

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI INGEGNERIA E ARCHITETTURA

DICAM

**CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA
PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO**

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

In

**COSTRUZIONI IDRAULICHE E
PROTEZIONE IDRAULICA DEL TERRITORIO**

**ANALISI QUANTITATIVA DI ALCUNI
RECENTI EVENTI TEMPORALESCHI
REGISTRATI IN EMILIA-ROMAGNA**

CANDIDATA
Ludovica Ruggeri

RELATORE
Chiar.mo Prof. Armando Brath

CORRELATORI
Pier Paolo Alberoni
Attilio Castellarin
Alessio Domeneghetti
Antonio Monni

Anno Accademico 2012/13
Sessione III

FRONTESPIZIO	1
INTRODUZIONE	4
1. I FENOMENI TEMPORALESCHI.....	7
1.1. LA FORMAZIONE DI UN TEMPORALE	7
1.1.1. LE NUBI TEMPORALESCHI.....	7
1.1.2. IL SISTEMA DI CORRENTI CONVETTIVE.....	8
1.1.3. IL CICLO DI VITA DELLA NUBE CONVETTIVA.....	10
1.2. LA CLASSIFICAZIONE DEI TEMPORALI.....	11
1.2.1. CLASSIFICAZIONE PER GENESI	11
1.2.2. CLASSIFICAZIONE PER STRUTTURA	14
2. LA RETE RIRER E IL RADAR METEOROLOGICO.....	23
2.1. INTRODUZIONE.....	23
2.2. LA RETE RIRER.....	23
2.3. IL RADAR METEOROLOGICO.....	25
2.3.1. FUNZIONAMENTO DEL RADAR METEOROLOGICO.....	25
2.3.2. LE PRINCIPALI SORGENTI DI ERRORE.....	29
2.3.3. VANTAGGI APPLICATIVI DEL RADAR METEOROLOGICO	31
2.3.4. I RADAR DELL'EMILIA-ROMAGNA	32
3. ANALISI DELLE SERIE DI PRECIPITAZIONE	35
3.1. INTRODUZIONE.....	35
3.2. DATI E PROCEDURE DI ANALISI	35
3.2.1. DATI	35
3.2.2. PROCEDURA DI ANALISI.....	38
TEST DI KOLMOGOROV-SMIRNOV	38
VARIAZIONE DEI REGIMI DI FREQUENZA	39
3.3. RISULTATI	41
3.3.1. VARIAZIONE DEI REGIMI DI FREQUENZA	41
PRECIPITAZIONI DI 1 ORA.....	42
PRECIPITAZIONI DI 3 ORE	44
PRECIPITAZIONI DI 6 ORE	46
PRECIPITAZIONI DI 12 ORE	48
PRECIPITAZIONI DI 24 ORE	50
PRECIPITAZIONI MEDIE.....	52
3.3.2. RISULTATI TEST DI KOLMOGOROV-SMIRNOV	54
PRECIPITAZIONI DI 1 ORA.....	55

PRECIPITAZIONI DI 3 ORE	55
PRECIPITAZIONI DI 6 ORE	56
PRECIPITAZIONI DI 12 ORE	57
PRECIPITAZIONI DI 24 ORE	58
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	59
4. CONFRONTO TRA DATI PLUVIOMETRICI E DATI RADAR	60
4.1. INTRODUZIONE	60
4.2. RACCOLTA DATI E CASI DI STUDIO	61
4.2.1. RACCOLTA DATI	61
4.2.2. CASI DI STUDIO	64
EVENTI DEL 4 E 5 GIUGNO 2011	64
EVENTO DEL 24 GIUGNO 2013	67
EVENTO DEL 14 AGOSTO 2013	68
4.3. DATI RADAR E DATI PLUVIOMETRICI	70
4.3.1. CONFRONTO FRA I CAMPIONAMENTI	71
EVENTO DEL 4 GIUGNO 2011	73
EVENTO DEL 5 GIUGNO 2011	78
EVENTO DEL 24 GIUGNO 2013	82
EVENTO DEL 14 AGOSTO 2013	86
CONFRONTO TRA GLI EVENTI	91
5. ANALISI SPAZIALE DELLE SERIE DI PRECIPITAZIONE	96
5.1. INTRODUZIONE	96
5.2. INTERPOLAZIONE SPAZIALE	96
5.2.1. INVERSA DISTANZA PESATA (IDW)	97
5.2.2. POLIGONI DI VORONOI	98
5.3. ANALISI SPAZIALE	99
5.4. RISULTATI	100
5.4.1. CASO DI STUDIO: 4 GIUGNO 2011	101
5.4.2. CASO DI STUDIO: 5 GIUGNO 2011	105
5.4.3. CASO DI STUDIO: 24 GIUGNO 2013	110
5.4.4. CONFRONTI TRA LE CURVE	114
CONCLUSIONI	116
BIBLIOGRAFIA	119
RINGRAZIAMENTI	121

INTRODUZIONE

Negli ultimi cinque anni, l'Emilia Romagna è stata interessata da 83 fenomeni temporaleschi, che hanno causato allagamenti, disagi alla circolazione, smottamenti e anche la perdita di vite umane in almeno due casi: a Sala Baganza l'11 giugno 2011 e a Rimini il 24 giugno 2013. Attualmente sono le previsioni meteo a giocare un ruolo centrale nelle procedure del sistema di allertamento, nazionale e regionale, di protezione Civile per il rischio idrogeologico e idraulico; infatti, dalla stima dei quantitativi di precipitazione prevista dipendono le valutazioni sui relativi effetti al suolo attesi (v. ad es. Niccoli & Fusto, 2012). È vero, però, che la sfida dal punto di vista dell'accuratezza e attendibilità previsionale è tanto più ardua quanto più ci si riferisce a fenomeni localizzati ed intensi, come i sistemi temporaleschi organizzati che spesso sono i protagonisti di eventi calamitosi importanti (Trovatore, 2012).

Il progetto di Tesi si inserisce in questo contesto e vuole essere un contributo allo studio di fenomeni molto complessi, quali quelli temporaleschi, affrontando principalmente tre tematiche:

- La valutazione, quantitativa, della variazione di frequenza degli eventi intensi e di breve durata (scala temporale di aggregazione oraria), negli ultimi 18 anni (1995-2012), in relazione ad un periodo storico di riferimento, compreso tra il 1935 ed il 1989.
- L'analisi dell'accuratezza dell'intensità di precipitazione stimabile a partire dalle misure in atmosfera effettuate dal radar meteorologico, rispetto alle corrispondenti misure dirette rilevate dai sensori pluviometrici a terra.
- Il confronto tra l'andamento spaziale delle precipitazioni convettive, ottenuto dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici e quello ottenuto mediante due tecniche classiche di interpolazione spaziale di tipo deterministico in funzione dei dati pluviometrici rilevati al suolo: Poligoni di Voronoi ed Inverse Distance Weighting (IDW).

Il presente lavoro è suddiviso in cinque capitoli, il primo è a carattere introduttivo sui temporali, il secondo presenta la rete pluviometrica regionale e i radar meteorologici dell'Emilia-Romagna, mentre gli altri tre contengono i risultati dei tre studi effettuati.

Come anticipato, nel primo capitolo sono raccolte le nozioni di base per comprendere la genesi, la struttura e l'evoluzione dei fenomeni convettivi, con la consapevolezza della difficoltà che ancora sussistono nella previsione di questi fenomeni; nel secondo capitolo è stata descritta la rete idro-meteo-pluviometrica regionale e si sono riportate alcune informazioni sui principi di funzionamento del radar meteorologico.

