

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

Scuola di Scienze  
Corso di Laurea Magistrale in Fisica

**Realizzazione di un data-set ad alta  
risoluzione (30 secondi d'arco) di  
precipitazioni mensili su un'area ad orografia  
complessa (Trentino-Alto Adige)**

**Relatore:**  
**Prof. Michele Brunetti**

**Presentata da:**  
**Nicola Andreello**

**Sessione III**  
**Anno Accademico 2014/2015**



# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>3</b>
1.1	Area di studio . . . . .	4
1.2	Data-set climatologici esistenti in area alpina . . . . .	6
1.3	Metodologie di interpolazione . . . . .	10
1.3.1	Metodi grafici . . . . .	11
1.3.2	Metodi topografici . . . . .	11
1.3.3	Metodi numerici . . . . .	11
1.3.4	Il <i>PRISM</i> . . . . .	15
<b>2</b>	<b>Metodologie impiegate</b>	<b>17</b>
2.1	Climatologia . . . . .	19
2.1.1	Struttura concettuale . . . . .	19
2.1.2	Descrizione del modello . . . . .	20
2.2	Anomalie mensili . . . . .	24
<b>3</b>	<b>Base dati</b>	<b>27</b>
3.1	Climatologia . . . . .	28
3.2	Anomalie mensili . . . . .	32
<b>4</b>	<b>Analisi della performance del modello</b>	<b>35</b>
4.1	Climatologia . . . . .	36
4.1.1	Valutazione della ricostruzione delle climatologie . . . . .	44
4.2	Anomalie mensili . . . . .	53
4.2.1	Valutazione della procedura di interpolazione delle anomalie	56
4.3	Sovrapposizione di climatologia e anomalie . . . . .	59
4.3.1	Valutazione dell'intera procedura di interpolazione . . . . .	59

4.4	Risultati delle interpolazioni . . . . .	62
<b>5</b>	<b>Casi di studio</b>	<b>73</b>
5.1	Novembre 1966 . . . . .	73
5.2	Febbraio 1993 . . . . .	77
5.3	Novembre 2000 . . . . .	80
<b>6</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>87</b>

# Abstract

In questa tesi si presenta la realizzazione di un data-set ad alta risoluzione (30 secondi d'arco) di precipitazioni mensili (per il periodo 1921-2014), per la regione del Trentino-Alto Adige. Esso è basato su una densa rete di stazioni con osservazioni di lunga durata, sottoposte ai necessari controlli di qualità. La tecnica di interpolazione si basa sull'assunzione che la configurazione spazio-temporale del campo di una variabile meteorologica su una certa area possa essere descritta con la sovrapposizione di due campi: i valori normali relativi a un periodo standard (1961-1990), ossia le climatologie, e le deviazioni da questi, ossia le anomalie. Le due componenti possono venire ricostruite tramite metodologie diverse e si possono basare su data-set indipendenti. Per le climatologie bisogna avere un elevato numero di stazioni (anche se disponibili per un lasso temporale limitato); per le anomalie viceversa la densità spaziale ha un rilievo minore a causa della buona coerenza spaziale della variabilità temporale, mentre è importante la qualità dei dati e la loro estensione temporale. L'approccio utilizzato per le climatologie mensili è la regressione lineare pesata locale, una tecnica flessibile e dunque più adeguata di altre alla complessa orografia che caratterizza il Trentino-Alto Adige. Per ciascuna cella della griglia si stima una regressione lineare pesata della precipitazione in funzione dell'altitudine; si pesano di più le stazioni aventi caratteristiche simili a quelle della cella stessa (in termini di distanze, quota, pendenza e orientazione del versante). Invece le anomalie mensili si ricavano, per ogni cella di griglia, grazie a una media pesata delle anomalie delle vicine stazioni, dove i pesi sono dati dal prodotto di un peso radiale, uno di quota e uno angolare, che tiene conto delle anisotropie nella distribuzione spaziale delle stazioni. Infine la sovrapposizione delle componenti spaziale (climatologie) e temporale (anomalie) consente di ottenere per ogni nodo del grigliato una serie temporale di precipitazioni mensili in valori assoluti. La bontà dei risultati viene poi valutata con gli errori quadratici medi (RMSE) e i coefficienti di correlazione di Pearson delle singole componenti ricostruite rispetto a quelle osservate. Come ulteriore verifica e per mostrare le potenziali applicazioni del prodotto si esaminano alcuni casi studio.



# Capitolo 1

## Introduzione

Le due variabili essenziali che sono alla base di qualunque previsione meteo rivolta al pubblico sono la temperatura, minima e massima, e la quantità dell'eventuale precipitazione; ed esse sono pure i parametri cruciali di output che vengono richiesti ai modelli climatici per pianificare poi le decisioni a livello globale fondamentali per il futuro modello di sviluppo dell'umanità e anche quelle, a scala locale, che riguardano per esempio la gestione di una porzione di territorio a rischio dal punto di vista idrogeologico.

In particolare, la precipitazione costituisce un fenomeno articolato e complesso da comprendere e prevedere, di importanza notevole per l'esistenza e la conservazione degli ecosistemi naturali, nonché di grande impatto su molte attività umane. Per questo motivo lo studio della sua distribuzione su differenti scale spaziali e temporali ha ricadute ampie in vari ambiti ed è sempre più intensamente oggetto di attenzione da parte dei ricercatori.

Questa tesi si occupa nello specifico del territorio della regione del Trentino-Alto Adige (suddivisa amministrativamente nelle province autonome di Trento e di Bolzano) e marginalmente delle regioni della Lombardia e del Veneto e mira alla produzione di data-set di piovosità ad alta risoluzione spaziale, con risoluzione temporale alla scala mensile, a partire da dati di precipitazione giornalieri.

La messa a punto di data-set climatici basati su una griglia regolare di punti stesa su una determinata area geografica a partire da dati di localizzazione sparsa

è al momento un'esigenza molto sentita, allo scopo di rappresentare la variabilità sia spaziale che temporale del parametro climatico desiderato all'interno dell'area in oggetto. Diversi sono gli ambiti in cui questi prodotti possono rivelarsi utili. Fra i più importanti c'è senza dubbio quello dei servizi climatici erogati ai vari soggetti decisionali: in particolare le griglie di piovosità sono richieste nei settori dell'agricoltura, dell'ingegneria e della gestione del territorio e delle risorse naturali in generale; esse costituiscono gli input da inserire nei modelli idrologici ed ecologici. Altro campo nel quale le interpolazioni di dati di piovosità trovano applicazione è quello dello studio dell'impatto del cambiamento climatico a scala locale, dove interferiscono numerosi fattori locali legati per esempio all'orografia, come è appunto il caso del Trentino-Alto Adige, che possono interagire con le condizioni sinottiche, modificando in modo caratteristico l'importanza delle forzanti causate dal cambiamento nella concentrazione dei gas clima-alteranti. Un altro possibile settore di impiego è per il *downscaling statistico* di modelli climatici, una tecnica mediante cui si mira a stabilire un legame statistico fra una variabile a grande scala descritta da un modello climatico globale e una a piccola scala (nel nostro caso, la piovosità appunto) studiando i dati delle serie storiche di ambedue le variabili; ciò consente successivamente di ottenere previsioni per la variabile a piccola scala utilizzando i valori della variabile a grande scala forniti dal modello climatico globale.

## 1.1 Area di studio

Il Trentino-Alto Adige (fig. 1.1) è posto nel cuore delle Alpi proprio là dove la catena assume la sua massima espansione in senso meridiano: si trova in una zona di transizione tra le Alpi Meridionali, che hanno un clima influenzato dal Mar Mediterraneo, e le Alpi Settentrionali, il cui clima ha caratteri di continentalità maggiori. La regione viene attraversata dall'ampia valle dell'Adige (che ha orientamento ovest-est nella prima parte del suo corso e nord-sud poi) e da valli minori nelle quali scorrono i suoi affluenti, tra cui l'Isarco, il Noce e l'Avissio. Nella provincia di Trento inoltre nascono e sviluppano la parte alta del loro corso il Chiese e la Sarca (affluenti del Po) e il Brenta. A eccezione della valle dell'Adige, la sola zona relativamente pianeggiante è la valle del Basso Sarca che è situata a nord del Lago di Garda, il cui lembo settentrionale appartiene al

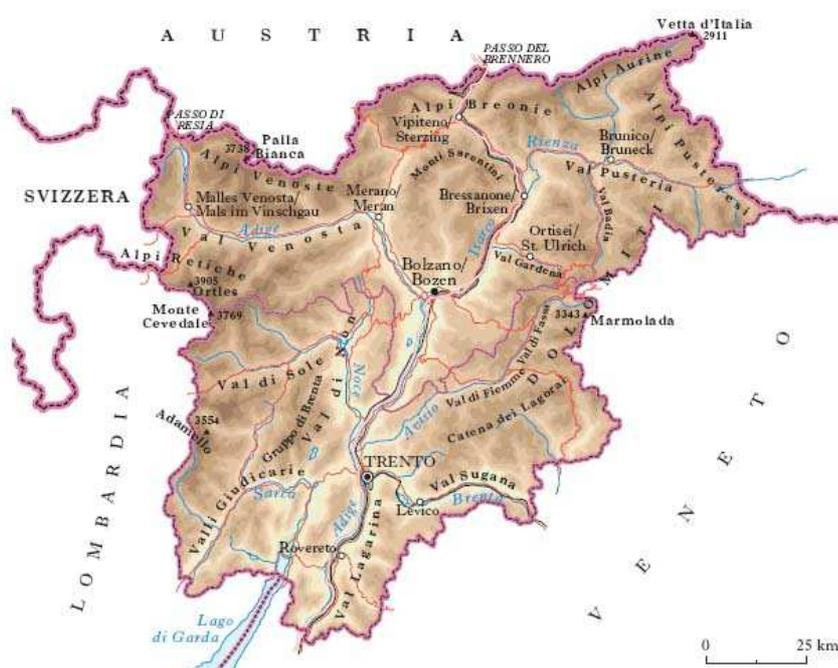


Figura 1.1: Una carta fisica del Trentino-Alto Adige, con l'indicazione dei principali corsi d'acqua e gruppi montuosi. Immagine tratta da [www.treccani.it](http://www.treccani.it).

Trentino; tutto il resto della regione è occupato da numerosi gruppi montuosi di estensioni, orientazioni ed elevazioni estremamente variegata: le altezze maggiori sono raggiunte a ovest dalle Alpi Retiche (Massiccio dell'Ortles, 3900 metri, e Alpi Venoste) e a est dalle Alpi Pusteresi e Dolomiti. Il risultato è un'orografia assai complessa che ha provocato una consistente diversificazione microclimatica.

## 1.2 Data-set climatologici esistenti in area alpina

Il Trentino-Alto Adige fa parte della Regione Alpina Estesa, o GAR (*Greater Alpine Region*), un'ampia fetta del continente europeo compresa per definizione tra 4-19°E e 43-49°N e soggetta all'influenza dei tre climi europei principali: atlantico, mediterraneo e continentale. Questi climi interagiscono tra di loro e anche e soprattutto con la complessa orografia della GAR, dando origine a una consistente varietà di regimi di precipitazione; il loro studio è importante in quanto quasi tutti i maggiori fiumi europei nascono qui e il loro corso è perciò influenzato dalla quantità e distribuzione delle precipitazioni che interessano questo areale. In ciò risulta estremamente utile l'elevato numero di stazioni che si trovano in questa regione, alcune delle quali hanno serie osservative che iniziano dal XIX secolo.

In particolare, già vari autori si sono dedicati all'analisi della precipitazione su griglie ad alta risoluzione nell'ambito della GAR. Escludendo la produzione di data-set climatici a livello continentale e globale, dove la GAR è solamente una parte del dominio, la letteratura esistente al riguardo può essere divisa in due gruppi:

- studi dedicati alla GAR nel suo complesso;
- studi che si occupano di aree, nazioni o regioni, ben definite all'interno della GAR.

Descriviamo adesso i più significativi fra questi studi; per un approfondimento delle tecniche di interpolazione che saranno citate rimandiamo alla sezione 1.3.

Per quanto concerne il primo gruppo, il primo lavoro importante in tempi recenti è quello compiuto da Frei and Schär [1998]; essi hanno costruito una climatologia a media risoluzione (25 km) espressa sotto forma di precipitazioni medie giornaliere per il periodo 1971-1990 su un dominio che corrisponde più o meno alla GAR, 2-17°E e 43-49°N. Per l'analisi dei dati è stata usata una versione modificata dell'algoritmo di interpolazione SYMAP (Shepard [1968], Shepard [1984]) che attribuisce alle osservazioni un peso secondo l'inverso della distanza e inoltre dà più importanza a stazioni isolate. È stata sfruttata una rete di oltre 6000 stazioni con osservazioni giornaliere. Malgrado questa disponibilità e la risoluzione non elevata, gli studiosi avvertono che il limitato campionamento spaziale può essere una fonte di errore importante per le stime di precipitazione.

Il loro lavoro è stato poi sviluppato da altri autori:

1. Schwarb et al. [2001] hanno prodotto un'altra climatologia sullo stesso periodo e nello stesso dominio a risoluzione molto più elevata (1.25 minuti pari a circa 2.5 km) introducendo però una metodologia di interpolazione diversa, il **PRISM**<sup>1</sup>. Essa è però ancora affetta da errori relativamente alti, del 20-25%;
2. determinando una climatologia sul medesimo periodo di riferimento Schmidli et al. [2002] hanno ottenuto un data-set alla risoluzione mensile fra il 1901-1990 con la medesima risoluzione di 25 km su un dominio leggermente più ristretto (3.2-16.2°E e 43.2-48.8°N). La metodologia stavolta utilizzata è la tecnica di interpolazione ottimale a spazio ridotto<sup>2</sup> (Kaplan et al. [1997]). La qualità della ricostruzione si esprime tramite la varianza spiegata  $\beta$ , sia spazialmente sia temporalmente; complessivamente gli autori hanno trovato  $\beta = 0.77 - 0.79$ . I risultati sono stati impiegati per indagare eventuali correlazioni con l'indice NAO (North Atlantic Oscillation); l'esito complessivo è stato tuttavia negativo;

---

<sup>1</sup>*Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model.*

<sup>2</sup>Consiste nell'estrarre i modi di variabilità spaziotemporale da osservazioni a risoluzione alta su un periodo limitato di tempo e, in seguito, nello stimare i coefficienti di questi modi da serie più sparse però temporalmente più estese.

3. Isotta et al. [2014] hanno approfondito ulteriormente l'opera di Frei and Schär [1998] ottenendo, dopo aver prodotto una climatologia sul periodo 1971-1990, un data-set giornaliero di precipitazione sul periodo 1971-2008 con risoluzione pari a 5 km per un dominio quasi identico, 2-17.5°E e 43-49°N. La climatologia si basa (come in Schwarb et al. [2001]) sul PRISM; le anomalie giornaliere, invece, sono sviluppate mediante una versione modificata dell'algoritmo di interpolazione SYMAP (Shepard [1984]). Gli autori però avvertono che il loro lavoro è basato su serie temporali che non sono state testate circa la loro omogeneità e che perciò la coerenza del loro data-set nel lungo termine è probabilmente compromessa.

Un altro importante progetto è stato portato avanti da Efthymiadis et al. [2006]: essi hanno ricavato un data-set di precipitazioni su base mensile dal 1800 al 2003 su un dominio corrispondente alla GAR basandosi su 192 serie omogeneizzate e in generale di buona qualità (benché all'inizio del XIX secolo il loro numero fosse molto minore). La risoluzione della griglia non è molto elevata, 10 minuti (circa 20 km). Anch'essi hanno fatto uso dell'algoritmo di interpolazione SYMAP, in versione modificata, sia per la parte di climatologia (che è riferita al periodo 1971-1990) che per quella di anomalie mensili. La valutazione della performance del modello è effettuata tramite la varianza spiegata; i valori sono assai buoni nel periodo 1931-1990, mai minori (neppure in estate) di 0.86. Per la varianza spaziale delle anomalie, analisi a campione nel XIX secolo segnalano valori un po' più bassi soprattutto in estate. Le performances peggiori si hanno sempre per alcune regioni montane.

L'attività di ricerca per quanto riguarda il secondo gruppo si è molto sviluppata negli ultimi anni; poiché in tali casi i domini di indagine sono ridotti, lo sforzo maggiore è indirizzato a un miglioramento della risoluzione spaziale.

Per la Croazia, per esempio, Perćec Tadić [2010] ha costruito una climatologia mensile per il periodo 1961-1990 mediante il metodo di *regression kriging*, con risoluzione di 1 km, servendosi di una rete di stazioni molto numerosa. Gli errori RMSE del modello sono stati determinati su base stagionale: si va da 20 mm per l'estate a 50 mm per l'inverno (la stagione più piovosa).

Se concentriamo la nostra attenzione sull'Italia possiamo ricordare lo studio di Brunetti et al. [2012], che hanno ottenuto un data-set ad alta risoluzione (1 km) di climatologie sul periodo 1961-1990 e anomalie mensili di precipitazione (sul periodo 1800-2000) per l'Italia nordorientale, un dominio che racchiude dunque quello oggetto di questa tesi. Il lavoro mirava a illustrare il metodo di cui ci serviamo anche noi, però migliorato sotto diversi aspetti. Per esempio le stazioni sul territorio del Trentino-Alto Adige impiegate per l'interpolazione delle anomalie mensili sono poche, appena 8 (mentre nel nostro caso avremo alla fine 162 stazioni); i pesi assegnati a ciascuna stazione impiegata per l'interpolazione erano basati soltanto sulla distanza dal punto di griglia; lo *smoothing* del modello di elevazione digitale utilizzato per l'interpolazione delle climatologie è ottenuto da Brunetti et al. [2012] tramite una media aritmetica della quota dei punti di griglia più vicini a quello considerato (mentre noi considereremo uno *smoothing* gaussiano, pertanto una media pesata).

Segnaliamo anche (dato che il settore di indagine è compreso nella GAR, sebbene non appartenga propriamente alla zona alpina) il recente lavoro di Antolini et al. [2015] per le temperature e le precipitazioni a risoluzione temporale giornaliera per l'Emilia Romagna, basato su una griglia di triangoli, con risoluzione spaziale equivalente (vale a dire, il lato del quadrato con la medesima superficie) di 1300 metri per le aree montuose e 4200 metri per le aree pianeggianti. Il periodo considerato è il 1961-2010 e il metodo adottato è, ancora una volta, l'algoritmo di interpolazione SYMAP, in versione modificata: si fa uso, infatti, di una "distanza topografica"  $D_t$ , che tiene conto della presenza dei rilievi. Peraltro, benché sui dati sia stato eseguito un accurato controllo di qualità, le precipitazioni risultano generalmente sottostimate soprattutto in estate.

Infine è doveroso citare, per la loro importanza negli studi di climatologia sulle precipitazioni (nonostante non riguardino la zona alpina), i lavori di Daly (Daly et al. [1994], Daly et al. [2002], Daly [2006], Daly et al. [2008]) che, insieme ai suoi collaboratori, sulla base di numerose precedenti acquisizioni teoriche ha concepito, formulato e in seguito perfezionato il metodo PRISM: nello specifico, segnaliamo l'imponente studio sulla climatologia 1971-2000 di temperature

e precipitazioni per l'area denominata CONUS<sup>3</sup> (Daly et al. [2008]), con un'interpolazione eseguita su una griglia di risoluzione 30 arcsec ( $\sim 800$  m). A causa della notevole variabilità fra i climi degli Stati Uniti, gli autori li dividono in una parte occidentale, una centrale e una orientale giungendo a un MAE (errore medio assoluto) minimo di 3.30 mm a febbraio per la parte centrale e a un MAE massimo di 12.59 mm a gennaio per la parte occidentale.

### 1.3 Metodologie di interpolazione

La **predizione spaziale**, o **interpolazione spaziale**, è uno degli obiettivi della geostatistica, la parte della statistica che si occupa dell'analisi di dati geografici campionati entro una certa area di interesse. Essa punta alla predizione dei valori della variabile considerata sull'intera area (Hengl [2009]); i risultati finali tipicamente sono immagini o mappe<sup>4</sup>. Fino adesso è stato messo a punto un gran numero di metodologie di interpolazione: ognuna ha pregi e difetti, dipendenti pure dalla disciplina di studio e dallo scopo finale dell'interpolazione. A noi interessa focalizzare l'attenzione sull'ambito climatologico, quindi forniamo qui di seguito una descrizione dello stato dell'arte delle metodologie più sfruttate per la produzione di data-set di precipitazione annua e mensile su celle di griglie spaziate regolarmente partendo da una distribuzione puntuale di misurazioni (in regioni poste alle medie latitudini). In questa rassegna includiamo una breve sintesi di quella che in seguito utilizzeremo e di cui parleremo più dettagliatamente nel prossimo capitolo ovvero il *PRISM*. I metodi utilizzati per la stima delle precipitazioni su una griglia regolare ricadono normalmente in uno di questi tre gruppi: *grafico*, *topografico* e *numerico*.

---

<sup>3</sup>CONUS (*CON*tiguous *UN*ited *S*tates) è un acronimo che identifica i 48 stati USA tra Messico e Canada, escludendo perciò Alaska, Hawaii e gli altri territori e possedimenti.

<sup>4</sup>Per la precisione la predizione spaziale comprende sia l'interpolazione spaziale che l'**estrapolazione spaziale**: si parla di interpolazione quando la posizione della quale vogliamo stimare la variabile è circondata dalle posizioni di campionamento ed è dentro il range di autocorrelazione spaziale; invece si parla di estrapolazione se questa posizione è al di fuori di tale range. In altre parole, l'estrapolazione è una predizione per posizioni in cui non abbiamo abbastanza evidenze per fare previsioni significative.

### 1.3.1 Metodi grafici

Contemplano la mappatura di dati di precipitazione, eventualmente con l'aiuto di qualche analisi precipitazione-quota: possono venire create mappe di isoiete (Reed and Kincer [1917], Peck and Brown [1962]) e stime di poligoni di Thiessen (Thiessen [1911]).

Le mappe di isoiete presentano le precipitazioni sotto forma di linee (contradistinte da un numero che ne esprime l'ammontare) che uniscono aree di uguale piovosità. I poligoni di Thiessen sono un po' più complessi. Si unisce, attraverso dei segmenti, ogni stazione di una certa zona con il maggior numero possibile di quelle limitrofe, tracciando successivamente le perpendicolari per il punto medio: le intersezioni di queste rette formano intorno a ogni stazione un poligono irregolare, al quale si attribuisce il valore di precipitazione della stazione.

### 1.3.2 Metodi topografici

Più elaborati dei precedenti, ricorrono ad alcune correlazioni tra i dati puntuali di piovosità e un insieme di parametri topografici e climatici sinottici fissati a priori come la pendenza, l'esposizione, l'altitudine, la posizione di barriere (valli e creste montuose), velocità e direzione del vento (Spreen [1947], Burns [1953], Schermerhorn [1967], Houghton [1979]).

### 1.3.3 Metodi numerici

Sono i metodi più utilizzati attualmente. In essi, fondamentalmente, si ha una funzione numerica predefinita o costruita secondo i dati, mediante la quale vengono pesati i dati puntuali distribuiti in modo spazialmente irregolare: poi procedure di interpolazione permettono di effettuare una stima di previsione su una griglia regolarmente spaziata.

Una delle tecniche più semplici è l'**interpolazione secondo l'inverso della distanza**, o *Inverse Distance Weighting*, IDW (Shepard [1968]): essa consiste nell'attribuire a ciascun punto un peso basato sull'inverso della distanza,  $w \sim 1/d^\beta$ , con  $\beta$  coefficiente utilizzato per aggiustare i pesi. Maggiore è  $\beta$  e

minore sarà l'importanza data ai punti più lontani. Solitamente si preferisce fissare una distanza di soglia entro la quale cercare i punti che verranno impiegati nell'interpolazione per ridurre i tempi di calcolo.

C'è poi la **regressione sulle coordinate**, la quale parte dall'assunzione che i valori della variabile considerata siano funzioni delle coordinate; in questo caso, si può trovare una funzione che passa attraverso (o vicino a) tutti i punti sui quali si intende compiere l'interpolazione, i cui valori saranno appunto le interpolazioni cercate. La funzione può venire fittata su tutto il data-set di punti (*trend surface interpolation*) o (più spesso) su un loro sottoinsieme (*moving surface interpolation*) (Hardy [1971]).

Un altro gruppo di tecniche di interpolazione è basato sulle **splines**; una spline è una funzione polinomiale formata da insiemi di polinomi (ciascuno definito su un sotto-intervallo del dominio) raccordati tra loro ed è preferibile a un'interpolazione polinomiale semplice, perché possono venire definiti più parametri. Per ciascun sotto-intervallo si sceglie un polinomio, solitamente di grado piccolo  $d$ ; per ciascuna coppia di polinomi successivi si impone anche la continuità delle prime  $d-1$  derivate. Con tale sistema, la funzione spline è più *smoothed*, “liscia”, ossia ha curvatura minore rispetto a un polinomio semplice.

Esistono tuttavia metodi più organici e significativi, che possono essere confrontati con il *PRISM*: l'*ordinary kriging* (più spesso detto solo *kriging*) e le sue varianti “detrended” (il *regression kriging* e il *kriging with external drift*).

