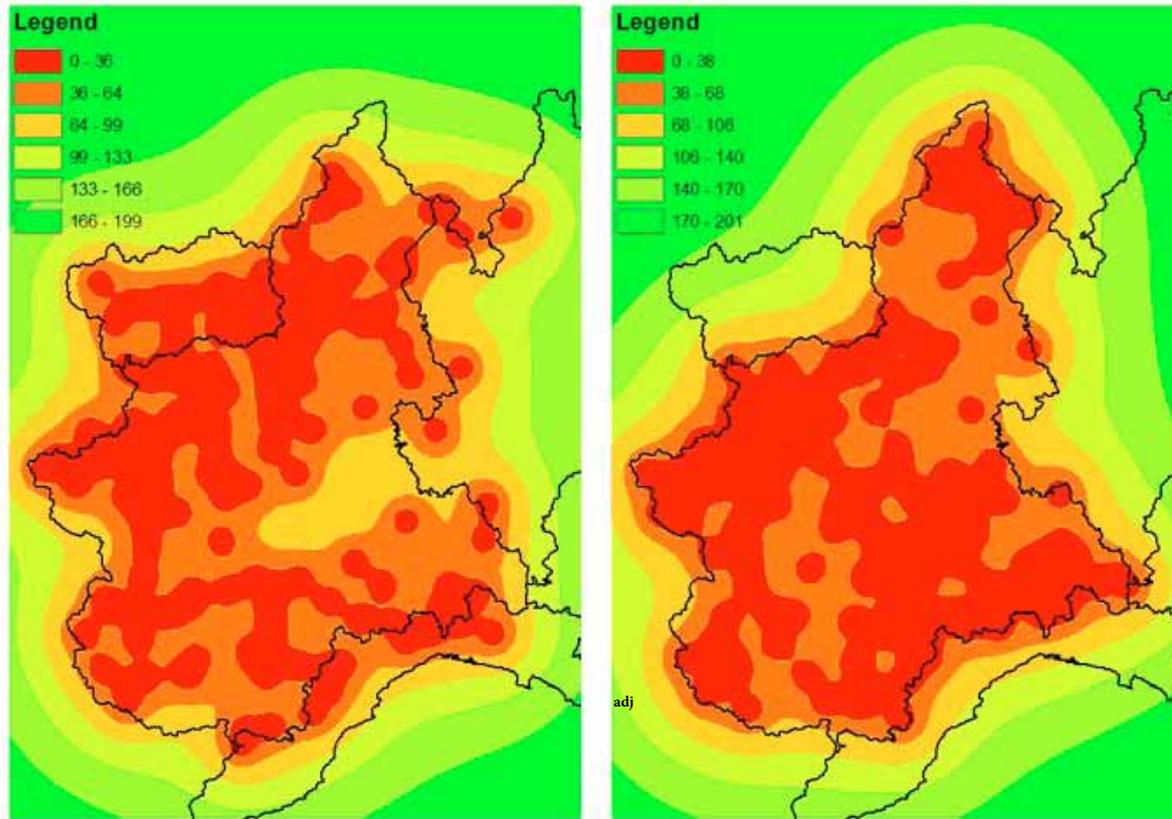


Fig. 5. Varianza di stima associata ai massimi di precipitazione di durata oraria ottenuti con il kriging per gli anni 1960 (sinistra) e 2000 (destra)

Il calcolo è stato applicato alle precipitazioni riportate a quota nulla, con l'eccezione della massima precipitazione annua di durata pari a 6 ore per la quale il trend rispetto alla quota non è risultato significativo. Successivamente, le variabili sono state ricondotte alla quota reale, ricavata dal DTM, utilizzando la legge di regressione lineare ricavata.

La scelta di applicare il kriging a scala annuale è motivata dalla volontà di costruire serie sintetiche di precipitazioni massime relative alle cinque durate caratteristiche di ugual lunghezza in ciascun punto griglia. A valle dell'applicazione del kriging, ogni nodo sarà dunque caratterizzato da cinque serie sintetiche di massimi annui di precipitazione (una per ciascuna durata) e da cinque valori medi, ottenuti come medie pesate rispetto all'inverso della varianza di stima nel punto. Come già detto, tale procedura è stata applicata solo ai massimi di durata oraria o super-oraria poiché la dimensione dei campioni relativi alle durate sub-orarie era troppo esigua e non adatta all'applicazione di un algoritmo di interpolazione spaziale. Tale procedura sarà identificata nel seguito come "kriging sequenziale". In **figura 6** sono rappresentate, a titolo di esempio, le mappe delle precipitazioni massime orarie di durata 1 ora ottenute con il kriging sequenziale per alcuni anni compresi nel periodo di osservazione. È inoltre riportata la serie sintetica dei massimi orari di precipitazione per un punto specifico appartenente alla regione di studio. Si noti che la disponibilità delle serie storiche relative alle 5 durate consente di poter stimare il fattore di crescita localmente, come se in ogni punto griglia fosse disponibile una stazione di misura delle precipitazioni attiva ininterrottamente dal 1928 al 2006.

In **figura 7** sono riportate, invece, le mappe dei valori medi dei massimi annui di precipitazione per le durate 1 ora e 24 ore ricavate a partire dalle serie sintetiche ottenute con kriging sequenziale.

