

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Dipartimento di Fisica e Astronomia
Corso di Laurea in Fisica

Analisi dei dati della rete pluviometrica italiana

Relatore:
Dott. Federico Porcù

Presentata da:
Lorenzo Aiazzi

Anno Accademico 2016/2017

Ringraziamenti

Desidero ringraziare innanzitutto il mio relatore, il Dott. Federico Porcù, che mi ha seguito costantemente, dimostrando sempre la massima disponibilità, e senza il quale questo lavoro non sarebbe stato possibile.

Proseguo con il Dipartimento della Protezione Civile che mi ha fornito i dati delle stazioni meteorologiche italiane.

Ci tengo inoltre a ringraziare i miei genitori e i miei nonni che mi hanno sempre dato un sostegno incondizionato in questi anni, soprattutto nei momenti più difficili.

Un grazie va naturalmente anche agli amici di Bologna e di Poggibonsi, che hanno reso speciali gli anni dell'università.

Sommario

L'obiettivo di questa tesi è quello di analizzare i dati dell'intensità oraria delle precipitazioni della rete pluviometrica italiana per l'arco temporale gennaio 2009 - maggio 2016, al fine di valutarne l'adeguatezza per studi sistematici sulle caratteristiche spaziali e temporali della precipitazione. Inizialmente si svolge un'analisi generale, per poi focalizzarsi sullo studio delle precipitazioni intense e dei periodi siccitosi.

Il data set della rete pluviometrica italiana comprende dati da stazioni meteorologiche in numero variabile (dalle 1284 di gennaio 2009 alle oltre 3600 di maggio 2016), equipaggiate con pluviometri del tipo "Tipping Bucket". L'insieme dei dati sono organizzati e studiati con l'ambiente di calcolo MatLab e l'omonimo linguaggio di programmazione.

I risultati ottenuti mostrano che l'estate e l'autunno sono le stagioni con i più alti valori d'intensità oraria delle precipitazioni. L'analisi della distribuzione spaziale rileva che le precipitazioni più intense si registrano nelle zone delle Alpi friulane e degli Appennini liguri e calabresi, i più lunghi periodi siccitosi, nelle aree della Sardegna, della Sicilia, del Salento e della pianura Padana.

Indice

1	Introduzione	6
1.1	Precipitazioni in Italia	6
1.2	Misurazione della precipitazione	6
1.3	Analisi svolte e progetto H-SAF	7
2	Formazione delle nubi e delle precipitazioni	9
2.1	Stabilità atmosferica	9
2.2	Risalita dell'aria	11
2.2.1	Sollevamento orografico	12
2.2.2	Sollevamento per scontro tra due masse d'aria a temperatura diversa	14
2.2.3	Sollevamento per riscaldamento del suolo	15
2.3	Correnti umide prevalenti sull'Italia	17
3	Dati e metodi di analisi	20
3.1	Pluviometri	20
3.1.1	Funzionamento dei pluviometri “a vaschetta basculante”	21
3.1.2	Incertezza nelle misurazioni dei pluviometri “a vaschetta basculante”	22
3.2	Data Set	23
3.2.1	Utilità di un protocollo unico a livello nazionale	24
3.2.2	Errori presenti nel data set	25
3.3	MatLab	26
4	Analisi e risultati	28
4.1	Analisi generale	28
4.1.1	PDF stagionali nazionali	28
4.1.2	PDF stagionali zonali	30
4.1.3	Media dell'intensità oraria delle precipitazioni	33
4.2	Precipitazioni intense	35

4.2.1	PDF della variazione dell'intensità oraria delle precipitazioni	36
4.2.2	98° percentile dell'intensità oraria delle precipitazioni	37
4.2.3	Massimi precipitativi	38
4.3	Periodi siccitosi	39
4.3.1	PDF delle serie siccitose	41
4.3.2	Media delle serie siccitose	42
4.3.3	90° percentile delle serie siccitose	45
4.3.4	Frazione dei giorni secchi sui giorni piovosi	45
5	Conclusioni	47
	Bibliografia	49

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Precipitazioni in Italia

L'Italia, secondo la classificazione di Koppen, ha un clima di tipo mediterraneo, caratterizzato da estati calde e secche e da inverni miti e piovosi. Come descritto da *Desiato et al. (2015)* infatti, la maggior parte delle precipitazioni sono distribuite tra novembre e marzo, con un massimo precipitativo cumulato a novembre e un minimo a luglio. A causa di diversi fattori come la configurazione geomorfologica, i regimi di circolazione di correnti umide più frequenti e la posizione rispetto al mare, si hanno differenze rilevanti anche nella distribuzione spaziale.

Inoltre, l'Italia è interessata non di rado da eventi estremi, come precipitazioni molto intense o lunghi periodi secchi. I primi possono portare a straripamenti di fiumi e torrenti con conseguenti alluvioni e a dissesti idrogeologici. I secondi possono causare, in situazioni straordinarie, il razionamento dell'acqua corrente nelle abitazioni. Queste circostanze eccezionali possono poi provocare danni a settori come l'agricoltura, l'allevamento e l'industria, con una diretta ricaduta negativa sull'economia, oltre che la perdita di vite umane.

1.2 Misurazione della precipitazione

L'analisi dell'intensità oraria delle precipitazioni si affronta utilizzando i dati delle stazioni meteorologiche italiane, forniti dal Dipartimento della Protezione Civile. In particolare, si hanno a disposizione i valori orari registrati da pluviometri a terra su un arco di tempo pari a 7 anni e 5 mesi, da gennaio 2009 a maggio 2016 compresi.

Si lavora con questo tipo di strumentazione poiché, nonostante lo sviluppo di metodi di telerilevamento anche per le misure delle precipitazioni (radar da terra e sensori da satelliti), l'uso dei pluviometri è ancora privilegiato soprattutto per le analisi di lunghe serie temporali e climatiche.

1.3 Analisi svolte e progetto H-SAF

In questa tesi si svolgono elaborazioni tramite l'utilizzo dell'ambiente e linguaggio di programmazione MatLab. Si compie un'analisi generale sull'intensità oraria delle precipitazioni, focalizzandosi poi sullo studio delle precipitazioni intense e dei periodi siccitosi.

Questo lavoro si inserisce nel progetto europeo "EUMETSAT Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management" (H-SAF) partito nel 2005 come parte dell'"European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites" (EUMETSAT) SAF Network.

Uno degli obiettivi dell'H-SAF è fornire nuovi prodotti di precipitazione, di umidità del terreno a varie scale e di parametri nevosi (copertura, condizioni di scioglimento, contenuto equivalente in acqua). Questi derivano dall'applicazione di algoritmi che lavorano su dati da satelliti già operativi e sono predisposti nuovi sensori che verranno posti in orbita in futuro. I prodotti hanno sufficiente risoluzione spaziale e temporale per soddisfare le necessità dell'idrologia operativa. Parallelamente un secondo obiettivo consiste nell'eseguire validazioni indipendenti dell'accuratezza dei nuovi prodotti e della loro utilità per mitigare gli effetti di eventi estremi tra i quali inondazioni, frane e valanghe, e per supportare la gestione delle risorse idriche.

L'attività si sviluppa attraverso:

- *downscaling/upscaling* dei prodotti dalla risoluzione nativa alla scala di bacino;
- fusione di misurazioni derivanti da satelliti con dati da reti di radar e di pluviometri;
- valutazione dell'impatto e assimilazioni di nuovi prodotti ricavati da satelliti in applicazioni idrologiche.

Il progetto europeo genera e archivia data set e prodotti di alta qualità per applicazioni in campo idrologico, a partire dall'osservazione e l'elaborazione dei dati ottenuti da satelliti geostazionari e polari, che raccolgono le informazioni provenienti dall'atmosfera terrestre. Sono utilizzati, per questi scopi, dati da sensori nelle bande delle microonde e dell'infrarosso [11].

Per quanto riguarda la validazione di nuovi prodotti è stato istituito un Gruppo di Validazione (*Puca et al., 2014*).

L'H-SAF lavora anche alla validazione dei prodotti generati dalla “Global Precipitation Measurement” (GPM), una missione satellitare internazionale portata avanti dall'agenzia spaziale statunitense (NASA) e da quella giapponese (JAXA), con lo scopo principale di fornire osservazioni da satellite di ultima generazione di pioggia e neve sull'intero globo ogni tre ore [12].

Capitolo 2

Formazione delle nubi e delle precipitazioni

La formazione delle nubi, nella maggior parte delle occasioni, avviene per il processo di sovrasaturazione del vapore acqueo nell'aria in moto ascendente.

In questo capitolo si vedono alcuni aspetti fenomenologici che saranno utili per l'interpretazione dei risultati. Si considerano primariamente le nubi formate da goccioline di acqua.

2.1 Stabilità atmosferica

Si considera come primo approccio l'atmosfera come formata da aria secca: si suppone di isolare dall'atmosfera circostante una piccola massa d'aria che si trova ad una determinata altezza z e contraddistinta da una pressione p_m , da una temperatura T_m e da una densità ρ_m . Si ipotizza poi che questa massa si trovi in condizioni adiabatiche: questa supposizione si basa sul fatto che l'aria ha una bassa conducibilità termica e, di conseguenza, gli scambi di calore con l'esterno possono essere trascurati su scale temporali brevi.

Per uno spostamento verticale pari a δz e trascurando l'attrito, si ottiene la formula per il moto:

$$\rho_m \frac{d^2 z}{dt^2} = -\rho_m g - \frac{dp_m}{dz}$$

dove g è l'accelerazione di gravità e $\frac{dp_m}{dz}$ il gradiente barico verticale della massa considerata.

L'aria circostante è in equilibrio idrostatico, poiché ogni suo punto si trova in condizione di inerzia per la compensazione tra la forza di gravità e

il gradiente di pressione, e vale l'equazione:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

con $\frac{dp}{dz}$ e ρ rispettivamente gradiente barico verticale e densità dell'aria.

Dalla combinazione delle espressioni sopra riportate, si ottiene:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{(\rho - \rho_m)}{\rho_m} g$$

Si introduce adesso la legge dei gas perfetti $p = \rho R_s T$, con R_s costante dei gas specifica dell'aria secca, e i gradienti termici verticali Γ_d e Γ , rispettivamente per la particella in condizioni di aria secca e per l'atmosfera circostante, definiti come l'opposto della derivata della temperatura rispetto alla quota.

Per piccoli spostamenti si ha:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g}{T} (\Gamma - \Gamma_d) z$$

con T temperatura dell'aria nell'atmosfera esterna alla massa considerata.

Γ_d , anche detto “gradiente adiabatico secco”, si può dimostrare che è uguale a $\frac{g}{c_p}$, con c_p calore specifico a pressione costante dell'aria secca, e corrisponde ad una variazione di $0,98^\circ$ C ogni 100 metri di quota (*Seinfeld et al., 1996*).

In base al valore di Γ si hanno quindi le seguenti possibilità:

- $\Gamma < \Gamma_d \rightarrow \frac{1}{z} \frac{d^2z}{dt^2} < 0$ la forza si oppone allo spostamento, la massa si trova in condizioni di equilibrio stabile;
- $\Gamma = \Gamma_d \rightarrow \frac{1}{z} \frac{d^2z}{dt^2} = 0$ la forza è nulla, la massa si trova in condizioni di equilibrio neutro;
- $\Gamma > \Gamma_d \rightarrow \frac{1}{z} \frac{d^2z}{dt^2} > 0$ la forza ha lo stesso verso dello spostamento, la massa si trova in condizioni di equilibrio instabile.

Nel terzo caso si hanno le condizioni favorevoli per l'instaurarsi del fenomeno di salita dell'aria.

2.2 Risalita dell'aria

Il moto verso l'alto può essere innescato principalmente da 3 fenomeni:

- sollevamento orografico;
- sollevamento per riscaldamento del suolo;
- sollevamento per scontro tra due masse d'aria a temperatura diversa.

Quando l'aria si trova in condizioni instabili, salendo di quota, trova pressioni via via minori nell'atmosfera circostante, iniziando così ad espandersi adiabaticamente con conseguente abbassamento della temperatura.

Questo abbassamento avviene seguendo il rapporto tra temperatura e volume, ricavato dall'equazione dei gas perfetti, per il caso di una trasformazione adiabatica:

$$TV^{\gamma-1} = \text{costante}$$

con γ coefficiente di dilatazione adiabatica.

Con la diminuzione della temperatura si può giungere ad un punto critico detto “punto di rugiada” (dipendente dall'equazione di Clausius–Clapeyron) dove il vapore acqueo è saturo e, oltre il quale, inizia il processo di condensazione e sublimazione, nel caso le condizioni ambientali consentano la nucleazione diretta della fase ghiaccio.

L'energia termica rilasciata nel passaggio dallo stato gassoso a quello liquido (calore latente di condensazione, H_v) va a compensare in piccola parte l'abbassamento di temperatura nella salita, fenomeno che porta all'aumento dell'instabilità, poiché rende minore il gradiente termico verticale.

Per temperature inferiori a quella del punto di rugiada, la massa d'aria non segue più il gradiente adiabatico secco Γ_d , ma il “gradiente adiabatico saturo” Γ_s , che può essere ricavato dalla formula:

$$\Gamma_s = g \frac{1 + \frac{H_v r}{R_s T_m}}{c_p + \frac{H_v^2 r}{R_v T_m^2}}$$

dove:

- g è l'accelerazione di gravità;
- r è il “mixing ratio” ovvero il rapporto tra la massa di vapore acqueo e la massa d'aria secca contenute nell'aria satura;
- R_v è la costante dei gas specifica del vapore acqueo;

- T_m è la temperatura della massa d'aria umida.

Γ_s è sempre minore di Γ_d ; solamente per valori di temperatura vicini al punto di rugiada Γ_s tende a Γ_d . Quindi, in condizioni di aria satura, la temperatura della massa diminuisce più lentamente in caso di innalzamento, alimentando così l'instabilità.

In seguito, il processo di condensazione e/o sublimazione si arresta nel momento in cui Γ_s diviene minore del gradiente esterno Γ . Questo può avvenire a qualsiasi quota della Troposfera e, al limite, nei pressi della Tropopausa. Nella Stratosfera infatti, a differenza della Troposfera, si è in condizioni di stabilità, poiché si ha $\Gamma < 0$.

Fondamentale per la condensazione e la sublimazione del vapore acqueo è la presenza nell'aria di aerosol (particolato atmosferico), che può essere di 2 tipi: naturale, ovvero formato principalmente da cristalli di sale marino, polvere desertica e cenere vulcanica oppure antropogenico, formato da particolato derivante da attività industriali e in generale da combustione.