La prima delle tre tematiche di studio, sopra elencate, è affrontata nel terzo capitolo della Tesi e il presente studio parte dall'analisi dei valori dei massimi annuali di precipitazione, per diverse durate di pioggia (i.e. 1, 3, 6, 12 e 24 ore), contenuti nella tabella III degli Annali Idrologici; poiché si sono estratti i dati per tutte le durate della tabella menzionata, si è scelto di non limitare l'analisi solo alle scale di aggregazione temporale più brevi (1 o 3 ore), ma di estenderla anche alle altre. Inizialmente si è eseguito il test Kolmogorov-Smirnov per valutare se le osservazioni recenti potessero essere rappresentate da una distribuzione di frequenza alla base di un Modello Regionale (Di Baldassarre et al. 2006), definito per l'Emilia-Romagna e le Marche e validato per il periodo storico compreso tra il 1935 ed il 1989. Ne è emerso che sembrerebbe in atto una variazione del regime di frequenza degli estremi pluviometrici, per l'intero intervallo di scale temporali di aggregazione considerate (c.d. da 1 a 24 h), perciò si è indagata la direzione nella quale si stia verificando questa variazione di frequenza e se essa sia spazialmente collocata sul territorio regionale.

Il quarto capitolo contiene lo studio sull'analisi dell'accuratezza dell'intensità di precipitazione stimabile a partire dalle misure in atmosfera effettuate dal radar meteorologico, rispetto alle corrispondenti misure dirette rilevate dai sensori pluviometrici a terra, per quattro casi di studio: gli eventi del 4 e del 5 giugno 2011 nelle Province di Modena e Bologna, il temporale sulla città di Rimini il 24 giugno 2013 e quello in Provincia di Ferrara il 14 agosto 2013. Essi sono stati selezionati tra gli 83 eventi registrati in Emilia Romagna, per i quali le informazioni idrologiche sono state raccolte ed inserite in un sistema di archiviazione elaborato durante il Tirocinio Curriculare, svolto presso l'Agenzia Regionale di Protezione Civile.

Il quinto ed ultimo capitolo si propone di confrontare gli andamenti spaziali delle precipitazioni convettive, ottenuti sia dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici, sia mediante due tecniche classiche di interpolazione spaziale deterministica dei dati pluviometrici: i Poligoni di Voronoi (PV) e l'Inverse Distance Weighting (IDW). Tale studio ha lo scopo di valutare se l'andamento spaziale delle

precipitazioni possa essere ben descritto anche a partire dai dati pluviometrici e se si possa costruire una curva standard caratteristica da adottare in presenza di fenomeni convettivi. Indagini successive a questo progetto di Tesi prenderanno in considerazione anche interpolatori a base geostatistica (ad es. kriging), le cui potenzialità rispetto a tecniche deterministiche sono state messe chiaramente in evidenza in numerosi studi (v. ad es. Brath et al., 2003; Castiglioni et al., 2009).

1. I FENOMENI TEMPORALESCHI

Quando si parla di fenomeni temporaleschi si fa riferimento ad eventi di precipitazione molto intensi e di breve durata spesso associati a fenomeni grandigeni, a raffiche di vento e a fulminazione.

In questo capitolo si tratta della genesi, della struttura e dell'evoluzione di questi eventi, per fornire alcune nozioni di base sugli oggetti di studio di questa tesi.

Quello che è importante ricordare è che questi fenomeni sono difficilmente prevedibili e che si sviluppano con intensità tali da poter comportare allagamenti di sottopassi e scantinati, criticità ai sistemi fognari, piene di fiumi specie se a regime torrentizio.

1.1. LA FORMAZIONE DI UN TEMPORALE

1.1.1. LE NUBI TEMPORALESCHIE

Il primo fenomeno che fornisce un'indicazione sul possibile sviluppo di un temporale è la formazione delle nubi temporalesche, le quali appartengono alla categoria delle *nubi cumuliformi* e si suddividono in: cumuli e cumulonembi. I cumuli, a loro volta, si possono classificare come: cumuli di bel tempo (*cumulus humilis*), che sono i più innocui e hanno piccole dimensioni, cumuli medi (*c. mediocris*) e cumuli congesti (*c. congestus*) che sono i più imponenti e possono produrre precipitazioni. Invece, tra i cumulonembi ci sono: cumulonembo calvo (*cumulonimbus calvus*) che è privo dell'incudine e il cumulonembo ad incudine (*cumulonimbus incus*). L'incudine è la parte piatta presente sulla sommità del cumulonembo, è composta principalmente da ghiaccio e indica la quota oltre la quale l'aria non è più grado di salire, in quanto si è in presenza di una forte inversione termica; solitamente corrisponde alla quota limite tra troposfera e stratosfera. Ogni temporale nasce in principio come *cumulus humilis* e, attraverso i passaggi sopra citati, arriva allo stadio di cumulonembo.

Le nubi convettive o temporalesche si possono definire anche nubi "a sviluppo verticale" poiché nascono quando una massa d'aria, che si trova ad essere più calda dell'aria circostante, sale rapidamente e quasi verticalmente in quota, a causa della spinta di Archimede. Lo sviluppo di queste bolle calde avviene per la differenza di temperatura tra la massa d'aria a contatto con il suolo e il suolo stesso: infatti in particolar modo le città, i campi arati e i parcheggi tendono ad assorbire la maggior parte delle radiazioni solari, accumulando del calore in eccesso, che cedono quindi all'aria sovrastante. L'aria calda, durante la sua ascensione, tende a espandersi, raffreddandosi in maniera adiabatica, fino al raggiungimento della saturazione del vapore nell'aria, tale fenomeno è definito "raffreddamento adiabatico secco" (-1°C per ogni 100 m di salita). Quando l'aria calda raggiunge la saturazione continua la sua espansione, ma non più in condizioni adiabatiche, bensì secondo un processo definito "raffreddamento adiabatico saturo o pseudoadiabatico", che prevede un gradiente termico di $-0,5^{\circ}\text{C}$ ogni 100 m di quota; la riduzione del gradiente termico è dovuta al calore latente ceduto nel processo di condensazione, che riequilibra la perdita di calore causata dal raffreddamento, perciò l'aria che sale nella nube sarà sempre più calda di quella circostante, subendo così un'ulteriore spinta ascensionale.

La tendenza delle particelle d'aria ad accelerare il proprio moto ascensionale è definita instabilità, ed è tanto maggiore quanto è maggiore l'umidità dell'aria; inoltre, a un maggior tasso igrometrico corrispondono altri due effetti: il primo è la riduzione della quota a cui avviene la condensazione, il secondo è un maggior valore della temperatura di rugiada (T_d : "dew point"), che è quella temperatura fino alla quale occorre raffreddare, a pressione costante, una massa d'aria a temperatura T per portarla alla saturazione, per cui si avrebbe un *dew point* molto vicino alla temperatura reale.

1.1.2. IL SISTEMA DI CORRENTI CONVETTIVE

La precipitazione è generata dal sistema di correnti che si instaura all'interno della nube convettiva ad opera dei fenomeni descritti nel paragrafo precedente, infatti la spinta ascensionale delle masse d'aria calda, origina un risucchio dall'ambiente che comporta lo sviluppo di una corrente calda e umida chiamata *inflow* e che alimenta, principalmente dal basso, la nube stessa. Quando l'*inflow* arriva a una condizione di regime ascensionale prende il nome di *updraft*. L'*updraft* raggiunge la sua massima

velocità a circa i 2/3 dell'altezza dell'intera nube, poi si attenua e quando le correnti calde raggiungono il limite della troposfera, divergono in senso orizzontale, allungando la nube e fuoriuscendo da essa portandola ad assumere la forma ad incudine nella parte sommitale del cumulonembo. Una volta che l'*updraft* raggiunge quote elevate, si raffredda diventando, così, più pesante dell'aria circostante e precipita: nascono delle correnti discendenti interne alla nube, denominate *downdraft*, nelle quali l'aria è più secca; ne consegue che parte delle goccioline presenti in queste correnti, tende ad evaporare, in quanto scendendo trovano strati d'aria sempre più caldi. Il fenomeno dell'evaporazione porta all'ulteriore raffreddamento della massa d'aria in cui si trovano queste goccioline, poiché essa fornisce il calore latente di evaporazione necessario affinché avvenga il passaggio di stato. Questo comporta un'accelerazione delle correnti discendenti, che raggiungono le massime velocità proprio in prossimità del suolo, dove si aprono a ventaglio propagandosi orizzontalmente in maniera turbinosa: questa è la corrente chiamata *outflow* che costituisce il *gust front* di un temporale, meglio conosciuto come "linea dei groppi" o "fronte delle raffiche."