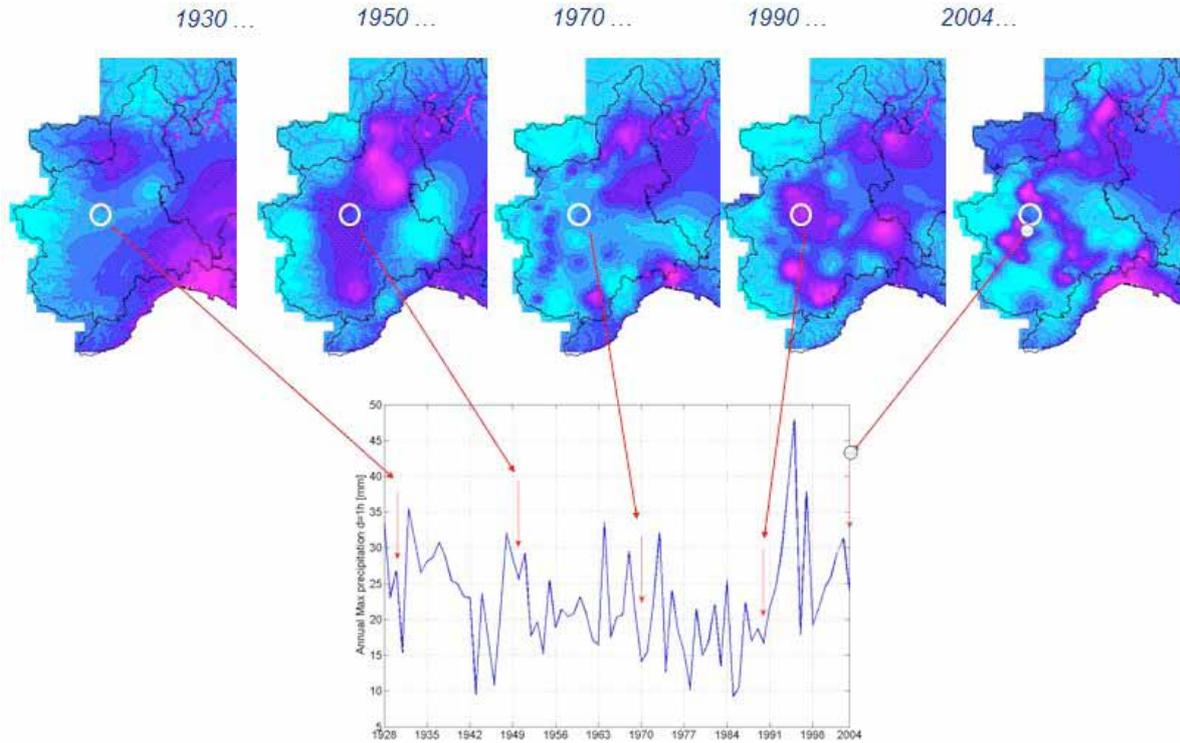


Fig. 6. Precipitazioni massime orarie di durata 1 ora ottenute con il kriging sequenziale per alcuni anni compresi nel periodo di osservazione e serie sintetica dei massimi orari di precipitazione per un punto specifico appartenente alla regione di studio.

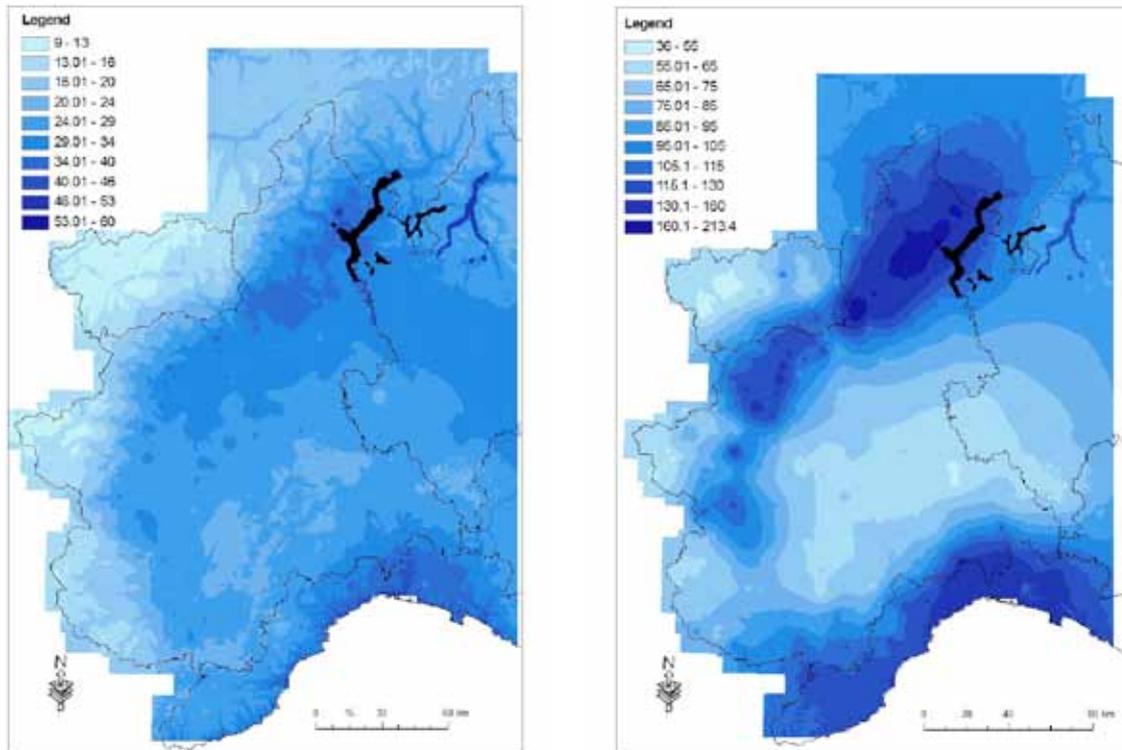


Fig. 7. Valor medio della massima precipitazione annua per durata 1 ora (sinistra) e 24 ore (destra), in millimetri.