Questi rappresentano i nuclei di condensazione e ghiacciamento che portano alla formazione di piccole goccioline e/o cristallini di ghiaccio di dimensioni lineari attorno ai 5-10 μm per valori di saturazione poco sopra al 100% di umidità relativa (parametro, espresso in percentuale, che fornisce il rapporto tra il vapore contenuto nella massa d'aria e il vapore massimo che può contenere alla temperatura del punto di rugiada), invece che oltre il 400% (nucleazione omogenea).

Affinché le goccioline d'acqua condensate possano raggiungere il suolo, devono raggrupparsi in gocce sempre più grandi tramite urti e coalescenza, tali da vincere, grazie alla loro forza peso, le correnti ascensionali che le mantengono in sospensione. Lo stesso vale per i cristallini di ghiaccio sublimati che devono aggregarsi fino ad acquisire le dimensioni sufficienti per la caduta. Poi, in base alle temperature trovate durante la discesa, giungono al suolo sotto forma di pioggia o di neve.

Si approfondiscono adesso i 3 principali tipi di innesco che azionano il meccanismo di salita dell'aria. In tutti i casi citati le correnti ascensionali sono favorite anche dal fatto che, in genere, l'aria umida è più calda e quindi meno densa rispetto a quella secca.

2.2.1 Sollevamento orografico

Il fenomeno del sollevamento orografico, anche detto "effetto Stau", si verifica nel caso in cui una massa d'aria, che si trova a bassa quota, viene spinta dal vento in direzione di un rilievo. Questa, essendo fisicamente impossibilitata a proseguire il moto alla stessa altitudine, viene sospinta verso l'alto. Nella

salita il vapore acqueo può condensare e formare la nube e, se anche altri meccanismi prendono luogo, si può arrivare alla precipitazione.

Superato poi il crinale del rilievo e scaricata parte dell'acqua, la massa d'aria comincia a discendere lungo il lato che si trova sottovento. Questa discesa provoca un effetto fisico opposto a quello della salita, infatti, diminuendo di quota, l'aria subisce una compressione adiabatica e si riscalda. Si viene a creare una corrente di aria calda e asciutta, detta "Foehn", che non permette la formazione di nubi.

In Italia questo tipo di fenomeno si verifica principalmente con i rilievi delle Alpi e degli Appennini. In Figura 2.1, ad esempio, si nota chiaramente come, in presenza di un flusso da nord, siano assenti addensamenti nuvolosi al di sotto delle Alpi.

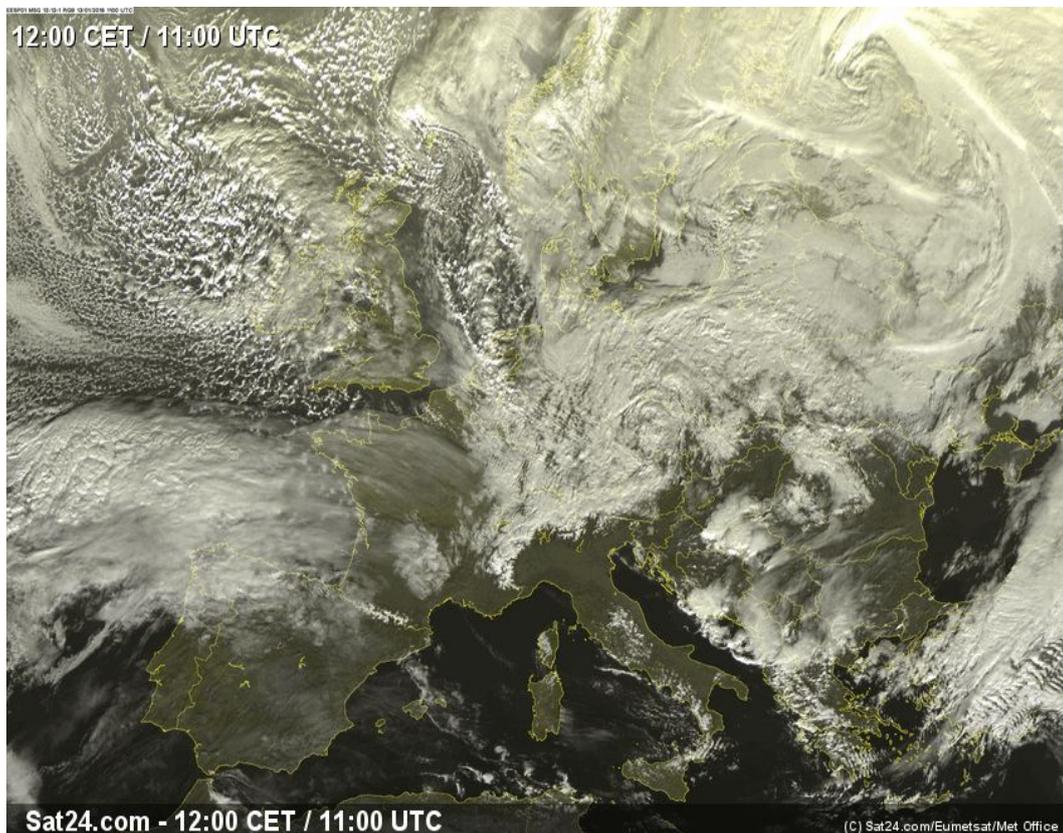


Figura 2.1: Immagine satellitare a infrarossi del continente europeo dove si nota l'assenza di nubi sotto alle Alpi. (Fonte immagine: *sat24.com*)

2.2.2 Sollevamento per scontro tra due masse d'aria a temperatura diversa

Questo fenomeno avviene quando una massa d'aria collide con un'altra massa a temperatura diversa. Nel caso in cui sia l'aria più calda e, di conseguenza, meno densa ad avvicinarsi all'aria più fredda e densa, si ha una situazione in cui la prima scivola sopra alla seconda, sollevandosi e favorendo la formazione di nubi associate a possibili precipitazioni deboli ma estese (immagine a sinistra della Figura 2.2). L'altro caso è quando avviene il contrario, ovvero l'aria più fredda si incunea sotto a quella più calda, provocando la formazioni di nubi con possibili precipitazioni meno estese ma più intense (immagine a destra della Figura 2.2).

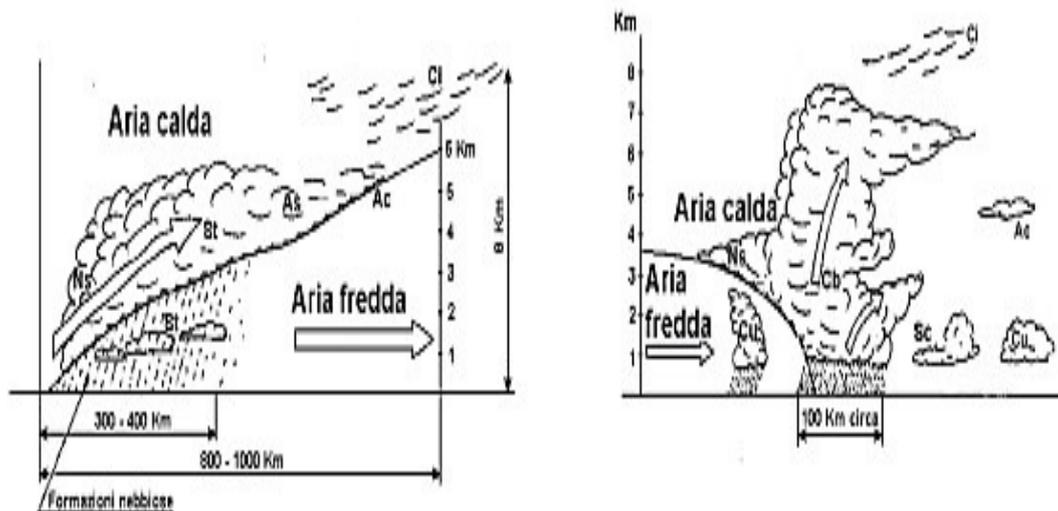


Figura 2.2: Le due configurazioni possibili nel caso di scontro di masse d'aria a temperatura e densità diverse. (Fonte immagine: *Nimbus.it*)

Lo stesso tipo di fenomeno si verifica in presenza di un minimo di pressione atmosferica al suolo, che fa convogliare una grande quantità di aria che inizia a ruotare, in senso antiorario nell'emisfero boreale, intorno alla bassa pressione e causando un moto ascensionale di aria. Moto di salita che si viene a formare anche in caso di forte divergenza dell'aria in quota e dalla concomitanza dei due fenomeni, come si può notare dall'immagine sulla sinistra della Figura 2.3 .

L'aria in moto verso il minimo di pressione si trova ad avere una temperatura che potrà essere maggiore o minore di quella circostante, generando correnti ascensionali per lo scontro di masse a diversa temperatura.

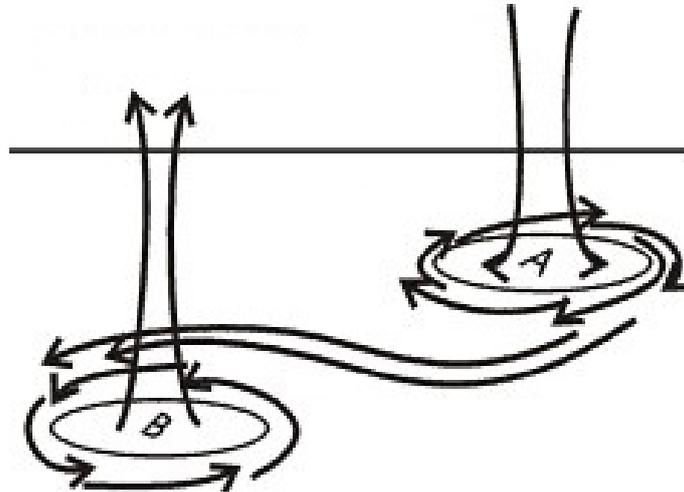


Figura 2.3: Convergenza e divergenza dell'aria in presenza di bassa (a sinistra) e alta (a destra) pressione al suolo. (Fonte immagine: *manualedivololibero.com*)

Il ciclo di vita di un minimo depressionario può variare tra qualche decina di ore fino a più di 10 giorni e la sua estensione spaziale può raggiungere oltre 1000 km. Alle latitudini extra-tropicali ha una struttura della tipologia mostrata in Figura 2.4.

Nell'immagine sulla destra della Figura 2.3 si notano i casi opposti a quelli appena descritti, ovvero la presenza di divergenza al suolo e di convergenza in quota (regime di alta pressione). Di conseguenza, si ha un moto discendente che provoca una compressione adiabatica alla massa d'aria, che sfavorisce la presenza di nubi e di precipitazioni.

2.2.3 Sollevamento per riscaldamento del suolo

Il fenomeno del sollevamento dell'aria per riscaldamento del suolo avviene, nella maggior parte dei casi, in estate e nelle ore centrali del giorno o antecedenti la sera. I raggi del sole, infatti, riscaldano il terreno che, rilasciando calore, innalza la temperatura dello strato di aria a contatto con esso. Superfici differenti non sono riscaldate in maniera uniforme e sono quindi a temperature diverse. L'aria che si trova nello strato a contatto con il ter-

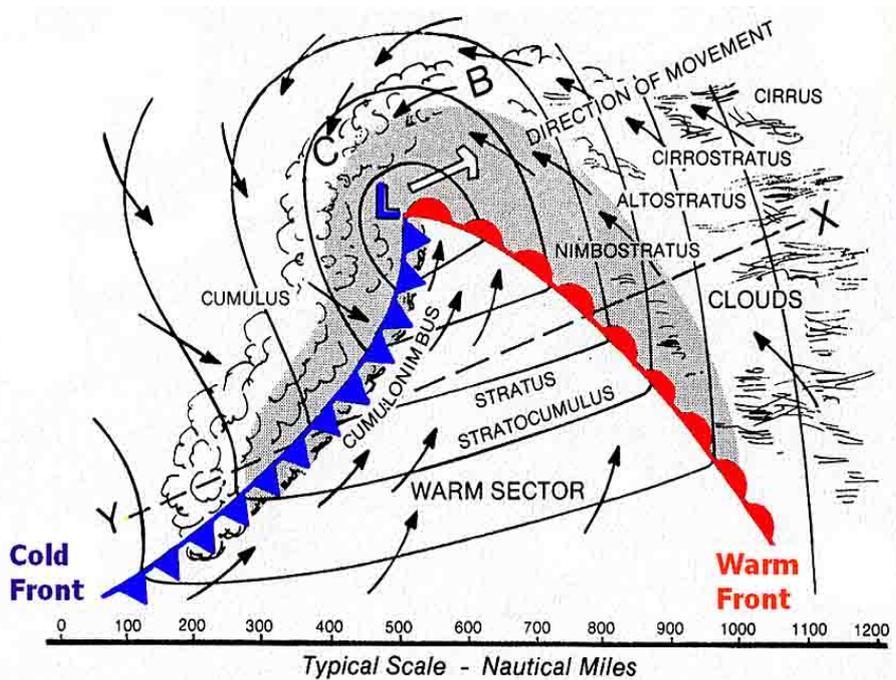


Figura 2.4: Struttura di un ciclone extra-tropicale. Un miglio nautico corrisponde a 1.8 km. (Fonte immagine: *juzaphoto.com*)

reno più riscaldato, può avere una temperatura più alta rispetto allo strato superiore portando alla possibile formazione di moti ascendenti. Importante inoltre è la presenza di vento orizzontale che, portando la più fredda aria circostante ad incunearsi sotto a quella più calda, come spiegato nella sezione precedente, favorisce la salita dell'aria.

Questo tipo di instabilità è spesso legato al fenomeno dei “temporali di calore”, che può generare forti precipitazioni spesso circoscritte sia a livello spaziale che temporale. Nella formazione e nello sviluppo di questo tipo di eventi, il fenomeno del riscaldamento del suolo può avere una maggiore o minore importanza relativa.

Nei casi in cui un temporale di calore si sviluppi in pianura, il riscaldamento del suolo ha un ruolo di primo piano. Infatti la copertura del terreno può variare rapidamente e, per esempio, nel caso di una vicinanza tra un bosco e una radura, si ha che quest'ultima riscalda maggiormente l'aria, che si trova così a temperatura maggiore rispetto a quella nello strato superiore, con la conseguente possibilità della formazione di moti ascendenti. Anche sulla costa può avvenire questo fenomeno a causa del maggiore riscaldamento durante la giornata della terraferma rispetto alle superfici marine, oceaniche o lacustri, a causa della differente capacità termica. Un altro esempio è quello

della presenza di un centro fortemente urbanizzato, nel quale sono presenti temperature più alte rispetto alle aree circostanti (“isola di calore urbana”), innanzitutto a causa della presenza di superfici di cemento e asfalto e di minore vegetazione.