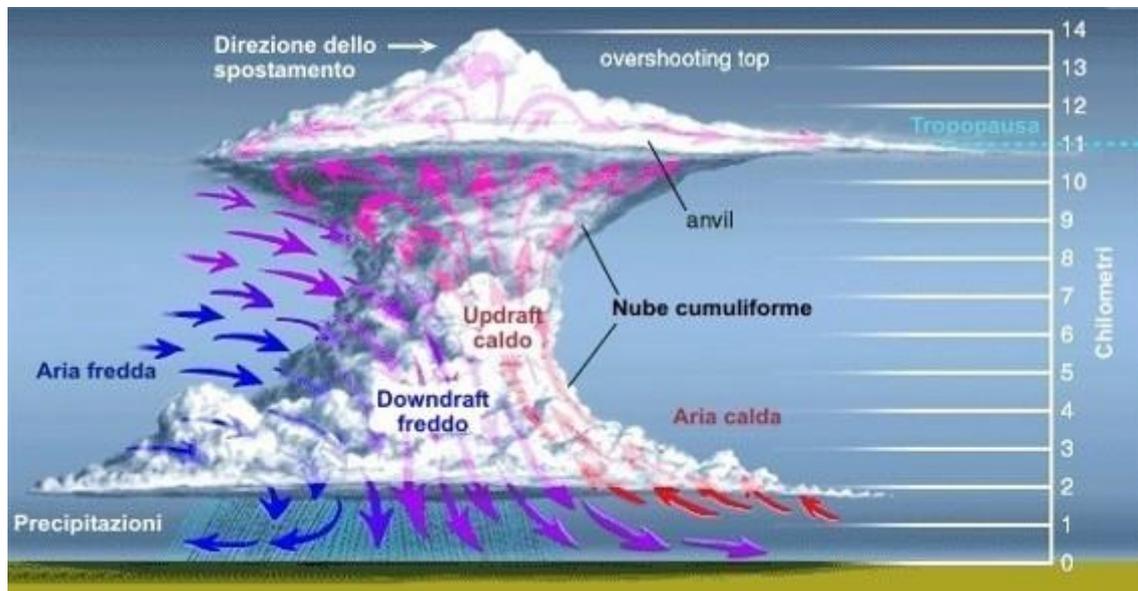


Figura 1.1: Schema del sistema di correnti convettive.

1.1.3. IL CICLO DI VITA DELLA NUBE CONVETTIVA

La nube temporalesca possiede un suo proprio ciclo vita, che può essere suddiviso in tre fasi:

1) Giovinezza: è la fase di formazione del cumulonembo ad opera delle forti correnti ascensionali, che mantengono in sospensione, all'interno della nube, le gocce di acqua ed i cristalli di ghiaccio che si sono formati. Questo stadio dura 10-15 minuti e la sommità della nube raggiunge la quota di 7-9 km.

2) Maturità: si raggiunge quando il cumulonembo sviluppa un sistema di circolazione interna ben organizzato, costituito da calde correnti ascendenti (*updrafts*) e fredde correnti discendenti (*downdrafts*), oltre che da attivi *inflow* ed *outflow*. La durata di questa fase è mediamente di 30 minuti e la nube può raggiungere anche i 12 km di altezza; è in questo stadio che si hanno le precipitazioni al suolo e le turbolenze sono molto intense.

3) Vecchiaia: in questa fase si verifica l'esaurimento del flusso ascendente dovuto al fatto che, nel corso dell'evoluzione, le correnti discendenti, che accompagnano le precipitazioni, tendono ad occupare gran parte della cella stessa, determinando un calo termico notevole nei bassi strati associato ad un aumento della pressione. La temperatura dell'aria in discesa dalla nube diviene inferiore a quella presente nella libera atmosfera alla stessa quota, con annullamento degli scarti termici positivi tra nube ed ambiente esterno. Le precipitazioni decrescono progressivamente determinando un'attenuazione del flusso discendente. La durata media di questo stadio è di circa 30 minuti. E' comunque possibile che l'aria fredda discendente dal cumulonembo possa formare un'altra cella temporalesca a poca distanza, incuneandosi sotto l'aria calda che eventualmente troverà sul suo percorso.

1.2. LA CLASSIFICAZIONE DEI TEMPORALI

Si possono operare principalmente 2 classificazioni, per distinguere le tipologie di temporale: la prima in base alla *genesì* e la seconda alla *struttura*.

Relativamente alla genesì si prendono in considerazione i fattori che scatenano il temporale e si può distinguere tra fenomeni: frontali (generati da fronti), orografici (dovuti all'orografia del luogo, es. presenza di montagne), termoconvettivi e avvertivi (tipici delle zone costiere). Relativamente alla classificazione per struttura si hanno gli eventi a: cella singola, multicella e supercella.

1.2.1. CLASSIFICAZIONE PER GENESI

A. I **temporali frontali** sono generati dal sollevamento di masse d'aria lungo le superfici frontali, che sono le superfici all'interfaccia tra due masse d'aria con differenti caratteristiche soprattutto termiche. Questi a loro volta possono essere classificati in:

- a) Temporali di fronte freddo. Sono i più violenti, generati dall'aria fredda che, incuneandosi sotto l'aria calda, la solleva bruscamente innescando il moto convettivo che porterà alla formazione della nube temporalesca. I temporali si possono formare in qualunque momento del giorno ed interessano vaste aree con maltempo e una sensibile diminuzione delle temperature; tipicamente sono preceduti da un'atmosfera opprimente e da una diminuzione della pressione anche sensibile.
- b) Temporali di fronte caldo. Si sviluppano all'interno del sistema nuvoloso stratiforme, caratteristico del fronte caldo quando vi è instabilità. Generalmente si sviluppano a quote superiori ai precedenti.
- c) Temporali prefrontali. Sono estremamente violenti e generalmente sono presenti nel settore caldo di cicloni attivi, precedendo di circa 100 km i fronti freddi particolarmente vigorosi, formando la così detta linea di groppo. I temporali prefrontali sono molto pericolosi perché possono comparire dal nulla elevandosi dalla foschia e dall'afa presente inevitabilmente nei bassi strati:

l'effetto sorpresa può non dare la possibilità di accorgersi in tempo utile di quanto sta avvenendo anche a pochi chilometri di distanza. In Italia possono svilupparsi per diverse cause:

- Si formano nel settore caldo di un sistema depressionario ben sviluppato dopo il transito del fronte caldo e prima dell'arrivo del fronte freddo: poiché nel settore caldo l'aria nei bassi strati è estremamente calda e umida si rende disponibile una notevole quantità di energia sotto forma di calore sensibile da trasferire al sistema.
- In quota, tra le superfici isobariche di 700 e 500 hPa (tra 3000 e 6000 m), a causa della presenza del sistema alpino (la maggior parte dei fronti freddi provengono dai quadranti nordoccidentali) l'aria fredda arriva prima in quota che al suolo perché ostacolata dalla barriera orografica. Per cui si determina uno status che vede aria molto calda nei bassi strati ed avvezione fredda già in corso in quota, con la strutturazione di gradienti termici verticali assai consistenti.
- Se il fronte freddo è piuttosto vigoroso e veloce esercita un effetto "spinta" che non si limita soltanto al proprio spessore effettivo, ma dilaga alquanto davanti ad esso innescando di "riflesso" cumulo genesi molto avanzate.
- Se si forma un minimo depressionario su Valpadana (termico) si avrà un richiamo prefrontale di aria calda e umida dai quadranti meridionali (SSE-ESE-SE-S) in risalita sull'Alto Adriatico; tale flusso che spesso è ben evidente tra 700 hPa e 850 hPa prende il nome di *conveyor belt* e trasporta, parallelamente al fronte freddo e davanti ad esso, una notevole quantità di moto, calore latente e calore sensibile, in modo da predisporre una significativa autoalimentazione alle celle in eventuale sviluppo. Il *conveyor belt* si può "intravedere" a volte come una fila di cumuli, stratocumuli o fractocumuli piuttosto bassi che dal mare corrono veloci verso l'entroterra con avvento di aria molto umida a direzione SE-NW o affine. Il *conveyor belt* lo si può immaginare come un fiume d'aria di larghezza di circa 100 km e di limitato spessore, ma con corrente molto forte (intorno 15-20 m/s): ebbene molti temporali prefrontali si formano proprio lungo questo fiume d'aria, seguendone il moto e conferendo alle celle temporalesche asse

verticale obliquo (caratteristica determinante per lo sviluppo di forti temporali e grandinate). Se poi un *conveyor belt* è costretto a risalire una catena montuosa allora gli effetti saranno ulteriormente esaltati (es. alluvione di Genova del 23 settembre 1993).

- B. I **temporali orografici** si localizzano lungo le catene montuose dove danno luogo a forti precipitazioni e severa turbolenza. Sono generati da un iniziale sollevamento forzato della massa d'aria costretta a risalire lungo il pendio del rilievo, fino a liberare la propria instabilità a seguito del raffreddamento e della conseguente condensazione. Anche i temporali orografici possono avvenire in qualunque momento del giorno.
- C. I **temporali termoconvettivi** sono i più comuni e trovano la loro origine nei moti convettivi che, in presenza di un adeguato contenuto di vapore, danno luogo allo sviluppo della nube temporalesca. Questi temporali hanno carattere prettamente locale: l'aria umida stagnante nelle pianure viene resa instabile nelle ore diurne dal riscaldamento solare e in tal modo l'aria inizia a salire spontaneamente verso l'alto. L'evento si verifica in condizioni di alta pressione perché questa garantisce che la massa d'aria, costretta a ristagnare in loco dalla scarsa circolazione, possa riscaldarsi e umidificarsi sufficientemente. I temporali di calore sono in ogni caso prerogativa delle aree di pianura, specie quelle interne e a ridosso dei rilievi, e si formano solo nelle ore calde della giornata e non durano più di un'ora portando solo un temporaneo refrigerio.
- D. **Temporali di avvezione convergenti**: in questo caso l'innesco dei moti ascensionali è provocato dallo scorrimento di aria fredda su superfici calde; sono i tipici temporali delle zone costiere causati dal mare ancora caldo e che quindi sono più frequenti nelle ore notturne quando maggiore è il divario termico tra mare e terraferma. Generati dalla convergenza di masse d'aria, sono generalmente localizzati nel settore caldo di un ciclone.

1.2.2. CLASSIFICAZIONE PER STRUTTURA

In funzione della propria struttura, il temporale si classifica in cella singola, multicella e supercella:

- A. La **cella singola** è la forma più semplice di temporale e attraversa gli stadi di sviluppo, maturazione e dissolvimento senza creare altre celle. È un temporale tipicamente estivo e si verifica in condizioni di umidità elevata e debole instabilità; spesso ha una vita breve poiché le correnti ascensionali interferiscono con quelle discendenti ostacolando *l'updraft* cosicché il temporale non ha più modo di sostenersi e collassa. Tuttavia una vera cella singola è alquanto rara, perché spesso innesca la crescita di un'altra cella poco distante mediante il sollevamento dell'aria caldo umida stagnante in loco. E' difficile prevedere l'insorgenza di una cella singola, perché queste si sviluppano in momenti e luoghi apparentemente casuali. Sebbene la maggior parte delle celle singole non siano intense, alcune di queste possono originare brevi episodi di forte maltempo specialmente nella fase di collasso: questi temporali si chiamano *pulse storm* e ovviamente si formano in ambienti più instabili rispetto alle normali celle singole. Le *pulse storm* (tempeste pulsanti) sono dotate di *updraft* leggermente più intensi e veloci, quindi esiste il rischio di brevi grandinate.



Figura 1.2: Esempio di temporale a cella singola.

- B. Il sistema a **multicella** è un temporale composto da varie celle in differenti fasi di sviluppo che si ricreano in successione, secondo un fenomeno chiamato rigenerazione, in modo che il temporale possa mantenere le sue caratteristiche a lungo. Le multicelle, a loro volta, si dividono in 3 categorie: grappolo di multicelle, *squall line* o linea di gruppo, MCS-MCC (MCV).
- a. Il cluster di multicelle (grappolo di multicelle) è un gruppo di celle singole che si muove come una singola unità e in cui ogni cella si trova in differenti stadi di sviluppo: esso è certamente più intenso della cella singola ma nel contempo è molto più debole della supercella. Poiché il cluster si muove, ogni cellula prende il suo turno come la cella dominante nel cluster: lo sviluppo di nuove celle può avvenire indifferentemente *davanti* o *dietro* al cluster stesso. In linea di massima le nuove celle si sviluppano davanti quando il cluster è di origine frontale o prefrontale; dietro o sul lato SW quando il cluster è originato da gocce fredde in quota o è di matrice orografica (azione retroattiva). In un temporale multicellulare ogni cella si origina a 5-10 km di distanza dal corpo principale; il ritmo di rigenerazione delle nuove cellule è in media di una ogni 15 minuti e siccome la loro vita è di circa 45 minuti, mediamente in ogni temporale multicellulare convivono tre cellule, le quali ovviamente avranno diversi stadi di sviluppo (sviluppo, maturazione, dissolvimento).

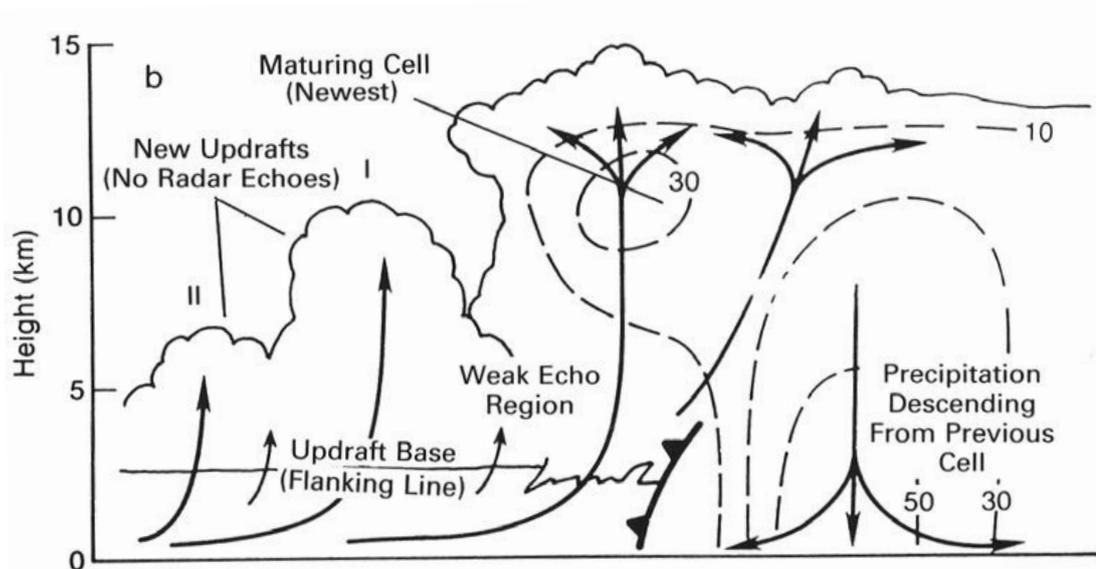


Figura 1.3: Struttura di un temporale a multicella.