3.3.4. Applicazione alle durate super-orarie

In generale, la stima dei parametri a e n della curva intensità-durata media nella forma (1) nel campo delle durate orarie avviene a partire dalle serie (siano esse costituite da dati effettivamente osservati o stimati con tecniche geostatistiche) dei massimi annuali di altezza di pioggia cumulata su intervalli di 1-3-6-12-24 ore. Calcolando per ogni durata la media del campione, così come fornita in **figura 7**, ed effettuando la conversione dei valori di altezza di pioggia nei corrispondenti valori di intensità, si ottengono 5 coppie di valori intensità-durata da interpolare con la legge (1), che nel piano bilogaritmico è rappresentata da una retta. La stima dei parametri con il metodo dei minimi quadrati si riduce quindi ad un problema di regressione lineare semplice in cui i valori di a e n sono immediatamente ricavabili rispettivamente dall'intercetta e dal coefficiente angolare.

Il coefficiente pluviale orario a ottenuto dai valori medi pesati di precipitazione è rappresentato in **figura 8 a sinistra**. Esso presenta un andamento decrescente rispetto alla quota e assume valori minimi e massimi rispettivamente in corrispondenza della Valle d'Aosta e della Val d'Ossola. Comportamento contrario si riscontra invece per l'esponente di invarianza di scala n , rappresentato in **figura 8 a destra**.

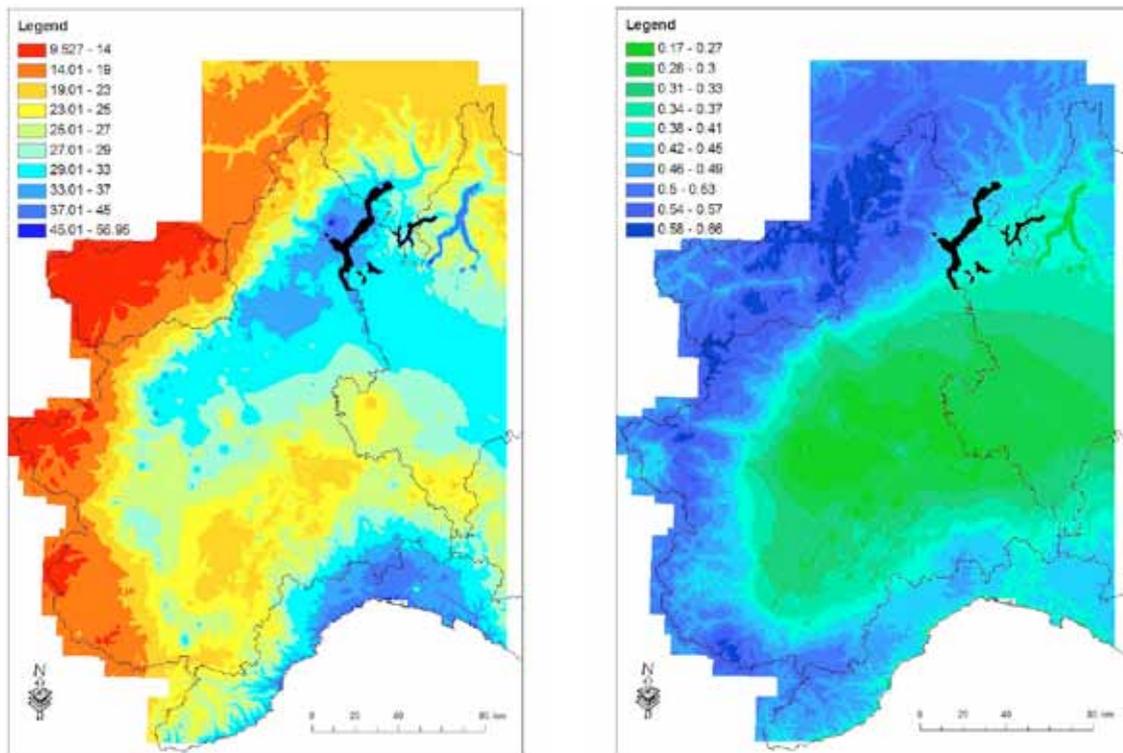


Fig. 8. Coefficiente pluviale orario a (sinistra); esponente di invarianza di scala n_x (destra).

3.3.5. Integrazione della curva di possibilità pluviometrica alle durate sub-orarie

La legge (1), caratterizzata da intensità $i_0=i(d=0)$ infinita, ben descrive l'andamento della curva intensità-durata nell'arco temporale 1-24 ore (all'interno del quale i punti sperimentali rappresentativi della relazione tendono ad allinearsi lungo una retta sul piano bilogaritmico). La stessa può però non essere adattabile anche al range di brevi durate laddove, sempre sul piano bilogaritmico, è lecito aspettarsi a un certo punto un cambio di pendenza, con andamento dei punti sperimentali che da rettilineo tende, per $d>0$, a incurvarsi e diventare asintotico, con asintoto orizzontale corrispondente al valore finito dell'intensità i_0 , come mostrato in **figura 9**.