## Il *kriging*

Il *kriging* è un approccio geostatistico (Matheron [1971]) accettato come strumento adatto all'interpolazione di vari tipi di dati inclusa la precipitazione (Chua and Bras [1982], Dingman et al. [1988], Phillips et al. [1992]). È una tecnica che consente di interpolare una grandezza nello spazio minimizzando l'errore quadratico medio. Il suo uso viene vincolato al rispetto di alcune ipotesi: i dati devono possedere stazionarietà e non devono essere affetti da *bias*; devono caratterizzarsi per una distribuzione statistica normale; devono essere liberi da trend globali. La metodologia del *kriging* è basata sulla supposizione secondo la quale la grandezza

presa in esame varia nello spazio con continuità, vale a dire l'autocorrelazione di una grandezza scende con la distanza (legge di Tobler); il valore incognito in un punto è calcolato mediante una media pesata dei valori noti, dove i pesi vengono derivati da un semi-variogramma. Il semi-variogramma si definisce partendo dalla *semi-varianza*  $\gamma(h)$  dei valori osservati in gruppi di coppie di punti a determinate distanze

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n(h)} \frac{(z(x+h) - z(x))^2}{n(h)} \quad (1.1)$$

dove  $z$  è il valore di una misurazione in un particolare punto,  $h$  è una classe di distanza tra punti di misurazione e  $n(h)$  è il numero di coppie di osservazioni effettuate alla distanza  $h$  (Hengl [2009]). Mettendo in grafico le semi-varianze in funzione delle distanze ricaviamo un semi-variogramma sperimentale: esso è in seguito fittato con un modello teorico per ottenere il vero e proprio semi-variogramma (fig. 1.2). Il semi-variogramma può essere di parecchi tipi: fra i

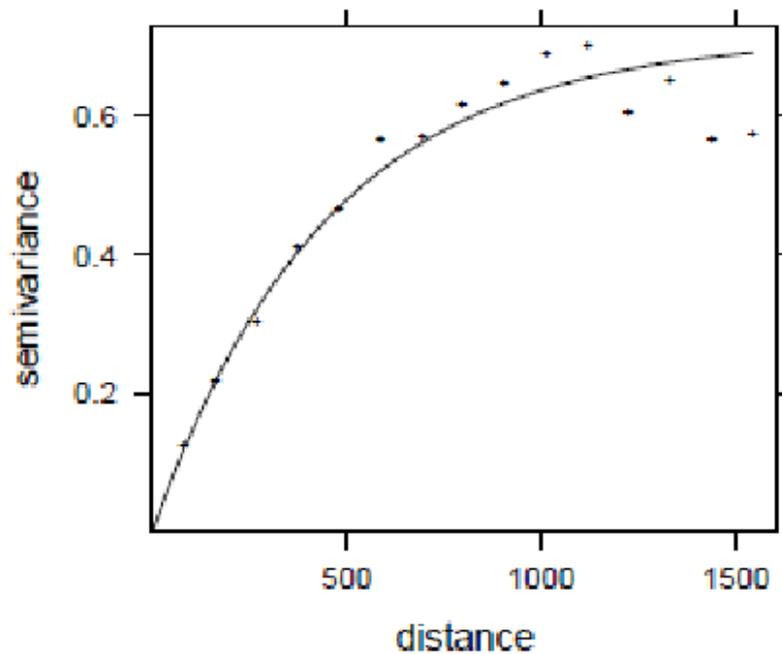


Figura 1.2: Un esempio di semivariogramma.

più comuni i semi-variogrammi lineari, sferici, esponenziali, gaussiani e a legge di potenza (Isaaks and Srivastava [1989], Goovaerts [2000]). La forma del semi-variogramma consente di passare dalla semi-varianza alla covarianza (fig. 1.3). Poi moltiplicando le covarianze vengono dedotti i pesi  $\lambda_0$  del *kriging*:

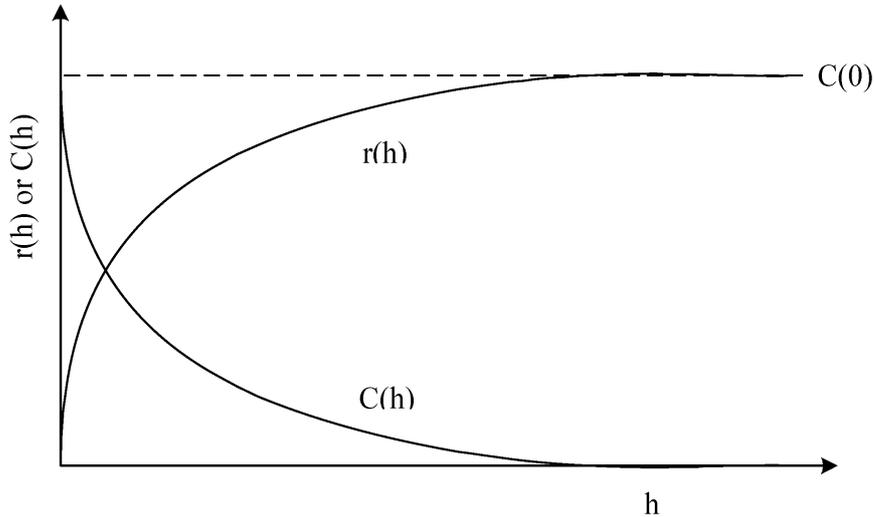


Figura 1.3: La relazione fra semi-varianza  $r(h)$  e covarianza  $C(h)$ .

$$\lambda_0 = \mathbf{C}^{-1} \cdot \mathbf{c}_0 \quad (1.2)$$

in cui  $\mathbf{C}$  è la matrice di covarianza derivata per  $n \times n$  osservazioni e  $\mathbf{c}_0$  è il vettore di covarianza a una nuova posizione.

Sfortunatamente, i dati climatici di solito non hanno stazionarietà e sono anche spesso affetti da *bias* (Spinoni [2010]); per di più, anche nei casi sotto questi aspetti più favorevoli, se essi sono poco rappresentativi della complessità fisiografica della zona analizzata (quale è il caso del Trentino-Alto Adige, per esempio) l'accuratezza del campo risultante dalle operazioni di interpolazione è minima. Un'altra limitazione importante del *kriging* si ha nel caso molto frequente in cui i processi che provocano le precipitazioni varino durante l'anno; in questa circostanza sarebbe necessario un semi-variogramma per ciascun *pattern* di processo.

Per superare questi problemi, si prova a eliminare dai dati tutti i trend che possono influenzarli. A tal fine, sono state messe a punto varie tecniche che sono comprese sotto il nome generico di *detrended kriging*. Nel caso della precipitazione la tecnica più generale prevede di effettuare una regressione lineare multipla rispetto alle variabili che verosimilmente determinano i trend (per esempio quota e distanza dal mare) e di eseguire poi la procedura del *kriging* sui residui: tale metodo viene detto *regression kriging* (Tveito [2002], Spinoni [2010]). Invece, il *kriging with external drift* calcola i pesi espandendo la matrice di covarianza con variabili ausiliarie. Queste e altre metodologie di *detrended kriging* sono molto simili formalmente e danno risultati abbastanza vicini (Wackernagel [2013], Goovaerts [2000]).

In generale, i risultati del *detrended kriging* su territori con morfologie complesse mostrano netti miglioramenti nei campi di precipitazione rispetto al *kriging* originale; però il *detrended kriging* si può usare con profitto solamente in aree dove la relazione tra precipitazione e altitudine è ben definita.

### 1.3.4 Il *PRISM*

Il *PRISM* (*Precipitation-elevation Regression on Independent Slope Model*) si basa su concetti statistici e climatologici per lo studio della precipitazione orografica (Daly et al. [1994]).

Esso assegna a ogni stazione un'altezza attraverso il modello di elevazione digitale<sup>5</sup> (DEM, *Digital Elevation Model*), una *slope* (ossia la pendenza del luogo sul quale si trova) e, se quest'ultima non è nulla, un *facet* topografico (vale a dire l'orientazione del terreno sul quale è posta) con una tecnica di *windowing*. Quindi si calcola la stima (e l'incertezza su di essa, chiamata *intervallo di confidenza*) della precipitazione per ogni cella di griglia del DEM mediante la determinazione della corrispondente retta di regressione, tracciata usando i dati di stazioni vicine e con orientazioni uguali o simili a quella della cella. Poiché si serve di relazioni locali tra precipitazione e quota, questa metodologia si adatta molto meglio di

---

<sup>5</sup>Un modello digitale di elevazione è la rappresentazione in formato digitale di come sono distribuite le quote di una determinata regione.

altre alle regioni montuose; infatti si è dimostrato (Roe [2005] e referenze ivi presenti) che la risposta di un flusso di aria umida a un'orografia può essere assai complessa e perciò è complesso anche il *pattern* spaziale precipitativo che ne deriva. Benché la precipitazione orografica sia un fenomeno transiente, è chiaro poi che una zona soggetta prevalentemente (almeno a livello stagionale o mensile) a flussi di aria con caratteristiche e provenienza ben determinate tende a sviluppare schemi precipitativi ricorrenti che vanno poi a definirne la climatologia. In tal senso un sistema *expert based*<sup>6</sup> come il PRISM è più flessibile e più efficace nel riprodurre la variabilità spaziale delle precipitazioni.

Dopo l'introduzione il capitolo 2 si concentra sulle metodologie impiegate. Quindi il capitolo 3 illustra la base dati a disposizione per il lavoro, mentre il capitolo 4 contiene l'elaborazione dei dati e una discussione dei risultati ottenuti. Il capitolo 5 presenta alcuni casi di studio. Infine il capitolo 6 fornisce le conclusioni.

---

<sup>6</sup>*Expert based* è l'espressione usata per indicare quelle tecniche di interpolazione che provano a imitare il processo che verrebbe seguito da un climatologo, con la combinazione quindi di concetti statistici e geografici.

## Capitolo 2

# Metodologie impiegate

In estrema sintesi, i data-set che andremo a costruire sono il risultato di un'interpolazione di climatologie e anomalie mensili di precipitazione, registrate da stazioni distribuite in modo piuttosto uniforme sul territorio esaminato, sulla griglia a elevata risoluzione (30 secondi di arco, equivalenti a circa 1 km alle nostre latitudini) del modello digitale di elevazione (DEM) USGS GTOPO30. A ciascuna cella di 1 km<sup>2</sup> individuata dalla griglia viene assegnato un valore di altitudine che è la media dell'altitudine sull'area della cella. Pertanto pure le altre variabili che vengono interpolate sul DEM non rappresentano valori puntuali, ma un valore medio sull'intera cella. Per climatologia si intende il **CLINO** (acronimo di *CLImate NOrmals*), che è definito in base agli standard WMO come la media temporale non pesata su base trentennale di un determinato parametro meteorologico. Nel nostro caso, avendo a disposizione per la nostra analisi, come verrà spiegato nella sezione 3.1, un consistente numero di stazioni delle quali è nota solamente la climatologia sul periodo 1961-1990, si è optato per questo trentennio. L'anomalia mensile invece viene definita dallo scostamento del dato mensile del parametro rispetto al valore del CLINO. Nel caso della piovosità il CLINO è per ogni mese il valore medio dei cumulati mensili di precipitazione calcolato sul periodo di riferimento, mentre l'anomalia mensile è il rapporto fra il cumulato mensile di un determinato mese e il relativo valore del CLINO. Nel seguito faremo uso indifferentemente dei termini "climatologia" e "CLINO".

Dalle definizioni che si sono appena fornite si può intuire che CLINO e anomalie hanno significati precisi e ben diversi; questa considerazione è alla base del metodo delle anomalie descritto da New et al. [2000], Mitchell and Jones [2005] e Brunetti et al. [2012]. L'ipotesi iniziale è che la struttura spazio-temporale del segnale di una variabile meteorologica su una certa regione possa venire descritta dalla sovrapposizione della climatologia (determinata su un certo periodo di riferimento) e delle anomalie. La climatologia rispecchia fundamentalmente l'impronta delle caratteristiche fisiografiche<sup>1</sup> della zona presa in esame e può anche dimostrare notevoli gradienti spaziali, mentre le anomalie sono la spia della variabilità climatica e si caratterizzano di solito per una buona coerenza spaziale. Ne risulta che il CLINO e le anomalie si possono ricostruire indipendentemente l'uno dalle altre, usando anche data-set differenti:

1. per il CLINO, è necessario soprattutto disporre di un gran numero di stazioni, mentre l'estensione temporale delle serie di misure è un requisito secondario (infatti è sufficiente appunto un trentennio o anche meno, in alcuni casi, come si vedrà nel capitolo dedicato alla base dati per il CLINO);
2. per le anomalie, si devono avere serie di misure il più possibile estese nel tempo e di buona qualità.

Un'assunzione basilare è che le climatologie delle precipitazioni si collegano alle caratteristiche fisiografiche della superficie della Terra (Daly et al. [1994], Daly et al. [2002], Daly [2006], Daly et al. [2008], Brunetti et al. [2012]). Questa assunzione permette di unire i vantaggi predittivi delle tecniche statistiche con la comprensione fisica dei processi che sono responsabili della distribuzione spaziale delle precipitazioni, un approccio che mette in relazione l'informazione contenuta nelle serie osservative con quella contenuta nel modello di elevazione digitale; questo alla fine consente di ottenere climatologie per un numero di punti molto superiore a quello delle serie originariamente disponibili. Comunque è importante notare che l'interazione fra le caratteristiche fisiografiche di una certa zona e le precipitazioni può aver luogo a scale spaziali sia grandi sia piccole: spesso, anzi, la presenza di un'orografia provoca effetti locali intensi che abbassano considerevolmente la coerenza spaziale di un campo di precipitazioni altrimenti

---

<sup>1</sup>Si tratta delle caratteristiche litogeomorfologiche e strutturali del rilievo.

uniforme; altre volte (come nel caso delle precipitazioni convettive) la scarsa coerenza spaziale è una caratteristica distintiva per definizione. Senza scendere nei dettagli della spiegazione dei differenti meccanismi di precipitazione orografica<sup>2</sup>, rileviamo che l'influsso della presenza di un'orografia può essere osservato spesso facilmente nella climatologia: per esempio una stazione situata sul fianco montano sopravento alle correnti prevalenti registra una piovosità superiore rispetto a una stazione posta sottovento.

Nel seguito di questo capitolo daremo una descrizione della metodologia usata per l'interpolazione delle climatologie delle singole stazioni sulla griglia e in seguito per l'interpolazione delle serie di anomalie precipitative delle stazioni rispetto alla climatologia ricostruita.

## 2.1 Climatologia

L'interpolazione della climatologia viene effettuata attraverso il modello di **regressione lineare locale pesata in funzione dell'altezza**<sup>3</sup> (Brunetti et al. [2014]) che a sua volta si ispira alla metodologia PRISM (Daly et al. [1994], Daly et al. [2000], Daly et al. [2002], Daly et al. [2003], Daly [2006], Daly et al. [2008]). Illustriamo prima brevemente alcuni aspetti della struttura concettuale di PRISM e successivamente il funzionamento pratico del modello.

### 2.1.1 Struttura concettuale

PRISM si basa, come anticipato, sulla relazione tra precipitazione e altitudine che si suppone valere sempre, benché si possano avere situazioni dove il massimo della precipitazione è localizzato non sulla cresta o sulla cima di un monte ma sopravento o anche sottovento (Smith [1979]). Il primo caso può avere luogo in situazioni di precipitazione a grande scala (come risultato del sollevamento e della condensazione della massa d'aria prima del superamento dell'ostacolo). Il secondo caso invece potrebbe verificarsi con pendii sopravento ripidi; il ritardo fra

---

<sup>2</sup>Descritti in varie opere come per esempio in Houze [1994] e Roe [2005].

<sup>3</sup>In inglese LWLR, *Local Weighted Linear Regression*.

la condensazione e il massimo della precipitazione potrebbe spostare il massimo sul versante sottovento.

Osserviamo che il modello ha il suo punto di forza nell'adattarsi al fatto che il gradiente della precipitazione con la quota varia spazialmente: perciò, localmente, esso può anche essere negativo.

PRISM esegue l'interpolazione su una griglia che viene costruita usando un modello di elevazione digitale. Però le altitudini delle stazioni che forniscono i dati per l'interpolazione non corrispondono in pratica mai alle altitudini delle celle di griglia sul DEM cui le stazioni appartengono; ciò non è per forza di cose un problema anche se si vedrà che le performances migliori si hanno in ogni caso attribuendo appunto alle stazioni la quota delle celle di griglia alle quali appartengono. Impiegare un DEM consente anche di calibrare la scala spaziale a cui ottimizzare il modello. Infatti in aree differenti gli effetti dell'orografia sui campi di precipitazione potranno essere meglio avvertiti a scale spaziali differenti a seconda di alcuni fattori concomitanti, come per esempio la configurazione stessa dell'orografia e la scala spaziale della tipologia di precipitazione predominante nell'area in esame.

La relazione precipitazione-quota varia da zona a zona pure in relazione alle differenze di ripidità dei pendii e alla loro orientazione, come è stato provato da vari studi (Daly et al. [1994] e referenze ivi presenti); il modello deve quindi tenere conto di tali parametri.

### 2.1.2 Descrizione del modello

Il modello di interpolazione che utilizziamo (Brunetti et al. [2014]) valuta esplicitamente la relazione *locale* (per ogni singola cella di griglia) tra precipitazione e altezza, perché essa in un territorio a orografia molto articolata come quello del Trentino-Alto Adige può variare apprezzabilmente. Nella fig. 2.1, che rappresenta il data-set delle climatologie osservate del mese di luglio per il periodo 1961-1990 delle stazioni situate nel Trentino-Alto Adige in relazione alla loro quota, possiamo vedere che l'utilizzo della relazione tra precipitazione e altezza

è pienamente giustificato; infatti, anche se lo spread dei punti che identificano le stazioni non è piccolissimo, la tendenza di crescita della precipitazione con l'altitudine è sufficientemente evidente.

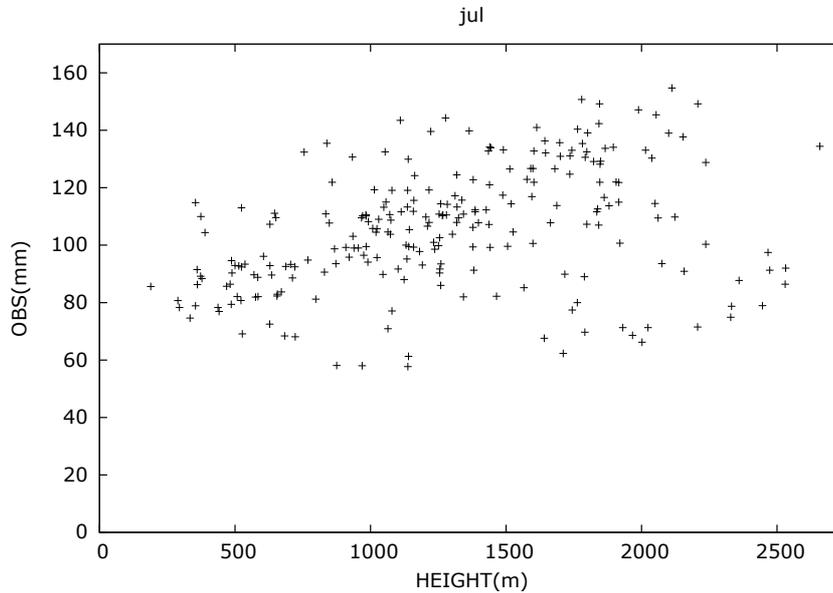


Figura 2.1: Le climatologie osservate di luglio per il periodo 1961-1990 delle stazioni del Trentino-Alto Adige i cui dati sono stati utilizzati per la presente tesi. Per informazioni più dettagliate sulla base dati, si rimanda al capitolo 3.

Nell'interpolazione su una cella viene attribuita più importanza alle stazioni vicine alla sua posizione e contraddistinte da caratteristiche topografiche simili a quelle della cella.

Nello specifico, utilizziamo una regressione lineare pesata dei dati dalle stazioni vicine per fornire una previsione del valore della precipitazione nella cella centrata alla longitudine  $\lambda$  e alla latitudine  $\phi$  in funzione dell'altitudine  $h$ :

$$T(\lambda, \phi) = a(\lambda, \phi) + b(\lambda, \phi) \cdot h(\lambda, \phi) \quad (2.1)$$

dove  $a(\lambda, \phi)$  e  $b(\lambda, \phi)$  sono i coefficienti della regressione locale pesata (Taylor [1997]). Per ogni cella si considerano tutte le stazioni site entro 200 km di distanza e si attribuisce a ciascuna un peso tanto più elevato quanto più la sua

altezza e la sua posizione topografica<sup>4</sup> sono simili a quella della cella. La relazione di regressione tra precipitazione e altitudine per la cella viene valutata quando vengono trovate almeno 15 stazioni, una condizione comodamente soddisfatta nella nostra zona di indagine, considerando quelle (al massimo 35) aventi peso più elevato. Osserviamo che in questa fase non attribuiamo un peso esclusivamente in base alla distanza dalla cella, in quanto essa non è sempre una discriminante prevalente: è dunque più vantaggioso estendere l'ambito di ricerca e vagliare il maggior numero possibile di stazioni cercando quelle con altezza e posizione topografica simili a quelle della cella.

Selezionato il sottoinsieme di stazioni da impiegare per la regressione lineare che darà la stima di precipitazione per il punto  $(\lambda, \phi)$ , si assegna a ognuna di esse un peso globale  $w_i(\lambda, \phi)$  che è il prodotto di 5 fattori di peso:

$$w_i(\lambda, \phi) = w_i^r(\lambda, \phi) \cdot w_i^h(\lambda, \phi) \cdot w_i^{dsea}(\lambda, \phi) \cdot w_i^{slope}(\lambda, \phi) \cdot w_i^{facet}(\lambda, \phi) \quad (2.2)$$

con  $w_i^r$  peso radiale,  $w_i^h$  peso verticale (o di quota),  $w_i^{dsea}$  peso della distanza dal mare,  $w_i^{slope}$  peso della ripidità del versante e  $w_i^{facet}$  peso dell'orientazione del versante.

Tutti i fattori di peso possono venire espressi da funzioni gaussiane della forma

$$w_i^{var}(\lambda, \phi) = e^{-\frac{\Delta_i^{var}(\lambda, \phi)^2}{c_{var}}} \quad (2.3)$$

dove  $var$  è il parametro geografico considerato,  $\Delta_i^{var}$  è il valore assoluto della differenza fra il valore del parametro nel punto  $(\lambda, \phi)$  della cella e il valore del parametro nella posizione della stazione  $i$  e infine  $c_{var}$  è un coefficiente che regola la diminuzione del fattore di peso al crescere di  $\Delta_i^{var}$ . Nel caso del peso dell'orientazione del versante  $\Delta_i^{facet}$  si definisce in questo modo:

$$\Delta_i^{facet}(\lambda, \phi) = \begin{cases} |fc_i - fc(\lambda, \phi)| & \text{se } |fc_i - fc(\lambda, \phi)| \leq \pi \\ 2\pi - |fc_i - fc(\lambda, \phi)| & \text{se } |fc_i - fc(\lambda, \phi)| > \pi \end{cases} \quad (2.4)$$

---

<sup>4</sup>La posizione topografica comprende le coordinate geografiche e la pendenza e l'orientazione della superficie sulla quale è collocata la stazione.

I coefficienti  $c_{var}$  si possono riscrivere in funzione del valore  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  per cui il fattore di peso vale 0.5:

$$c_{var} = -\frac{\left(\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}\right)^2}{\ln 0.5} \quad (2.5)$$

$\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  è il parametro su cui si deve intervenire per l'ottimizzazione del modello; variandone in modo opportuno il valore separatamente per ciascun fattore di peso e per ciascun mese, si cerca di ottenere la combinazione di fattori che minimizza l'errore nelle posizioni delle stazioni (procedimento che sarà descritto in dettaglio nella sezione 4.1).

In realtà, per quanto riguarda i parametri  $dsea$  e  $slope$  non si eseguirà la procedura di ottimizzazione; useremo i valori ottenuti da Brunetti et al. [2012] e Brunetti et al. [2014] vale a dire

$$\Delta_{\frac{1}{2}}^{dsea} = \begin{cases} 25 \text{ km} & \text{se } dsea \leq 50 \text{ km} \\ (dsea - 25) \text{ km} & \text{se } dsea > 50 \text{ km} \end{cases} \quad (2.6)$$

dove  $dsea$  è la distanza dal mare del punto di griglia  $(\lambda, \phi)$ , e

$$\Delta_{\frac{1}{2}}^{slope} = 0.5 \frac{\text{m}}{\text{m}} \quad (2.7)$$

### L'intervallo di confidenza

Come le altre tecniche di regressione lineare pesata, anche la LWLR consente di stimare un intervallo di confidenza per ciascun punto di griglia nel dominio preso in esame. La procedura è descritta da Daly et al. [2008] e Brunetti et al. [2014] e consiste nel calcolare la varianza  $s^2$  della precipitazione  $Y$  in un punto di griglia a quota  $h_{new}$

$$s^2(Y_{h_{new}}) = s^2(\hat{Y}_{h_{new}}) + \text{MSE} \quad (2.8)$$

con MSE errore quadratico medio delle precipitazioni osservate delle stazioni confrontate con quelle ricavate tramite il modello di regressione.

Tale stima prende in considerazione sia l'incertezza sul possibile valore della precipitazione attesa per una data altitudine ( $s^2(\hat{Y}_{h_{new}})$ ), che dipende dagli errori dei coefficienti di regressione, sia l'incertezza sulle precipitazioni delle singole stazioni attorno alla retta di regressione (MSE).

La (2.8) si può riesprimere in funzione di MSE, dei pesi delle stazioni  $w_i$  (come definiti dalla (2.2)) e delle altitudini delle stazioni  $h_i$ :

$$s^2(Y_{h_{new}}) = \text{MSE} \cdot \left( 1 + \frac{1}{\sum w_i} + \frac{(h_{new} - \bar{h})^2}{\sum (w_i h_i - \bar{h})^2} \right) \quad (2.9)$$

con l'indice  $i$  che corre sul set di stazioni coinvolte nella ricostruzione del punto di griglia e  $\bar{h}$  l'altitudine media pesata del medesimo set di stazioni.

L'intervallo di confidenza, di confidenza  $\alpha$ , per il punto con altitudine  $h_{new}$  si definisce in questo modo

$$Y_{h_{new}} \pm y_{\frac{1-\alpha}{2}, df} \cdot s(Y_{h_{new}}). \quad (2.10)$$

$y$  è il valore di una distribuzione t di Student con  $df$  gradi di libertà corrispondente alla probabilità cumulativa  $(1 - \alpha)/2$ ;  $df$  è il numero di stazioni considerato nella regressione (Daly et al. [2008]). Per avere intervalli di confidenza confrontabili con l'errore RMSE delle ricostruzioni delle precipitazioni delle stazioni fissiamo  $\alpha = 0.68$ .

## 2.2 Anomalie mensili

Prima di descrivere il modello di interpolazione delle anomalie sulla griglia, è utile ricordare che le anomalie di precipitazione che noi calcoleremo sono di tipo moltiplicativo e non additivo come è il caso della gran parte delle altre variabili meteorologiche. Ci sono vari motivi che spingono a tale scelta:

1. in generale, nel territorio alpino può avvenire che le climatologie di stazioni vicine siano sensibilmente diverse, con differenze percentuali del 20% e anche maggiori. Poiché la varianza della climatologia delle precipitazioni

è legata strettamente alla media climatologica, un'interpolazione di anomalie additive fornirebbe un risultato dotato di una varianza sbilanciata a favore della serie con piovosità superiore. Viceversa l'impiego di anomalie moltiplicative assicura serie temporali con normalizzazione delle varianze (New et al. [2000], Efthymiadis et al. [2006], Paulhus and Kohler [1952];

2. l'interpolazione di anomalie additive può generare totali mensili di precipitazioni negativi, dopo avere sommato le anomalie al campo medio, per mesi con precipitazioni notevolmente scarse o completamente mancanti; ovviamente, avvalendosi di anomalie moltiplicative, il minimo valore possibile è 0 (Efthymiadis et al. [2006]).

Visto che (come già detto sopra) la coerenza spaziale delle fluttuazioni temporali delle variabili meteorologiche è solitamente assai elevata, l'interpolazione delle anomalie mensili di precipitazione delle stazioni su una determinata cella della griglia nel punto  $(\lambda, \phi)$  è basata su una metodologia piuttosto semplice presentata in Brunetti et al. [2006] e Brunetti et al. [2012]. Essa prevede di eseguire una media pesata dei dati delle stazioni vicine alla cella della griglia in esame: il peso di ogni stazione  $i$  è il prodotto dei tre fattori di peso radiale, verticale e angolare

$$w_i(\lambda, \phi) = w_i^{rad}(\lambda, \phi) \cdot w_i^h(\lambda, \phi) \cdot w_i^{ang}(\lambda, \phi) \quad (2.11)$$

I fattori di peso radiale  $w_i^{rad}$  e verticale  $w_i^h$  sono entrambi determinati grazie a una funzione gaussiana

$$w_i^{var}(\lambda, \phi) = e^{-\frac{[\Delta_i^{var}(\lambda, \phi)]^2}{c_{var}}} \quad (2.12)$$

nella quale  $var$  vale  $rad$  o  $h$ ,  $\Delta_i^{var}$  è il valore assoluto della differenza fra la posizione (o l'altitudine) della cella di griglia e quella della stazione  $i$  e  $c_{var}$  il coefficiente che governa il calo della funzione gaussiana all'aumentare di  $\Delta_i^{var}$ .  $c_{var}$  ha dunque lo stesso significato che possiede nella funzione gaussiana dei fattori di peso sfruttati per l'interpolazione della climatologia e si può riesprimere come nella (2.5). E, allo stesso modo, si può intervenire sul parametro  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  per ottimizzare la ricostruzione delle anomalie alle posizioni delle stazioni; in

questo caso, tuttavia, come sarà evidenziato dettagliatamente nella sezione 4.2, cercheremo di massimizzare il coefficiente di correlazione di Pearson.