Quando si verificano temporali di calore in montagna, si ha che il riscaldamento delle pareti rocciose da parte del sole contribuisce con il fenomeno del sollevamento orografico, che magari da solo non sarebbe sufficiente alla formazione delle nubi. Fondamentale anche qui è il tipo di superficie presente, perché in caso di pareti con copertura arborea si ha un riscaldamento minore, che può essere considerato irrilevante ai fini del sollevamento dell’aria per riscaldamento.

Chiaramente questi 3 fenomeni appena descritti possono concorrere simultaneamente alla formazione delle nubi con importanza relativa diversa. Un esempio può essere quello descritto precedentemente, riguardo ai temporali di calore nei pressi di rilievi con superficie rocciosa, dove si è parlato della concomitanza tra il sollevamento orografico e quello causato dal riscaldamento del suolo.

2.3 Correnti umide prevalenti sull’Italia

Le correnti di aria umida in Italia non giungono uniformemente da tutte le direzioni. Infatti, per accumulare umidità, l’aria deve transitare al di sopra di zone oceaniche o marine, e, data la posizione geografica, le due opzioni principali sono: da nord-ovest, ovest con correnti atlantiche e da sud con correnti sub-sahariane che transitano sopra al mar Mediterraneo.

In particolare, le condizioni di precipitazioni più diffuse sull’Italia si verificano quando centri di bassa pressione (vedi Figura 2.4) si trovano sul golfo di Genova, sul medio o basso Tirreno oppure sul mar Adriatico.

Ci sono poi eventi più rari e localizzati come l’“effetto lago” che, nonostante sia generato da aria fredda continentale, può dar vita a precipitazioni, spesso nevose, anche intense. Nel mondo questo effetto ha la sua massima espressione nei laghi nordamericani, in Italia è possibile che si verifichi sul mar Adriatico settentrionale e centrale: masse di aria molto fredda e secca vengono a contatto con aria più calda e umida che staziona sopra al mare e che viene forzata verso l’alto, con conseguente formazione nelle giuste condizioni di nubi e precipitazioni.

Come già accennato, i flussi di aria umida durante l’anno giungono prevalentemente da nord-ovest, ovest e da sud. Quelli da nord-ovest e ovest fanno parte della circolazione prevalente alle medie latitudini, detta zonale, e sono presenti quasi tutto l’anno; hanno picchi in autunno e in primavera, ma

non sono rari nemmeno durante l'inverno. In estate il flusso delle correnti atlantiche è spostato verso nord e raramente lambisce la penisola italiana, quando ci riesce spesso è limitato all'arco alpino.

Quelli da sud, invece, si verificano quando una bassa pressione, posizionata sul basso Tirreno, richiama l'aria sub-sahariana. L'aria del deserto, inizialmente calda e secca, immagazzina umidità transitando sopra al mar Mediterraneo, e nelle giuste condizioni si ha la formazione di nubi e precipitazioni, per l'interazione con l'orografia della penisola.

Un esempio, con conseguenti precipitazioni diffuse sull'Italia, si verifica quando un centro di bassa pressione si trova sull'alto Tirreno, convogliando i venti intorno al minimo (vedi Figura 2.5).

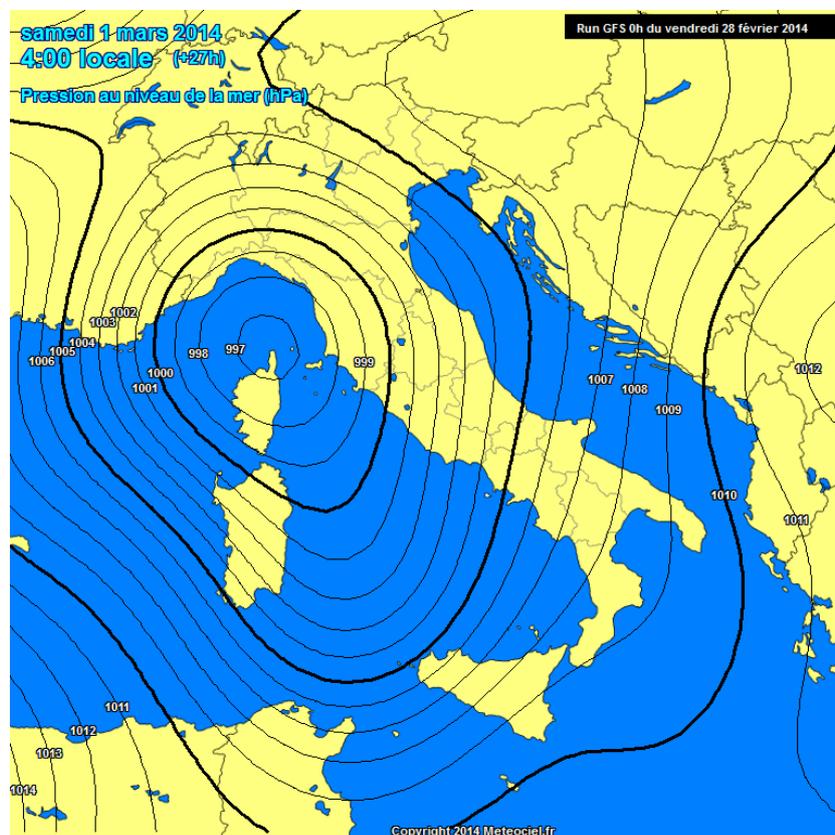


Figura 2.5: Mappa dell'Italia con valori di pressione a livello del mare. (Fonte immagine: *Meteociel.fr*)

Dalla Figura 2.6 si possono vedere le precipitazioni correlate. Si notino gli importanti accumuli in corrispondenza della bassa pressione e l'effetto del fenomeno del sollevamento orografico lungo tutto l'arco appenninico. Inoltre si può vedere anche nel medio e basso Tirreno un fronte precipitativo molto

esteso, sempre legato alla bassa pressione, generato da una massa di aria fredda che, incuneandosi sotto ad una massa di aria più calda, permette il sollevamento di quest'ultima.

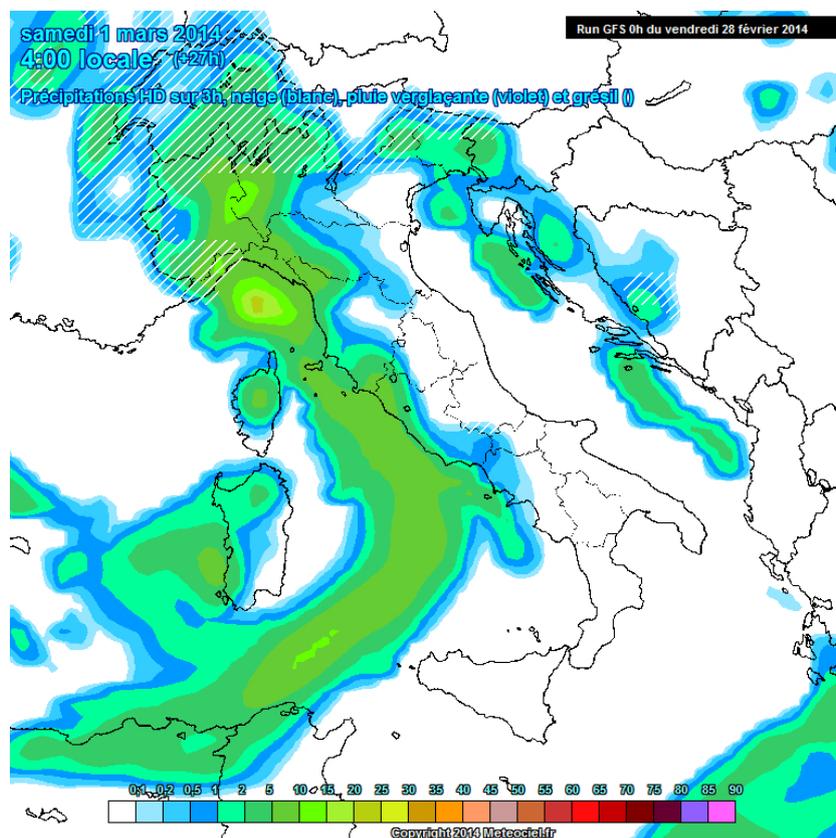


Figura 2.6: Mappa dell'Italia con valori di precipitazione nell'arco temporale di 3 ore espressi in mm. (Fonte immagine: *Meteociel.fr*)

Capitolo 3

Dati e metodi di analisi

In questo capitolo si descrive il funzionamento dei pluviometri con le relative incertezze associate alle misurazioni. Come accennato precedentemente, ogni dato analizzato è relativo alla quantità di pioggia che cade in una determinata ora. Ognuna di queste misurazioni è espressa in mm/h, 1 mm corrisponde ad un litro di acqua caduto su un metro quadrato di superficie.

3.1 Pluviometri

I pluviometri sono strumenti, posizionati a terra, che misurano la quantità di pioggia precipitata durante un certo periodo di tempo.

Sono suddivisi in 3 categorie principali:

- Pluviometri “a peso”;
- Pluviometri “a sifone”;
- Pluviometri “a vaschetta basculante”.

I primi sono composti da un imbuto che convoglia l’acqua precipitata in una vaschetta. Questa è posta su una bilancia che registra la quantità di acqua raccolta ad intervalli fissi di tempo. I secondi, invece, misurano l’entità della precipitazione tramite l’innalzamento di un galleggiante presente nella vaschetta. La terza categoria, merita un approfondimento, poiché le stazioni italiane sono equipaggiate con pluviometri di questo tipo.

Da precisare che “pluviometro” non è il nome esatto per queste strumentazioni, sarebbe più preciso chiamarle pluviografi. I pluviometri infatti sono composti dalla semplice combinazione di un imbuto e una vaschetta. Questi non registrano in tempo reale la precipitazione, ma vengono controllati una volta al giorno, verificando l’altezza raggiunta dall’acqua nella vaschetta.

Sono però caduti in disuso negli ultimi anni ed è entrato nel linguaggio comune l'uso del nome pluviometro anche per riferirsi ai pluviografi. Quest'ultimi sono strumenti che attraverso un sistema magneto-elettrico registrano la precipitazione a determinati intervalli di tempo con la possibilità di archiviare i dati su dispositivi digitali.

3.1.1 Funzionamento dei pluviometri “a vaschetta basculante”

I pluviometri “a vaschetta basculante” (in inglese “Tipping Bucket” e conosciuti con l'acronimo “TB”) sono composti da un cilindro metallico con alla fine un imbuto, che canalizza le acque meteoriche (categoria che comprende l'acqua piovana, la grandine, la neve, la rugiada e la brina). Dopo aver oltrepassato l'imbuto, l'acqua viene raccolta da un sistema di due vaschette basculanti, che hanno due posizioni di equilibrio, tali da permettere il riempimento di una vaschetta per volta. Appena una nuova posizione di equilibrio è raggiunta, un sistema magneto-elettrico emette un impulso di tensione che viene registrato dal pluviometro. Un esempio della struttura di un pluviometro è rappresentato in Figura 3.1.

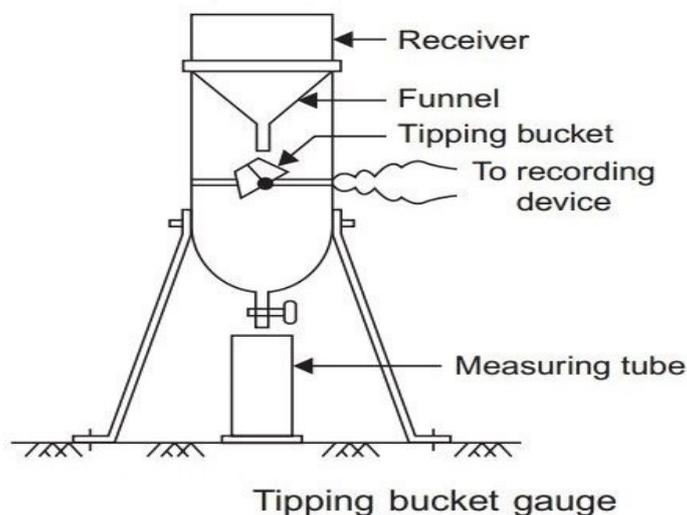


Figura 3.1: Struttura di un pluviometro a vaschetta basculante. (Fonte immagine: *Quora.com*)

I pluviometri di questo tipo hanno in genere una sensibilità pari a 0.2 mm/h, ma ne esistono, anche nella rete italiana, con sensibilità di 0.1 mm/h.

3.1.2 Incertezza nelle misurazioni dei pluviometri “a vaschetta basculante”

Per quanto riguarda questa categoria di sensori, molte sorgenti di incertezza nelle misurazioni sono ben conosciute, ma difficili da mitigare: intensità di pioggia molto leggera (1 mm/h o meno) possono essere stimate in modo non corretto a causa del lungo tempo che la pioggia impiega a riempire la vaschetta (*Petracca, 2011*) e può essere soggetta al fenomeno dell'evaporazione. Per questo, nelle analisi di questo elaborato, si tende a non considerare valori estremamente bassi di intensità di pioggia.

Anche per quanto riguarda le precipitazioni molto forti si hanno degli errori di stima, infatti, per piogge con intensità superiore a circa 50 mm/h, si ha una sottostima dell'evento, poiché nell'intervallo di tempo in cui avviene lo scambio tra la vaschetta appena riempita e l'altra, non è misurata la precipitazione perché non è raccolta in nessuna delle due vaschette.

Altra fonte di incertezza è il caso in cui la direzione di caduta delle gocce venga alterata dal vento. Quest'ultimo infatti può ridurre l'ampiezza dell'area efficace di accumulo, che porta ad una sottostima dell'intensità della pioggia quando la velocità del vento all'altezza di 2 metri eccede i 5m/s (*Petracca, 2011*).

Un'ulteriore causa di incertezza nelle misurazioni è data dalle precipitazioni che non raggiungono il pluviometro in forma liquida, ma allo stato solido (neve o grandine). In queste situazioni si ha un intervallo temporale fra la precipitazione e la sua rilevazione, poiché, finché non avviene il passaggio dallo stato solido allo stato liquido, le vaschette del TB non si riempiono e di conseguenza nessun dato viene registrato. Questo può diventare un grande problema in stazioni che si trovano oltre i 1500/2000 metri dove, in inverno, le precipitazioni sono quasi esclusivamente di tipo nevoso e possono permanere allo stato solido per giorni, creando così un grande spostamento temporale nel riempimento delle vaschette. Per mitigare l'errore che si viene a creare in questo caso, i pluviometri sono riscaldati così da fondere la neve e registrare la precipitazione con un basso spostamento temporale. Di contro, questo riscaldamento può portare ad una leggera evaporazione dell'acqua, ma l'errore complessivo è minore rispetto a quello di un pluviometro non riscaldato.