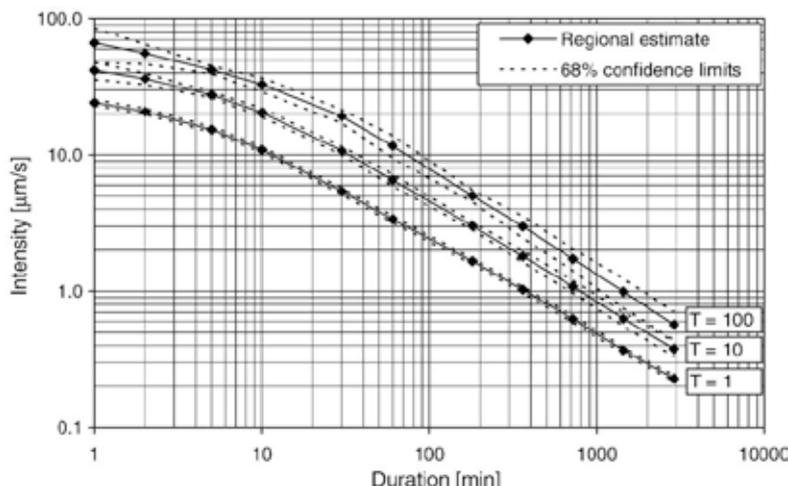


Fig. 9. Curve intensità-durata ricavate per durate 1 min - 48 h (da Madsen et al., 2009)

L'espressione (2), più flessibile della (1), è in grado di interpretare il comportamento reale della legge intensità-durata anche per durate inferiori all'ora. Riguardo a i_0 e β , è evidente l'analogia rispettivamente con i parametri a e n della (1). Il valore del parametro B determina invece il range di durate in cui la pendenza è sensibilmente variabile sul piano bilogarithmico: al crescere del valore di B , infatti, il cambio di pendenza si osserva in corrispondenza di durate sempre più brevi (e quindi anche inferiori alle risoluzioni disponibili) e la curva tende ad assumere un andamento sempre più rettilineo. Ciò è evidente anche dal punto di vista analitico: l'andamento rettilineo è infatti tipico dell'espressione (1).

Il calcolo della relazione intensità-durata media nella forma (2) è stato condotto in corrispondenza delle singole stazioni, non disponendo di serie sintetiche di massimi di precipitazione di durata inferiore all'ora derivate dall'applicazione del kriging sequenziale.

L'approccio adottato prevede di fissare come forma di riferimento della legge intensità-durata, l'espressione (2), mentre si ritiene valida per le durate orarie la legge intensità-durata media nella forma (1) con parametri già stimati sull'intero territorio regionale in seguito alle operazioni di kriging sequenziale. Per le durate sub-orarie si effettua la stima parametrica locale della legge (2), in una formulazione modificata imponendo che la funzione intensità-durata complessiva (ossia riferita a durate super- e sub-orarie) sia continua e derivabile per $d = 1$ ora:

$$i_1(1) = i_2(1) \Rightarrow i_0 \cdot (1 + B)^\beta = a \tag{7}$$

$$i_1'(1) = i_2'(1) \Rightarrow i_0 \cdot \beta \cdot B \cdot (1 + B)^{\beta-1} = a \cdot (n - 1) \tag{8}$$

da cui derivano le seguenti relazioni:

$$i_0 = \frac{a}{(1 + B)^\beta} \tag{9}$$

$$\beta = \frac{(n - 1) \cdot (1 + B)}{B} \tag{10}$$

che sostituite nella (2) forniscono l'espressione:

$$i(d) = a \cdot \left(\frac{1 + B \cdot d}{1 + B} \right)^{\frac{(n-1)(1+B)}{B}} \quad (11)$$

La (11) presenta un unico parametro B da stimare sulla base dei punti campionari rappresentativi delle durate sub-orarie (che nella maggior parte dei casi sono soltanto 3).

Affinchè sia soddisfatto il vincolo sul parametro β della (2): per la (10) bisogna imporre:

$$B > \frac{1-n}{n} \quad (12)$$

Poiché vale $n \in (0;1)$, imponendo la (12) risultano rispettati tutti gli altri vincoli sui parametri della (1.2): $B > 0$, $i_0 > 0$, $b < 0$.

La stima puntuale del parametro B è stata condotta per via numerica con il metodo dei minimi quadrati, minimizzando la funzione:

$$F_A = \sum_{j=1}^N [i_{oss,j} - i(d_j)]^2 \quad (13)$$

dove $i_{oss,j}$ sono i valori medi campionari di intensità di pioggia per le N durate sub-orarie d_j e $i(d_j)$ sono i corrispondenti valori calcolati con la (11). Il parametro B è stato fatto variare all'interno di un fissato intervallo (B_{min}, B_{max}) , dove B_{min} è calcolato localmente con la (12), mentre B_{max} è stato fissato pari a 1000 h^{-1} . Per quanto precedentemente detto, il raggiungimento del valore massimo nella stima di B coincide con un andamento pressochè rettilineo della relazione intensità-durata a 3 parametri, che in questo caso degenera praticamente nell'estrapolazione della forma a 2 parametri.

3.3.6. Risultati e considerazioni

La procedura di stima locale dei parametri è stata applicata a 173 stazioni aventi un periodo minimo di osservazione pari a 10 anni su almeno 3 durate sub-orarie. Si procede alla stima puntuale del solo parametro B , vincolato a non assumere valori superiori a 1000 h^{-1} . Il raggiungimento di questo valore limite è indicatore di mancata convergenza durante la ricerca del minimo di F_A . La **figura 10** mostra la distribuzione dei valori del parametro B .

