

## Capitolo 3

# Applicazione dell'analisi statistica

### 3.1 Raccolta dei dati disponibili

Il set di dati utilizzato nel presente studio è stato fornito dal Servizio Idrografico e Mareografico della Regione Abruzzo che pubblica in estratto sugli annali idrologici [8]. I dati forniti sono giornalieri e riguardano l'altezza del manto nevoso per il periodo dal 1918 al 2006; a questi dati storici si aggiungono quelli provenienti da 7 stazioni montane di recente installazione: Campo Imperatore, Campotosto, Caramanico, Ovindoli, Passo Lanciano, Roccaraso e Passo Godi. Inoltre, il Centro di Eccellenza in Telerilevamento e Modellistica Previsionale di Eventi Severi (CETEMPS) dell'Università degli Studi de L'Aquila [13] ha reso possibile il presente studio grazie all'organizzazione di un dataset in formato *Excel*, in cui sono stati raccolti tutti i dati giornalieri di precipitazione piovosa (variabile *rain*), ma soprattutto dello spessore del manto nevoso (variabile *snow*) dal 1976 al 2016, ovvero il parametro principale su cui è basata l'intera analisi. Il totale delle stazioni è 258, distribuite in Abruzzo, Molise, le province di Ascoli Piceno, Frosinone e Foggia.

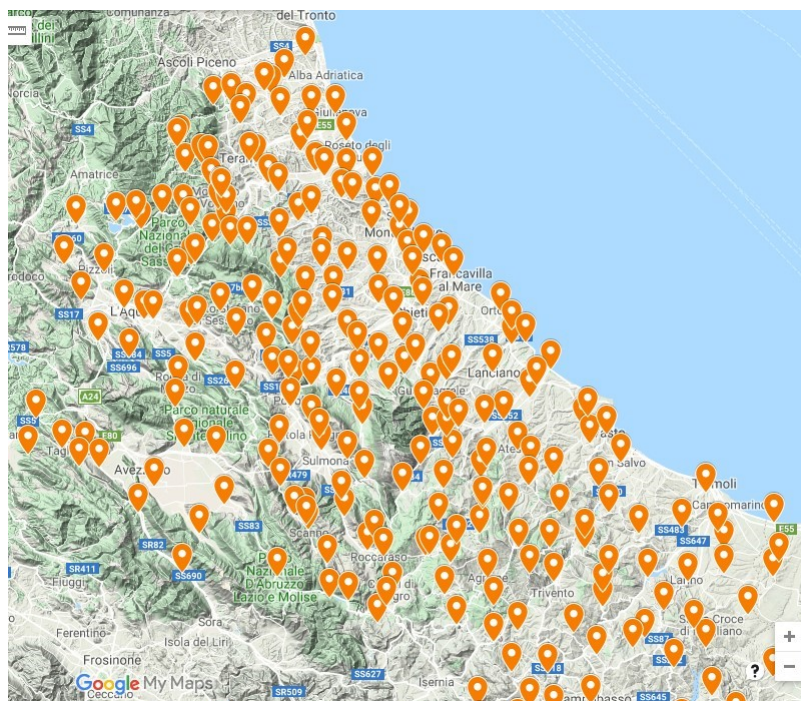


Figura 3.1. Distribuzione delle stazioni dal database del CETEMPS.

La *Figura 3.1* evidenzia la grande distribuzione sul territorio delle stazioni meteorologiche, nonché la fitta rete di copertura nonostante la complicata topografia della regione. A seguito di un'accurata analisi dei dati disponibili, si è notata la carenza di misurazioni dopo il 2012 a causa della mancata manutenzione di molte delle stazioni meteorologiche. Inoltre, le stazioni di recente installazione hanno un dataset ancora povero, quindi vengono prese in considerazione solo 73 stazioni nell'ambito regionale, capaci di ricoprire spazialmente l'area interessata e con un nutrito set di dati dal 1979 al 2012. La *Figura 3.2* mostra la loro distribuzione, divise per le quattro province.

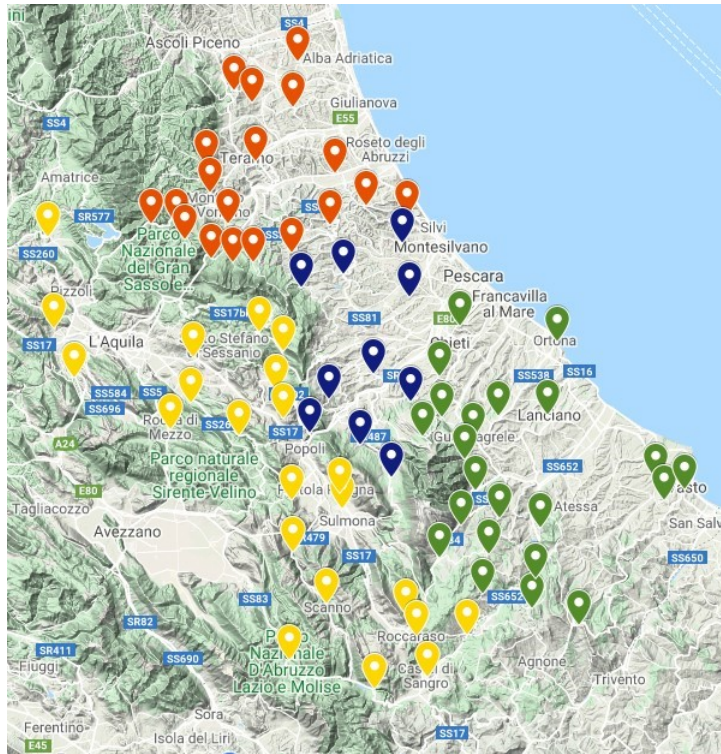


Figura 3.2. Le 73 stazioni considerate, divise per le quattro province.

### 3.1.1 Insieme delle stazioni

Nella successiva *Tabella 3.1* vengono elencate le stazioni analizzate con i rispettivi valori dell'incremento massimo stagionale su tre giorni medio e dell'altezza massima stagionale media. Inoltre, si indica la quota della stazione, essendo un parametro fondamentale per la correlazione con i dati neve. Come spiegato nel *capitolo 2*, la prima elaborazione dei dati viene effettuata tramite il rapporto tra le variabili di neve  $H_S$  e  $\Delta H_{3gg}$  con la quota.

### 3.1.2 Omogeneizzazione dei dati

Nella prima fase di controllo, vengono trattati i dati forniti definiti *grezzi* attraverso l'*omogeneizzazione* del dataset.

Con questo passaggio sono stati indagati i valori *vuoti* confrontando singolarmente gli eventi di precipitazione con le stazioni adiacenti. L'omogeneizzazione avviene in tutti gli studi in cui si raccoglie una grande quantità di dati, come quelli pluviometrici o nivologici, per le stazioni di rilievo sparse nel territorio.

Un esempio pratico di questo passaggio è stato offerto in uno studio in Trentino del 2017 *Variability in snow depth time series in the Adige catchment* [4], in cui vengono raccolte le precipitazioni nevose in un arco temporale esteso (dal 1980 al 2009) per poi analizzarne le variazioni climatiche.

Con la stessa tecnica illustrata, vengono elaborati i dati nel caso della regione Abruzzo, considerando le 73 stazioni presentate nella *Tabella 3.1*. I valori nulli non vengono considerati nelle medie e nelle statistiche, evitando l'errata interpretazione nella visione d'insieme.

Data la disomogeneità del territorio, i siti di registrazione sono notevolmente differenti tra loro per natura ambientale. I valori della stazione di Passo Lanciano sono nettamente superiori a quelli di Nereto, ma un corretto studio dell'insieme dei dati necessita dell'adimensionalizzazione tramite il valor medio di ogni stazione.

Questo processo è possibile dividendo ogni dato di massimo stagionale per la media dei massimi stagionali nell'intero arco temporale. Nelle eq. 2.2 i termini  $y(T_r)$  rappresentano proprio questo rapporto, ottenendo così tutti dati intorno al valore unitario. La *Tabella 3.2* mostra un esempio applicativo sulla stazione di Pietracamela (1043 m slm).

Quindi  $y_i = \frac{H_{S,i}}{H_S}$  per la *i-esima* stagione. Così facendo viene costruita una matrice composta da *i* stagioni (righe) e *j* stazioni (colonne). In generale vale la relazione:

$$y_{ij} = \frac{H_{S,ij}}{H_{S,i}} \quad (3.1)$$

La stessa fase di normalizzazione è operata sulla variabile  $\Delta H3gg$ , eseguendo gli stessi passaggi presentati ed utilizzando questa variabile per la ricerca dei valori progettuali della mappatura del pericolo.

Nell'*Appendice A* vengono riassunti i dati di massimi stagionali per ogni stazione per la variabile  $H_S$  e  $\Delta H3gg$ , calcolati tramite *Excel* per poter essere facilmente consultabili.

3.1 – Raccolta dei dati disponibili

stazioni(Prov) 1/2	quota [m s.l.m.]	$\overline{H_S}$ [cm]	$\overline{\Delta H_{3gg}}$ [cm]
Alanno (PE)	295	25.07	18.22
Anversa (AQ)	604	28.84	21.71
Arsita (TE)	586	27.08	16.19
Ateleta (AQ)	739	27.23	19.52
Atri (TE)	412	19.48	12.93
Bagnaturo (AQ)	345	24.44	15.83
Barisciano (AQ)	978	23.39	16.59
Barrea (AQ)	980	42.25	25.96
Beffi (AQ)	608	20.08	13.28
Bellante (TE)	363	21.14	16.23
Bomba (CH)	458	28.50	20.96
Bussi (PE)	250	22.50	18.11
Campana (AQ)	562	17.07	11.70
Campli (TE)	364	21.36	16.30
Capestrano (AQ)	510	22.87	14.96
Casalincontrada (CH)	310	25.89	18.40
Castel del Monte (AQ)	1346	50.36	30.00
Castel di Sangro (AQ)	800	34.14	23.32
Castelli (TE)	593	34.18	22.09
Castiglione Messer Marino (CH)	987	65.81	43.85
Chieti (CH)	278	21.67	15.46
Città Sant'Angelo (PE)	256	16.19	12.26
Civitella del Tronto (TE)	620	30.83	21.10
Collepietro (AQ)	841	24.64	16.53
Cupello (CH)	296	20.11	15.02
Fano a Corno (TE)	658	45.90	31.13
Fano Adriano (TE)	750	46.35	29.12
Fara San Martino (CH)	321	20.00	14.83
Farindola (PE)	495	31.81	21.93
Gessopalena (CH)	635	29.69	19.88
Goriano Sicoli (AQ)	958	23.92	20.00
Guardia Vomano (TE)	110	14.47	10.18
Guardiagrele (CH)	551	32.67	23.04
Isola del Gran Sasso (TE)	545	47.27	33.03
Lama dei Peligni (CH)	655	31.52	20.14
Lanciano (CH)	298	17.88	14.04
Manoppello (PE)	297	32.96	24.31

