

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

Scuola di Scienze  
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

Ricostruzione di un data-set ad alta  
risoluzione (30 secondi d'arco) di  
temperature massime e minime giornaliere  
per un'area ad orografia complessa  
(Trentino Alto-Adige)

Relatore:  
Prof. Michele Brunetti

Presentata da:  
Michele Bottazzi

Sessione III  
Anno Accademico 2014/2015



# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
1.1	Stato dell'arte . . . . .	1
1.2	Tecniche di interpolazione . . . . .	7
1.2.1	Interpolazione pesata con l'inverso della distanza . . . . .	9
1.2.2	Kriging . . . . .	10
1.2.3	Modelli regressivi . . . . .	10
<b>2</b>	<b>Metodologia e dati</b>	<b>13</b>
2.1	Organizzazione del data-set . . . . .	15
2.2	Dominio . . . . .	20
2.3	Metodo di interpolazione delle climatologie mensili . . . . .	24
2.3.1	Regressione lineare locale pesata della temperatura rispetto all'elevazione . . . . .	25
2.4	Interpolazione delle anomalie mensili e sovrapposizione con le climatologie . . . . .	28
2.5	Interpolazione dei dati giornalieri . . . . .	31
<b>3</b>	<b>Analisi dati</b>	<b>33</b>
3.1	Estrazione delle climatologie mensili delle stazioni . . . . .	33
3.2	Ottimizzazione del modello e interpolazione delle climatologie . . . . .	37
3.3	Interpolazione delle anomalie mensili delle stazioni e sovrapposizione con le climatologie . . . . .	47
3.4	Sincronicità delle serie giornaliere . . . . .	54
3.5	Interpolazione a scala giornaliera . . . . .	57
3.6	Validazione del metodo . . . . .	60
3.7	Discussione sulla qualità dei dati . . . . .	69
<b>4</b>	<b>Casi di studio: due gennaio a confronto</b>	<b>73</b>
4.1	Gennaio 1985 . . . . .	73
4.2	Gennaio 2007 . . . . .	80
4.2.1	L'episodio di venerdì 12 gennaio 2007 . . . . .	80
4.2.2	L'episodio di venerdì 19 gennaio 2007 . . . . .	85

**5 Conclusioni**

**89**

# Abstract

Dati climatici ad alta risoluzione sono attualmente molto richiesti essendo indispensabili per la valutazione degli impatti dei cambiamenti climatici alla scala locale in svariati campi d'applicazione. Per aumentare l'offerta di tali dati per il territorio italiano viene presentata in questo studio la realizzazione di un data-set con risoluzione di trenta secondi d'arco, per le temperature massime e minime giornaliere per il Trentino Alto Adige, per il periodo che va dal 1951 al 2014. La metodologia utilizzata per proiettare i dati meteorologici di un set di stazioni su di un grigliato ad alta risoluzione si basa sull'assunzione che la struttura spazio-temporale del campo di una variabile meteorologica su una determinata area possa essere descritta dalla sovrapposizione di due campi: i valori normali relativi ad un periodo standard, ovvero la climatologia, e le deviazioni da questi, ovvero le anomalie. La climatologia mensile verrà interpolata sull'intero dominio tramite una regressione lineare pesata della temperatura rispetto alla quota, stimata separatamente per ogni nodo del grigliato, con pesi legati alla topografia del territorio, in modo da attribuire di volta in volta la massima importanza alle stazioni con caratteristiche più simili a quella del punto di griglia considerato. Da questa sarà possibile tramite la sovrapposizione con le anomalie mensili ricostruite sul medesimo grigliato, ottenute mediante un'interpolazione basata su una media pesata, ottenere un grigliato a 30 secondi d'arco, di serie temporali mensili in valori assoluti. Combinando poi l'interpolazione dei rapporti delle anomalie giornaliere relative alla media mensile per un set di stazioni con i campi mensili precedentemente stimati, sarà possibile costruire il data-set a risoluzione giornaliera. Prima di quest'ultima fase sarà necessario effettuare un'operazione di sincronizzazione dei dati giornalieri per assicurarsi che non vi siano sfasamenti nelle serie utilizzate. I risultati confermano l'efficacia nell'utilizzo di tale metodo su regioni orograficamente complesse, sia nel confronto diretto con i casi di studio, nei quali si nota bene la discriminazione spaziale effettuata dal modello, che nella valutazione dell'accuratezza e della precisione dei risultati. I dati ottenuti non sono affetti da errori sistematici, mentre l'errore medio assoluto risulta pari od inferiore ai 2°C, in linea con precedenti studi realizzati su altre aree alpine. Il metodo e i risultati risultano soddisfacenti ma ulteriormente migliorabili, sia tramite un'ulteriore ottimizzazione del modello usato, che con un aumento nella qualità dei dati sui quali è stato svolto lo studio.



Science! The new nobility!  
Progress. The world progresses!  
Why shouldn't it turn as well?  
It's the vision of numbers.  
We advance towards the Spirit.  
It's quite certain: it's oracular, what I say.  
I know, and unaware how to express myself without pagan words,  
I'd rather be mute.

**Arthur Rimbaud**



# Capitolo 1

## Introduzione

### 1.1 Stato dell'arte

In questo studio si cercherà di produrre un data set di serie di temperature massime e minime giornaliere ad alta risoluzione spaziale (30 secondi d'arco) per una regione caratterizzata da un'orografia complessa qual è il Trentino Alto Adige.

Dati climatici ad alta risoluzione sono attualmente molto richiesti poiché indispensabili per la valutazione degli impatti dei cambiamenti climatici alla scala locale in un ampio spettro di campi che vanno dall'agricoltura all'ingegneria, l'ecologia, l'idrologia e la conservazione di risorse naturali (Daly et al., 2002). Inoltre mappe climatiche locali sono essenziali per lo sviluppo di politiche regionali nei settori sopra citati.

Al fine di fornire una corretta stima della variabilità e delle variazioni climatiche, soprattutto per aree con topografia complessa come quella analizzata nello studio, occorre impiegare grandi data set con un'elevata densità spaziale di stazioni ed a risoluzione giornaliera, in modo che le variazioni temporali siano unicamente imputabili a variazioni climatiche e non alla variazione nella disponibilità di dati.

Infatti la bassa dipendenza temporale della densità delle stazioni riduce l'impatto delle variazioni nella rete di monitoraggio nella descrizione della variabilità climatica a lungo termine, mentre la risoluzione temporale giornaliera permette di descrivere il clima e la sua variabilità, oltre alla frequenza degli eventi estremi (Antolini et al., 2015).

Tuttavia nelle regioni di alta montagna, quali le Alpi Europee, la distribuzione spaziale della temperatura dell'aria in prossimità della superficie può mostrare considerevoli

contrasti orizzontali e una dipendenza non lineare con la quota.

Vi sono per esempio effetti come il ristagnamento di aria fredda (cold-air pools), che spesso si formano nelle valli montane a causa di raffreddamento radiativo, la cui intensità e persistenza dipende da diversi fattori quali per esempio l'afflusso d'aria da valli superiori o pendii, il deflusso verso valli sottostanti, l'ombra topografica o le differenti coperture superficiali del terreno, come nel caso di superfici nevose o laghi (Frei, 2014). In ambienti estremi Alpini, come le forre, vi possono addirittura essere inversioni anche superiori alla decina di gradi in poche centinaia di metri, soprattutto nelle notti serene d'inverno (Steinacker et al., 2007).

Strati d'aria fredda e inversioni possono formarsi anche su scale maggiori nelle valli racchiuse tra colline, le quali ostacolano la rimozione di aria fredda dovute a fenomeni di moti d'aria a grande scala. Alcuni esempi sono dati dalla valle del Po in Italia o dal Plateau Svizzero, nei quali questi effetti possono durare anche svariati giorni (Frei, 2014).

Vi sono anche altri fenomeni che contribuiscono alla complessa distribuzione dell'aria sui settori alpini.

Ad esempio, essendo il volume d'aria presente nelle strette vallate inferiore rispetto a quello presente su terreni pianeggianti, può riscaldarsi maggiormente, infatti spesso i massimi di temperatura più elevati si riscontrano nelle valli Alpine interne, quindi generalmente a quote più elevate rispetto ai terreni pianeggianti (Frei, 2014).

Inoltre forti venti di caduta, anche detto föhn, sono associati a forti anomalie calde ai piedi delle Alpi (Hoinka, 1985, Drobinski et al., 2007).

I metodi di interpolazione comunemente utilizzati nella costruzione di griglie a scala continentale o globale, hanno pertanto scarse capacità nella rappresentazione di fenomeni meteorologici a piccola scala su terreni complessi (Daly, 2006).

In aggiunta la densità di dati osservabili disponibili per tali progetti è spesso troppo bassa per soddisfare quelle che sono le necessità per l'impiego di modelli ad alta complessità. Ciononostante sono stati sviluppati diversi data-set di temperatura ad alta risoluzione anche a scala regionale.

Nell'interpolazione di dati di stazioni, i complessi effetti topografici spesso sono tenuti in considerazione con l'inclusione di caratteristiche fisiografiche nella struttura statistica. Per esempio, il metodo PRISM, acronimo di Parameter-elevation Relationships on an Independent Slopes Model, (Daly et al., 2002, 2008), impiega una regressione locale

sull'altezza in combinazione con una serie di pesi, permettendo che la previsione ad un dato punto sia ottenuta tramite stazioni con fisiografia simile a quella del punto stesso. In questo metodo i pesi sono dati da fattori inerenti alla prossimità costiera, il versante topografico e la suscettibilità al cool-air pools.

Tale metodo viene impiegato per la realizzazione di un data-set mensile ad alta risoluzione di temperature massime e minime per gli Stati Uniti, su tali risultati verrà svolto anche lo studio di Di Luzio et al. (2008) per la realizzazione di un data-set con la stessa risoluzione spaziale ma a scala giornaliera.

I risultati ottenuti mediante questo metodo risultano avere una precisione media leggermente inferiore ad un grado. In seguito in figura 1.1 sono riportate le distribuzioni degli errori per le temperature minime in gennaio e massime in luglio.

L'errore calcolato (il *mean absolute error* in questo caso) risulta generalmente più basso per le temperature massime rispetto alle minime, e comunque inferiore per le regioni centrorientali. Nella regione occidentale invece gli errori risultano generalmente maggiori attestandosi su valori mediamente superiori ad 1°C.

Per l'elaborazione di una climatologia di temperatura Alpina, Hiebl et al. (2009) impiega una regressione lineare multipla utilizzando due layer verticali per tenere in considerazione variazioni non lineari con la quota, incorporando le anomalie dovute al cold-air pools nelle maggiori valli tramite una correzione dei residui. Per la Grande Regione Alpina viene impiegata un'analisi basata sulle Empirical Orthogonal Function per la realizzazione di un data-set a bassa risoluzione (5 minuti d'arco) da (Chimani et al., 2013) a scala mensile.

Per il Nord-Est Italia, Brunetti et al. (2012) realizza un data-set ad alta risoluzione a scala mensile tramite un metodo simile a quello utilizzato da Daly et al. (2008), impiegando una regressione lineare pesata sull'elevazione e con l'utilizzo di pesi legati alle variabili fisiografiche e geografiche.

Frei (2014) e Hiebl and Frei (2015) impiegano un nuovo metodo per l'interpolazione di temperature giornaliere in regioni di alta montagna come la Svizzera e l'Austria.

Questo metodo, sempre basato sul concetto dell'interpolazione e dei pesi, è sviluppato in due punti: viene considerata innanzitutto esplicitamente la complessità della struttura verticale di temperatura, utilizzando una funzione per stimare l'altezza dell'inversione termica, inoltre l'interpolazione tiene conto delle ostruzioni dovute a ostacoli orografici negli scambi di masse d'aria utilizzando distanze non euclidee.

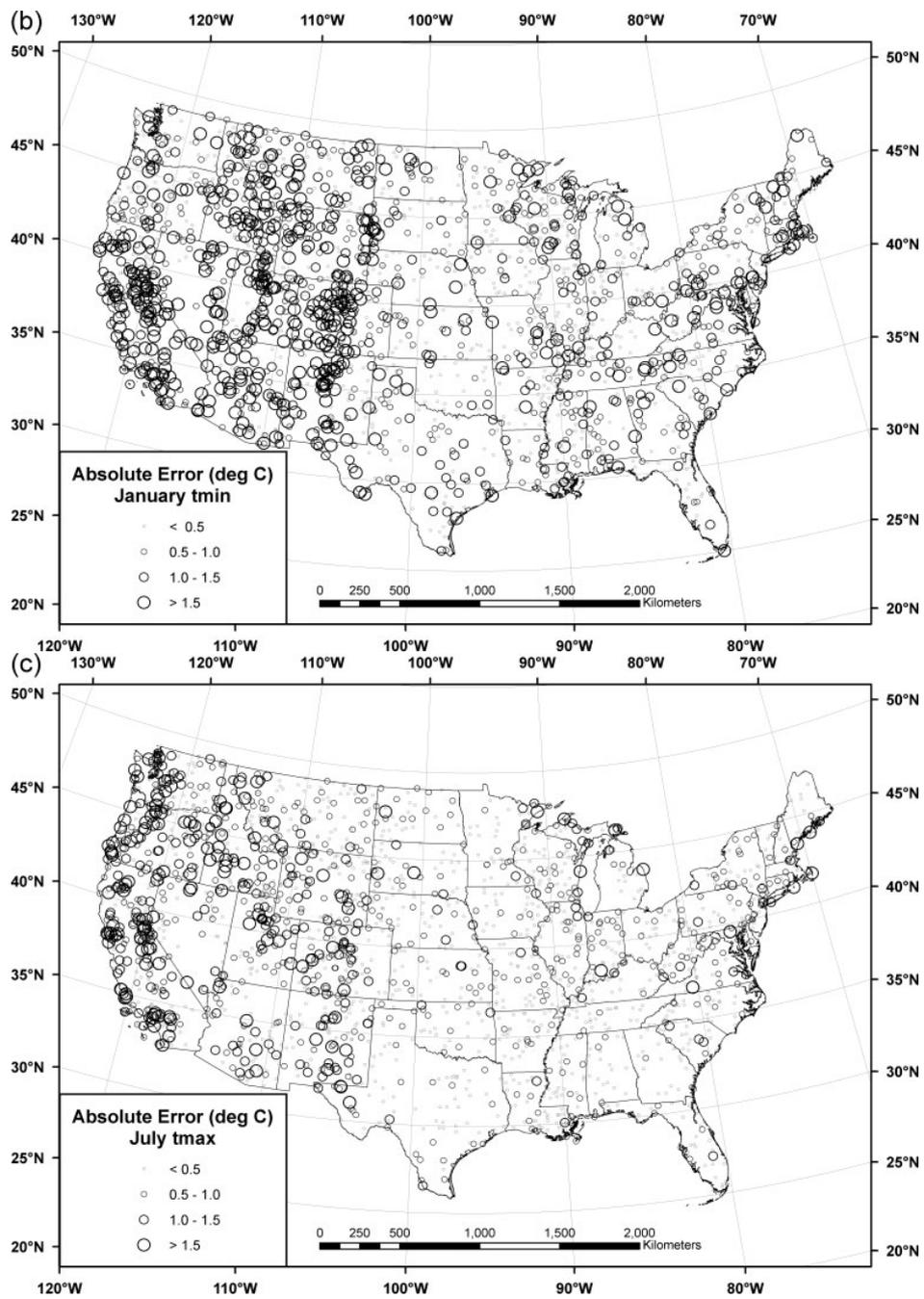


Figura 1.1: Rappresentazione dell'errore medio assoluto rispettivamente per le temperature minime nel mese di gennaio e per le massime in luglio.

Nello specifico Frei (2014) per la Svizzera, suddivide il territorio in 4 zone: due di esse costituite da regioni montuose (Ticino e la regione Alpina), una è la zona collinare della Jura e l'ultima è formata dall'altopiano svizzero (fig. 1.2).

In questo caso, il *mean absolute error* ottenuto nelle regioni montuose risulta maggiore rispetto le altre due regioni nella stima delle temperature giornaliere.

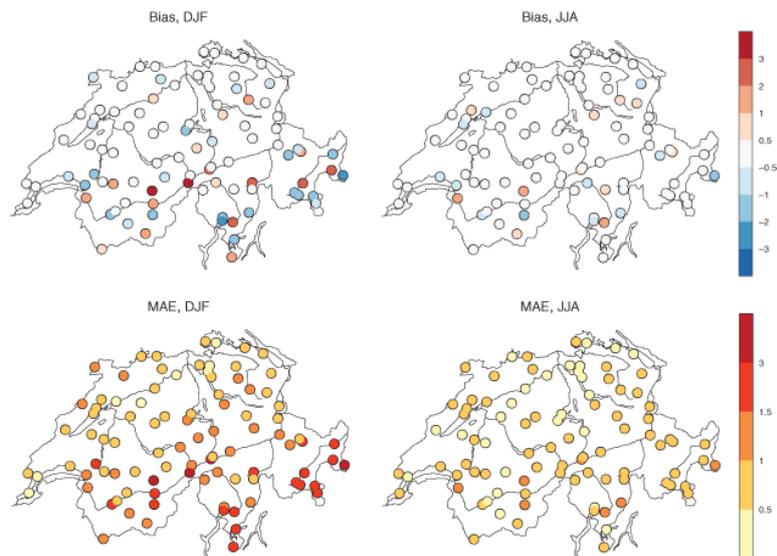
Risultati comparabili a quello ottenuto sul territorio svizzero, si riscontrano anche sul territorio austriaco nello studio di Hiebl and Frei (2015), specialmente nei mesi invernali (fig. 1.3). In figura i triangoli rivolti verso il basso rappresentano stazioni poste in vallate, i triangoli rivolti verso l'alto stazioni poste in posizioni sopraelevate (vette), i rombi indicano stazioni poste all'interno di centri urbani mentre con i pallini sono rappresentate tutte le altre stazioni.

Per il territorio italiano attualmente sono disponibili diversi data set mensili a bassa risoluzione (Brunetti et al., 2006) nonché climatologie mensili a bassa risoluzione, quali, ad esempio, quelle del "sistema informativo agricolo nazionale" (Perini et al., 2008) con una risoluzione di 30 km per le temperature, così come la raccolta delle stazioni mensili prodotte dal Servizio Idrografico Nazionale nel 1960 (Servizio idrografico, 1966) o più recentemente prodotte dall'Agenzia Nazionale Italiana per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile (ENEA, Petrarca et al., 1999) e quello dell'Aeronautica Militare Italiana (<http://clima.meteoam.it/atlanteClimatico.php>).

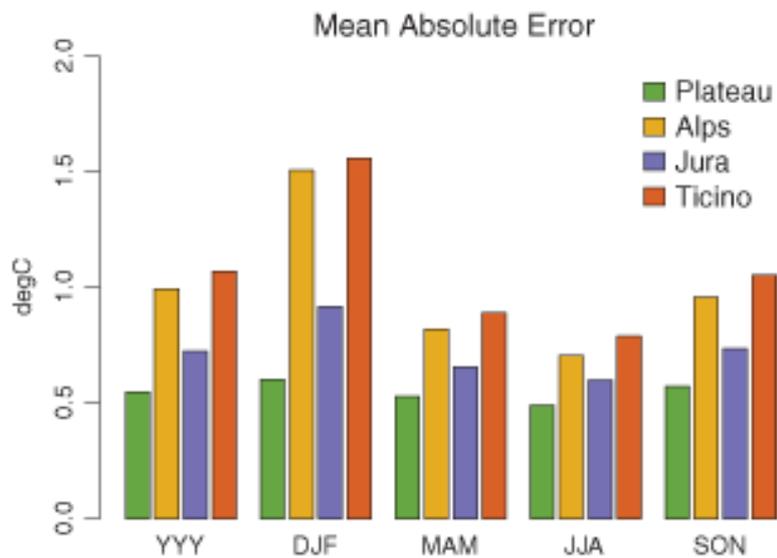
La prima climatologia termometrica ad alta risoluzione (30 secondi d'arco) per l'intero territorio italiano è stata sviluppata solo recentemente (Brunetti et al., 2014), mentre fino a pochi anni fa tale informazione era disponibile solo per il Nord Italia nell'ambito di un progetto (ECSN-HRT) volto alla ricostruzione di una climatologia di temperature per la Greater Alpine Region (GAR) (Hiebl et al., 2009).

Data set ad alta risoluzione a scala mensile sono stati realizzati solo per il Nord Italia (Brunetti et al., 2009) e per la GAR (Chimani et al., 2013), mentre a scala giornaliera sono già stati realizzati per alcune regioni italiane, quali Lombardia, Piemonte e Emilia Romagna (Ronchi et al., 2008, Uboldi et al., 2008, Antolini et al., 2015). Tuttavia ad ora non esistono altri data-set ad alta risoluzione per altre regioni italiane.

Questo lavoro vuole pertanto inserirsi in questo contesto, contribuendo ad aumentare la quantità e la disponibilità di questi dati, ad oggi ancora piuttosto scarsi, a fronte di una sempre maggior richiesta.



(a) Rappresentazione del bias e del mean absolute error nei mesi invernali ed estivi.



(b) Mean absolute error sulle varie regioni della Svizzera per i vari mesi dell'anno.

Figura 1.2: Bias e mean absolute error per la temperatura giornaliera per il territorio svizzero.

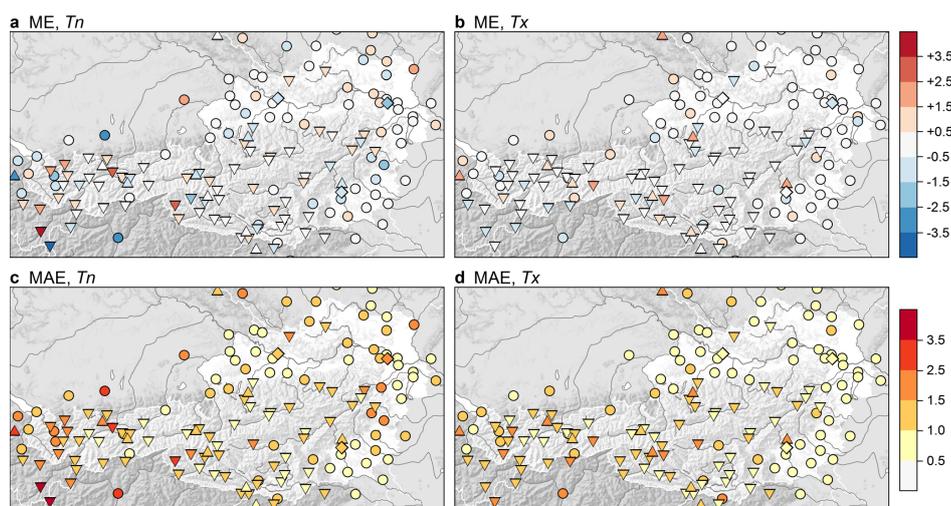


Figura 1.3: *Mean error* e *mean absolute error* per le temperature minime e massime per il territorio austriaco.

## 1.2 Tecniche di interpolazione

L'interpolazione spaziale ci consente di predire il valore di una determinata variabile sopra ad una area di interesse, laddove non sono disponibili osservazioni.

La mappatura geostatistica può essere definita come la produzione analitica di mappe usando osservazioni, informazioni e programmi per computer in grado di calcolare i valori sull'area di studio.

Infatti siano  $z(\mathbf{s}_1), z(\mathbf{s}_2), \dots, z(\mathbf{s}_n)$ , un insieme di osservazioni di una variabile  $Z$ , dove  $\mathbf{s}_i = (x_i, y_i)$  sia la collocazione,  $x_i$  e  $y_i$  siano le coordinate nello spazio geografico,  $n$  è il numero di osservazioni e il dominio geografico di interesse sia indicato come  $\Lambda$ .

Allora assumendo che i campioni siano *rappresentativi*, *non-preferenziali* e *consistenti*, il valore della variabile nella nuova posizione  $\mathbf{s}_0$  può essere derivata usando un *modello di predizione spaziale*.

In termini statistici, un modello di predizione spaziale descrive, dato un certo numero di variabili in ingresso, il comportamento della variabile d'interesse:

$$\hat{z}(\mathbf{s}_0) = E\{Z|z(\mathbf{s}_i), q_k(\mathbf{s}_0), \gamma(\mathbf{h}), \mathbf{s} \in \Lambda\} \quad (1.1)$$

dove  $z(\mathbf{s}_i)$  sono i dati puntuali in ingresso,  $\gamma(\mathbf{h})$  è la covarianza del modello che definisce la struttura dell'autocorrelazione spaziale e  $q_k(\mathbf{s}_0)$  è la lista dei predittori deterministici (o variabili esplicite).

In altre parole, un modello di previsione spaziale comprende una lista di procedure in grado di generare una previsione del valore di interesse dato un certo numero di valori in ingresso e il dominio spaziale di interesse (Hengl, 2007).

Se per esempio, il dominio geografico è rappresentato da una matrice rettangolare, si avranno un numero di punti di griglia sopra al dominio di interesse pari al numero di righe  $\times$  colonne:

$$\mathbf{z} = \{z(\mathbf{s}_j), j = 1, \dots, m\}; \mathbf{s}_j \in \Lambda \quad (1.2)$$

Dove  $\mathbf{z}$  è il vettore dati,  $z(\mathbf{s}_j)$  è il valore della grandezza al nodo di griglia  $\mathbf{s}_j$  e  $m$  è il numero totale di punti di griglia.

Ci sono diverse possibilità di interpolare il campione di punti e i modelli di previsione spaziale possono essere classificati in:

**MODELLI DETERMINISTICI** : modelli che utilizzano parametri arbitrari o empirici, non forniscono una stima dell'errore. Le tecniche più comunemente utilizzate sono:

- poligoni di Thiessen;
- interpolazione pesate con l'inverso della distanza;
- regressione sulle coordinate;
- Vicini naturali(Natural neighbors);
- spline.

**MODELLI PROBABILISTICI** : in questo caso i parametri dei modelli sono stimati in modo oggettivo, in base alla teoria della probabilità. La previsione è accompagnata dalla stima dell'errore di previsione. Ci sono almeno quattro gruppi di metodi lineari statistici:

- kriging;
- correlazione ambientale;

- modelli Bayesiani;
- modelli ibridi(per esempio regression-kriging).

**SISTEMI 'EXPERT-BASED'** : sono modelli completamente soggettivi o basati sui dati, quindi scarsamente riproducibili in contesti diversi da quello in cui vengono utilizzati. Tra di essi figurano:

- sistemi basati sull'esperienza del climatologo (mappe con isolinee tracciate a mano);
- reti neurali.

Un'accurata descrizione delle tecniche sopra citate è presentata da (Hengl, 2007), in seguito verranno richiamate le principali tecniche incontrate in letteratura.

### 1.2.1 Interpolazione pesata con l'inverso della distanza

Probabilmente una delle più vecchie e conosciute, l'interpolazione pesata con l'inverso della distanza o inverse weighting distance (IWD) è un tecnica di previsione spaziale, di tipo deterministico, molto flessibile ed estremamente semplice da utilizzare.

Il ragionamento alla base di questo metodo fu sintetizzato da Waldo Tobler con la frase: "ogni cosa è in relazione con tutte le altre ma le più vicine sono più relazionate rispetto alle più lontane".

In questo caso il valore della variabile nel punto  $\mathbf{s}_0$  è dato da una media pesata su  $n$  punti del dominio:

$$\hat{z}(\mathbf{s}_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(\mathbf{s}_0) \cdot z(\mathbf{s}_i) \quad (1.3)$$

dove  $\lambda_i$  è il peso del punto  $i$ -esimo.

Il modo più semplice per determinare il peso è di usare l'inverso della distanze di tutti i punti rispetto al nuovo punto  $\mathbf{s}_0$ :

$$\lambda_i(\mathbf{s}_0) = \frac{1}{d^\beta(\mathbf{s}_0, \mathbf{s}_i)}; \quad \beta > 1 \quad (1.4)$$

dove  $d(\mathbf{s}_0, \mathbf{s}_i)$  è la distanza del nuovo punto rispetto ad un punto noto del campione e  $\beta$  è il coefficiente usato per aggiustare il peso.

Infatti al variare di  $\beta$  varierà l'importanza che si assegna alla distanza dei punti: aumentando  $\beta$  essa verrà enfatizzata e viceversa. Ciononostante rimane il problema nello stimare oggettivamente il valore da assegnare a  $\beta$ .

In ultimo, il principale vantaggio dell'IDW, cioè la sua estrema semplicità, risulta essere anche il suo principale limite: esso infatti si basa sull'ipotesi che la superficie su cui vengono interpolati i punti sia totalmente ininfluenza e pertanto l'unica variabile che entra nell'equazione risulta essere semplicemente la distanza tra i punti, caratteristica che lo limiterebbe particolarmente se impiegato in questo studio.

### 1.2.2 Kriging

Sviluppato dall'ingegnere D.G.Krige e dallo statistico H.S.Sichel, il kriging è un metodo stocastico ampiamente diffuso nell'ambito dell'interpolazione spaziale e prevede l'utilizzo di medie localmente pesate, in cui tali pesi dipendono reciprocamente dalla distanza tra i punti.

Il kriging è sviluppato sotto alcune condizioni di base: i dati devono essere stazionari, privi di errori sistematici e avere una distribuzione statistica normale, eventuali andamenti globali devono essere rimossi prima di applicare il kriging e la variabile indipendente deve essere nota ad ogni punto del grigliato dove la variabile dipendente, ovvero quella predetta, è calcolata (Hengl and Rossiter, 2003).

Esistono diverse varianti del kriging, tra le più utilizzate figurano il kriging semplice (SK), il kriging ordinario (OK) e il regression kriging (RK).

Tuttavia sfortunatamente i dati climatici sono spesso affetti da bias e raramente sono stazionari. Per ovviare a questo problema si utilizza sovente il regression kriging: si effettua perciò un de-trend, per esempio tramite una regressione lineare multipla di temperatura rispetto a longitudine, latitudine, elevazione e distanza dalla costa, effettuando poi il kriging sui residui.

### 1.2.3 Modelli regressivi

L'analisi regressiva include una famiglia di funzioni chiamate Modelli Lineari Generalizzati (GLMs), i quali assumono che vi sia una relazione lineare tra variabili in ingresso e in uscita (Hengl, 2007). Se nell'area di interesse ci sono variabili significativamente

correlate con quella che si vuole stimare, possono essere usati modelli regressivi tra la variabile che vogliamo stimare e le variabili esplicite.

Al fine di impiegare i modelli regressivi bisogna fare qualche assunzione di base:

- il campione deve essere rappresentativo della popolazione per il periodo esaminato;
- i predittori devono essere linearmente indipendenti;
- l'errore deve essere a sua volta una variabile indipendente e si assume essere zero se mediato sulla variabile, ovvero si ritiene essere libero da errori sistematici .

Inoltre le variabili esplicite, cioè le variabili indipendenti, devono essere note in ogni punto di griglia.

La variabile che si vuole stimare è la variabile dipendente e le variabili esplicite sono le variabili indipendenti. Il principale vantaggio dei modelli regressivi nelle applicazioni climatiche sono il forte significato fisico e il fatto che le variabili esplicite possono essere scelte a priori tramite la conoscenza empirica delle variazioni nell'andamento della variabile dipendente nell'area di interesse (Hengl, 2007).

Un approccio regressivo per la predizione spaziale molto comune ed usato in letteratura è dato dalla regressione multilineare (MLR).

Le variabili più utilizzate sono generalmente variabili geografiche come longitudine, latitudine, distanza dalla costa e variabili topografiche come l'elevazione e la pendenza (Hengl and Rossiter, 2003).

### **Prism**

L'acronimo PRISM sta per *Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model* (Daly et al., 1994).

Esso è un approccio basato su una combinazione di tecniche statistiche e conoscenze umane per la mappatura climatica, impiegando dati puntuali, modelli di elevazione digitale e grigliati per la creazione di stime di temperature giornaliere, mensili o annuali (Daly et al., 1994 ; Gibson et al., 1997).

Nello specifico questo modello consiste in una regressione a finestra mobile locale, tra

temperatura in questo caso, ed elevazione, con questo metodo si valuta così direttamente la relazione locale tra le due variabili. Questo perché alla base di questo metodo viene fatta l'assunzione che per regioni localizzate, l'elevazione sia il parametro più influente nella distribuzione di temperatura e precipitazioni (Daly et al., 1994).