Il fattore di peso angolare ( $w_i^{ang}$ ) viene utilizzato al fine di tenere conto dell'anisotropia della distribuzione delle stazioni intorno alla cella di griglia su cui si vuole effettuare l'interpolazione delle anomalie. Esso riduce il peso delle stazioni impiegate nella ricostruzione che si trovano a piccola distanza angolare tra loro; la sua formulazione è la seguente

$$w_i^{ang}(\lambda, \phi) = 1 + \frac{\sum_{l=1}^n w_l^{rad}(\lambda, \phi)(1 - \cos \theta_{(\lambda, \phi)})(i, l)}{\sum_{l=1}^n (\lambda, \phi)} \quad (2.13)$$

# Capitolo 3

## Base dati

La base dati impiegata per questa tesi è costituita da un consistente numero di serie giornaliere di dati di precipitazione (251 per l'interpolazione delle climatologie e 222 per l'interpolazione delle anomalie) relative a stazioni localizzate nelle province di Trento e Bolzano e in parte dei territori contigui (province di Sondrio e Brescia in Lombardia, province di Belluno e Vicenza in Veneto e Cantone dei Grigioni in Svizzera). La disponibilità di serie giornaliere di precipitazione è abbondante in Italia dopo l'istituzione del Servizio Idrografico Italiano nel 1917; per il Trentino-Alto Adige la copertura del territorio diventa abbastanza buona dal 1921 (anno iniziale quindi dei nostri data-set). Le serie si estendono temporalmente dal 1921 al 2014, anche se solo una parte minoritaria delle stazioni copre integralmente questo periodo.

Per le province di Trento e Bolzano, le stazioni appartengono quasi totalmente alla rete dell'ex Servizio Idrografico nazionale; al momento sono gestite rispettivamente da Meteotrentino e dall'Ufficio Idrografico provinciale di Bolzano. Contributi limitati provengono dalle banche dati dell'ex Ufficio Centrale di Ecologia Agraria (UCEA, ora CRA-CMA), della Fondazione Edmund Mach, dell'Aeronautica Militare e dalla rete delle stazioni ENEL poste in corrispondenza di alcuni bacini artificiali. Per quanto riguarda i territori al di fuori del Trentino Alto Adige, le serie provengono prevalentemente dalla rete delle stazioni ENEL e dall'ARPA (Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale) del Veneto.

Tutte le serie oggetto di questa tesi sono già state sottoposte in precedenza a un processo di analisi e valutazione della loro qualità: fanno parte del data-set le serie riconosciute idonee, insieme con quelle che presentavano problemi che sono in seguito stati corretti. Queste correzioni hanno fatto parte del lavoro di Brugnara et al. [2012]. Tra i passaggi più importanti di tale processo vi è l'omogeneizzazione dei dati, necessaria affinché i dati raccolti riproducano in modo fedele il segnale climatico. Rimandando alla sezione 3.2 per una trattazione più dettagliata possiamo anticipare che con l'omogeneizzazione è possibile attenuare in modo significativo l'influsso di fattori non meteorologici sulle misure strumentali, grazie al confronto di serie problematiche con altre relative a vicine stazioni.

Bisogna sottolineare però che l'obiettivo principale di Brugnara et al. [2012] era quello di studiare l'andamento temporale di diverse categorie di intensità giornaliera di precipitazione; a tale scopo hanno eliminato dalle serie i periodi<sup>1</sup> con disomogeneità nel numero dei giorni piovosi in quanto esse erano sintomo della presenza di cumulati o dati mancanti non indicati e quindi potevano inficiare le analisi sugli eventi giornalieri. Noi lavoriamo non alla risoluzione giornaliera, ma mensile, perciò abbiamo recuperato questi periodi.

Un altro intervento sul data-set compiuto da Brugnara et al. [2012] è stato il "merging", cioè serie con parziale o nulla sovrapposizione temporale riferite a due stazioni collocate in località relativamente vicine sono state fuse insieme. Dopo di ciò hanno eseguito l'omogeneizzazione (vedere sezione 3.2) tra le due serie rendendo i dati vecchi consistenti con quelli del sito più recente, come se fossero stati registrati in quella località.

### 3.1 Climatologia

La base dati per la climatologia è costruita facendo riferimento alle 200 serie di Brugnara et al. [2012] con qualche importante cambiamento. Del ripristino dei periodi con disomogeneità nel numero dei giorni piovosi abbiamo già scritto. In seguito abbiamo stabilito di sdoppiare tutte le serie che Brugnara et al. [2012]

---

<sup>1</sup>In certi casi pure intere serie.

avevano unito mediante merging. Questo perché per ottenere la climatologia è utile recuperare informazioni da ambedue i siti; abbiamo quindi riammesso la serie più vecchia, non omogeneizzata, assegnandole le coordinate della corrispondente stazione (conservando comunque la serie omogeneizzata frutto del merging con le coordinate del sito più recente). Inoltre sono state recuperate delle serie scartate originariamente da Brugnara et al. [2012] perché eccessivamente brevi (cioè di durata inferiore a 20 anni), visto che potevano in ogni caso essere utili per ricostruire la climatologia (in quanto per esempio rappresentative di aree relativamente povere di stazioni). Su tali serie non sono stati eseguiti test di omogeneità. Infine, sono stati introdotti i data-set di stazioni utilizzate nell'ambito del Progetto ECLISE forniti da ARPA Veneto: pure in questo caso sono state conservate serie brevi. In seguito a queste operazioni, il numero di stazioni del data-set è cresciuto a 261. Per esse si sono ricavati i cumulati mensili sul periodo di riferimento, solamente (come si può intuire) per i mesi privi di giorni mancanti nelle osservazioni: diversamente infatti il valore del cumulato sarebbe potuto essere inferiore alla quantità effettiva di precipitazione.

Dato che per ricavare la climatologia sul periodo che abbiamo scelto come riferimento (1961-1990) dobbiamo avere per ogni stazione i valori climatologici normali nel medesimo periodo, si è posto il problema dei mesi mancanti; ciò palesemente ostacola il calcolo dei valori climatologici normali in quanto per qualche stazione sarebbero evidentemente riferiti a un differente periodo. Occorre conciliare due esigenze: evitare di perdere molte stazioni utili per il CLINO ed evitare di inserire nella nostra base dati valori che siano poco o per niente significativi.

A tal fine siamo ricorsi a una procedura di completamento/ricostruzione che si fonda sulla supposizione della costanza dei rapporti di precipitazioni tra coppie di serie:

1. quando una stazione presentava dati mensili mancanti, abbiamo prima assegnato alle restanti stazioni un peso in base alla distanza e alla differenza di altezza tra ognuna di esse e quella esaminata, tanto maggiore quanto più questi parametri erano minori;

2. per ogni mese mancante abbiamo individuato le cinque stazioni con peso maggiore per le quali quel mese fosse disponibile e che avessero almeno 15 anni di sovrapposizione (di cui almeno 5 con valore di precipitazione non nullo) con la stazione da completare, per il mese in esame;
3. per ognuna delle  $i$  serie relative a tali 5 stazioni, di riferimento, è stata ottenuta una stima di ipotesi  $T_i$  per la ricostruzione della precipitazione del mese mancante, dalla seguente formula:

$$T_i = \frac{R_i}{\bar{R}} \bar{T} \quad (3.1)$$

in cui  $R_i$  è la precipitazione del mese mancante registrata nella stazione di riferimento,  $\bar{R}$  e  $\bar{T}$  sono le medie mensili per il mese in esame della stazione di riferimento e di quella da completare determinate per gli anni in cui ambedue hanno disponibile il dato di quel mese;

4. abbiamo scelto come dato utile la mediana di questi 5 prodotti, e non la semplice media aritmetica, per neutralizzare l'influenza di eventuali ricostruzioni spurie.

È stato possibile eseguire il completamento del periodo 1961-1990 per 251 stazioni. Il passo successivo è stato la determinazione delle medie mensili di piovosità per tali serie sul periodo 1961-1990.

Insieme a queste climatologie mensili consideriamo adesso anche quelle (riferite allo stesso periodo) relative ad altre 253 stazioni site in Trentino-Alto Adige e soprattutto nelle zone limitrofe, anche in pianura, che ci siamo procurati da diverse altre fonti (ARPA regionali, ex Servizio Idrografico, Servizi Meteo di Austria e Svizzera. . .). Tali climatologie sono state ottenute tramite dati che hanno subito un processo di validazione e sono pertanto *quality-checked*; precisiamo che per le suddette stazioni disponiamo solo delle climatologie. Nella fig. 3.1 possiamo vedere un quadro d'insieme con le posizioni delle 504 stazioni utilizzate come base dati per la climatologia.

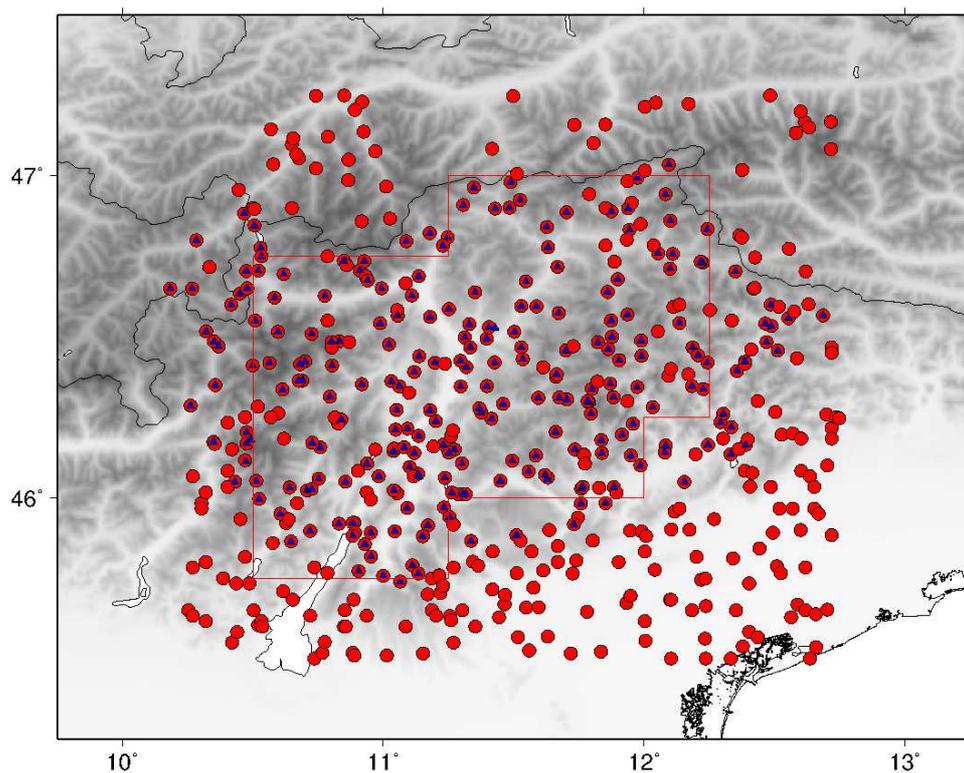


Figura 3.1: I cerchietti rossi indicano la localizzazione delle stazioni che costituiscono la base dati della climatologia. I triangolini blu rappresentano invece le stazioni che fanno parte del data-set per le anomalie mensili (vedere sezione 3.2). Il box delimitato dal tratto rosso continuo è il settore per cui verrà costruito il data-set di precipitazioni mensili ad alta risoluzione; qui verrà anche effettuata l'ottimizzazione del modello attraverso il *leave-one-out*.

## 3.2 Anomalie mensili

Come già visto precedentemente le anomalie mensili sono utili per individuare la variabilità climatica in una data regione. I record osservativi pertanto devono avere una lunga durata e devono essere di buona qualità. Questo vuol dire che devono essere significativi dal punto di vista climatico, ovvero eventuali variazioni temporali che emergano dall'analisi dei dati si devono imputare unicamente a variazioni climatiche. Una serie che soddisfa tale requisito viene definita omogenea. Tutti gli altri tipi di variazioni non sono ammessi: in tal caso la serie viene definita disomogenea. Sono diverse le problematiche che possono concorrere alla disomogeneità di una serie:

- spostamento della stazione;
- sostituzione degli strumenti;
- variazioni nell'ambiente attorno alla stazione;
- cambiamenti nelle convenzioni di osservazione.

Rust et al. [2008] hanno dimostrato che l'ordine di grandezza delle disomogeneità introdotte da tali fattori è lo stesso del cambiamento climatico. Le serie interessate da tali problematiche devono essere omogeneizzate; in alternativa quando questo non è possibile vanno eliminate. Per quanto ciò non rientri propriamente nell'ambito di questa tesi descriviamo il metodo di omogeneizzazione utilizzato da Brugnara et al. [2012]. L'approccio è molto simile a quelli esposti in Brunetti et al. [2006] e Auer et al. [1998], adattato comunque alle serie giornaliere, e impiega il test di Craddock (Craddock [1979]), che è basato sull'ipotesi della costanza dei rapporti di precipitazioni tra coppie di serie:

- si confronta ogni serie con le dieci relative alle stazioni più vicine per riconoscere i "break", o discontinuità, che marcano la presenza di disomogeneità;
- detta "test" la serie disomogenea, si individuano almeno tre serie (dette "di riferimento") relative alle stazioni più vicine a essa che siano omogenee in un periodo sufficientemente lungo intorno all'anno del break;

- si determinano i rapporti, su base mensile, tra la precipitazione della serie test e la precipitazione di ciascuna serie di riferimento sul sottoperiodo precedente il break e su quello successivo;
- si calcola per ciascuna serie di riferimento il fattore di correzione ossia il rapporto di tali due valori;
- per ridurre il rumore si realizza uno *smoothing* trigonometrico dei fattori di correzione ricavati con ciascuna delle serie di riferimento usate e si calcola la media tra i set di fattori di correzione coerenti tra loro;
- si moltiplicano i dati mensili del sottoperiodo da correggere della serie test per i fattori di correzione mensile che risultano dal procedimento.

Tutte le serie che fanno parte della base dati per le anomalie mensili hanno dunque subito questo processo di omogeneizzazione. Si tratta delle 200 serie di Brugnara et al. [2012], integrate delle parti eliminate per disomogeneità nei giorni piovosi, e delle serie del Progetto ECLISE; tre di queste serie erano tuttavia state scartate durante la costituzione della base dati per la climatologia e sono state escluse perciò anche dalla base dati per le anomalie mensili, portando il totale a 222. Nella fig. 3.1 si possono visualizzare le posizioni delle stazioni alle quali appartengono queste serie; nella fig. 3.2 invece possiamo visualizzare la disponibilità di cumulati mensili su tutto l'arco temporale in esame. Per ciascuna serie sono stati calcolati i cumulati mensili e quindi le anomalie mensili, dividendo i cumulati mensili per le medie mensili sul periodo trentennale ottenute per il calcolo delle climatologie.

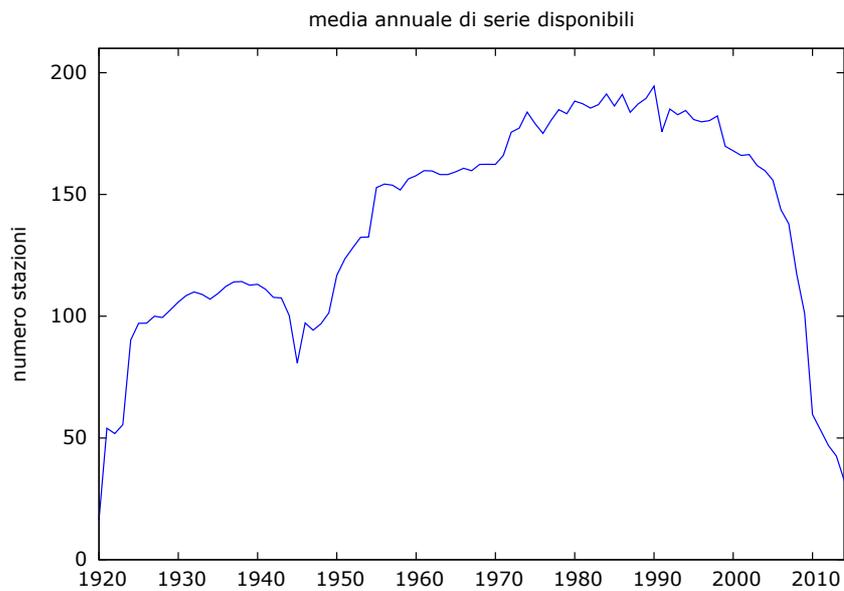


Figura 3.2: In ascissa il numero di cumulati mensili che sono disponibili in funzione dell'anno. Il valore nel grafico corrisponde alla media dei cumulati mensili disponibili per ognuno dei dodici mesi dell'anno. Il numero massimo di serie disponibili si ha tra il 1970 e il 2000 circa: questa data si colloca subito dopo la dismissione del Servizio Idrografico nazionale. Da notare il minimo corrispondente agli ultimi anni della Seconda Guerra Mondiale e all'immediato dopoguerra.

# Capitolo 4

## Analisi della performance del modello

Prima di procedere alle interpolazioni della climatologia e delle anomalie mensili, si deve effettuare un'operazione preliminare molto importante: il *leave-one-out*, una tecnica statistica di *cross validation*, o *validazione incrociata*, tramite la quale si può valutare l'affidabilità del modello che si vuole utilizzare (nel nostro caso è la metodologia di interpolazione introdotta in precedenza) calcolando gli errori associati con esso. In seconda battuta il *leave-one-out* può anche essere un mezzo per rilevare la presenza di eventuali serie con medie mensili sospette (se finora fossero sfuggite alla nostra valutazione).

Dato un insieme di  $N$  valori, questa tecnica si struttura, fondamentalmente, su 3 passi:

- a) si esclude un dato dal set e si lancia il modello con gli altri  $N - 1$  valori, determinando una stima per il dato escluso e calcolando l'errore (la differenza tra dato ricostruito e dato osservato) e l'errore assoluto (il modulo della differenza tra dato ricostruito e dato osservato);
- b) si ripete la medesima operazione per tutti gli altri dati;
- c) gli errori per ogni valore ricostruito danno l'errore medio (BIAS) e la deviazione standard media (RMSE), mentre gli errori assoluti danno l'errore medio assoluto (MAE).

## 4.1 Climatologia

La valutazione della performance del modello nella costruzione della climatologia viene compiuta attraverso il metodo del *leave-one-out* provando a ricostruire con il modello stesso le 12 medie mensili di ogni stazione, servendoci per ogni singolo mese dei dati delle altre stazioni.

È tuttavia necessario precisare che saranno ricostruite unicamente le medie mensili relative alle stazioni che si trovano all'interno del box di fig. 3.1, utilizzando in ogni caso tutti i data-set a disposizione. In questo modo possiamo esaminare la performance del modello sfruttando il maggior numero di dati possibile (in tutto 504 serie di medie mensili nel periodo di riferimento 1961-1990), però soltanto all'interno del dominio di nostro interesse. Notiamo che in questo modo una parte delle 251 serie provenienti dal database giornaliero non rientrano nel box e pertanto non saranno ricostruite; viceversa alcune delle serie di medie mensili acquisite in un secondo momento si riferiscono a stazioni situate all'interno del box e perciò saranno ricostruite. Ne consegue che il numero complessivo di serie che saranno ricostruite è 239.

Il fatto di impiegare un DEM consente di variare agevolmente il grado di *smoothing* dell'orografia, ovvero possiamo scegliere di effettuare la ricostruzione delle climatologie delle stazioni basandoci sul DEM originale oppure su sue versioni più smussate (*smoothed*); a distribuzioni dei rilievi più smussate corrispondono scale spaziali maggiori. Questa possibilità può essere sfruttata per soddisfare l'esigenza di trovare la scala spaziale ottimale per rappresentare gli effetti orografici sulla precipitazione.

Noi effettueremo la ricostruzione delle climatologie avvalendoci di differenti set dei sei parametri geografici richiesti dal modello: longitudine, latitudine, altitudine, pendenza, orientazione del pendio, distanza dal mare<sup>1</sup>. Ciascun set è costruito in modo da rappresentare una scala spaziale diversa:

---

<sup>1</sup>Le coordinate geografiche e la distanza dal mare rimangono tuttavia invariate.

1. **H-siti**, in cui l'altitudine è quella propria della stazione, mentre pendenza, orientazione del pendio e distanza dal mare sono quelle del punto DEM originale più vicino;
2. **H-DEM-ori**, dove pure l'altezza è quella del punto DEM più vicino;
3. **H-DEM-R02**, in cui l'altezza, la pendenza e l'orientazione del pendio sono tutte relative a un DEM smussato con una media mobile pesata dei punti circostanti, dove i pesi sono di tipo gaussiano e vengono dimezzati a una distanza dal punto centrale pari a 2 km;
4. **H-DEM-R03**, in cui l'altezza, la pendenza e l'orientazione del pendio sono tutte relative a un DEM smussato con una media mobile pesata dei punti circostanti, dove i pesi sono di tipo gaussiano e vengono dimezzati a una distanza dal punto centrale pari a 3 km;
5. **H-DEM-R04**, in cui l'altezza, la pendenza e l'orientazione del pendio sono tutte relative a un DEM smussato con una media mobile pesata dei punti circostanti, dove i pesi sono di tipo gaussiano e vengono dimezzati a una distanza dal punto centrale pari a 4 km;
6. **H-DEM-R05**, in cui l'altezza, la pendenza e l'orientazione del pendio sono tutte relative a un DEM smussato con una media mobile pesata dei punti circostanti, dove i pesi sono di tipo gaussiano e vengono dimezzati a una distanza dal punto centrale pari a 5 km.

Ciascuno dei suddetti set di parametri fornirà dunque dei risultati differenti per la ricostruzione delle medie mensili, che andremo a confrontare con quelle osservate; in tal modo potremo analizzare gli errori associati a ogni interpolazione, selezionando perciò il set di parametri che effettivamente useremo per la climatologia.

Vediamo adesso nel dettaglio lo svolgimento del *leave-one-out* partendo dal set **H-siti**.

Al fine di ricavare per ciascun mese il miglior fit del modello, è necessario intervenire sui pesi (corrispondenti a ciascun parametro) che si attribuiscono a ogni singola stazione nell'interpolazione mediante il coefficiente che regola la decrescita del peso. Noi effettueremo tale procedura di ottimizzazione in particolare per il peso radiale, per il peso verticale (di quota) e per il peso dell'orientazione del versante; non agiremo sul peso della distanza dal mare, né su quello della pendenza del versante.

Partiamo dal peso radiale; in tal caso andiamo a ottimizzare la distanza di dimezzamento del peso radiale (ossia la distanza dalla stazione da ricostruire alla quale il peso di una stazione utilizzata per ricostruirla vale 0.5). Cominciamo con il valore di 5.0 km per tutti i mesi e facciamo poi crescere di un km controllando come cambia l'errore RMSE per gennaio. Se esso scende ripetiamo l'operazione, finché viceversa non accenna a salire; in questo caso teniamo il valore della distanza di dimezzamento che corrisponde al minimo. Al termine del procedimento per tutti gli altri mesi si hanno i valori di distanza di dimezzamento, in km, che ottimizzano il fit per il peso radiale: lanciando il codice per il *leave-one-out* con questi valori si ha così il *best fit* per il set di parametri usato.

Ripetendo il procedimento di ottimizzazione per gli altri 5 set di parametri geografici che corrispondono ai diversi livelli di *smoothing*, ricaviamo i rispettivi valori della distanza di dimezzamento, in km, che minimizzano l'errore RMSE.

Per fornire un esempio di come si sono ricavate le distanze di dimezzamento che assicurano il *best fit*, nella fig. 4.1 vediamo l'andamento dell'errore RMSE in funzione del valore della distanza di dimezzamento per i mesi di gennaio e luglio (con il set di parametri **H-DEM-R02**). Per valutare nel loro complesso i risultati forniti dai vari set confrontiamo gli RMSE del *best fit* per tutti i mesi dell'anno (fig. 4.2). Come si vede le performances peggiori si hanno usando il DEM nella versione originale e in quella più smussata, mentre appena migliori sono i risultati quando si fa uso delle quote originali delle stazioni: perciò questi set sono certamente da scartare. Il set **H-DEM-R04** riesce a fornire l'errore più basso in 4 mesi tuttavia negli altri la prestazione non è soddisfacente; sono i set **H-DEM-R02** e **H-DEM-R03** a mantenere l'errore quasi sempre piuttosto

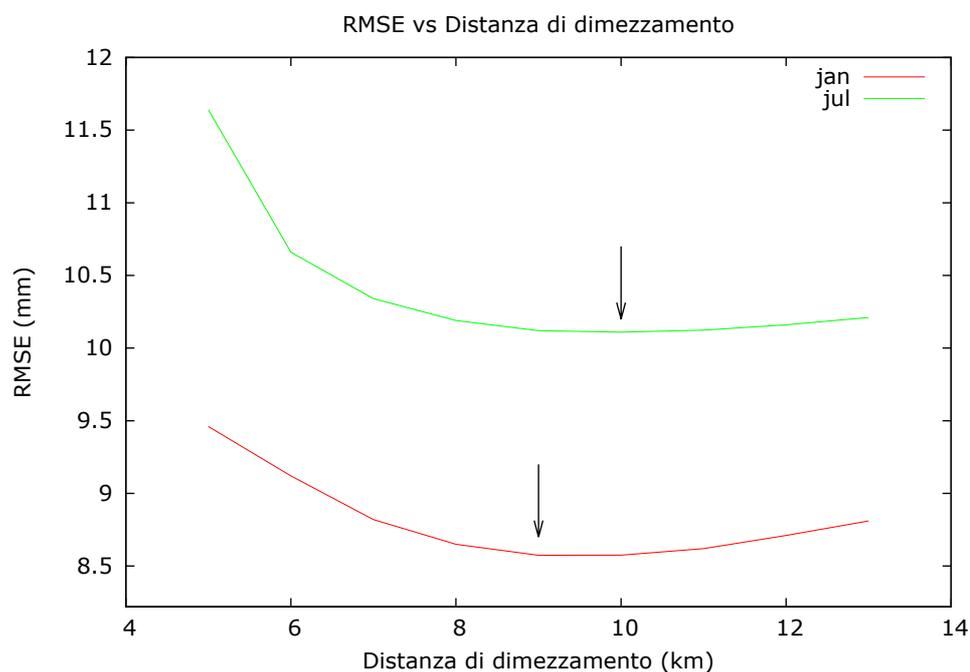


Figura 4.1: RMSE in funzione della distanza di dimezzamento per i mesi di gennaio e di luglio. Le posizioni dei minimi vengono indicate dalle frecce.