stazioni (Prov) 2/2	quota [m s.l.m.]	$\overline{H_S}$ [cm]	$\overline{\Delta H 3gg}$ [cm]
Montefino (TE)	332	19.38	14.07
Montenerodomo (CH)	1001	49.77	32.93
Monte reale (AQ)	913	28.87	19.77
Moscufo (PE)	173	11.87	8.38
Nereto (TE)	165	15.63	12.67
Nerito (TE)	822	52.57	35.47
Orsogna (CH)	410	29.45	21.52
Ortona (CH)	75	10.84	9.57
Palena (CH)	781	35.68	23.03
Passo Lanciano (CH)	1280	112.90	48.10
Pennapiedimonte (CH)	679	32.52	21.44
Penne (PE)	431	21.91	16.22
Pescasseroli (AQ)	1164	41.24	26.84
Pescocostanzo (AQ)	1461	63.78	38.85
Pescosansonesco (PE)	533	30.59	19.70
Pietracamela (TE)	1043	75.73	49.88
Pizzoferrato (CH)	1251	75.15	47.88
Pretoro (CH)	550	33.80	25.60
Rocca di mezzo (AQ)	1329	60.24	34.59
Roccaraso (AQ)	1231	54.97	35.61
Rosello (CH)	930	60.21	39.83
Salle (PE)	505	38.75	27.65
Sant'Eufemia a Maiella (PE)	888	80.12	51.27
Santo Stefano (TE)	820	32.90	23.23
Scanno (AQ)	1039	43.71	28.64
Scerni (CH)	287	17.04	12.63
Scoppito (AQ)	780	24.64	18.92
Silvi (TE)	252	12.11	7.99
Sulmona (AQ)	372	22.43	15.76
Teramo (TE)	218	18.52	14.00
Tornimparte (AQ)	873	27.00	18.52
Tossicia (TE)	407	23.07	16.53
Vasto (CH)	196	15.57	10.27
Villa Santa Lucia (AQ)	895	34.13	25.03
Villa Santa Maria (CH)	273	27.96	20.21
Villa Vallucci (TE)	496	27.30	19.38

Tabella 3.1. Stazioni utilizzate nell'analisi statistica, con le rispettive quote ed i parametri di neve registrati.

Anni	Massimi stagionali [cm]	$y_i$ [-]
1979	27	0.436
1980	5	0.081
1981	70	1.131
1982	110	1.777
1983	63	1.018
1984	45	0.727
1985	5	0.081
1986	60	0.969
1987	82	1.325
1988	70	1.131
1989	100	1.615
1990	32	0.517
1991	188	3.037
1992	0	
1993	40	0.646
1994	4	0.065
1995	33	0.533
1996	60	0.969
1997	0	
1998	5	0.081
1999	85	1.373
2000	180	2.908
2001	55	0.888
2002	30	0.485
2003	130	2.100
2004	0	
2005	42	0.678
2006	80	1.292
2007	65	1.050
2008	46	0.743
2009	21	0.339
2010	90	1.454
2011	16	0.258
2012	80	1.292
media	61.903	1

Tabella 3.2. Valori di altezza massima stagionale di neve normalizzata per la stazione di Pietracamela.

### 3.1.3 Divisione delle stazioni in tre fasce di quota

Al fine di comprendere meglio il comportamento tra il fondovalle e le cime montane, le stazioni sono raggruppate in tre fasce di quota: fino a 400 *m s.l.m.* si considera *Pianura*, fino a 800 *m s.l.m.* è *Collina* e superiormente *Montagna*. In questo modo si è in grado di caratterizzare trend ed accumuli di neve specifici per aree fisicamente simili. La *Tabella 3.3* riassume la suddivisione delle stazioni secondo le classi altimetriche proposte:

<b>Pianura</b>	<b>Collina</b>	<b>Montagna</b>
Alanno	Anversa	Barisciano
Bagnaturo	Arsita	Barrea
Bellante	Ateleta	Castel del Monte
Bussi	Atri	Castel di Sangro
Campoli	Beffi	Castiglione Messer Marino
Casalincontrada	Bomba	Collepietro
Chieti	Campana	Goriano Sicoli
Città Sant'Angelo	Capestrano	Montenerodomo
Cupello	Castelli	Montereale
Fara San Martino	Civitella del Tronto	Nerito
Guardia Vomano	Fano a Corno	Passo Lanciano
Lanciano	Fano Adriano	Pescasseroli
Manoppello	Farindola	Pescocostanzo
Montefino	Gessopalena	Pietracamela
Moscufò	Guardiagrele	Pizzoferrato
Nereto	Isola del Gran Sasso	Rocca di Mezzo
Ortona	Lama dei Peligni	Roccaraso
Scerni	Orsogna	Rosello
Silvi	Palena	Sant'Eufemia a Majella
Sulmona	Pennapedimonte	Santo Stefano
Teramo	Penne	Scanno
Vasto	Pescosansonesco	Tornimparte
Villa Santa Maria	Pretoro	Villa Santa Lucia
	Salle	
	Scoppito	
	Tossicia	
	Villa Vallucci	

Tabella 3.3. Suddivisione delle stazioni in tre fasce altimetriche.



## 3.2 Regionalizzazione

Per *regionalizzazione* si intende la divisione del territorio in sottoaree omogenee. Questo passaggio consente di specializzare i parametri  $m$  e  $q$  della retta di regressione, così da ricreare una descrizione analitica più precisa e adattata al territorio in esame.

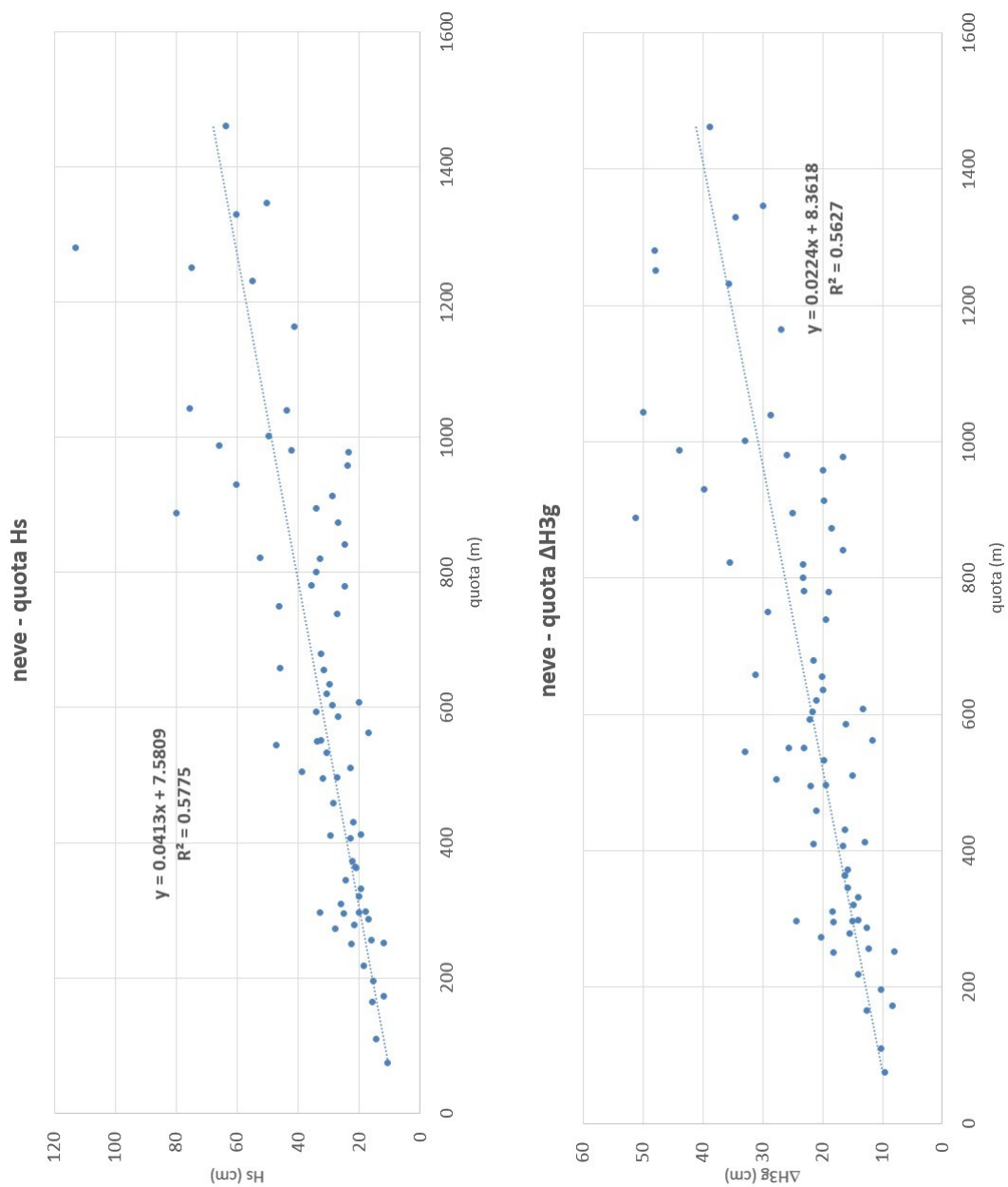
Nella *Figura 3.3* successiva, si riporta uno scatterplot che evidenzia la dipendenza tra le variabili analizzate e la quota, rappresentando in ascisse i valori delle quote sul livello del mare di ogni stazione, mentre sulle ordinate la media dei massimi stagionali di  $H_S$  e  $\Delta H_{3gg}$ .

Le espressioni analitiche delle rispettive rette di regressione sono esplicitate secondo le eq. 3.2, descrivendo un comportamento linearmente crescente con la quota.

$$\overline{H_S} = 0.0413 z + 7.5809 \qquad \overline{\Delta H_{3gg}} = 0.0224 z + 8.3618 \qquad (3.2)$$

Concorde con le pratiche effettuate dall'ingegner Barbolini in precedenza, si sceglie di dividere le stazioni in *zona A* e *zona B*, rispettivamente corrispondenti ai punti al di sopra ed al di sotto della retta, con lo scopo di ottenere le rette di regressione con un migliore coefficiente di correlazione (*Figura B.1*). Nel caso del precedente studio in Trentino, queste si riferivano ad una fascia settentrionale ed una meridionale. In questo caso, sia con dati di manto nevoso che di accumulo in tre giorni, non è così chiara una separazione geografica tra *zona A* e *zona B* (*Figura 3.4*). Con una sufficiente conoscenza dell'orografia è possibile individuare alcune zone omogenee tra loro, quindi ricreare delle aree in funzione sia della divisione statistica, sia dell'orografia. La differenza minima tra le due mappe è a causa della natura stessa del dato, la variabile  $\Delta H_{3gg}$  derivante da  $H_S$ .