La relazione temperatura-elevazione è sviluppata per ogni punto di griglia del DEM, usando una regressione lineare pesata in funzione della quota (Taylor and Cohen, 1997) dei dati delle stazioni vicine per stimare la temperatura del punto di griglia ( $\lambda, \phi$ ).

Si utilizza una regressione lineare piuttosto che una regressione multipla, poiché controllare e interpretare le complesse relazioni intercorrenti tra le variabili indipendenti e la variabile climatica risulta abbastanza difficile, si preferisce quindi pesare ogni punto al fine di controllare l'effetto della variabile oltre all'elevazione (Daly et al., 2002).

PRISM originariamente creato come modello di spazializzazione per le precipitazioni ed unicamente studiato per le regioni montuose, incorporava una struttura concettuale che permetteva la quantizzazione di scale spaziali e modelli orografici; successivamente venne adottato anche per le temperature (Gibson et al., 1997; Daly et al., 1997; Johnson et al., 2000).

Il principale vantaggio di questa metodologia è la continua variazione del peso attribuito alle stazioni durante l'analisi dei dati; tali pesi sono basati su forti motivazioni fisiche perché sono basate sull'ampia ed esperta conoscenza dei climatologi.

Per questo studio si utilizzerà una versione modificata del PRISM, sviluppata ed impiegata per le temperature sul territorio italiano da (Brunetti et al., 2014). Questa versione, che prende il nome di regressione lineare locale pesata di temperatura *versus* elevazione, riportata in seguito, risulta dare risultati migliori rispetto alle altre tecniche su terreni ad orografia complessa, pertanto si ritiene vantaggiosamente applicabile a questo studio.

## Capitolo 2

# Metodologia e dati

La metodologia alla base di questo studio è il cosiddetto metodo delle anomalie (New et al., 2000; Mitchell and Jones, 2005), ovvero si assume che la struttura spazio temporale del segnale di una variabile meteorologica sopra ad una data area possa essere espressa come la sovrapposizione della sua media climatologica più le fluttuazioni attorno ad essa.

Per la realizzazione di un grigliato di temperature si potrebbero impiegare in linea di principio i valori assoluti di tutte le stazioni disponibili in qualsiasi momento, tuttavia con questo metodo risulterebbero altamente dipendenti dalle fluttuazioni temporali nella copertura spaziale; infatti se si mediasse tra stazioni con valori medi diversi (per esempio una stazione di pianura, una collocata a 1000 m di quota e una posta a 2000 m) e aventi serie temporali di lunghezze diverse, la risultante serie media sarebbe sistematicamente sovrastimata nel periodo in cui la stazione più fredda non ha dati e sistematicamente sottostimata nel periodo in cui è la stazione più calda a non averne. Si dovrebbe pertanto operare su un intervallo temporale particolarmente limitato in cui vi siano a disposizione serie complete.

Tuttavia, sebbene la temperatura media assoluta possa variare anche considerevolmente su aree relativamente piccole, le sue deviazioni dalla media risultano ben più coerenti spazialmente.

Per questo motivo, tramite il metodo delle anomalie, si preferisce esprimere la serie come la sovrapposizione di due componenti:

- climatologia: ovvero il valore medio della temperatura assunto su un dato perio-

do, scelto per questo studio pari al periodo compreso tra il 1961 e il 1990.

- anomalia: il discostamento della temperatura dal suo valore medio climatologico.

In questo modo si vanno ad interpolare in modo indipendente le climatologie e le anomalie rispetto al periodo di riferimento.

Le climatologie sono principalmente legate alle caratteristiche geografiche del territorio (Daly et al., 1994, 2002, 2008; Daly, 2006), mentre al contrario le anomalie sono legate alla variabilità climatica e ai suoi cambiamenti.

Con questo presupposto risulta chiaro che i due campi possono essere ricostruiti in modo indipendente l'uno dall'altro e possono essere basati su data set differenti, i quali devono soddisfare criteri diversi: per le anomalie la priorità va a dati di qualità e con disponibilità di lunghi record, per le climatologie invece si necessita di un largo numero di stazioni mentre la lunghezza dei record è meno rilevante, sono sufficienti 30 anni di registrazioni.

Queste assunzioni permettono di unire i vantaggi di tecniche statistiche con la comprensione fisica dei processi che determinano la distribuzione spaziale delle variabili meteorologiche consentendo di integrare le informazioni contenute nelle misurazioni meteorologiche con quelle provenienti dai modelli di elevazione digitale (*DEM*).

Tramite il metodo delle anomalie, è possibile ricostruire la temperatura media mensile come sovrapposizione della temperatura media climatologica più l'anomalia mensile:

$$T_m = T_m^{cl} + T'_m \quad (2.1)$$

Dove  $T_m$  è la temperatura media mensile registrata dalla stazione,  $T_m^{cl}$  è la sua media climatologica e  $T'_m$  è l'anomalia mensile di temperatura della stazione rispetto alla sua climatologia.

Analogamente per il punto  $(\lambda, \phi)$  del dominio, sarà possibile definire la stessa operazione, interpolando i valori vicini di temperatura media e anomalia mensile:

$$T_m(\lambda, \phi) = T_{m,interp}^{cl}(\lambda, \phi) + T'_{m,interp}(\lambda, \phi) \quad (2.2)$$

Dove  $T_{m,interp}^{cl}(\lambda, \phi)$  e  $T'_{m,interp}(\lambda, \phi)$  sono rispettivamente la temperatura media climatologica interpolata nel punto  $(\lambda, \phi)$  e la corrispondente anomalia mensile, anche essa ottenuta tramite l'interpolazione delle anomalie mensili delle stazioni circostanti.

La costruzione del data-set ad alta risoluzione di temperature massime e minime a scala giornaliera verrà quindi eseguita nei 3 seguenti step:

- costruzione delle climatologie mensili, riferite al trentennio 1961-1990 e con 30 secondi d'arco di risoluzione;
- interpolazione, sulla medesima griglia, della componente temporale (la deviazione dalla climatologia 1961-1990) e sovrapposizione delle climatologie per ottenere i data-set ad alta risoluzione per il periodo 1951-2014 a scala mensile;
- interpolazione delle anomalie giornaliere, sui medesimi nodi del grigliato, imponendo come vincolo il data-set a scala mensile.

Perciò per ognuno di questi passaggi e per quanto precedentemente illustrato, si utilizzerà un data-set differente, la cui creazione è esposta in seguito.

## 2.1 Organizzazione del data-set

Dal momento che in seguito si farà riferimento a stazioni 'merged' e omogeneizzate, se ne richiama brevemente il loro significato.

Essendo utile per scopi climatologici avere a disposizione serie più lunghe possibili, spesso serie appartenenti alla stessa stazione o a stazioni molto vicine vengono fuse insieme per ottenere una serie più lunga delle serie originali.

Generalmente le serie originali possono essere relative alla stessa stazione ma misurate o con metodi differenti o in due posizioni differenti se la stazione è stata spostata; possono anche derivare da stazioni diverse purché non distino tra loro generalmente più di 2 *km* e la loro differenza in quota non superi i 100 *m*, o possono essere date da un insieme delle precedenti condizioni.

Tuttavia variazioni nella posizione della stazione, soprattutto se spostate in quota, possono influire anche di qualche grado sulle temperature massime e minime registrate. Queste variazioni sono maggiormente accentuate in regioni orograficamente complesse, poiché anche piccoli spostamenti, possono implicare sostanziali variazioni topografiche. Le serie vengono quindi trattate al fine di correggere le disomogeneità introdotte di origine non climatica.

Per questo studio vengono utilizzati dati di temperatura giornaliera e mensile, per le massime e le minime.

Essendo il Trentino Alto Adige diviso in due province autonome, la provincia autonoma di Trento per il Trentino e la provincia autonoma di Bolzano per l'Alto Adige, hanno due differenti servizi agrometeorologici.

Pertanto le serie di temperatura per la provincia del Trentino sono state fornite da MeteoTrentino (<http://www.meteotrentino.it>), mentre i dati relativi alla provincia di Bolzano sono forniti dal Ufficio Idrografico della Provincia di Bolzano.

Questi dati sono stati precedentemente sottoposti ad un processo di quality check ed una parte di essi sono anche stati sottoposti ad omogeneizzazione (Squintu, 2015).

Inoltre si utilizzeranno anche serie fornite dall'Aeronautica Militare e da ARPA Veneto ed entrambi questi data set risultano essere stati sottoposti a 'quality check' ed omogeneizzazione.

A parte le serie provenienti dal network dell'Aeronautica Militare (costituito da stazioni a norma WMO e che quindi ne seguono i criteri e gli orari di osservazione), tutte le altre provengono da stazioni dell'ex Servizio Idrografico ed ereditate dalle autorità regionali e provinciali (nel caso delle province autonome) competenti in materia in seguito all'art. 92 del D.Lgs. n. 112 del 31 marzo 1998 (Legge Bassanini).

L'ex Servizio Idrografico utilizzava come criterio standard quello di effettuare le osservazioni manualmente ogni giorno alle 9.00 del mattino.

Pertanto le temperature minime e massime riportate per un dato giorno, sono riferite alle 24 ore precedenti, cioè dalle 9.00 del giorno precedente alle 9.00 del giorno corrente. Tuttavia questo criterio non veniva sempre rispettato. Inoltre, con il passaggio della rete agli enti locali, ma anche prima con l'introduzione delle stazioni automatiche a partire dagli anni '80, questo criterio è andato via via perduto, rimpiazzato dallo standard 00-24 come intervallo di osservazione.

Il vecchio standard delle osservazioni, a cui si farà riferimento in seguito come 0909, era soggetto ad ambiguità; con esso infatti le temperature riportate in un dato giorno risultavano spesso essere relative al giorno precedente.

Questa ambiguità affliggeva maggiormente le temperature massime più che le minime, poiché la temperatura massima riportata in una determinata data molto spesso risultava essere relativa al giorno precedente, essendo improbabile si fosse registrata tra 00.00

e le 09.00, mentre per le minime è lecito ritenere che la misura riportata fosse quella realmente relativa alla data corrente.

Dagli anni '80 in poi, con la graduale sostituzione delle stazioni con stazioni elettroniche, le temperature verranno registrate automaticamente alla mezzanotte di ogni giornata (a cui si farà riferimento come in formato 0024), eliminando così ogni ambiguità inerente al giorno a cui si riferisca la misura.

Un'eccezione è rappresentata dalla serie dell'Aeronautica Militare: esse nonostante inizino dal 1951, sono tutte in formato 0024.

Il data set è formato da dati provenienti da 4 diversi enti: MeteoTrentino, Ufficio Idrografico di Bolzano, Aeronautica Militare e Arpa Veneto.

Inizialmente il data set per le temperature massime ( $TX$ ) sarà composto da:

- 125 serie di MeteoTrentino, di cui 43 omogeneizzate;
- 112 serie del Ufficio Idrografico di Bolzano, di cui 55 omogeneizzate;
- 13 serie dell'Aeronautica Militare, tutte omogeneizzate;
- 29 serie di Arpa Veneto, tutte omogeneizzate.

Il data set per le temperature minime ( $TN$ ) invece, sarà comprensivo di:

- 124 serie di Meteotrentino, di cui 46 omogeneizzate;
- 113 serie del Ufficio Idrografico di Bolzano, di cui 57 omogeneizzate;
- 13 serie dell'Aeronautica Militare, tutte omogeneizzate;
- 29 serie di Arpa Veneto, tutte omogeneizzate.

Queste verranno poi organizzate e suddivise in diversi data set a seconda che servano per l'analisi temporale o solo climatologica.

A seguito di alcune verifiche sulla disponibilità di dati utili effettuate durante il calcolo delle climatologie, descritte nel capitolo successivo, alcune delle serie di MeteoTrentino e del Ufficio Idrografico di Bolzano vengono scartate.

In aggiunta, per la sola costruzione delle climatologie, vengono aggiunti dati utilizzati da Brunetti et al. (2014) di cui si dispone del solo valore normale riferito al trentennio 1961-1990.

Tabella 2.1: Elenco finale delle serie di temperatura ed ente fornente.

Data set	TX	TN	TX HOM	TN HOM
MeteoTrentino	109	108	46	43
Ufficio Idrografico	112	110	57	55
Aeronautica Militare	13	13	13	13
Arpa Veneto	28	29	28	29
Climatologie (Brunetti et al., 2014)	219	219	/	/

I dati acquisiti vengono suddivisi in 3 data-set differenti riportati in tabella 2.2.

La logica con cui si effettua questa suddivisione è data dal tipo di analisi cui questi dati sono destinati: per lo studio della componente temporale, sia giornaliera che mensile, sono necessari dati qualitativamente buoni, con lunghi record ed omogenizzati, affinché le variazioni temporali siano solo dovute alla loro variabilità climatica.

Al contrario per la realizzazione delle climatologie è necessario avere un data set più denso possibile anche se con registrazioni non particolarmente lunghe, al fine di meglio delineare il gradiente spaziale di temperatura e le sue variazioni.

Per la realizzazione delle climatologie verranno utilizzati pertanto tutti i dati e verranno calcolate su un periodo comune; si sceglie come periodo quello che va dal 1961 al 1990, essendo quello con la maggior copertura di dati, anche alla luce del fatto che i dati provenienti da Brunetti et al. (2014) sono disponibili unicamente sotto forma di climatologie per il periodo 1961-90.

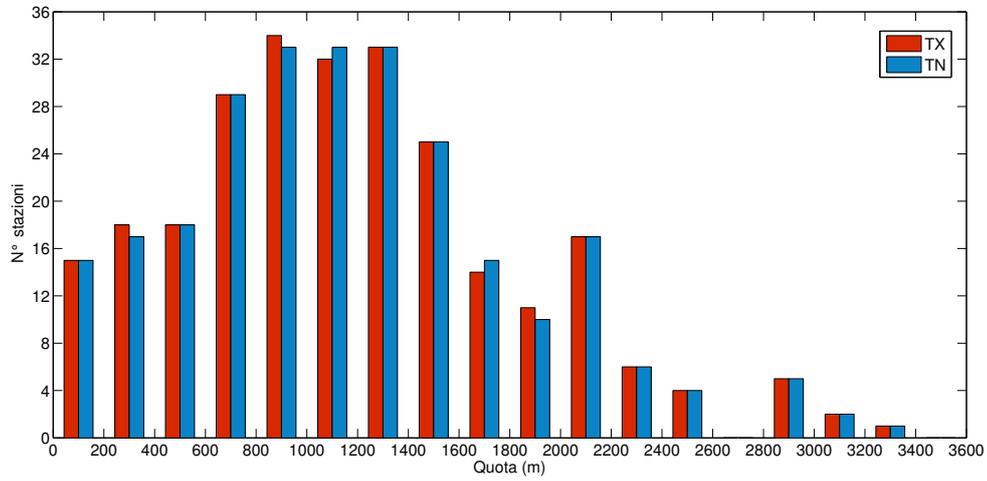
Inoltre le serie per ottenere la climatologia devono essere complete o completate nel periodo di riferimento: tale procedimento è illustrato nel capitolo successivo.

Per la componente temporale, a livello mensile non vi è bisogno di effettuare nessun controllo aggiuntivo, a livello giornaliero è invece necessario effettuare un controllo sulla sincronicità delle serie.

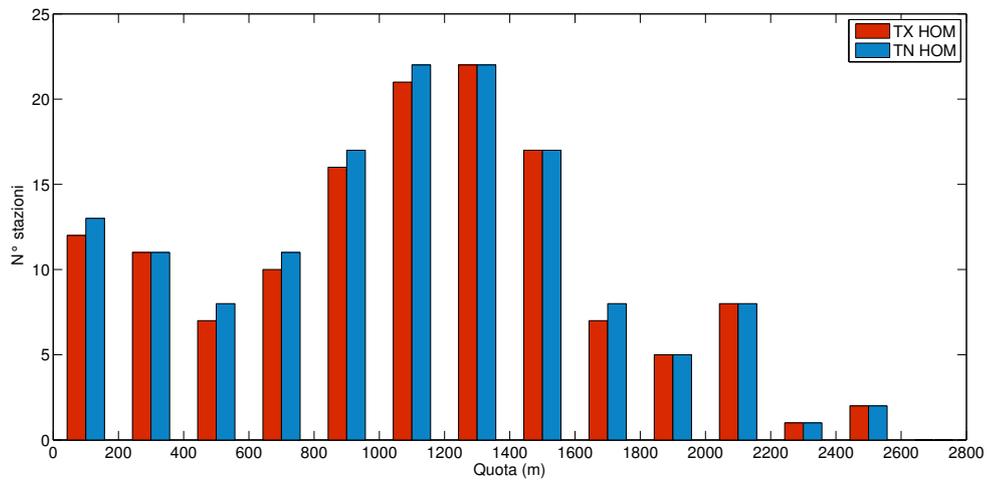
Tale verifica, ampiamente illustrata in seguito, non inficia in alcun modo il numero di serie disponibili.

Solo una serie omogeneizzata verrà scartata, a causa di uno sfasamento nei dati di 4 anni probabilmente dovuto ad un'errata procedura di merging.

La distribuzione delle stazioni rispetto alla quota è esposto in fig 2.1, mentre in figura 2.2 è riportata la loro collocazione sulla mappa.



(a) Stazioni incluse nel data-set.



(b) Stazioni omogeneizzate incluse nel data-set.

Figura 2.1: Distribuzione in quota delle stazioni utilizzate e delle stazioni utilizzate sottoposte ad omogeneizzazione.

Tabella 2.2: Composizione finale dei data set.

Data set	Serie TN	Serie TX
<i>componente temporale giornaliera</i>	145	139
<i>componente temporale mensile</i>	147	141
<i>climatologie</i>	440	437

## 2.2 Dominio

Per evitare problemi di bordo, la costruzione del data-set giornaliero ad alta risoluzione e la validazione dell'intera procedura verranno effettuate all'interno di un'area centrata sul Trentino Alto Adige in modo che ciascun punto del dominio sia contornato da un sufficiente numero di stazioni in tutte le direzioni. Nello specifico si approssimerà la regione tramite l'utilizzo dei 3 quadrilateri qua descritti:

- Box 1: si estende da latitudine  $45,75^\circ$  a  $46,75^\circ$  e da longitudine  $10,5^\circ$  a  $11,25^\circ$ . Racchiude quasi completamente la valle dell'Adige e si estende a Nord fino alla Val Venosta, inglobando il parco dello Stelvio;
- Box 2: Copre dai  $46^\circ$  ai  $47^\circ$  di latitudine e dagli  $11,25^\circ$  ai  $12^\circ$  di longitudine. Comprende la quasi totalità dell'Alto Adige (esclusa la Val Venosta) oltre all'area del Trentino che va dalla Valsugana alla Val di Fassa;
- Box 3: il più piccolo dei tre box va dai  $12^\circ$  ai  $12,25^\circ$  di longitudine, dai  $46,25^\circ$  ai  $47^\circ$  di latitudine. Racchiude la parte più nordorientale dell'Alto Adige, la Val Pusteria, includendo anche parte dell'alto bellunese, comprese Cortina D'Ampezzo e le Dolomiti di Sesto.

In generale il dominio non copre perfettamente tutta la regione del Trentino Alto Adige, quindi alcune stazioni incluse nel data set risultano escluse da esso.

Le stazioni escluse sono prevalentemente quelle situate nell'alta valle del Piave, più alcune della parte settentrionale del Val Venosta, del Burgraviato e della Val Pusteria. Nonostante ciò, vengono utilizzate tutte le stazioni a disposizione per l'analisi dati,

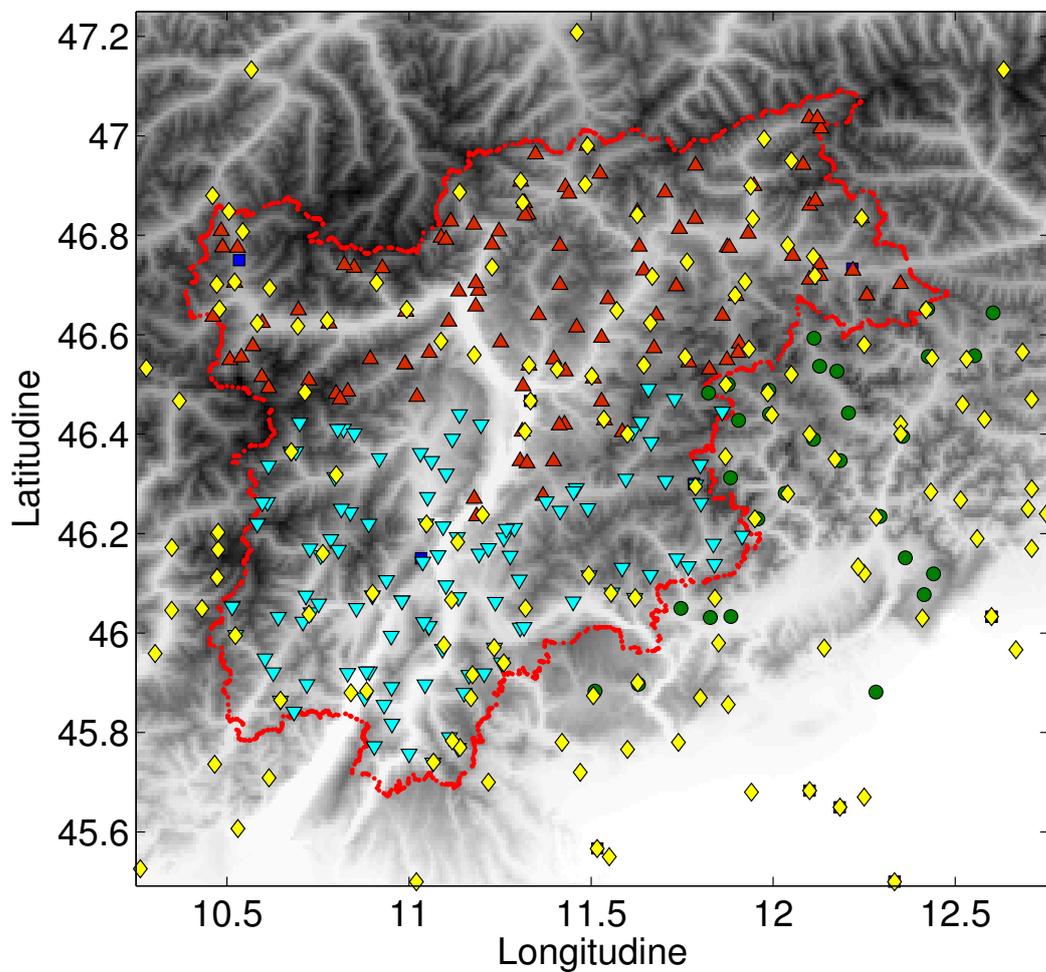


Figura 2.2: Distribuzione delle stazioni di MeteoTrentino (azzurro) e Ufficio Idrografico di Bolzano (rosso), Aeronautica Militare (blu), Arpa Veneto (verde), in giallo le stazioni di cui si dispone delle sole medie climatologiche. In rosso sono tracciati i confini della regione del Trentino Alto Adige.

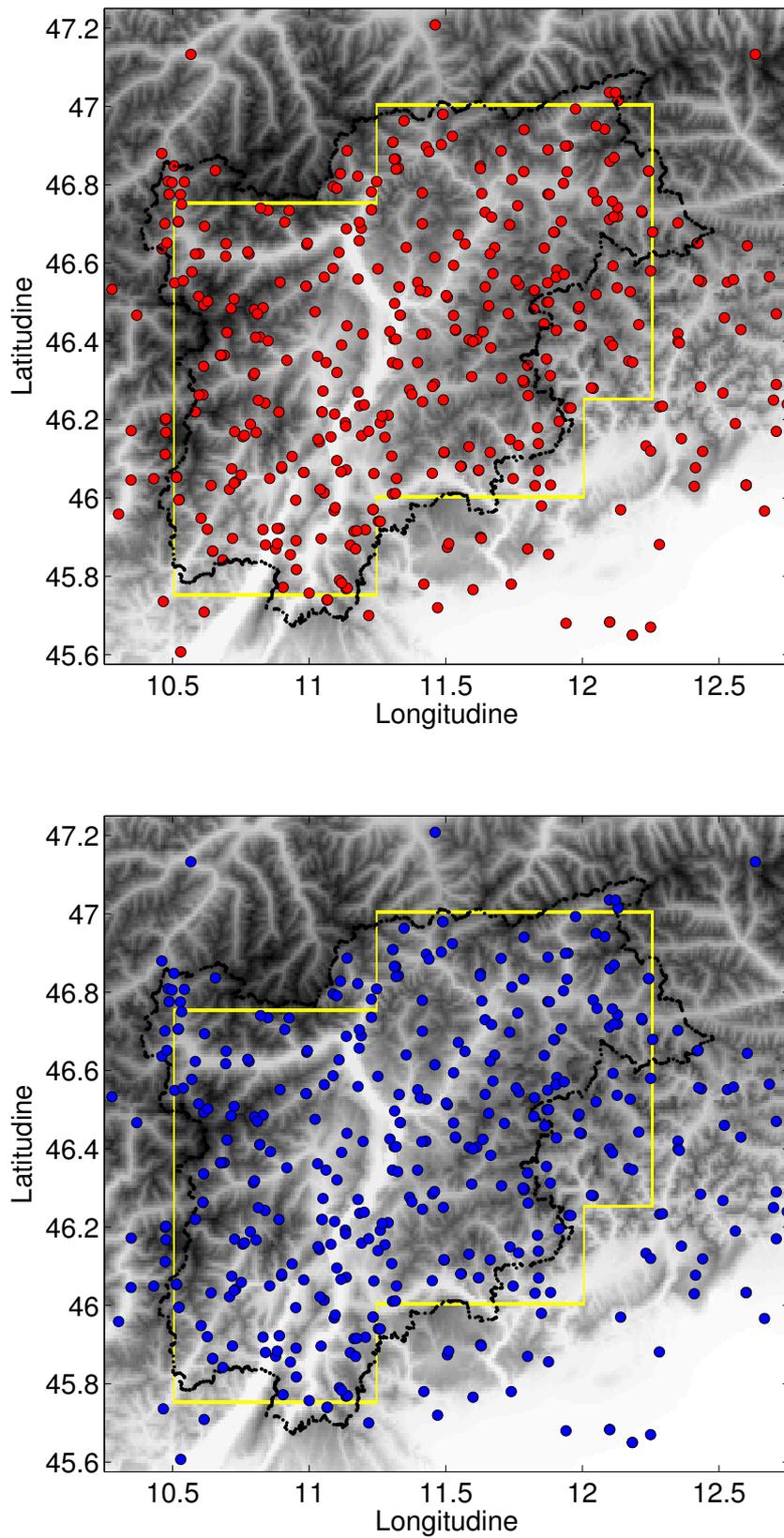


Figura 2.3: Distribuzione delle stazioni impiegate per le temperature massime (rosso) e minime (blu). In giallo sono segnati i confini del dominio, in nero quelli del Trentino Alto Adige.

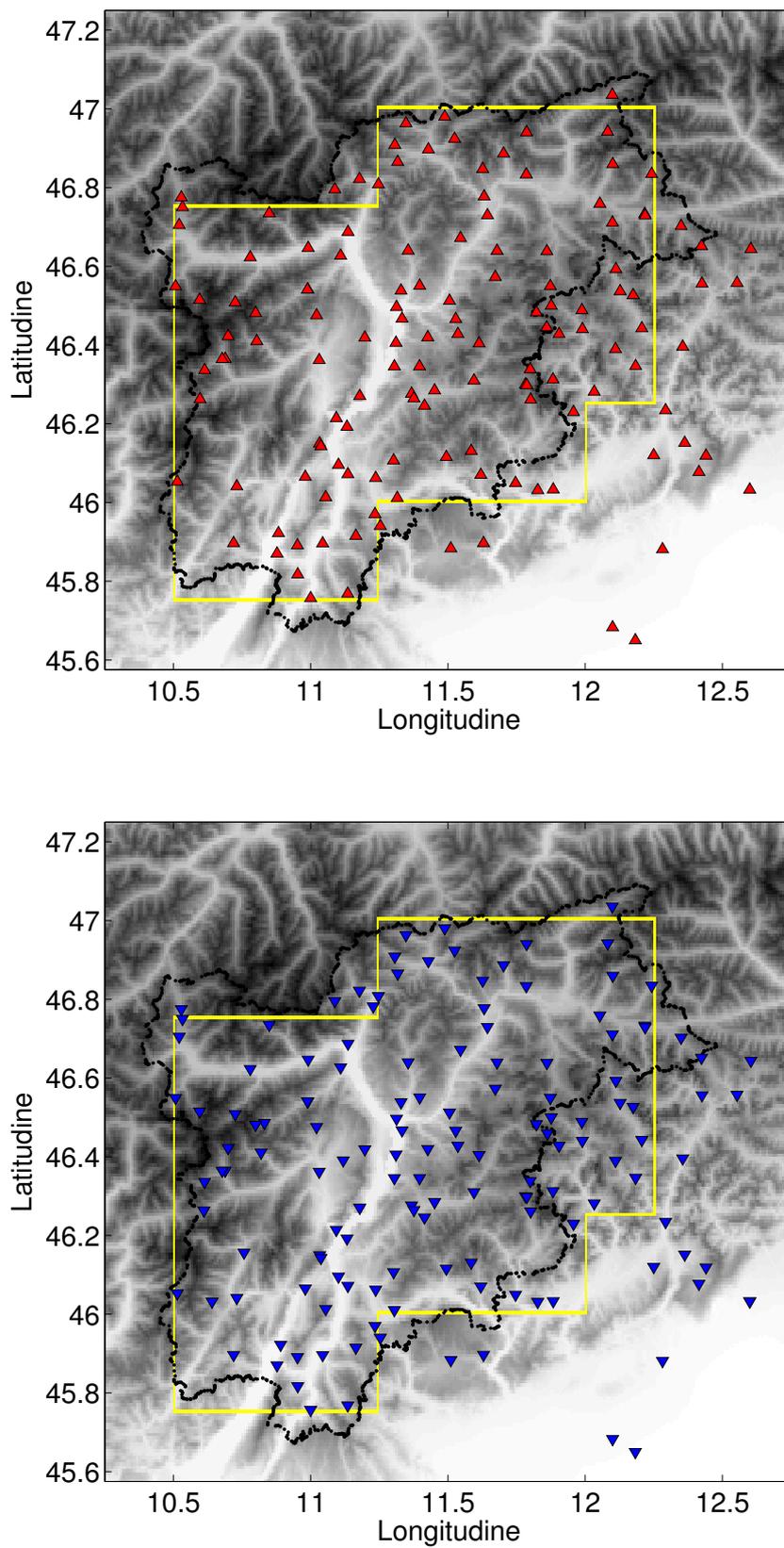


Figura 2.4: Distribuzione delle stazioni impiegate per le temperature massime (rosso) e minime (blu) con serie omogeneizzate. In giallo sono segnati i confini del dominio, in nero quelli del Trentino Alto Adige.

siano esse mensili o giornaliere, l'errore al contrario viene calcolato solo per quelle racchiuse nel dominio di studio poiché è lì che il modello deve essere ottimizzato. Una rappresentazione del dominio e delle stazioni in esso contenute, è riportata nelle figure 2.3 e 2.4. In figura 2.5 è rappresentata la distribuzione delle stazioni incluse nel box.