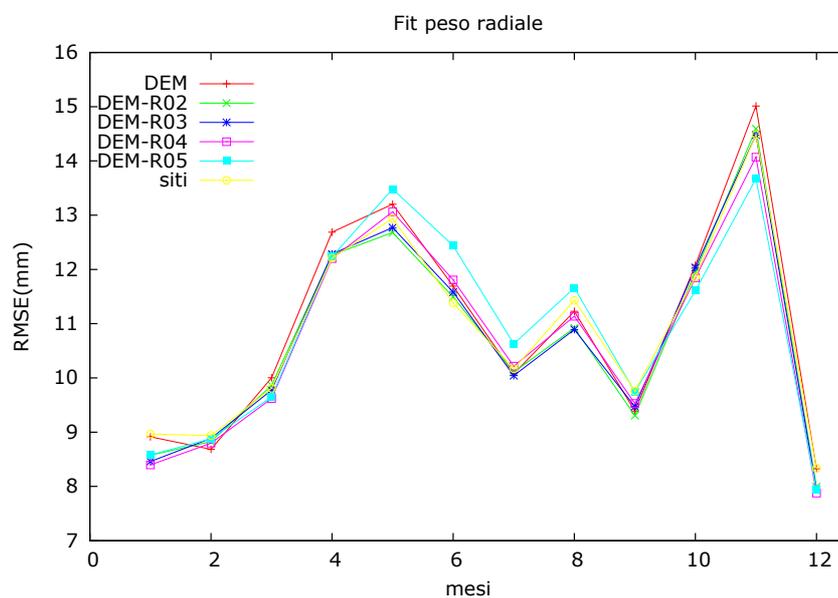


Figura 4.2: Gli RMSE di *best fit* per ogni mese per i 6 set di parametri geografici usati.

contenuto. Pertanto stabiliamo di confermarli entrambi e di esaminarne il comportamento nell'ottimizzazione del peso verticale e del peso dell'orientazione del versante per scegliere il set che useremo nelle interpolazioni di climatologie.

Partiamo dal peso verticale, conservando l'ottimizzazione ottenuta per il peso radiale. Il parametro che andremo a modificare adesso è la differenza di quota di dimezzamento  $\Delta H$ , vale a dire la differenza di quota tra stazioni alla quale il peso vale 0.5. Impieghiamo il medesimo procedimento adottato per l'ottimizzazione del peso radiale: per ogni mese iniziamo dal valore 100.0 metri e incrementiamo a ogni step di 50 metri. All'inizio vediamo che l'errore RMSE decresce, dopo tende a rimanere quasi costante; a titolo di esempio riportiamo nella fig. 4.3 la situazione per il mese di aprile e il set **H-DEM-R03**. Dopo un determinato numero

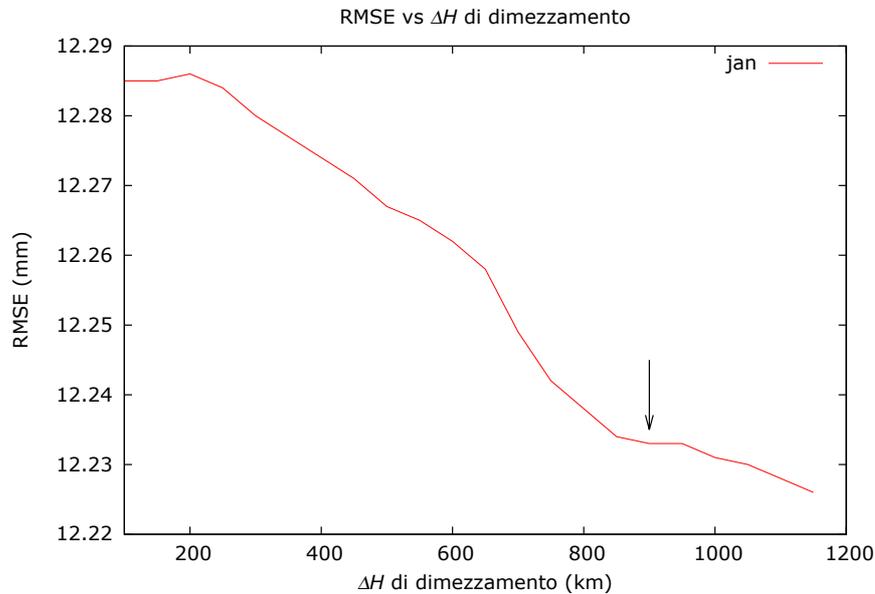


Figura 4.3: RMSE in funzione della differenza di quota di dimezzamento per il mese di aprile e il set **H-DEM-R03**. Non abbiamo un grafico palesemente convesso come succede per l'ottimizzazione del peso radiale; a parte il minimo iniziale, irrilevante, l'andamento è decrescente. Il grafico in seguito tende a rimanere quasi costante (a volte con la presenza di un secondo minimo appena accennato, come nella figura): appena si realizza tale condizione è possibile arrestarsi e definire un minimo per l'errore RMSE.

di step, la variazione dell'errore RMSE si fa perciò molto tenue ed è appropriato

affermare che il fit non peggiora al crescere indefinito della differenza di quota di dimezzamento; non abbiamo quindi un minimo assoluto, ma un minimo a cui si tende in modo asintotico. Se si osserva un miglioramento nell'RMSE pari o inferiore a 0.01 mm su un range di quote abbastanza esteso (tipicamente questo accade fra 800 e 1300 metri) si può ritenere di avere raggiunto questo minimo asintotico. Questo comportamento potrebbe segnalare che la dipendenza della precipitazione dall'altezza è simile in tutto il dominio. I risultati finali sono nelle tabelle 4.1 e 4.2. Nella fig. 4.4 sono diagrammati gli RMSE di *best fit* per i due

Mesi	$\Delta H$	MAE	BIAS	RMSE	$R^2$
1	550.0	6.44	0.28	8.54	0.81
2	700.0	6.21	0.04	8.76	0.80
3	500.0	7.27	0.05	9.83	0.82
4	100.0	9.09	0.13	12.24	0.85
5	100.0	9.56	0.26	12.67	0.80
6	250.0	8.57	0.67	11.49	0.79
7	1050.0	7.77	0.58	9.99	0.77
8	100.0	8.35	0.95	10.89	0.69
9	250.0	7.19	0.69	9.31	0.75
10	100.0	8.73	0.44	11.91	0.85
11	1000.0	10.25	0.23	14.40	0.83
12	250.0	5.97	0.09	7.99	0.82
Anno		78.55	0.37	104.76	0.84

Tabella 4.1: MAE (errore assoluto medio), BIAS (errore medio), RMSE (errore quadratico medio) e  $R^2$  (coefficiente di correlazione di Pearson) del modello inizializzato tramite il set **H-DEM-R02**. Tale ultima quantità indica la frazione della varianza dei valori climatologici normali delle stazioni spiegata dal modello. Nella prima colonna i valori in m delle differenze di quota di dimezzamento di *best fit* per il peso verticale.

set di parametri impiegati; gli errori sono pressoché identici e dunque le spezzate sono quasi coincidenti.

Abbiamo pertanto deciso di sottoporre ambedue i set alla procedura di ottimizzazione del peso dell'orientazione del versante verificando se l'RMSE è minore nel caso che la distanza angolare di dimezzamento<sup>2</sup>, ossia quella a cui il peso vale

<sup>2</sup>Nonostante il modello preveda di poter attribuire una distanza angolare di dimezzamento distinta per ciascun mese, scegliamo lo stesso per tutti i 12 mesi.

Mesi	$\Delta H$	MAE	BIAS	RMSE	$R^2$
1	350.0	6.39	0.19	8.45	0.82
2	600.0	6.25	-0.07	8.86	0.79
3	650.0	7.20	-0.03	9.75	0.82
4	950.0	9.00	-0.17	12.23	0.85
5	200.0	9.56	0.02	12.77	0.80
6	200.0	8.61	0.41	11.58	0.79
7	350.0	7.82	0.44	10.04	0.77
8	750.0	8.32	0.57	10.84	0.69
9	900.0	7.26	0.49	9.40	0.75
10	850.0	8.65	0.17	11.95	0.85
11	1200.0	10.16	0.01	14.28	0.83
12	550.0	5.88	-0.01	7.93	0.82
Anno		78.44	0.17	104.30	0.84

Tabella 4.2: MAE (errore assoluto medio), BIAS (errore medio), RMSE (errore quadratico medio) e  $R^2$  (coefficiente di correlazione di Pearson) del modello inizializzato tramite il set **H-DEM-R03**. Tale ultima quantità indica la frazione della varianza dei valori climatologici normali delle stazioni spiegata dal modello. Nella prima colonna i valori in m delle differenze di quota di dimezzamento di *best fit* per il peso verticale.

0.5, sia  $\pi$ ,  $3(\pi/4)$  o  $\pi/2$ . I risultati migliori si hanno se l'angolo è  $3(\pi/4)$ . Osserviamo che le mappe di piovosità annuale (che mostreremo più avanti) mettono in risalto un gradiente di precipitazione anomalo in una zona del Trentino meridionale sul versante occidentale del Massiccio del Pasubio; il gradiente si attenua nel caso in cui l'angolo sia  $3(\pi/4)$ . Questa situazione in ogni caso verrà ripresa e meglio analizzata nel paragrafo 4.1.1 e nella sezione 4.4.

Fra i due set che stiamo testando, il migliore, seppur di poco, è **H-DEM-R02** (come si può notare dalla fig. 4.5). Peraltro un altro punto che avvantaggia **H-DEM-R02** è che esso, essendo meno *smoothed*, garantisce un dettaglio maggiore alla rappresentazione sulla griglia. Questo è dunque lo smussamento del DEM che meglio descrive le interazioni fra orografia e precipitazioni. Ecco nella tabella 4.3 i risultati finali dell'ottimizzazione del modello.

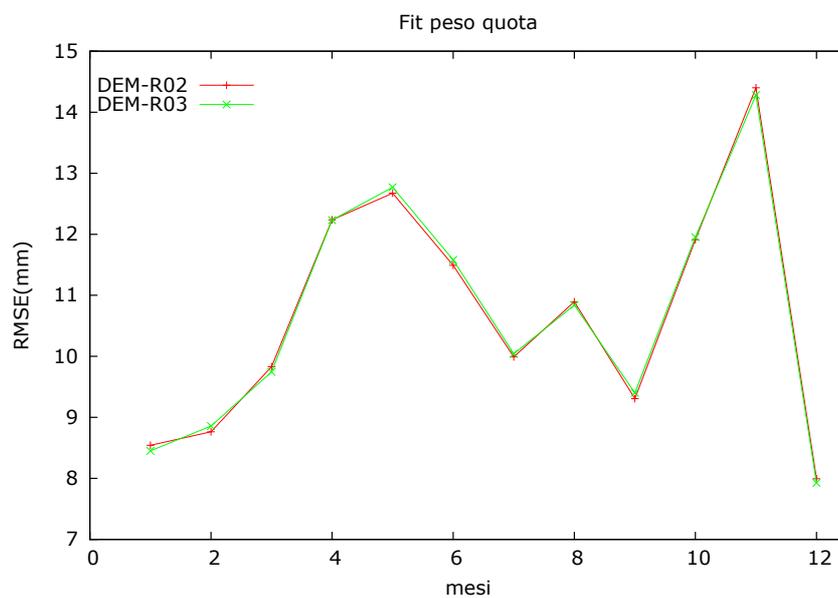


Figura 4.4: Gli RMSE di *best fit* per ogni mese per i set **H-DEM-R02** e **H-DEM-R03**.

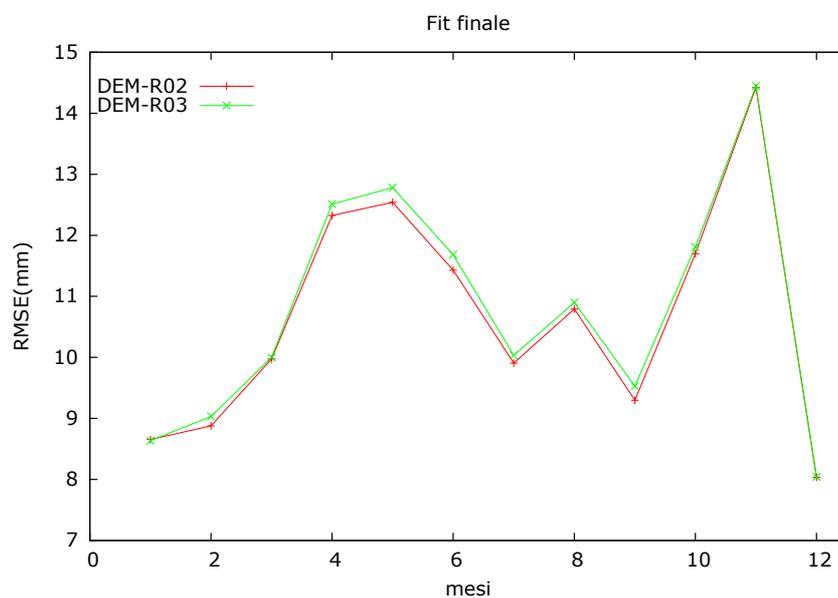


Figura 4.5: Gli RMSE di *best fit* per ogni mese per i set **H-DEM-R02** e **H-DEM-R03** dopo l'ottimizzazione del peso dell'orientazione del versante.

Mesi	MAE	BIAS	RMSE	$R^2$
1	6.53	0.28	8.65	0.81
2	6.33	0.07	8.88	0.79
3	7.22	0.06	9.98	0.82
4	9.08	0.14	12.33	0.84
5	9.36	0.27	12.54	0.81
6	8.52	0.61	11.43	0.79
7	7.76	0.58	9.91	0.78
8	8.31	0.97	10.79	0.70
9	7.17	0.65	9.30	0.75
10	8.60	0.53	11.70	0.86
11	10.25	0.32	14.42	0.83
12	5.99	0.13	8.03	0.81
Anno	77.57	0.39	104.57	0.84

Tabella 4.3: MAE (errore assoluto medio), BIAS (errore medio), RMSE (errore quadratico medio) e  $R^2$  (coefficiente di correlazione di Pearson) del fit finale del modello. Tale ultima quantità indica la frazione della varianza dei valori climatologici normali delle stazioni spiegata dal modello.

#### 4.1.1 Valutazione della ricostruzione delle climatologie

A questo punto è interessante condurre un'analisi dei dati ricavati dalla ricostruzione delle medie mensili con il set che abbiamo riscontrato essere il migliore, e degli errori associati a essa. Considereremo i mesi di gennaio e luglio perché rappresentativi di regimi di precipitazione ben differenti nonché la cumulata della precipitazione annua.

Per cominciare si possono osservare i grafici che riassumono complessivamente il processo di ricostruzione delle medie mensili: nelle figg. 4.6, 4.7 e 4.8 abbiamo le situazioni per i mesi di gennaio e di luglio e per la cumulata di precipitazione annuale.

Si nota in tali figure che in generale la nuvola dei punti rappresentativi di ciascuna serie, osservata e ricostruita, è concentrata in modo abbastanza soddisfacente sulla retta bisettrice (i valori di  $R^2$  vengono riportati nella tabella 4.3). I pochi punti che si discostano più significativamente da essa corrispondono a stazioni site in modo sparso sull'intero dominio. Ci sono solo due eccezioni. Una

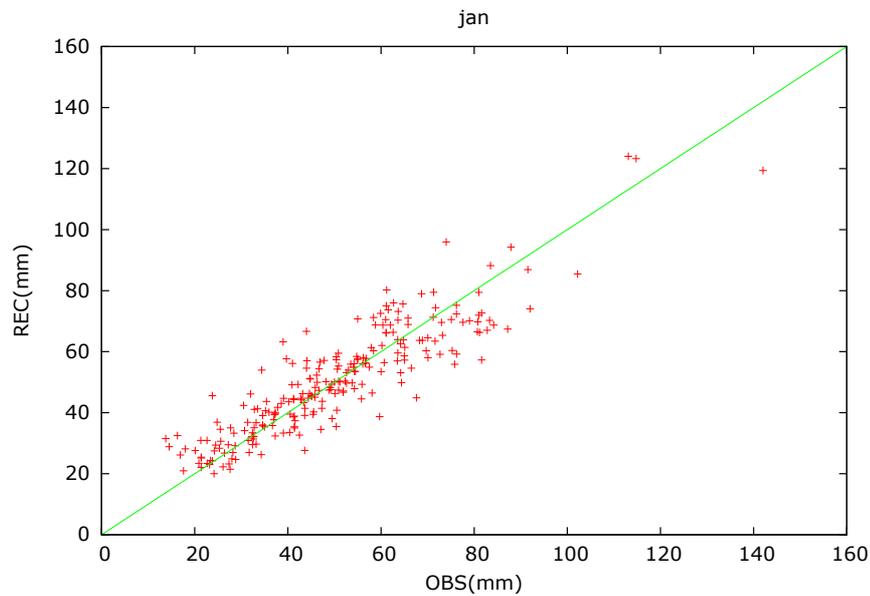


Figura 4.6: I valori ricostruiti confrontati con le medie mensili osservate per il mese di gennaio. I punti prossimi alla retta indicano le medie mensili meglio ricostruite dal *leave-one-out*.

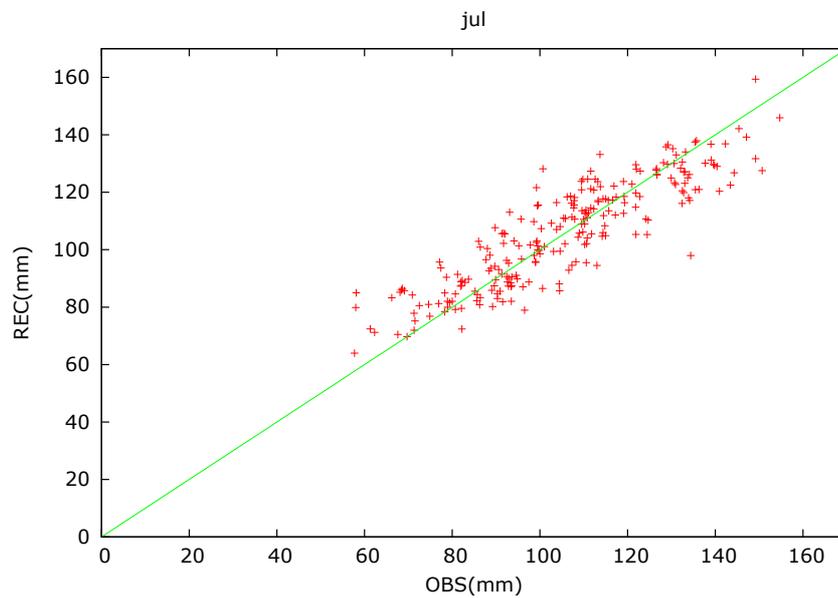


Figura 4.7: I valori ricostruiti confrontati con le medie mensili osservate per il mese di luglio. I punti prossimi alla retta indicano le medie mensili meglio ricostruite dal *leave-one-out*.

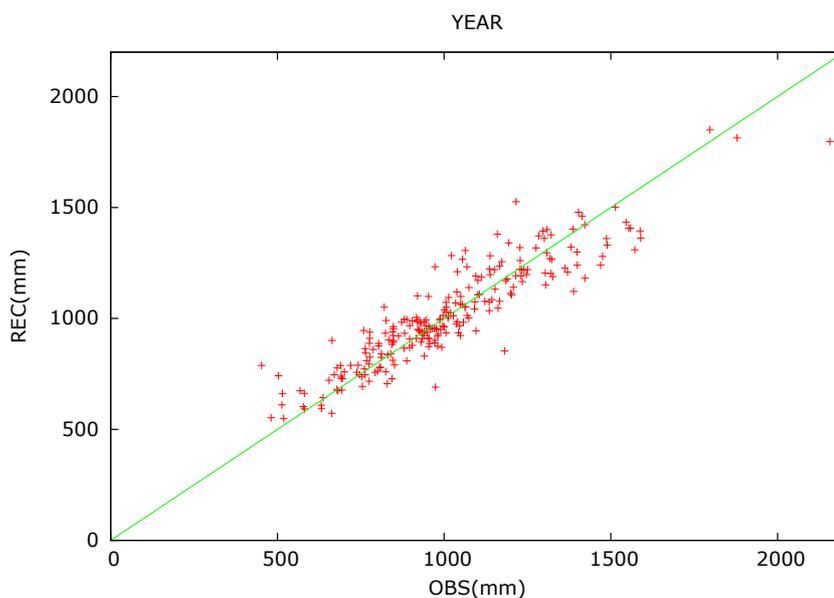


Figura 4.8: I valori cumulati annuali ricostruiti confrontati con la cumulata annua osservata. I punti prossimi alla retta indicano i cumulati annui meglio ricostruiti dal *leave-one-out*.

è la stazione di Castello Tesino, che soffre forse la limitata durata della serie di osservazioni. Più complessa la problematica per il settore del Trentino meridionale al confine con le province di Verona e Vicenza, compreso fra i Monti Lessini e le Piccole Dolomiti, di cui si è parlato poco sopra. Esso risente in modo articolato delle interazioni fra l'orografia (costituita da valli abbastanza anguste con testate e versanti ripidi) e i flussi umidi da sud o da sud-est che lo investono frequentemente e determinano precipitazioni abbondanti durante gran parte dell'anno. Tali interazioni possono variare su scale anche abbastanza piccole e ciò, unitamente all'elevata piovosità media, richiede che la densità di stazioni nella zona (riguardo a tutti i parametri del modello) sia più alta che altrove: dunque dovremmo poter disporre di un numero sufficiente di stazioni situate a quote che siano il più possibile rappresentative dell'orografia complessiva e dell'orientazione e pendenza dei versanti. Le difficoltà nella ricostruzione delle stazioni del Trentino meridionale indicano dunque che ci troviamo in una situazione non ottimale quanto alla disponibilità dei dati.

Un'altra caratteristica (più evidente per il mese di luglio e meno per gennaio) è che l'asse della nuvola di punti non sembra combaciare con la bisettrice, appare bensì lievemente più inclinato verso l'asse orizzontale: vale a dire che le stazioni meno piovose vengono sovrastimate nella ricostruzione e viceversa. Questo effetto di *smoothing* è un riflesso inevitabile di qualsiasi tecnica di interpolazione: sia i picchi sia i minimi di precipitazione locali tendono a venire “spalmati”. Infatti, per esempio, una stazione molto poco piovosa si deve logicamente ricostruire con i dati di stazioni che sono tutte (o quasi) più piovose di essa, e ciò causa appunto la lieve sovrastima che si osserva. Peraltro il metodo di regressione lineare che usiamo noi riduce molto questo effetto (per esempio rispetto a una semplice media pesata).

Questo effetto è facilmente riconoscibile ricavando i *box-plot*<sup>3</sup> delle distribuzioni dei BIAS, ovvero la differenza fra dato ricostruito e osservato, in funzione delle precipitazioni osservate. A tal fine abbiamo ordinato le nostre 239 serie secondo il cumulato mensile, per i mesi di gennaio e luglio, e secondo la cumulata annuale, poi le abbiamo divise in 7 gruppi di 30 serie e 1 di 29 serie e abbiamo prodotto i box-plot basandoci su tali sottoinsiemi di dati. In questo modo la sovrastima delle stazioni meno piovose e la contestuale sottostima di quelle più piovose diventano subito visibili (figg. 4.9 per il mese di gennaio, 4.10 per il mese di luglio e 4.11 per la cumulata annuale).

I tre grafici hanno delle caratteristiche comuni. La scatola che rappresenta le stazioni meno piovose resta al di sopra della retta tratteggiata mentre la scatola che rappresenta le stazioni più piovose è collocata sempre al di sotto della retta. A questi due estremi, inoltre, si può verificare che la mediana è contenuta entro il 10% del valore medio della precipitazione osservata all'interno dei relativi gruppi;

---

<sup>3</sup>Il *box-plot* (“diagramma a scatola”), detto anche *box and whiskers plot* (“diagramma a scatola e baffi”), è una tipologia di rappresentazione grafica basata sulla definizione dei quartili di una distribuzione ordinata, molto utile per descrivere in modo qualitativo la distribuzione, in particolare per confrontare sottogruppi di dati. Il *box* individua i valori centrali della distribuzione e i *whiskers* uscenti dal box marcano i valori più estremi da entrambe le parti. Nel dettaglio, i lati della scatola corrispondono al primo e terzo quartile della distribuzione mentre i “baffi” partono dai lati della scatola e si estendono fino agli estremi, massimo e minimo assoluti, della distribuzione. Il secondo quartile (cioè la mediana) è indicato da una barra parallela ai lati della scatola.

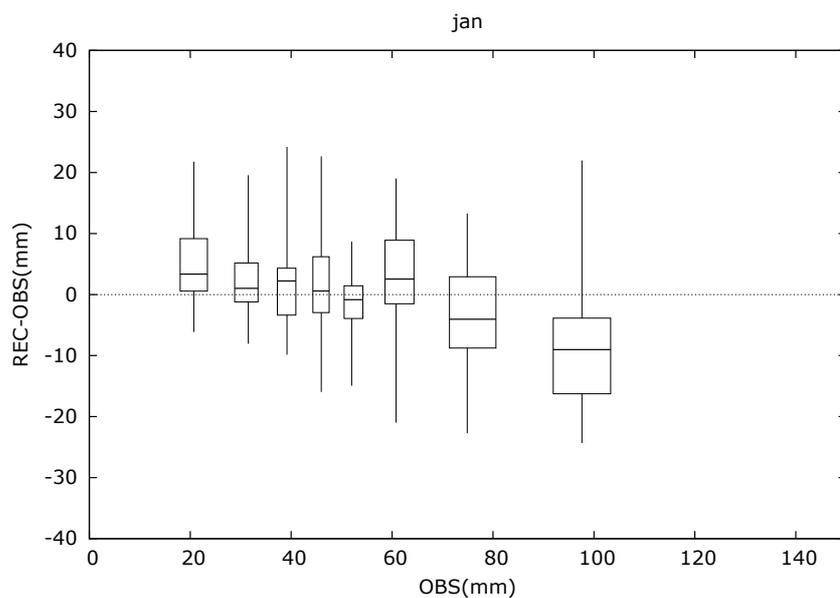


Figura 4.9: Box-plot della distribuzione (in funzione delle precipitazioni osservate) dei valori di BIAS ricostruiti del mese di gennaio. Le serie sono state divise in 7 gruppi da 30 e uno da 29.

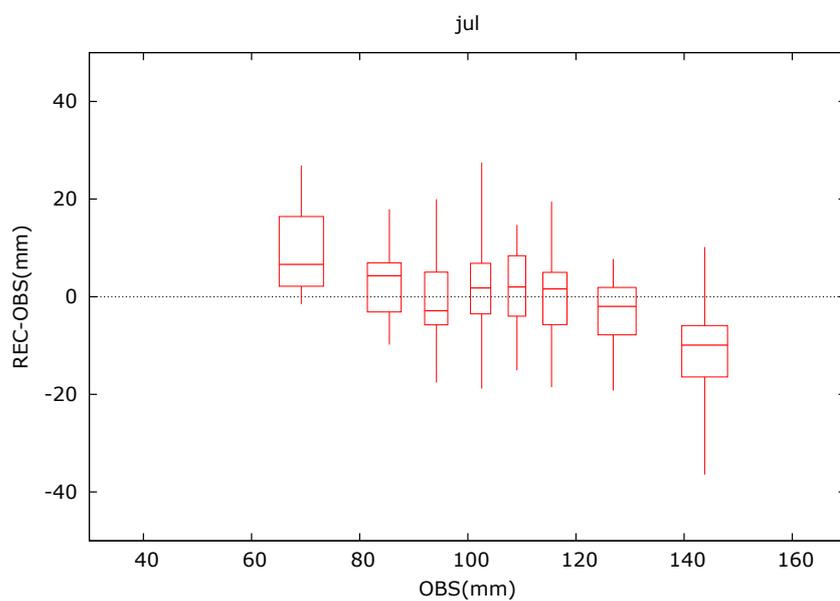


Figura 4.10: Box-plot della distribuzione (in funzione delle precipitazioni osservate) dei valori di BIAS ricostruiti del mese di luglio. Le serie sono state divise in 7 gruppi da 30 e uno da 29.