Per completezza, in *Appendice B* (*Figura B.2*) vengono proposte le curve di relazione tra i coefficienti di variazione e le quote, ricordando che minore è il valore di  $Cv$  e migliore è l'affidabilità del metodo, come illustrato nel *capitolo 2*. Si nota il rispetto del limite massimo per la buona affidabilità del metodo, oltre all'aumento di correlazione (riduzione del coefficiente) con l'incremento di quota.



(a) Variabile  $H_S$  con  $R^2 = 0.5775$

(b) Variabile  $\Delta H_{3g}$  con  $R^2 = 0.5627$

Figura 3.3. Dispersione dei massimi stagionali medi per stazione.

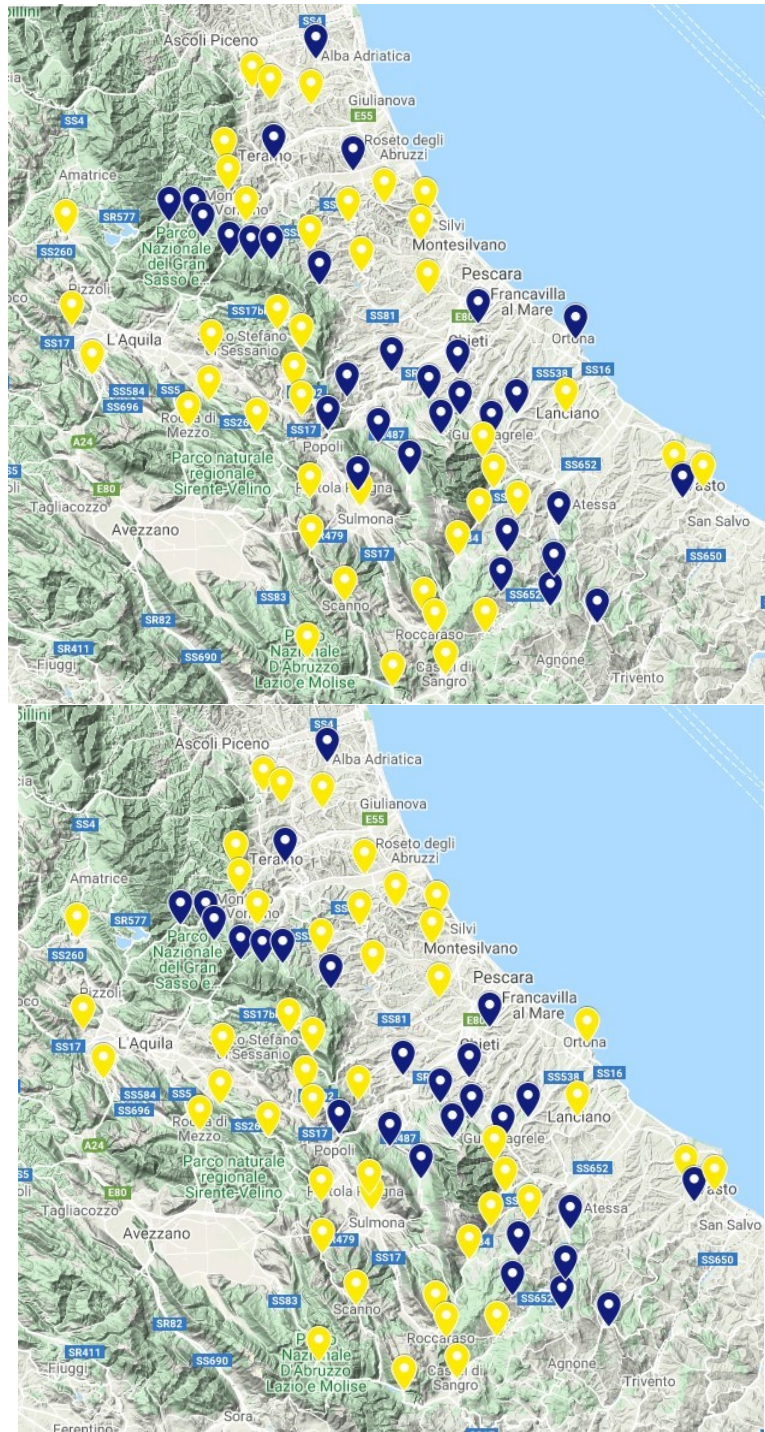


Figura 3.4. Divisione delle stazioni tra zona A (blu) e B (giallo), per le variabili  $H_S$  (sopra) e  $\Delta H3gg$  (sotto).

### 3.3 Divisione in aree omogenee

La classificazione delle stazioni in due raggruppamenti sulla base dei dati statistici, lascia intuire una suddivisione del territorio regionale in tre aree in direzione longitudinale al litorale. La conoscenza dell'orografia e della relazione tra versanti e rilievi del territorio permette di ipotizzare una suddivisione ben delineata dai sistemi ambientali stessi: nella zona costiera e collinare viene identificata l'area **Est** (punti gialli), la zona centrale montana viene denominata **Monti** (punti arancioni), la zona che comprende gran parte della provincia de L'Aquila rappresenta l'area **Ovest** (punti verdi). La proposta di queste tre aree è più topografica che statistica, ovvero vengono considerati i rilievi e la distanza dal mare, così come altipiani esposti e versanti riparati dalle intemperie. Il metodo statistico impone il superamento di alcune verifiche per giudicare la correttezza della divisione: è necessario il carattere di *omogeneità* nelle caratteristiche dei siti in esame.

Concerne con l'obiettivo dello studio di integrare un'analisi statistica con valutazioni legate all'orografia del territorio, in *Figura 3.5* viene presentata la mappa completa delle stazioni divise nelle aree descritte.

Risulta evidente come l'orografia giochi un ruolo fondamentale nella descrizione dei fenomeni. L'area Est è fortemente condizionata dalla vicinanza con la costa, mentre l'area Ovest ha un clima continentale. Infine, l'area Monti presenta perlopiù stazioni in quota, quindi soggette a precipitazioni nevose per molti mesi dell'anno.

A seguito della divisione nelle tre aree omogenee, è necessaria la verifica dell'ipotesi, come anticipato: con le *Figure B.3, B.4 e B.5* si ottengono le rette di regressione lineare specifiche per le aree, trovando la relazione tra le variabili di neve  $H_S$  e  $\Delta H_{3gg}$  e la quota del sito, mentre con la *Tabella 3.4* si confrontano i valori di media e deviazione standard dei dati raccolti, con annesso coefficiente  $Cv(Cv_j)$ .

Si è detto del limite superiore del coefficiente di variazione,  $Cv_{lim} = 0.4$ , e si nota come tutte le casistiche rispettino questo parametro. Anche la regressione lineare sembra essere di buona approssimazione, confermando l'omogeneità della risposta delle stazioni per ogni area proposta.

Area	$\overline{H_S}$ [cm]	$Cv(H_S)$ -	$\overline{\Delta H_{3gg}}$ [cm]	$Cv(\Delta H_{3gg})$ -
Est	18.11	0.239	13.30	0.233
Monti	40.36	0.168	26.58	0.132
Ovest	34.67	0.120	23.02	0.117

Tabella 3.4. Altezza massima stagionale media, incremento massimo stagionale medio in tre giorni e relativi coefficienti di variazione per le tre aree omogenee.



Figura 3.5. Divisione del territorio in tre aree omogenee.

Il rispetto del limite  $Cv_{lim}$  e la coerenza delle medie di neve con le attese, a seguito di un'analisi delle singole stazioni, confermano la divisione geografica ipotizzata sulla basse topografica, piuttosto che puramente statistica.

Quindi si è in grado di procedere con l'implementazione del metodo statistico più specifico, dividendo i casi geograficamente. Nel *paragrafo 3.4* viene illustrata l'intera fase dello studio degli eventi estremi, tramite una statistica GEV, seguendo la procedura proposta da AINEVA illustrata a livello teorico nel *capitolo 2*.

### 3.4 Analisi statistica GEV

Attraverso l'elaborazione dei dati a disposizione, si effettua l'analisi statistica del tipo GEV già teoricamente descritta, attraverso tre parametri e confrontando i quattro metodi. Grazie al ricco dataset a disposizione, si ottengono curve capaci di replicare esattamente la funzione di probabilità (*Figure B.6, B.7 e B.8*) per entrambe le variabili. Avendo una buona corrispondenza con tutti i metodi a disposizione, vengono scelti quelli in cui si ottengono risultati in favore di sicurezza. I test di accettabilità hanno feedback positivi riguardo l'affidabilità dei modelli, grazie al nutrito numero di dati elaborati. Nell'*Appendice B* si presentano i risultati grafici ottenuti da questa tecnica, in cui vengono evidenziate le ottime correlazioni tra le curve *modello* e la funzione dei dati di neve.

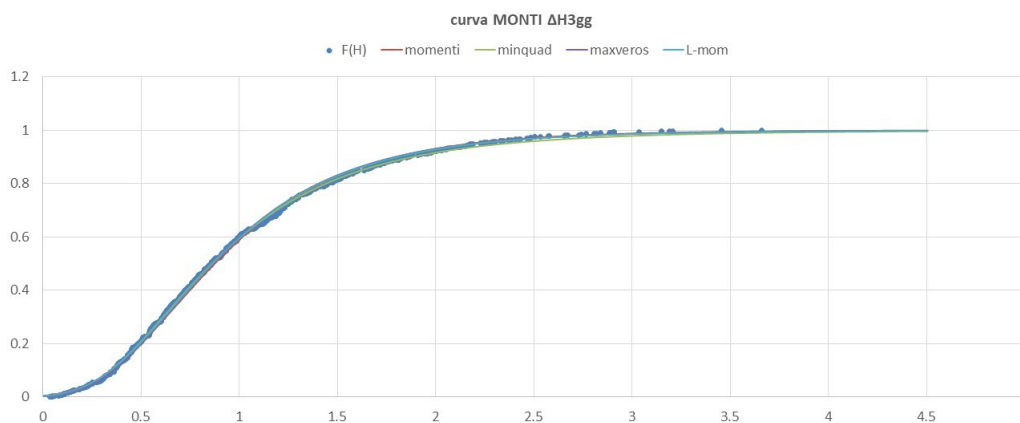


Figura 3.6. Esempio di fitting dei modelli rispetto alla frequenza cumulata.