La maggior parte degli errori potrebbe essere evitata dall'uso di strumentazioni basate su differenti principi o meccanismi. La rete tedesca, e una parte di quella bulgara, ad esempio, sono equipaggiate da pluviometri “a peso”, che permettono misure continue della precipitazione (sia solida che liquida) con maggiore accuratezza. Un'altra opzione potrebbe essere l'uso di disdrometri, che danno maggiori informazioni riguardo alla struttura della

precipitazione e una più accurata misura dell'intensità della pioggia (*Puca et al., 2014*).

Inoltre bisogna considerare che i pluviometri sono in genere strumenti remoti, quindi, se un corpo estraneo come può essere una foglia ostruisce l'apertura dell'imbuto, impedendo così il riempimento delle vaschette, non viene rilevato immediatamente.

Per questo motivo ha grande importanza il lavoro di manutenzione delle reti pluviometriche operative, che non è detto sia svolto regolarmente, soprattutto nei luoghi più impervi. Ciò comporta che ogni lavoro di analisi dei data set pluviometrici sia preceduto da un accurato controllo della qualità dei dati.

3.2 Data Set

Il data set analizzato in questa tesi, fornito dal Dipartimento della Protezione Civile, si sviluppa sull'arco temporale che va da gennaio 2009 a maggio 2016 compresi, con a disposizione i valori di intensità di pioggia oraria da migliaia di stazioni, distribuite in modo irregolare su tutta la penisola italiana.

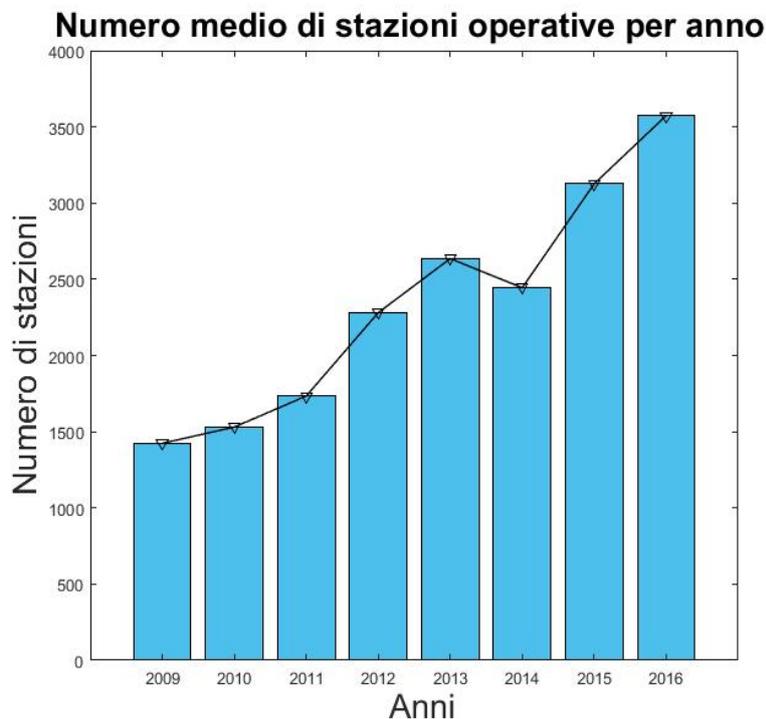


Figura 3.2: Media annuale delle stazioni meteorologiche attive.

Queste centraline, come riportato nella sezione precedente, sono equipaggiate con pluviometri a “vaschetta basculante”. L’ampiezza dei dati varia dalle 1284 stazioni di gennaio 2009 alle oltre 3600 di maggio 2016, con un aumento di quasi il 300% in meno di un decennio (vedi Figura 3.2).

La somma di tutte le stazioni, pur non essendo queste distribuite regolarmente, copre gran parte del territorio italiano, comprese anche isole più piccole come, ad esempio, l’isola d’Elba nel mar Tirreno (vedi Figura 3.3).

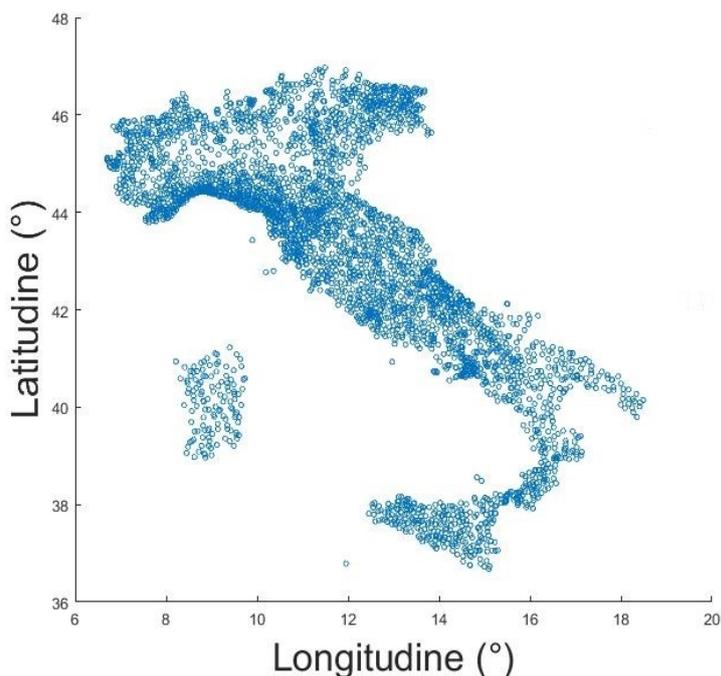


Figura 3.3: Collocazione sul territorio delle stazioni funzionanti per almeno un mese.

I file grezzi da analizzare sono ripartiti in documenti di testo (.txt) per ogni mese. Questi forniscono il numero della stazione collegato alla latitudine, alla longitudine e alla quota alla quale si trova e i relativi dati orari.

In caso di errore riconosciuto da parte della stazione nella ricezione di un dato orario, questo viene etichettato con un numero negativo (tipicamente -9999 mm/h), così da renderlo facilmente individuabile ed eliminabile.

3.2.1 Utilità di un protocollo unico a livello nazionale

Ogni mese alcune stazioni hanno malfunzionamenti, altre vengono spostate e in altri casi ne vengono aggiunte di nuove. Questi cambiamenti possono

generare confusione, se uniti al fatto che nel data set non esiste un codice che identifichi univocamente le stazioni per tutto il loro periodo di funzionamento e anche successivamente allo spegnimento. Infatti se una centralina funzionante per un mese, con annesso il suo codice di riconoscimento, viene spenta per quello successivo, perde il suo numero, che però non resta vacante, ma viene utilizzato da una nuova stazione. Ad occupare il posto vuoto è una nuova centralina appena installata oppure il risultato dello scorrimento di quella con il numero identificativo successivo. Si viene così a creare una situazione nella quale una stazione, che magari è accesa per tutto il periodo della rilevazione, può cambiare il suo codice praticamente ogni mese. Questo, nell'analisi dei dati, comporta il dover identificare l'apparecchio tramite latitudine e longitudine, per poter dare continuità ai dati delle stazioni con le serie più lunghe e non doverle considerare quasi ogni mese come nuove. Una semplificazione per il lavoro potrebbe essere l'avere ogni centralina identificata da un codice unico, che la distingua dalle altre.

Il problema della mancanza di un protocollo unico di identificazione a livello nazionale, è dato dal fatto che le stazioni meteorologiche sono gestite a livello regionale. I dati, di conseguenza, sono raccolti in maniera disomogenea ed è il Dipartimento della Protezione Civile a convogliare e armonizzare tutti i valori. Prendendo come modello i codici WMO (sigla per "Organizzazione Meteorologica Mondiale") per le stazioni ufficiali (presenti anche in Italia), si potrebbe creare un identificativo alfanumerico che abbia, nelle prime due posizioni, come nel codice sopracitato, lettere che distinguano l'Italia (per permettere analisi internazionali) e, in terza posizione, una lettera che differenzi le 20 regioni italiane.

3.2.2 Errori presenti nel data set

Come già detto, al dato errato riconosciuto è assegnato un numero negativo così da renderlo facilmente individuabile.

Il problema è che esistono altre categorie di errori, ovvero quelle in cui la centralina malfunzionante fornisce un dato uguale a zero o positivo, ma sbagliato. Può capitare, per esempio, che venga registrato ogni ora un dato eccessivamente alto, che va oltre ogni record climatologico e quindi quasi certamente sbagliato. Altro esempio è quello in cui si abbia lo stesso dato per più ore consecutive, indice chiaro della presenza di un malfunzionamento.

Casi più difficili da individuare occorrono quando si è in presenza di valori errati, ma non riconoscibili, se non con un'indagine dettagliata delle caratteristiche della precipitazione in quel luogo. Può capitare infatti che si abbia un valore climatologicamente accettabile, ma non vero. In questi casi l'indi-

viduazione dell'errore è difficile e risolvibile soltanto controllando le stazioni meteorologiche vicine.

Nelle analisi presentate di seguito si effettua un controllo di qualità dei dati che non ha pretese di avere una validità generale, ma funzionale a questo lavoro.

Ad esempio nello studio dell'intensità oraria della precipitazione media (sezione 4.1.3) e di precipitazioni intense (sezione 4.2), nelle quali i valori errati avrebbero compromesso il prodotto finale, si applica un filtro che valuti le occorrenze oltre i 200 mm/h, che prevede il rigetto dei dati presi in esame al verificarsi di almeno una delle seguenti condizioni:

- serie di almeno 2 occorrenze consecutive identiche, evento con probabilità pressoché nulla a così alti valori di intensità di pioggia;
- scarto superiore al 10% rispetto all'ora precedente e/o successiva, poiché è poco plausibile che precipitazioni così forti siano circoscritte quasi esclusivamente ad un'unica ora.

Un lavoro di controllo di qualità è svolto anche nelle analisi dei periodi siccitosi, secondo le modalità spiegate nella sezione 4.3.

3.3 MatLab

MatLab è sia un ambiente di lavoro che un linguaggio di programmazione, orientato all'analisi dati, obiettivo primo di questa tesi.

Per quanto riguarda l'ambiente, esso è suddiviso principalmente in quattro parti:

- “Current Folder” dove si trovano i file della cartella dai quali MatLab prende i dati e i programmi;
- “Editor” dove si creano e vengono modificati i programmi;
- “Workspace” dove vengono tenute in memoria le variabili create da un determinato programma; variabili che, se non cancellate, sono sovrascritte ad ogni iterazione successiva del programma;
- “Command Window” che ha la funzione di terminale, dove vengono scritti direttamente i comandi. È utilizzato per svolgere operazioni semplici e immediate oppure per eseguire i programmi.

Per condurre le analisi sui file testuali che contengono i dati, si scrive innanzitutto un programma, che organizzi i valori di intensità di pioggia oraria,

in modo che siano facilmente leggibili e utilizzabili. In seguito si sviluppano vari algoritmi e programmi, prestando attenzione all'ottimizzazione dei tempi di esecuzione. Si cerca quindi di strutturare i programmi di calcolo attraverso moduli intercambiabili.

Capitolo 4

Analisi e risultati

In questo capitolo si descrive un'analisi generale dell'intensità oraria delle precipitazioni sul territorio italiano, un'analisi sulle precipitazioni più intense e una sui periodi siccitosi, per poi presentarne i risultati.

4.1 Analisi generale

Nella sezione dell'analisi generale si studiano le funzioni di densità di probabilità (PDF) dell'intensità oraria delle precipitazioni stagionali a livello nazionale e per specifiche zone, in seguito se ne calcola la media.

4.1.1 PDF stagionali nazionali

Come primo lavoro si realizzano le funzioni di densità di probabilità dell'intensità oraria delle precipitazioni nazionali, per ognuna delle 4 stagioni meteorologiche: la primavera (marzo, aprile, maggio), l'estate (giugno, luglio, agosto), l'autunno (settembre, ottobre, novembre) e l'inverno (dicembre, gennaio, febbraio). Queste differiscono da quelle astronomiche, dato che il cambio di stagione avviene il primo giorno del mese e non in quello di un solstizio o un equinozio.

Non si riportano i valori al di sotto di 0.3 mm/h, poiché si è interessati esclusivamente all'intensità di pioggia causata da precipitazioni atmosferiche e non da fenomeni come la brina oppure la rugiada. Inoltre si escludono questi dati anche perché, essendo valori molto bassi, risultano poco affidabili.

I risultati sono mostrati in Figura 4.1, troncando le distribuzioni al valore di 50 mm/h.

Si nota che, per alti valori di intensità oraria delle precipitazioni, c'è una forte separazione tra le percentuali di occorrenze dell'estate e dell'autunno,

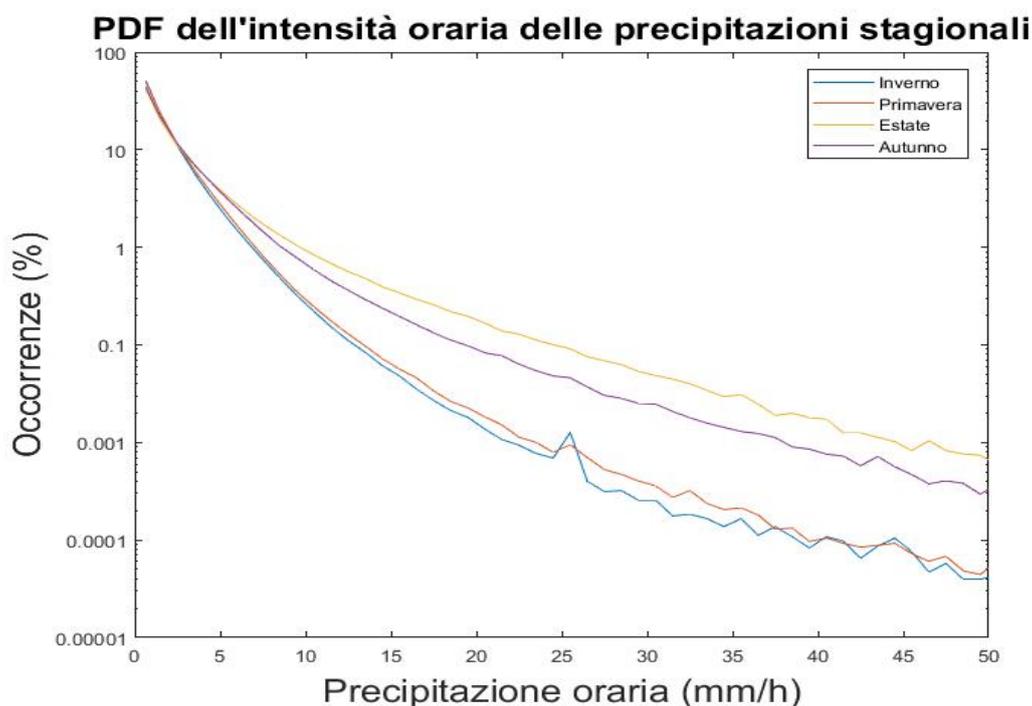


Figura 4.1: Funzioni di densità di probabilità dell'intensità oraria delle precipitazioni stagionali, l'asse delle ordinate è in scala logaritmica.

rispetto a quelle della primavera e dell'inverno. Quest'ultime infatti hanno la maggior parte delle frequenze concentrate per bassi valori di rain rate.