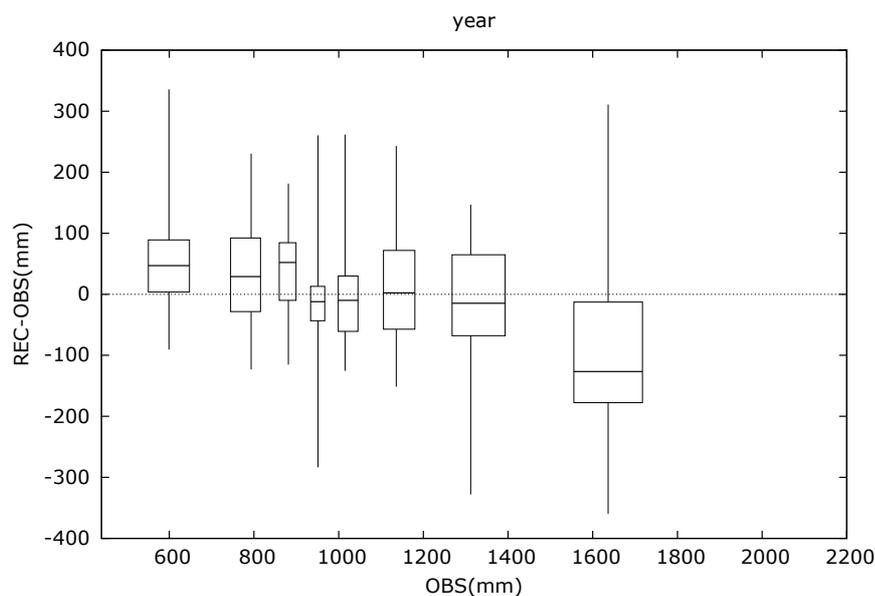


Figura 4.11: Box-plot della distribuzione (in funzione delle precipitazioni osservate) dei valori di BIAS ricostruiti per i cumulati annuali. Le serie sono state divise in 7 gruppi da 30 e uno da 29.

questo non vale unicamente per la scatola delle stazioni meno piovose di gennaio, il che è in ogni caso giustificabile se si considera che in questo mese le stazioni poste in certe valli dell'Alto Adige (media Val Venosta e medio-alta Valle Isarco in primis) hanno medie precipitative assai ridotte con conseguente errore relativo elevato nella ricostruzione.

Si osserva anche (ma questo è piuttosto normale) che i baffi sono sempre più allungati al crescere della precipitazione osservata ovvero l'errore sul valore ricostruito sale se la precipitazione osservata è maggiore. Questo effetto non è però nettissimo, ed è poco pronunciato se si guarda ai cumulati annui. Comunque il fatto più importante è che l'ampiezza delle scatole cresce poco all'aumentare della precipitazione osservata ed è quasi sempre contenuta rispetto alla lunghezza dei baffi: questo indica che i valori di BIAS si distribuiscono quasi sempre in un intervallo ragionevolmente ristretto.

Controlliamo adesso come varia il BIAS in funzione dell'altezza. Nella fig. 4.12 abbiamo la situazione del mese di gennaio; nella fig. 4.13 abbiamo la situazione del mese di luglio; infine nella fig. 4.14 abbiamo i risultati per la cumulata annuale di precipitazione.

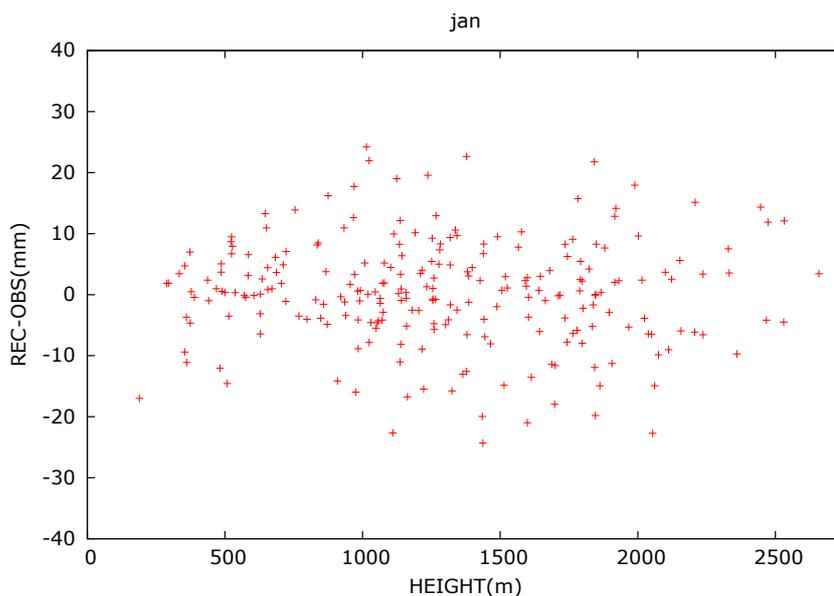


Figura 4.12: Il BIAS per ciascuna serie ricostruita in funzione dell'altitudine della stazione per il mese di gennaio.

Lo scatter dei punti è relativamente contenuto (i punti “eccentrici” riguardano in particolare la zona del Trentino meridionale e Prealpi veronesi e vicentine della quale abbiamo già detto). L'unica caratteristica che può apparire un po' anomala è l'assenza di punti con BIAS nullo o quasi al di sopra di 1750 metri circa; questo fatto (irrilevante ai fini statistici) è in realtà del tutto casuale ed è favorito dalla relativa scarsità di stazioni situate in alta montagna.

Come prima per avere una visione più chiara e immediata di eventuali dipendenze del BIAS dalla quota si possono costruire i box-plot delle relative distribuzioni: i risultati sono nelle figg. 4.15, 4.16 e 4.17. Si nota in realtà che le “scatole” tendono a rimanere sempre allo stesso livello senza andamenti discen-

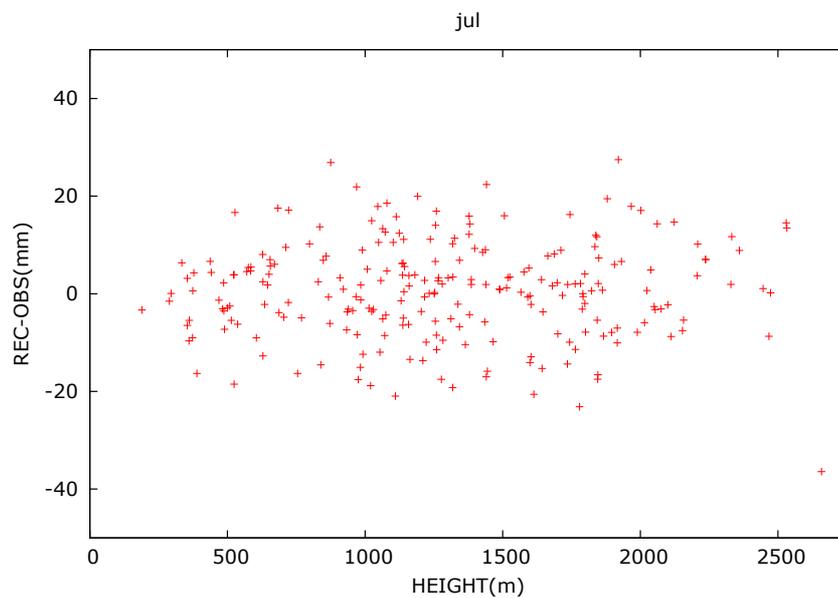


Figura 4.13: Il BIAS per ciascuna serie ricostruita in funzione dell'altitudine della stazione per il mese di luglio.

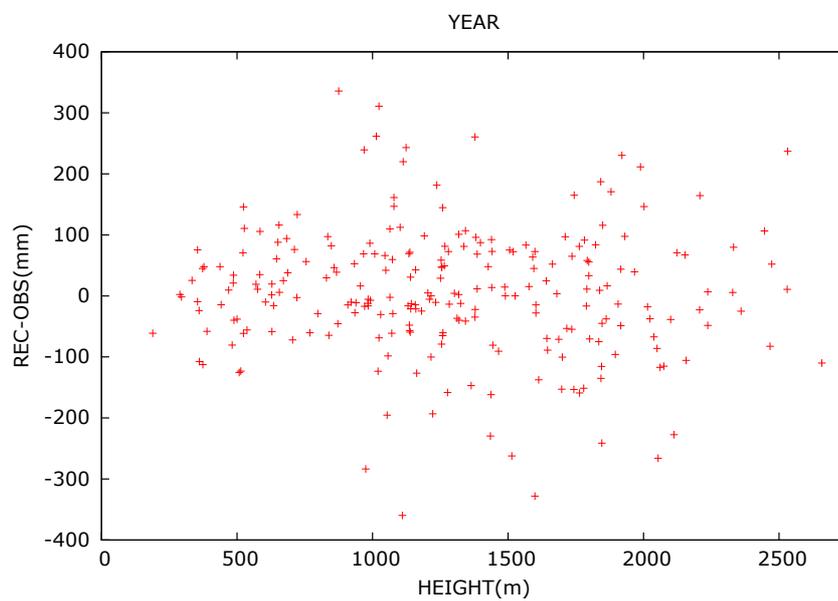


Figura 4.14: Il BIAS per ciascuna serie ricostruita in funzione dell'altitudine della stazione per il cumulato annuale.

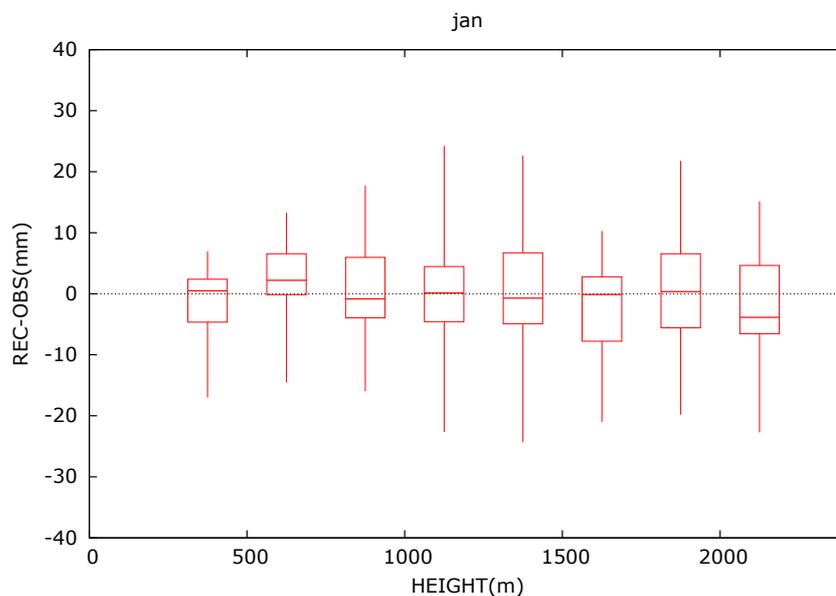


Figura 4.15: Box-plot della distribuzione in funzione dell'altitudine dei valori di BIAS ricostruiti del mese di gennaio divisi per fasce di altitudine di 250 metri.

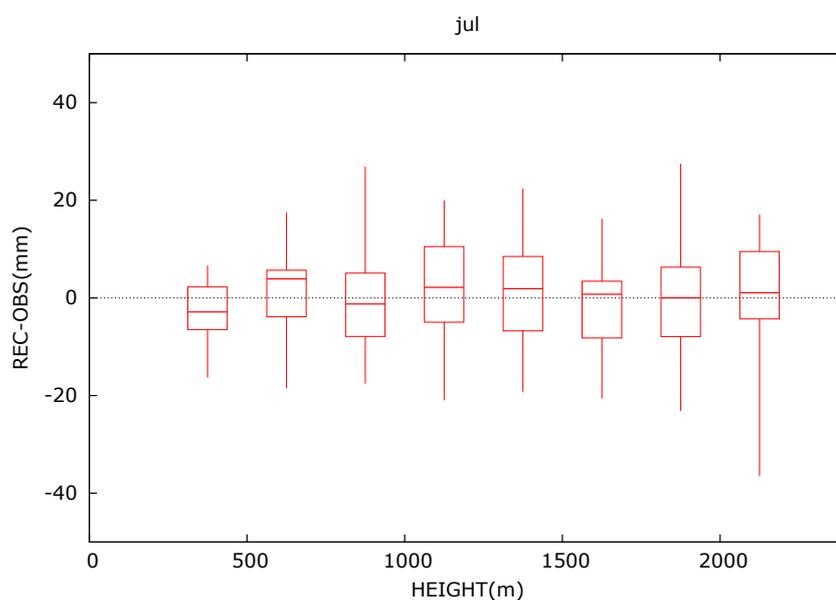


Figura 4.16: Box-plot della distribuzione in funzione dell'altitudine dei valori di BIAS ricostruiti del mese di luglio divisi per fasce di altitudine di 250 metri.

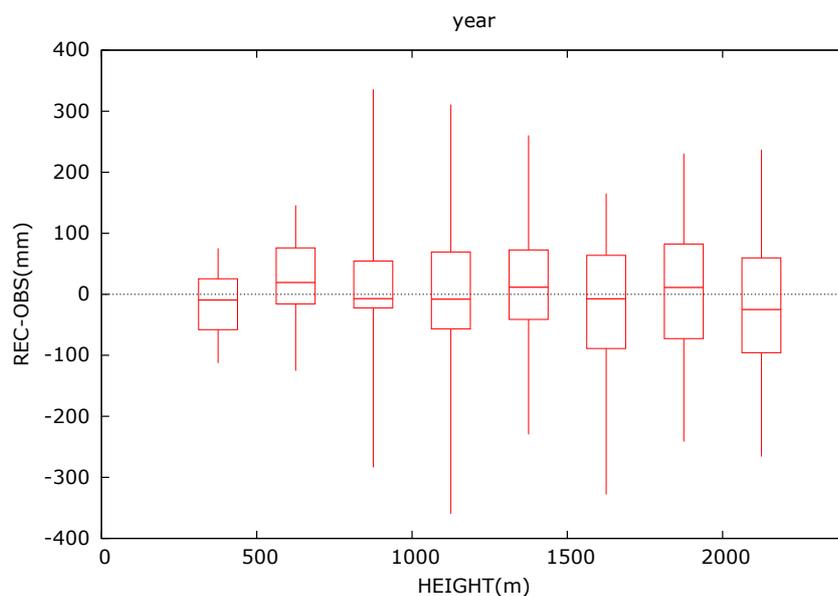


Figura 4.17: Box-plot della distribuzione in funzione dell'altitudine dei valori di BIAS ricostruiti dei cumulati di precipitazione annuali divisi per fasce di altitudine di 250 metri.

denti e questo è il risultato principale: vuol dire che non ci sono errori sistematici in funzione della quota nella ricostruzione operata dal modello.

## 4.2 Anomalie mensili

La valutazione della performance del modello nella ricostruzione delle anomalie mensili viene compiuta (come nel caso della climatologia) attraverso il metodo del *leave-one-out*, cercando di ricostruire con il modello stesso le serie di anomalie mensili per ogni stazione, servendoci per ogni singolo mese dei dati delle altre stazioni.

Notiamo che il *leave-one-out* ricostruisce le anomalie mensili per ogni stazione lungo tutto l'arco temporale da noi scelto (1921-2014): ovviamente la valutazione degli errori è eseguita solo per i mesi per i quali si ha il dato osservato.

Come per le climatologie occorre ottimizzare la ricostruzione delle anomalie, modificando prima la differenza di quota di dimezzamento  $\Delta H$  del peso verticale e in seguito la distanza di dimezzamento del peso radiale.

Le performances del modello vengono analizzate e giudicate in base al coefficiente di correlazione di Pearson  $R^2$ ; a noi, infatti, interessa riprodurre nel miglior modo possibile la variabilità nelle anomalie mensili. Pertanto nell'ottimizzazione determiniamo dapprima per ciascun mese il valor medio dei coefficienti di Pearson delle varie serie e quindi la media di questi valori medi. Prima di procedere è indispensabile richiamare all'attenzione il fatto che noi vogliamo ricostruire le anomalie soltanto all'interno del dominio riquadrato in fig. 3.1; ne segue che tutte le stazioni site al di fuori di tale zona vengono escluse dall'elaborazione successiva. Peraltro si è potuto osservare da una prima analisi che molte delle serie relative a tali stazioni avevano un coefficiente di correlazione in generale relativamente basso. Questo perché (come è facile supporre) si tratta di stazioni che hanno nelle loro vicinanze poche stazioni utili per la loro ricostruzione e dunque la ricostruzione stessa può spesso risultare poco soddisfacente; escluse tali stazioni il totale si abbassa a 162.

Per l'ottimizzazione del peso verticale abbiamo variato la differenza di quota di dimezzamento da 250 a 1250 metri di quota a step di 250 metri, mantenendo la distanza di dimezzamento del peso radiale a 50 metri: guardando la fig. 4.18 è palese che la migliore correlazione si ha quando la differenza di quota di dimezzamento è 1000 metri. Siamo poi passati all'ottimizzazione del peso radiale: abbiamo fatto variare la distanza di dimezzamento tra 5 e 100 km. I risultati sono nella fig. 4.19. Si nota con estrema chiarezza che la distanza di dimezzamento che massimizza il coefficiente di correlazione è 10 km; in questo caso, in particolare,  $R^2 \geq 0.90$  per i mesi nei quali prevalgono le precipitazioni da sistemi frontali.

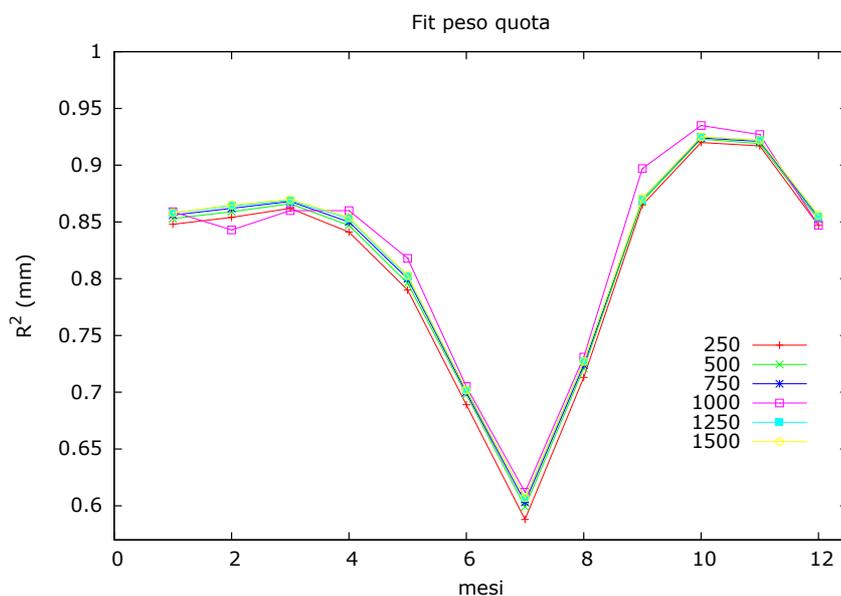


Figura 4.18: I valori del coefficiente di correlazione di Pearson per le differenze di quota di dimezzamento del peso di quota.

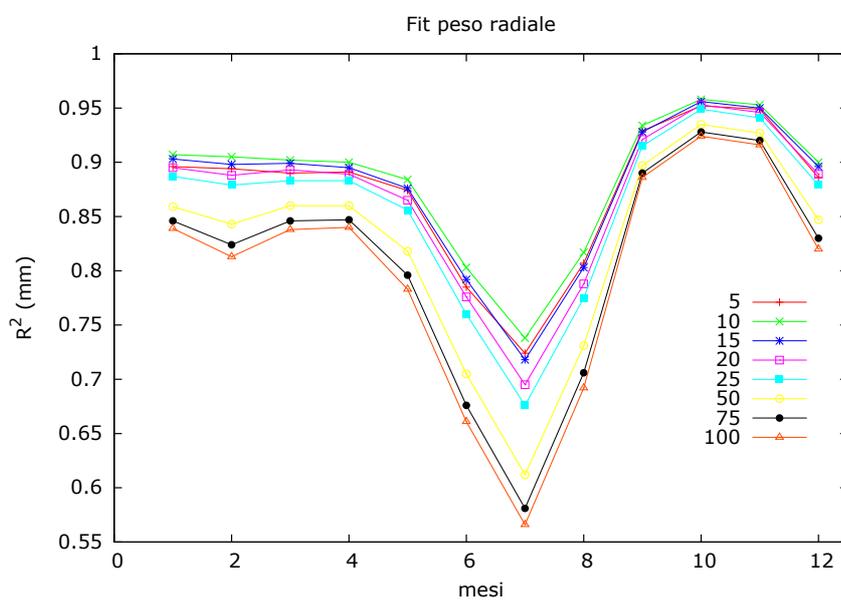


Figura 4.19: I valori del coefficiente di correlazione di Pearson per le distanze di dimezzamento del peso radiale.

### 4.2.1 Valutazione della procedura di interpolazione delle anomalie

È effettuata mediante il confronto fra le serie di anomalie mensili osservate e le serie di anomalie mensili “sintetiche” ottenute tramite il modello di interpolazione ottimizzato. Tuttavia, per dare un’idea più concreta dei risultati dell’interpolazione, moltiplichiamo le anomalie mensili “sintetiche” per la climatologia osservata, ricavando serie di cumulati mensili ricostruiti; questi si confrontano con i cumulati mensili osservati determinando dunque gli errori RMSE (in mm) rappresentativi della sola procedura di interpolazione delle anomalie. Riportiamo in tabella 4.4 i valori medi mensili del coefficiente di correlazione e di RMSE per la procedura di interpolazione delle anomalie.

Mesi	$R^2$	RMSE
1	0.90	12.35
2	0.91	12.45
3	0.91	13.76
4	0.89	16.14
5	0.87	18.53
6	0.80	20.48
7	0.72	22.18
8	0.81	21.32
9	0.91	18.48
10	0.95	18.14
11	0.95	19.64
12	0.905	13.93
Anno	0.86	70.98

Tabella 4.4: Valori medi mensili (e, nell’ultima riga, annui) del coefficiente di correlazione di Pearson e di RMSE dopo l’ottimizzazione della procedura di interpolazione delle anomalie.

Analizziamo ora l’andamento del coefficiente di correlazione (fig. 4.20 per il mese di gennaio e fig. 4.21 per il mese di luglio) e di RMSE (fig. 4.22 per il mese di gennaio e fig. 4.23 per il mese di luglio) in funzione dell’altezza.

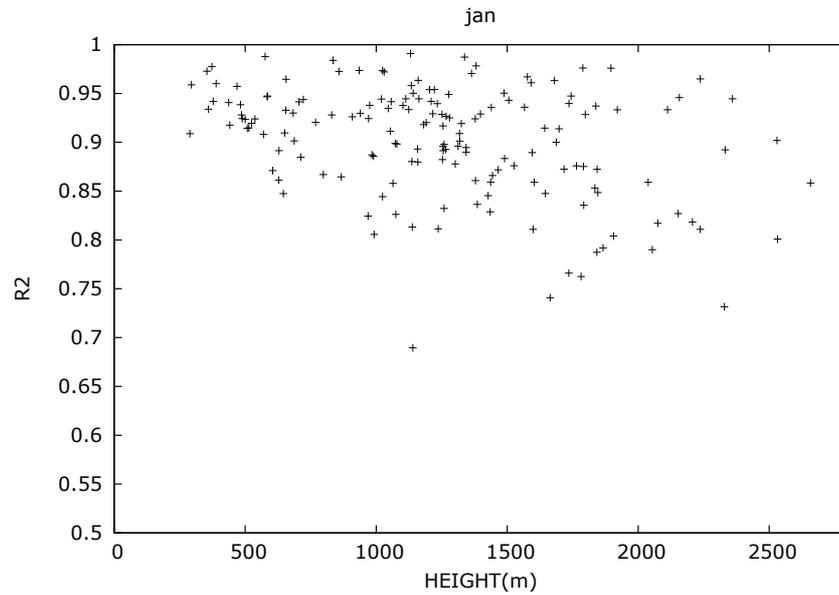


Figura 4.20: Coefficiente di correlazione di Pearson in funzione della quota per il mese di gennaio.

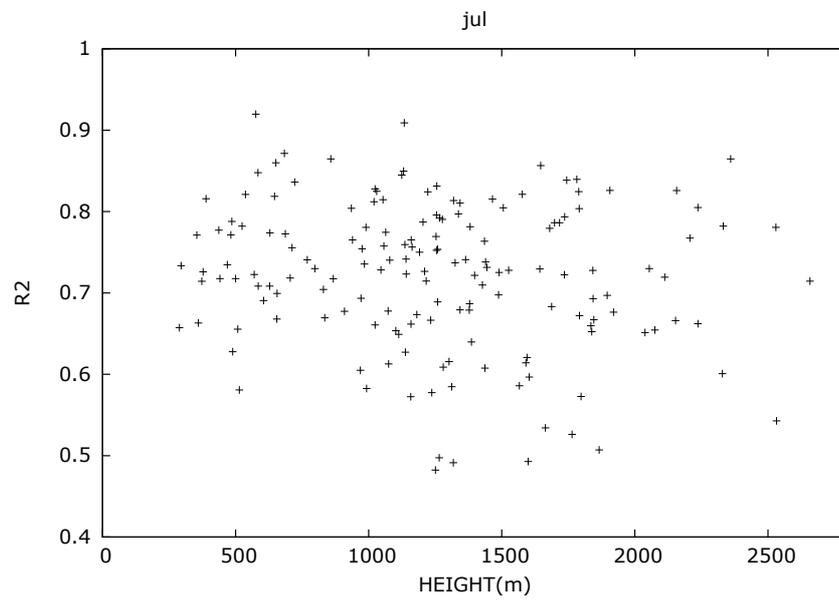


Figura 4.21: Coefficiente di correlazione di Pearson in funzione della quota per il mese di luglio.

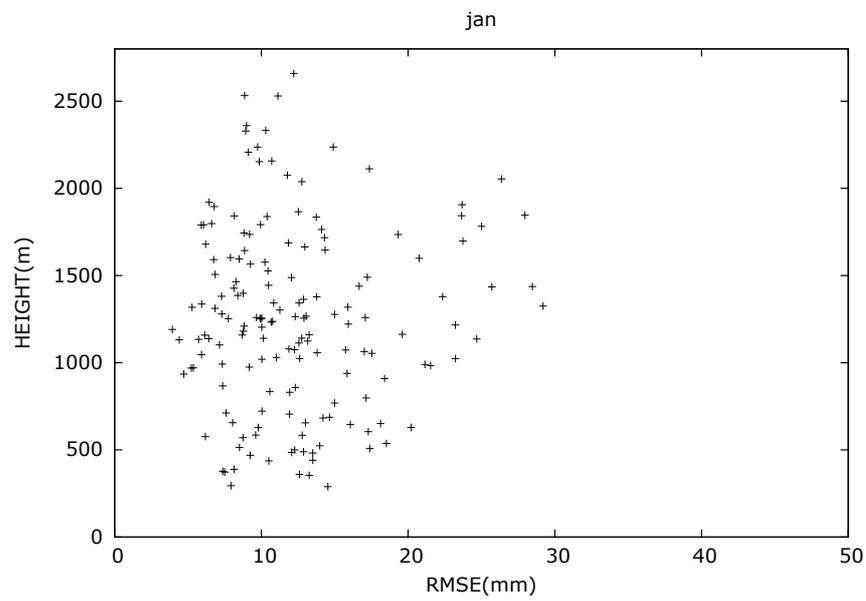


Figura 4.22: Errori RMSE in funzione dell'altezza per il mese di gennaio.