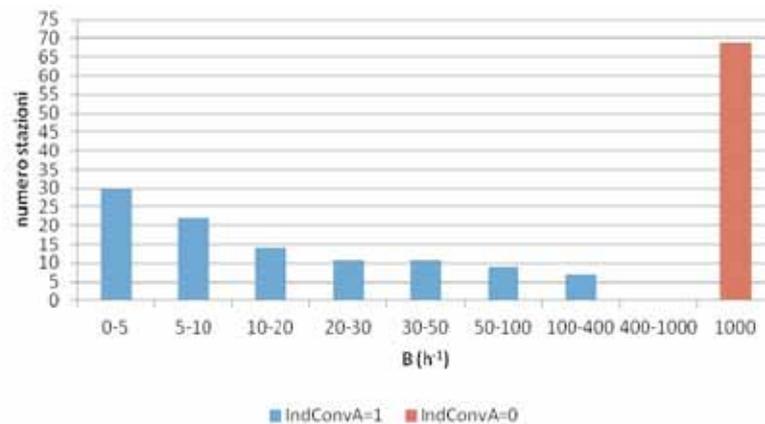


Fig. 10. Distribuzione valori del parametro B

Il parametro B, come già detto, è responsabile del tipo di andamento della curva (2) sull'intervallo di durate analizzato, ovvero localizza il cambio di pendenza della curva nel piano bilogarithmico. Se all'interno del range di durate localmente considerato la disposizione dei punti sperimentali è tale da far assumere alla curva interpolante ottimale un andamento sensibilmente rettilineo, la stima del parametro B fornirà valori molto elevati.

3.3.7. Curva intensità-durata media: analisi globale

In alternativa al calcolo della relazione intensità-durata media in corrispondenza di ciascuna singola stazione, è stata condotta un'analisi globale utilizzando contemporaneamente i valori medi campionari di intensità di pioggia provenienti da tutti i siti di misura. Si ipotizza in pratica che la variabilità spaziale sia caratterizzabile tramite i coefficienti a ed n relativi alle durate super-orarie, mentre il parametro B, relativo alla variabilità sub-oraria, possa essere ritenuto costante sulla regione di interesse.

In analogia con l'approccio locale, si è ritenuta valida la (1) per le durate super-orarie e si è stimato globalmente il valore del parametro B della (2) sui dati sub-orari, imponendo che la funzione intensità-durata complessiva sia continua e derivabile per $d = 1$ ora e utilizzando quindi la forma modificata (11) della legge (2).

Data la variabilità geografica delle caratteristiche climatiche, per effettuare la stima è stato necessario ricondurre i dati sperimentali ad una forma standardizzata. A partire dalla (1) è possibile ricondursi ad una forma indipendente da parametri attraverso la trasformata

$$y(d) = \frac{\log_{10} i(d) - \log_{10} a}{1 - n} \quad (14)$$

per la quale vale una relazione analoga alla (1):

$$y(d) = -\log_{10} d \quad (15)$$

che equivale a ricondursi ad una forma standard con $a = 1$ e $n = 0$.

La (2) nella forma modificata (11), con la trasformata (14), nel piano $y - \log_{10} d$ diventa:

$$y(d) = -\frac{1+B}{B} \cdot \left[\log_{10} \left(1 + B \cdot 10^{\log_{10} d} \right) - \log_{10} (1+B) \right] \quad (16)$$

La (16), valida per durate $d \leq 1$ ora, ricade nel 2° quadrante nel piano $y - \log_{10} d$.

Per ognuna delle 173 stazioni selezionate è stata applicata la trasformazione (14) dai valori medi campionari di intensità di pioggia disponibili, utilizzando i valori ricavati localmente dei parametri a ed n, con risultati riportati in **figura 11**, dove sono stati inoltre evidenziati per ogni durata i valori medi della trasformata y. Si nota una chiara tendenza dei punti a non discostarsi eccessivamente dall'andamento rettilineo. La minore variabilità riscontrabile per le durate più lunghe è attribuibile al fatto che le precipitazioni sono normalizzate tramite la (14) utilizzando i parametri a ed n stimati localmente sui dati relativi a durate superiori all'ora.

La stima globale del parametro B è stata condotta sugli N valori trasformati associati alle durate sub-orarie, con il metodo dei minimi quadrati per via numerica, minimizzando la funzione:

$$F = \sum_{j=1}^N \left[y_{oss,j} - y(d_j) \right]^2 \quad (17)$$

dove $y_{oss,j}$ sono le trasformate dei valori medi campionari di intensità di pioggia per le durate sub-orarie

e $y(d_i)$ sono i valori calcolati con la (16) per le corrispondenti d_i .

La stima restituisce il valore $\hat{B} = 136.5 \text{ h}^{-1}$. Tale valore corrisponde ad una minima curvatura verso il basso rispetto alla bisettrice, confermando il complessivo allineamento dei punti anche per durate sub-orarie. Tale comportamento è probabilmente da attribuirsi alla mancanza di osservazioni relative a durate molto brevi, inferiori ai 5 minuti, che sono proprio quelle che evidenziano una curvatura verso il basso in **figura 9**.

La valutazione locale della relazione intensità-durata media può quindi essere effettuata, noto il valore del parametro \hat{B} ricavato dall'analisi globale, stimando i parametri a e n della (1) sulle piogge orarie e utilizzando la forma analitica (11).