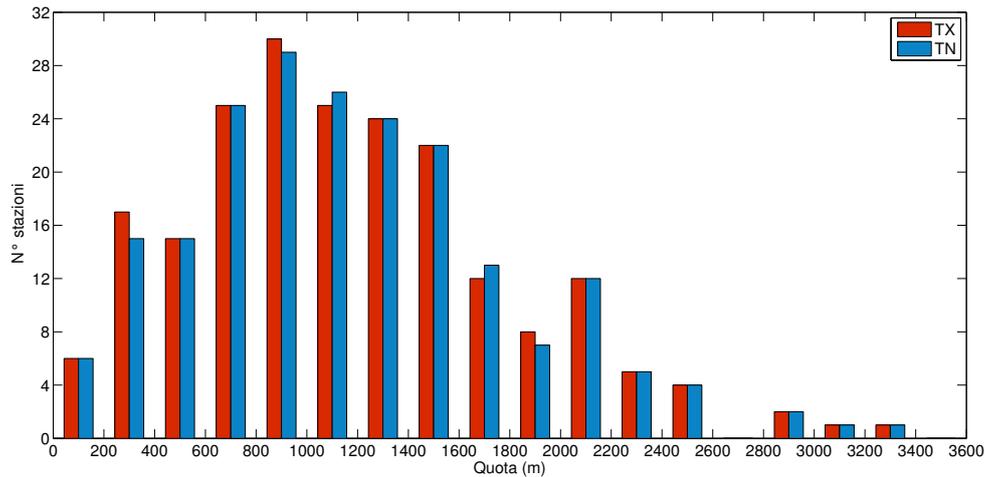


Figura 2.5: Distribuzione in quota delle stazioni situate all'interno del dominio.

## 2.3 Metodo di interpolazione delle climatologie mensili

Per la definizione delle climatologie mensili su un grigliato ad alta risoluzione, è necessario interpolare le medie mensili a disposizione.

A tal proposito si utilizzerà il metodo esposto successivamente, sviluppato da Brunetti et al. (2014) ed impiegato per la realizzazione di un data-set ad alta risoluzione su tutto il territorio italiano.

### 2.3.1 Regressione lineare locale pesata della temperatura rispetto all'elevazione

In questo metodo, che prevede l'impiego di una regressione lineare pesata, per ogni punto di griglia di coordinate  $(\lambda, \phi)$  si calcola la temperatura come:

$$T(\lambda, \phi) = a(\lambda, \phi) + b(\lambda, \phi) \cdot h(\lambda, \phi); \quad (2.3)$$

Dove  $a(\lambda, \phi)$  e  $b(\lambda, \phi)$  rappresentano l'intercetta e la pendenza, mentre  $h(\lambda, \phi)$  è l'elevazione del *DEM* utilizzato al punto di griglia. Per ognuno di questi punti di griglia vengono selezionate le stazioni con il peso maggiore rispetto al punto considerato, usando un minimo di 15 ed un massimo di 40 stazioni (poiché questo è il valore che minimizza l'errore sulla ricostruzione delle stazioni), scelte all'interno di un raggio di 200 *km* dal dato punto di griglia.

Scegliere le stazioni con il peso maggiore rispetto al punto di griglia, ci permette di selezionare quelle con le caratteristiche topografiche maggiormente simili al punto considerato.

Nel caso non vi fossero almeno 15 stazioni disponibili all'interno del suddetto raggio, la temperatura non viene stimata.

Il raggio entro il quale vengono valutate le stazioni è volutamente stato scelto molto ampio perché spesso la distanza radiale non rappresenta il maggior discriminante.

Il peso con cui l'*i*-esima stazione entra nella regressione è calcolato come produttoria di diversi pesi:

$$w_i(\lambda, \phi) = w_i^r(\lambda, \phi) \cdot w_i^h(\lambda, \phi) \cdot w_i^{dsea}(\lambda, \phi) \cdot w_i^{slope}(\lambda, \phi) \cdot w_i^{facet}(\lambda, \phi) \quad (2.4)$$

Dove:

- $w_i^r$  è il peso radiale, inerente alla distanza orizzontale tra il punto in esame e le stazioni;
- $w_i^h$  è il peso di quota; tiene in considerazione la differenza di quota tra il punto in esame e le stazioni, assegnando un peso maggiore a stazioni la cui altitudine è simile.

- $w_i^{dsea}$  è il peso usato per definire il gradiente spaziale di temperatura vicino a grandi masse d'acqua. In questo caso viene assegnato un peso relativamente alto a stazioni la cui distanza dalla costa è simile a quella del punto di griglia considerato;
- $w_i^{slope}$  è il peso inerente alla pendenza del versante. Questo peso tiene in considerazione che alte catene montuose quali possono essere Alpi e Appennini, possono ampiamente modificare la circolazione atmosferica;
- $w_i^{facet}$  è il peso di orientamento del versante. Un versante topografico è definito come un terreno continuo inclinato, con un'unica orientazione, questo peso accomuna stazioni poste su versanti con orientazione simile, a scale differenti, per tenere conto di variazioni nei regimi climatici in cui si può incorrere su versanti opposti, come ad esempio la differente insolazione tra versanti esposti a Nord e a Sud.

Tutti i pesi sono funzioni gaussiane, quindi della forma:

$$w_i^{var}(\lambda, \phi) = e^{-\left(\frac{\Delta_i^{var}(\lambda, \phi)^2}{c_{var}}\right)} \quad (2.5)$$

Dove  $var$  rappresenta la variabile geografica considerata,  $\Delta_i^{var}$  è la differenza tra la variabile nel punto di griglia considerato  $(\lambda, \phi)$  e quello della  $i$ -esima stazione,  $c_{var}$  è il coefficiente che regola la decrescita della funzione peso all'aumentare di  $\Delta_i^{var}$ .

Per una più semplice interpretazione del fattore peso, il coefficiente  $c_{var}$  può essere espresso in termine del valore di  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  per cui il fattore peso risulta pari a 0.5:

$$c_{var} = -\frac{\left(\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}\right)^2}{\ln \frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

La scelta del valore più appropriato per  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  da usare per la funzione peso viene stabilito tramite un processo iterativo in cui si cerca, per ogni mese dell'anno, il valore che restituisce l'errore più basso possibile per ogni stazione.

Per il peso di quota invece, il quale non è costante, si prende come distanza di dimezzamento  $\Delta_{\frac{1}{2}}^h = \min \left\{ \Delta_{\frac{1}{2}}^h, \frac{h}{2} \right\}$ , in modo da avere un peso che decade più rapidamente a

bassa quota che non ad alta quota.

Questa decrescita, più graduale, consente di evitare di sottopesare la stazione nella ricostruzione di punti di griglia isolati e con maggiore elevazione. Inoltre questo ci permette di catturare meglio le inversioni termiche invernali.

In modo simile, per il peso di distanza dal mare si assume come distanza di dimezzamento  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{dsea} = \min \left\{ \Delta_{\frac{1}{2}}^{dsea}, \frac{dsea}{2} \right\}$ , per avere un peso molto discriminante in prossimità della costa, mentre il suo effetto è quasi trascurabile per i punti che si trovano molto lontano dal mare (Brunetti et al., 2014).

Un ulteriore vantaggio nell'utilizzo del metodo basato sulla regressione lineare locale pesata della temperatura, è dato dalla possibilità di stimare l'intervallo di predizione per ogni punto di griglia del dominio.

Questa stima è data dalla varianza della temperatura ad un punto di griglia  $h_{new}$ :

$$s^2\{T_{h_{new}}\} = s^2\{\widehat{T}_{h_{new}}\} + MSE \quad (2.7)$$

Questa stima tiene in considerazione sia la variazione nella possibile locazione della temperatura prevista per una data elevazione ( $s^2\{\widehat{T}_{h_{new}}\}$ ) e delle variazioni delle singole temperature delle stazioni attorno alla retta di regressione ( $MSE$ ); dove  $MSE$  rappresenta il *mean square error* della temperatura osservata alle stazioni comparata a quella ottenuta con il modello regressivo.

Il primo termine dipende dagli errori sui coefficienti di regressione, il secondo dipende dal fatto che la regressione lineare della temperatura rispetto all'elevazione, descrive solo in parte la variabilità della media climatologica della stazione.

Esprimendo  $s^2\{\widehat{T}_{h_{new}}\}$  (cioè la varianza stimata del valore atteso  $s^2\{T_h\}$  rispetto ad una nuova elevazione  $h_{new}$ ), in termini di  $MSE$ , peso delle stazioni  $w_i$  ed elevazione delle stazioni  $h_i$ , si ha:

$$s^2\{T_{h_{new}}\} = MSE \cdot \left\{ 1 + \frac{1}{\sum w_i} + \frac{(h_{new} - \bar{h})^2}{\sum (w_i h_i - \bar{h})^2} \right\} \quad (2.8)$$

Dove  $i$  corre sulle stazioni coinvolte per la ricostruzione del punto di griglia.

Per definire l'intervallo di predizione, con confidenza  $\alpha$ , per un punto di griglia con

elevazione  $h_{new}$ , si può considerare:

$$T_{h_{new}} \pm t_{\frac{1-\alpha}{2}, df} \cdot s\{T_{h_{new}}\} \quad (2.9)$$

Dove  $t$  è il valore di una distribuzione di Student, con  $df$  gradi di libertà, corrispondenti alla probabilità cumulativa  $(1-\alpha)/2$ .  $df$  viene considerato uguale al numero di stazioni considerate nella regressione (Daly et al., 2008, Brunetti et al., 2014).

Al fine di avere un intervallo di predizione facilmente comparabile con il *root mean square error* ottenuto tramite il *leave one out* delle stazioni, si fissa  $\alpha = 0,68$ .

## 2.4 Interpolazione delle anomalie mensili e sovrapposizione con le climatologie

Per quanto riguarda la componente temporale, si esprime ogni serie in anomalie rispetto alla climatologia 1961-1990, sottraendo ad ogni serie mensile il rispettivo valore climatologico.

L'anomalia mensile di ogni serie, per ogni mese, è data da:

$$T'_{m,y} = T_{m,y} - T_m^{cl} \quad (2.10)$$

Dove  $m$  e  $y$  indicano il mese dell'anno e l'anno considerato.

Dopo aver convertito le serie in anomalie, si procede con la loro interpolazione sui medesimi nodi del grigliato per il quale si sono già stimate le climatologie.

Per tale operazione si utilizza un metodo di interpolazione più semplice di quello adottato per le climatologie, avendo le anomalie una coerenza spaziale molto buona (Böhm et al., 2001, Brunetti et al., 2006), come si può vedere in figura 2.6.

In questo caso su ogni punto viene calcolata, per ogni istante temporale, una media pesata delle anomalie delle stazioni disponibili, utilizzando come peso:

$$w = w_i^r \cdot w_i^h \cdot w_i^{ang} \quad (2.11)$$

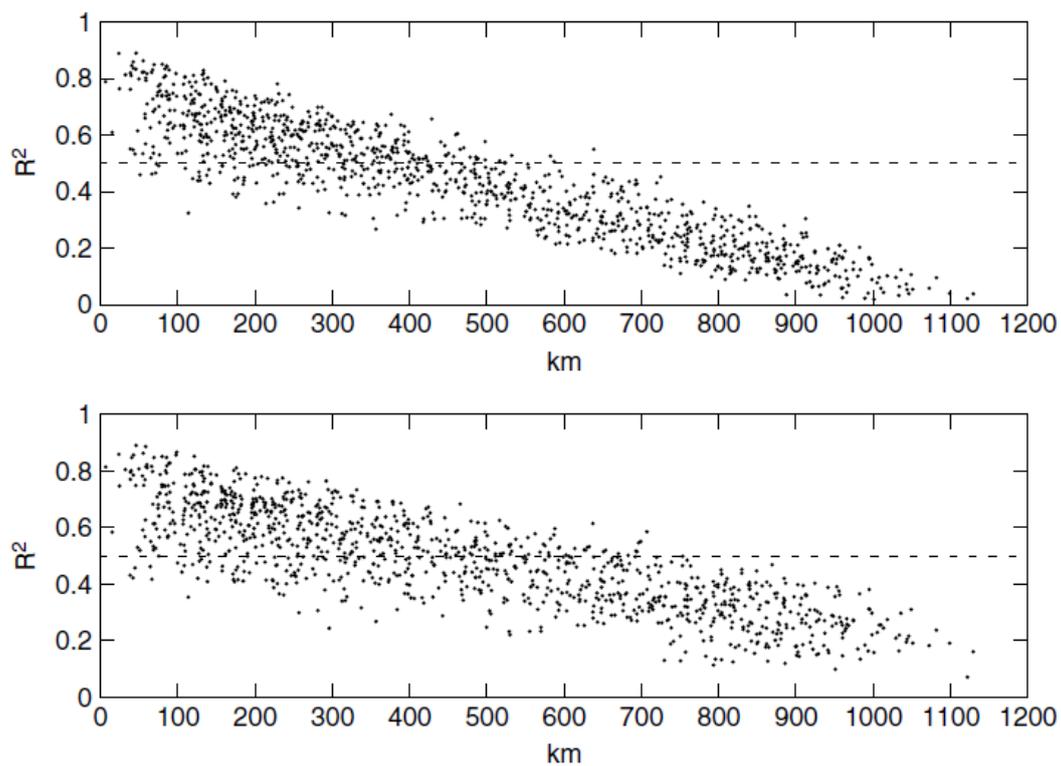


Figura 2.6: Andamento del quadrato del coefficiente di correlazione rispetto alla distanza, per le anomalie di temperatura massima e minima per il nord Italia (Brunetti et al., 2006).

Dove  $w_i^r$  e  $w_i^h$  sono il peso radiale e il peso dovuto alla quota, definiti esattamente con quelli in (2.4), e quindi aventi la forma definita in (2.5);  $w_i^{ang}$  rappresenta invece un peso angolare, definito come:

$$w_i^{ang}(\lambda, \phi) = 1 + \frac{\sum_{l=1}^n w_l^d |1 - \cos \theta_{(\lambda, \phi)}(i, l)|}{\sum_{l=1}^n w_l^d(\lambda, \phi)} \quad (2.12)$$

dove  $w^d$  rappresenta il prodotto del peso radiale  $w^r$  e di quota  $w^h$ , dove  $\theta_{(\lambda, \phi)}(i, l)$  rappresenta l'angolo tra i due punti  $i$  e  $l$  rispetto al punto di coordinate  $(\lambda, \phi)$  (fig. 2.7): risulta pertanto evidente che stazioni molto vicine avranno un peso molto ridotto.

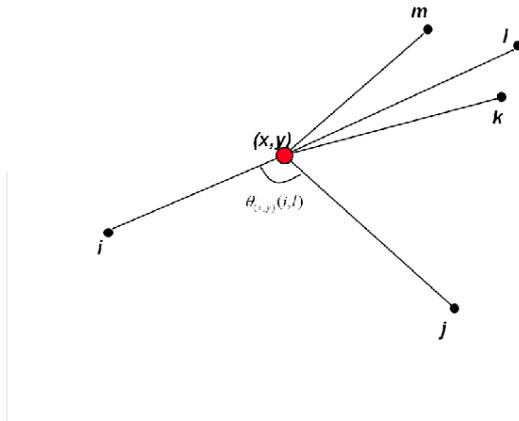


Figura 2.7: Rappresentazione dell'angolo  $\theta_{(x,y)}(i, l)$  rispetto ai punti  $i$  e  $l$  nel punto di coordinate  $(x, y)$ .

Nello specifico il punto viene stimato se vi è almeno una stazione entro  $50 km$  oppure almeno 3 entro  $200km$ , utilizzando poi tutte quelle entro  $200km$ , scartando l'anomalia minima e massima e prendendo una media pesata delle altre.

La funzione di questo peso è proprio quello di limitare i problemi derivanti dalle anisotropie nelle distribuzioni delle stazioni, onde evitare la sovrarappresentazione di stazioni molto vicine a discapito di stazione isolate.

## 2.5 Interpolazione dei dati giornalieri

Per la realizzazione di questo data-set giornaliero, ci si basa sul metodo sviluppato da Di Luzio et al. (2008). Questo metodo consente di calcolare la temperatura giornaliera su tutto il dominio di interesse, partendo dal data set mensile ad alta risoluzione e dalle anomalie giornaliere.

Per ogni stazione, conoscendo la sua temperatura media mensile per il mese  $m$ , si definisce il valore di anomalia giornaliera relativa, ottenuto:

$$T'_{rel} = \frac{T_d - T_m}{T_m} \quad (2.13)$$

con  $T_m$  che rappresenta la temperatura mensile (delle massime o delle minime) della stazione sul mese in esame,  $T_d$  è invece la temperatura del giorno considerato.

I dati giornalieri sono quindi convertiti, all'interno di un dato mese, in anomalie relative alla media del mese corrente.

In questa operazione tutte le temperature vengono convertite in gradi Kelvin, onde evitare problemi di divisione per 0.

Riferendo la (2.13) al punto di griglia  $(\lambda, \phi)$ , sarà possibile scrivere:

$$T'_{rel}(\lambda, \phi) = \frac{T_d(\lambda, \phi) - T_m(\lambda, \phi)}{T_m(\lambda, \phi)} \quad (2.14)$$

A questo punto, conoscendo la temperatura mensile  $T_m(\lambda, \phi)$  e l'anomalia relativa giornaliera  $T'_{rel}(\lambda, \phi)$ , entrambe riferite al punto di griglia  $(\lambda, \phi)$  della regione di studio, sarà possibile esprimere la temperatura giornaliera allo stesso punto, invertendo la (2.14):

$$T_d(\lambda, \phi) = T_m(\lambda, \phi) \cdot T'_{rel}(\lambda, \phi) + T_m(\lambda, \phi) \quad (2.15)$$

Tuttavia, solo  $T_m(\lambda, \phi)$  è nota su ogni punto del grigliato, grazie alla sovrapposizione delle climatologie e delle anomalie mensili interpolate precedentemente;  $T'_{rel}(\lambda, \phi)$  verrà determinato tramite la media pesata (con pesi dati dal prodotto di un peso radiale e uno di quota, entrambi definiti tramite (2.5)), delle anomalie giornaliere relative delle stazioni circostanti.

$$T'_{rel}(\lambda, \phi) = \frac{\sum_i w_i^d \cdot T'^i_{rel}}{\sum_i w_i^d} \quad (2.16)$$

Dove  $T'^i_{rel}$  rappresenta l'anomalia giornaliera relativa della stazione  $i$ -esima definita come in (2.13) e  $w_i^d$  è il relativo peso ad essa associato.

# Capitolo 3

## Analisi dati

### 3.1 Estrazione delle climatologie mensili delle stazioni

Per poter costruire le climatologie mensili, bisogna in primo luogo disporre di serie complete sul periodo a cui la climatologia va riferita, ricostruendo i valori mancanti di una serie attraverso una interpolazione dei valori delle stazioni vicine.

Per far ciò si scrive un apposito programma in MATLAB in cui ogni serie viene analizzata mensilmente e confrontata con le serie delle stazioni vicine.

Le serie che risultano non avere per ogni mese almeno 10 anni di valori, vengono automaticamente scartate, di queste si deciderà di recuperarne alcune a causa della loro particolare posizione in quota.

Data la limitata estensione del dominio, si confronta la stazione relativa al valore mancante con tutte le stazioni del data set, definendo per ogni stazione un peso gaussiano dato dal prodotto di un peso radiale e un peso di quota:

$$\begin{aligned} w_i(r, h) &= w_i^r(r) \cdot w_i^h(h) \\ &= e^{-\left(\frac{\Delta r_i^2}{c_r}\right)} \cdot e^{-\left(\frac{\Delta h_i^2}{c_h}\right)} \end{aligned} \quad (3.1)$$

Dove  $\Delta r_i$  e  $\Delta h_i$  sono definiti come:

$$\Delta r_i = R_{earth} \cdot \arccos[\cos(\phi_j - \phi_i) \cos \lambda_j \cos \lambda_i + \sin \lambda_j \sin \lambda_i] \quad (3.2)$$

$$\Delta h_i = |h_j - h_i| \quad (3.3)$$

$\Delta r_i$  è la distanza orizzontale tra le due stazioni considerate, calcolata come la distanza tra due punti posti su una sfera: di conseguenza  $\lambda_j$ ,  $\lambda_i$ ,  $\phi_j$  e  $\phi_i$  sono rispettivamente latitudine e longitudine della stazione esaminata con il valore mancante  $j$  e la stazione  $i$ -esima di riferimento;  $R_{earth}$  è il raggio terrestre (6371 km), mentre  $\Delta h_i$  è la differenza in modulo delle quote delle due stazioni.

I termini  $c_r$  e  $c_h$  rappresentano il fattore peso dato da (2.6) per il peso radiale e per il peso di quota.

In questo caso le distanze di dimezzamento sono state poste pari a  $5 \cdot 10^4 m$  per il peso radiale e  $10^3 m$  per il peso di quota.

Quindi per ogni mese mancante della stazione esaminata, si cercano almeno 5 stazioni di riferimento, partendo da quella col peso maggiore, la cui serie soddisfi due requisiti:

- siano disponibili in corrispondenza del dato mancante da ricostruire;
- abbiano per il mese considerato almeno 10 anni di valori utili in comune con la serie da ricostruire;

Questi due requisiti vengono richiesti al fine di considerare le stazioni più vicine e allo stesso tempo con un sufficiente numero di registrazioni in comune nello stesso mese dell'anno.

Una volta trovate 5 stazioni soddisfacenti questi criteri si calcolano le 5 stime della temperatura della stazione in esame per il mese mancante (utilizzando le 5 serie di riferimento selezionate) col seguente metodo:

$$T_{m,y}^j = T_{m,y}^i + (\bar{T}_m^j - \bar{T}_m^i) \quad (3.4)$$

Dove:

$$\bar{T}_m^j = \frac{\sum_{k=1}^n T_{m,k}^j}{n} \quad (3.5)$$

$$\bar{T}_m^i = \frac{\sum_{k=1}^n T_{m,k}^i}{n} \quad (3.6)$$

Sono il valore medio della temperatura per il mese considerato su tutti i dati in comune tra la stazione in esame  $j$  e la stazione  $i$ -esima,  $m$  è il mese in esame,  $n$  è il numero di anni in comune tra le due serie, esclusi gli anni mancanti.

Ricavate così le 5 stime della temperatura usando come riferimento le 5 stazioni aventi il peso maggiore, si prende la loro mediana come miglior stima.

Per valutare la validità e l'accuratezza di tale metodo e per calcolarne l'errore, si utilizza il metodo del *leave one out*.

Questo metodo consiste nella costruzione, per ogni serie, di una serie sintetica, ovvero una serie indipendente dalla serie originale ma riferita alle stesse coordinate della stazione, ricavando ogni valore tramite il metodo precedentemente illustrato.

Questo ci permette di calcolare alcuni errori: il *bias* (3.7), il *mean absolute error* (MAE) (3.8) e il *root mean square error* (RMSE) (3.9) sul dato ricostruito rispetto al valore vero della serie.

$$bias = \frac{\sum_{m=1}^N (T_m^s - T_m^o)}{N}, \quad (3.7)$$

$$MAE = \frac{\sum_{m=1}^N |T_m^s - T_m^o|}{N}, \quad (3.8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{m=1}^N (T_m^s - T_m^o)^2}{N}}. \quad (3.9)$$

Dove  $T_m^s$  e  $T_m^o$  rappresentano rispettivamente la temperatura stimata e la temperatura osservata per il mese  $m$ -esimo,  $N$  è il numero di mesi in comune.

In seguito sono riportati i boxplot per il *bias* (fig. 3.1) e il *RMSE* (fig. 3.2) per le serie mensili sui 12 mesi. I valori riportati in rosso sono i dati che si discostano più di 1,5 deviazioni standard dalla mediana.

Una volta ottenute le serie mensili complete, si può calcolarne la climatologia come la media mese per mese, sul trentennio che va dal 1961 al 1990:

$$T_m^{cl} = \frac{1}{30} \sum_{y=1961}^{1990} (T_{m,y}) \quad m = 1, 2 \dots 12. \quad (3.10)$$

La climatologia viene calcolata sul periodo che va dal 1961 al 1990 poiché risulta essere il periodo con più valori climatologici di riferimento a disposizione, tenendo presente

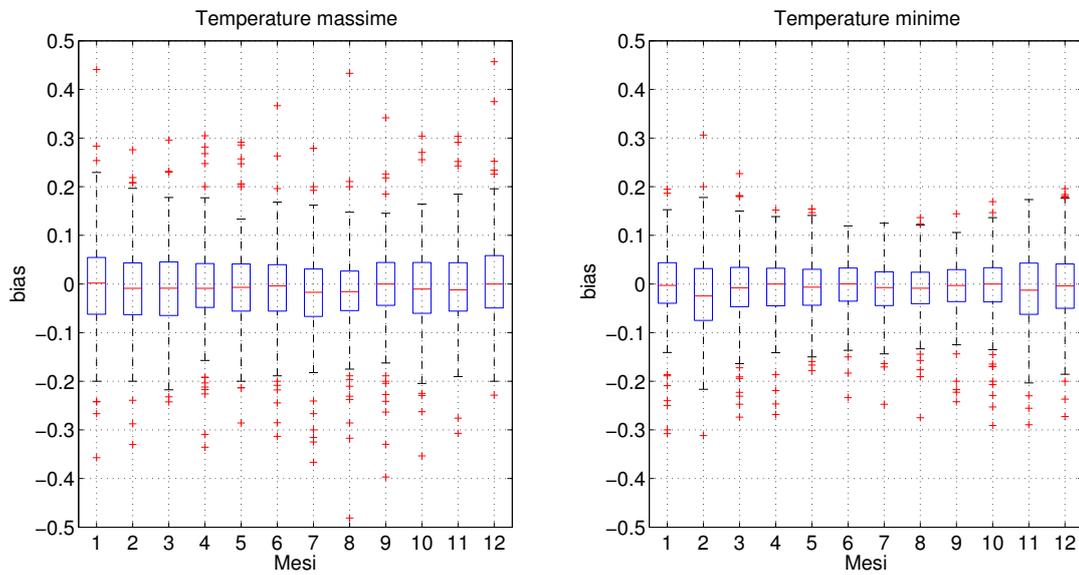


Figura 3.1: Boxplot del *bias* per le temperature massime e minime sui 12 mesi.

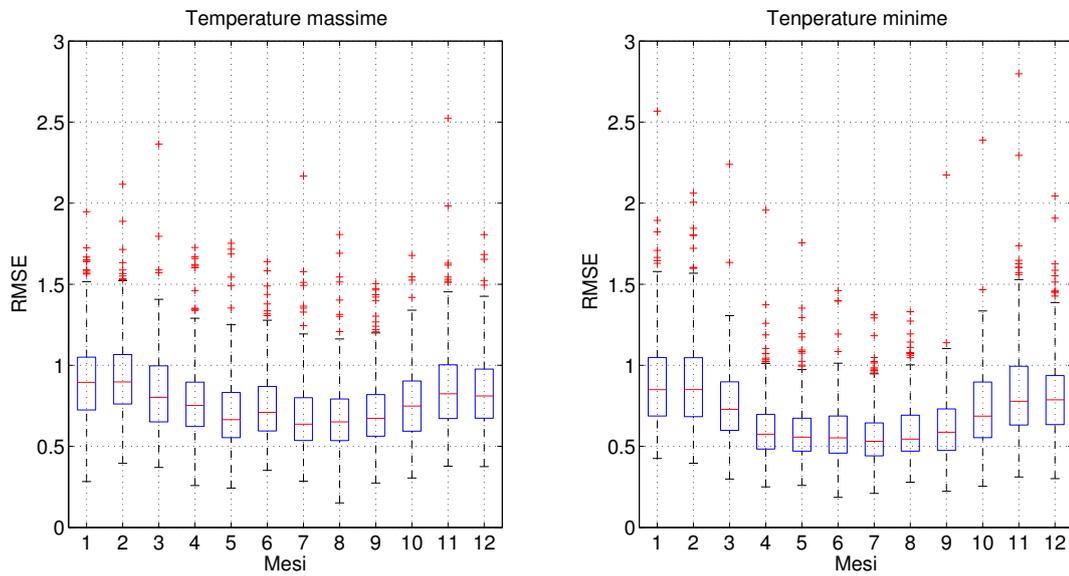


Figura 3.2: Boxplot del *RMSE* per le temperature massime e minime sui 12 mesi.

che per 219 stazioni si ha a disposizione solamente le climatologie per il trentennio 61-90.

## 3.2 Ottimizzazione del modello e interpolazione delle climatologie

Una volta ricavato il valore normale delle climatologie per ogni stazione, si procede con l'interpolazione dei valori su griglia mediante un programma scritto in Fortran.

La griglia su cui si vanno ad interpolare le climatologie, posta su un modello di elevazione digitale, è un reticolato con passo di griglia pari a 30 secondi d'arco, corrispondenti a circa 800 *m*.

A tal proposito si impiega come modello la regressione lineare locale pesata di temperatura *versus* elevazione, precedentemente illustrato.

Poiché gli unici meta-dati disponibili per le stazioni sono longitudine, latitudine e quota, gli altri parametri geografici, cioè la pendenza e orientazione del versante e la distanza dal mare, vengono valutati dal *DEM* a 30 secondi d'arco, assegnando alla stazione i parametri relativi al punto di griglia del *DEM* più prossimo alla stazione.

Nello specifico, il parametro inerente all'orientazione del versante è rappresentato da un numero reale, rappresentante l'angolo di orientazione del versante in gradi sessagesimali, dove lo zero indica il versante esposto a Nord, mentre per le regioni pianeggianti si assegna il valore simbolico di  $-1$  come orientazione indefinita; la pendenza è espressa come la variazione di quota rispetto alla distanza orizzontale, entrambe espresse in metri.

Infine la distanza dal mare, espressa in *km*, è definita come la distanza minima ottenibile tra la stazione ed un punto di griglia del *DEM* rappresentante un'area marina, data dalla somma della distanza orizzontale e 10 volte la somma di tutti i dislivelli presenti lungo tale linea retta.

Il programma oltre all'interpolazione delle climatologie sui punti di griglia, può restituire la ricostruzione delle climatologie delle stazioni stesse tramite il *leave one out*.

In questo caso, il programma restituisce in un file le climatologie sintetiche delle stazioni (costruite in modo indipendente dai dati osservati) e le loro climatologie calcolate dalle osservazioni.

In un altro file sono riportate le serie e i rispettivi mesi in cui la differenza tra climatologia sintetica e quella osservata risulta superiore a 3 gradi.

Le stazioni presenti in quest'ultimo file, in cui la maggior parte o la totalità dei mesi risultavano ricostruiti con uno scarto maggiore ai 3 gradi, sono state sottoposte ad un ulteriore controllo volto a verificare se le loro coordinate rimandavano a particolari posizioni topografiche o geografiche.

Ad esempio, stazioni poste in vallate che si sviluppano in direzione Nord-Sud, si ritiene ragionevole possano presentare valori climatologici di temperatura più elevati, soprattutto per i valori massimi, a causa di una maggiore esposizione alla radiazione; viceversa stazioni collocate in valli che si sviluppano in direzione Ovest-Est ci si aspetta ricevano meno radiazione e quindi possano riportare valori climatologici più freddi del normale.

Queste stazioni è probabile che vengano ricostruite male se non vi sono stazioni con caratteristiche simili nelle vicinanze. Esse vengono quindi ritenute corrette ed è importante mantenerle nel data-set per una più realistica ricostruzione di quelle aree.

Tuttavia 3 stazioni risultando ricostruite male per tutti i mesi, sia nella minime che nelle massime, e non presentando particolari caratteristiche topografiche, sono state scartate.

Per esempio, una di esse, posta ad una quota rilevante di circa 2000 m di altitudine, risultava essere ricostruita con valori climatologici di svariati gradi inferiori a quelli misurati, i quali a loro volta, risultavano avere valori tipici di una stazione di pianura, quindi è stata eliminata dal data set poiché molto probabilmente la stazione non risulta schermata bene dalla radiazione solare.

Altre serie invece, ricostruite male solo in certi mesi ma non aventi anomalie particolari, sono state conservate.

Tuttavia, in generale, risultano essere in maggior numero i mesi ricostruiti male per le serie di temperature massime rispetto alle minime.

Una volta eliminate dal data-set queste serie, ritenute non corrette, il programma viene rilanciato e ottimizzato per minimizzare l'errore.

L'ottimizzazione del codice, effettuato all'interno del dominio di lavoro descritto nella sezione 2.2, avviene ricercando i valori di  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$  (2.6) per i quali il  $RMSE$  calcolato sulle stazioni con tecnica *leave one out* risulta minimo. Si riportano in seguito le scelte effettuate per ogni  $\Delta_{\frac{1}{2}}^{var}$ :

**Distanza**

Il  $\Delta_{\frac{1}{2}}^r$  varia da mese a mese e viene ricercato in un intervallo che varia dai 5 ai 50 km, raggiungendo la distanza minima di dimezzamento per le temperature minime e in generale durante i mesi invernali (gennaio), mentre il massimo si ottiene per le temperature massime autunnali (ottobre).