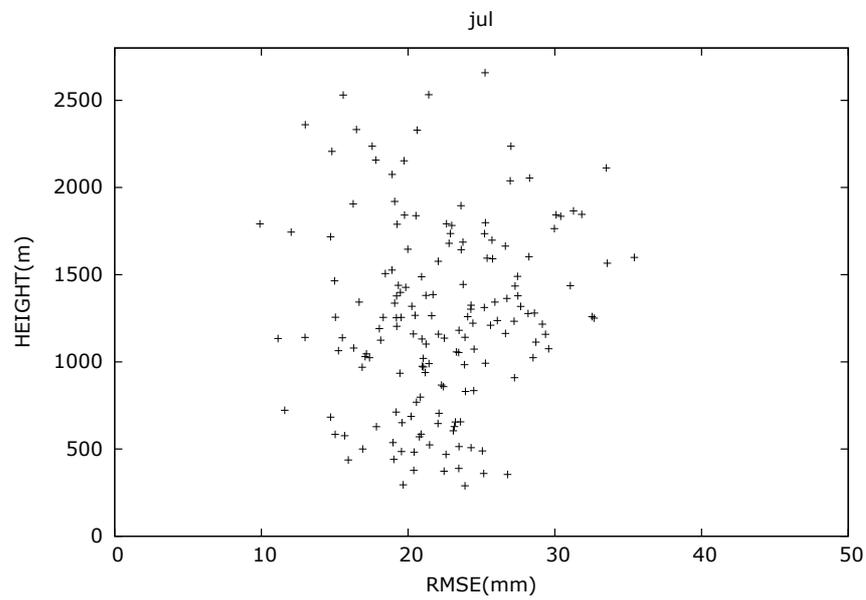


Figura 4.23: Errori RMSE in funzione dell'altezza per il mese di luglio.

I valori più elevati di  $R^2$  sono in gennaio e in generale nei mesi invernali, quando le precipitazioni sono dovute solamente a sistemi frontali e hanno pertanto una maggiore coerenza spaziale: viceversa in luglio e in generale nei mesi estivi, nei quali le precipitazioni convettive prevalgono.

Il caso più interessante è il comportamento di  $R^2$  nel mese di gennaio, si vede infatti un suo calo con l'altezza; l'effetto peraltro è ben più marcato con differenze di quota di dimezzamento  $\Delta H$  minori di 1000 metri. Viceversa a luglio, quando  $R^2$  è più basso, tale effetto non appare. La ragione di questa tendenza si potrebbe collegare al fatto che nel mese di gennaio la maggior parte delle precipitazioni cade sotto forma di neve; a causa di errori di misura sistematici che possono venire provocati dal vento, è noto che le misure di neve sciolta tramite pluviometro sono tra le più esposte a imprecisioni (Sevruk [2005], Sevruk [1985], Richter [1995]). Questo effetto si mitiga appunto se è possibile coinvolgere nella ricostruzione stazioni poste a quote sempre più basse. Ciò comporta anche che per avere dati più utili per studi climatologici dovremmo poter misurare direttamente la precipitazione nevosa o applicare coefficienti di correzione alle serie originali: questo richiederebbe però informazioni dettagliate sulle stazioni (dispositivo utilizzato, esposizione al vento, ambiente circostante) e dati di vento e di temperatura alla più alta risoluzione possibile (Sevruk and Zaslavova [1994]).

Per quanto concerne gli RMSE non osserviamo nessuna dipendenza dall'altitudine e questo è un fatto positivo.

## 4.3 Sovrapposizione di climatologia e anomalie

Una volta ottimizzati i due modelli (quello per le climatologie e quello per le anomalie) e singolarmente valutati per la bontà delle loro prestazioni, si procede alla valutazione complessiva dell'intera procedura.

### 4.3.1 Valutazione dell'intera procedura di interpolazione

È effettuata mediante il confronto fra le serie mensili osservate di precipitazione e serie "sintetiche" ottenute stavolta combinando, per ogni stazione, la climato-

logia con le anomalie, entrambe ricostruite escludendo la stazione in esame dai relativi data-set (quello per le climatologie e quello per le anomalie). Riportiamo in tabella 4.5 i valori medi mensili del coefficiente di correlazione e di RMSE per l'intera procedura di interpolazione. Nelle figg. 4.24 e 4.25 abbiamo l'andamento

Mesi	$R^2$	RMSE
1	0.90	14.87
2	0.91	14.81
3	0.91	16.46
4	0.89	19.67
5	0.87	21.44
6	0.80	22.91
7	0.72	24.17
8	0.81	23.22
9	0.91	20.93
10	0.95	22.62
11	0.95	25.11
12	0.90	16.48
Anno	0.852	116.007

Tabella 4.5: Valori medi mensili (e, nell'ultima riga, annui) del coefficiente di correlazione di Pearson e di RMSE dopo l'ottimizzazione dell'intera procedura di interpolazione.

di RMSE in funzione della quota (rispettivamente per gennaio e per luglio). Come prima, sostanzialmente non sono osservate dipendenze degli errori dalla quota.

Le tre tabelle (4.3, 4.4 e 4.5) consentono di avere un'idea dei contributi dell'interpolazione delle climatologie e dell'interpolazione delle anomalie all'errore dell'interpolazione finale. È evidente che gli errori introdotti dall'interpolazione delle anomalie sono preponderanti.

A titolo di esempio, infine, nelle figg. 4.26 e 4.27 possiamo valutare la qualità della ricostruzione operata dal modello per due serie riguardo i mesi di gennaio e di luglio: una relativa a una stazione di bassa quota, Riva del Garda (longitudine: 10.882°E, latitudine: 45.882°N, quota: 70 metri) e un'altra relativa a una stazione di alta montagna, Lago del Careser (longitudine 10.699°E, latitudine 46.424°N,

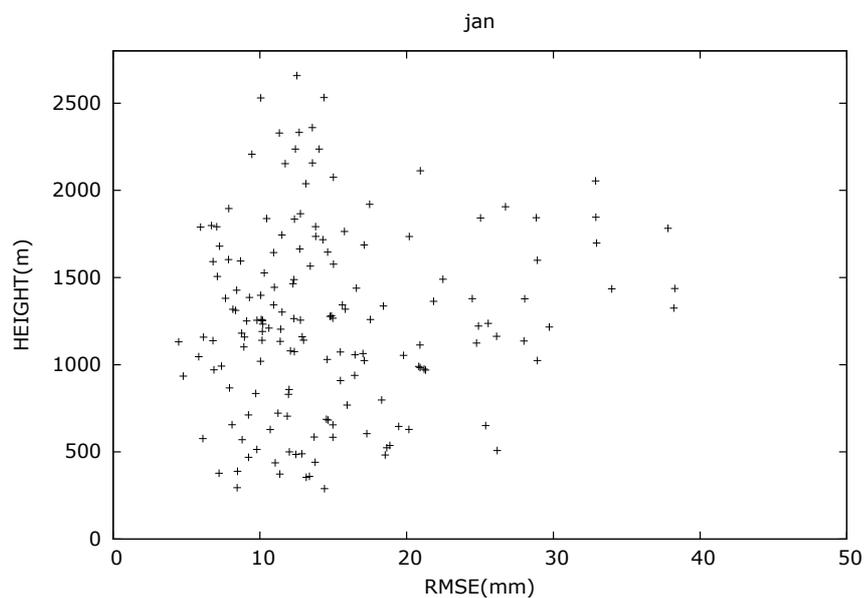


Figura 4.24: Errori RMSE in funzione dell'altezza per il mese di gennaio.

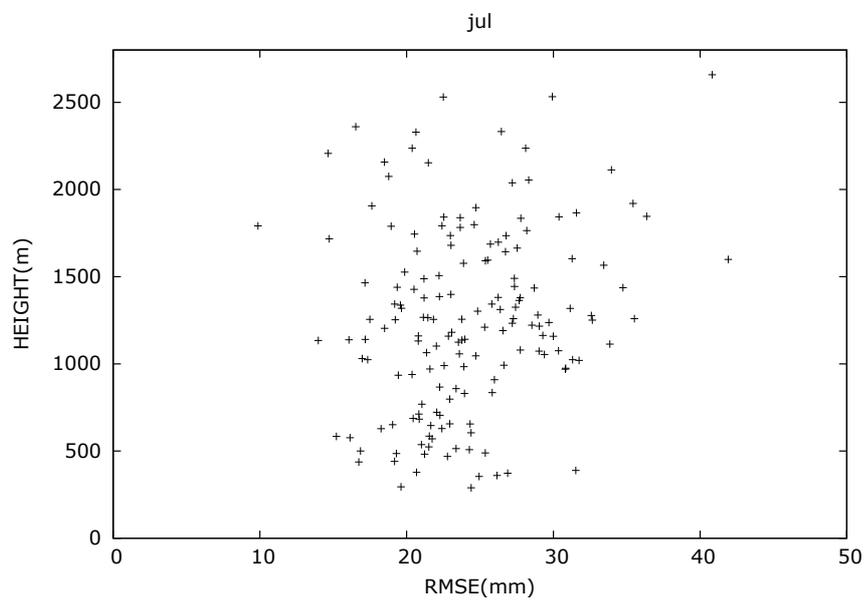


Figura 4.25: Errori RMSE in funzione dell'altezza per il mese di luglio.

quota 2600 metri). Pur essendoci qualche singolo dato critico si può affermare

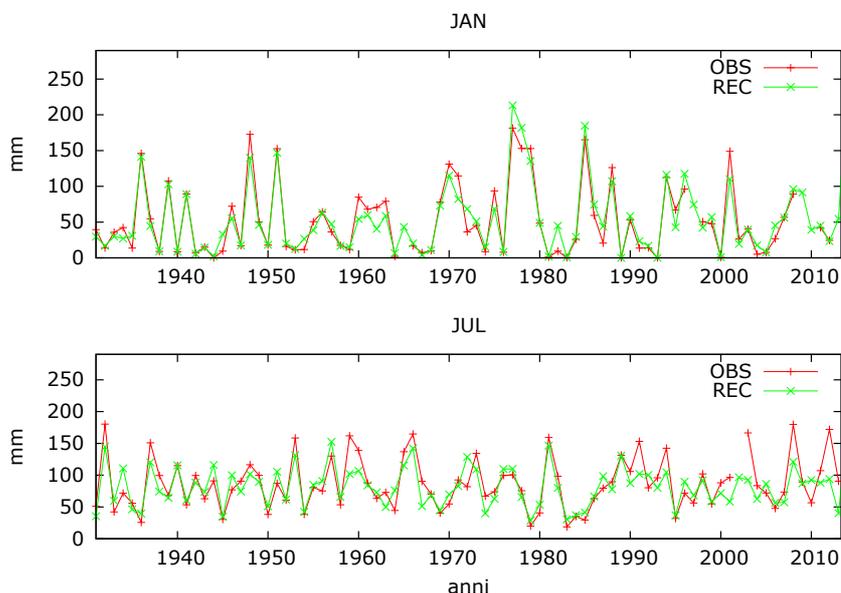


Figura 4.26: Confronto fra le serie mensili osservate di Riva del Garda (mesi di gennaio e luglio) e quelle ricostruite dal modello. Per l'intera procedura di interpolazione,  $R^2 = 0.91$  a gennaio e  $R^2 = 0.66$  a luglio,  $RMSE = 14.40$  mm a gennaio e  $RMSE = 24.40$  mm a luglio.

che la corrispondenza tra osservazioni e ricostruzioni è buona sia per Riva del Garda che per Lago del Careser: addirittura la migliore performance del modello si ha per la stazione di alta montagna. Il modello quindi riesce a riprodurre bene gli effetti dell'orografia sulle precipitazioni.

## 4.4 Risultati delle interpolazioni

Riportiamo nelle figg. 4.28 e 4.29 le 12 mappe mensili di climatologia di precipitazione nel periodo 1961-1990 calcolate tramite il procedimento di interpolazione; nelle figg. 4.30, 4.31 e 4.32 si visualizzano ingrandite le mappe relative a gennaio e luglio e la mappa della climatologia annuale.

Guardando alle 12 mappe mensili, naturalmente l'aspetto significativo è la diversa evoluzione della piovosità nel corso dell'anno fra i settori montani prealpini (che corrispondono alla parte più meridionale del dominio ai confini con la

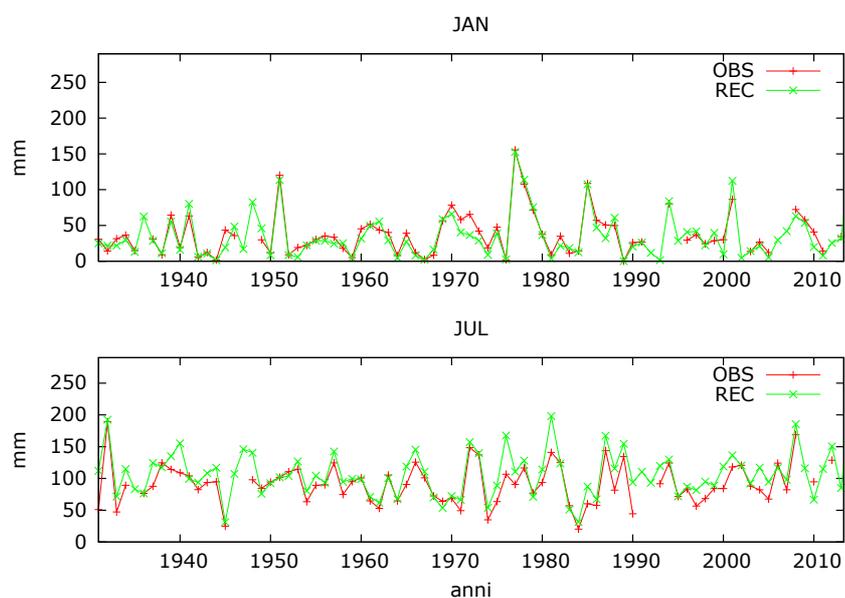


Figura 4.27: Confronto fra le serie mensili osservate di Lago del Careser (mesi di gennaio e luglio) e quelle ricostruite dal modello. Per l'intera procedura di interpolazione,  $R^2 = 0.90$  a gennaio e  $R^2 = 0.78$  a luglio,  $RMSE = 10.06$  mm a gennaio e  $RMSE = 22.50$  mm a luglio.

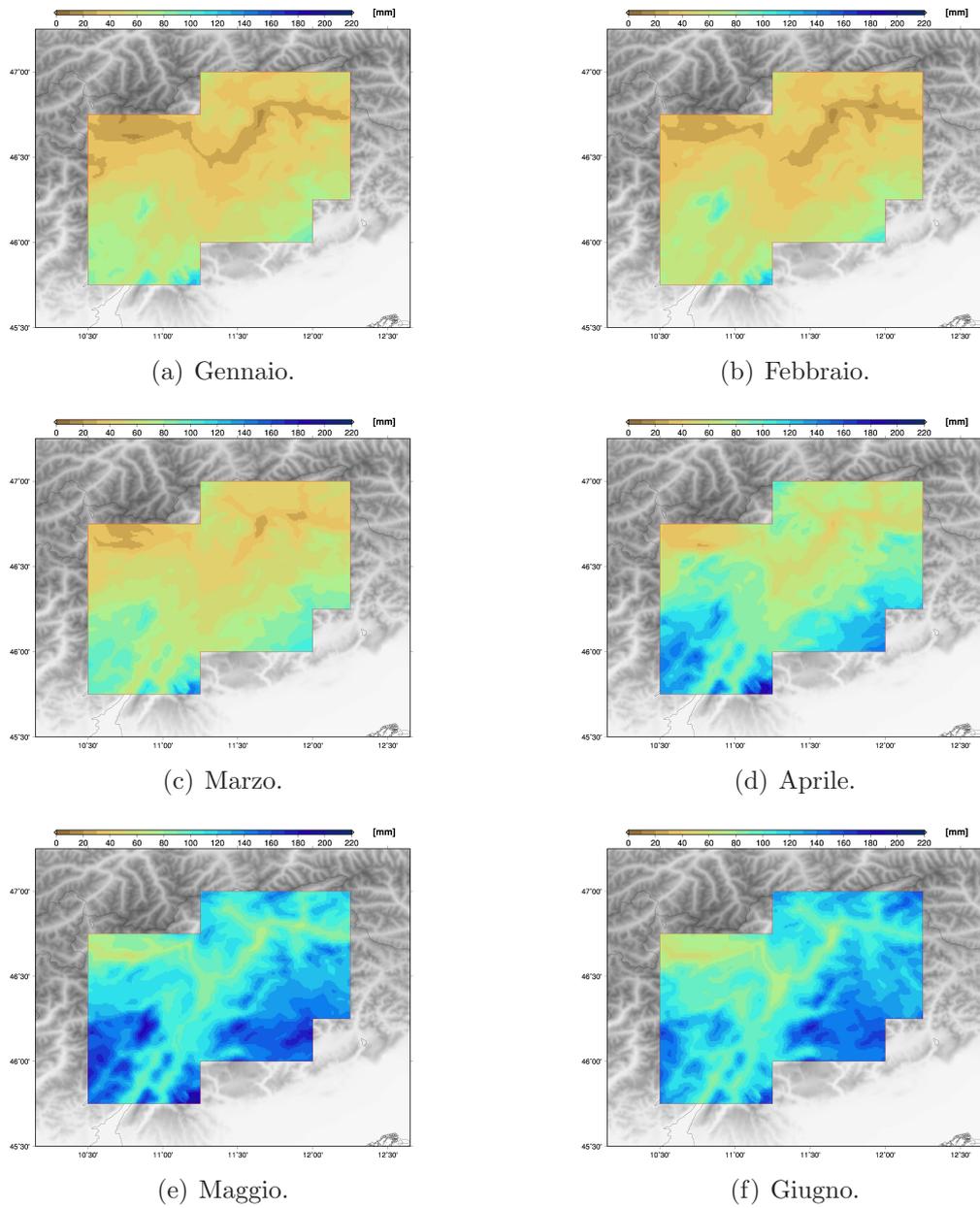


Figura 4.28: Mappe della climatologia mensile per i mesi da gennaio a giugno.

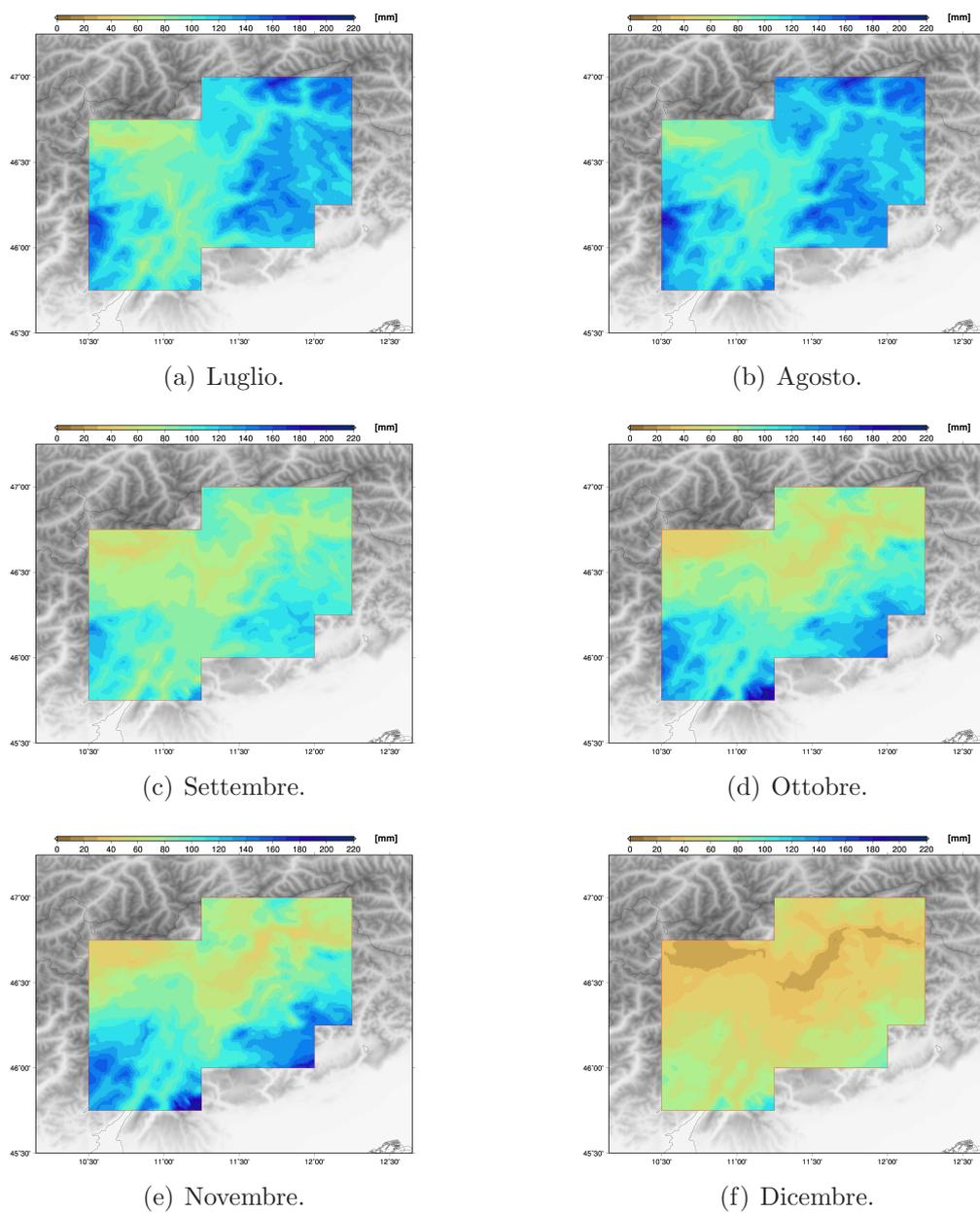


Figura 4.29: Mappe della climatologia mensile per i mesi da luglio a dicembre.

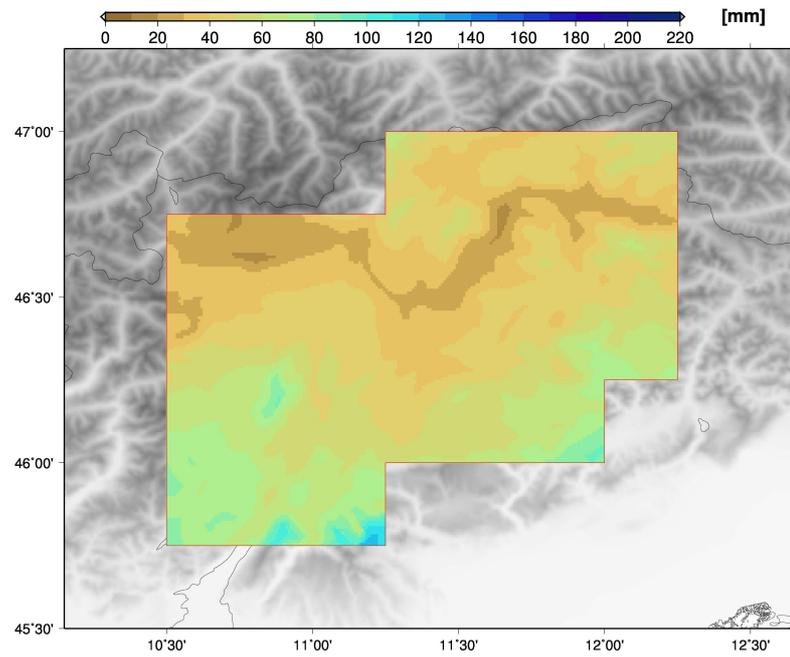


Figura 4.30: Mappa della climatologia mensile per il mese di gennaio.

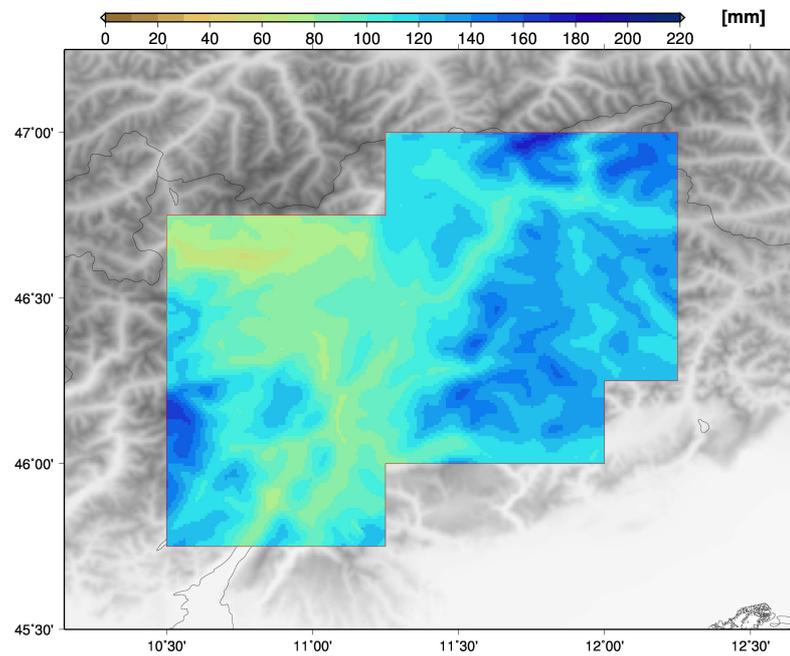


Figura 4.31: Mappa della climatologia mensile per il mese di luglio.

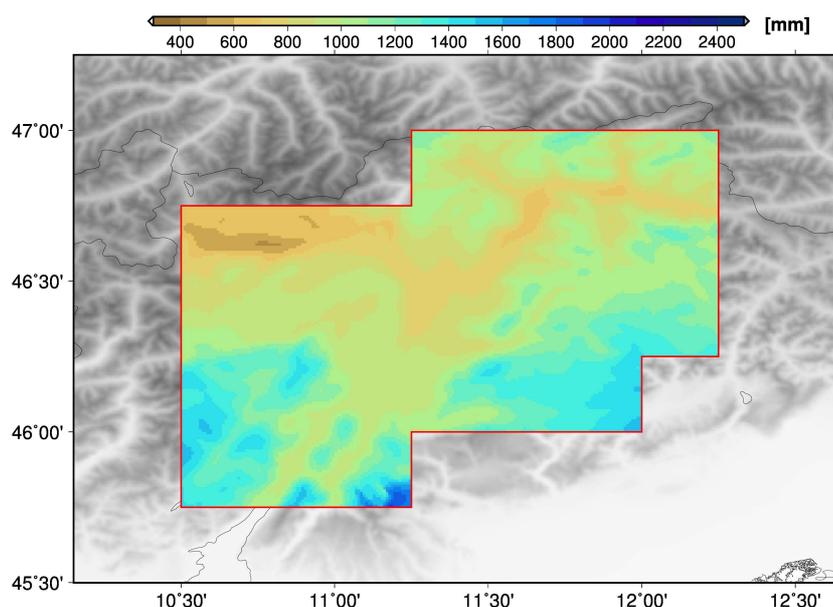


Figura 4.32: Mappa della climatologia annuale complessiva.