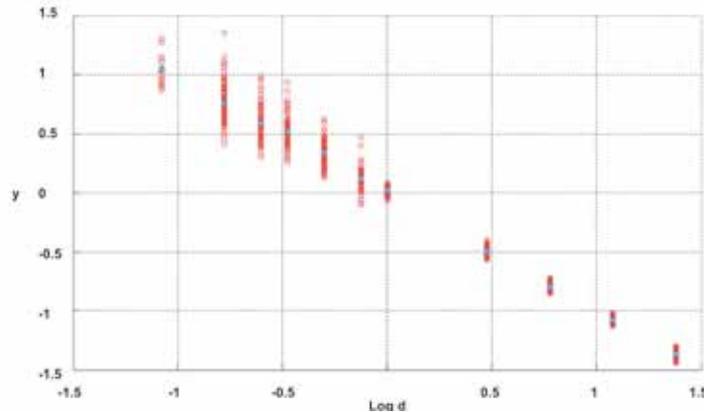


Fig. 11. Analisi globale: trasformate y dei valori medi campionari di intensità di pioggia per le stazioni selezionate

3.3.8. Stima del fattore di crescita delle precipitazioni estreme

Determinata la curva media con i metodi indicati in precedenza, si procede alla stima del fattore di crescita delle precipitazioni estreme con il tempo di ritorno. A tal fine si ipotizza innanzitutto che il fattore di crescita K_T sia indipendente dalla durata della precipitazione, ossia che possa essere impiegato come un semplice fattore moltiplicativo delle relazioni medie definite in precedenza. Per la stima di K_T si possono impiegare le informazioni disponibili in ogni sito nella regione di interesse relative alle serie ricostruite di precipitazione di durata 1-3-6-12-24 ore. La stima del K_T prevede di determinare i moment-ratios (ad esempio, il coefficiente di variazione o il coefficiente di asimmetria) o gli analoghi L-momenti-ratios dalle serie disponibili, di mediare i valori ottenuti per produrre degli stimatori indipendenti dalla durata e , infine, di determinare i parametri della distribuzione prescelta in base ai valori dei descrittori statistici pocanzi ottenuti.

A titolo di esempio, qualora la distribuzione prescelta fosse la distribuzione dei valori estremi di tipo I, o distribuzione di Gumbel, si otterrebbe per il fattore di crescita la relazione

$$K_T = 1 - CV \left[0.5772 \frac{\sqrt{6}}{\pi} + \frac{\sqrt{6}}{\pi} \ln \left(-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right) \right] \quad (18)$$

dove CV è il coefficiente di variazione medio (sulle 5 durate) delle precipitazioni estreme.

3.4. Conclusioni

L'analisi regionale delle precipitazioni intense in Piemonte ha prodotto una base dati omogenea nel tempo e nello spazio, finalizzata alla stima delle precipitazioni di progetto. I risultati ottenuti dalla elaborazione delle serie nelle stazioni di misura sono di seguito riassunti:

1) le intensità medie di precipitazione per durate superiori all'ora possono essere determinate utilizzando la relazione (1) con parametri a ed n stimati su una griglia a maglia quadrata di lato 250 m che copre l'intera regione (**figura 8**);

2) le intensità medie per durate inferiori all'ora possono essere determinate utilizzando la relazione (11) con coefficiente $\hat{B} = 136.5 \text{ h}^{-1}$;

3) la dipendenza delle precipitazioni dal tempo di ritorno può essere ricostruita moltiplicando le relazioni (1) o (11) per un fattore di crescita K_r . Relativamente a tale fattore, sono stati calcolati a titolo di esempio, i valori per la distribuzione di Gumbel, consentendo di procedere alla sua stima locale (ossia su ogni punto griglia) a partire dalle serie storiche ricostruite con il kriging sequenziale per durate 1-3-6-12-24 ore. Tale impostazione consente di evitare la scelta di un'unica distribuzione regionale delle precipitazioni intense, lasciando all'utente la possibilità di procedere a dettagliate analisi locali sulla appropriatezza dei vari modelli probabilistici.

Bibliografia

Capitolo 1

- Ambrosetti W., Barbanti L. & Rolla A. 2006. *Annuario dell'Osservatorio Meteorologico di Pallanza 1997-2003*. Ed. Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, Verbania Pallanza: 1-38.
- Apadula F, Cortesi N. 2009. Studio del ruolo delle variabili meteorologiche sulla domanda elettrica. Rapporto CESI RICERCA per la Ricerca di Sistema, 08005759.
- Alpert P, Ben-Gai T, Baharad A. et al. 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.* vol. 29, n° 11.
- Barbanti L. 1968. *Annuario 1967 dell'Osservatorio Meteorologico di Pallanza*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 23: 245-320.
- Bovo S., Pelosini R. 2007 *Il Piemonte nel cambiamento climatico*. ARPA Piemonte ISBN 978-88-7479-066-1
- Brunetti M, Buffoni L, Mangianti F, Maugeri M, Nanni T. 2004. Temperature and extreme events during the last century in Italy. *Global and planetary change* 40, 141-149.
- Brunetti M, Buffoni L, Maugeri M, Nanni T. 2000. Precipitation intensity trends in Northern Italy. *International Journal of climatology* 20, 1017-1031.
- Brunetti M, Maurizio M, Nanni T, Navarra A. 2002. Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. *International Journal of climatology* 22: 543-558. doi: 10.1002/joc.751.
- Camuffo D, Pagan E. 2005. Analisi di serie storiche di temperatura e precipitazione in località prossime agli speleo temi. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): 37-4.
- Capra A, LaSpada C, Porto P, Scicolone B. 2011. Trend degli afflussi e dei deflussi di bacini idrografici calabresi. *Convegno di Medio Termine dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria*. Belgirate, 22-24 settembre 2011.
- Cat Berro D., Ratti M., & Lupotto E. 2004. Il clima di Vercelli dal 1871 in Vercelli e il suo tempo. *Vercelliviva e Società Meteorologica Italiana Eds. Gallo Artigrafiche, Vercelli*: 65-195 pp.
- Claps P. 2002: "Simulazione stocastica di serie idrologiche a supporto della pianificazione e gestione dei sistemi idrici". *Appunti scritti per il Corso di III livello. Politecnico di Torino, 20-22 Novembre 2002*.
- Ciampittiello, M., C. Dresti & H. Saidi 2011. Indagini sul bacino imbrifero. *Caratteristiche idrologiche - Ricerche sull'evoluzione del Lago Maggiore. Aspetti limnologici. Programma quinquennale 2008-2012. Campagna 2010. Commissione Internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere*(Ed.): 5-11.
- Coles S. 2001 "An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values". *Springer Series in Statistics*.
- Cortemiglia G.C. 1999. *Serie climatiche ultracentenarie. Regione Piemonte. CSI Piemonte*. 172 pp.
- Davison AC. and Smith R.L. 1990. Models for exceedances over high thresholds (with discussion). *J.R. Statist. Soc. B* 52, 393- 442.
- Haylock M. and Nicholls N. 2000. Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. *Int. J. Climatol.*, 20, 1533-1541.
- Hosking JRM, Wallis JR. 1997. *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University Press. Cambridge.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate change*. Cambridge University press.
- IPCC 2012. *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. Special Report of the Intergovernmental Panel on climate change*. Cambridge University press.
- Karl TR, Knight RW, Plummer N, 1995. Trends in high frequency climate variability in the twentieth century. *Nature* 377, 217-220.