In figura 3.3 e 3.4, viene mostrata a titolo di esempio, l'ottimizzazione del peso radiale per i mesi di gennaio e luglio, per le temperature minime e massime rispettivamente.

**Elevazione**

$$\Delta_{\frac{1}{2}}^h = \begin{cases} 250 \text{ m} & \text{se } h \leq 500 \text{ m}, \\ \frac{h}{2} \text{ m} & \text{se } h > 500 \text{ m}. \end{cases}$$

Dove  $h$  è la quota del punto per il quale si sta stimando la climatologia.

**Distanza dal mare**

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

Dove  $dsea$  è la distanza dal mare del punto per il quale si sta stimando la climatologia.

**Pendenza del versante**

$$\Delta_{\frac{1}{2}}^{slope} = 0.5 \frac{m}{m} \quad (3.11)$$

**Orientamento**

$$\Delta_{\frac{1}{2}}^{facet} = \pi \quad (3.12)$$

Dove  $\Delta_i^{facet}(\lambda, \phi)$  è definita come:

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

Dove  $fc(\lambda, \phi)$  e  $fc_i$  sono rispettivamente l'orientazione del versante del punto per il quale si sta stimando la climatologia e dell' $i$ -esima stazione.

Vengono riportati in seguito in tabella 3.1 e 3.2 a titolo di esempio i valori ottimali adottati per la distanza di dimezzamento del peso radiale insieme al  $RMSE$  associato al modello ottimizzato, per i 12 mesi e per il valore annuale.

Contrariamente a quello che ci si aspetterebbe dagli studi incontrati in letteratura (Daly et al., 2008, Di Luzio et al., 2008, Frei2014, Hiebl and Frei, 2015) l'errore risulta inferiore per le temperature minime rispetto alle massime.

In generale l'errore risulta minimo per i mesi primaverili per le temperature minime e nei mesi estivi per le massime, nei mesi invernali invece risulta massimo per entrambi i parametri.

Una volta ultimata l'ottimizzazione del codice, viene fatto girare nuovamente il programma per la creazione di climatologie sul grigliato.

Nelle immagini in fig. 3.5 e 3.6, sono riportati, i valori ricostruiti e quelli osservati in funzione della quota per i valori climatologici di gennaio e luglio, per temperature minime e massime.

Come si può apprezzare dalle immagini, non risulta esservi un evidente e sistematico discostamento tra le temperature ricostruite e quelle osservate, esse risultano essere più coerenti per le temperature massime che per le minime, soprattutto per le temperature ricostruite. Questo andamento è ulteriormente sottolineato in fig. 3.7 e 3.8, in cui si nota esservi un buona relazione lineare tra la componente ricostruita e quella osservata. Non si nota inoltre un discostamento delle temperature dalla linea d'identità, segno che durante la ricostruzione esse non vengono sovrastimate o sottostimate.

Come ulteriore verifica, si calcola il *bias* tra valori ricostruiti e valori osservati. I risultati ottenuti, riportati in figure 3.9 e 3.10 tramite l'utilizzo dei boxplot, sono divisi per fasce d'altitudine per verificare che non vi siano errori sistematici nelle varie fasce altimetriche. Come si può vedere queste fasce non sono omogenee, nello specifico, vengono accorpati i valori relativi alle stazioni a bassa quota (sotto ai 500 m) e quelle a quota più alta (sopra ai 2000 m), dal momento che non vi sono molte stazioni situate a queste quote. Infatti creando boxplot con pochi dati, si corre il rischio che pochi valori anomali possano influenzarne la rappresentazione.

Le mediane dei boxplot risultanti risultano posizionate approssimativamente sullo zero, con uno scostamento massimo di circa mezzo grado, segno che non vi è la presenza di

Tabella 3.1: *Mean absolute error, bias e root mean square error per le temperature massime e distanza di dimezzamento.*

Mese	<i>MAE</i>	<i>bias</i>	<i>RMSE</i>	$\Delta_{\frac{1}{2}}^r$
<i>Gennaio</i>	1,24	-0,040	1,57	11 km
<i>Febbraio</i>	1,15	-0,014	1,48	20 km
<i>Marzo</i>	1,17	0,001	1,49	15 km
<i>Aprile</i>	1,04	0,007	1,36	19 km
<i>Maggio</i>	1,02	-0,003	1,30	19 km
<i>Giugno</i>	1,01	-0,014	1,29	20 km
<i>Luglio</i>	0,99	-0,003	1,27	15 km
<i>Agosto</i>	1,00	0,004	1,29	18 km
<i>Settembre</i>	0,99	0,015	1,28	20 km
<i>Ottobre</i>	0,99	0,019	1,30	24 km
<i>Novembre</i>	1,01	0,009	1,32	20 km
<i>Dicembre</i>	1,18	-0,020	1,50	18 km
<i>Annuale</i>	0,95	-0,003	1,22	/

Tabella 3.2: *Mean absolute error, bias e root mean square error per le temperature minime e distanza di dimezzamento.*

Mese	<i>MAE</i>	<i>bias</i>	<i>RMSE</i>	$\Delta_{\frac{1}{2}}^r$
<i>Gennaio</i>	1,12	-0,043	1,40	11 km
<i>Febbraio</i>	1,05	-0,027	1,32	11 km
<i>Marzo</i>	0,89	-0,025	1,10	11 km
<i>Aprile</i>	0,78	-0,003	0,97	12 km
<i>Maggio</i>	0,79	0,002	1,00	12 km
<i>Giugno</i>	0,79	0,008	0,99	12 km
<i>Luglio</i>	0,83	0,017	1,03	11 km
<i>Agosto</i>	0,82	0,008	1,03	11 km
<i>Settembre</i>	0,82	0,011	1,02	11 km
<i>Ottobre</i>	0,82	-0,004	1,02	11 km
<i>Novembre</i>	0,87	-0,027	1,07	11 km
<i>Dicembre</i>	1,00	-0,032	1,26	11 km
<i>Annuale</i>	0,85	-0,010	1,05	/

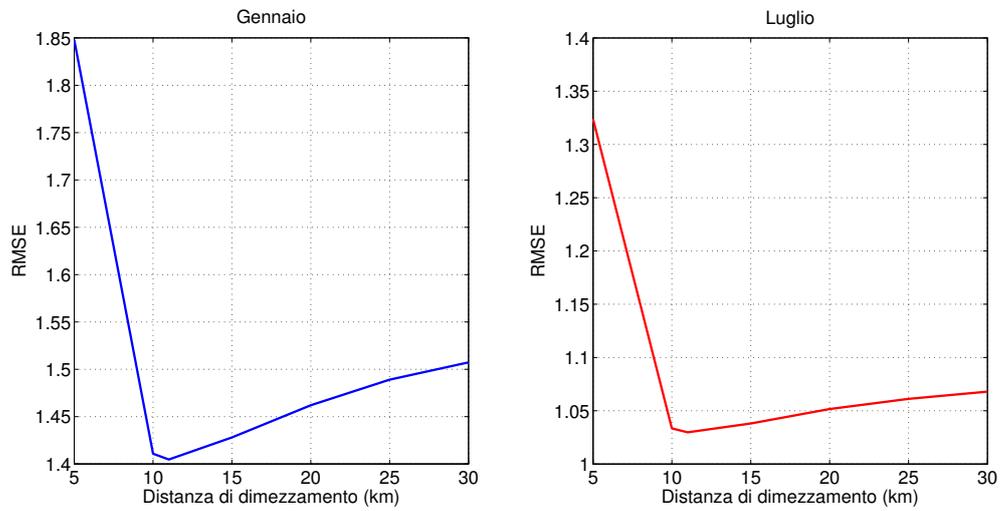


Figura 3.3: Andamento del  $RMSE$  con il variare della distanza di dimezzamento, per le temperature minime, per i mesi di Gennaio e Luglio.

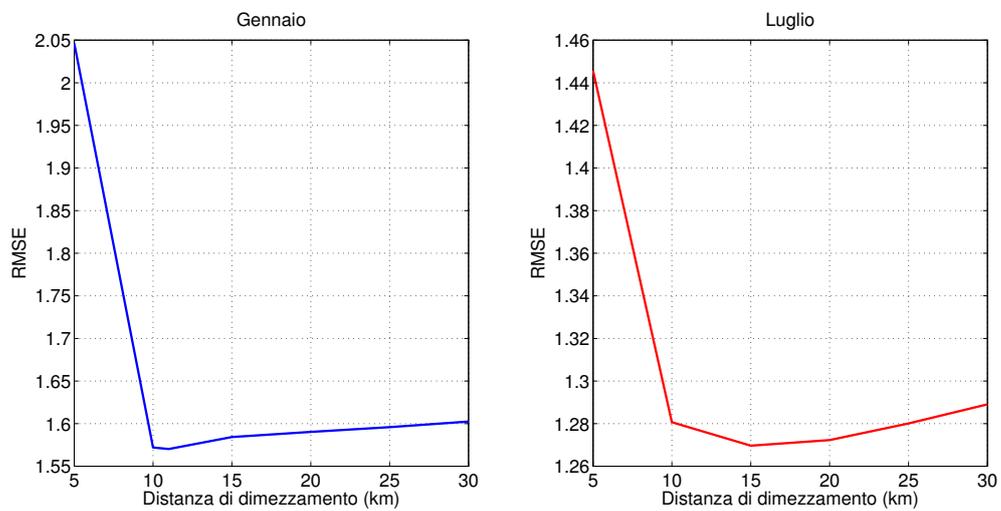


Figura 3.4: Andamento del  $RMSE$  con il variare della distanza di dimezzamento, per le temperature massime, per i mesi di Gennaio e Luglio.

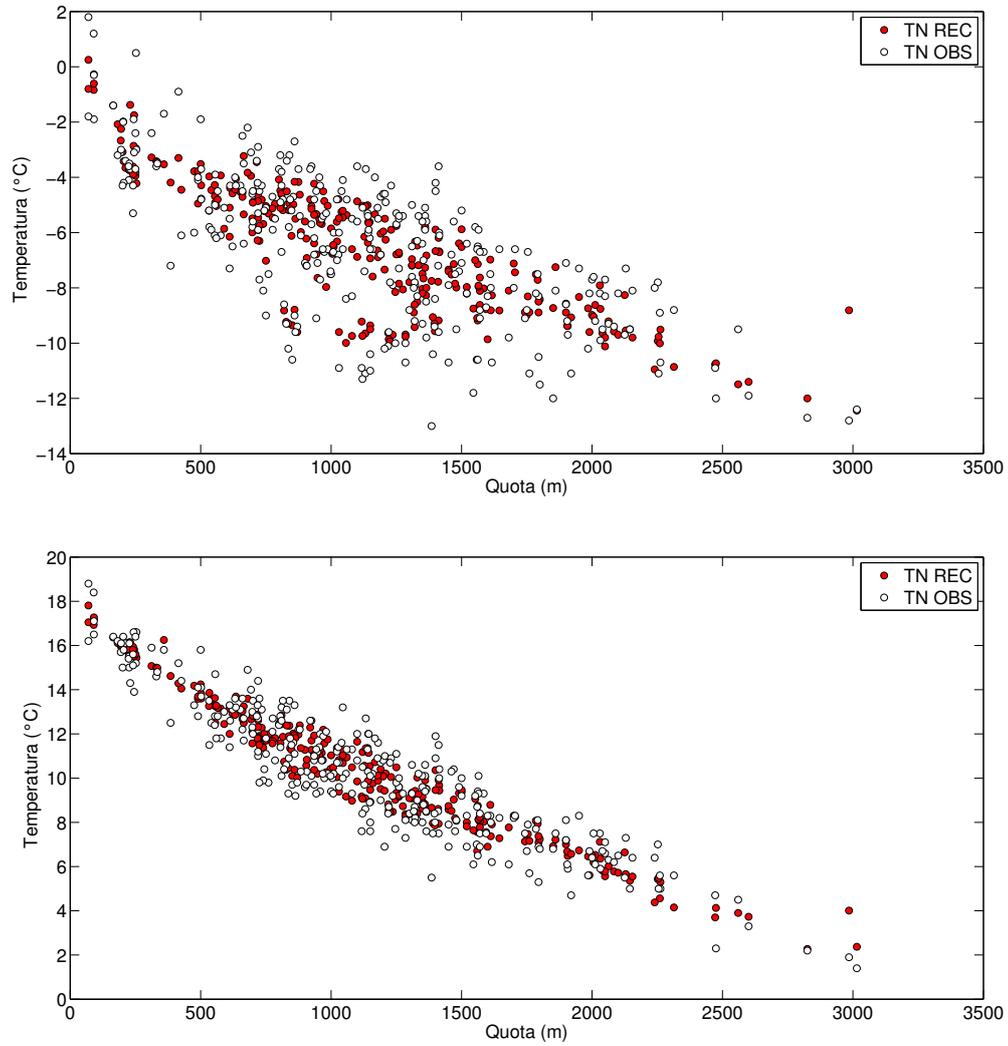


Figura 3.5: Scatterplot delle temperature minime ricostruite (rosso) e osservate (bianco) rispetto alla quota, per i mesi di gennaio e luglio.

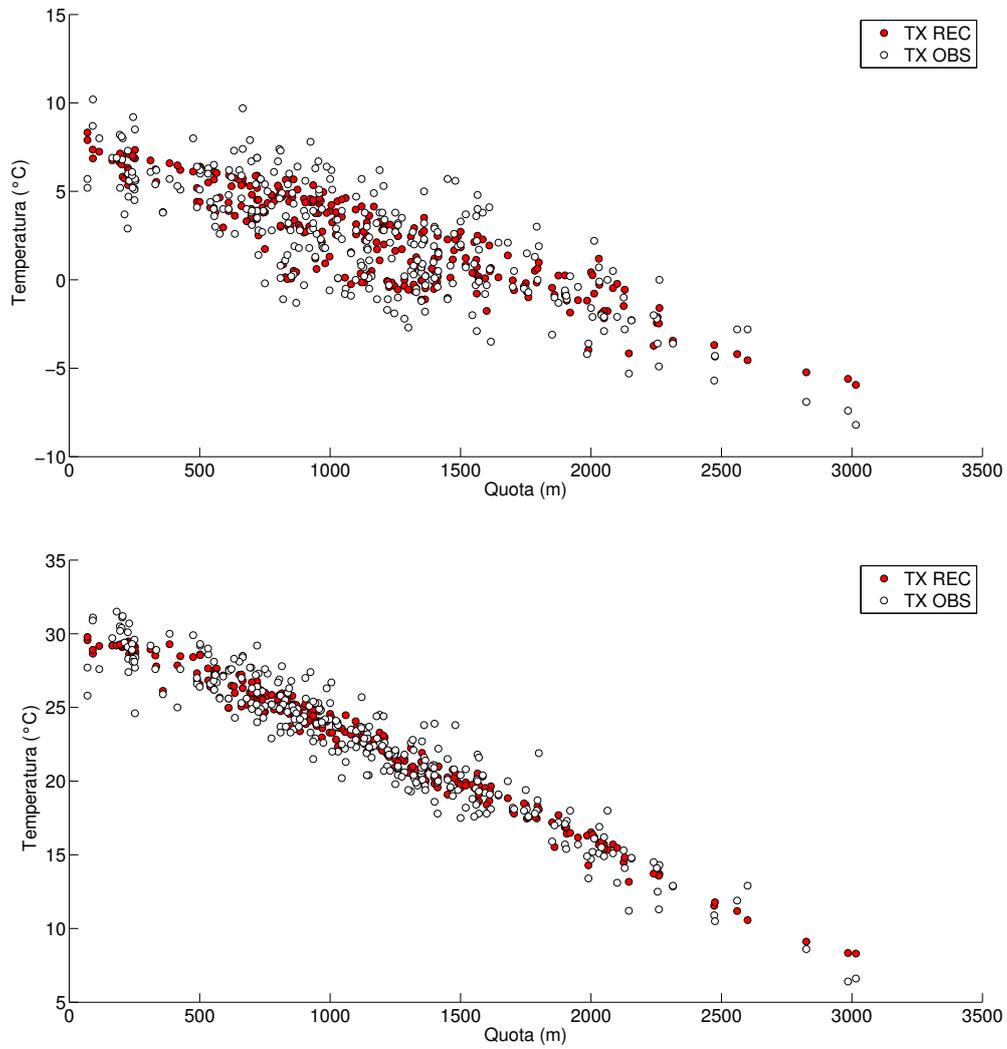


Figura 3.6: Scatterplot delle temperature massime ricostruite (rosso) e osservate (bianco) rispetto alla quota, per i mesi di gennaio e luglio.

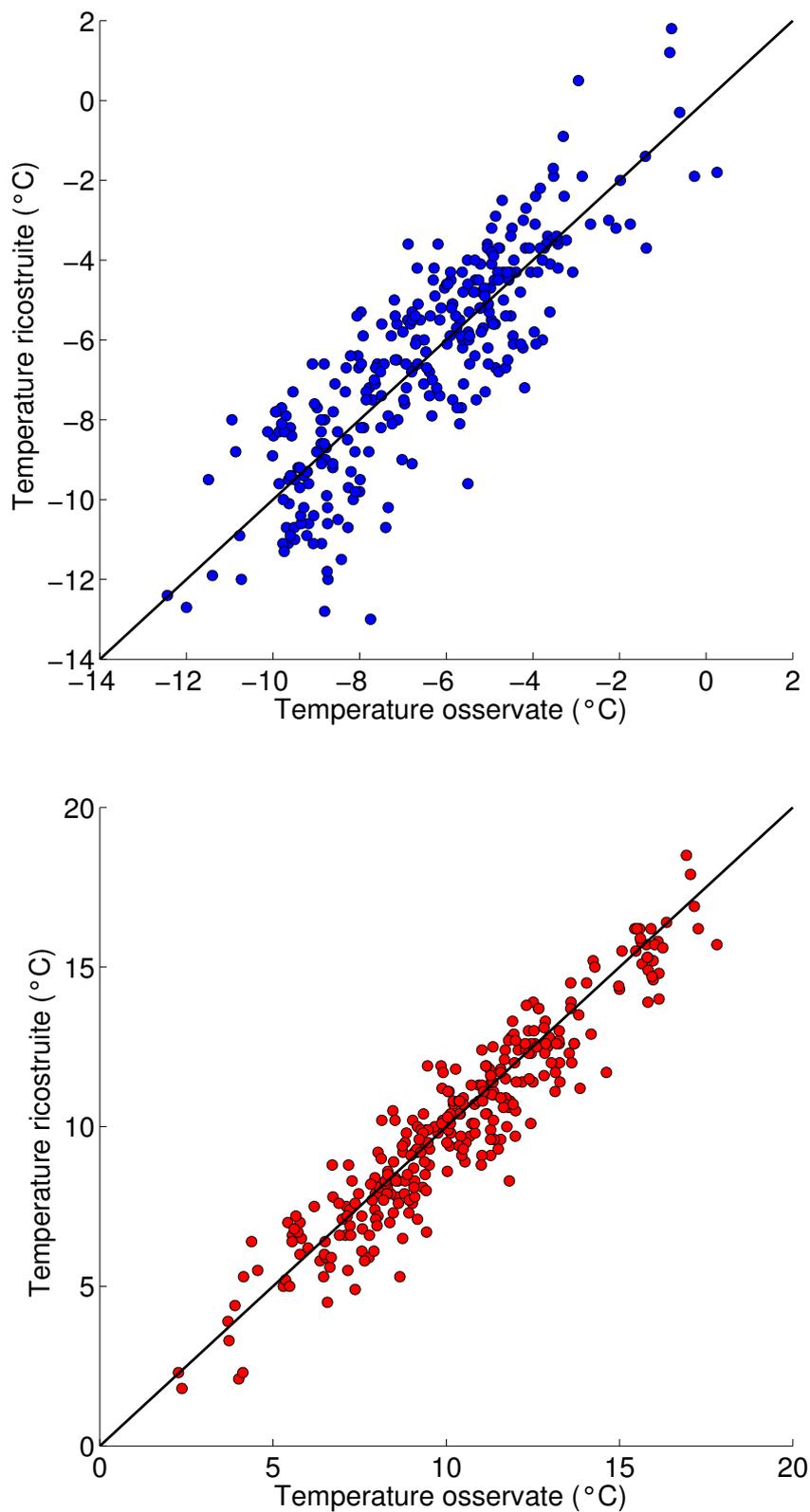


Figura 3.7: Scatterplot delle temperature minime ricostruite rispetto alle osservate, per i mesi di gennaio e luglio.

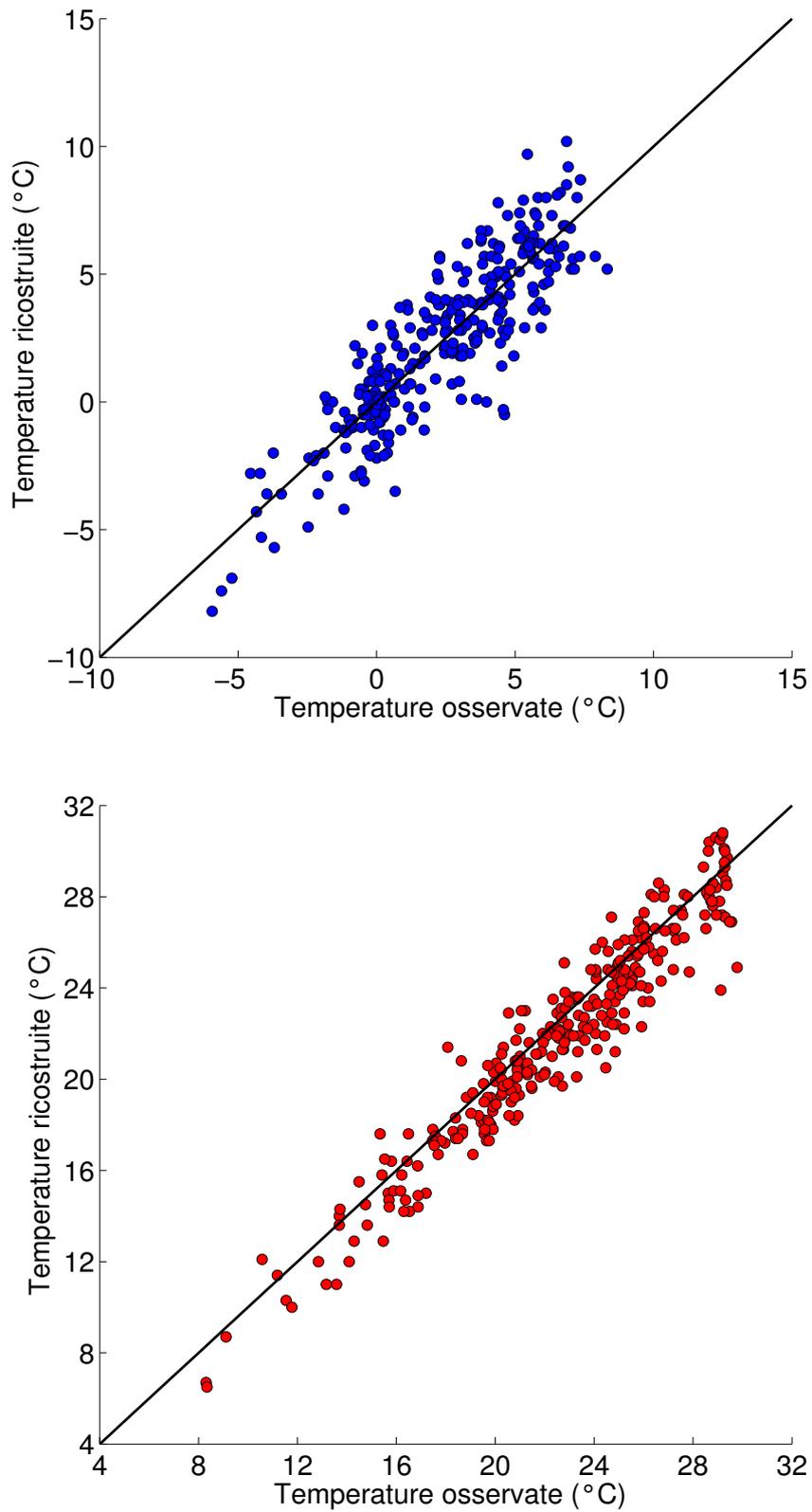


Figura 3.8: Scatterplot delle temperature massime ricostruite rispetto alle osservate, per i mesi di gennaio e luglio.

### 3.3. INTERPOLAZIONE DELLE ANOMALIE MENSILI DELLE STAZIONI E SOVRAPPOSIZIONE

un errore sistematico nella ricostruzione della temperatura.

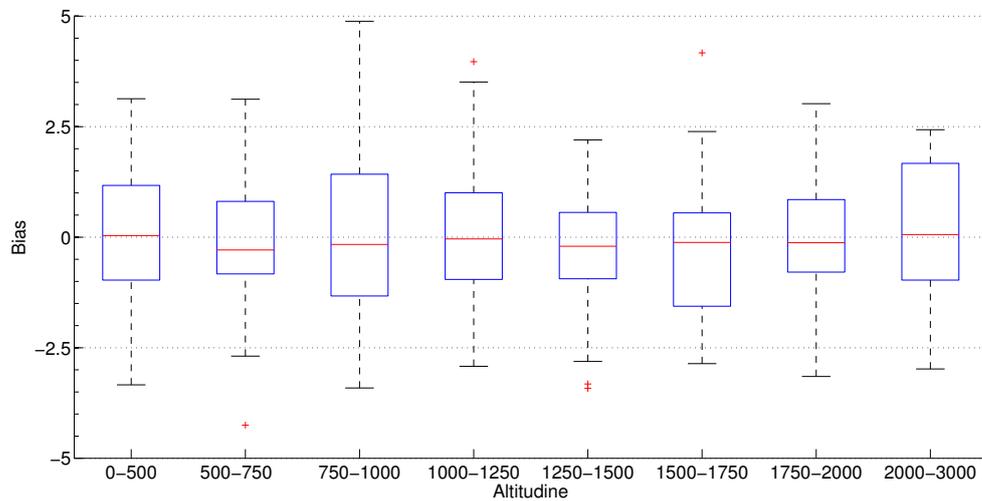
In figura 3.11 e 3.12 sono riportate le climatologie graficate su mappa per i mesi di gennaio, aprile, luglio e ottobre, sia per le massime che per le minime. Esse sono state calcolate solo sul dominio. Si calcola anche l'intervallo di confidenza, dato da (2.7), inerente alle temperature ricostruite, per ogni punto di griglia per i mesi di gennaio e luglio. I risultati sono mostrati in figure 3.13 e 3.14. Si noti come l'intervallo di confidenza risulti generalmente maggiore nella parte inferiore della regione per le temperature massime, evidenziando nella fattispecie l'area della provincia di Trento, al contrario il territorio dell'Alto Adige risulta rappresentato meglio.

Per le temperature minime invece la distribuzione della varianza sembra essere esattamente la stessa sia per gennaio che per luglio, ma con valori inferiori per i mesi estivi. Curioso e decisamente marcato è l'andamento che si riscontra per le temperature massime nel mese di luglio nella bassa valle dell'Adige e l'alto Garda, questo potrebbe essere legato all'influenza del lago e delle brezze che spirano da esso. Bisogna però tenere in considerazione che il lago di Garda, sebbene tra tutti i laghi d'Italia sia il maggiore e il più influente sulle temperature (Brunetti et al., 2014), ad esso non viene dato peso nel metodo utilizzato; infatti il peso dato dalla distanza dal mare prende in considerazione solamente le superficie marine.

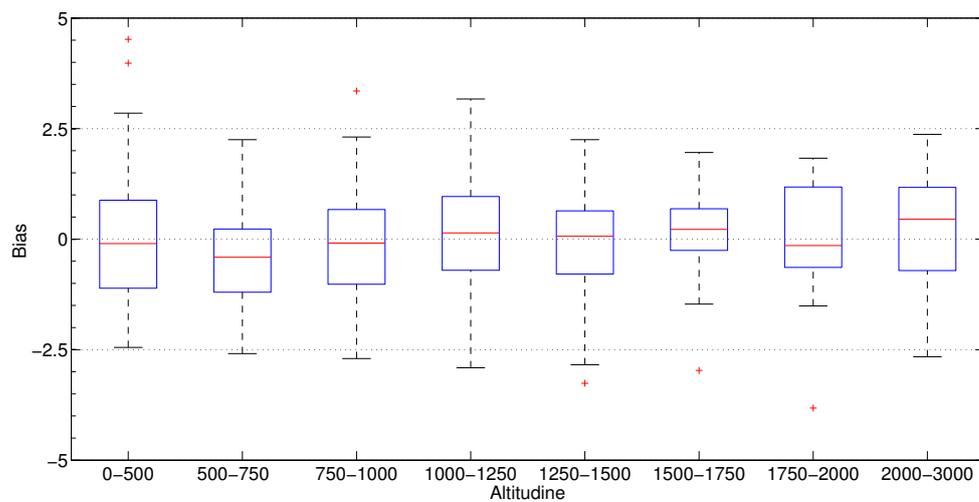
Inoltre confrontando l'intervallo di predizione con la distribuzione delle stazioni in mappa non sembra esservi una correlazione evidente tra le due, segno che probabilmente tale incertezza è maggiormente legata alle caratteristiche geografiche e fisiografiche del territorio, o alla qualità dei dati stessi.

### **3.3 Interpolazione delle anomalie mensili delle stazioni e sovrapposizione con le climatologie**

Per l'interpolazione delle anomalie mensili si utilizza un apposito codice scritto in Fortran, il quale, conoscendo le anomalie mensile per ogni stazione, stima per ogni punto della griglia l'anomalia risultante da una media pesata come descritto nella sezione 2.4. Data l'elevata densità spaziale delle stazioni utilizzate tuttavia non si incorre in problematiche legate alla mancanza di valori di riferimento per la stima del punto.



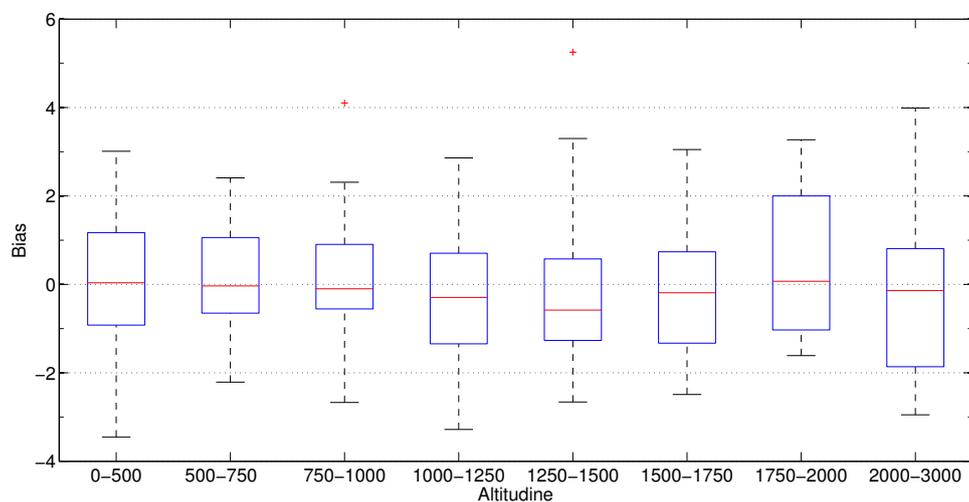
(a) Gennaio.