L'estate è in assoluto la stagione con le precipitazioni orarie più intense, con occorrenze maggiori rispetto a tutte le altre stagioni: dai 5 mm/h di intensità fino a 50 mm/h, il massimo considerato. Questo avviene poiché durante la stagione estiva, a causa delle maggiori temperature, le correnti possono immagazzinare maggiori quantità di acqua da scaricare al suolo e si sviluppano più frequentemente i temporali di calore.

Dal grafico si nota un picco poco oltre i 25 mm/h di intensità circoscritto alla stagione invernale. Si ipotizza che sia dovuto al sistema di riscaldamento che permette lo scioglimento delle idrometeore ghiacciate. Si fa questo tipo di ipotesi, poiché quel massimo è presente in corrispondenza della sola stagione in cui viene utilizzato questo sistema.

4.1.2 PDF stagionali zonali

Per quanto riguarda questa seconda parte della sezione delle analisi generali, si realizzano 5 grafici, ognuno di essi relativo ad una specifica zona geografica, con le funzioni di distribuzione di probabilità dell'intensità oraria stagionali delle precipitazioni per ciascuna di esse.

Ognuno di questi grafici ha 4 distribuzioni di probabilità che si riferiscono alle stagioni meteorologiche. Le aree prescelte hanno tutte la stessa dimensione, ovvero sono quadrati di lato pari a 0.5° , vedi Figura 4.2, e le PDF sono realizzate con i valori delle stazioni presenti al loro interno, sempre escludendo quelli inferiori a 0.3 mm/h.

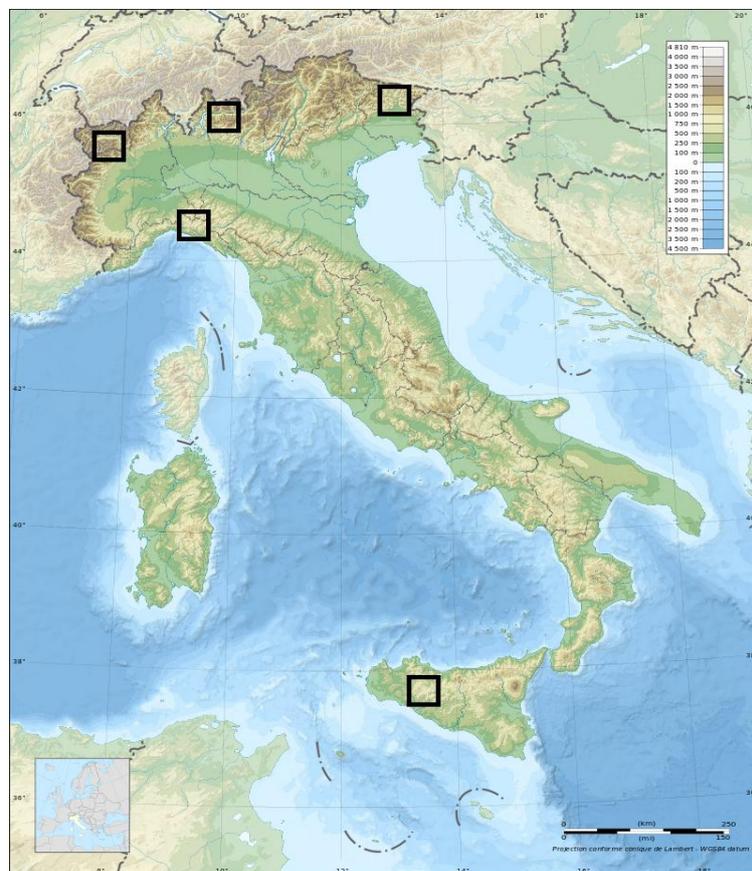


Figura 4.2: Localizzazione delle aree scelte per il calcolo delle PDF dell'intensità oraria delle precipitazioni stagionali. (Fonte immagine originale: [13])

Le 5 superfici si trovano nelle seguenti regioni geografiche:

1. Alpi orientali (friulane);
2. Alpi centrali (lombarde);
3. Alpi occidentali (valdostane e piemontesi);
4. Appennino ligure;
5. Sicilia centro-occidentale.

Si esaminano adesso i risultati, riferendosi al pannello in Figura 4.3:

- in tutte le aree considerate, la stagione estiva è quella che fa registrare maggiori frequenze per alti valori d'intensità. L'inverno invece presenta, in particolare nell'area delle Alpi occidentali, la percentuale minore di occorrenze per precipitazioni intense, con maggiore concentrazione per valori più bassi.
- L'autunno ha valori simili a quelli dell'estate in Sicilia e di poco inferiori, per alte intensità, sulle Alpi orientali e centrali e sull'Appennino ligure. L'area delle Alpi occidentali presenta invece una più ampia separazione delle occorrenze tra la stagione estiva e quella autunnale, già per intensità di poco superiori ai 10 mm/h.
- La stagione primaverile mostra valori di poco superiori a quella invernale, in particolare in Sicilia, dove nell'intervallo 30-50 mm/h presenta anche occorrenze più basse. Nell'area delle Alpi occidentali si ha però un'eccezione, con un maggiore distacco tra la primavera e l'inverno tra i 10 e i 40 mm/h.
- La primavera e l'autunno, sempre considerando alti valori di intensità oraria delle precipitazioni, hanno quindi una diversa frequenza delle occorrenze ad esclusione nella zona delle Alpi occidentali.

In generale è confermato l'andamento nazionale con valori simili per le stagioni estate-autunno e primavera-inverno, ad eccezione dell'area delle Alpi occidentali.

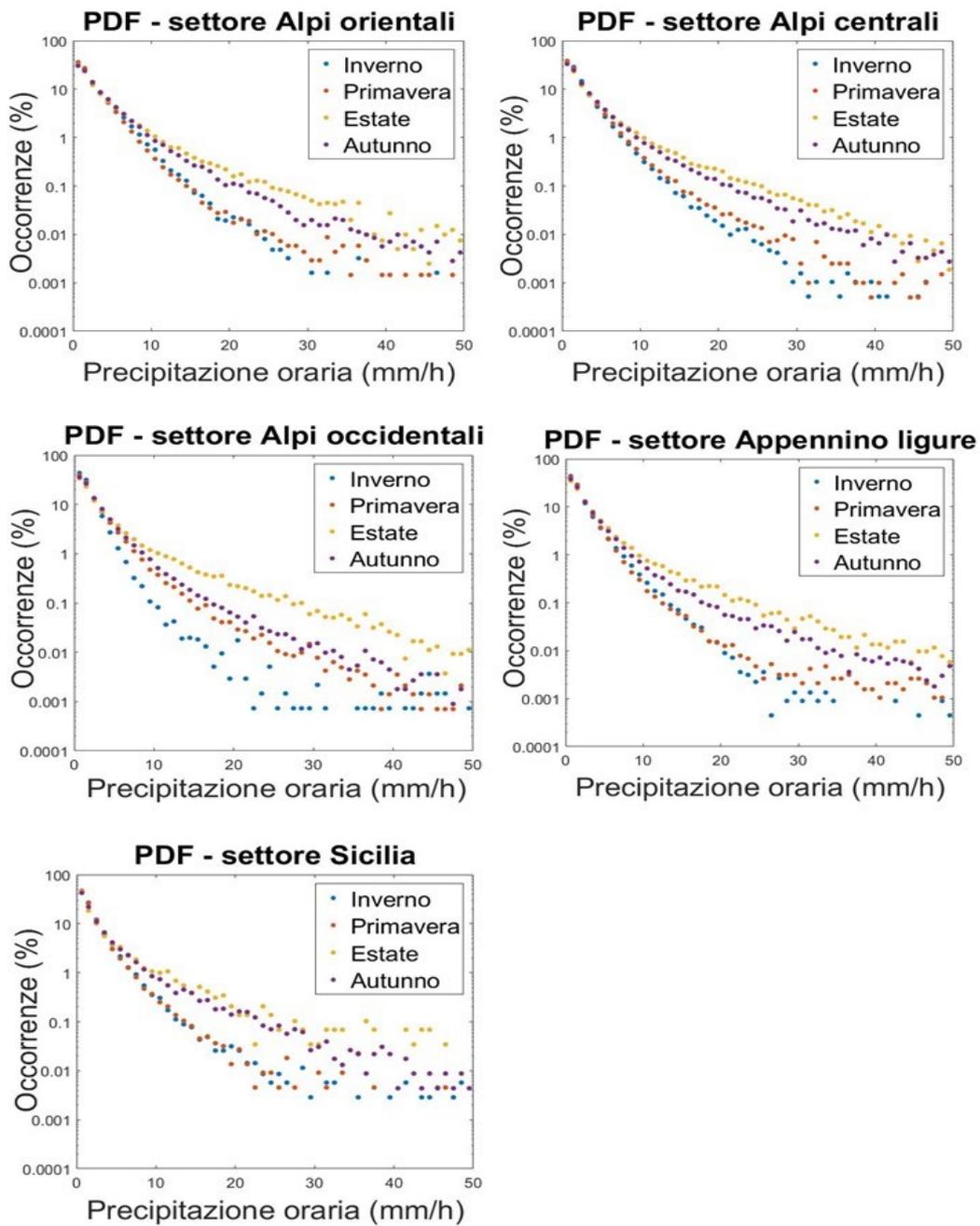


Figura 4.3: Funzioni di densità di probabilità dell'intensità oraria delle precipitazioni stagionali per 5 aree italiane, gli assi delle ordinate sono in scala logaritmica.

4.1.3 Media dell'intensità oraria delle precipitazioni

Si calcola adesso, per ogni stazione meteorologica, la media dell'intensità oraria delle precipitazioni, realizzando una funzione di densità di probabilità e riportando, in seguito, i risultati su una mappa.

In questa analisi si considerano esclusivamente i valori in cui occorre la precipitazione, escludendo le ore con assenza di pioggia.

Si ricordi che, ai valori superiori ai 200 mm/h, si applica il filtro descritto nella sezione 3.2.2, per ridurre il più possibile i dati errati.

Per la PDF si sceglie come passo della precipitazione oraria un valore pari a 0.2 mm/h, poiché corrisponde alla sensibilità della maggioranza dei pluviometri a disposizione.

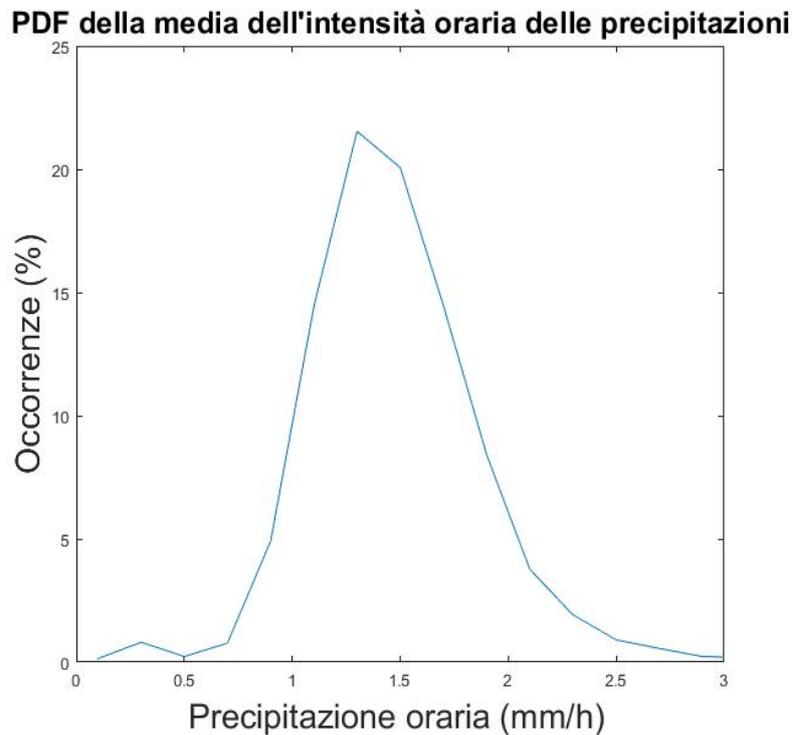


Figura 4.4: Funzione di densità di probabilità della media dell'intensità oraria delle precipitazioni.

Dalla Figura 4.4 si nota come la maggior parte delle occorrenze cada nell'intervallo 1-2 mm/h.

Per la realizzazione della mappa, si evita di interpolare su una griglia i punti rappresentanti le stazioni, che sono distribuiti irregolarmente, perché le precipitazioni possono avere anche brevi distanze di decorrelazione (*Porcù*

et al., 2014). Di conseguenza, in zone carenti di stazioni, non si può fare una stima del valore dell'intensità precipitativa. Lo stesso vale per le mappe realizzate nelle sezioni successive.

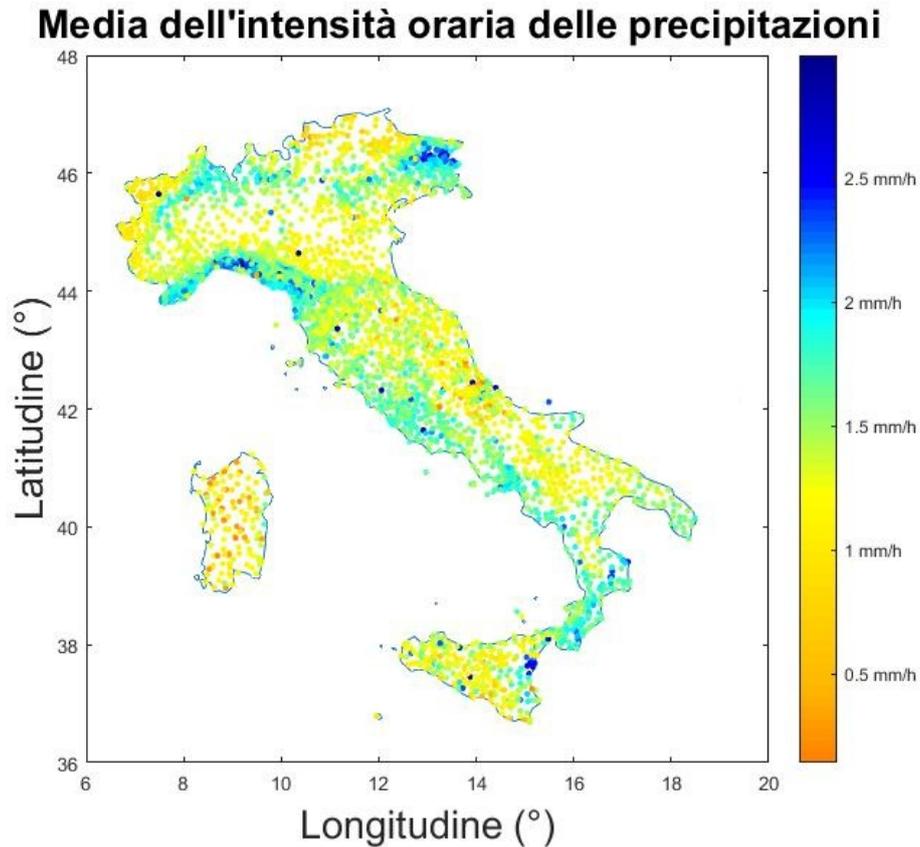


Figura 4.5: Mappa della media dell'intensità oraria delle precipitazioni.