- b. La linea di groppo, conosciuta anche come squall line, è la linea delle multicelle, tipica del passaggio di un fronte freddo: le celle giovani si trovano più a sud, le mature al centro, le più vecchie a nord. Consiste in una ristretta fascia di temporali con un continuo e ben sviluppato *gust front* (linea delle raffiche), che irrompe con potenti *outflow* che si espandono orizzontalmente con forti raffiche di vento. Quest'aria densa solleva l'aria caldo umida nel suo percorso e può iniziare l'ampliamento (convezione complessa) in cui celle fra loro vicine si consolidano dentro una torreggiante *squall line* di larghi temporali allineati secondo la direzione dei venti prevalenti. In genere il *downdraft* nella *squall line* si colloca subito dietro *l'updraft*, per cui è frequente osservare nella zona di contatto tra queste due correnti un'imponente *shelf cloud* (specie in estate), prodotta dall'aria fredda discendente che condensa parte del vapor d'acqua contenuto *nell'updraft*. La linea di groppo è sempre seguita da un repentino aumento della pressione, da visibilità in aumento e da consistente calo termico (tipiche condizioni postfrontali fredde), essendo di natura frontale e non necessariamente temporalesca. Come per il cluster, l'interfaccia tra *updraft* e *downdraft* rappresenta la regione in cui l'intensità dei fenomeni è massima. Cosa molto importante, le *squall line* si muovono ad angolo retto rispetto alla direzione della banda nuvolosa, per cui non c'è rischio di confonderle con il cluster di multicelle. Gli effetti di una *squall line* sono grandine grossa fino a palle da golf, deboli tornado ed eventuali alluvioni lampo nel caso di celle lente e stazionarie per il movimento parallelo alla linea. La lunghezza di una *squall line* è variabile, comunque sull'ordine delle centinaia di km: quelle più lunghe si sviluppano in un "canale" prefrontale, disponendosi parallelamente al fronte freddo avanzante e precedendone l'arrivo di 50-300 km. La larghezza della linea varia da 20 a 50 km e si muovono alla tipica velocità di 25 nodi (45 km/h).

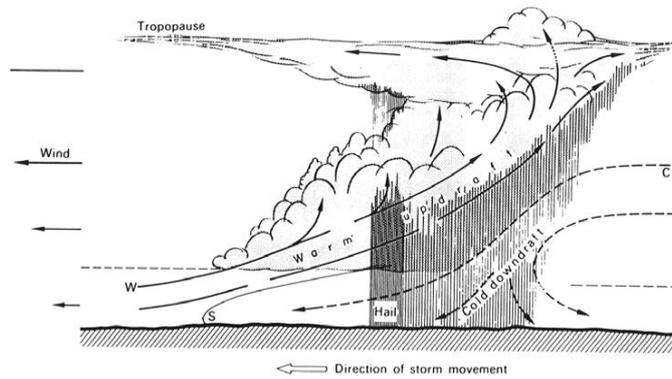


Figura 1.4: Schema di un temporale a squall line.



Figura 1.5: Squall line (Texas)

c. **MCC ed MCS** sono due sigle che stanno ad indicare due diverse (ma simili) tipologie di formazioni temporalesche aggregate. In Italia sono abbastanza frequenti, soprattutto nella stagione estiva ed in Pianura Padana e possono causare danni e rischi alluvionali.

- **MCS: Mesoscale Convective System**

Si tratta di un sistema temporalesco a mesoscala (dimensioni spaziali alquanto limitate) costituito da diverse celle ravvicinate tra loro in diversi stadi evolutivi; se però nel sistema si ha un numero sufficiente di celle allo stadio di maturità, esso può divenire piuttosto esteso. Generalmente persiste per diverse ore e può percorrere molti km (la sua genesi è spesso frontale) supportato dal continuo ricambio tra celle in dissoluzione e celle giovani in formazione lungo la linea di discontinuità frontale. Molti MCS sono innescati da *squall line* di tipo frontale freddo od associate al passaggio di assi di saccatura in quota. In

pianura Padana sono sistemi abbastanza frequenti ogni qualvolta vi sia un ingresso frontale ben definito.

- MCC: Mesoscale Convective Complex

Può essere definito come un sistema di diversi MCS ravvicinati tra loro ed alquanto vigorosi oppure un grande MCS; gli MCC si riconoscono spesso al satellite anche per la loro eccentricità, ovvero la loro forma il più delle volte è ellittica con rapporto asse minore/asse maggiore intorno a 0,6-0,8; la maggiore o minore eccentricità del MCC dipende da quanto maggiore o minore è il gradiente verticale di flusso e ricoprono aree geografiche piuttosto vaste (indicativamente da 50 km fino ad alcune centinaia di km). Gli MCC Possono durare per molte ore e scaricare enormi quantità di pioggia con rischio di eventi alluvionali, essendo sistemi ad elevato potenziale, comunque più frequenti negli Stati Uniti e in Cina. Si possono formare nel settore caldo di una ben definita depressione (grossi cluster prefrontali) allorquando l'avvezione fredda in quota giunga molto davanti all'ingresso frontale nei bassi strati. Possono essere stimolati anche dalla presenza di una catena montuosa nella parte sopravvento rispetto alla direzione del flusso in quota: caso tipico in Liguria quando il flusso alle quote medio-alte è meridionale.

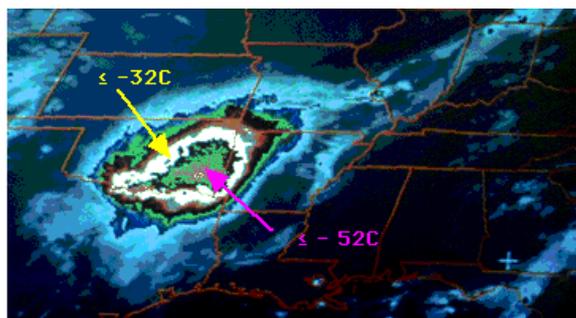


Figura 1.6 Immagine satellitare di un MCC (*Mesoscale Convective Complex*)

C. Si può affermare che la **supercella** sia il temporale per eccellenza, ma non è l'estensione geografica, dell'ordine di centinaia di chilometri, ad esser la particolarità di questa tipologia temporalesca, bensì la presenza al suo interno di un mesociclone, ovvero di un *updraft* rotante in senso antiorario nel nostro

emisfero, che porta la supercella ad essere un sistema autoalimentato poiché la rotazione favorisce la convezione e viceversa; nelle supercelle quindi non è presente la rigenerazione, fenomeno tipico dei precedenti tipi di temporali. Inoltre, per definizione, una supercella non è un temporale multicellulare: tuttavia la stessa supercella può contenere anche due mesocicloni. Le condizioni favorevoli allo sviluppo di supercelle possono essere così semplificate:

1) gradiente termico verticale tra la massa d'aria fredda in arrivo e quella calda umida al suolo in fase di sollevamento. L'aria calda, leggera e umida, si scontra con aria più fredda, più pesante e secca e viene sollevata velocemente verso l'alto tanto più rapidamente quanto maggiore è la differenza di temperatura.

2) notevole riscaldamento del suolo favorito dal clima continentale delle grandi pianure tra le quali, sotto tale aspetto, può essere inclusa la Pianura Padana.

3) forte differenza dei valori igrometrici quota-suolo tra la massa d'aria entrante, costituita da aria secca, e quella in sollevamento, costituita da aria umida.

4) corrente a getto o jet stream in quota o quanto meno ai livelli medio-alti della troposfera, la quale contribuisce alla ciclogenesi nei bassi strati ed accelera la convezione favorendo così l'insorgere di grandinate e tornado.

5) Il wind shear verticale, cioè la variazione di velocità e di direzione del vento con la quota, determina delle rotazioni orizzontali all'interno del cumulonembo che, se nel nostro emisfero hanno senso antiorario, favoriscono l'accelerazione della corrente ascensionale.