Lombardia e il Veneto) e i settori montani alpini. I primi hanno due massimi più pronunciati nelle stagioni intermedie (in particolar modo maggio e novembre) e un altro secondario estivo, in particolare ad agosto; viceversa i secondi esibiscono un aumento costante di precipitazioni dai mesi invernali a quelli estivi e una successiva decrescita altrettanto costante. Non c'è comunque una transizione netta fra le 2 zone; né esse sono prive di eterogeneità al loro interno. I grandi solchi vallivi hanno un comportamento peculiare; infatti seguono in modo attenuato, “smussato”, il regime annuale dei comprensori montani che le circondano. Per esempio in primavera e in autunno le precipitazioni lungo il corso dell'Adige sono più abbondanti in Trentino che in Alto Adige, viceversa in estate. I minimi di piovosità sono registrati nei mesi invernali nella media e alta Val Venosta (meno di 20 mm); i massimi si osservano tra i Monti Lessini e le Piccole Dolomiti in ottobre e in novembre (oltre 200 mm).

Proprio in quest'ultimo distretto compare (in vari mesi dell'anno) un gradiente di precipitazione relativamente forte, in corrispondenza del versante occidentale del massiccio del Pasubio in Vallarsa, del quale abbiamo accennato analizzando gli errori dell'interpolazione della climatologia; questo è un punto critico dell'in-

terpolazione, che è verosimilmente causato dall'assenza di stazioni abbastanza vicine che abbiano una simile orientazione di versante. Ciò probabilmente implica una relazione precipitazione-quota con coefficiente angolare negativo. La situazione comunque sarebbe notevolmente migliore se si potesse disporre di una stazione situata sul massiccio del Pasubio (a quota medio-alta): infatti in tal caso la relazione precipitazione-quota per i punti di griglia che si trovano sul versante in esame avrebbe quasi sicuramente coefficiente angolare positivo, annullando così il gradiente anomalo.

Tale comportamento critico è rilevabile anche nella mappa della precipitazione cumulata annua sul periodo 1961-1990 anche se in modo meno visibile. Da tale mappa possiamo apprezzare il range assai ampio di precipitazione nel dominio in esame. Si va dai circa 450 mm della media Val Venosta ai circa 2200 mm tra i Monti Lessini e le Piccole Dolomiti. In generale la piovosità tende a crescere da ovest verso est.

È assai interessante andare a controllare le mappe dell'intervallo di confidenza (*Confidence Interval*, CI) determinato per ciascun punto di griglia: esso risulta quasi in ogni mese piuttosto elevato in corrispondenza dell'area critica della quale abbiamo parlato e ciò testimonia che sia l'errore associato alla ricostruzione della climatologia delle stazioni sia l'errore dei coefficienti della regressione sono piuttosto elevati. Il CI è ovunque contenuto in estate (fig. 4.34) quando le precipitazioni convettive sono prevalenti, un po' meno, viceversa, nelle stagioni intermedie (soprattutto là dove le precipitazioni sono abbondanti, vale a dire sulle Prealpi e sulle Alpi Feltrine e Dolomiti Bellunesi).

Infine nelle figg. 4.35 e 4.36 abbiamo, per i mesi di gennaio e di luglio, le mappe del gradiente di precipitazione (in mm/100 m) determinato per ciascun punto di griglia; questa quantità non è altro che il coefficiente angolare della retta di regressione della relazione precipitazione-quota per ogni punto di griglia. Le aree della mappa tinte di rosa segnalano i luoghi in cui la retta di regressione ha pendenza negativa. Notiamo in ogni caso, come abbiamo detto nel paragrafo 2.1.1, che un gradiente negativo non è necessariamente sbagliato; esso può dipendere da fattori locali, che causano maggior piovosità a quote intermedie che a quote

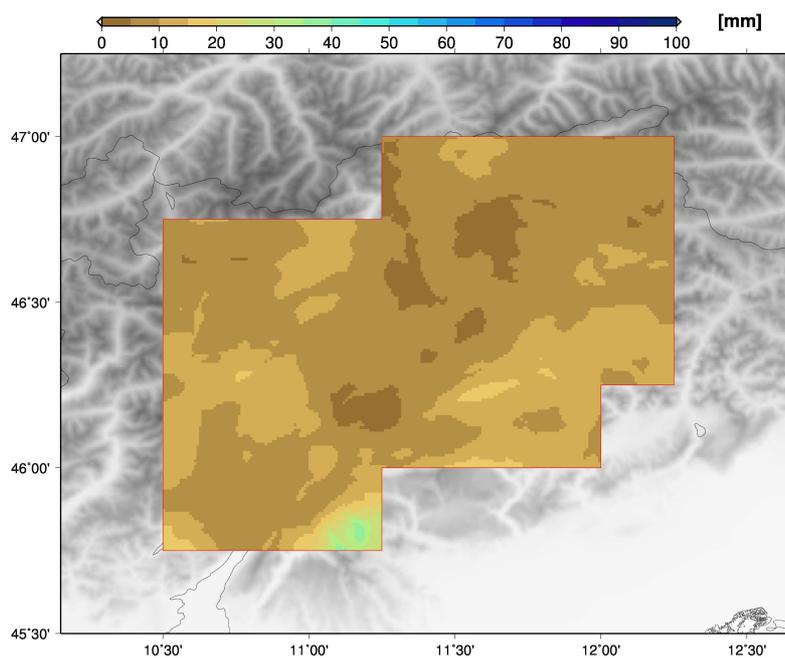


Figura 4.33: Mappa del CI per il mese di gennaio. Come già anticipato nel paragrafo sull'intervallo di confidenza nella descrizione del modello, la confidenza è il 68%.

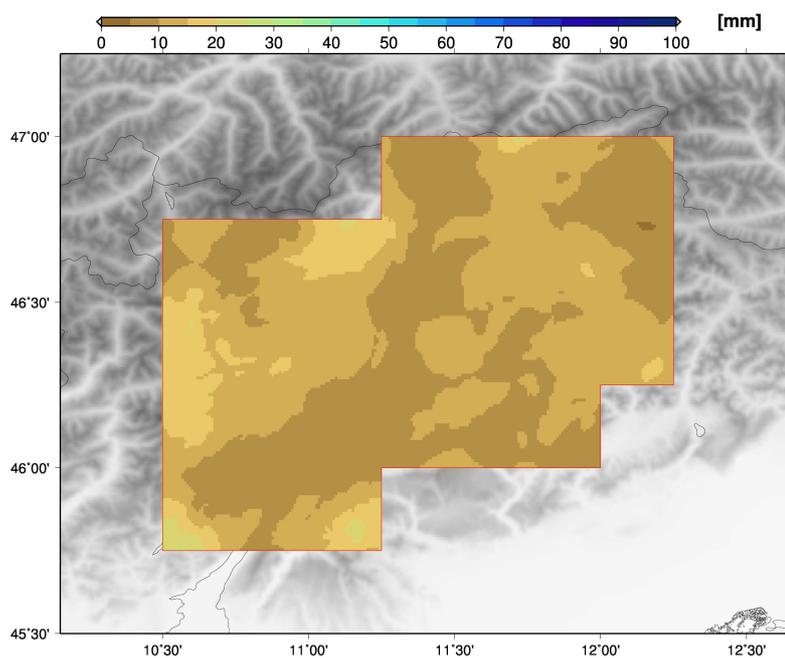


Figura 4.34: Mappa del CI per il mese di luglio. Come già anticipato nel paragrafo sull'intervallo di confidenza nella descrizione del modello, la confidenza è il 68%.

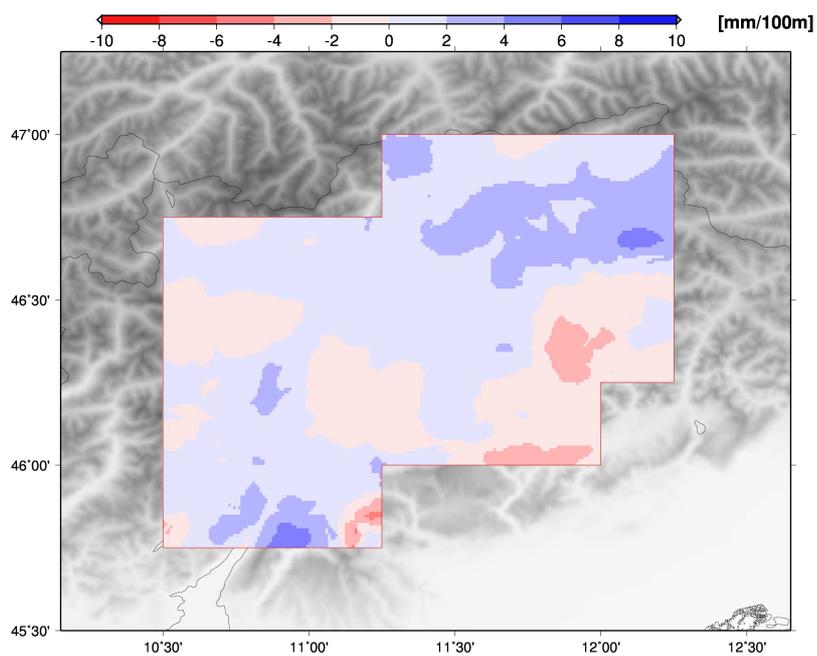


Figura 4.35: Mappa del gradiente di precipitazione in mm/100 m per il mese di gennaio.

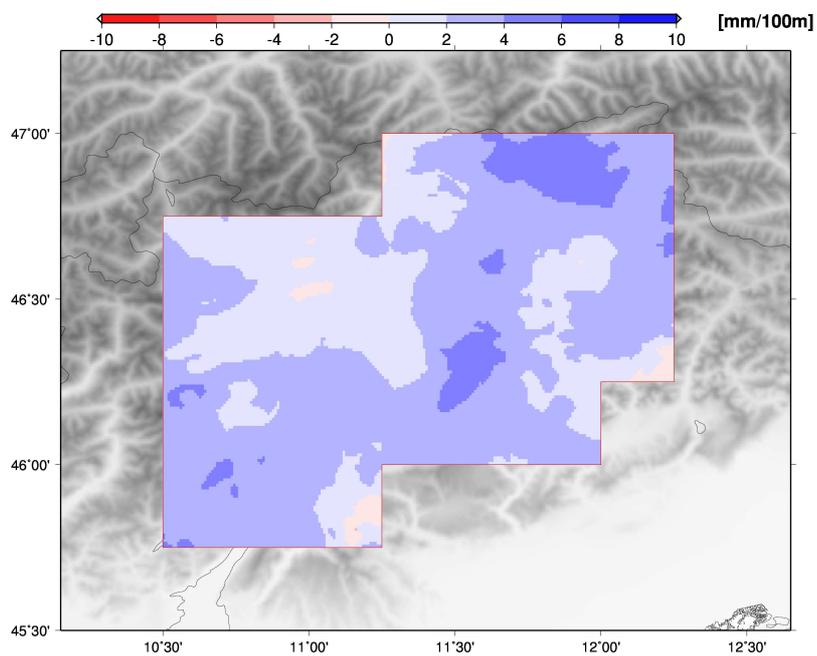


Figura 4.36: Mappa gradiente di precipitazione in mm/100 m per il mese di luglio.

alte, oppure da fattori a scala più grande che condizionano la tipologia delle precipitazioni (infatti a luglio, quando sono dominanti le precipitazioni convettive, i gradienti negativi interessano zone molto ristrette).

# Capitolo 5

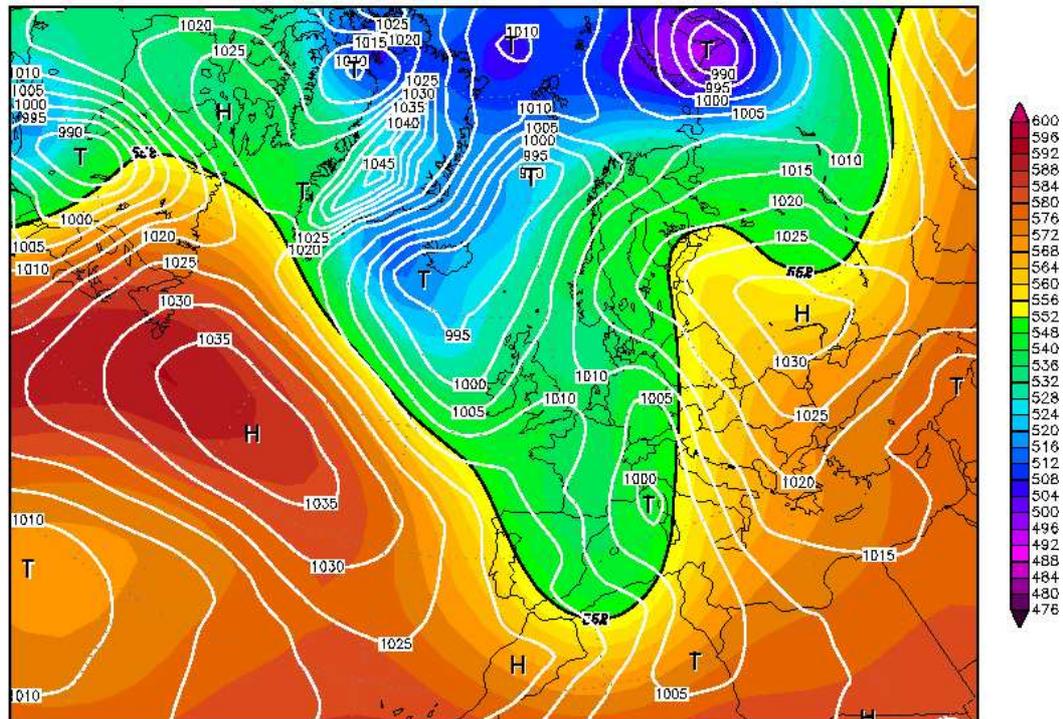
## Casi di studio

Il data-set di precipitazioni ad alta risoluzione su base mensile che è stato prodotto è una risorsa che consente di ottenere uno sguardo d’insieme preciso e puntuale sull’evoluzione temporale delle precipitazioni in Trentino-Alto Adige. La sua utilità riguarda le applicazioni delle quali si è detto nell’introduzione ma anche lo studio di periodi, mesi o stagioni, particolarmente interessanti per l’abbondanza oppure la penuria di precipitazioni; in certi casi favorevoli si possono addirittura analizzare specifici eventi di precipitazione intensa, della durata di pochi giorni, se essi sono compresi interamente in un mese e inoltre rappresentano la totalità o quasi del cumulato di quel mese. Per ognuna di queste tre categorie forniremo nel seguito un esempio.

### 5.1 Novembre 1966

All’inizio del novembre 1966 si venne a creare una situazione sinottica “da manuale” per quanto riguarda il potenziale rischio alluvioni in diverse zone dell’Italia (fig. 5.1): una profonda saccatura sul Mediterraneo occidentale, con asse in pratica meridiano, alimentata da aria artico-marittima che scorreva sul bordo orientale dell’Anticiclone delle Azzorre, posto in pieno Atlantico, fin verso il Sahara marocchino; un solido anticiclone di blocco sull’Europa orientale; un flusso intenso di aria molto calda africana che scorreva tra le due figure bariche, pescando umidità nel passaggio sul Mediterraneo (Malguzzi et al. [2006]).

04NOV1966 00Z  
 500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP  
 (C) Wetterzentrale  
 www.wetterzentrale.de

Figura 5.1: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 del 4 novembre 1966.

Nel dettaglio la discesa di aria artica sull'Europa occidentale si verificò fra il 2 e il 3 novembre; i forti contrasti termici determinarono subito la formazione di una depressione al suolo con annesso sistema frontale sulla Penisola Iberica che si diresse piuttosto velocemente verso il Mediterraneo centrale, posizionando il minimo nella notte del 4 novembre sul Golfo di Genova, dove trovò il forte blocco anticiclonico balcanico. A quel punto, il notevole gradiente barico innescò tese correnti meridionali sulla penisola italiana (da libeccio sul mar Tirreno e da scirocco sul mare Adriatico) che provocarono mareggiate e precipitazioni esaltate dall'effetto orografico sui versanti esposti (Appennino toscano e Alpi orientali), che si prolungarono fino a tutto il 5 novembre (Malguzzi et al. [2006]).

La mappa delle precipitazioni totali mensili nella zona di interesse (fig. 5.2) può venire considerata una fedele registrazione di questo episodio; il resto del mese infatti trascorse senza alcun altro evento particolare<sup>1</sup>.

Si vede che il mese chiuse sopra media quasi dappertutto. Le precipitazioni furono più copiose nella fascia prealpina (come sovente capita in tali situazioni sinottiche) tuttavia i picchi si raggiunsero non nella zona solitamente più piovosa (Monti Lessini e Piccole Dolomiti), ma tra il massiccio del Monte Grappa e sui monti al confine tra il Trentino e il Veneto; cumulati importanti vennero registrati pure a livello dei fondovalle, come in Valsugana. Quest'ultima zona e il Primiero (la parte più alta della Valle del Cison), incluse le sue numerose valli laterali, furono le più colpite, in Trentino: quasi tutti i torrenti, che si ingrossarono pure per il trasporto di grandi quantità di detriti strappati dai versanti montani e dai boschi, esondarono in più punti; numerose frane e colate di fango interruppero servizi e vie di comunicazione; l'aspetto del territorio venne, in certi casi, sensibilmente modificato. Molte campagne e centri abitati furono danneggiati più o meno gravemente. Anche altri bacini, come quello dell'Avisio (tributario dell'Adige), pur ricevendo una quantità minore di pioggia, vennero duramente colpiti e la conseguente piena dell'Adige allagò gran parte della città

---

<sup>1</sup>Per fare un esempio il pluviometro della diga di Ponte Serra di Lamon (BL), posto a 404 metri nella valle del Torrente Cison a pochi km dal confine col Trentino, misurò, nei giorni 3-4-5 novembre 301 mm (quasi tutti fra la prima mattina del giorno 3 e il tardo pomeriggio del 4), mentre il totale del mese arrivò a 342 mm. O anche, presso la diga del Lago della Stua (720 metri) in Val Canzoi caddero durante questo evento 267 mm contro i 300 mm totali mensili.

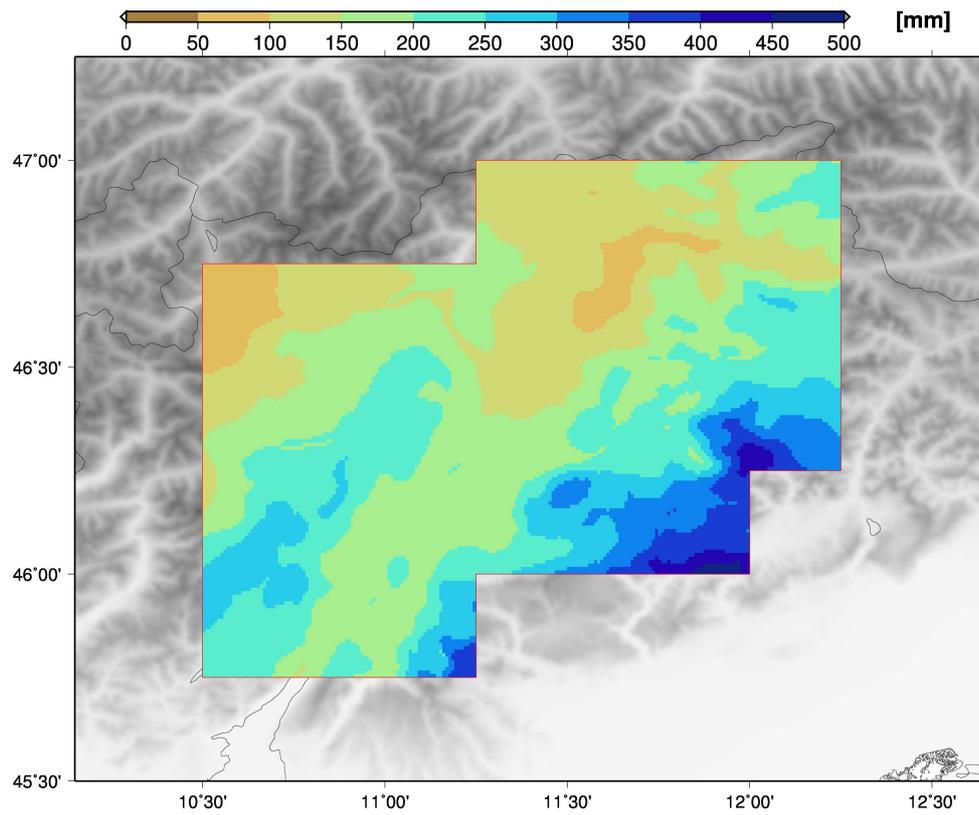


Figura 5.2: Mappa delle precipitazioni totali del mese di novembre 1966 sul Trentino-Alto Adige.

di Trento. Anche altre aree, come una porzione dell'Agordino e della Valle del Mis, facenti parte del dominio da noi considerato (però appartenenti amministrativamente al Veneto) soffrirono danni gravissimi. Solo per fare due brevi esempi, la strada che collegava il Lago del Mis (nella parte inferiore dell'omonima valle) al territorio del comune di Gosaldo (posto in una conca sopra la valle) attraverso la gola del Canale del Mis fu resa intransitabile dalla piena del torrente Mis e riaperta solo dopo più di trent'anni. Inoltre alcune frazioni del comune di Gosaldo e altri abitati nella Valle del Mis furono semi-distrutte e poi definitivamente abbandonate.

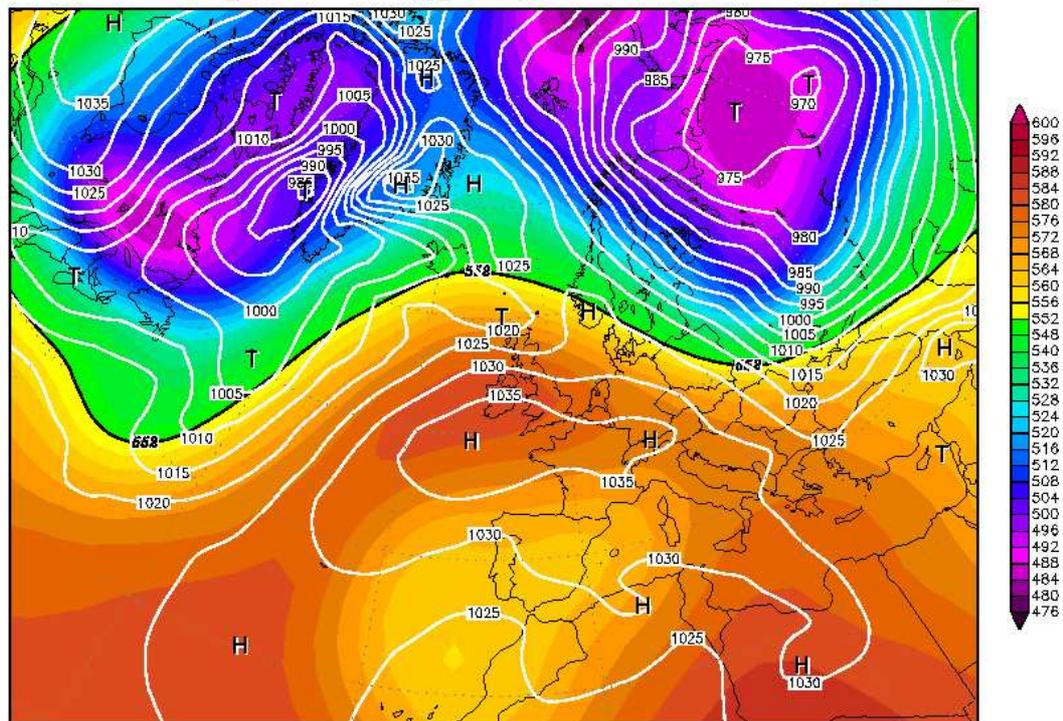
Complessivamente in Trentino-Alto Adige si registrarono 32 vittime; il bilancio dei danni (secondo le prime stime) fu di 50 miliardi di lire dell'epoca.

È interessante osservare che il mese si concluse in media climatologica (cfr. fig. 4.29(e)) in diversi fondovalle dell'Alto Adige (Val Venosta e alta Valle Isarco); ciò esemplifica molto bene il ruolo di protezione dai flussi umidi (in questo caso specialmente quelli di origine meridionale) esercitato dalle alte montagne che circondano tali vallate.

## 5.2 Febbraio 1993

La prima metà del mese di febbraio 1993 fu caratterizzata, sostanzialmente, da un ben preciso schema sinottico su scala europea: compatto vortice polare alle alte latitudini e vasto campo di alta pressione sulla maggior parte di Europa centro-occidentale e Mediterraneo (fig. 5.3). Successivamente l'alta pressione si attestò sull'Atlantico, permettendo all'aria fredda collocata all'altezza del Circolo Polare Artico di abbassarsi sull'Europa centro-orientale. La regione del Trentino-Alto Adige comunque non fu significativamente interessata dalle precipitazioni: soltanto in prossimità della frontiera austriaca ebbero luogo alcune neviccate da sconfinamento all'inizio della terza decade del mese. La situazione si evidenzia bene nella mappa delle precipitazioni totali del mese (fig. 5.4). Restano dei dubbi per la presenza di 2 zone (il massiccio del Grappa e le Pale di San Martino) con precipitazioni tra 5 e 10 mm: nel secondo caso la motivazione può venire ricol-

06FEB1993 00Z  
*500 hPa Geopotential (gpdm) und Bodendruck (hPa)*



Daten: Reanalysis des NCEP  
(C) Wetterzentrale  
[www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

Figura 5.3: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 del 6 febbraio 1993.

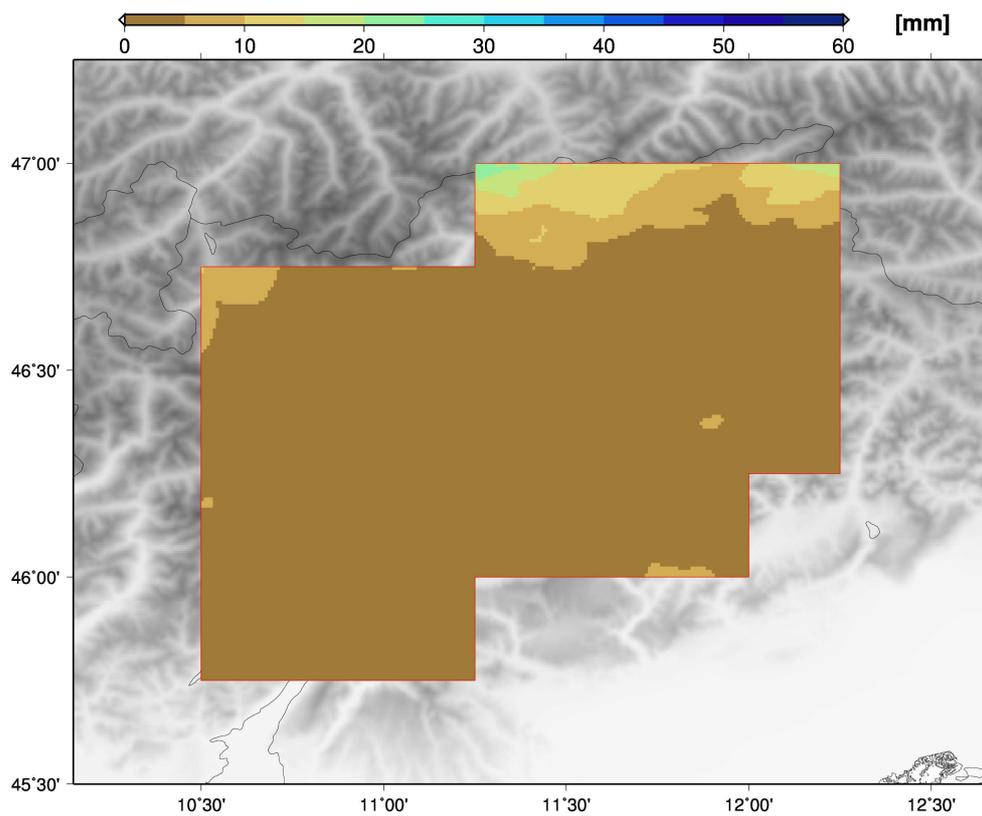


Figura 5.4: Mappa delle precipitazioni totali del mese di febbraio 1993 sul Trentino-Alto Adige.

legata alle deboli cadute di neve che furono osservate localmente sulle Dolomiti durante lo sfondamento dell'aria fredda.