L'esempio del fitting dell'area Monti nella *Figura 3.6* lascia apprezzare come i modelli riescano ad interpolare la quasi totalità dei dati nella funzione di probabilità cumulata.

### 3.4.1 Test di validità di Pearson

Come si può vedere dalle curve delle *Figure B.6, B.7 e B.8*, i quattro modelli utilizzati ricostruiscono quasi perfettamente la crescita di probabilità cumulata. Questo grazie all'elevato numero di dati a disposizione, dovuto alla tecnica utilizzata di unire più stazioni nell'arco temporale di molti anni. La discretizzazione dei modelli vede ben 4500 punti in  $x$  (asse delle altezze di neve), in grado di interpolare la curva con un bassissimo margine di errore.

Questa fase permette di estrarre dalla funzione dei modelli i parametri ricercati dall'analisi statistica GEV, in grado di fornire le altezze di neve in funzione del tempo di ritorno. Risulta, quindi, essenziale trovare l'esatto valore dei parametri: più i modelli sono vicini tra loro e maggiore sarà l'affidabilità della ricostruzione statistica.

La letteratura statistica permette di utilizzare diversi test di verifica. La soggettività del giudizio è insufficiente per questo tipo di analisi, ma permette di dar maggior valore al risultato trovato. Quindi si sceglie di affidarsi al *Test di Pearson*, noto per la sua comprensibilità nell'uso e nei risultati. Per definizione, il test è un saggio di adattamento in grado di verificare se la distribuzione di frequenza dei dati devia dalle previsioni del modello in modo statisticamente significativo. Questo controllo viene effettuato confrontando l'istogramma empirico con quello teorico [17].

#### Descrizione del test di Pearson

Il campo della variabile viene suddiviso in un numero finito di classi  $\mathbf{K}$ , quindi la variabile ha una determinata probabilità di ricadere all'interno delle classi,  $p_i (i = 1, \dots, K)$ . Viene calcolato il numero di dati del campione che vi ricade in ciascuna classe,  $N_i$ , per poter ricavare la legge statistica:

$$D_1 = \sum_{k=1}^n \frac{(N_i - N_{pi})^2}{N_{pi}} \quad (3.3)$$

Questo passaggio implica l'utilizzo del  $\chi^2$ , implementato con un quantitativo di gradi di libertà pari a  $f = K - r - 1 = 2$  (dove  $r$  sono i parametri). Individuato il valore critico  $\chi_\alpha^2$ , considerato come livello di significatività, si confronta col risultato ottenuto dall'eq. 3.3: il test risulta superato se  $D_1 < \chi_\alpha^2$ . Bisogna tener presente che il test di Pearson si basa sulla ripartizione in classi, del tipo  $p_i = 1/K$ , con  $N/K > 5$ .

#### Risultati ottenuti

La scelta di  $\alpha = 0.05$  e la divisione in 6 classi  $\mathbf{K}$ , porta ad un valore di  $\chi_\alpha^2$  pari a 5.99, ottenuto da una matrice di confronto al variare dei gradi di libertà.

Gradi di libertà (f)	0.25	0.10	0.05	0.025
1	1.32	2.71	3.84	5.02
2	2.77	4.61	<b>5.99</b>	7.38
3	4.11	6.25	7.82	9.35

Tabella 3.5. Valore limite di  $\chi^2$  per i gradi di libertà, al variare dei livelli di probabilità  $\alpha$  scelti.

Confrontando i valori di  $D_K$  calcolati per ciascuna classe in ogni casistica analizzata con il valore di  $\chi^2$  individuato, risulta che per la maggior parte dei casi il test viene superato, così come ci si aspettava dalle curve delle *Figure B.6, B.7 e B.8*. I casi in cui il test non viene superato, sono nelle ricostruzioni da parte del metodo di massima verosimiglianza. Questa particolarità è descritta anche tra i risultati statistici presentati nella ricostruzione degli eventi del Trentino, in cui proprio il metodo di massima verosimiglianza ha difficoltà ad interpolare il set di dati nivologici [17].

Le *Tabelle B.1, B.2 e B.3* riassumono i risultati del test di Pearson per le variabili  $H_S$ , confermando la buona affidabilità dei modelli utilizzati, così come le *Tabelle B.4, B.5 e B.6* per la variabile  $\Delta H_{3gg}$ .



### 3.5 Curve di possibilità ‘nivometrica’

Mediante l’eq. 2.1 si è in grado di ricostruire le curve di possibilità per ogni singolo caso. Queste sono specializzate per ogni stazione tramite il relativo valore delle medie dei massimi stagionali. Come esplicitato dalla teoria della statistica, si trovano i tre parametri per ogni metodo, in ogni area, per entrambe le variabili utilizzate. Al fine di riprodurre la funzione della relazione tra altezza neve e probabilità di accadimento, vengono esposti i parametri nella *Tabella B.7* dell’*Appendice B*, ottenuti grazie all’utilizzo del software di calcolo matematico *MatLab*.

Quindi, vengono costruite le curve di neve in funzione del tempo di ritorno, per ogni singola stazione, adattando il dato omogeneizzato al caso puntuale tramite il valore di  $H_S$  e  $\Delta H3gg$  mediato (eq. 2.2). Le *Figure B.9, B.10 e B.11* (in *Appendice B*), si riferiscono alle variabili  $H_S$  e  $\Delta H3gg$  nelle tre aree omogenee e sono state ottenute con il metodo dei **metodo dei minimi quadrati**. La scelta dei metodi avviene a seguito del superamento dei test di validità statistica.

Il *fascio* caratteristico delle prime 3 curve relative alla variabile  $H_S$  mostra differenze anche marcate nella stessa area, a causa della diversa esposizione, carattere climatologico e quota sul livello del mare delle stazioni; nell’area Est la curva con valori più elevati è quella di Civitella del Tronto (620 m s.l.m.) con un valore medio di 30.83 cm, mentre la curva più bassa descrive il comportamento di Ortona (75 m s.l.m.) con un valore medio di 10.84 cm.

Anche nell’area Monti si trova una curva con valori molto più elevati rispetto alle altre: è il caso di Passo Lanciano, situato a 1280 m s.l.m., con un valore medio di 112.90 cm.

Nell’area Ovest il *fascio* risulta più omogeneo; il massimo è rappresentato dal sito di Pescocostanzo (1461 m s.l.m.) con un valore medio di altezza neve di 63.78 cm.

I fasci di curve relativi alla variabile  $\Delta H3gg$  hanno lo stesso significato statistico, quindi rappresentano una quantità di neve in funzione del tempo di ritorno di un evento, per ogni stazione delle rispettive aree omogenee.

Bisogna tener presente che in questo studio, la variabile  $\Delta H3gg$  viene stimata a posteriori dalla variabile  $H_S$ , contrariamente alla misura sul campo. Quindi si nota un andamento simile con valori assoluti leggermente minori.

Anche in questo caso i valori più elevati nell’area Est si trovano a Civitella del Tronto con la media di 21.10 cm. Nell’area Monti in questo caso la stazione di Passo Lanciano registra valori inferiori rispetto ad altre, con la media di 48.10 cm, mentre i valori massimi sono presenti per Sant’Eufemia e Pietracamela, rispettivamente a 888 m s.l.m. e 1043 m s.l.m., con valori di  $\Delta H3gg$  di circa 50 cm. L’area Ovest mostra forti analogie con la variabile  $H_S$ ; anche in questo caso i valori massimi sono presenti a Pescocostanzo con 38.85 cm di neve media.

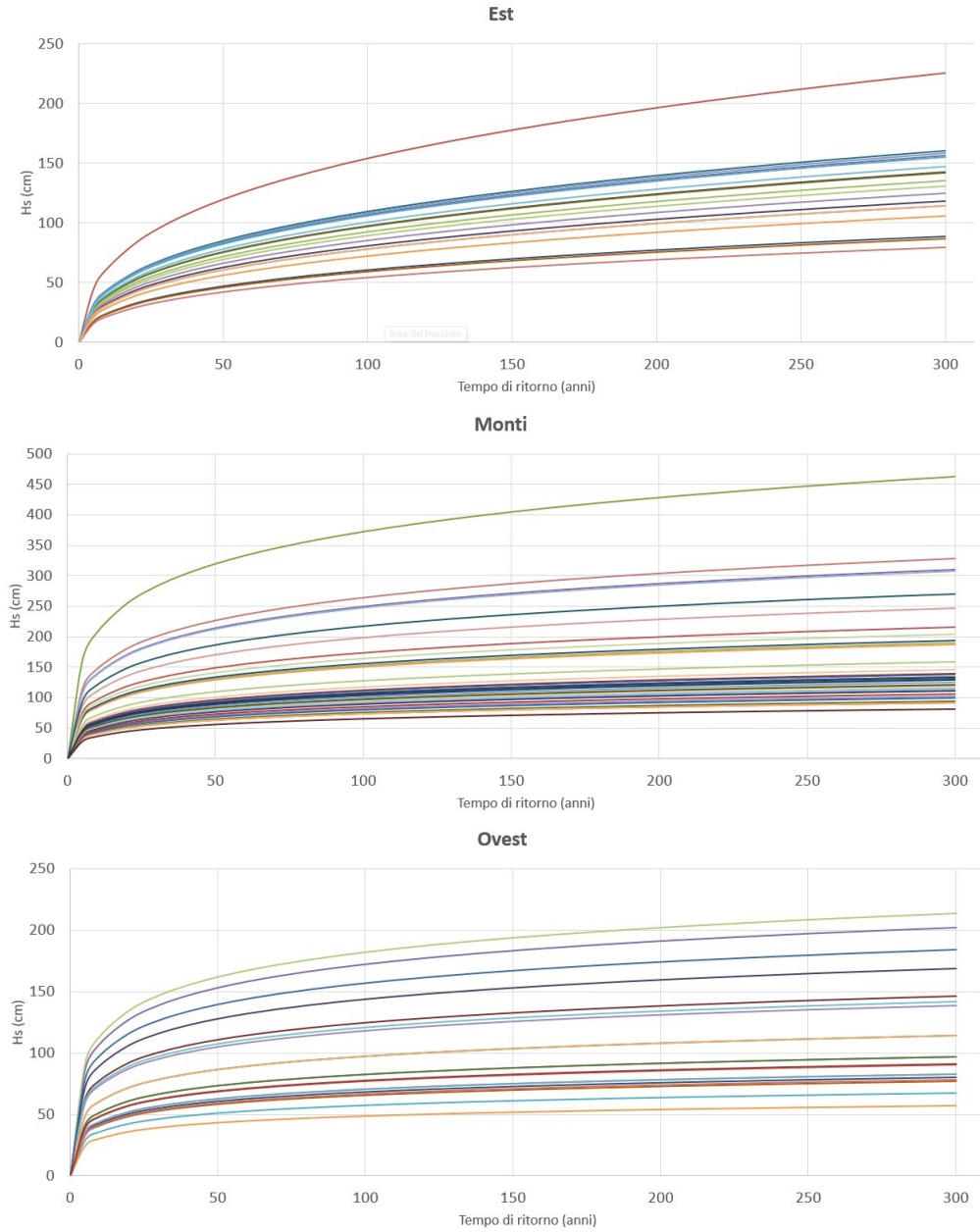


Figura 3.7. Fasci di curve di possibilità nivometrica per la variabile  $H_S$  per le tre aree omogenee.