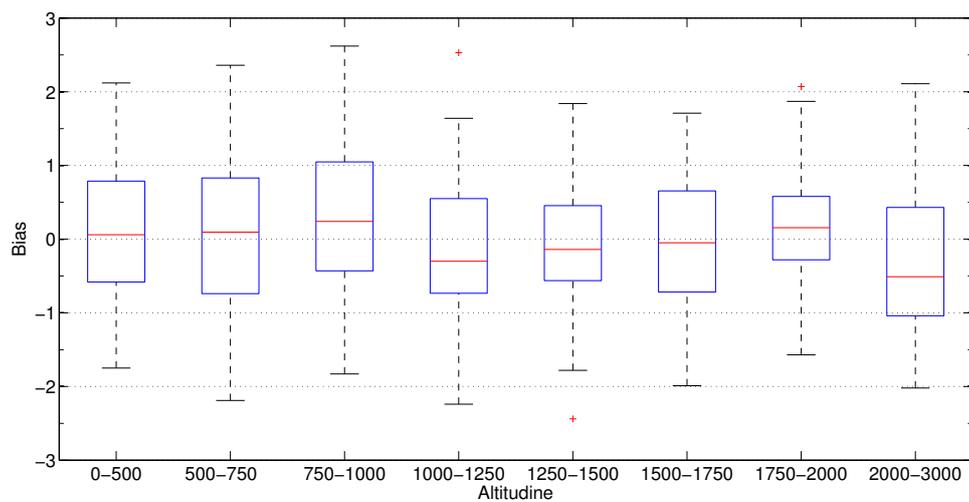
(b) Luglio.

Figura 3.9: Boxplot dei *bias*, suddivisi per fasce altimetriche, tra valori ricostruiti e valori osservati per le temperature massime dei mesi di gennaio e luglio.

### 3.3. INTERPOLAZIONE DELLE ANOMALIE MENSILI DELLE STAZIONI E SOVRAPPOSIZIONE



(a) *Gennaio.*



(b) *Luglio.*

Figura 3.10: Boxplot dei *bias*, suddivisi per fasce altimetriche, tra valori ricostruiti e valori osservati per le temperature minime dei mesi di gennaio e luglio.

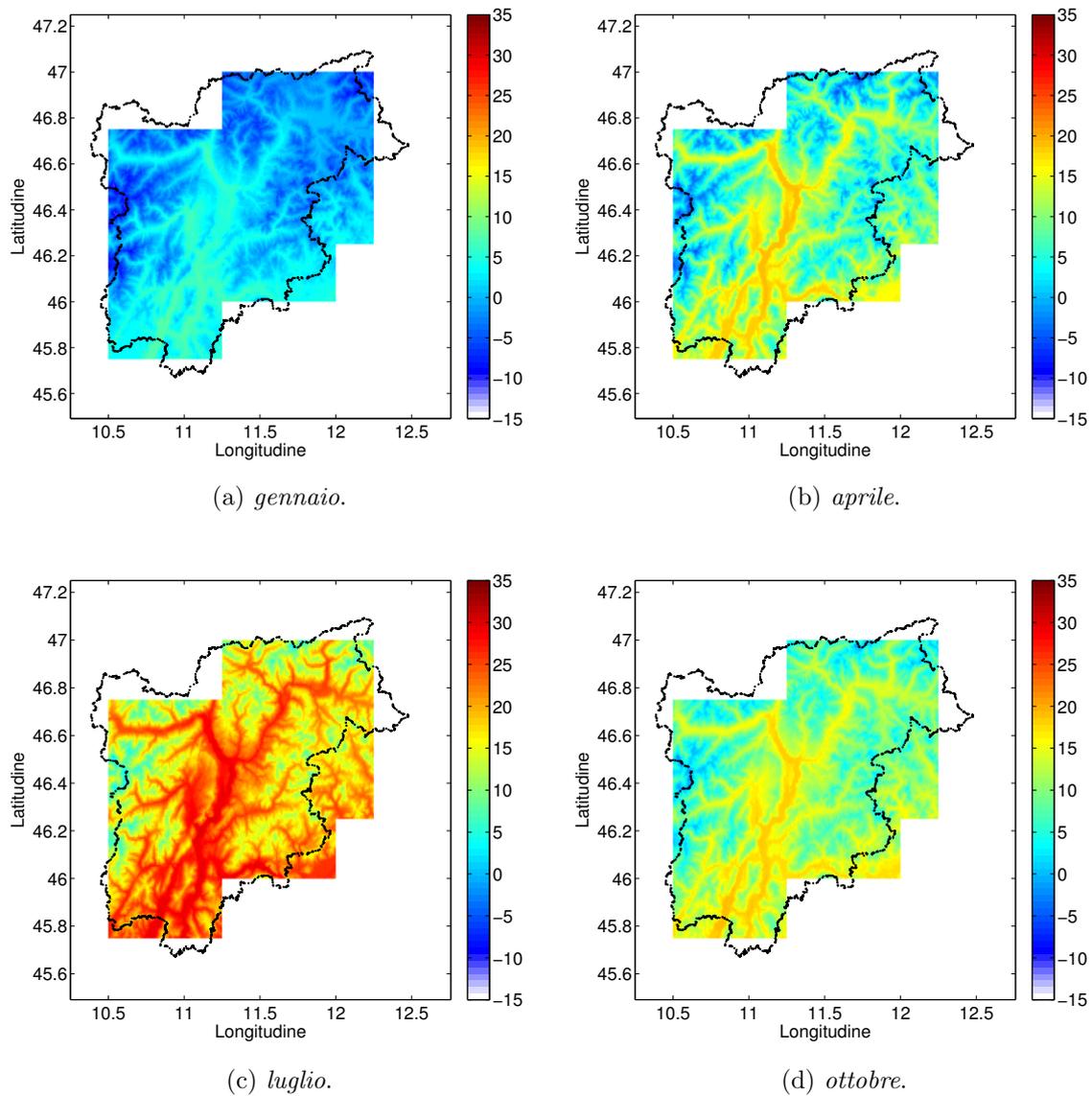


Figura 3.11: Climatologia delle temperature massime per i mesi di gennaio, aprile, luglio e ottobre.

### 3.3. INTERPOLAZIONE DELLE ANOMALIE MENSILI DELLE STAZIONI E SOVRAPPOSIZIONE

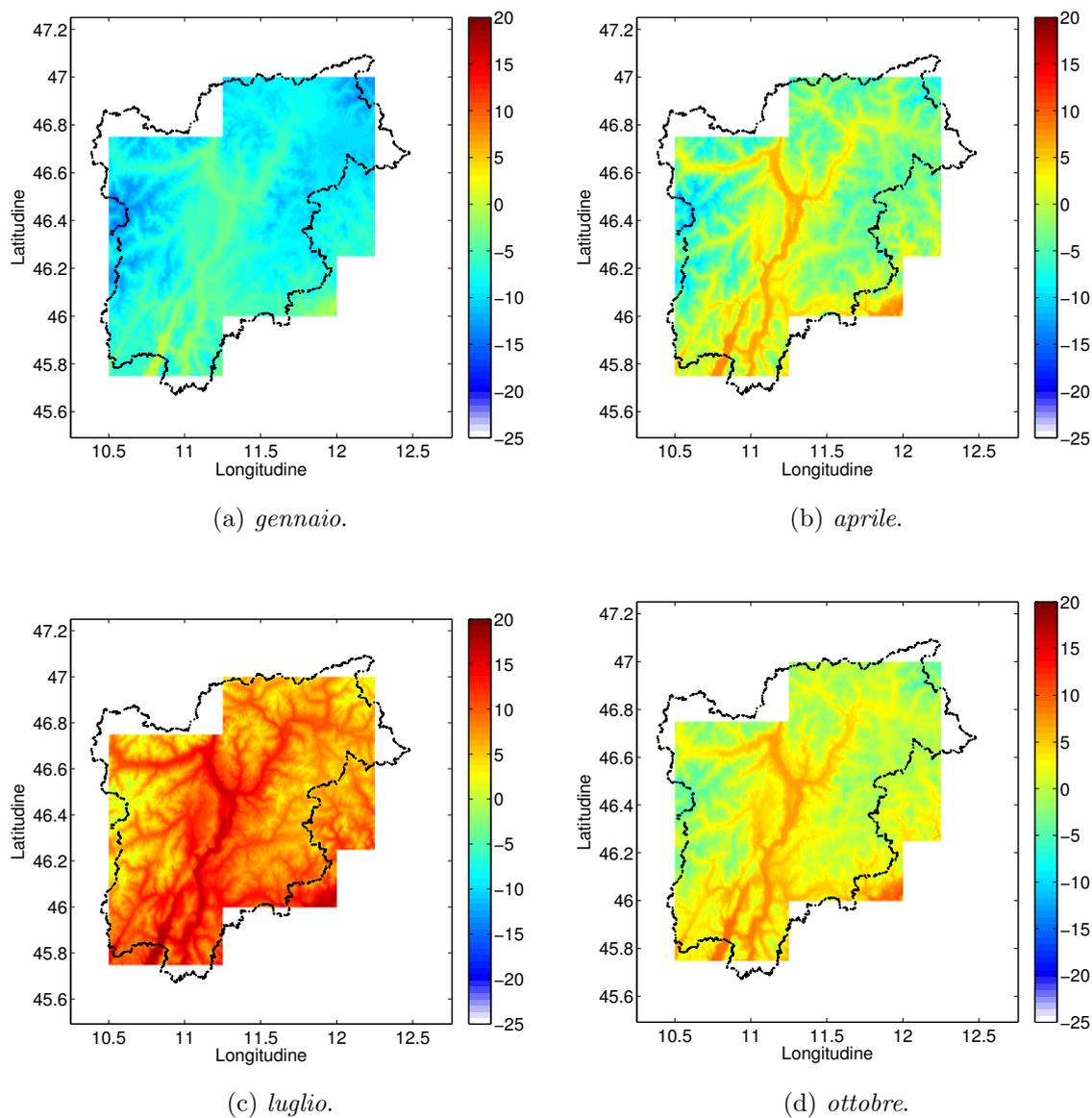


Figura 3.12: Climatologia delle temperature minime per i mesi di gennaio, aprile, luglio e ottobre.

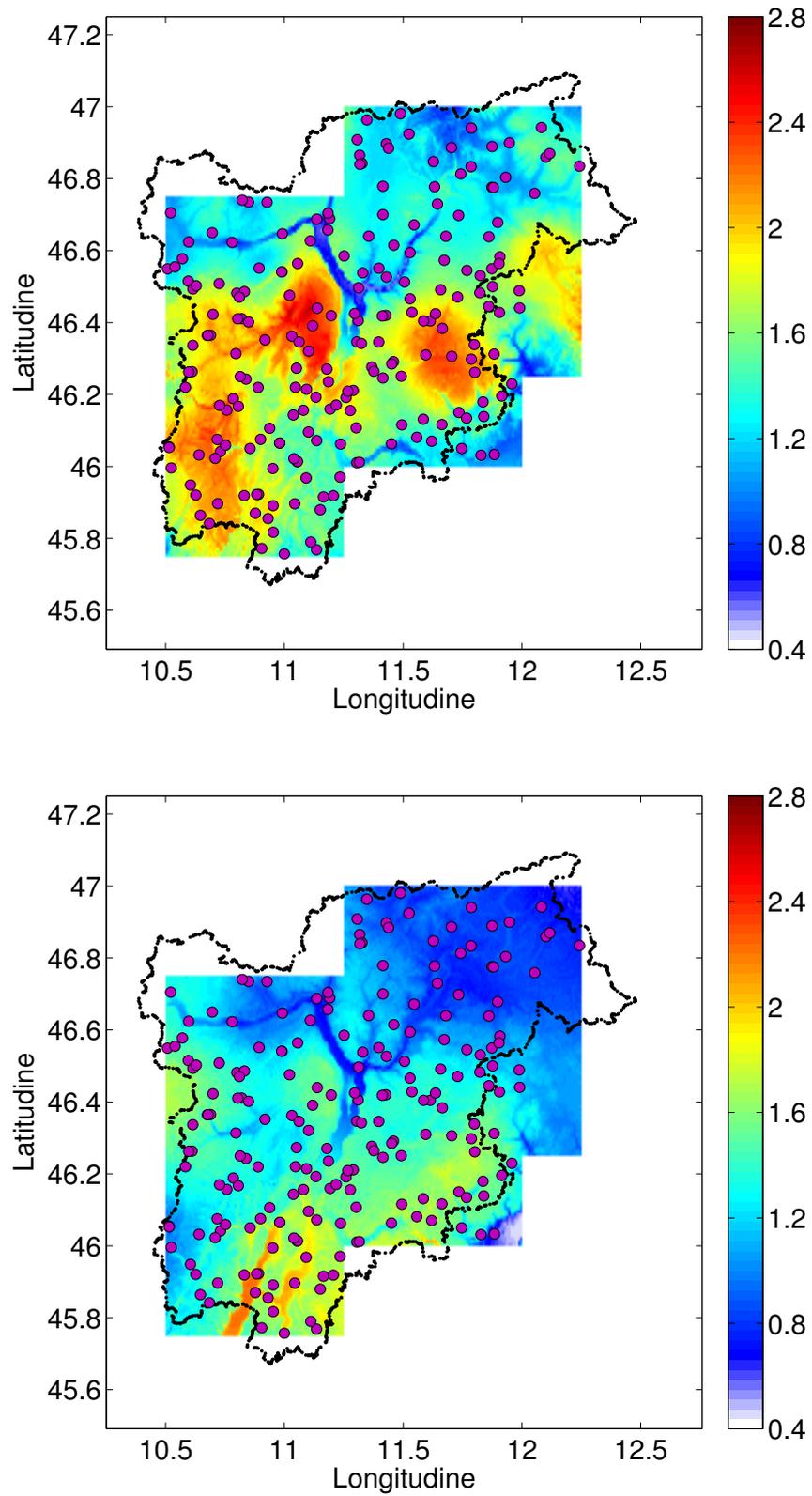


Figura 3.13: Intervallo di confidenza del 68% per le temperature massime per i mesi di gennaio e luglio.

3.3. INTERPOLAZIONE DELLE ANOMALIE MENSILI DELLE STAZIONI E SOVRAPPOSIZIONE

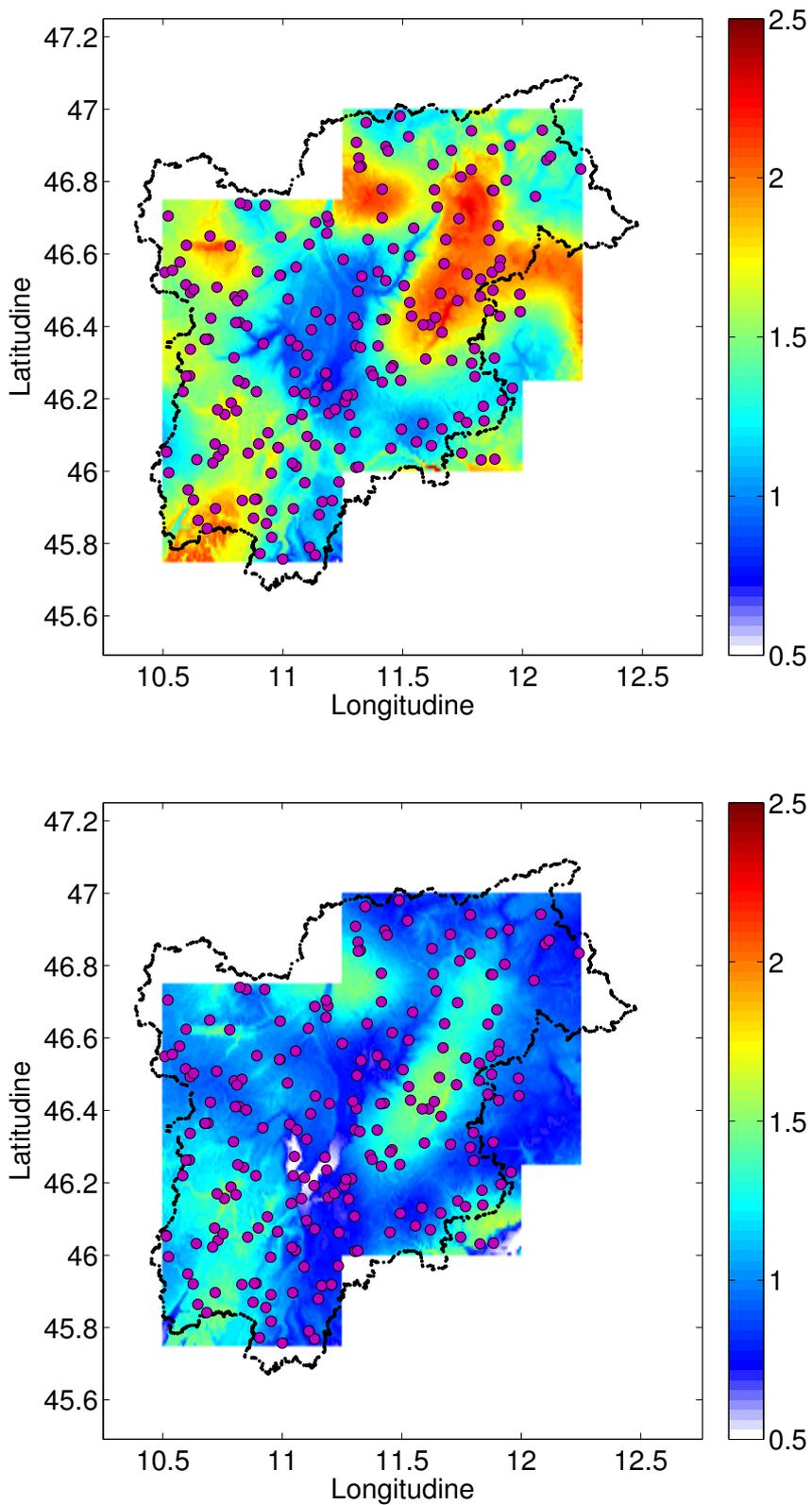


Figura 3.14: Intervallo di confidenza del 68% per le temperature minime per i mesi di gennaio e luglio.

Ultimata l'interpolazione risulta definito, per ogni punto di griglia e per ogni mese dell'anno, un valore di temperatura climatologica, sia per la temperatura massima che per la minima, più un valore di anomalie mensile per ogni mese di ogni anno dal 1951 al 2014.

La giustificazione per la scelta di tale intervallo verrà fornita nella sezione inerente alla componente temporale giornaliera.

Sommando perciò alle anomalie mensili di ogni punto di griglia il suo valore climatologico corrispondente precedentemente ricavato, si è in grado di ricostruire, applicando il metodo delle anomalie (2.1) e (2.2) le serie temporali mensili in valore assoluto.

### 3.4 Sincronicità delle serie giornaliere

Per la costruzione di un data-set giornaliero è di fondamentale importanza la sincronia dei dati, infatti non è insolito trovare differenze nelle procedure di trascrizione delle misure nei vari bollettini ufficiali, come per esempio, in questo studio, in cui si ha la presenza di serie provenienti da diversi network.

Asincronicità sono state spesso riscontrate in stazioni il cui data set è composto da misurazioni elettroniche e manuali (Antolini et al., 2015).

Al fine di accertare la presenza di tali asincronie nei dati, si effettua una verifica basata sulla correlazione intercorrente tra i dati della stazione esaminata e una serie di riferimento.

Inoltre invece che calcolare la correlazione tra le serie di temperature giornaliere, si preferisce utilizzare le serie di anomalie di temperatura rispetto alla climatologia della stazione, onde evitare che il ciclo annuale prevalga nel calcolo della correlazione.

Si calcola pertanto la correlazione anno per anno tra le due serie esaminate assumendo che non vi siano ritardi (*lag*) tra esse.

Successivamente si calcola le correlazione sfasando la serie esaminata di un giorno in avanti e di un giorno indietro: se non sono presenti asincronicità nella serie analizzata, ci si aspetta di ottenere un valore maggiore per la correlazione con ritardo 0, viceversa, se una delle due correlazioni con ritardo diverso da zero ( $lag \pm 1$ ) risulta maggiore si avrà uno sfasamento corrispondente nelle serie.

Ovviamente l'ipotesi che bisogna fare è che la serie di riferimento considerata non pre-

senti sfasamenti.

In questo caso come serie di riferimento non viene presa la serie di un'altra stazione ma una serie sintetica rappresentativa della stazione stessa.

Si procede innanzitutto al calcolo delle anomalie di temperatura delle stazioni, sottraendo ad ogni serie giornaliera la climatologia giornaliera.

La climatologia giornaliera, cioè il ciclo medio annuale giornaliero, si ricava tramite uno smoothing trigonometrico della climatologia mensile: i 12 valori mensili vengono assegnati al 15-esimo giorno di ogni mese e, fittando le prime due armoniche, si estrae la climatologia giornaliera.

$$tr(d) = a_0 + a_1 \cos\left(\frac{2\pi d}{\Upsilon}\right) + b_1 \sin\left(\frac{2\pi d}{\Upsilon}\right) + a_2 \cos\left(\frac{4\pi d}{\Upsilon}\right) + b_2 \cos\left(\frac{4\pi d}{\Upsilon}\right) \quad (3.13)$$

dove i coefficienti  $(a_0, a_1, a_2, b_1, b_2)$  sono quelli che meglio interpolano la climatologia mensile.

Oscillazioni dovute a  $a_1$  e  $b_1$  possono diffondersi dal punto minimo al punto massimo, perciò si impone ai due coefficienti del prim'ordine di variare in un intervallo compreso tra  $(min - a_0 - 0.5, max - a_0 + 0.5)$ .

Allo stesso tempo  $a_2$  e  $b_2$  possono assumere valori compresi tra  $-2^\circ$  e  $+2^\circ$ , dal momento che le oscillazioni dovute al second'ordine risultano meno influenti di quelle del prim'ordine.

La regressione viene effettuata fissando tre coefficienti e facendo variare il quarto all'interno del suo dominio con passo  $0.01^\circ\text{C}$  di risoluzione. La prima regressione viene effettuata su  $a_1$ , fissando a 0 gli altri tre coefficienti, calcolando il minimo quadrato per il risultato di ogni possibile valore di  $a_1$  e scegliendo il minimo tra essi.

$$ls(a_1) = \sum_{m=1}^{12} \left[ a_0 + a_1 \cos\left(2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon}\right) - C(m) \right]^2 \quad (3.14)$$

In questo caso:

- $a_1 \in (min - a_0 - 0.5, max - a_0 + 0.5)$  con passo di 0.01;
- $cm(m)$  è un vettore di 12 elementi ed ognuno di essi rappresenta il giorno centrale del mese, quindi posto uguale a [15, 46, 74, 105, 135, 166, 196, 227, 258, 288, 319, 349]

- $\Upsilon$  è la lunghezza dell'anno considerato, uguale a 365 giorni o 366 nel caso di anni bisestili;
- $C(m)$  è la climatologia del mese  $m$ .

Quando si ottiene il valore di  $\hat{a}_1$  tale per cui  $ls(a_1)$  risulta minimo, lo stesso processo viene effettuato per  $b_1$ , imponendo  $a_1 = \hat{a}_1$ :

$$ls(b_1) = \sum_{m=1}^{12} \left[ a_0 + \hat{a}_1 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + b_1 \sin \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) - C(m) \right]^2 \quad (3.15)$$

Dove  $b_1 \in (min - a_0 - 0.5, max - a_0 + 0.5)$  con passo di 0.01.

Dopo aver individuato  $\hat{b}_1$ , si ripete il processo per  $a_2$  e  $b_2$ :

$$ls(a_2) = \sum_{m=1}^{12} \left[ a_0 + \hat{a}_1 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + \hat{b}_1 \sin \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + a_2 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) - C(m) \right]^2 \quad (3.16)$$

E:

$$ls(b_2) = \sum_{m=1}^{12} a_0 \left[ +\hat{a}_1 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + \hat{b}_1 \sin \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + \right. \\ \left. + \hat{a}_2 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) + b_2 \cos \left( 2\pi \frac{cm(m)}{\Upsilon} \right) - C(m) \right]^2 \quad (3.17)$$

In questo modo si ottiene la ricostruzione della climatologia delle temperature giornaliere per tutti i giorni dell'anno.

Per calcolare le anomalie giornaliere si procede sottraendo ad ogni dato giornaliero della serie di ogni stazione, il valore climatologico di quel giorno.

Una volta ottenute le anomalie si procede con la costruzione di una serie sintetica (riferita al punto avente per coordinate quelle della stazione) indipendente dalla stazione stessa: si ricostruisce una serie tramite l'interpolazione dei dati delle stazioni limitrofe ad esclusione della stazione stessa.

Tuttavia per essere sicuri che le serie sintetiche non siano anche loro affette da asincronicità, cosa che renderebbe inutile il confronto, esse vengono ricostruite utilizzando le sole serie dell'Aeronautica Militare poiché sono le uniche ad essere con certezza riferite all'intervallo 00-24 del giorno indicato, quindi teoricamente, senza asincronicità.

Ottenute le serie sintetiche si calcola la correlazione annuale tra la serie di anomalie reali e le anomalie sintetiche:

$$r^{0,\pm 1} = \frac{\sum_{i=-d}^d (T'_{i\pm 0,1} - \bar{T}'_{[-d\pm 0,1,d\pm 0,1]})(T'^s_i - \bar{T}'^s_{[-d,d]})}{\sqrt{\sum_{i=-d}^d (T'_{i\pm 0,1} - \bar{T}'_{[-d\pm 0,1,d\pm 0,1]})^2} \sqrt{\sum_{i=-d}^d (T'^s_i - \bar{T}'^s_{[-d,d]})^2}} \quad (3.18)$$

Dove  $T'$  e  $T'^s$  rappresentano rispettivamente l'anomalia giornaliera e l'anomalia giornaliera sintetica,  $\bar{T}'_{[-d,d]}$  e  $\bar{T}'^s_{[-d,d]}$  sono l'anomalia media e l'anomalia media sintetica calcolate sull'intervallo  $[-d, d]$  e  $d = 182$ , così da avere una finestra mobile pari ad un anno.

Come prima cosa si controllano i risultati relativi alle stazioni dell'Aeronautica per assicurarsi che in esse non vi siano asincronicità.

Verificato ciò, risulta valida l'ipotesi fatta alla base della costruzione delle serie sintetiche, cioè la scelta di utilizzare le stazioni dell'Aeronautica Militare per la ricostruzione di tutte le serie sintetiche poiché non affette da sfasamenti.

Si procede analizzando le altre serie e, in quelle in cui risulta presente uno sfasamento, come nel caso di figura 3.15, si ricalcola la correlazione tra le serie, utilizzando una finestra mobile più piccola, pari a 50 giorni, per stabilire con maggior precisione il giorno della serie in cui avviene lo sfasamento (fig. 3.16).

Successivamente si correggono gli sfasamenti nelle serie risultate asincrone (fig. 3.17). Questa correzione si renderà necessaria per ben 94 serie di temperatura massima e solo per 60 di minima. Tale differenza trova conferma nel fatto l'ambiguità con cui venivano effettuati i rilevamenti secondo lo standard 0909 affliggeva maggiormente i dati di temperatura massima, piuttosto che i valori minimi.

## 3.5 Interpolazione a scala giornaliera

Una volta estratto il data-set mensile su griglie e sincronizzate le serie termometriche giornaliere, è possibile procedere alla costruzione del data-set giornaliero ad alta risoluzione, tramite il metodo sviluppato da Di Luzio et al. (2008). Le serie termometriche mensili e conseguentemente le giornaliere vengono convertite in gradi Kelvin, onde evitare problematiche nella divisione in (2.13) nel caso di temperature pari a 0.

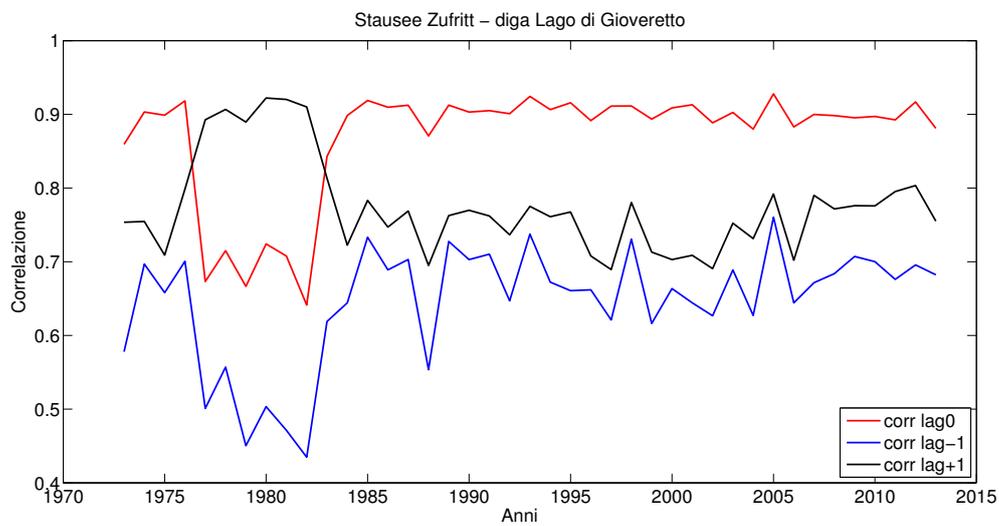


Figura 3.15: Correlazione annuale per la stazione di Stausee Zufritt (diga lago di Gioveretto).

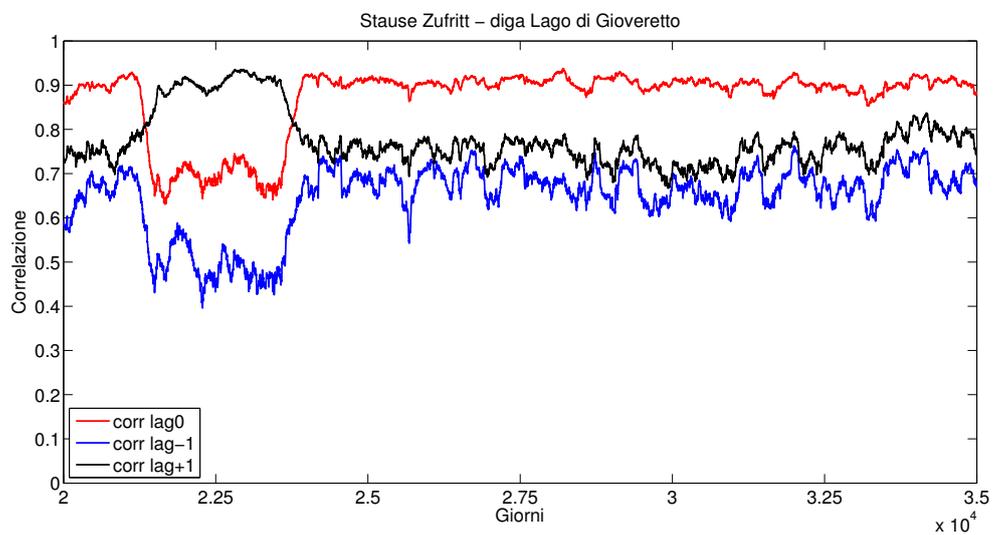


Figura 3.16: Correlazione giornaliera per la stazione di Stausee Zufritt (diga lago di Gioveretto).