Qual ora si verifichi la concomitanza di questi fattori, *l'updraft* si trasforma in un mesociclone ad asse verticale obliquo, la cui rotazione deriva dal trasferimento di vorticità positiva (capacità dell'aria a ruotare su un asse) dall'*inflow* all'*updraft*.

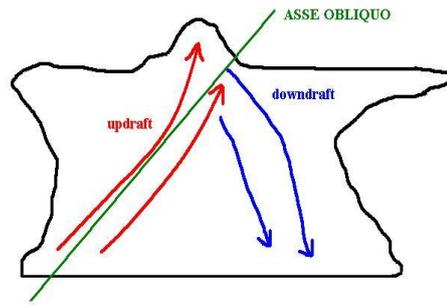


Figura 1.7: Struttura di un temporale ad asse verticale obliquo

Il potenziale per una rotazione è più alto quando l'aria entrando nel temporale gira nettamente sulla destra con l'altezza: ciò avviene grazie al *wind shear* positivo. Le supercelle durano alcune ore, viaggiano tra 40 ed 80 km/h e si formano a partire da una delle 3 forme fondamentali, ovvero cella singola, *cluster* o *squall line*. Le caratteristiche salienti di una supercella sono le seguenti:

1. *updraft* sui 240-280 km/h (stima)
2. *downburst* superiori a 130 km/h
3. diametro della grandine superiore a 5 cm
4. base larga solo 20-50 km, ma incudine enorme

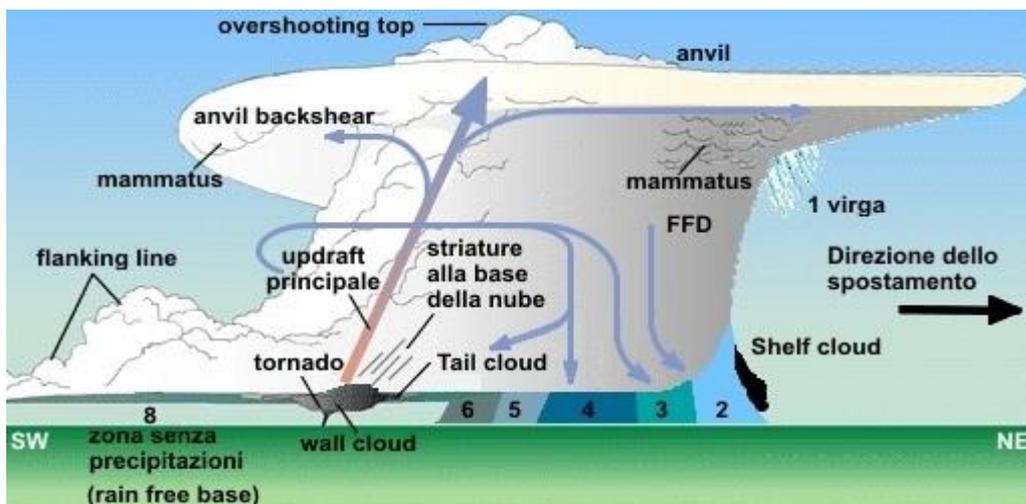


Figura 1.8: Struttura di una supercella

Osservando l'immagine precedente si possono individuare le seguenti fasi di precipitazione di una supercella:

- a) Sul fronte anteriore rispetto all'avanzamento le prime precipitazioni in quota (virga) che non riescono a raggiungere il suolo
- b) Pioggia debole che mediamente copre una superficie di circa 10-15 Km.
- c) Pioggia moderata che mediamente copre una superficie di circa 10 Km.
- d) Pioggia intensa che a volte può essere a carattere di nubifragio e provocare alluvioni lampo. La pioggia intensa mediamente copre una superficie di circa 15-20 Km.
- e) Grandine con chicchi di piccole dimensioni che mediamente copre uno stretto settore con una superficie nell'ordine dei 5-7 Km.
- f) Grandine con chicchi di media o grande dimensione che mediamente coprono uno stretto settore con una superficie nell'ordine dei 3-5 Km.
- g) Dietro le precipitazioni grandigene si ha la formazione delle nubi *Tail_Cloud* e *Wall Cloud* che precedono l'eventuale formazione di una tromba d'aria.
- h) Successiva al passaggio dell'eventuale tromba d'aria si ha una zona caratterizzata da nuvolosità bassa ma senza precipitazioni (*rain free base*).

Inoltre associate ad una supercella si possono sviluppare delle nubi accessorie:

- a. *Fractocumuli-fractus*: sono piccole nubi sfilacciate, solitamente associate al fronte delle raffiche che precede un temporale.
- b. *Shelf cloud-nube a mensola*: si può trovare sul bordo avanzante di un temporale. E' generata dalle sue correnti di *outflow* che sollevano l'aria caldo umida di fronte ad esso.
- c. *Lowering-abbassamento*: non è una nube annessa, ma un vero e proprio abbassamento della base del temporale. Indica un *updraft* piuttosto intenso.
- d. *Mammatus*: consistono in precipitazioni che evaporano prima del suolo. Di solito si trovano sotto l'incudine sopravvento, a volte anche sottovento. Non sono buon indice di temporali intensi.



Figura 1.9 Esempio di Shelf-Cloud a Rimini (24 giugno 2013)

- e. *Knuckles*: anche queste sono formazioni dell'incudine. Preferiscono il bordo sopravvento (non la parte inferiore tipica dei *mammatus*) dell'incudine e dipendono direttamente dagli *updraft*: infatti sono indice di forti correnti ascensionali. Sono indicativi di temporali forti e grandigeni.
- f. *Wall cloud*: o nube a muro, è l'estensione verso il basso del mesociclone. Si tratta di una nube accessoria che può essere presente solo nelle supercelle, si trova nell'area a SW del temporale ed indica l'area a maggior rischio tornado. La maggior parte delle *wall cloud* ruotano. Se una *wall* ruota vistosamente deve essere massima l'allerta per il rischio tornado.



Figura 1.10: Esempio di Wall-Cloud

2. LA RETE RIRER E IL RADAR METEOROLOGICO

2.1. INTRODUZIONE

Il secondo capitolo ha un carattere introduttivo come il primo, infatti si presenta la rete idro-meteo-pluviometrica regionale dell'Emilia-Romagna e si riportano delle nozioni di base sullo strumento del radar meteorologico: principi di funzionamento, le sorgenti di errore, i vantaggi applicativi rispetto ai pluviometri e i due rilevatori collocati sul territorio regionale.

2.2. LA RETE RIRER

Le osservazioni pluviometriche, da sempre, sono state caratterizzate dalla pluralità di soggetti incaricati e interessati ad acquisirle. In Emilia-Romagna, fino all'inizio degli anni 2000, la rete pluviometrica era gestita da diversi operatori, tra cui:

- Ex Uffici Compartimentali SIMN Bologna e Parma 68 stazioni
- AIPO (ex Magistrato per il Po) 12 stazioni
- RER (Servizi Tecnici di Bacino e Protezione Civile) 76 stazioni
- ARPA-SMR 33 stazioni
- Province e Comuni 20 stazioni
- Consorzi di Bonifica oltre 100 stazioni
- 1 radar meteorologico (San Pietro Capofiume) gestito da ARPA-SMR

Questa situazione comportava problemi di disomogeneità sia della copertura del territorio regionale, sia del livello di manutenzione delle stazioni. Inoltre vi era l'impossibilità di integrare le informazioni potenzialmente disponibili, per la difficoltà delle comunicazioni tra i vari gestori. Con L'art. 92 del D.lgs. 31 marzo 1998 n. 112

furono trasferite le competenze dallo Stato alle Regioni, in materia di monitoraggio meteorologico e di pubblicazione dei dati ideologici; questo sancì l'istituzione della struttura tematica ARPA Servizio Idro Meteorologico (ARPA SIM), con il compito di svolgere le funzioni di monitoraggio quantitativo delle acque meteoriche nelle varie fasi del loro ciclo evolutivo. A tale scopo effettua sistematici rilievi idrometrici e misure di portata dei corsi d'acqua e provvede alla raccolta, alla validazione e all'elaborazione dei dati idrologici. Si occupa infine della diffusione, sotto varie forme, degli stessi dati, dei risultati delle elaborazioni e degli studi che su di essi vengono condotti. A partire dal 2001, fu approvato il progetto RIRER (Rete Integrata Regionale idro-meteo-pluviometrica dell'Emilia-Romagna) e furono affidate ad ARPA-SMR le funzioni di gestione unitaria della rete di monitoraggio idro-meteo-pluviometrica. Il progetto RIRER nasce con la finalità di raggiungere una gestione unitaria della rete idro-meteo-pluviometriche, per garantire un'omogeneità della copertura territoriale e della qualità dei dati rilevati, per rendere accessibili e complete le informazioni dei dati idro-pluviometrici e per razionalizzare le risorse finanziarie complessive.