Dalla Figura 4.5 si nota che le zone che presentano le medie più alte si trovano in corrispondenza delle Alpi friulane, dell'Appennino ligure e della zona circoscritta al monte Etna.

I valori più bassi si trovano invece in corrispondenza di parte dell'arco alpino occidentale (Valle d'Aosta e Piemonte), dell'Alto Adige, della pianura Padana, della Sardegna, del resto della Sicilia e, in generale, di tutte le pianure. Per quanto riguarda il Centro Italia, si osservano valori più alti nel litorale tirrenico, rispetto a quello adriatico.

Gli alti valori di intensità oraria delle precipitazioni presenti in Liguria sono causati principalmente dalla presenza di 2 fenomeni: il sollevamento orografico e il sollevamento per riscaldamento del suolo. L'area interessata è infatti prevalentemente montuosa, favorendo il primo fenomeno. Inoltre,

trovandosi la regione ligure lungo la costa, c'è una forte differenza di riscaldamento del mare rispetto alla terraferma, con la possibilità dell'instaurarsi di un moto ascendente in alcune ore del giorno. Questi due fenomeni possono agire singolarmente oppure sovrapporsi, generando così precipitazioni intense.

Le due isole maggiori, pur avendo nel complesso basse intensità orarie (escluso l'Etna), mostrano dei massimi lungo le coste causate, dalla differenza di riscaldamento mare-terraferma; fenomeno che, in generale, si nota in maniera diffusa su tutta la penisola.

Infine si registra come il fenomeno del sollevamento orografico non sia uniforme su tutto l'arco alpino e appennico, poiché intervengono meccanismi più complessi di come si sono descritti prima.

4.2 Precipitazioni intense

Dopo aver studiato le funzioni di densità di probabilità dell'intensità oraria delle precipitazioni, sia a livello nazionale sia per specifiche zone, e la distribuzione spaziale delle intensità precipitative medie, si focalizza l'analisi sulle precipitazioni intense e, nello specifico, su:

- la funzione di densità di probabilità della variazione oraria dell'intensità delle precipitazioni;
- il 98° percentile dell'intensità oraria delle precipitazioni;
- i massimi precipitativi.

Come già accaduto nella sezione della media dell'intensità oraria delle precipitazioni, si filtrano i valori oltre i 200 mm/h, così da avere a disposizione un data set più pulito.

4.2.1 PDF della variazione dell'intensità oraria delle precipitazioni

Si analizza la variazione dell'intensità oraria delle precipitazioni, distribuendo i risultati in una funzione di densità di probabilità.

Si sceglie come passo un valore pari a 0.2 mm/h, come nella sezione 4.1.3.

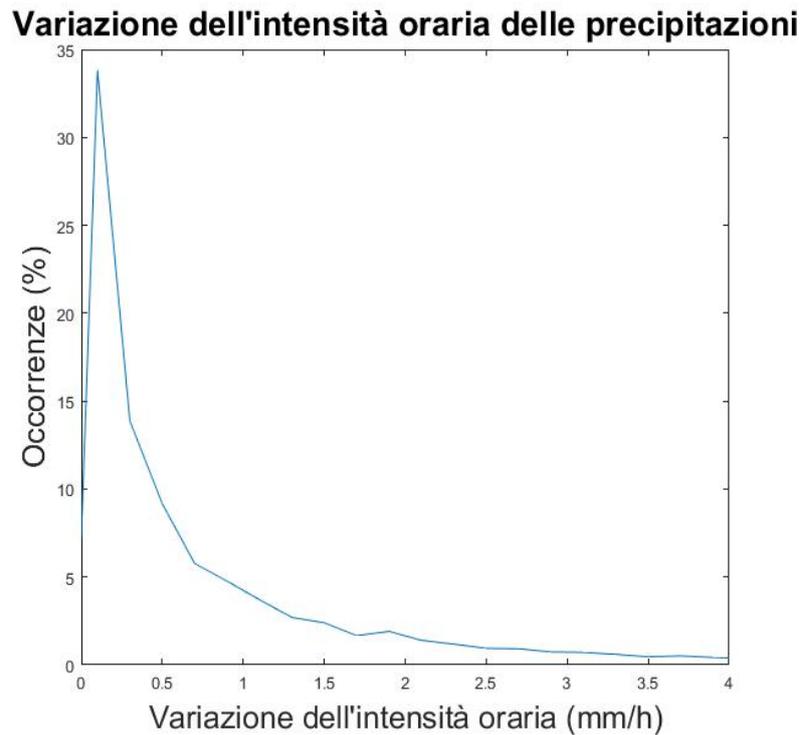


Figura 4.6: Funzione di densità di probabilità della variazione dell'intensità oraria delle precipitazioni.

Dalla Figura 4.6 si rileva come il valore delle occorrenze oltre 1 mm/h di intensità presenti un'incidenza inferiore al 5%.

La maggior parte delle frequenze sono infatti comprese nell'intervallo 0-0.5 mm/h.

4.2.2 98° percentile dell'intensità oraria delle precipitazioni

Si calcola adesso il 98° percentile dell'intensità oraria delle precipitazioni e si distribuiscono i risultati sulla mappa dell'Italia.

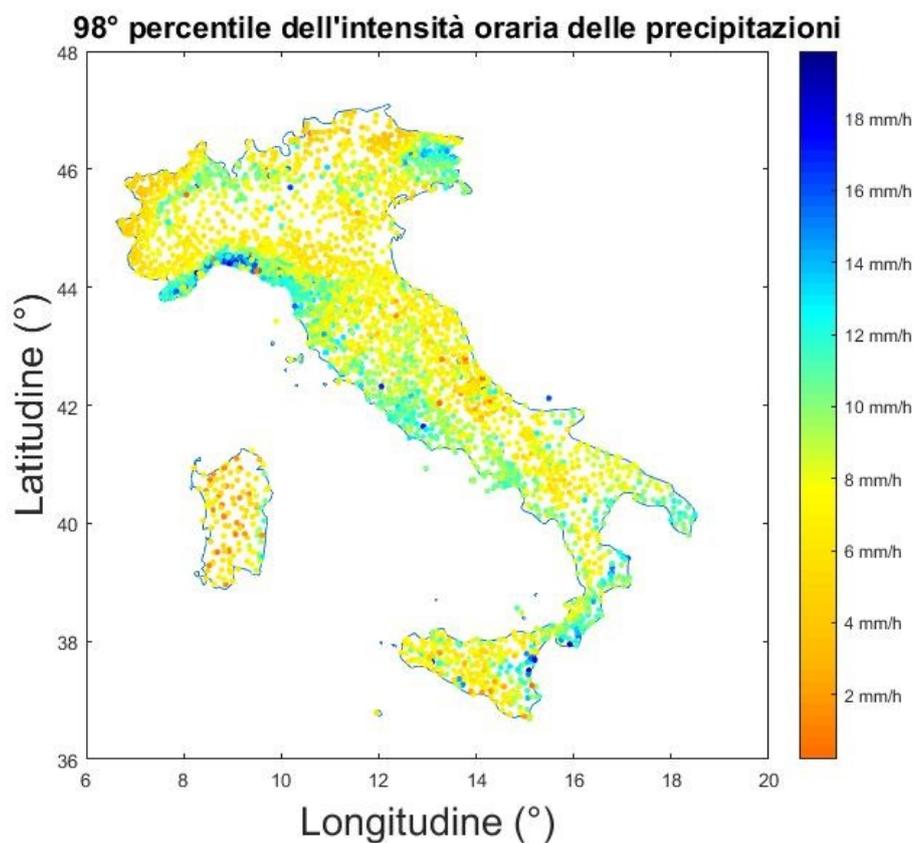


Figura 4.7: Mappa del 98° percentile della variazione dell'intensità oraria delle precipitazioni.

La Figura 4.7 mostra i valori più alti di percentile per la costa ligure e della Sicilia orientale, zone nelle quali sono avvenute alluvioni negli anni in cui si estende il data set.

Alti valori di percentile si hanno anche in Friuli e in parte della Calabria; come in 4.1.3 si nota una maggiore intensità sulla costa tirrenica rispetto a quella adriatica.

4.2.3 Massimi precipitativi

Come ultima analisi, per questa sezione, si analizzano i massimi dell'intensità oraria delle precipitazioni.

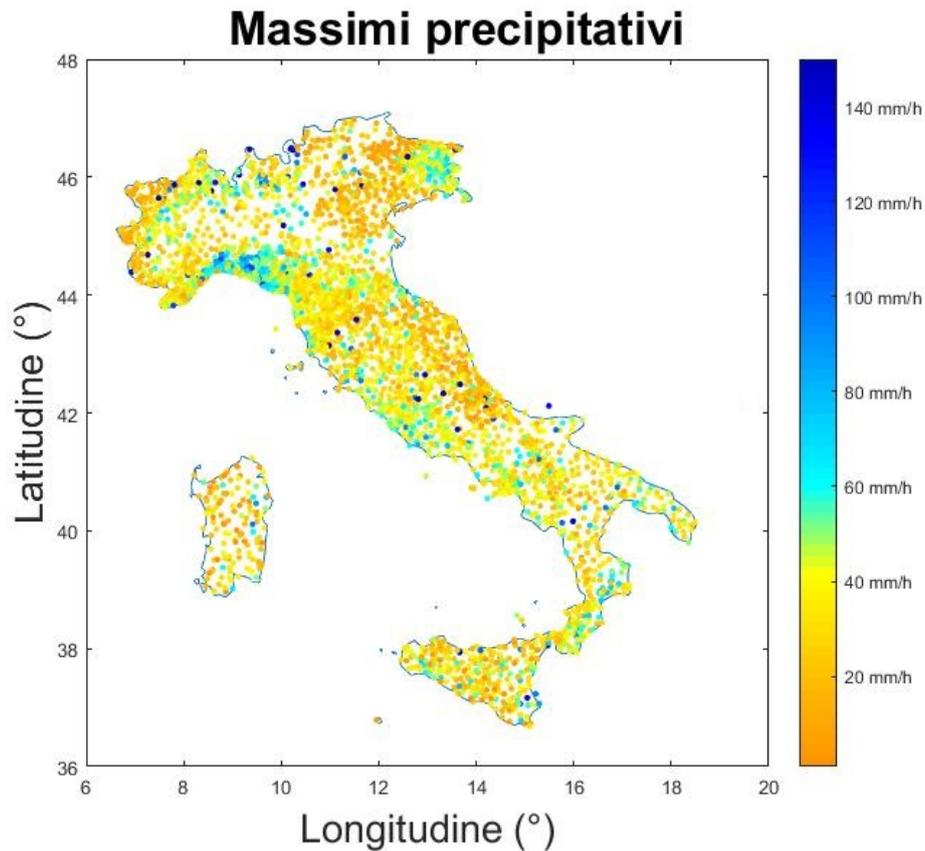


Figura 4.8: Mappa dei massimi dell'intensità oraria delle precipitazioni.

Seppur considerare i massimi dell'intensità oraria comporti una rilevante variabilità anche per piccole distanze, nella Figura 4.8 si può scorgere un andamento generale, che conferma le altre analisi compiute in questo capitolo. Le zone che presentano i valori più alti sono infatti le Alpi friuliane, l'Appennino ligure.

4.3 Periodi siccitosi

Un altro punto focale di questo studio riguarda l'analisi delle occorrenze di giorni secchi che si manifestano sulla penisola italiana. Per giorno secco si intende un giorno in cui la pioggia cumulata, nell'arco di tempo che va dalla mezzanotte a quella successiva, è inferiore ad 1 mm; mentre si definisce serie siccitosa il numero di giorni secchi consecutivi occorsi tra due giorni piovosi (ovvero con precipitazioni maggiori o uguali ad 1 mm). In meteorologia viene posta questa soglia perché si vogliono trattare precipitazioni derivanti da instabilità atmosferica e non dalla brina o la rugiada, inoltre accumuli di pioggia minori di 1 mm in 24 ore sono pressoché irrilevanti per le condizioni di umidità del terreno.

La siccità, come riportato nel capitolo introduttivo, può provocare ingenti danni economici alla popolazione in campo industriale, agricolo e dell'allevamento, inoltre, in casi critici, può portare al razionamento dell'acqua corrente nelle abitazioni. Da non trascurare che lunghi periodi siccitosi, combinati al vento e al caldo, possono favorire la diffusione degli incendi boschivi.

Si fa un approfondimento sul settore dell'agricoltura, poiché nel settore primario l'Italia è tra i paesi europei che maggiormente fanno ricorso all'irrigazione in Europa. Infatti, come riportato dall'*ISTAT (2014)*, si registra che è seconda per superficie irrigata con più di 2.4 milioni di ettari e quarta nel rapporto tra la superficie irrigata e la superficie agricola utilizzata con circa il 19%.

Nello specifico sempre nel lavoro dell'*ISTAT (2014)* si nota come la quota principale di superficie irrigata e dei volumi d'acqua irrigua, rispettivamente il 48% e il 64%, si trovi nel distretto idrografico Padano (vedi Figura 4.9).

Ancora dal rapporto dell'*ISTAT (2014)*, si evidenzia inoltre come il 39,8% dell'acqua impiegata in agricoltura (volume pari a 4.4 miliardi di metri cubi) venga utilizzata per coltivare esclusivamente il riso, che occupa soltanto il 12% della superficie agricola irrigata. A livello geografico si evince che “il 98% delle aree coltivate si snoda infatti lungo l'asse del Po ed interessa 4 regioni. Le risaie del Piemonte e Lombardia, da sole, coprono oltre il 92% delle aree” (*Ente Nazionale Risi, 2014*).