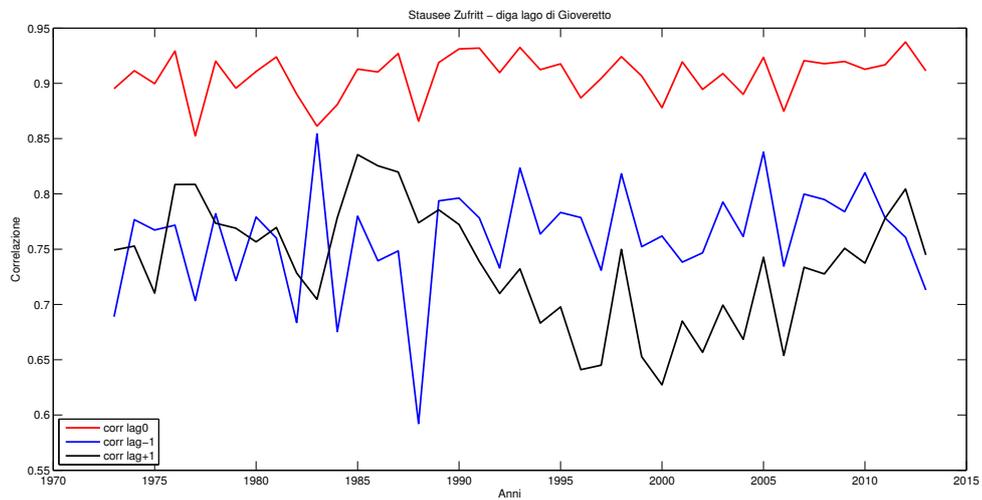
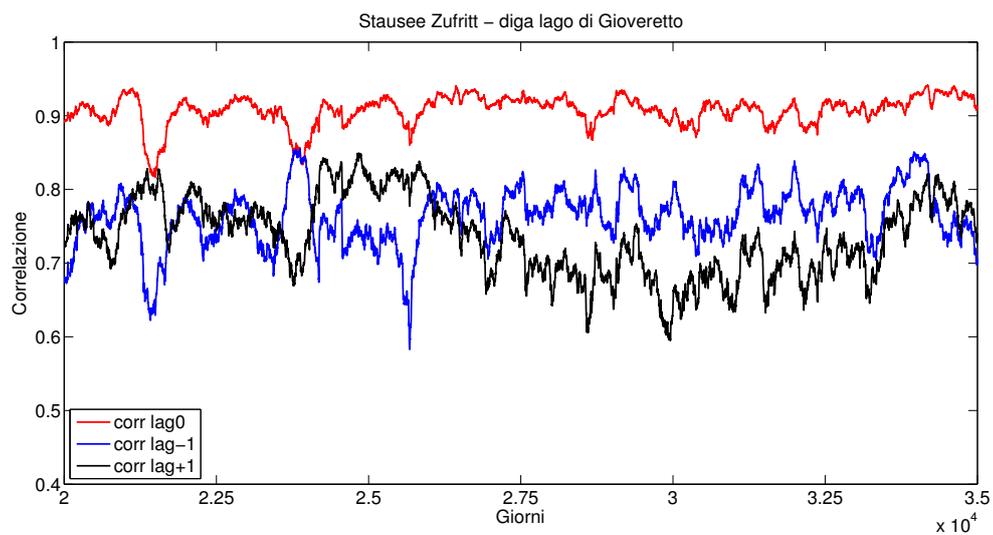
(a) *Correlazione annuale.*(b) *Correlazione giornaliera.*

Figura 3.17: Correlazione per la stazione di Stausee Zufritt (diga lago di Gioveretto) dopo la correzione.

Per stimare la temperatura ad un dato punto di griglia si realizza un apposito programma scritto in MATLAB.

Per ogni giorno del mese ed ogni punto del dominio vengono considerate le anomalie giornaliere relative delle 5 stazioni con il peso maggiore (dato dal prodotto di un peso di quota e uno radiale) rispetto al punto considerato; vengono scartate l'anomalia maggiore e minore e si calcola la media pesata delle restanti tre.

Definita per ogni giorno ed ogni punto del dominio l'anomalia media relativa  $T'_{rel}(\lambda, \phi)$ , risulta applicabile:

$$T_d(\lambda, \phi) = T_m(\lambda, \phi) \cdot T'_{rel}(\lambda, \phi) + T_m(\lambda, \phi) \quad (3.19)$$

in ogni punto e in ogni istante, ottenendo così la temperatura giornaliera.

### 3.6 Validazione del metodo

Per valutare la bontà dell'intera procedura per la realizzazione del data-set giornaliero ad alta risoluzione, vengono ripetuti tutti gli step sulle coordinate delle stazioni, anziché sul grigliato regolare, eliminando di volta in volta la stazione in esame da tutti i data-set: quello per le climatologie, quello per la componente temporale mensile e quello per la componente temporale giornaliera.

In questo modo (*leave one out*) si creano delle serie sintetiche giornaliere in corrispondenza di quelle osservate ma da esse totalmente indipendenti.

E' così possibile effettuare alcune verifiche per stimarne l'errore commesso nell'uso di tale metodo.

Oltre al *MAE* e al *RMSE* si calcola anche il coefficiente di determinazione, che nel caso di una regressione lineare, assume la forma del quadrato del coefficiente di correlazione di Pearson  $R$ .

Il coefficiente di determinazione essenzialmente, ci permette di definire la frazione della varianza osservata che il nostro modello è in grado di catturare, ed è dato da:

$$R_m^2 = \frac{cov(x, y)^2}{var(x)var(y)} = \frac{[\sum_i^N (T'_{i,obs} - \bar{T}'_{obs})(T'_{i,synth} - \bar{T}'_{synth})]^2}{[\sum_i^N (T'_{i,obs} - \bar{T}'_{obs})^2][\sum_i^N (T'_{i,synth} - \bar{T}'_{synth})^2]} \quad (3.20)$$

Dove  $m$  rappresenta il mese dell'anno considerato, mentre  $N$  è il totale dei giorni della serie per il mese in esame, su tutti gli anni; gli indici *obs* e *synth* indicano rispettivamente i valori osservati e i valori sintetici ricostruiti, mentre  $T'$  rappresentano le anomalie giornaliere del ciclo annuale. Si utilizzano tali valori proprio per evitare che  $R_m^2$  sia influenzato dal ciclo annuale.

In seguito sono riportati i risultati per i mesi di gennaio e luglio, oltre al valore annuale, sia per l'intero periodo che per il periodo in cui si hanno più serie complete, cioè dal 1985 al 2011 (fig. 3.18).

Generalmente risultano migliori i risultati per le temperature massime che per le

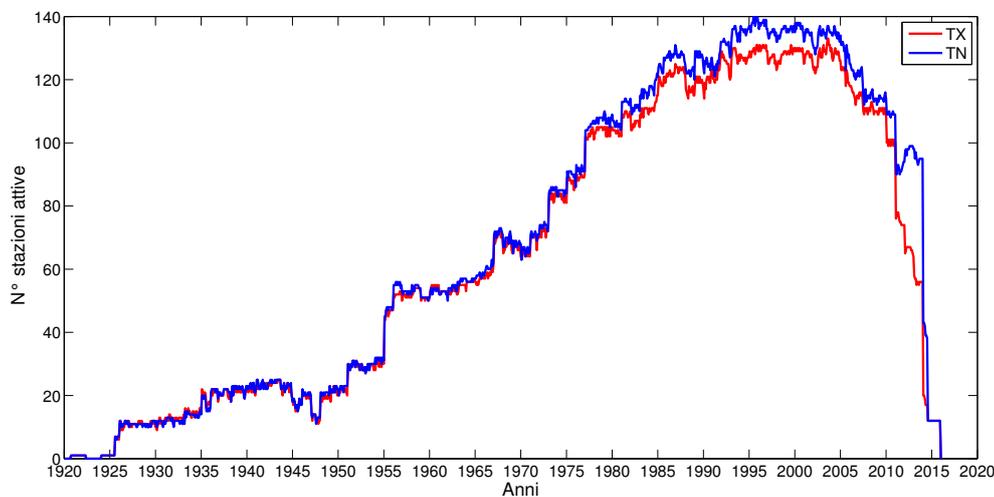
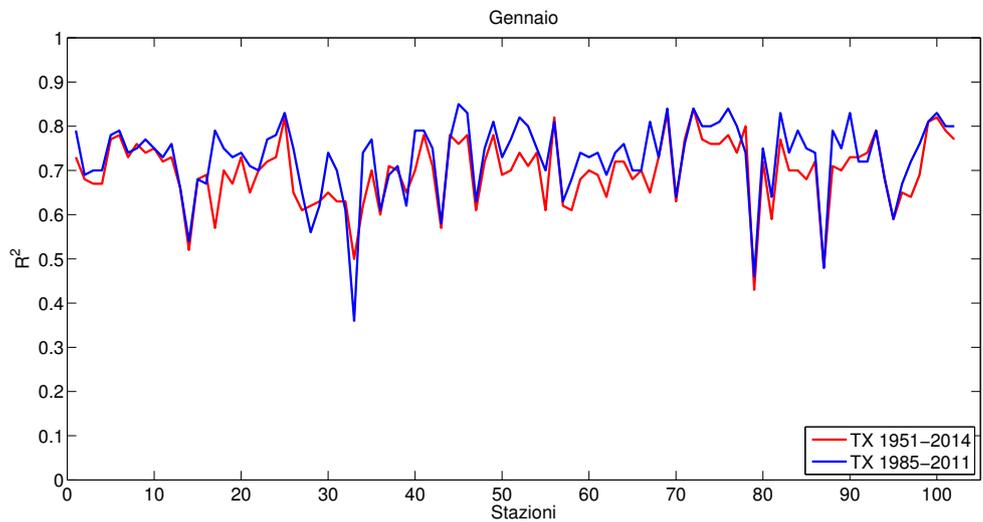


Figura 3.18: Andamento del numero di stazioni mensilmente complete delle sole stazioni con serie omogeneizzate.

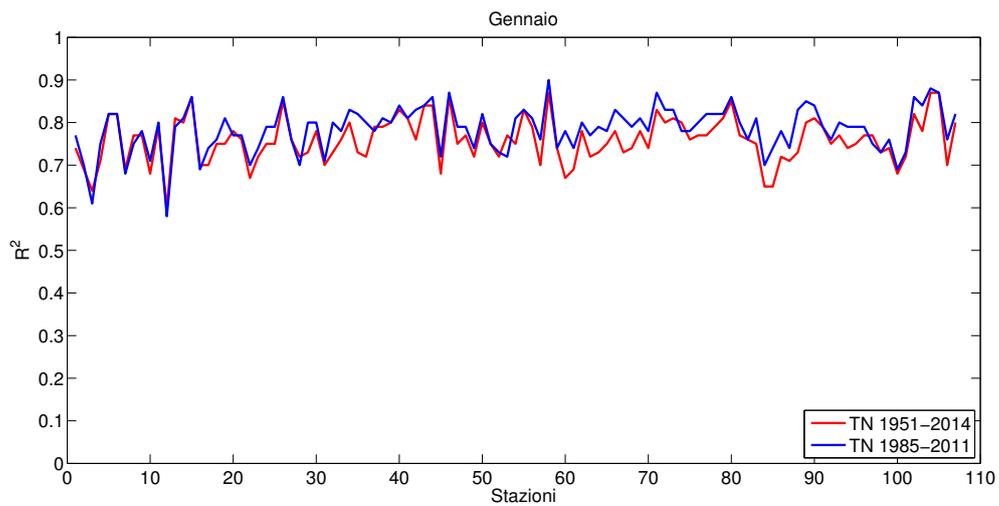
minime e nel periodo che va dal 1985-2011, perché risulta minore l'errore introdotto tramite la ricostruzione.

Si riportano in fig. 3.19, 3.20 e 3.21, i risultati ottenuti per il coefficiente di determinazione calcolato sia a livello mensile per i mesi di gennaio e luglio, che a livello annuale per le massime e le minime. I valori ottenuti, risultano essere leggermente migliori per i valori annuali e praticamente sempre migliori sul periodo andante dal 1985 al 2011, tranne per qualche stazione in cui in tale periodo ha in proporzione meno dati che sull'intero periodo.

Una forte differenza si riscontra anche nell'andamento del coefficiente di determinazio-



(a) *Temperature massime.*



(b) *Temperature minime.*

Figura 3.19: Andamento del coefficiente di determinazione per ogni stazione per temperature massime e minime, nel mese di gennaio.

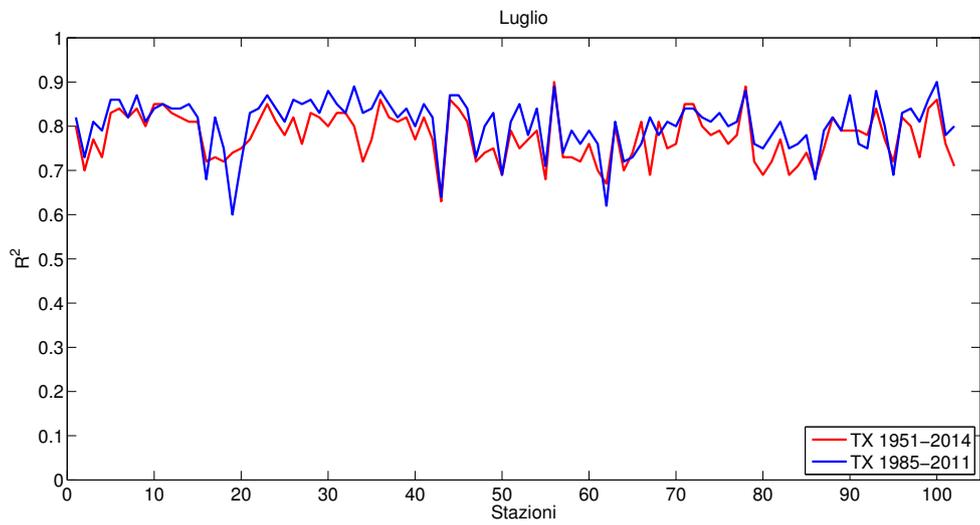
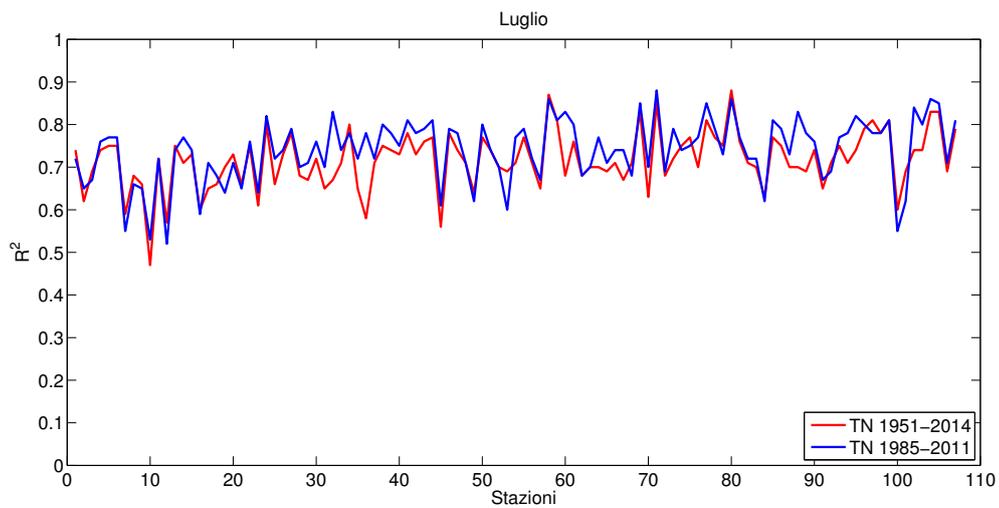
(a) *Temperature massime.*(b) *Temperature minime.*

Figura 3.20: Andamento del coefficiente di determinazione per ogni stazione per temperature massime e minime, nel mese di luglio.

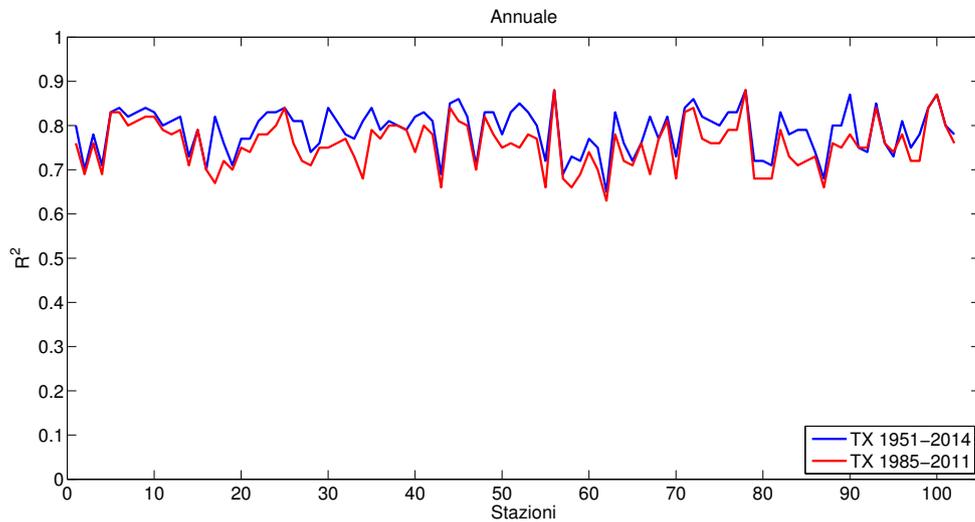
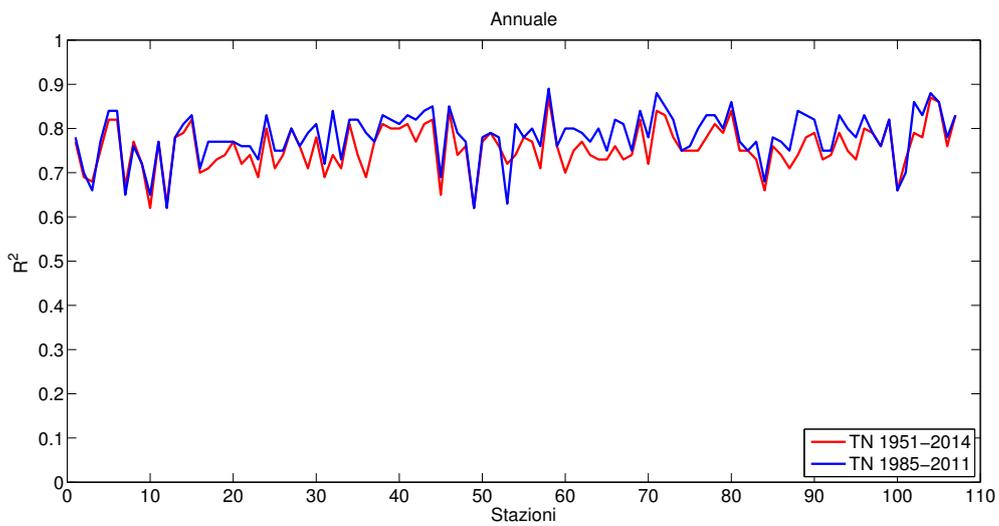
(a) *Temperature massime.*(b) *Temperature minime.*

Figura 3.21: Andamento annuale del coefficiente di determinazione per ogni stazione per temperature massime e minime.

ne delle temperature massime tra i mesi di luglio e gennaio, il secondo avente valori piuttosto bassi. Su di essi verranno svolti controlli aggiuntivi per verificare se le stazioni risultano posizionate in particolari situazioni geografiche. Salvo una stazione, collocata nella valle dell'Adige, le altre risultano essere situate o in vallate sviluppate in direzione Est-Ovest o sui versanti settentrionali. Si ritiene pertanto che questi valori anomali siano dovuti, per il mese di gennaio, alla minore insolazione della vallata o del versante, portando la stazione a registrare massime sistematicamente inferiori a quelle che ci si aspetterebbe.

Per quanto riguarda la stazione posta nella valle dell'Adige è lecito pensare che, al contrario di quanto detto sopra, a causa di una maggiore insolazione possa registrare valori particolarmente caldi. Tuttavia se così fosse, essendovi nella valle dell'Adige diverse altre stazioni, ci si aspetterebbero valori anomali anche in corrispondenza di queste, cosa che invece non si verifica.

Analizzando i restanti risultati relativi al coefficiente di determinazione, non si riscontrano valori o andamenti anomali per queste stazioni sopracitate, pertanto non vengono rigettate.

In aggiunta a quanto detto, non sembra esservi correlazione tra il coefficiente di determinazione e la quota delle stazioni (fig. 3.22).

Per valutare l'errore commesso sulla ricostruzione dei valori giornalieri si calcolano il *RMSE* e il *MAE*, sia sulla sola ricostruzione della parte temporale del segnale, cioè la parte ottenuta tramite le anomalie, che sull'intero valore, comprensivo anche della componente climatologica (e quindi del relativo errore).

Dai risultati, esposti in figura 3.23 e 3.24 ed elencati in tabelle 3.3 e 3.4, si nota come vi sia un ciclo annuale in questi errori, i quali raggiungono il minimo in estate e i massimi in inverno.

Come già riscontrato nell'errore calcolato per la parte climatologica, si ottiene un errore maggiore per i valori massimi di temperatura piuttosto che per i valori minimi, sia sul valore assoluto che sulla parte temporale. Ciò conferma che questa anomalia non è legata ad un errore commesso nel metodo, essendo climatologie e temperature giornaliere state stimate con due criteri differenti.

In aggiunta, ci si aspetta una differenza più marcata tra gli errori relativi al solo segnale temporale e gli errori sul valore totale, i quali risultano molto simili e con uno scarto inferiore al mezzo grado.

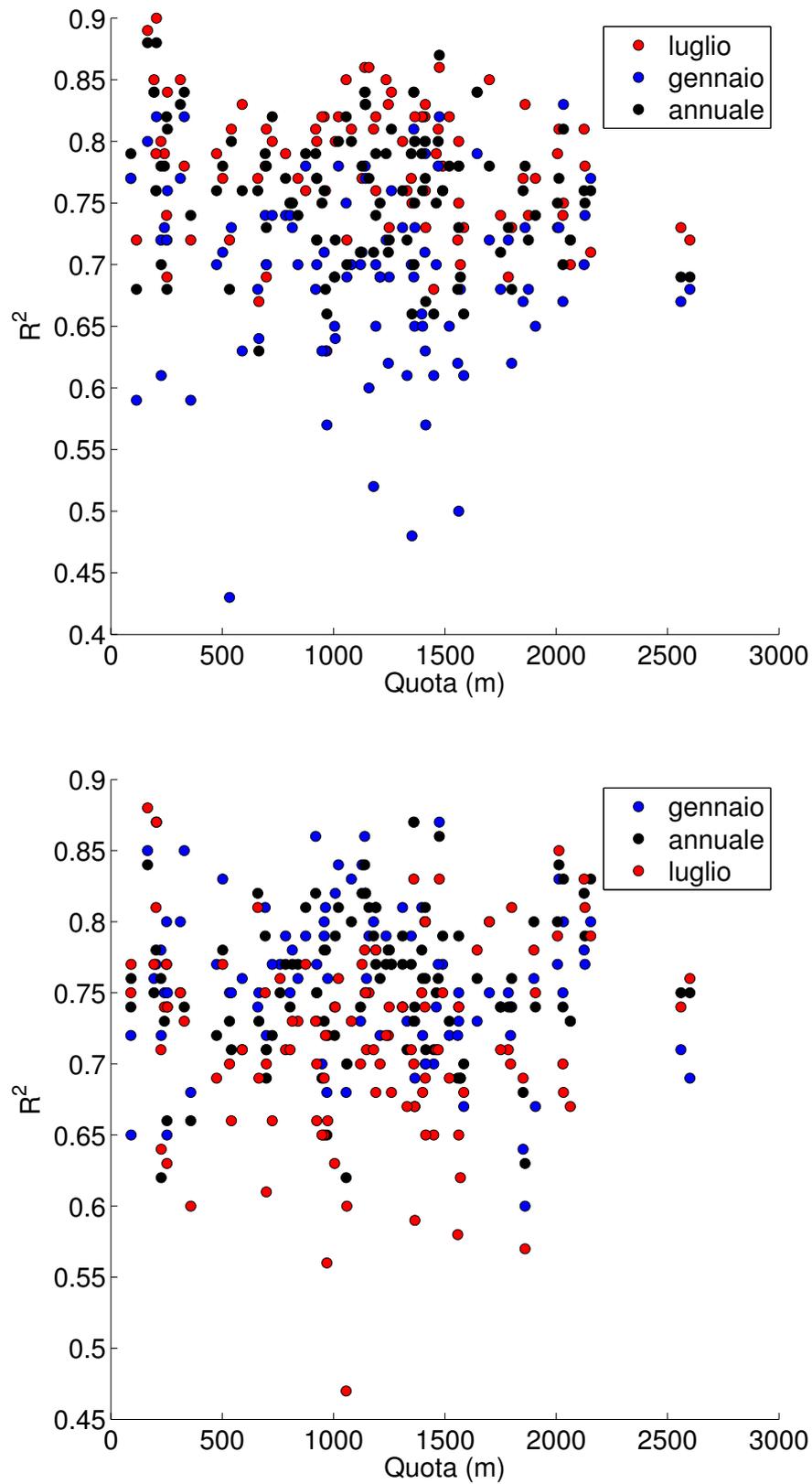


Figura 3.22: Scatterplot, in funzione della quota, della varianza spiegata dal modello per le temperatura minime e massime per i dati giornalieri dei mesi di gennaio, luglio e di tutto l'anno.

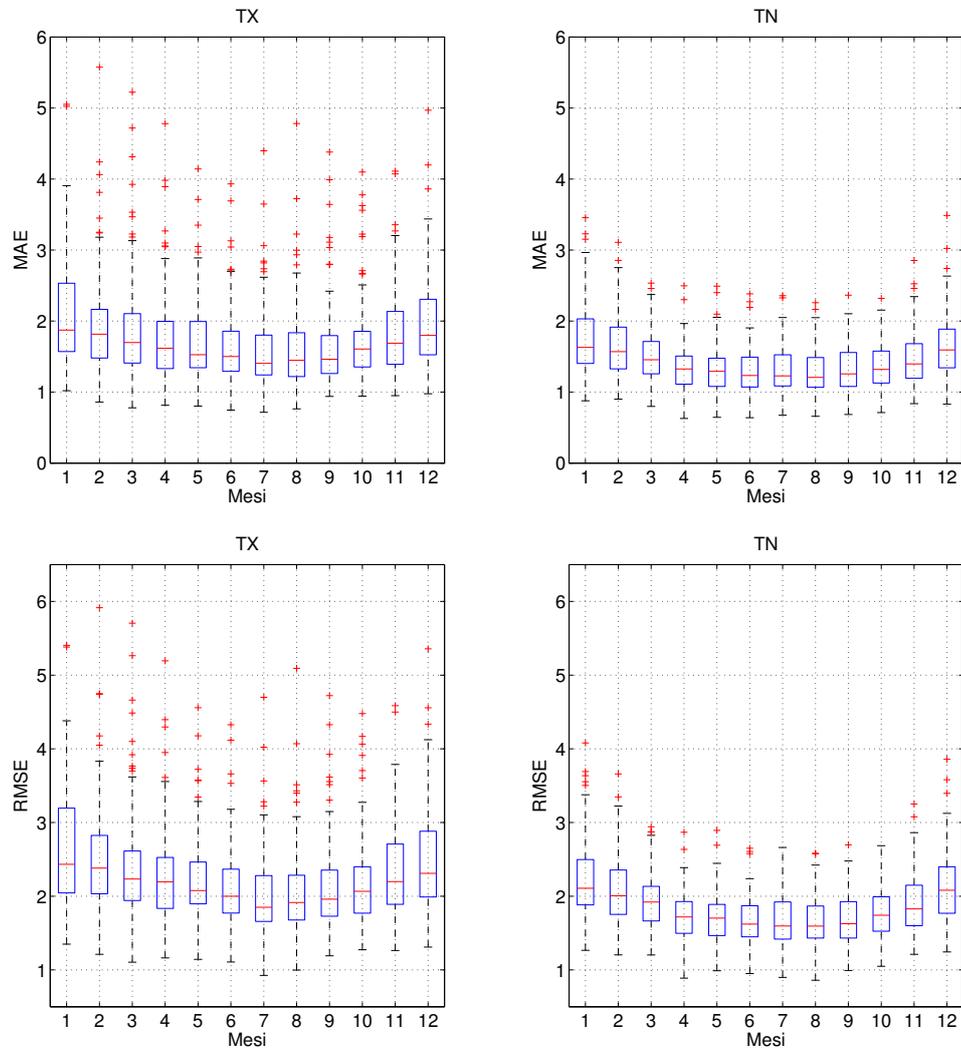


Figura 3.23: Boxplot per il  $RMSE$  e il  $MAE$  per le temperature giornaliere.

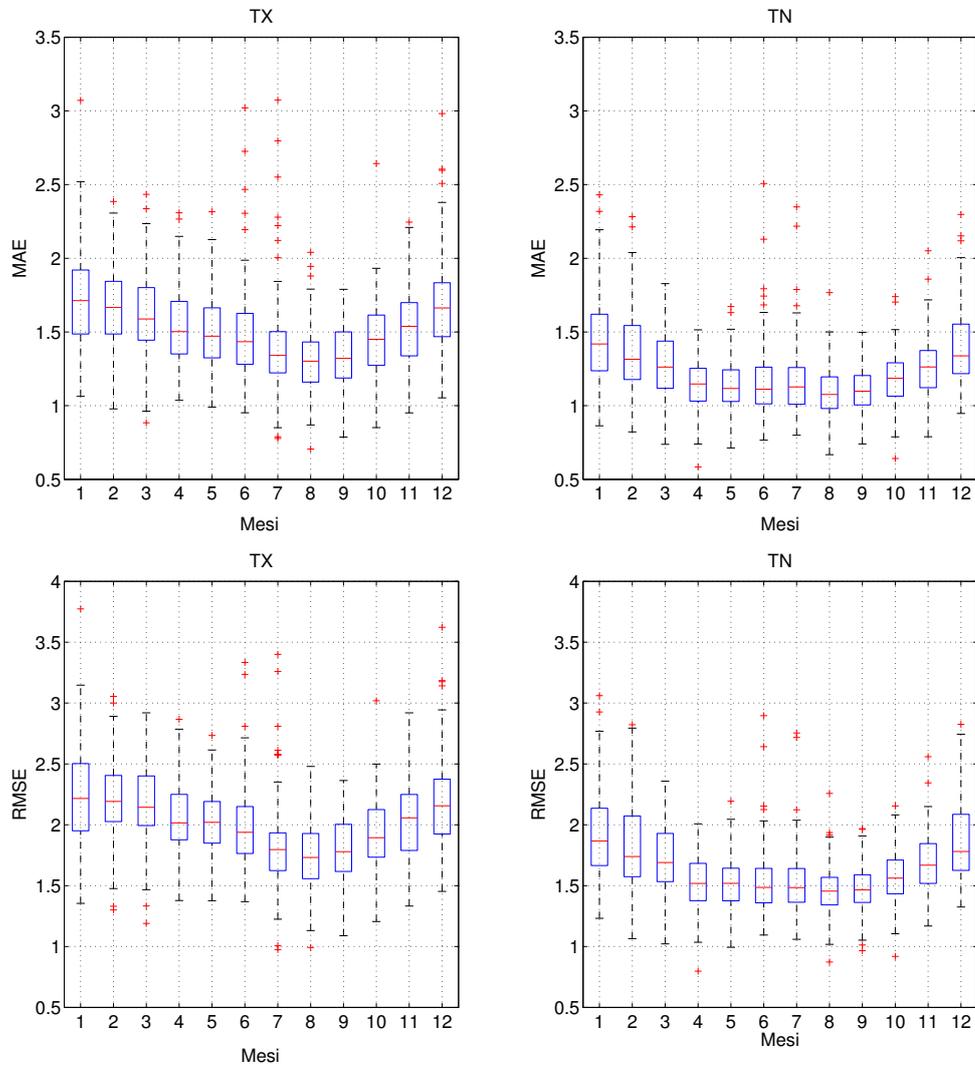


Figura 3.24: Boxplot per il  $RMSE$  e il  $MAE$  per la sola parte temporale delle temperature giornaliere massime e minime.

Nonostante tutto, gli errori ottenuti non sono particolarmente elevati e l'errore medio assoluto sul valore complessivo risulta inferiore ai 2 gradi.

Data la grosse mole di dati e gli elevati tempi di calcolo, non si calcolano le temperature per ogni giorno nel periodo considerato, si preferisce limitarsi ad alcuni casi di studio.

### 3.7 Discussione sulla qualità dei dati

In seguito ai risultati ottenuti, confrontandoli con quanto incontrato in letteratura, si riscontra un'anomalia nell'errore legato alle temperature massime, sia a scale mensile che giornaliera. Infatti in precedenti studi si è sempre rivelato essere maggiore l'errore commesso sulle temperature minime rispetto alle massime.

Inoltre osservando i valori relativi all'intervallo di confidenza per le temperature massime, si ha l'impressione che esso tenda a seguire più quelli che sono i confini politici dell'area piuttosto che la sua morfologia. Sempre facendo riferimento all'intervallo di confidenza (fig. 3.13) pare abbastanza evidente come esso risulti maggiore nella provincia di Trento, sia nei mesi estivi che in quelli invernali, mantenendosi su valori più bassi per l'Alto-Adige.