### 5.3 Novembre 2000

Nel mese di novembre 2000 il protagonista assoluto della scena sull'Europa fu la depressione d'Islanda. Essa si venne a trovare a volte anche in prossimità delle coste dell'Europa occidentale a latitudini inferiori rispetto alla norma. Come conseguenza, sul bacino del Mare Mediterraneo si ebbero ripetuti passaggi di attivi sistemi frontali accompagnati da correnti umide meridionali, con componente di volta in volta più spiccatamente sudoccidentale o sudorientale; le fasi precipitative principali (Barbiero and Gadotti [2001], Barbi et al. [2003]) furono fra il 31 ottobre-1 novembre (fig. 5.5), fra il 3-8 novembre (due perturbazioni ravvicinate con intenso flusso sciroccale, fig. 5.6), tra il 13-19 novembre (una profonda saccatura da cui si isolò poi una bassa pressione sui mari a ovest della Penisola, fig. 5.7) e tra il 24-26 novembre (fig. 5.8). Ne conseguì una distribuzione abbastanza omogenea delle piogge, consistenti sull'intera fascia prealpina (fig. 5.9) e pure in buona parte del resto della regione, in particolare il Massiccio dell'Adamello, con la parziale consueta eccezione della Val Venosta e dell'alta Valle Isarco. Il mese di novembre del 2000 si concluse con record di accumulo in vari settori della regione Trentino-Alto Adige, sfiorando i 700 mm sulle Piccole Dolomiti, il Massiccio del Grappa e i Monti del Sole.

Rispetto all'evento del novembre 1966 non ci furono picchi di piovosità eccezionale nei singoli giorni e la quota neve fu sempre più bassa (tra i 1300 metri e i 2200 metri, contro i 2500 metri del novembre 1966), fattori che evitarono il riproporsi di situazioni di estrema criticità, benché sia il mese di settembre sia soprattutto quello di ottobre fossero stati caratterizzati da una piovosità superiore alla media. Si verificarono comunque alcune frane e allagamenti di ridotta entità; il conto dei danni provvisorio ammontò a un miliardo di lire circa (Gianotti et al. [2000]). Non ci furono vittime.

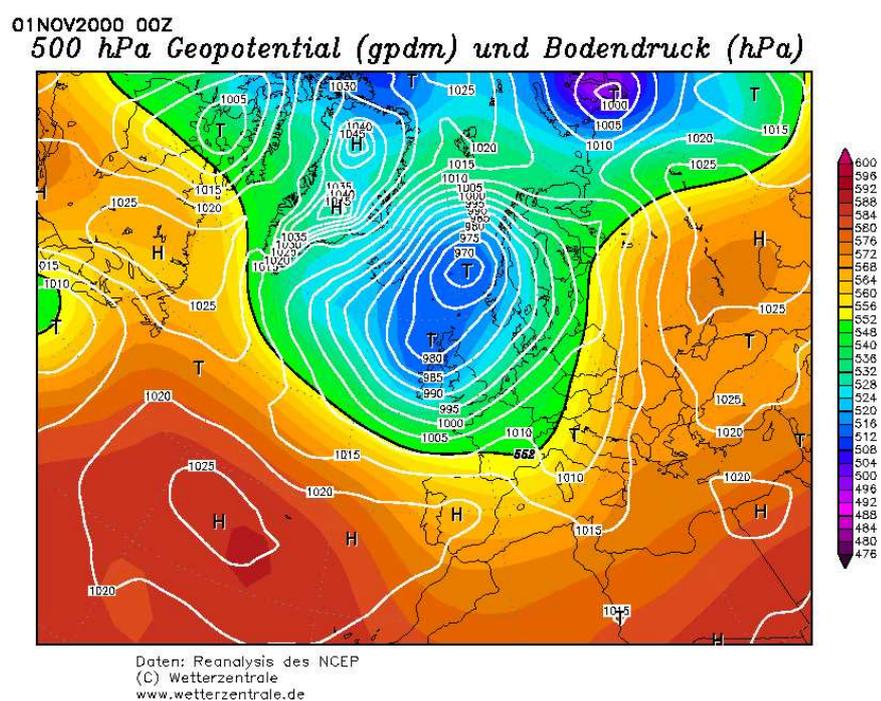


Figura 5.5: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 dell'1 novembre 2000.

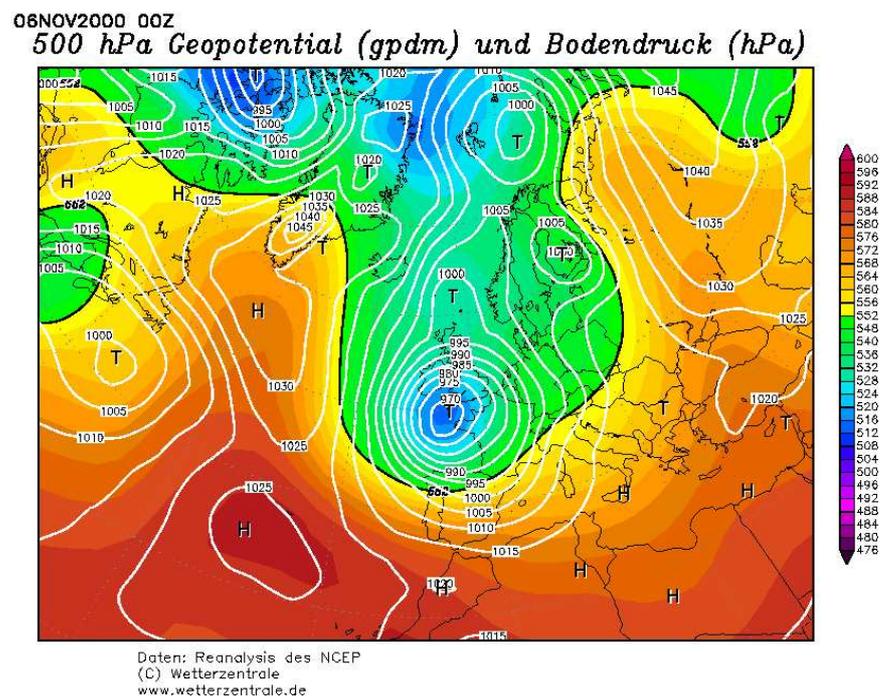


Figura 5.6: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 del 6 novembre 2000.

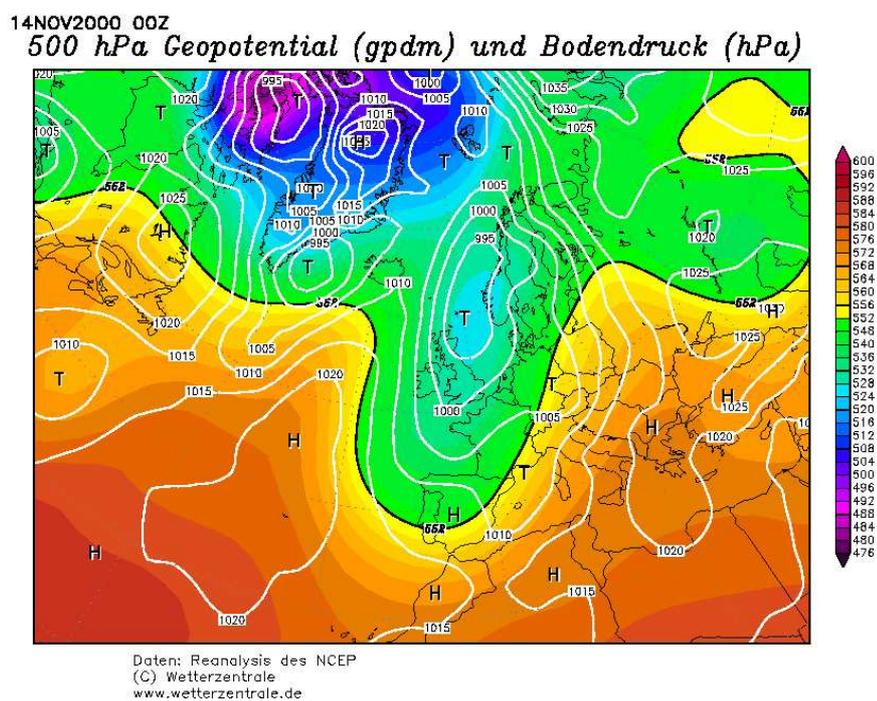


Figura 5.7: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 del 14 novembre 2000.

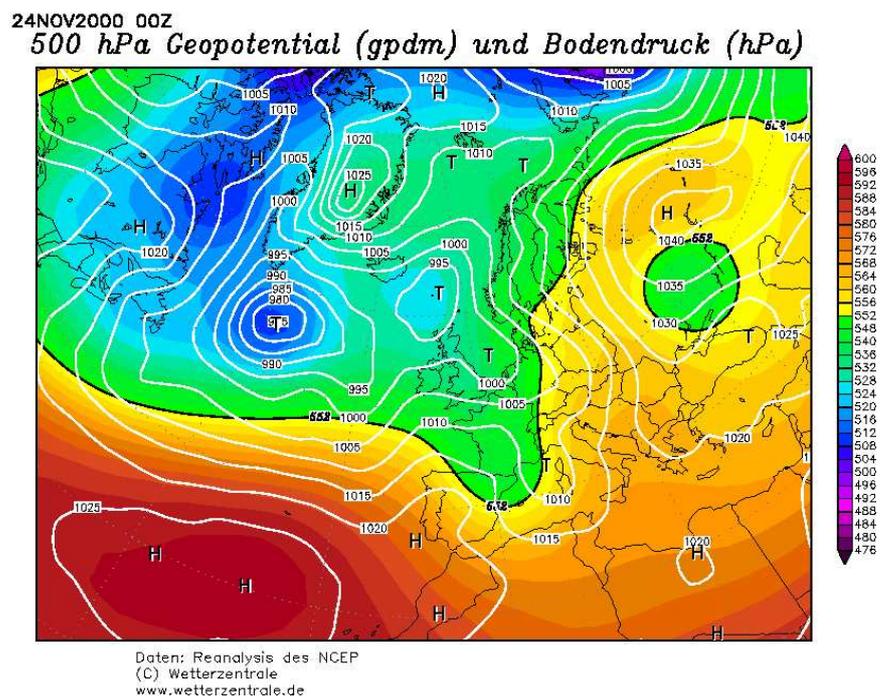


Figura 5.8: Mappa di reanalisi del campo di geopotenziali 500 hPa sul continente europeo alle ore 00.00 del 24 novembre 2000.

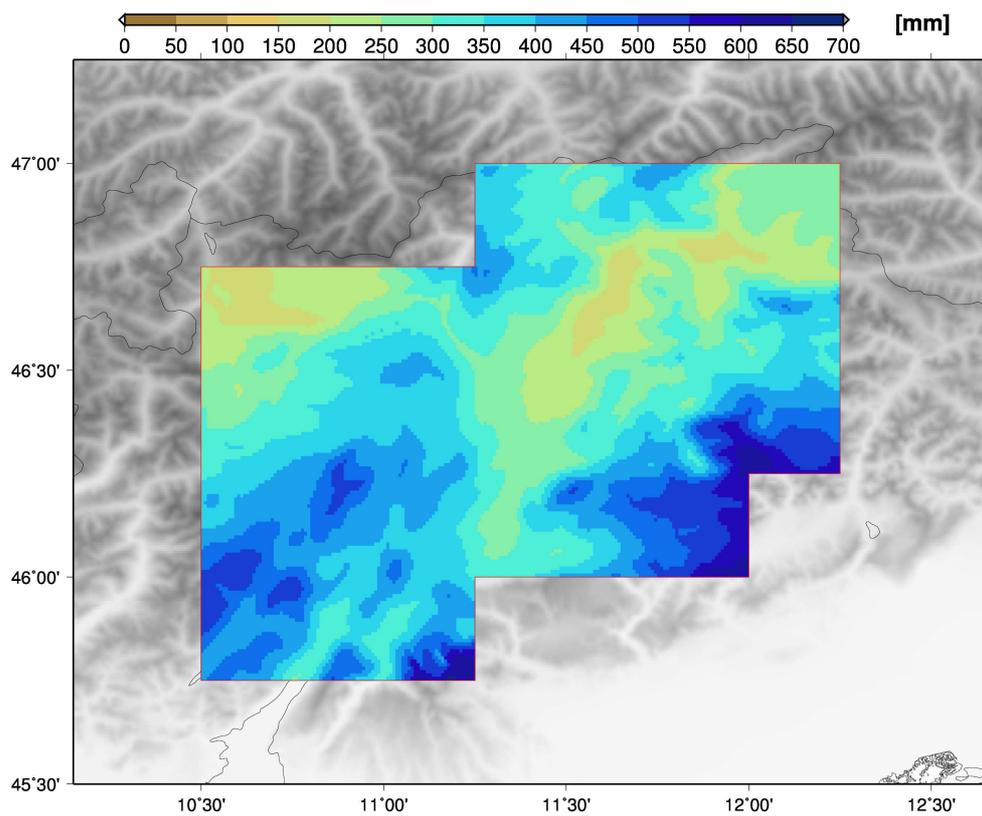


Figura 5.9: Mappa delle precipitazioni totali del mese di novembre 2000 sul Trentino-Alto Adige.



# Capitolo 6

## Conclusioni

Seguendo l'approccio del metodo delle anomalie (New et al. [2000], Mitchell and Jones [2005]) in questo lavoro abbiamo dapprima derivato un data-set climatologico trentennale di riferimento (base 1961-1990) per le precipitazioni sul Trentino-Alto Adige e successivamente abbiamo costruito un data-set ad alta risoluzione (30 secondi d'arco) di anomalie mensili di precipitazione, basate sulla climatologia di riferimento, per il periodo 1921-2014.

Per sviluppare il data-set climatologico abbiamo privilegiato la densità e la consistenza numerica della rete di stazioni, estendendola pure a porzioni di Austria e Svizzera limitrofe alla provincia di Bolzano e, in Italia, ad ampie parti del Veneto, del Friuli e della Lombardia. Le serie che rivelavano mesi mancanti nel periodo di riferimento sono state completate mediante confronto con altre serie di stazioni vicine e site ad altezze simili.

Per produrre, invece, il data-set di anomalie mensili abbiamo dato priorità alla qualità e alla lunghezza delle serie osservative; in ciò abbiamo potuto fruire del lavoro sulla base dati già eseguito da Brugnara et al. [2012].

Entrambi i data-set sono stati costruiti sfruttando il DEM USGS TOPO30 su cui sono stati interpolati i valori di climatologia e di anomalie mensili delle stazioni singole.

La metodologia scelta per l'interpolazione delle climatologie è basata su una relazione locale precipitazione-quota del tipo regressione lineare pesata, ispirata alla tecnica PRISM, illustrata per esempio in Daly et al. [2008]. La supposizione, generalmente valida in gran parte del mondo, che la precipitazione cresca con la quota viene infatti provata dalla climatologia osservata delle stazioni; inoltre, nelle zone a orografia articolata come quella in esame risulta inadeguato fissare un'unica relazione fra precipitazione e altezza, valida per tutto il dominio, come nelle metodologie di *kriging*. I coefficienti della retta di regressione per ciascun singolo punto della griglia sono calcolati tenendo conto dei pesi attribuiti ai parametri (radiale, di quota e topografici) di ogni stazione coinvolta nella regressione (in rapporto a quel punto della griglia).

La valutazione dell'efficacia della metodologia utilizzata viene effettuata tramite *leave-one-out* sulle climatologie delle singole stazioni. Il procedimento prevede la scelta preliminare del grado di *smoothing* del DEM che rappresenta nel modo migliore la scala spaziale alla quale avviene l'interazione fra orografia e precipitazione. Dai calcoli risulta che il modello ottimizzato ha errori RMSE generalmente maggiori durante le stagioni intermedie e minori durante i mesi invernali, con valori compresi tra 8.0 mm per dicembre e 14.4 mm per novembre. Dall'analisi dei grafici non si evidenzia nessun errore sistematico nelle ricostruzioni; anche l'effetto di "smussamento", ossia il fatto che le stazioni poco (molto) piovose vengono sovrastimate (sottostimate), è assai lieve. Le mappe di climatologia mostrano un unico punto critico nel quale la relazione tra precipitazione e quota probabilmente fallisce, ossia il gruppo di celle sul versante ovest del Pasubio con valori della climatologia anomalmente bassi. Fra l'altro tale situazione esemplifica molto bene un inconveniente in cui è possibile incappare se si lavora con modelli digitali di elevazione a risoluzione alta e cioè che la densità di stazioni disponibili per la regressione può (quando è bassa) influenzare negativamente l'interpolazione.

Le anomalie mensili di precipitazione su griglia, invece, si determinano attraverso una media pesata sui parametri radiale, di quota e angolare (Brunetti et al. [2006]). La valutazione del metodo viene eseguita, analogamente a quanto fatto per la climatologia, attraverso il *leave-one-out*. I coefficienti di correlazione  $R^2$  di Pearson variano fra 0.95 (ottobre e novembre) e 0.72 (luglio). Gli RMSE sulle

serie mensili delle stazioni ricostruite dalle anomalie risultano minori durante l'inverno e maggiori nei mesi estivi (valori compresi fra 12.3 mm per il mese di gennaio e 22.2 mm per luglio).

È poi possibile valutare anche la bontà dell'intero procedimento, sempre sfruttando il *leave-one-out*: gli errori RMSE stavolta toccano un massimo nel mese di novembre (25.1 mm), mentre il minimo si registra a gennaio (14.8 mm). Gli esempi nei quali sono state confrontate le serie mensili osservate e ricostruite di 2 stazioni (Riva del Garda posta a fondovalle e Lago del Careser collocata ad alta quota) mostrano che il modello ha performances relativamente buone.

Fra gli sviluppi possibili di questa tesi vi è certamente l'ampliamento del dataset fino alla risoluzione giornaliera. Esso consentirà di portare a termine analisi di eventi del passato ancora più dettagliate, tali da poter essere molto utili specialmente nelle applicazioni per modelli idrologici. Inoltre un miglioramento dell'ottimizzazione del modello per l'interpolazione delle climatologie potrebbe essere ricavato adottando gradi di *smoothing* differenti da mese a mese.



# Bibliografia

- G Antolini, L Auteri, V Pavan, F Tomei, R Tomozeiu, and V Marletto. A daily high-resolution gridded climatic data set for emilia-romagna, italy, during 1961–2010. *International Journal of Climatology*, pages n/a–n/a, 2015. ISSN 1097-0088. doi: 10.1002/joc.4473.
- I Auer, R Böhm, W Schöner, and M Hagen. Aloclim–austrian–central european long-term climate–creation of a multiple homogenized long-term climate data-set. In *Proceedings of the Second Seminar for Homogenisation of Surface Climatological Data*, pages 9–13, 1998.
- A Barbi, R Millini, and M Ratti. Piogge alluvionali dell’autunno 2000 su nord-est, liguria e alta toscana. *Nimbus*, 27–28(1), 2003.
- R Barbiero and M Gadotti. Anno 2000 – analisi meteorologica. Technical report, Provincia Autonoma di Trento – Servizio Prevenzione Calamità Pubbliche – Ufficio Neve, Valanghe e Meteorologia, 2001.
- Y Brugnara, M Brunetti, M Maugeri, T Nanni, and C Simolo. High-resolution analysis of daily precipitation trends in the central alps over the last century. *International Journal of Climatology*, 32(9):1406–1422, 2012.
- M Brunetti, M Maugeri, F Monti, and T Nanni. Temperature and precipitation variability in italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26(3):345–381, 2006.
- M Brunetti, G Lentini, M Maugeri, T Nanni, C Simolo, and J Spinoni. Projecting north eastern italy temperature and precipitation secular records onto a high-resolution grid. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 40:9–22, 2012.

- M Brunetti, M Maugeri, T Nanni, C Simolo, and J Spinoni. High-resolution temperature climatology for italy: interpolation method intercomparison. *International Journal of Climatology*, 34(4):1278–1296, 2014.
- JI Burns. Small-scale topographic effects on precipitation distribution in san dimas experimental forest. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 34(5):761–768, 1953.
- S-H Chua and RL Bras. Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence. *Journal of Hydrology*, 57(1):23–48, 1982.
- JM Craddock. Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather*, 34(9):332–346, 1979.
- C Daly. Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International journal of climatology*, 26(6):707–721, 2006.
- C Daly, RP Neilson, and DL Phillips. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of applied meteorology*, 33(2):140–158, 1994.
- C Daly, GH Taylor, WP Gibson, TW Parzybok, GL Johnson, and PA Pasteris. High-quality spatial climate data sets for the united states and beyond. *Transactions of the ASAE*, 43(6):1957, 2000.
- C Daly, WP Gibson, GH Taylor, GL Johnson, and P Pasteris. A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate research*, 22(2):99–113, 2002.
- C Daly, EH Helmer, and M Quiñones. Mapping the climate of puerto rico, vieques and culebra. *International journal of climatology*, 23(11):1359–1381, 2003.
- C Daly, M Halbleib, JI Smith, WP Gibson, MK Doggett, GH Taylor, J Curtis, and PP Pasteris. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous united states. *International journal of climatology*, 28(15):2031–2064, 2008.

- SL Dingman, DM Seely-Reynolds, and RC Reynolds. Application of kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence<sup>1</sup>, 1988.
- D Efthymiadis, PD Jones, KR Briffa, I Auer, R Böhm, W Schöner, C Frei, and J Schmidli. Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the greater alpine region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D1), 2006.
- C Frei and C Schär. A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8):873–900, 1998.
- S Gianotti, F Mariz, G Baldo, L Caset, F Cattoi, D Cicala, L Perinotto, and G Stefani. Relazione sugli eventi di piena dei mesi di ottobre e novembre 2000. Technical report, Provincia Autonoma di Trento – Servizio Opere Idrauliche, 2000.
- P Goovaerts. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of hydrology*, 228(1):113–129, 2000.
- RL Hardy. Multiquadric equations of topography and other irregular surfaces. *Journal of geophysical research*, 76(8):1905–1915, 1971.
- T Hengl. *A Practical Guide to Geostatistical Mapping*. University of Amsterdam, Amsterdam, 2nd edition, 2009.
- JG Houghton. A model for orographic precipitation in the north-central great basin. *Monthly Weather Review*, 107(11):1462–1475, 1979.
- RA Houze. *Cloud Dynamics*. International Geophysics. Elsevier Science, 1994. ISBN 9780080502106.
- EH Isaaks and RM Srivastava. Applied geostatistics, 561 pp, 1989.
- FA Isotta, C Frei, V Weilguni, M Perčec Tadić, P Lassègues, B Rudolf, V Pavan, C Cacciamani, G Antolini, SM Ratto, et al. The climate of daily precipitation in the alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from

- pan-alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*, 34(5):1657–1675, 2014.
- A Kaplan, Y Kushnir, MA Cane, and MB Blumenthal. Reduced space optimal analysis for historical data sets: 136 years of atlantic sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C13):27835–27860, 1997.
- P Malguzzi, G Grossi, A Buzzi, R Ranzi, and R Buizza. The 1966 “century” flood in italy: A meteorological and hydrological revisitiation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D24), 2006.
- G Matheron. *The theory of regionalized variables and its applications*, volume 5. École nationale supérieure des mines, 1971.
- TD Mitchell and PD Jones. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International journal of climatology*, 25(6):693–712, 2005.
- M New, M Hulme, and P Jones. Representing twentieth-century space-time climate variability. part ii: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of climate*, 13(13):2217–2238, 2000.
- JLH Paulhus and MA Kohler. Interpolation of missing precipitation records. *Mon. Wea. Rev.*, 80(5):129–133, 1952.
- EL Peck and MJ Brown. An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas. *Journal of Geophysical Research*, 67(2):681–694, 1962.
- M Perčec Tadić. Gridded croatian climatology for 1961–1990. *Theoretical and applied climatology*, 102(1-2):87–103, 2010.
- DL Phillips, J Dolph, and D Marks. A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58(1):119–141, 1992.
- WG Reed and JB Kincer. The preparation of precipitation charts. *Monthly Weather Review*, 45:233, 1917.

- D Richter. *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*, volume 194. Deutscher Wetterdienst, 1995.
- GH Roe. Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33:645–671, 2005.
- HW Rust, O Mestre, and VKC Venema. Fewer jumps, less memory: Homogenized temperature records and long memory. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 113(D19), 2008.
- VP Schermerhorn. Relations between topography and annual precipitation in western oregon and washington. *Water Resources Research*, 3(3):707–711, 1967.
- J Schmidli, C Schmutz, C Frei, H Wanner, and C Schär. Mesoscale precipitation variability in the region of the european alps during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 22(9):1049–1074, 2002.
- M Schwarb, C Daly, C Frei, and C Schär. Mean annual precipitation throughout the european alps 1971–1990. *Hydrological Atlas of Switzerland*, 2001.
- B Sevruk. Systematischer niederschlagsmessfehler in der schweiz. *Beiträge zur Geologie der Schweiz–Hydrologie*, 31:65–75, 1985.
- B Sevruk. Rainfall measurement: gauges. *Encyclopedia of hydrological sciences*, 2005.
- B Sevruk and L Zahlavova. Classification system of precipitation gauge site exposure: evaluation and application. *International journal of climatology*, 14(6):681–689, 1994.
- D Shepard. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, pages 517–524. ACM, 1968.
- D Shepard. Computer mapping: The symap interpolation algorithm. In *Spatial statistics and models*, pages 133–145. Springer, 1984.

- RB Smith. The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in geophysics.*, 21:87–230, 1979.
- J Spinoni. 1961-90 high-resolution temperature, precipitation, and solar radiation climatologies for italy. *Milan University Ph. D. thesis. Available at [http://air.unimi.it/bitstream/2434/155260/2/phd.unimi\\_R07883\\_1.pdf](http://air.unimi.it/bitstream/2434/155260/2/phd.unimi_R07883_1.pdf)*, 2010.
- WC Spreen. A determination of the effect of topography upon precipitation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 28(2):285–290, 1947.
- JR Taylor. *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements*. A series of books in physics. University Science Books, 1997. ISBN 9780935702750.
- AH Thiessen. Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39(7):1082–1089, 1911.
- OE Tveito. Spatial distribution of winter temperatures in norway related to topography and large-scale atmospheric circulation. In *AHS Workshop*, 2002.
- H Wackernagel. *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer Science & Business Media, 2013.