Lunghe serie di giorni siccitosi che occorrono per molti anni nelle stesse zone, possono contribuire alla desertificazione del territorio a causa della mancanza di approvvigionamento idrico. La desertificazione e il terreno arido in Italia sono un fatto concreto, che va a minacciare soprattutto l'agricoltura, poiché rende il suolo sterile e improduttivo. “Circa il 51.8% dell'Italia è considerato essere soggetto a un rischio potenziale di desertificazione. Le regioni incluse sono tutta la Sicilia, Sardegna, Puglia, Calabria, Basilicata e Campania e parte delle regioni Lazio, Abruzzo, Molise, Toscana, Marche

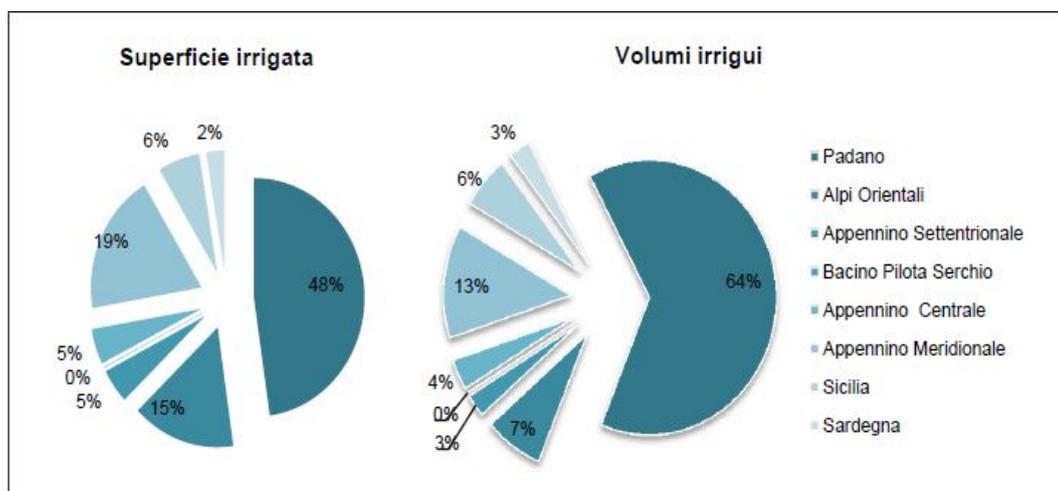


Figura 4.9: Distribuzione della superficie irrigata e dei volumi irrigui per distretto idrografico, in percentuale (Fonte immagine: [10]).

e Umbria. Il 21.3% del territorio (41.1% dell'area potenzialmente a rischio) presentano fenomeni di degradazione del terreno. Nello specifico, il 4.3% (1 286 056 ha) è già improduttivo; il 4.7% (1 426 041 ha) è sensibile a fenomeni di desertificazione, e il 12.3% (3 708 525 ha) è considerato vulnerabile alla desertificazione" (*Costantini et al., 2009*).

Le analisi svolte per quanto riguarda questa sezione relativa ai giorni di siccità si articolano fondamentalmente nella realizzazione dei seguenti punti:

- funzioni di densità di probabilità di tutte le occorrenze e delle medie delle serie siccitose;
- medie delle serie siccitose;
- 90° percentile più lungo;
- frazione dei giorni secchi sui piovosi.

I dati, talvolta, presentano errori rilevati nella ricezione del valore orario nel corso di una giornata che, come spiegato nel capitolo 3, sono etichettati con un numero negativo. In corrispondenza di queste ore errate, non si può essere in alcun modo a conoscenza se sia piovuto o meno e in che quantità. Quindi, nel caso in cui nella giornata, escludendo i dati errati, si raggiunga 1 mm complessivo di precipitazione, questa viene considerata piovosa; in caso contrario il giorno è eliminato. L'esclusione comporta l'annullamento della

serie siccitosa in corso e dei seguenti giorni siccitosi, fino ad un nuovo giorno piovoso.

Procedendo con questo processo di pulizia si scartano certamente alcuni dati orari corretti, ma si è così sicuri della maggiore affidabilità delle serie rmaste a disposizione.

4.3.1 PDF delle serie siccitose

Avendo adesso a disposizione il data set pulito, per quanto riguarda il primo punto, si genera la funzione di densità di probabilità di tutte le occorrenze delle serie siccitose, a prescindere dalla stazione meteorologica di provenienza (vedi Figura 4.10).

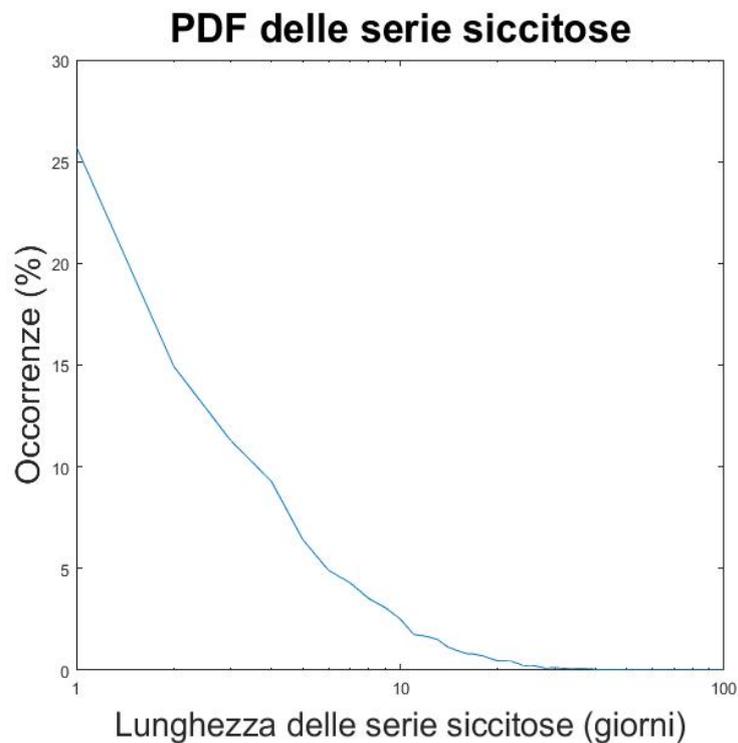


Figura 4.10: Funzione di densità di probabilità delle occorrenze delle serie siccitose; l'ascissa è posta in scala logaritmica.

Oltre il 25% delle occorrenze presenta serie siccitose di lunghezza pari a un giorno, seguite da una graduale discesa fino a serie di lunghezza dell'ordine di 30/40 giorni, oltre alle quali si hanno soltanto valori sparsi, che spesso occorrono esclusivamente in singoli eventi.

Si hanno anche stazioni con serie di siccità molto lunghe, a testimonianza di come siano presenti in Italia zone che non ricevono apporti pluviometrici per oltre un mese, con conseguente rischio di siccità. Si deve notare inoltre che la lunghezza media delle serie è leggermente spostata verso bassi valori, dato che il maggior numero di stazioni si trova lungo la dorsale appenninica e l'arco alpino, zone di montagna che hanno una frequenza più alta di piogge, come si vedrà nella Figura 4.15, che rappresenta la frazione dei giorni secchi sui giorni piovosi.

4.3.2 Media delle serie siccitose

Per il secondo punto si calcolano le medie delle serie siccitose per tutte le stazioni italiane.

Preliminarmente si genera la funzione di densità di probabilità delle medie delle serie prese in esame, per poter verificare quali siano le più frequenti.

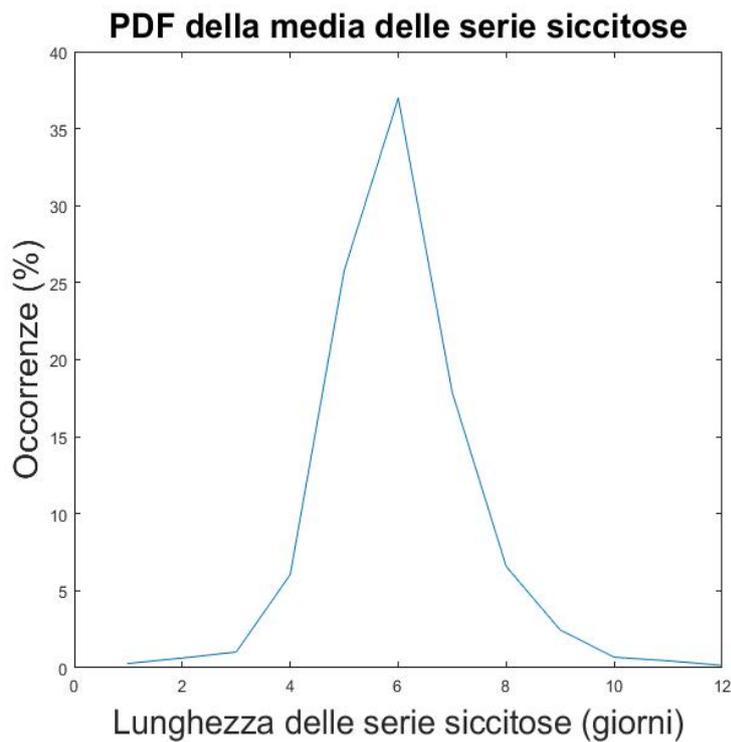


Figura 4.11: Funzione di densità di probabilità delle occorrenze delle medie delle serie siccitose per ogni stazione.

Come si può vedere dalla Figura 4.11 la maggior parte dei valori è posta tra i 2 e i 10 giorni, con un picco per i 5 e i 6 giorni che insieme comprendono oltre il 60% delle occorrenze.

Successivamente, per localizzare le zone italiane più a rischio, si mediano le serie siccitose singolarmente per ogni stazione e si riportano sulla mappa dell'Italia i risultati.

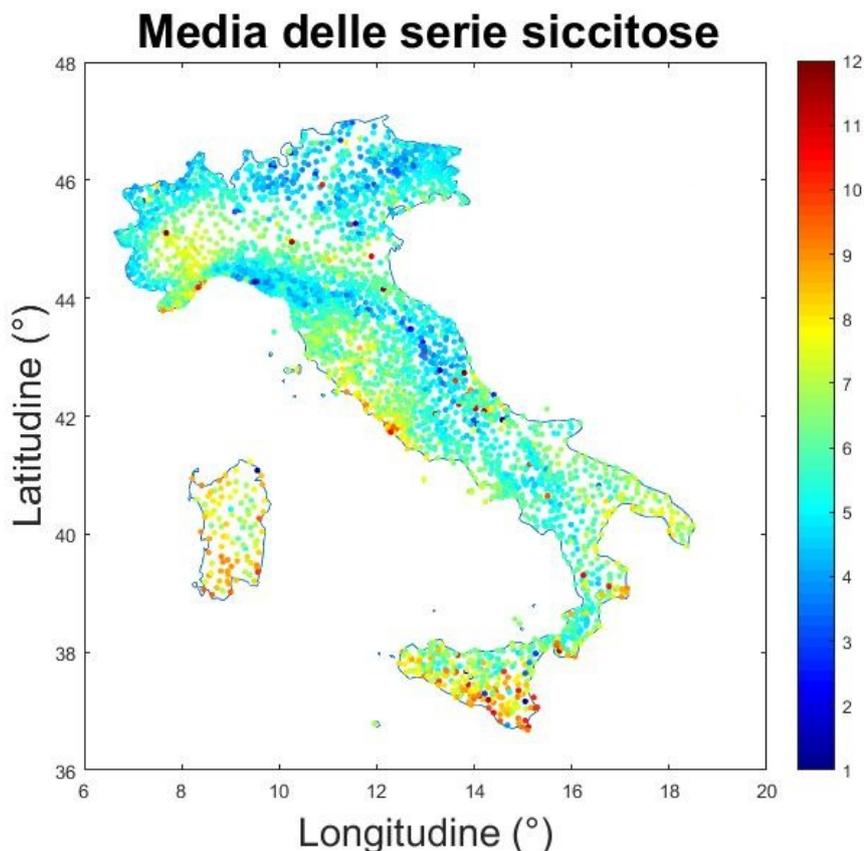


Figura 4.12: Mappa della distribuzione spaziale delle serie siccitose medie.

Dalla Figura 4.12 si nota come tutto l'arco alpino e la dorsale appenninica siano caratterizzati da medie di serie siccitose più basse rispetto alle zone circostanti (a conferma dell'effetto del sollevamento orografico), in particolar modo nei confronti della Sardegna, della Sicilia centro-meridionale, della zona del Salento e anche della maggior parte della pianura Padana.

Sempre dalla Figura 4.12, si può vedere come nella pianura Padana centro-occidentale, ci siano occorrenze di serie siccitose più lunghe rispetto ai settori circostanti, confermate proprio dal fatto che quella zona si viene a trovare spesso sottovento alle Alpi, con conseguente sviluppo del Foehn.

La causa per cui sull'Appennino ligure si hanno le serie siccitose più brevi dalla combinazione di due fenomeni descritti nel capitolo 2: ovvero la combinazione tra l'effetto del sollevamento orografico e l'effetto mare-costa causato dal riscaldamento del suolo da parte del sole. A questi si va a sommare l'esposizione ai flussi di aria umida atlantica.

Confrontando adesso la mappa della superficie agricola utilizzata irrigata per comune (Figura 4.13) con la mappa delle serie siccitose medie (Figura 4.12), si vede come la pianura Padana, la Puglia e parte della Sicilia e della Sardegna abbiano grande bisogno di irrigazione, infatti presentano lunghe serie siccitose. Questo porta all'assoluta necessità di avere una buona ottimizzazione del recupero dell'acqua piovana e nei sistemi di irrigazione.