Questo risulterebbe comprovato anche dal fatto che l'intervallo di confidenza per le temperature minime (fig. 3.14) risulta assumere valori maggiori in posizioni completamente differenti rispetto alle temperature massime, sia in Alto-Adige che in Trentino. Questo sembrerebbe pertanto più legato alla qualità dei dati impiegati, piuttosto che alla scelta del metodo utilizzato o alla complessità della regione di studio, che per altro risulta essere più complessa in Alto Adige che in Trentino.

Tutti questi segnali hanno sollevato qualche sospetto sulla qualità dei dati di Meteo-Trentino.

Per sondare la veridicità di questa ipotesi si verifica come varia il *root mean square error* ottenuto tramite la tecnica del *leave one out* nell'interpolazione delle climatologie mensili, facendo girare nuovamente il programma impiegato con la configurazione ottimale, utilizzando tutte le stazioni e successivamente escludendo prima le sole stazioni di MeteoTrentino, poi solo quelle del Ufficio Idrografico di Bolzano. I risultati esposti in tabella 3.5 e 3.6 evidenziano una palese diminuzione dell'errore nel caso in cui siano escluse le stazioni dell'ente trentino, portandosi su valori comparabili con quanto

Tabella 3.3: Errori per le temperature minime ottenuti, sia per la temperatura totale, che per la parte temporale, cioè l'anomalia.

Mese	RMSE totale	RMSE temporale	MAE totale	MAE temporale
<i>Gennaio</i>	2,2	1,9	1,8	1,4
<i>Febbraio</i>	2,1	1,8	1,7	1,4
<i>Marzo</i>	1,9	1,7	1,5	1,3
<i>Aprile</i>	1,7	1,5	1,3	1,1
<i>Maggio</i>	1,7	1,5	1,3	1,1
<i>Giugno</i>	1,7	1,5	1,3	1,2
<i>Luglio</i>	1,7	1,5	1,3	1,2
<i>Agosto</i>	1,7	1,5	1,3	1,1
<i>Settembre</i>	1,7	1,5	1,3	1,1
<i>Ottobre</i>	1,8	1,6	1,4	1,2
<i>Novembre</i>	1,9	1,7	1,5	1,3
<i>Dicembre</i>	2,1	1,8	1,7	1,4

Tabella 3.4: Errori per le temperature massime ottenuti, sia per la temperatura totale, che per la parte temporale.

Mese	RMSE totale	RMSE temporale	MAE totale	MAE temporale
<i>Gennaio</i>	2,6	2,2	2,1	1,7
<i>Febbraio</i>	2,6	2,2	2,0	1,7
<i>Marzo</i>	2,5	2,2	1,9	1,6
<i>Aprile</i>	2,3	2,1	1,8	1,5
<i>Maggio</i>	2,3	2,0	1,7	1,5
<i>Giugno</i>	2,1	2,0	1,6	1,5
<i>Luglio</i>	2,0	1,8	1,6	1,4
<i>Agosto</i>	2,1	1,8	1,6	1,3
<i>Settembre</i>	2,2	1,8	1,7	1,3
<i>Ottobre</i>	2,3	1,9	1,8	1,5
<i>Novembre</i>	2,4	2,0	1,9	1,5
<i>Dicembre</i>	2,5	2,2	2,0	1,7

riscontrato in letteratura a livello mensile (Brunetti et al., 2014, Chimani et al., 2013, Daly et al., 2008), mentre, con l'esclusione dei dati del Ufficio Idrografico di Bolzano si nota un ulteriore innalzamento dell'errore.

Va tuttavia fatto notare come la variazione dell'errore sia decisamente maggiore per le temperature massime mentre risulta più contenuto per le temperature minime.

I valori delle serie di Arpa Veneto e dell'Aeronautica Militare sono state inserite ugualmente in questa ultima verifica poichè in un numero piuttosto limitato. Anche i valori normali forniti dal Brunetti et al. (2014) sono stati utilizzati poiché la loro validità è già stata verificata nel medesimo studio.

Per verificare quale tipo di problematica interessasse il data-set di MeteoTrentino, abbiamo confrontato i dati scaricati dal sito con quelli riportati sugli annali dell'ex Servizio Idrografico.

Ci si è così resi conto che i dati scaricati dal sito non combaciano con quelli riportati sugli annali, bensì presentano sfasamenti di singoli giorni e duplicazioni, soprattutto per le temperature massime.

Abbiamo ipotizzato che la causa possa essere dovuta ad un tentativo di sincronizzazione delle temperature giornaliere operate da MeteoTrentino volta a risolvere la problematica derivante dal fatto che parte delle serie di temperature risultano misurate con due differenti standard di osservazione (lo 0909 e lo 0024) come spiegato precedentemente. Inoltre è stato verificato che scaricando le serie di temperatura singolarmente anziché simultaneamente, i valori tornano perfettamente con gli annali.

Tabella 3.5: *Root mean square error* per le temperature massime climatologiche ottenuto durante lo studio, ottenuto escludendo le sole stazioni di MeteoTrentino (indicato con asterisco) e ottenuto escludendo le sole stazioni del Ufficio Idrografico di Bolzano (indicato con una croce).

Mese	RMSE	RMSE*	RMSE <sup>+</sup>
<i>Gennaio</i>	1,57	1,29	1,65
<i>Febbraio</i>	1,48	1,21	1,54
<i>Marzo</i>	1,49	1,13	1,62
<i>Aprile</i>	1,36	1,02	1,48
<i>Maggio</i>	1,30	0,98	1,43
<i>Giugno</i>	1,29	0,99	1,42
<i>Luglio</i>	1,27	1,01	1,39
<i>Agosto</i>	1,29	1,03	1,42
<i>Settembre</i>	1,28	1,06	1,38
<i>Ottobre</i>	1,30	1,14	1,38
<i>Novembre</i>	1,32	1,09	1,39
<i>Dicembre</i>	1,50	1,27	1,58
<i>Annuale</i>	1,22	0,90	1,30

Tabella 3.6: *Root mean square error* per le temperature minime climatologiche ottenuto durante lo studio, ottenuto escludendo le sole stazioni di MeteoTrentino (indicato con asterisco) e ottenuto escludendo le sole stazioni del Ufficio Idrografico di Bolzano (indicato con una croce).

Mese	RMSE	RMSE*	RMSE <sup>+</sup>
<i>Gennaio</i>	1,40	1,44	1,48
<i>Febbraio</i>	1,32	1,30	1,38
<i>Marzo</i>	1,10	1,09	1,15
<i>Aprile</i>	0,97	0,97	1,00
<i>Maggio</i>	0,99	1,03	1,04
<i>Giugno</i>	0,99	1,03	1,04
<i>Luglio</i>	1,03	1,06	1,11
<i>Agosto</i>	1,03	1,06	1,12
<i>Settembre</i>	1,01	1,01	1,10
<i>Ottobre</i>	1,02	1,00	1,11
<i>Novembre</i>	1,07	1,05	1,15
<i>Dicembre</i>	1,26	1,27	1,33
<i>Annuale</i>	1,05	1,06	1,12

## Capitolo 4

# Casi di studio: due gennaio a confronto

Come ulteriore prova della validità del metodo, si prendono in considerazione due casi di studio, nei quali si cercherà di riscontrare nei dati da noi ottenuti, anomalie meteorologiche di breve durata, o a scala giornaliera.

Si considerano a tal proposito due episodi, entrambi accorsi nel mese di gennaio: uno per l'anno 1985 e l'altro per il 2007, per i quali si studieranno rispettivamente gli andamenti delle temperature minime e massime.

### 4.1 Gennaio 1985

Le prime 3 settimane del gennaio 1985 furono caratterizzate da una storica ondata di freddo e gelo.

Si riportano sinteticamente le dinamiche dei giorni interessati. Questa situazione fu determinata dalla lunga permanenza di una configurazione depressionaria in quota sull'Europa Centrale che permise, per molti giorni, la discesa di aria artica fino a latitudini insolitamente meridionali.

Tra il 4 e il 5 gennaio il fronte artico, nella sua discesa da Nord, interessò l'Italia causando, nella giornata del 5 gennaio, l'irruzione di aria fredda, provocando una delle più intense ondate di freddo che l'Italia abbia nel secolo scorso.

Nei giorni successivi, col ritorno del tempo anticiclonico, le temperature precipitarono ovunque su livelli estremamente bassi.

Il giorno 8, un nuovo impulso di aria artica, dopo aver interessato le isole britanniche, raggiunse il Mediterraneo determinando una circolazione depressionaria, nella quale confluirono correnti meridionali, calde e umide in quota, con aria molto fredda nei bassi strati proveniente dall'Europa Orientale.

Il 14 gennaio, un nuovo impulso di aria artica, da Nord Est, raggiunse il bacino occidentale del Mediterraneo e successivamente l'Algeria, si formò una profonda depressione centrata dapprima sul Golfo Ligure, che poi si spostò, intensificandosi, verso la Libia, coinvolgendo tutto il bacino centrale del Mediterraneo.

Contrariamente alle situazioni depressionarie precedenti, questa volta un robusto anticiclone ostacolò per diversi giorni il movimento verso Est del sistema depressionario, aria calda e umida affluì massicciamente sull'Italia fino al giorno 17, determinando tempo fortemente perturbato, per quattro giorni, su tutte le regioni.

Sono riportate in figura 4.1 le mappe sinottiche del geopotenziale a 500 hPa, ad intervalli di 3 giorni, tratte dal sito [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de).

Vengono incluse in tabella 4.1 i valori di temperature minime registrate in alcune delle località principali, prese dalle stazioni incluse nel data-set, riferite alle varie giornate. E' riportata anche la temperatura misurata alla diga del Careser, la stazione a quota più alta disponibile per il data-set giornaliero.

Raffigurate in figura 4.2, 4.3 e 4.4, vi sono le ricostruzioni delle temperature minime giornaliere per il periodo considerato.

Si nota molto bene l'irruzione dell'aria artica, con il precipitare delle temperature per il 5 gennaio, portandosi sui rilievi a valori pari o inferiori ai  $-25^{\circ}$ . Raffigurato molto bene è anche il picco del 7 gennaio, in cui il gruppo dell'Ortles e la relativa vetta raggiungono temperature inferiori ai  $-30^{\circ}\text{C}$ .

Inoltre, si può apprezzare come le temperature più calde risalcano la valle dell'Adige a partire dalla giornata del 14 gennaio, fino a raggiungere, il 17, le prime minime sopra lo zero da inizio mese nei due capoluoghi.

Pertanto l'andamento spaziale delle temperature minime risulta ricostruito molto bene.

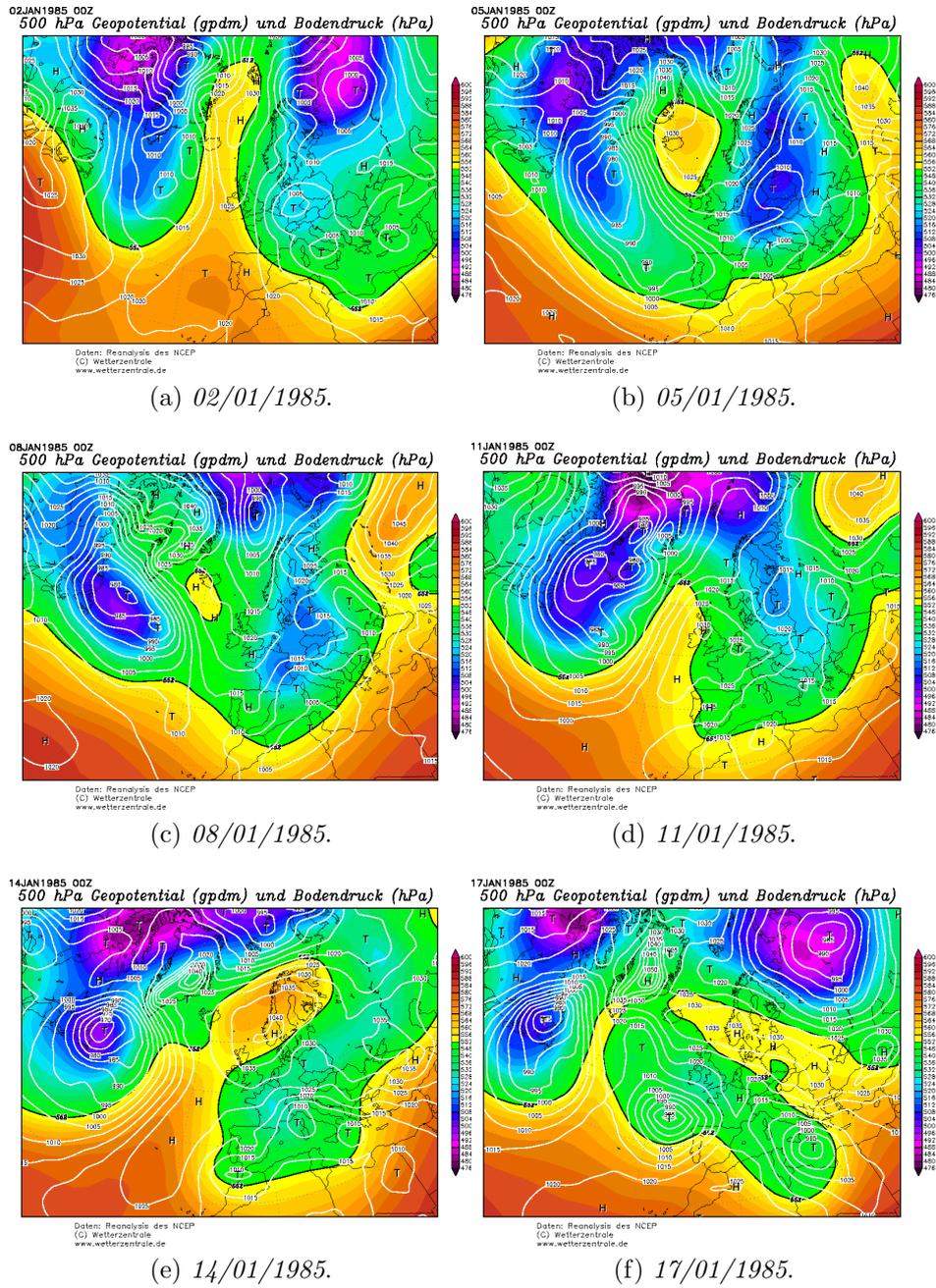


Figura 4.1: Mappa del geopotenziale a 500 hPa.

Tabella 4.1: Temperature minime registrate in alcune località del Trentino Alto per il periodo dal 01/01/1985 al 18/01/1985.

Stazione	Bolzano	Trento Laste	Bressanone	Pinzolo	Brennero	Careser Diga
Altitudine	241 <i>m</i>	312 <i>m</i>	590 <i>m</i>	760 <i>m</i>	1330 <i>m</i>	2600 <i>m</i>
01/01/85	-5,7	-5,2	-10,1	-11,2	-14,0	-20,0
02/01/85	-8,7	-5,2	-9,1	-12,2	-12,0	-18,0
03/01/85	-4,8	-7,2	-12,1	-15,3	-12,0	-19,0
04/01/85	-8,8	-7,2	-10,1	-15,3	-17,0	-21,0
05/01/85	-6,8	-9,2	-14,1	-19,3	-22,0	-25,0
06/01/85	-9,8	-12,2	-17,1	-20,3	-23,0	-29,0
07/01/85	-12,8	-12,2	-17,1	-20,3	-24,0	-29,0
08/01/85	-15,8	-11,3	-17,1	-19,3	-22,0	-27,0
09/01/85	-7,8	-5,3	-13,1	-17,3	-21,0	-23,0
10/01/85	-8,8	-7,3	-14,1	-17,3	-22,0	-22,0
11/01/85	-11,8	-8,3	-14,1	-16,3	-18,9	-21,0
12/01/85	-11,8	-8,3	-13,1	-14,3	-17,9	-21,0
13/01/85	-11,9	-7,3	-13,1	-14,3	-16,9	-21,0
14/01/85	-4,9	-3,3	-7,1	-10,3	-14,9	-21,0
15/01/85	-1,9	-2,3	-6,1	-10,3	-9,9	-19,0
16/01/85	-1,9	-0,3	-2,1	-6,3	-8,9	-18,0
17/01/85	0,1	1,7	-5,1	-11,3	-6,9	-17,0
18/01/85	-2,9	0,7	-6,1	-11,3	-5,9	-11,0

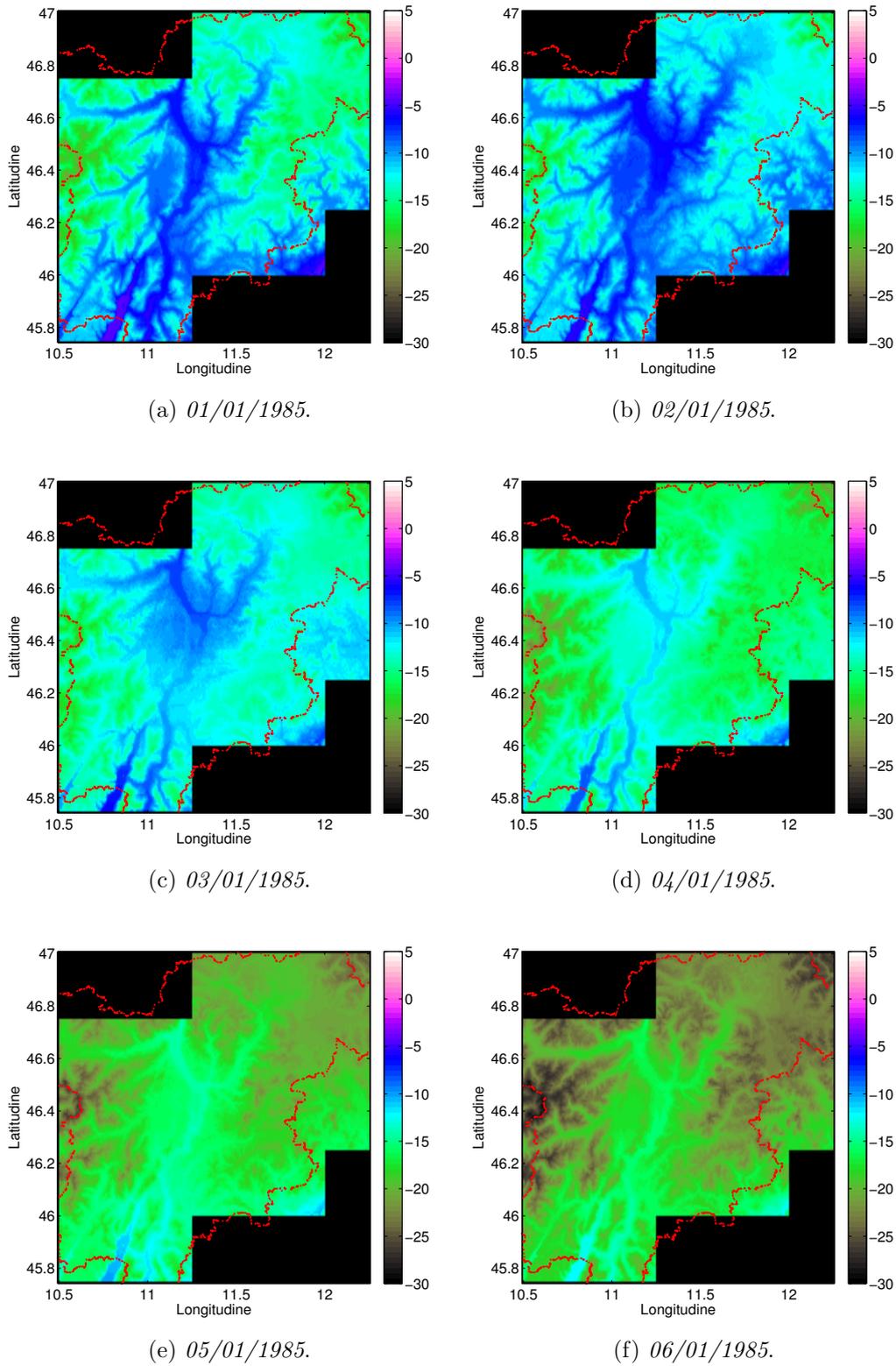


Figura 4.2: Ricostruzione delle temperature minime per le giornate dal 01/01/1985 al 06/01/1985.

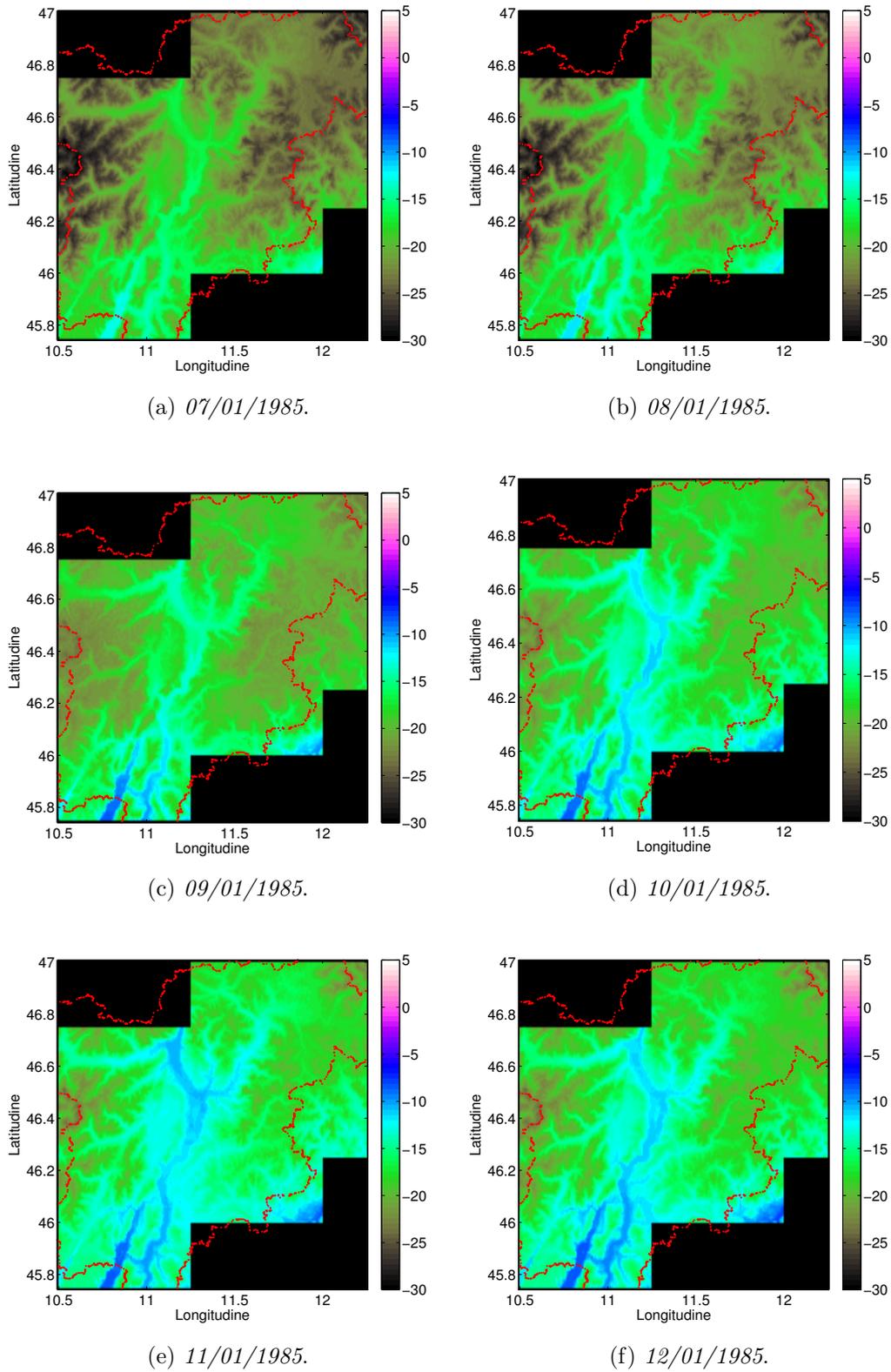


Figura 4.3: Ricostruzione delle temperature minime per le giornate dal 07/01/1985 al 12/01/1985.

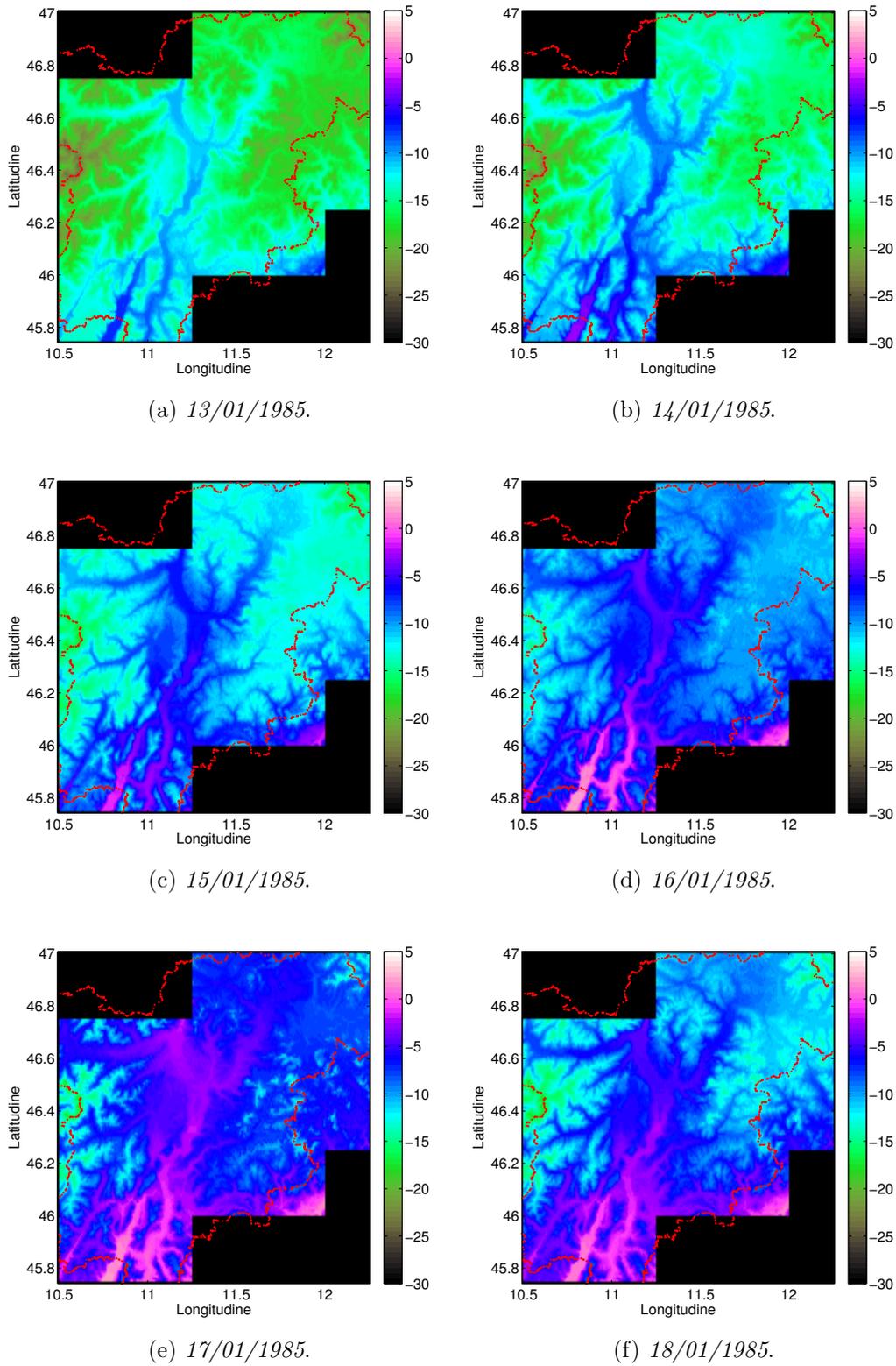


Figura 4.4: Ricostruzione delle temperature minime per le giornate dal 13/01/1985 al 18/01/1985.

## 4.2 Gennaio 2007

Probabilmente di ancora maggior interesse, risultano gli eventi verificatisi nel gennaio del 2007: in questo mese si sono verificati due episodi di föhn, esattamente a distanza di una settimana l'uno dall'altro, il 12 e il 19 gennaio.

Inoltre questi episodi, accuratamente analizzati e riportati da MeteoTrentino

(<http://www.meteotrentino.it/clima/eventi.aspx?ID=186>), risultano essere molto interessanti poiché i fenomeni hanno riguardato praticamente soltanto le provincia trentina, con effetti più modesti in Alto Adige, come mostrato dalle mappe dei venti a 850hPa, riportate in figura 4.5.

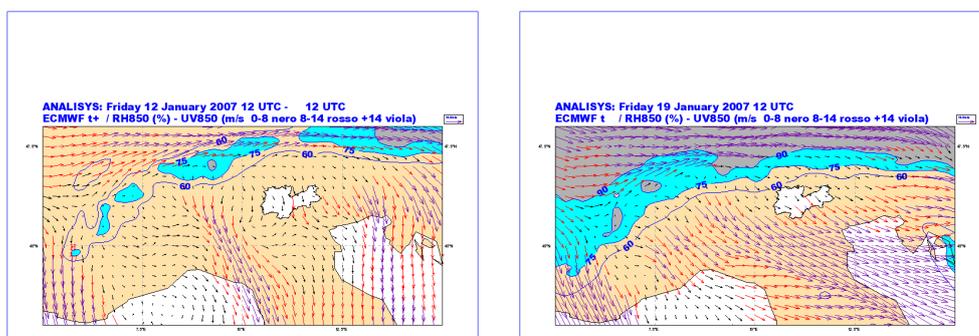


Figura 4.5: Mappa di analisi del campo di vento a 850 hPa per il 12 e il 19 gennaio 2007 – ECMWF.

### 4.2.1 L'episodio di venerdì 12 gennaio 2007

La giornata di venerdì 12 gennaio 2007 è stata caratterizzata dal primo episodio di föhn: in questo caso il vento, che ha fatto registrare valori significativamente elevati in quota, ha soffiato a tratti forte anche nelle vallate.

L'interesse per quest'evento tuttavia è legata non tanto all'intensità del vento, quanto piuttosto al marcato aumento delle temperature, con valori decisamente insoliti per la stagione, particolarmente accentuato nei fondovalle.

In figura 4.6, sono riportate le mappe di geopotenziale a 500hPa, per i giorni interessati nel periodo compreso tra l'11 e 19 gennaio 2007. In entrambi i casi è ben visibile una

vasta area anticiclonica posizionata sulla penisola Iberica che è all'origine di un flusso d'aria che investirà la barriera alpina da Nord-Ovest.