3.5 – Curve di possibilità 'nivometrica'

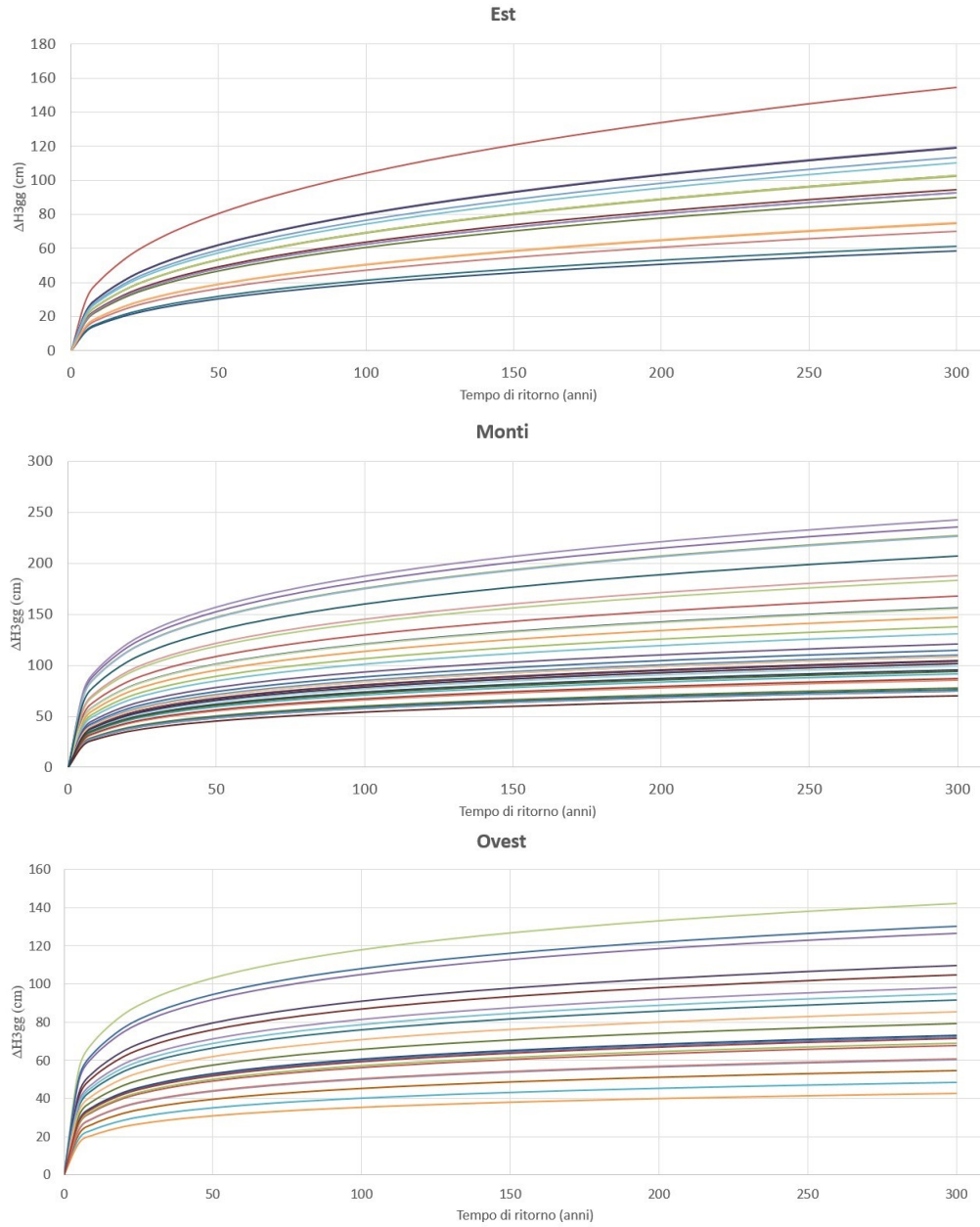


Figura 3.8. Fasci di curve di possibilità nivometrica per la variabile  $\Delta H_{3gg}$  per le tre aree omogenee.

*Dov nen pass lu fredd,  
nen pass manc lu call.*

## Capitolo 4

# Analisi climatologica

L'indagine climatologica del territorio d'interesse necessita di una prima visione di scala sinottica, andando ad interpretare quelli che sono gli indici e le misurazioni dei parametri per una visione d'insieme del clima continentale. Quindi si descrivono alcuni punti salienti del clima Mediterraneo per comprendere la visione sinottica di fenomeni nel centro Italia.

La parte più occidentale è caratterizzata da inverni piovosi ed estati più secche, con scarsità di acqua al suolo. La grande differenza tra le due stagioni è dovuta dall'alternanza del dominio di tempeste cicloniche in inverno e celle di alta pressione in estate [10].

Durante l'inverno il sistema dipende fortemente dalle onde di Rossby, ma le alte montagne fungono da barriera per molte delle perturbazioni che si generano. Infatti, l'influenza dell'orografia del terreno è visibile solo su una scala più ridotta e dettagliata.

Un altro parametro determinante è la temperatura superficiale. La presenza del mare influenza notevolmente le aree costiere, grazie al calore latente. Questo fenomeno è più marcato nelle stagioni intermedie di primavera ed autunno, perché viene favorita la mitigazione degli sbalzi di temperatura.

L'insieme di osservazioni e misurazioni permette di identificare un set di indici utili a descrivere il comportamento atmosferico in un determinato arco temporale. Alcuni di questi sono gli indici di anomalia standardizzati (SAIs - *Standardized Anomaly Indices*), l'indice *North Atlantic Oscillation* (NAO) e la differenza di pressione tra Gibilterra ed Israele, *Mediterranean Pressure Index* (MPI) [10].

Si è studiato come l'indice NAO negativo corrisponda più frequentemente a periodi umidi e di instabilità, spesso nei mesi invernali. Questo dato è frutto di una visione su scala sinottica, ma per informazioni più dettagliate bisogna andare ad analizzare il set di dati raccolti su una scala di maggior dettaglio.

Mediando i valori di NAO mensilmente o stagionalmente, si può non trovare la corrispondenza con la situazione meteorologica in un dato tempo. Proprio questa *non corrispondenza* è sintomo della differenza di scala spaziale delle osservazioni. Capitano casi

in cui si presentano periodi estivi con forti instabilità localizzate anche se l'indice NAO è positivo (presupponendo stabilità globale). Per questo motivo, è sempre più importante correlare alla macroscale un set di osservazioni locali, oltre alla descrizione del territorio dal punto di vista orografico ed ambientale [10].

## 4.1 Classificazione a scala sinottica: i tipi di tempo

I moti che costituiscono la circolazione atmosferica alla grande scala sono caratterizzati da una grande variabilità spaziale e temporale, mostrando anche una ricorrenza attraverso dei pattern ben definiti. L'identificazione di questi pattern, da utilizzare come casi epigoni per identificare la frequenza con cui determinati fenomeni intercorrono, è il primo passo per applicare l'analisi per *tipi di tempo*.

In meteorologia sinottica, per tipi di tempo, si intende infatti una forma di *cluster analysis* che individua dei pattern tipici della circolazione atmosferica su una data area, al fine di facilitare la classificazione e la correlazione di fenomeni atmosferici.

In questo studio, si cerca di legare la tipologia di circolazione con le precipitazioni nevose, al fine di meglio comprendere l'origine e l'intensità di eventi nevosi nelle diverse configurazioni sinottiche.

Il metodo di classificazione utilizzato nel presente studio è descritto in dettaglio in Beck et al., 2007. Il metodo identifica 8 classi di tipi di tempo, sulla base della direzione dei venti sinottici (W, SW, NW, N, NE, E, SE, S) ad un'altezza del geopotenziale pari a 500 hPa (Figura 4.1). I dati necessari per effettuare la classificazione sono stati ottenuti con la rianalisi ERA5, dal Centro Europeo per la Previsione Meteorologica a Medio Termine (ECMWF), sul periodo dal 1979 al 2016. L'analisi vera e propria, invece, è stata condotta implementando la metodologia sviluppata in occasione della COST Action 733, finalizzata proprio all'identificazione di algoritmi per la definizione dei tipi di tempo in ambienti montani (Philippot et al., 2010) [18].

Viene quindi indagata la relazione delle precipitazioni con i tipi di circolazione sinottica. Si lavora sulla base dei dati di accumulo giornaliero, suddivisi sulla base di 8 differenti tipologie di circolazione atmosferica, al fine di caratterizzare meglio le differenti modalità precipitative e i loro effetti sul territorio [1].

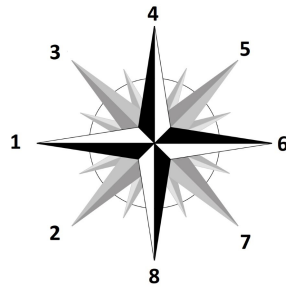


Figura 4.1. Le 8 direzioni codificate dai tipi di tempo.

Nella *Figura 4.2* viene rappresentato il campo dell'altezza di geopotenziale alla superficie isobarica di  $500\text{ hPa}$  (circa  $5\,500\text{ m slm}$ ).

A questa quota il campo di vento è ben approssimato dal vento geostrofico, ovvero il moto delle masse d'aria non è influenzato dalla scabrezza del suolo e dipende solo dalla differenza di pressione alla scala sinottica e dalla forza di Coriolis. Il vento tende ad essere parallelo alle isoipse rappresentanti i punti di stessa altezza di geopotenziale.