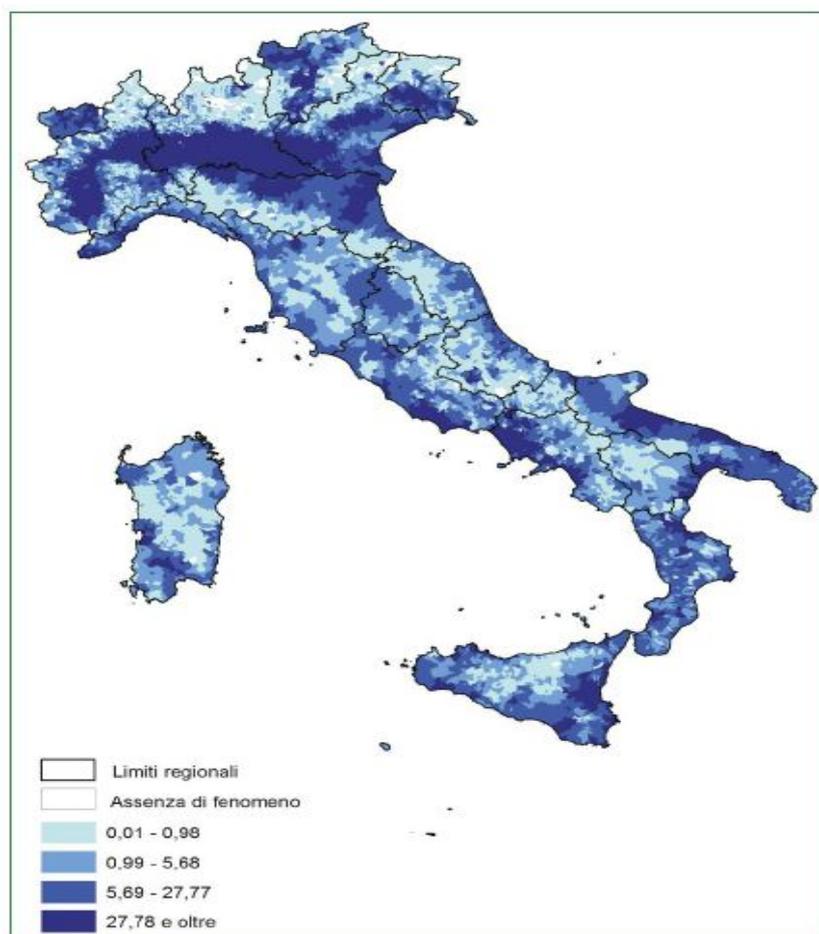


Figura 4.13: Mappa della superficie agricola utilizzata irrigata per comune. I valori sono in percentuale sulla superficie agricola utilizzata. (Fonte immagine: [1])

4.3.3 90° percentile delle serie siccitose

Si dedica il terzo punto della sezione sulla siccità alla realizzazione di una mappa, che esprima il 90° percentile delle serie siccitose.

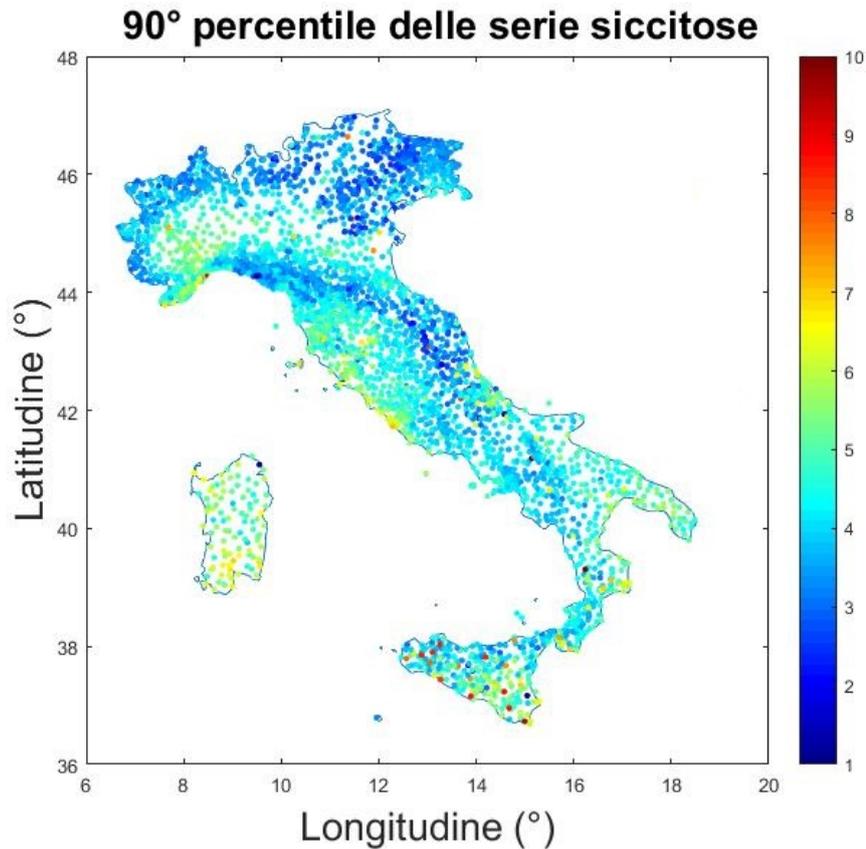


Figura 4.14: Mappa del 90° percentile delle serie siccitose.

Nella Figura 4.14 si nota, a conferma delle analisi precedenti, che si hanno bassi valori per il 90° percentile sulla dorsale appenninica e sulle Alpi. In questo caso le serie nel nord della Sicilia sono simili a quelle dell'Appennino. Rispetto a prima si registrano valori molto bassi anche su tutto il Triveneto.

4.3.4 Frazione dei giorni secchi sui giorni piovosi

Come ultima analisi, si realizza una mappa che mostri la frazione dei giorni secchi sui giorni piovosi. Più grande è il valore della frazione, maggiore saranno i giorni secchi nella zona considerata e di conseguenza più alto il rischio siccità.

Guardando la Figura 4.15, si nota come le giornate con frazioni più piccole e quindi con più giorni piovosi siano lungo la dorsale appenninica, in particolare nel settore ligure e tosco-emiliano. Altre zone poco siccitose sono tutte le Alpi ad eccezione dell'area dell'Alto Adige, con un picco sulle Alpi friulane.

Le zone con più giorni secchi sono la Puglia, escluso il Gargano, le zone costiere abruzzesi e quelle del medio Tirreno, le due isole maggiori e la pianura Padana. Un massimo si ha nel sud della Sicilia che, oltre ad avere le serie siccitose più lunghe, è anche la zona con più giorni secchi in Italia.

Si nota inoltre che, seppur la Liguria sia caratterizzata da valori di intensità oraria delle precipitazioni più alti d'Italia, è una zona in generale abbastanza secca, soprattutto nella parte occidentale.

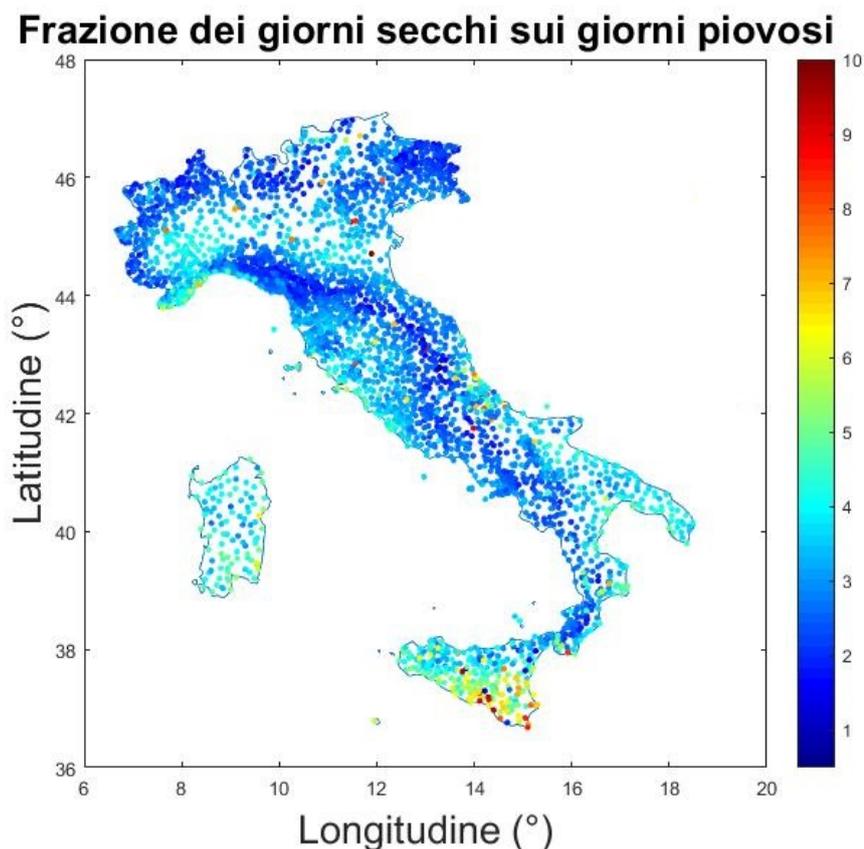


Figura 4.15: Mappa della distribuzione spaziale della frazione dei giorni secchi sui giorni piovosi.

Capitolo 5

Conclusioni

I risultati delle analisi svolte mettono in mostra le forti diversità e una significativa struttura spaziale riconducibile alla geomorfologia del territorio italiano e ai flussi prevalenti che lo attraversano.

Si può concludere che:

- gli eventi con alti valori d'intensità oraria di precipitazione avvengono in percentuale maggiore durante la stagione estiva, seguita da quella autunnale; più bassi invece i valori della primavera e soprattutto dell'inverno. Sono quindi i mesi che vanno da giugno a novembre quelli con le precipitazioni più intense.
- L'analisi delle funzioni di densità di probabilità d'intensità oraria stagionali, relative a specifiche aree, ha portato a risultati concordi con la media nazionale.

L'arco alpino centrale e orientale, per alti valori d'intensità, hanno una percentuale di occorrenze simile per l'estate e l'autunno, mentre, nel settore occidentale, l'estate ha valori nettamente superiori rispetto alle altre stagioni. Inoltre la netta separazione tra la stagione autunnale e quella primaverile, presente nelle zone orientali e centrali, non risulta in quella occidentale. Quest'ultima è anche la zona alpina con percentuali più basse per l'inverno, sempre considerando alti valori d'intensità.

L'Appennino ligure mostra valori simili rispetto all'arco alpino centrale e orientale, ma con frequenze più basse per le stagioni invernali e primaverili.

La Sicilia centro-occidentale è quella con la più alta separazione di occorrenze tra le stagioni estate-autunno e inverno-primavera.

- Le zone con intensità oraria media più alta sono le Alpi friulane, l'Appennino ligure e quello calabrese e ad est dell'Etna. Questi eventi

sono spiegati dal fatto che queste sono zone montagnose, dove quindi è frequente lo sviluppo dei temporali di calore. Esclusa l'area friulana, inoltre è presente anche il fenomeno del diverso riscaldamento tra mare e costa che, in generale, si sviluppa su tutta la penisola e le isole maggiori.

Si notano poi valori più alti d'intensità sul litorale tirrenico rispetto a quello adriatico.

- Il 98° percentile dell'intensità oraria delle precipitazioni presenta alti valori per Friuli, Liguria, Calabria e la Sicilia orientale (Etna e costa catanese); si ha uno scostamento anche in questo caso tra i valori tirrenici e quelli adriatici.

La maggiore concentrazione di alti massimi precipitativi si trova soprattutto sull'Appennino ligure, a conferma delle analisi precedenti.

- Per quanto riguarda l'analisi delle serie siccitose, le zone con valori più alti risultano essere la Sardegna, la Sicilia centro-meridionale (che ha inoltre le maggiori occorrenze di giorni secchi), il Salento e la pianura Padana, che corrispondono anche alle zone con maggior bisogno di irrigazione in rapporto alla superficie agricola utilizzata.

In particolare la pianura Padana è una zona molto a rischio, per la presenza della coltivazione del riso, che richiede grandi quantità di acqua.

Le zone montuose (Alpi e Appennini) non corrono particolari rischi di mancanza di acqua, dato che le serie siccitose sono piuttosto brevi.

Dunque, per quanto riguarda le zone con contesti più rilevanti, il quadro italiano vede:

- Alpi friulane, Appennino ligure e Appennino calabrese con valori di alta intensità oraria delle precipitazioni;
- Sardegna, Sicilia, Salento e pianura Padana con le più grandi occorrenze dei periodi secchi.

Bibliografia

- [1] *Atlante dell'agricoltura italiana*, 6° Censimento Generale dell'Agricoltura, a cura di: G. Bellini e F. Lipizzi con F. Consentino e P. Giordano (ISTAT), 2013, Roma, Italia.
- [2] Costantini, E. A. C., F. Urbano, G. Aramini, R. Barbetti, F. Bellino, M. Bocci, G. Bonati, A. Fais, G. L'Abate, G. Loj, S. Magini, R. Napoli, P. Nino, M. Paolanti, M. Perciabosco, F. Tascone, 2009, *Rationale and methods for compiling an atlas of desertification in Italy. Land Degradation e Development*, 20. 261 - 276. 10.1002/ldr.908.
- [3] Desiato, F., G. Fioravanti, P. Fraschetti, W. Perconti, E. Piervitali (ISPRA), 2015, *Valori climatici normali di temperatura e precipitazione in Italia*, Roma, Italia.
- [4] Ente Nazionale Risi, 2014, *La risicoltura e la filiera risicola in Italia*, Milano, Italia.
- [5] Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4. ed., 2004, Elsevier Academic Press, San Diego, California.
- [6] Petracca, M., 2011, *Evaluation on accuracy of precipitation data*, Final Report on the Visiting Scientist Activities (H-SAF).
- [7] Porcù, F., L. Milani, M. Petracca, 2014, *On the uncertainties in validating satellite instantaneous rainfall estimates with raingauge operational network*, Atmospheric Research, Volume 144, ISSN 0169-8095.
- [8] Puca, S., F. Porcù, A. Rinollo, G. Vulpiani, P. Baguis, E. Campione, A. Ertürk, S. Gabellani, R. Iwański, M. Jurašek, J. Kaňák, J. Kerényi, G. Koshinchanov, G. Kozinarova, P. Krahe, B. Łapeta, E. Lábó, L. Milani, Ľ. Okon, A. Öztopal, P. Pagliara, F. Pignone, C. Rachimow, N. Reborá, E. Roulin, Í. Sönmez, A. Toniazzo, D. Biron, D. Casella, E. Cattani, S. Dietrich, S. Laviola, V. Levizzani, D. Melfi, A. Mugnai, G. Panegrossi, M. Petracca, P. Sanò, F. Zauli, P. Rosci, L. De Leonibus, E. Agosta, F.

- Gattari, 2014, *The validation service of the hydrological SAF geostationary and polar satellite precipitation products*. Nat. Hazards Earth Sys. Sci., 14, 871-889.
- [9] Seinfeld, J. H., Pandis, S. N., 1996, *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*, Wiley, New York, USA.
- [10] *Utilizzo della risorsa idrica a fini irrigui in agricoltura*, 6° Censimento Generale dell'Agricoltura, a cura di: G. Bellini (ISTAT), 2014, Roma, Italia.
- [11] link: <<http://hsaf.meteoam.it/overview.php>>.
- [12] link: <www.nasa.gov/mission_pages/GPM/overview/index.html>.
- [13] link: <ByEricGaba(Sting-fr:Sting)-OwnworkSourcesofdata:SRM30Plus;NGDCWorldDataBankII;UNCartographicsection;Regionsboundaries:createdfromFile:Italy_location_map.svgcreatedbyNordNordWestunderGFDL/CC-BY-SA.ItalianOfficialGazette,CCBY-SA3.0,https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=6629467>.