Progetto RIRER

Rete pluviometrica

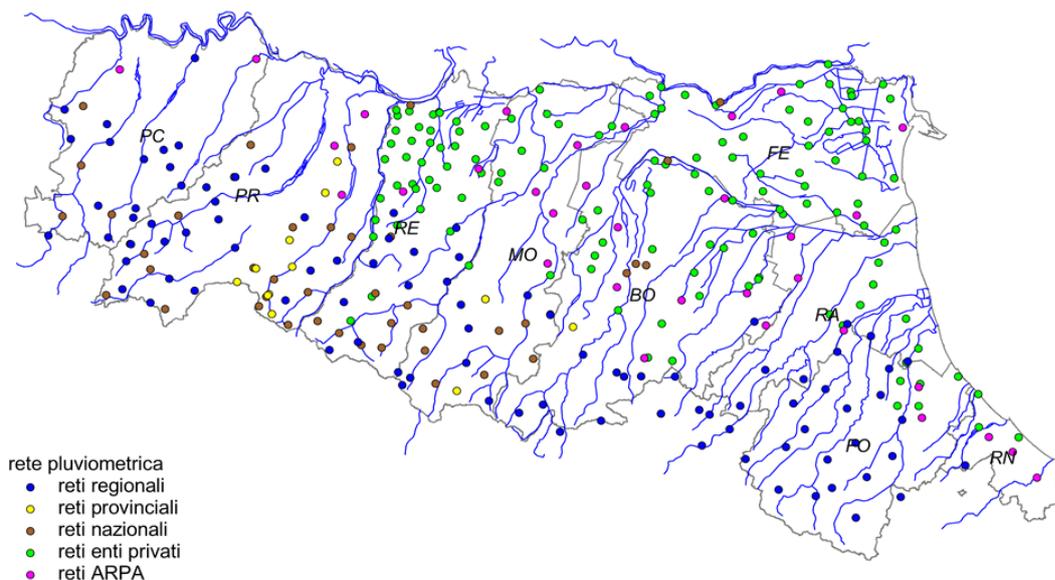


Figura 2.1: La rete RIRER dell'Emilia-Romagna

La rete RIRER delle stazioni di misura in tempo reale è composta complessivamente da 482 stazioni; sono inoltre presenti più di 100 stazioni automatiche con registrazione del dato e stazioni meccaniche, perciò, complessivamente si arriva a circa 600 stazioni idro-meteo-pluviometriche, che garantiscono una sufficiente copertura del territorio regionale.

2.3. IL RADAR METEOROLOGICO

Il radar meteorologico è uno strumento che sfrutta impulsi di onde elettromagnetiche per rilevare la presenza in atmosfera di idrometeorie (goccioline d'acqua, cristalli di neve o grandine), stimarne la localizzazione, la tipologia, l'intensità e la posizione futura a breve termine.

La parola radar è l'acronimo di RADio Detection And Ranging, ossia esplorazione ed individuazione della posizione di un bersaglio mediante onde elettromagnetiche; esso è uno strumento che nacque negli anni '30, con la scoperta della propagazione delle onde radio in atmosfera, e venne sviluppato inizialmente in ambito militare per l'individuazione degli aerei nemici. In quel campo, l'esistenza di precipitazioni in atmosfera comportava la presenza di segnali che erano considerati come dei disturbi da filtrare, ma dopo la Seconda Guerra Mondiale, si è iniziato a pensare alla possibilità di utilizzare il radar anche in meteorologia per lo studio delle precipitazioni.

2.3.1. FUNZIONAMENTO DEL RADAR METEOROLOGICO

Il radar è costituito da 4 componenti fondamentali:

- **Trasmittitore:** genera una serie di impulsi elettromagnetici analizzatori
- **Antenna:** focalizza gli impulsi elettromagnetici e li trasmette in atmosfera, inoltre riceve l'eco di ritorno trasmettendola al ricevitore
- **Ricevitore:** trasmette il segnale all'elaboratore
- **Elaboratore (display):** elabora il segnale per fornirlo nel formato utile all'utente

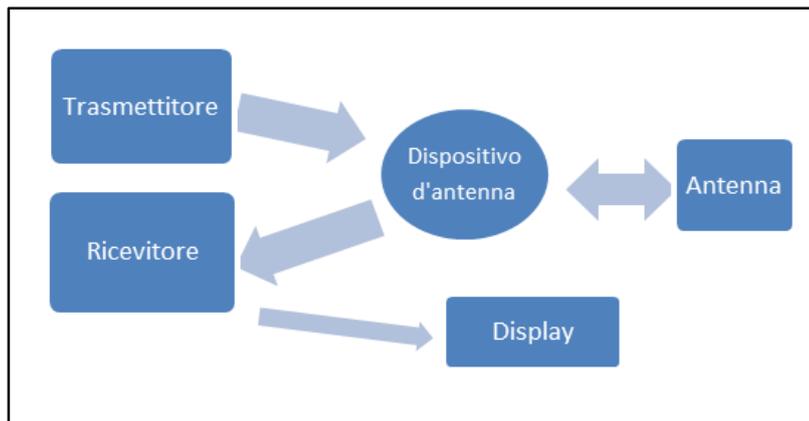


Figura 2.2: schema di funzionamento del radar

Il principio di funzionamento di un radar si basa sulla generazione di brevi impulsi elettromagnetici focalizzati da un'antenna, la quale li trasmette nell'atmosfera dove, in presenza di idrometeore, la radiazione emessa dal radar viene diffusa, in parte anche in direzione del radar stesso, secondo la teoria dello scattering di Rayleigh. La frazione di energia elettromagnetica retrodiffusa, viene denominata "segnale di ritorno" o "riflettività" ed è tanto più elevata quanto più grandi sono il diametro e la concentrazione delle idrometeore nel volume di atmosfera esplorato dal fascio radar. L'antenna poi riceve, in maniera amplificata, tale radiazione di ritorno e la invia al ricevitore che la trasmette all'elaboratore, dove il segnale viene analizzato, corretto e rielaborato.

L'analisi delle proprietà del segnale permette di ottenere diverse informazioni circa l'insieme delle idrometeore osservate: la distanza delle gocce di pioggia dall'antenna radar, le dimensioni delle stesse e la loro velocità di spostamento rispetto al radar, chiamata velocità radiale.

L'intensità del segnale di ritorno è condizionata da due fenomeni: l'assorbimento e lo scattering; entrambi peggiorano la stima della precipitazione all'aumentare della frequenza del segnale e della distanza del bersaglio dal radar. Per quanto riguarda l'assorbimento, esso è determinato dalla natura non perfettamente elastica dell'impatto tra onda e particella, perciò parte dell'energia dell'onda viene assorbita. Lo scattering invece consiste nella diffusione del segnale in direzione casuale, quando questo incontra delle particelle ed è proprio in funzione di questo fenomeno che si forma l'eco di ritorno; per poter sfruttare il principio dello scattering è necessario che la lunghezza d'onda sia molto maggiore delle dimensioni dell'oggetto che si vuole monitorare,

perciò, generalmente, si imposta una lunghezza d'onda di 5 centimetri; in tal modo il radar riesce a cogliere le idrometeore, che hanno tipicamente la dimensione del centimetro o di frazioni di esso.