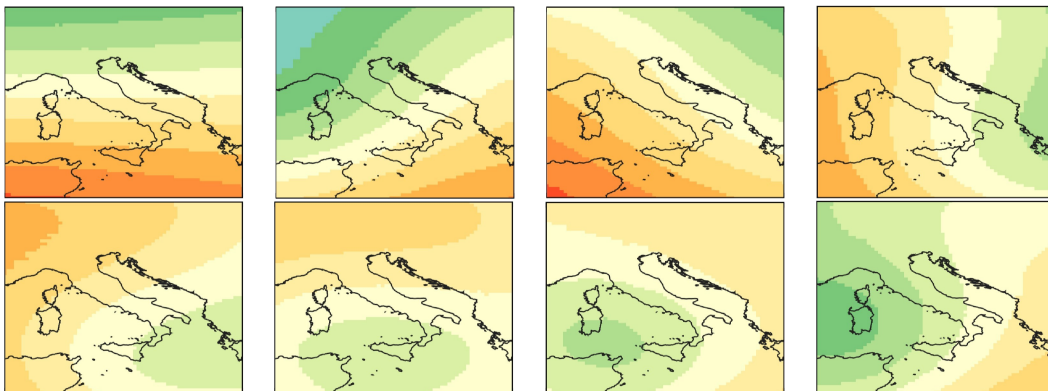


Figura 4.2. Le 8 configurazioni dei tipi di tempo, Ing. Marco Falocchi.

Ulteriori parametri statistici analizzati in questo tipo di studio sono le *anomalie stagionali*, attraverso i valori medi mensili e le deviazioni standard nell'insieme delle codificazioni dei tipi di tempo, la *frequenza degli estremi*, che corrisponde al numero di estremi registrato nei giorni rapportato al numero di giorni totali, ed i *massimi*, pesati sugli eventi estremi di precipitazione [18].

## 4.2 Risultati dell'indagine

### 4.2.1 Risultati statistici delle configurazioni meteorologiche

La prima analisi effettuata dopo la raccolta dei dati è la statistica riguardo la frequenza dei tipi di tempo. Si evince che i tipi di tempo 1 e 3 sono i più frequenti, riferiti rispettivamente alle direzioni Ovest con il 39.66% e Nord-Ovest con il 24.83%, valutati nel periodo invernale da ottobre ad aprile dell'arco temporale in esame. Seguono le correnti da Sud-Ovest (14.19%) e da Nord (9.75%). Le correnti orientali sono rappresentate dalle direzioni Nord-Est (4.28%), Sud (3.27%), Est (2.17%) e Sud-Est (1.84%), i casi più rari. In *Figura 4.3 (a)* viene presentato il confronto tra le 8 direzioni, in cui risalta il tipo di tempo da Ovest rispetto agli altri casi. Nella *Figura 4.3 (b)* viene pesata la quantità di neve con i giorni dei relativi tipi di tempo, ottenendo un risultato molto significativo: le perturbazioni provenienti da oriente (codificati 5, 6, 7 e 8) anche se più rare, hanno maggiore probabilità di causare nevicate.

In *Appendice C*, viene riassunta un'altra analisi di confronto per i tipi di tempo. Raccogliendo i dati per ogni mese della stagione invernale (da ottobre ad aprile) in ogni anno, si può comprendere come varia la frequenza dei tipi di tempo mese per mese. Inoltre, si paragonano i risultati mensili con la raccolta complessiva della *Figura 4.3 (b)* degli eventi pesati.

L'evidente differenza nelle frequenze è un carattere fondamentale dello studio che segue, proposto nel *capitolo 5*, in cui vengono utilizzati molti più dati giornalieri per i tipi di tempo occidentali rispetto a quelli orientali.



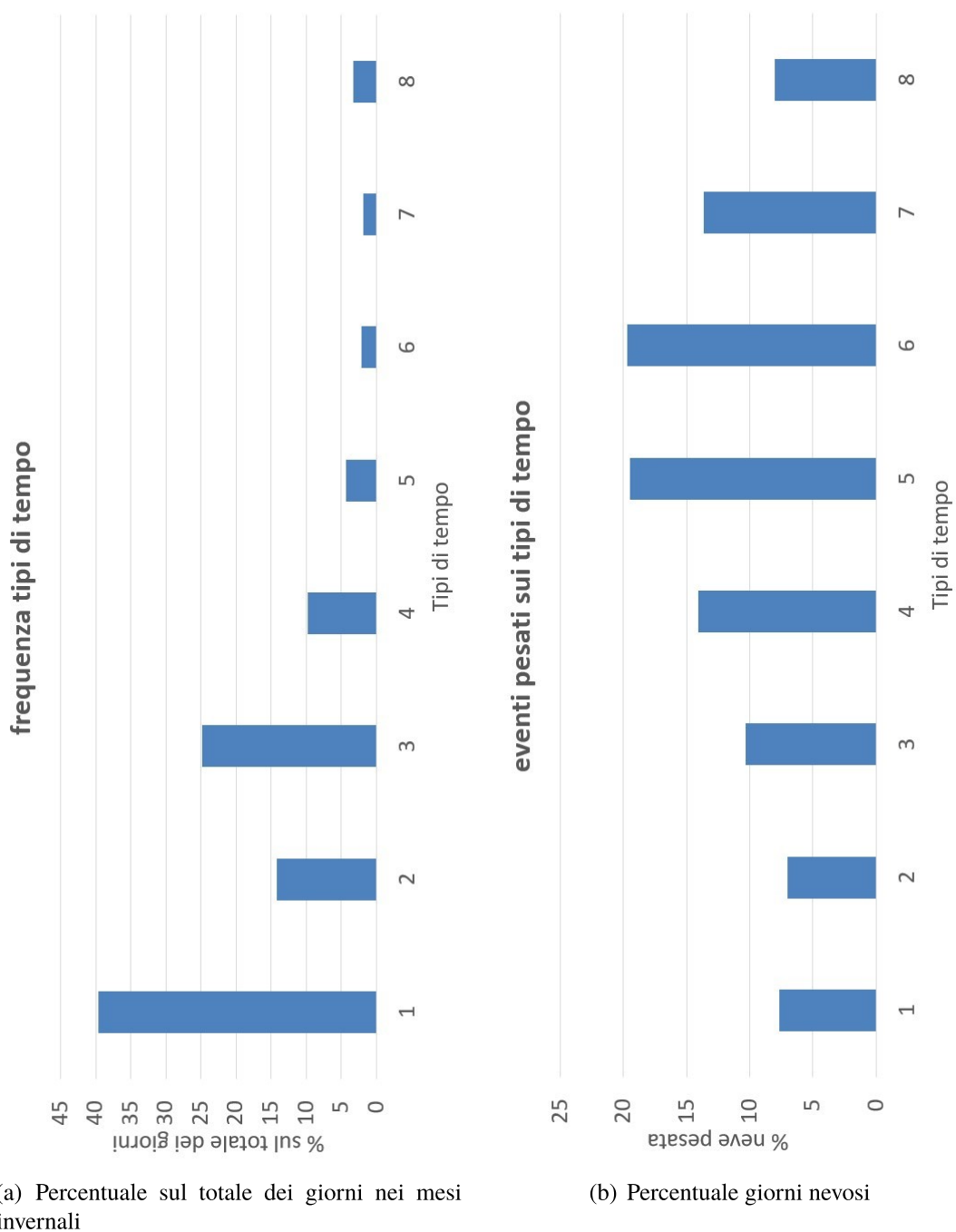


Figura 4.3. Frequenza dei tipi di tempo nei mesi da ottobre ad aprile dal primo gennaio 1979 al 31 dicembre 2012.

### 4.3 Analisi delle serie storiche

Una prima analisi che interessa l'ultimo mezzo secolo (dal 1951 al 2012) è descritta dal professor Maurizio Leopardi dell'Università degli studi de L'Aquila. Secondo il rilievo ed il confronto dei dati di precipitazione tra diverse decadi, viene confermata la riduzione della quantità di pioggia e l'incremento delle temperature medie. Lo studio è dettagliato sulla scala locale, tenendo conto dei numerosi fattori geografici e di un adeguato numero di stazioni meteorologiche distribuite sul territorio [21].

Nella presente indagine si utilizza la sola variabile  $H_S$  di massimo stagionale del manto nevoso; mentre la variabile  $\Delta H_{3gg}$  sarà utile nello studio statistico del successivo *paragrafo 5.2*.

Una prima analisi di trend climatologica viene effettuata per tutto il territorio regionale.

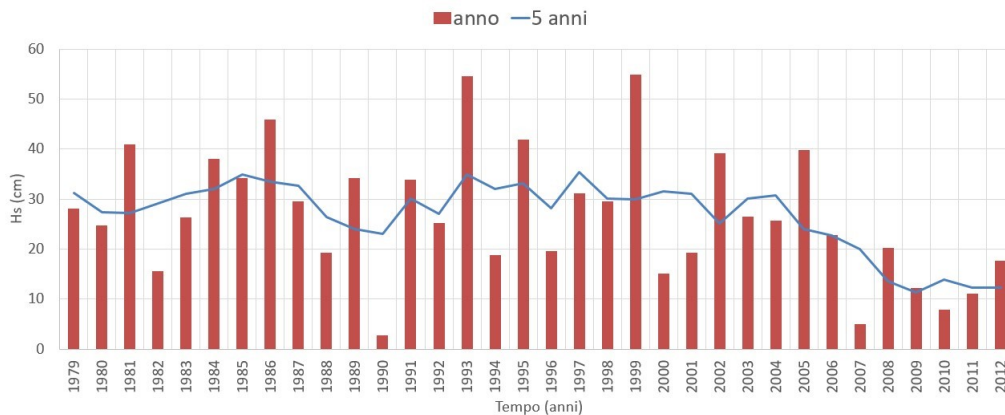


Figura 4.4. Valori mediati globalmente.

In *Figura 4.4* si rappresenta il primo confronto utilizzando tutte le stazioni in analisi, tramite una media complessiva per ogni anno, con l'istogramma in rosso. Si sovrappone anche la linea rappresentativa della *media mobile*, calcolando quella di tutte le stazioni per ogni 5 anni. Questa è utile a comprendere un andamento nel tempo non condizionato da eventi particolari in singole stagioni, come nel caso di indagine annuale. È ben visibile una riduzione della quantità di neve negli ultimi anni, confermata dalla *Tabella 4.1* in cui si applica la media sulle 3 decadi successive:

decennio	1981-1990	1991-2000	2001-2010
$\overline{H_S}$ (cm)	28.7	32.5	21.9

Tabella 4.1.  $H_S$  mediato per tutte le stazioni nelle tre decadi.

### Divisione in fasce di quota

Essendo la regione caratterizzata da differenti sistemi orografici, è utile riprendere la divisione per quote delle stazioni presentate in *Figura 3.3*, per meglio identificare i diversi comportamenti come fossero aree omogenee. In questo modo si dà una definizione di *area omogenea* per ogni fascia di quota proposta dal momento che i tassi di crescita sono paragonabili, per cui le stazioni assumono una risposta simile. Mediando i valori calcolati dai dati disponibili si ottengono:

	$Cv(H_S)$	T. Crescita $H_S$	$Cv(\Delta H_{3gg})$	T. Crescita $\Delta H_{3gg}$
Pianura	0.2266	7.9178	0.1951	5.8909
Collina	0.1448	5.3621	0.1307	3.8322
Montagna	0.1424	3.8958	0.1213	3.0934

Tabella 4.2. Parametri della divisione in quote.