Karl TR, Knight RW. 1998. Secular trends of precipitation amount frequency and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 231–241.

Leonardi R. Montefinale T. Malvestuto V. Testa O. Beltrano M.C. 2006. The automatic digitization of time series recorded on graph paper supports. WMO technical conference on instruments and methods of observation, December 4th 2006 (2006-12-04), pages 1-8, XP002477828.

Mercalli L. 2004. *Meteorologia: Scienza d'avanguardia e guida per il futuro da Vercelli al clima globale, in Vercelli e il suo tempo.* Vercelliviva e Società Meteorologica Italiana Eds. Gallo Artigrafiche, Vercelli: 17:64 pp.

Ntegeka, V., Willems P., 2008. "Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, based on a more than 100-year time series of 10 min rainfall intensities at Uccle, Belgium", *Water Resour. Res.*, 44, W07402, doi:10.1029/2007WR006471.

Saidi H. Ciampittiello M. Dresti C. Ghiglieri G. 2012. The Climatic Characteristic of Extreme Precipitations for short-term Intervals in the Watershed of Lake Maggiore. *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-012-0768-x.

Sneyers R. 1990. On the statistical Analysis of Series of observations. WMO, Technical Note N. 415, Geneve, 192pp.

Capitolo 2

Acquaotta F. (ined. 2012) – Analisi delle serie storiche di temperatura e precipitazione in Piemonte: peculiarità e variabilità climatica. Tesi di Dottorato in Scienza e Alta Tecnologia, indirizzo in Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, Scuola di Dottorato in Scienza e Alta Tecnologia, pp. 178.

Acquaotta F., Fratianni S., Cassardo C. And Cremonini R. (2009) – On the continuity and climatic variability of meteorological stations in Torino, Asti, Vercelli and Oropa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 103, 279-287, DOI: 10.1007/s00703-008-0333-4.

ARPA PIEMONTE - Banca Dati Meteorologica <http://www.arpa.piemonte.it/banca-dati-meteorologica>

Biancotti A., Mercalli L. (1990) -Variazioni climatiche nell'Italia nord-occidentale. *Memorie della Società Geografica Italiana*, volume XLVI.

Galeotti P. (1984) - *Elementi di probabilità e statistica.* Editrice Universitaria Levrotto & Bella Torino, pp. 359.

Gokturk O., Bozkurt D., Lutfi Sen O. and Karaca M. (2008) – Quality control and homogeneity of Turkish precipitation data. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.6915.

Klein Tank A. M., Wijngaard J. B., Konnen G. P., Bohm R., Demaree G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Muller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Palsdottir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A. F. V., Forland E., Miletus M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Antonio Lopez J., Dahlstrom B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L. V. And Petrovic P. (2002) - Daily dataset of 20TH-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *Int. J. Climatol.*, 22, 1441-1453.

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

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

SIMI (Servizio Idrografico e Mareografico Italiano) - Ufficio compartimentale di Parma (1990) - *Bacino Idrografico del Fiume Po: Inventario delle stazioni di misura.*

Venema V., Mestre O., Aguilar E., Auer I., Guijarro J. A., Domonkos P., Vertacnik G., Szentimrey T., Stepanek P., Zahradnicek P., Viarre J., Müller-Westermeier G., Lakatos M., Williams C. N., Menne M., Lindau R., Rasol

D., Rustemeier E., Kolokythas K., Marinova T., Andresen L., Acquaotta F., Fratianni S., Cheval S., Klancar M., Brunetti M., Gruber C., Prohom Duran M., Likso T., Esteban P., Brandsma T. (2012) - Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. CLIMATE OF THE PAST (ISSN:1814-9324) , pp. 89- 115, Vol. 8.

Wijngaard J. B., Klein Tank A. M. G., Konnen G. P. (2003) - Homogeneity of 20Th century European daily Temperature And Precipitation Series. Int. J. Climatol., 23, 679-692.

Wilks D. S.(2006) – Statistical methods in the atmospheric sciences second edition. International Geophysics Series ELSEVIER, p. 627.

Capitolo 3

Aron G., Dunn C.N., Wall D.J. e White E.L., 1987, Regional rainfall intensity-duration-frequency curves for Pennsylvania. Water Resources Bull. 23(3), 479-486.