I grafici riportati in seguito sono stati presi dal sito di MeteoTrentino, sono relativi

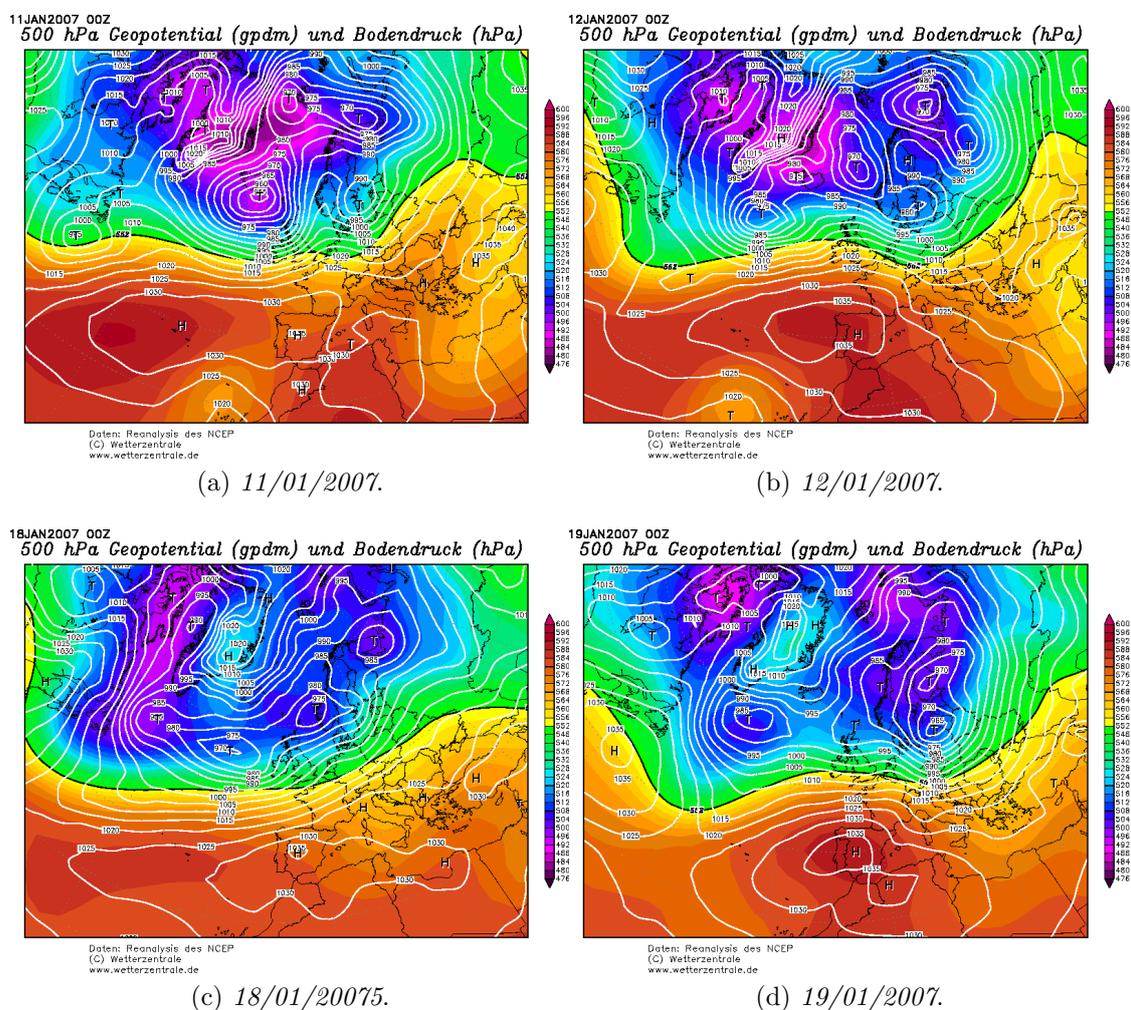


Figura 4.6: Mappa del geopotenziale a 500 hPa per il periodo compreso tra il 11 gennaio e il 19 gennaio 2007.

alla temperatura media oraria e sono stati inclusi per meglio mostrare l'andamento della temperatura, poiché tra i dati in nostro possesso si hanno a disposizione solo la temperatura massima e la minima giornaliera.

I grafici delle temperature orarie (fig. 4.7 e 4.8) mostrano la diminuzione avvenuta durante la notte del 12 seguita poi dal progressivo aumento indotto in parte dal vento ma

legato anche all'avvezione di aria più calda associata all'estendersi verso Ovest dell'anticiclone sulla Spagna, che avrebbe portato la quota dello zero termico dai 2800 m del giorno 12 gennaio ai 3800 m circa del giorno successivo.

Come già si è detto l'episodio di föhn del 12 gennaio è rilevante soprattutto per il rialzo termico cui ha dato luogo. Un esempio di questo effetto è visibile alla stazione di Pinzolo, posta alla quota di 755 m.

La temperatura istantanea ha raggiunto un massimo di circa  $17^{\circ}\text{C}$  a fronte dei  $9,1^{\circ}\text{C}$  del giorno precedente, quindi con un aumento di quasi  $8^{\circ}\text{C}$ .

Inoltre si può notare come la temperatura sia stata particolarmente alta nella valle

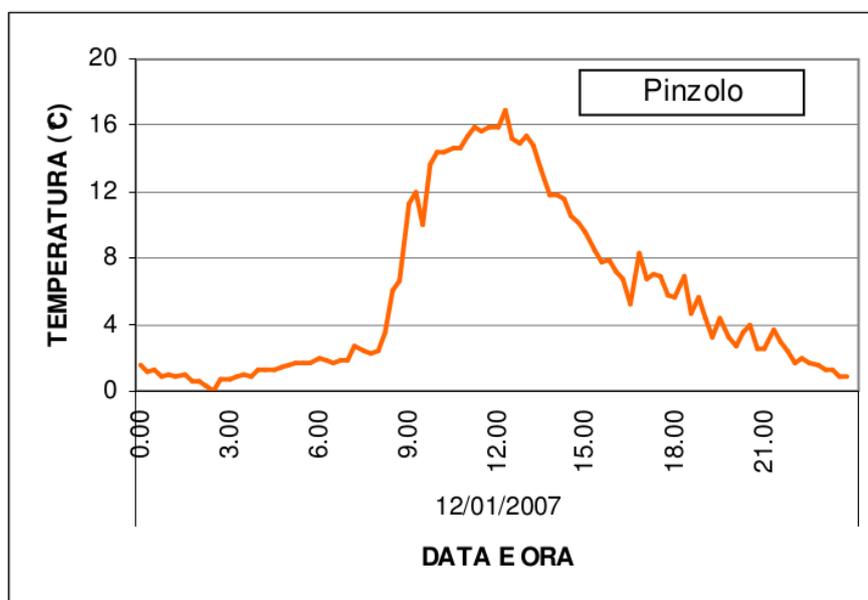


Figura 4.7: Andamento delle temperatura oraria presso la stazione di Pinzolo.

dell'Adige (fig. 4.8, soprattutto se comparate alle temperature del giorno precedente (tab. 4.2) Colpisce immediatamente il diverso comportamento delle stazioni poste più a Sud, rispetto a quelle per esempio di Trento e San Michele All'Adige. Questo perché come spesso accade negli episodi di föhn, il vento non ha interessato nella stessa misura tutta la Provincia; in particolare sui settori a sud la sua intensità è stata mediamente inferiore.

Significativo a questo proposito quanto è accaduto nell'Alto Garda ove il föhn è entrato la mattina e nel tardo pomeriggio mentre nelle ore centrali ha dominato la brezza da sud che, a dispetto di quanto è avvenuto nel resto del territorio, ha contribuito a

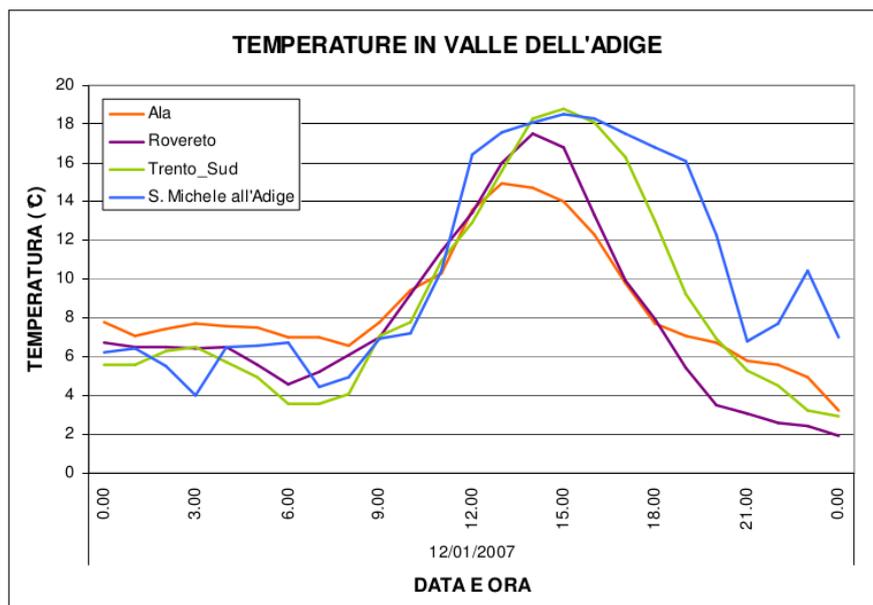
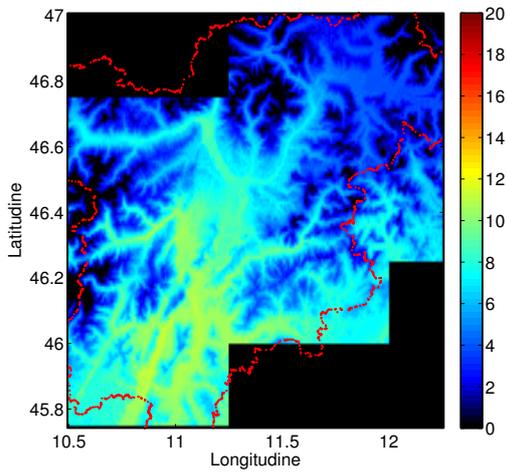


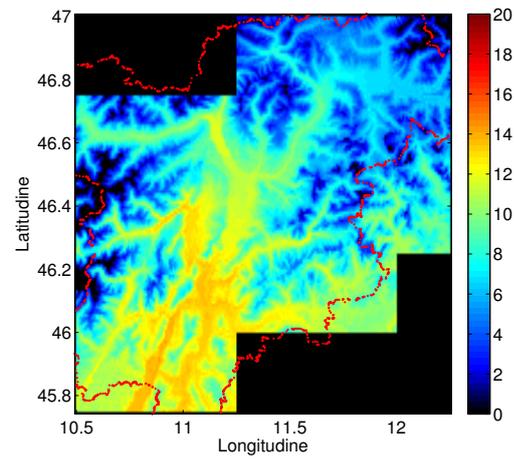
Figura 4.8: Andamento delle temperatura oraria presso le principali stazioni nella valle dell'Adige.

Tabella 4.2: Temperature massime registrate nelle principali stazioni della Provincia di Trento, tra il giorno 11 e 12 gennaio 2007.

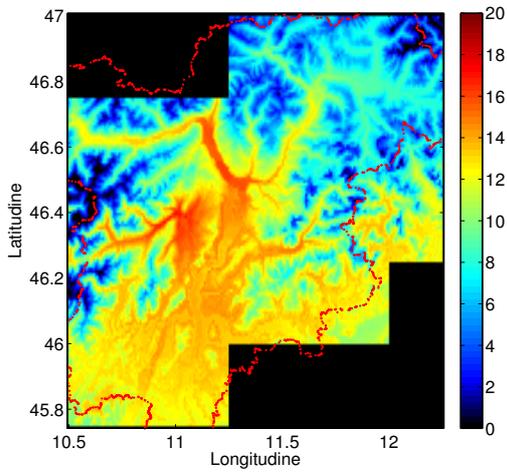
Stazione	TX 11/01/2007 (°C)	TX 12/01/2007 (°C)
Pinzolo	9,1	17,1
Pergine	9,6	17,7
Borgo Valsugana	6,8	17,5
Cavalese	9	12,7
Predazzo	8	11,9
Arco	13	11,7
Riva del Garda	11,6	12,8
Cles	9,8	16,4
Malè	10,6	16,3
Tione	10,1	11,2
Storo	11,2	15,5
Ala	11,3	14,9
Rovereto	11,5	17,5
Trento Sud	11,4	18,8
S. Michele all'Adige	11,5	18,5



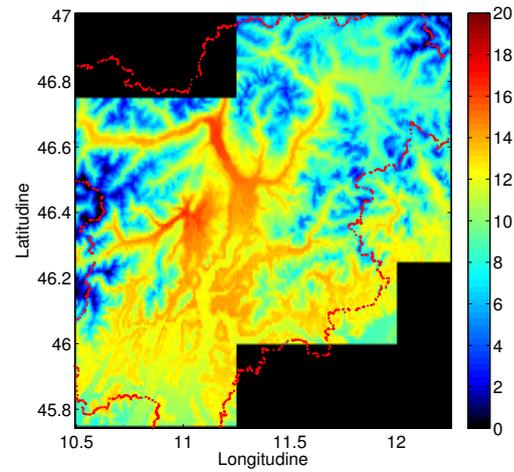
(a) 10/01/2007.



(b) 11/01/2007.



(c) 12/01/2007.



(d) 13/01/2007.

Figura 4.9: Ricostruzione delle temperature massime .

mantenere costanti, o addirittura a far diminuire le temperature massime rispetto ai valori del giorno precedente. La presenza del föhn ha prodotto tuttavia un rialzo delle temperature rispetto al giorno precedente presso tutte le stazioni come si può vedere dal grafico riportato, seppur in misura diversa.

Tutto questo è ben catturato dai nostri dati.

Indicativo, come si può osservare dalle immagini in fig. 4.9, come nella parte più bassa della valle dell'Adige le temperature massime rimangono comprese in un intervallo tra i 10°C e i 14°C circa, mentre nella parte superiore l'aumento di temperatura arriva ad essere anche di 8°C, portando le temperature fino a valori compresi tra i 17°C e 19°C, come visibile in tabella 4.2.

In Alto Adige e sui rilievi l'effetto è ben più limitato, in alcune zone addirittura, come nel caso dell'Ortles, le temperature rimangono sotto lo zero.

Questo è un ottimo esempio di come il modello sia in grado di discriminare le stazioni utilizzate per la ricostruzione delle temperatura in base alle loro caratteristiche geografiche.

### 4.2.2 L'episodio di venerdì 19 gennaio 2007

Ad una settimana esatta dal primo episodio, il venerdì successivo vede nuovamente il föhn protagonista del tempo meteorologico sulla regione.

Come nel caso verificatosi il 12 gennaio, il vento non interesserà tutta la provincia allo stesso modo, causando solo in alcune aree un aumento delle temperature davvero considerevole.

La situazione sinottica, osservabile sulla mappa di analisi a 500 hPa (fig. 4.6), nella giornata in esame non è molto diversa da quella che ha caratterizzato il tempo nella settimana precedente.

Anche in questo caso un'area anticiclonica è posizionata sulla Spagna e un'intensa corrente nordoccidentale interessa l'Europa.

In questo caso, le temperature dopo l'aumento nella giornata del 19 gennaio per il föhn che colpisce la zona, caleranno velocemente durante la notte per riprendere a salire anche nella giornata successiva a causa dell'avvezione di aria calda in quota associata all'espansione dell'anticiclone presente sulla Spagna.

Durante questo secondo episodio di gennaio, le temperature raggiunsero valori più elevati rispetto a quelle della settimana precedente, tuttavia bisogna precisare che solo poche stazioni di quelle riportate in tabella 4.3 compaiono nel nostro data-set e di queste, solo due superano i 20°C.

Quindi in questo caso ci si aspetterebbe di ottenere risultati in mappa leggermente inferiori a quelli registrati.

Tuttavia, anche in questo caso, le temperature ricostruite (fig. 4.10) sono in linea con quelle misurate raffigurandone molto bene l'andamento spaziale, evidenziando il riscaldamento accorso lungo la valle dell'Adige ma non nella parte superiore della regione.

Tabella 4.3: Temperature massime raggiunte in alcune stazioni della provincia di Trento, per il giorno 19 gennaio 2007. Con un asterisco sono indicate le stazioni presenti nel nostro data-set.

Stazione	TX (°C)
Denno	22,5
S.Orsola*	22,5
Cles*	21,3
Mezzana	18,3
Caldes	21,1
Pinzolo	21,9
Cembra	20,3
Fondo	19,4
S.Michele all'Adige*	17,8
Predazzo *	17,1
Trento Sud	14,9
Rovereto	13,9
Lodrone	18,4
Baselga di Pinè	17,7
Malga Bissina*	12,1
S.Martino di Castrozza*	14,6
Passo Sommo	18,4
Passo Brocon	12,6

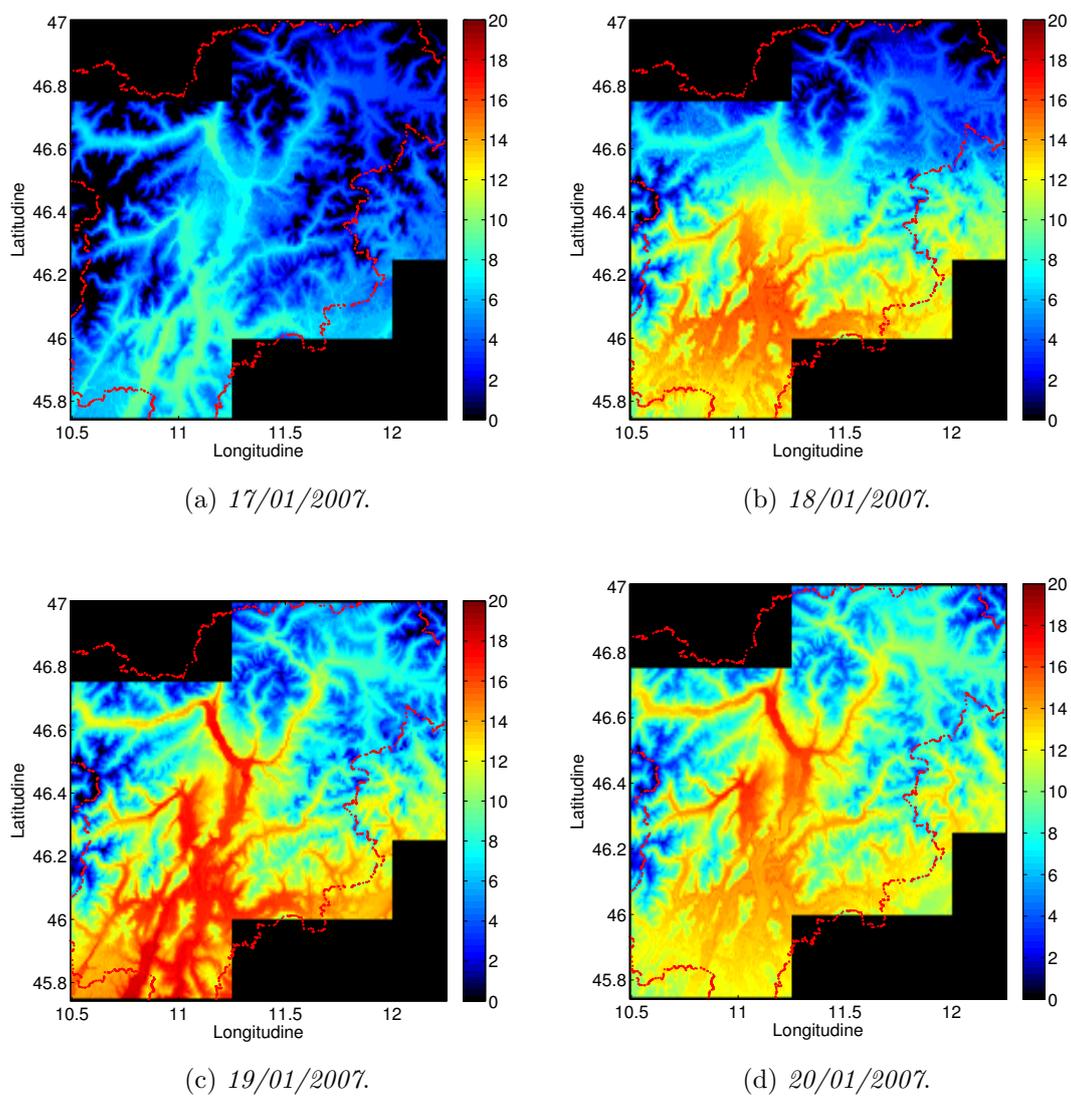


Figura 4.10: Ricostruzione delle temperature massime per i giorni dal 17 al 20 gennaio 2007.



# Capitolo 5

## Conclusioni

In questo studio viene presentato e realizzato un data-set ad alta risoluzione per le temperature massime e minime giornaliere per la regione del Trentino Alto Adige. Il periodo su cui viene svolta l'analisi copre oltre 60 anni, dal 1951 al 2014.

Questo lavoro risulta essere articolato in tre fasi in cui vengono definite primariamente la climatologia mensile e la componente temporale mensile attraverso l'assunzione del metodo delle anomalie, ed infine la componente temporale giornaliera.

La realizzazione delle climatologie mensili, rappresentante il punto di partenza su cui viene svolto questo studio, prevede l'interpolazione delle temperature minime e massime mensili delle stazioni su un grigliato ad alta risoluzione mediante una regressione lineare pesata della temperatura rispetto all'elevazione. Questo renderà possibile, attraverso la sovrapposizione alle climatologie delle anomalie mensili, anch'esse ottenute mediante l'interpolazione sul medesimo grigliato, di ricostruire un data-set mensile, il quale fornirà il vincolo sul quale verranno calcolate le temperature giornaliere.

Per la costruzione del data-set giornaliero è stato impiegato il metodo sviluppato da (Di Luzio et al., 2008): esprimendo le temperature all'interno di ogni mese dall'inizio alla fine di ogni serie sotto forma di anomalia giornaliera relativa, rispetto alla media mensile del mese corrente, si è riusciti ad interpolare e definire i valori giornalieri sull'intero grigliato. Di fondamentale importanza per il raggiungimento di tale risultato, è stata l'operazione preliminare di sincronizzazione effettuata sui dati, che ha permesso di eliminare sfasamenti avvenuti nelle operazioni di registrazione e trascrizione dei dati da parte degli enti fornitori.

I risultati per i dati giornalieri così ottenuti risultano soddisfacenti e in linea con quanto riscontrato in letteratura (Antolini et al., 2015, Di Luzio et al., 2008, Hiebl and Frei, 2015).

I casi di studio analizzati rivelano un'ottima concordanza tra i dati ricostruiti e i dati osservati, mostrando che il metodo usato cattura molto bene la variabilità spaziale della temperatura alla scala giornaliera.

Precedenti studi su aree alpine a scala giornaliera e ad alta risoluzione, come quelli presentati da Frei (2014) e Hiebl and Frei (2015) per Svizzera e Austria, ottengono errori leggermente inferiori nonostante presentino un data-set meno denso di quello impiegato in questo studio.

Va però precisato che per lo studio realizzato per la Svizzera sono state utilizzate temperature medie giornaliere, decisamente più facili da indagare rispetto ai valori massimi e minimi ed è quindi lecito aspettarsi un errore inferiore.

Il metodo impiegato in questo studio risulta abbastanza accurato fornendo risultati il cui errore risulta comparabile con gli studi precedentemente elencati. Il *root mean square error* ottenuto per le temperature minime rimane generalmente inferiore ai 2 gradi, mentre il *mean absolute error* oscilla attorno al grado e mezzo. L'errore inerente alle temperature massime non si discosta molto da quelli ottenuti per le temperature minime, tuttavia in suo andamento risulta anomalo, rispetto a quanto incontrato in letteratura (Antolini et al., 2015, Di Luzio et al., 2008, Hiebl and Frei, 2015).

Infatti l'errore sulle temperature, sia mensili che giornaliere, dovrebbe essere minore per le temperature massime che non per le minime, poiché queste risultano essere più coerenti spazialmente (Böhm et al., 2001).

Si preferisce pertanto valutare l'efficacia del metodo facendo riferimento all'errore commesso sulle temperature minime, poiché si ritiene sia più veritiero e rappresentativo rispetto a quello ottenuto sulle massime.

La causa di questo comportamento anomalo negli errori risiede con ogni probabilità in un problema accorso durante l'acquisizione dei dati di MeteoTrentino dal sito internet. Infatti ci si è resi conto, purtroppo in ritardo, che i dati scaricati dal sito di MeteoTrentino non combaciano con i valori riportati sugli annali dell'ex-Servizio Idrografico, bensì presentano sfasamenti di singoli giorni e duplicazioni, soprattutto per le massime. La causa abbiamo ipotizzato possa essere un tentativo di sincronizzazione delle temperature massime e minime, operate da MeteoTrentino per ovviare al problema

derivante dal fatto che le due variabili, essendo riferite all'intervallo temporale andante dalle 09.00 del giorno precedente alle 09.00 del giorno corrente, potrebbero essere riferite a due giorni diversi, (cioè le minime al giorno corrente e le massime al giorno precedente) a seconda delle particolari condizioni meteorologiche.

Questo sospetto è emerso dopo aver verificato che, anziché scaricare temperature massime e minime simultaneamente come è stato fatto ma singolarmente, i valori tornano perfettamente con gli annali.

Per verificare quanto i problemi nei dati di MeteoTrentino incidessero sui risultati, si è provato a far girare nuovamente il programma impiegato per l'interpolazione delle climatologie mensili utilizzando la configurazione ottimale (esposta in sezione 3.2) ma escludendo dalla ricostruzione tutte le stazioni di MeteoTrentino, sia per le temperature massime che per le temperature minime, confrontato l'errore così ottenuto con i valori ottenuti durante lo studio.

Ovviamente quello svolto non è un test di verifica accurato e significativo e necessiterebbe di verifiche ulteriori, ma dà l'idea di come varia l'errore con l'esclusione delle stazioni, rivelando come l'errore sulle temperature minime resti pressoché costante o aumenti leggermente, mentre l'errore sulle temperature massime diminuisce sensibilmente.

Risulterebbe quindi interessante provare a ripetere l'intero studio svolto impiegando tutti i valori di temperatura escludendo a priori i dati forniti da MeteoTrentino, calcolando oltre ai valori massimi e minimi di temperatura, anche la temperatura media giornaliera, la quale risulta decisamente più facile da rappresentare per i modelli, e vedere come varia l'errore commesso.

E' possibile migliorare ulteriormente il metodo utilizzato, in quanto ad ora risulta ottimizzato per la sola stima delle climatologie e non per il calcolo della parte temporale, cosa che non è stata effettuata per questo lavoro per la mancanza di tempo.

In aggiunta, la varianza spiegata, data dal coefficiente di determinazione, risulta abbastanza buona ma non ottima e in alcuni casi al limite dell'accettabilità. Per le temperature massime si sono ottenuti valori medi che vanno da circa 0,70 per gennaio a 0,78 per luglio, mentre al contrario per le minime si ottengono valori migliori per il mese di gennaio (0,76) piuttosto che luglio (0,72).

In entrambi i casi, si ottengono risultati leggermente migliori ripetendo il calcolo del coefficiente di determinazione considerando solamente il periodo compreso tra 1985 e

il 2011, in cui si ha la massima disponibilità di dati giornalieri omogeneizzati.

Questo oltre ad essere dovuto alle anomalie nei dati precedentemente discussa, risente anche del fatto che un discreto numero di serie del data-set, sia quelle fornite da MeteoTrentino che quelle fornite dal Ufficio Idrografico di Bolzano, risultano avere buona parte delle registrazioni con precisione di 1°C.

Tali anomalie non si riscontrano in alcun modo nelle serie fornite da Arpa Veneto e Aeronautica Militare.

Questo problema indubbiamente influisce sulla variabilità delle temperature registrate e introduce inevitabilmente errori nel calcolo delle temperature, soprattutto a livello giornaliero, dal momento che l'insieme dei dati forniti da MeteoTrentino e Ufficio Idrografico di Bolzano rappresentano all'incirca l'80% e il 60% dei dati utilizzati rispettivamente per il calcolo delle climatologie e della parte temporale.

Alla luce di ciò si è deciso nonostante tutto di accettare comunque i risultati ottenuti, in quanto ripetere tutti i calcoli si sarebbe rivelato un processo abbastanza lungo.

Questo fornisce un nuovo asse di progresso per l'implementazione dei risultati, infatti utilizzando serie qualitativamente buone e ultimando l'ottimizzazione del modello, sarà possibile migliorare i risultati ottenuti, di per se già discreti.

# 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*, 2015.
- R. Böhm, I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schöner. Regional temperature variability in the european alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 21(14):1779–1801, 2001.
- 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.
- B. Chimani, C. Matulla, R. Böhm, and M. Hofstätter. A new high resolution absolute temperature grid for the greater alpine region back to 1780. *International Journal of Climatology*, 33(9):2129–2141, 2013.
- C. Daly. Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International Journal of Climatology*, 26:707 – 721, 2006. spatial climate data, gridding,

- temperature, precipitation, climate mapping, climate interpolation, cross-validation, ANUSPLIN, kriging, Daymet, PRISM.
- C. Daly, R. P. Neilson, and D. L. Phillips. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of applied meteorology*, 33(2):140–158, 1994.
- C. Daly, G.H. Taylor, and W.P. Gibson. The prism approach to mapping precipitation and temperature. In *Proc., 10th AMS Conf. on Applied Climatology*, pages 20–23, 1997.
- C. Daly, W. P. Gibson, G. H. Taylor, G. L. Johnson, and P. Pasteris. A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate research*, 22(2):99–113, 2002.
- C. Daly, M. Halbleib, J. I Smith, W. P. Gibson, M. K. Doggett, G. H. Taylor, J. Curtis, and P. P. Pasteris. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous united states. *International journal of climatology*, 28(15):2031–2064, 2008.
- M. Di Luzio, G. L. Johnson, C. Daly, J.K. Eischeid, and J.G. Arnold. Constructing retrospective gridded daily precipitation and temperature datasets for the conterminous united states. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(2):475–497, 2008.
- P. Drobinski, R. Steinacker, H. Richner, K. Baumann-Stanzer, G. Beffrey, B. Benech, H. Berger, B. Chimani, A. Dabas, M. Dorninger, et al. Föhn in the rhine valley during map: A review of its multiscale dynamics in complex valley geometry. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625):897–916, 2007.
- C. Frei. Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-euclidean distances. *International Journal of Climatology*, 34(5):1585–1605, 2014.
- W.P. Gibson, C. Daly, and G.H. Taylor. Derivation of facet grids for use with the prism model. *Proceedings of the 10th AMS Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society: Reno, NV, Oct.*, pages 20–23, 208–209, 1997.

- T. Hengl. *A practical guide to geostatistical mapping of environmental variables*, volume 140. 2007.
- T. Hengl and D.G. Rossiter. Supervised landform classification to enhance and replace photo-interpretation in semi-detailed soil survey. *Soil Science Society of America Journal*, 67(6):1810–1822, 2003.
- J. Hiebl and C. Frei. Daily temperature grids for austria since 1961—concept, creation and applicability. *Theoretical and Applied Climatology*, pages 1–18, 2015.
- J. Hiebl, I. Auer, R. Böhm, W. Schöner, M. Maugeri, G. Lentini, J. Spinoni, M. Brunetti, T. Nanni, M. Perčec Tadić, et al. A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater alpine region. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(5):507–530, 2009.
- K. P. Hoinka. Observation of the airflow over the alps during a foehn event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(467):199–224, 1985.
- G. L. Johnson, C. Daly, G. H. Taylor, and C. L. Hanson. Spatial variability and interpolation of stochastic weather simulation model parameters. *Journal of Applied Meteorology*, 39(6):778–796, 2000.
- T. D. Mitchell and P. D. Jones. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25:693–712, 2005. climate, observations, grids, homogeneity, temperature, precipitation, vapour, cloud.
- 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.
- L. Perini, L. Salvati, T. Ceccarelli, S. Sorrenti, and M. Zitti. *La desertificazione in Italia: processi, indicatori, vulnerabilità del territorio*. Bonanno, 2008.
- C. Ronchi, C. De Luigi, N. Ciccarelli, and N. Loglisci. Development of a daily gridded climatological air temperature dataset based on a optimal interpolation of era-40

- reanalysis downscaling and a local high resolution thermometers network. In *Proceedings of EMS annual meeting European conference on applied climatology (ECAC)*, volume 29, 2008.
- A. Squintu. Daily temperature trends in trentino alto adige over the last century. Master's thesis, 2015.
- R. Steinacker, C.D. Whiteman, M. Dorninger, B. Pospichal, et al. A sinkhole field experiment in the eastern alps. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(5):701, 2007.
- J.R. Taylor and E.R. Cohen. An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements. *Measurement Science and Technology*, 9(6):1015, 1997.
- F. Uboldi, C. Lussana, and M. Salvati. Three-dimensional spatial interpolation of surface meteorological observations from high-resolution local networks. *Meteorological Applications*, 15(3):331–345, 2008.

# Ringraziamenti

In primo luogo vorrei ringraziare il prof. Michele Brunetti, per la sua infinita pazienza e disponibilità nel guidarmi durante questo lavoro.

Un particolare grazie va anche ai miei genitori e a mio fratello, per avermi sempre sostenuto durante questo lungo percorso.

Vorrei ringraziare i miei amici, primi tra tutti Lorenzo e Alessandro, per i bei momenti passati insieme.

Grazie anche ai miei ex colleghi, soprattutto quelli del reparto nuoto, per aver condiviso 3 lunghissimi anni insieme e per avermi dato una prospettiva nuova.

Infine grazie Carla per avermi (quasi) sempre sopportato durante la stesura di questa tesi.