Vengono raccolti i dati annualmente in termini di massimi stagionali di manto nevoso (*Figura 4.5*) e confrontati gli andamenti durante l'arco temporale di registrazione. Risulta una sincronia con gli eventi nevosi annuali. Come ci si aspettava i valori di Montagna sono sempre maggiori di quelli di Collina, a loro volta maggiori di quelli di Pianura. Si registra una ciclicità degli eventi estremi, alternati con stagioni con scarsi accumuli nevosi, come il 1990, 2000 e 2007. Infine, da questa prima analisi si apprezza una leggera riduzione della quantità di neve: in particolare, le stazioni collinari e montane registrano una netta flessione negli ultimi 10 anni, mentre le stazioni di pianura restano costanti nel tempo con le misurazioni tipiche di circa 15 cm.

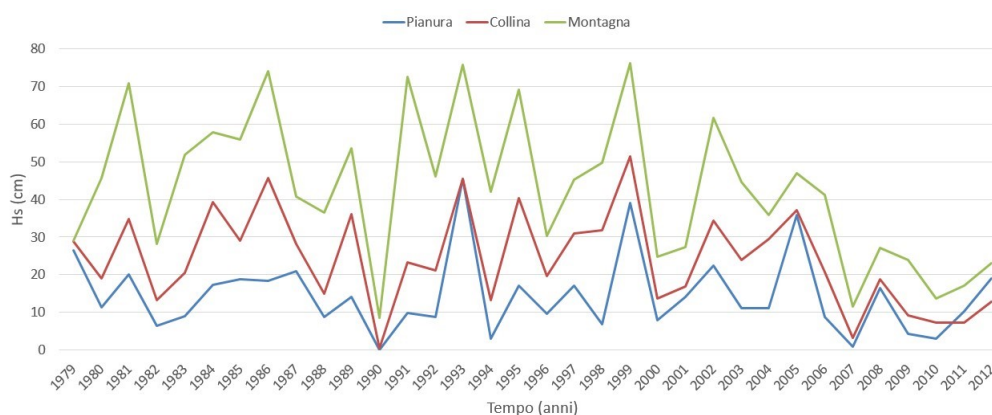


Figura 4.5. Trend di  $H_S$  per fasce di quota.

### Divisione nelle aree omogenee

Separando le tre aree omogenee Est, Monti e Ovest vengono confrontati gli accumuli di neve nelle stagioni. Il grafico in *Figura 4.6* evidenzia come le stazioni in Monti registrano un accumulo sempre maggiore, contrariamente alle stazioni dell'area Ovest, notando un momento di *incontro* delle rette nel 1985. Nello stesso tempo, l'area Est mantiene più costanti i suoi valori di neve, inferiori a 20 cm con punte di accumulo nel 1993 e nel 2005.

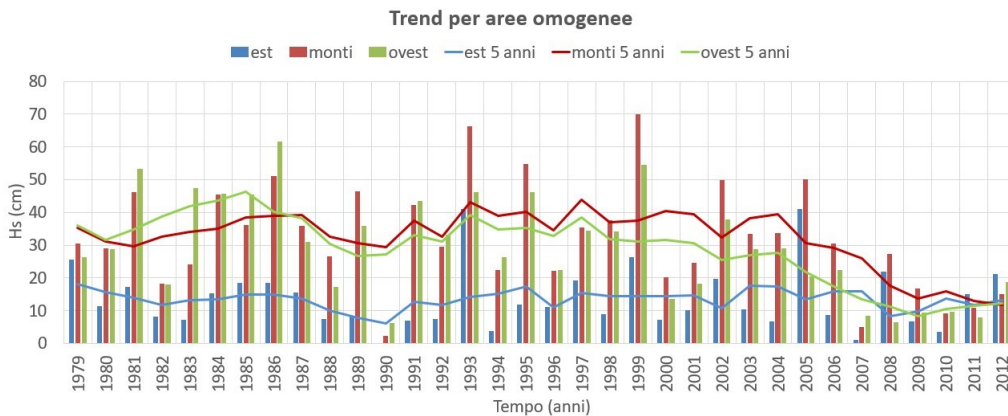


Figura 4.6. Confronto dei trend storici tra le tre aree omogenee.

Una successiva analisi di maggior dettaglio avviene con l'ulteriore frazionamento in fasce di quota, oltre che di aree omogenee. Quindi si ha una caratterizzazione netta dell'insieme di stazioni.

Area	pianura	collina	montagna
Est	est1	est2	-
Monti	monti1	monti2	monti3
Ovest	ovest1	ovest2	ovest3

Tabella 4.3. Codici descrittivi della suddivisione in aree e quote.

La *Tabella 4.3* indica la suddivisione effettuata per l'analisi storica così definita. Ogni area è divisa in tre fasce di quote, ma l'area Est non ha le stazioni rappresentative per la quota più alta, essendo completamente costiera. Il risultato è interessante per il trend della media mobile sui 5 anni, rappresentata in *Figura 4.7*.

In particolare, le linee dell'area Est confermano l'andamento costante con valori minori rispetto agli altri casi. L'area Ovest e l'area Monti inizialmente registrano valori più simili, mentre negli ultimi anni si ha un crescente scostamento. Risulta emblematico l'ultimo

decennio del dataset: tutte le curve tendono a scendere, particolarmente per **ovest3**, ma le quote maggiori di **monti3** registrano una serie di stagioni con una quantità di neve notevole.

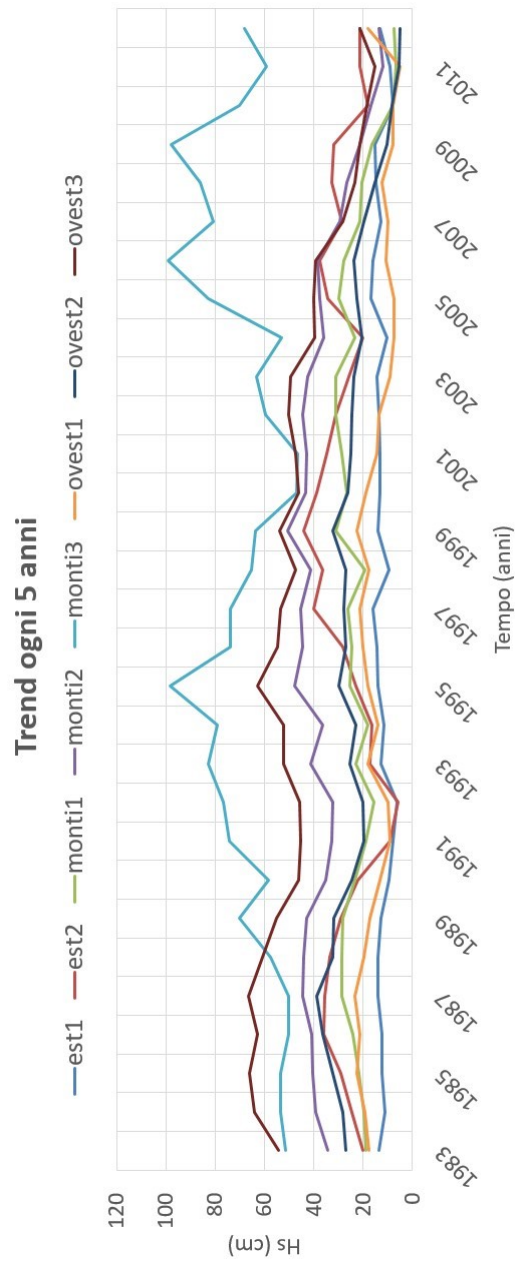


Figura 4.7. Trend storico per la divisione in aree e fasce di quota con la media mobile di 5 anni.

### **Rapporto tra nevosità e precipitazioni totali**

Un'ulteriore analisi utile a valutare i trend climatologici è costituita dal confronto tra accumuli nevosi e precipitazione totale. Il database di dati grezzi a disposizione permette di registrare nello stesso tempo i *mm* di pioggia giornalieri e la differenza di neve tra i giorni consecutivi, ovvero l'incremento di neve giornaliero.

Dalla letteratura, è nota l'equivalenza per cui mediamente 1 *cm* di neve corrisponde a 1 *mm* di pioggia, quindi il confronto dei dati permette di capire che tipo di precipitazione si ha in un determinato arco temporale. Per i 40 anni di dati a disposizione, vengono riportati i *cm* di neve con i *mm* di pioggia mensili per tre differenti stazioni rappresentanti le tre fasce di quota: nella *Figura 4.8* vengono riportati i dati relativi alla stazione di pianura di Lanciano, nella *Figura 4.9* si raccolgono i dati di Isola del Gran Sasso come stazione collinare, mentre nella *Figura 4.10* si riporta la stazione montana di Pietracamela.

Leggendo i valori adimensionali sull'asse verticale, risalta la grande differenza di scala tra le tre stazioni: Lanciano e Isola del Gran Sasso hanno i valori massimi registrati nel mese di gennaio, specialmente nel 1993. Contrariamente, Pietracamela registra valori nettamente maggiori, con massimi nei mesi di gennaio.

Specificando i grafici per i tre mesi invernali di dicembre, gennaio e febbraio, si è in grado di analizzare anche la frequenza di precipitazione nevosa rispetto alla pioggia nel corso degli anni. Il carattere più importante di questo studio, riguarda proprio una variazione nel tempo del rapporto  $H_S/h$  [*cm/mm*]. Si possono notare le ciclicità degli eventi registrati nei trend storici, trovando una corrispondenza tra le varie stagioni.

Dai grafici, risalta l'incremento di neve rispetto alla pioggia per la stazione di Isola del Gran Sasso; allo stesso modo si registra la serie di Lanciano. Pietracamela evidenzia una leggera riduzione della quantità di neve, concorde ai trend precedentemente visti, essendo più sensibile ai cambiamenti climatici dati i rilevanti valori del rapporto.