Bell F.C., 1969, Generalized rainfall-duration-frequency relationships. Journal of Hydraulic Division, A.S.C.E. 95, 311-327.

Bernard M.M., 1932, Formulas for rainfall intensities of long duration. Transactions, ASCE 96 (Paper No.1801), 592-624.

Burlando P. e Rosso R., 1996, Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. Journal of Hydrology 187(1-2), 45-64.

Chen C.L., 1983, Rainfall intensity-duration-frequency formulas. Journal of Hydraulic Engineering 109(12), 1603-1621.

Chow V.T., 1964, Handbook of Applied Hydrology. McGraw- Hill, New York.

Chow V.T., Maidment D.R. e Mays L.W., 1988, Applied Hydrology. McGraw- Hill, New York.

Cowperrwait P.S.P., Metcalfe A.V., O'Connell P.E., Mawdsley J.A., Threlfall J.L., 1991, Stochastic generation of rainfall time-series. Found. Water Resources, Report FR0217, Swindon.

Cowperrwait P.S.P., 1994, A generalized point process model for rainfall. Proceedings of The Royal Society of London, Series A, vol. 447, no. 1929, 23-37.

Cowperrwait P.S.P., O'Connell P.E., Metcalfe A.V., Mawdsley J.A., 1996, Stochastic point process modeling of rainfall. Journal of Hydrology 175, 17-65.

Cowperrwait P.S.P, 2003, A Stochastic Rainfall Model for North Shore City. Client Report for North Shore City Council, May 2003.

Di Baldassarre G., Brath A., Montanari A., 2006, Reliability of different depth-duration-frequency equations for estimating short-duration design storms. Water Resources Research 42, W12501.

Garcia-Bartual R. e Schneider M., 2001, Estimating maximum expected short-duration rainfall intensities from extreme convective storms. Phys. Chem. Earth B 26, 675-681.

Gupta V.K., Waymire E., 1993, A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. Journal of Applied Meteorology 32, 251-267.

Heaney J.P., Nix S.J., 1977, Storm Water Management Model: Level 1-Comparative Evaluation of Storage Treatment and Other Management Practices. EPA-600/2-77-083 (NTIS PB-265671), Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.

Hershfield D.M., 1961, Estimating the probable maximum precipitation. Proc. ASCE, Journal of Hydraulic Division 87(HY5), 99-106.

Koutsoyiannis D., 1994, A stochastic disaggregation method for design storm and flood synthesis. Journal of Hydrology 156(1-4), 193-225.

Koutsoyiannis D., 2006, An entropic-stochastic representation of rainfall intermittency: The origin of clustering and persistence. Water Resources Research 42(1), W01401.

- Madsen H., Arnbjerg-Nielsen K., Mikkelsen P.S., 2009, Update of regional intensity-duration-frequency curves in Denmark: Tendency towards increased storm intensities. *Atmospheric Research* 92, 343-349.
- Marani M., 2003, On the correlation structure of continuous and discrete point rainfall. *Water Resources Research* 39(5), 1128.
- McKay A.M., 1970, Precipitation. In: *Handbook on the principles of hydrology*. D.M. Gray ed., National Research Council of Canada, 2.1-2.111.
- Olsson J., 1998, Evaluation of a cascade model for temporal rainfall disaggregation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2, 19-30.
- Olsson J. e Berndtsson R., 1998, Temporal rainfall disaggregation based on scaling properties. *Water Sci. Technol.* 37, 73-79.
- Olsson J. e Burlando P., 2002, Reproduction of temporal scaling by a rectangular pulse rainfall model. *Hydrol. Process.* 16, 611-630.
- Onof C. e Wheater H.S., 1993, Modeling of British rainfall using a Random Parameter Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model, *Journal of Hydrology* 149, 67-95.
- Onof C., Chandler R.E., Kakou A., Northrop P., Wheater H.S. e Isham V., 2000, Rainfall modeling using poisson-cluster processes: a review of developments. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, vol. 14, no. 6, 384-411.
- Onof C. e Townend J., 2004, Modeling 5-minute rainfall extremes. *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*, British Hydrological Society, 377-388
- Philips, D. L., J. Dolph, e D. Marks. «A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain.» *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, 1992: 119-141.
- Prudhomme, C., e D. W. Reed. «Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland.» *International Journal of Climatology*, 19, 1999: 1337-1356.
- Rodriguez-Iturbe I., Gupta V.K. e Waymire E., 1984, Scale considerations in the modeling of temporal rainfall, *Water Resources Research* 20(11), 1611-1619.
- Rodriguez-Iturbe I., Cox D.R. e Isham V., 1987, Some models for rainfall based on stochastic point processes. *Proceedings of The Royal Society of London, Series A*, vol. 410, no. 1839, 269-288.
- Tavares L.V., 1975, Continuous Hydrological Time Series Discretization, *Journal Hydraulics Division, Proc. ASCE*, vol.101, no. HY1, 49-63.
- Veneziano D. e Furcolo P., 2002, Multifractality of rainfall scaling of intensity-duration-frequency curves. *Water Resources Research* 38(12), 1306.
- Wenzel H.G., 1982, Rainfall for urban stormwater design. Cap. 2 Urban Stormwater Hydrology. *Water Resources Monograph* 7, AGV. Washington D.F.
- Yarnell D.L., 1935, Rainfall intensity-frequency data. U.S. Dep. Agric. Misc. Publ., 204.



ISBN 978-88-7479-124-8

©2013, Arpa Piemonte
Via Pio VII, 9 – 10135 Torino – Italia
www.arpa.piemonte.it