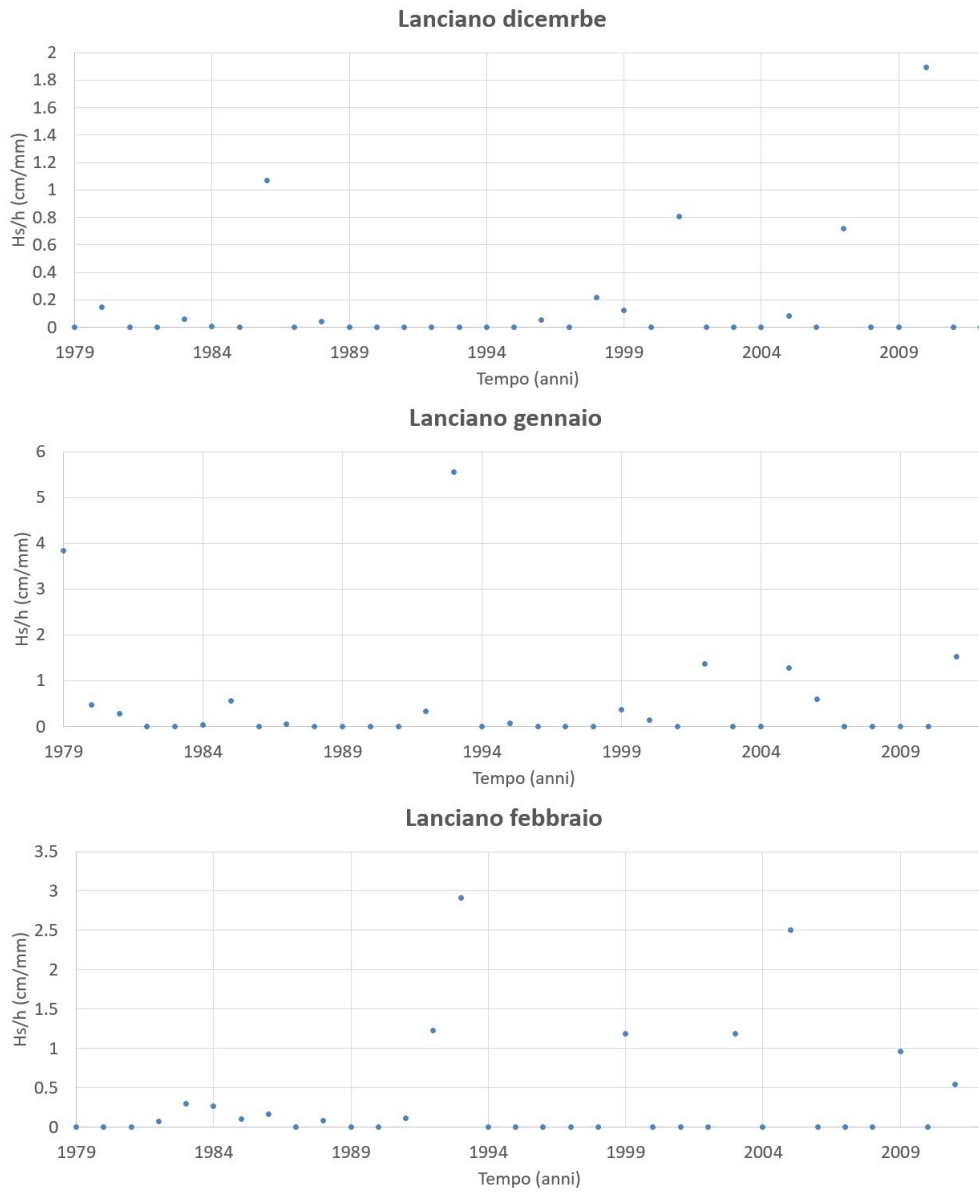


Figura 4.8. Confronto dei mesi per la stazione di Lanciano.

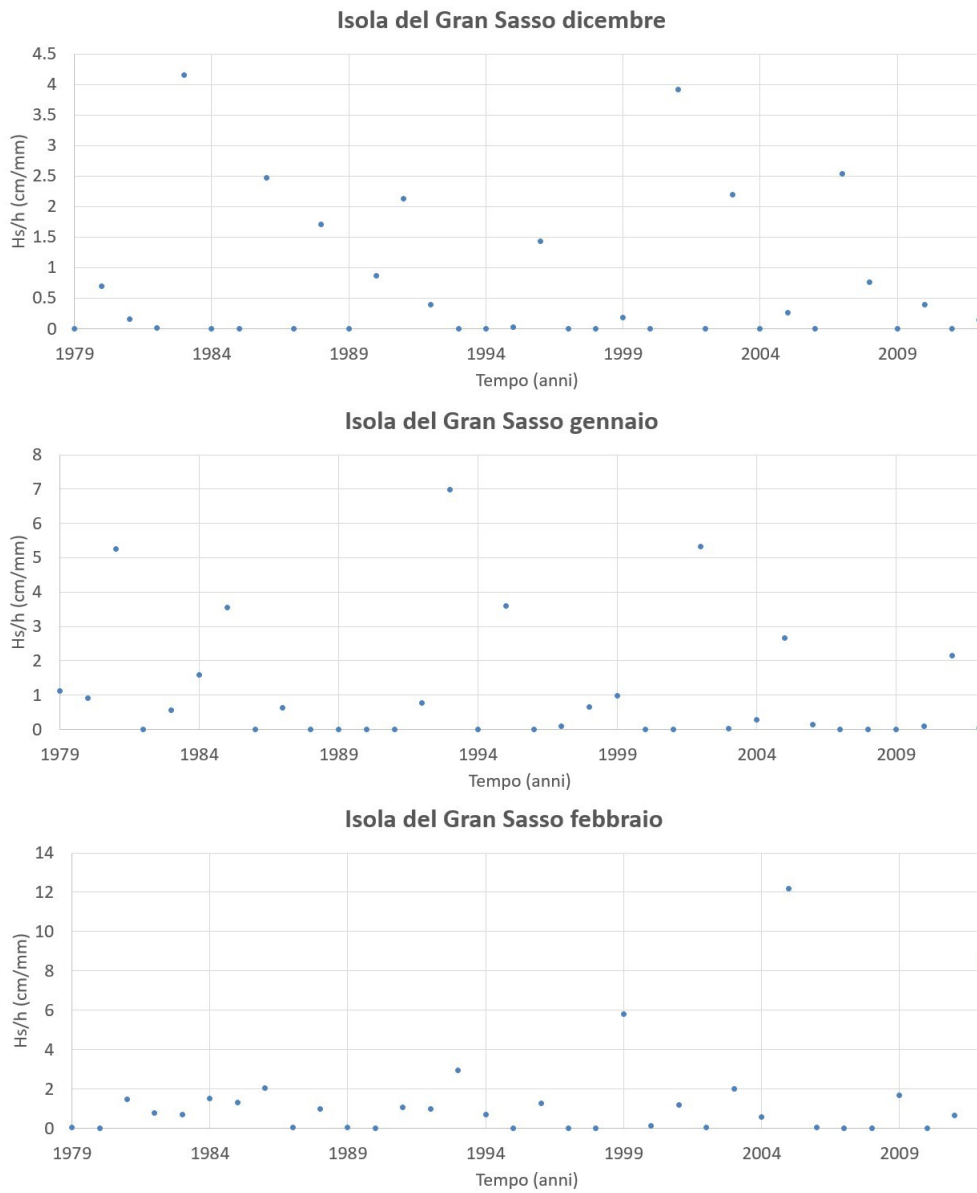


Figura 4.9. Confronto dei mesi per la stazione di Isola del Gran Sasso.



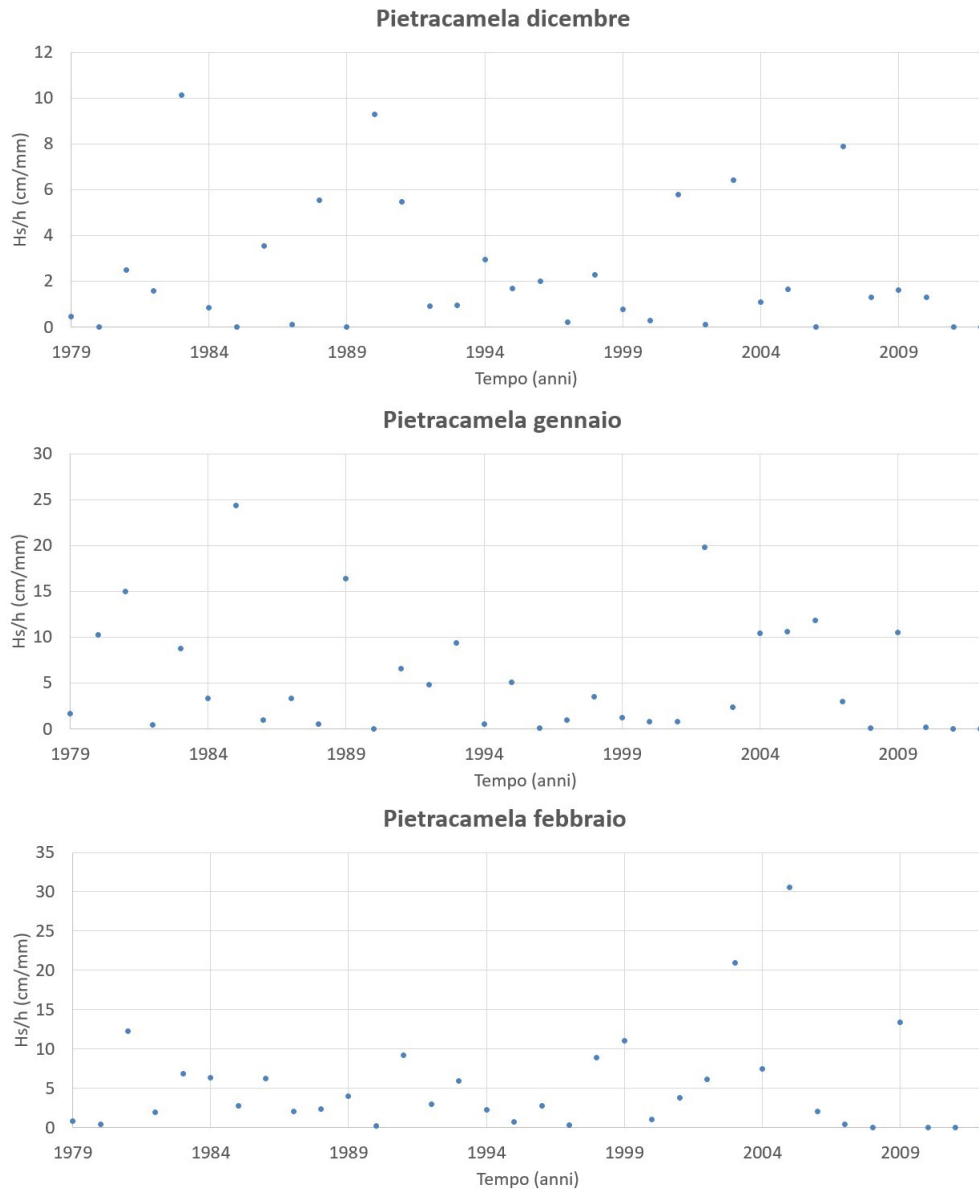


Figura 4.10. Confronto dei mesi per la stazione di Pietracamela.

*Sotte a stu 'mbrelle  
'nge nengue e 'nge piove.*