Le gocce di pioggia hanno una riflettività circa 9 volte più grande di quella dei fiocchi di neve cosicché, a parità di condizioni, le precipitazioni piovose appaiono di gran lunga più intense di quelle nevose. Gli echi più brillanti si osservano con la grandine sia perché i chicchi hanno in genere dimensioni superiori a quelle delle gocce sia perché la riflettività è molto elevata a causa della sottile patina di acqua che circonda il chicco.

Il fattore di riflettività radar (Z) si misura in $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ e solitamente si converte in forma logaritmica, in tal modo si ha:

$$Z = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{\text{mm}^6 \text{m}^{-3}} \right)$$

La riflettività Z si misura in dBZ, che sta per decibel relativi ad una riflettività di 1 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. A diversi intervalli di valori di riflettività si possono associare diversi eventi climatici, secondo differenti scale, ma in generale si può assumere:

- f -30÷0 dBZ segnale appena rilevabile;
- f 0÷10 dBZ per piogge molto leggere e deboli neviccate;
- f 10÷30 dBZ per piogge moderate e forti neviccate;
- f 30÷55 dBZ per piogge intense;
- f 55 dBZ per grandinate.

Molti radar meteorologici di tipo doppler sono in grado di rilevare oltre che l'intensità delle precipitazioni, anche la velocità radiale di spostamento delle precipitazioni. Infatti, sfruttando l'effetto doppler, questi radar riescono a stimare le diverse velocità con cui le idrometeore si avvicinano o si allontanano dall'antenna, misurando la variazione di frequenza tra il segnale elettromagnetico emesso e quello ricevuto come eco. L'acquisizione delle informazioni avviene mediante la rotazione di 360° dell'antenna secondo diverse elevazioni, esplorando un vasta porzione dell'atmosfera e ottenendo un volume polare.

È necessario posizionare la misura della riflettività in maniera corretta nello spazio rispetto al radar, perciò servono tre informazioni:

- Azimut: angolo formato dal fascio di radiazioni rispetto al nord;
- Elevazione: angolo formato dal fascio di radiazioni rispetto all'orizzonte;
- R: distanza tra il centro dell'antenna e il bersaglio

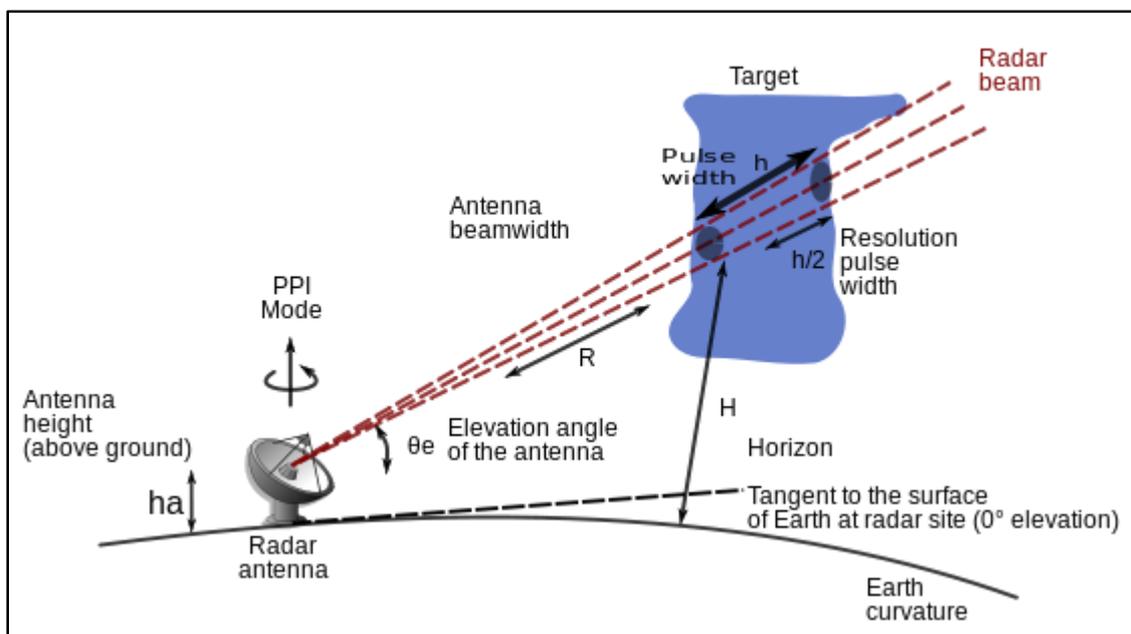


Figura 2.3: schema di funzionamento del rada meteorologico

I primi due parametri sono noti in quanto impostati all'atto dell'emissione delle radiazioni, il terzo parametro si ottiene misurando il tempo impiegato dall'impulso (che si propaga alla velocità della luce) per percorrere la distanza radar-bersaglio e ritorno.

$$R = \frac{1}{2} ct$$

R=distanza tra il centro dell'antenna e il bersaglio (m)

c = velocità di propagazione della luce ($3 \cdot 10^8$ m/s)

t = tempo di ricezione dell'eco misurato all'istante di emissione (s)

2.3.2. LE PRINCIPALI SORGENTI DI ERRORE

Gli errori che affliggono le misure radar possono essere ricondotti principalmente a tre tipologie [Giuli e al. 1994]:

- 1) Modalità intrinseche dell'acquisizione di informazioni da parte del radar: su cui influisce la disomogeneità del volume campionato;
- 2) Fattori legati a fenomeni stazionari nel tempo: orografia e conformazione del territorio
- 3) Fattori dipendenti dall'evento monitorato: fenomeno di attenuazione e eterogeneità del profilo verticale di riflettività.

Le sorgenti di errore influenzano sia la misura della riflettività, sia la stima dell'intensità di precipitazione, poiché determinano una differenziazione del valore calcolato a livello atmosferico da quello realmente presente al suolo. Si elencano di seguito i principali fattori di errore:

- 1) **Precipitazioni presenti al di sotto del fascio radar:** questi fenomeni causano una sottostima dell'intensità di precipitazione al suolo, poiché non possono venire rilevate.
- 2) **Evaporazione al di sotto del fascio radar:** fenomeno causato dalla presenza di masse d'aria particolarmente secche che le meteore incontrano durante la loro caduta. Le precipitazioni sono quindi soggette ad evaporazione e la loro intensità diminuisce al calare della quota. Per queste condizioni il radar sovrastima l'intensità di precipitazione al suolo.
- 3) **Effetti orografici:** l'aria umida in moto attraverso una catena montuosa è costretta a risalire in presenza di un pendio trasversale alla direzione del moto; il sollevamento forzato può dar luogo a fenomeni di condensazione e di precipitazione, che se avvengono al di sotto del fascio radar non possono venire rilevati: anche in queste condizioni il radar meteorologico sottostima l'intensità di precipitazione al suolo.
- 4) **Propagazione anomala:** in determinate condizioni atmosferiche, il fascio radar invece di propagarsi in maniera rettilinea tende a "piegare" verso il basso e viene riflesso dal terreno che produce degli echi di precipitazione fasulli di difficile eliminazione.

- 5) **Blocco del fascio:** il fascio radar propagandosi in atmosfera può andare incontro alle quote più basse ad un blocco parziale o totale dovuto alla presenza di un ostacolo orografico, quale ad esempio una montagna, che di fatto impedisce la stima corretta della precipitazione oltre l'ostacolo (Fig. 2.4).
- 6) **Echi di terra:** il fascio radar viene riflesso, oltre che dalla precipitazione incontrata lungo il percorso anche dagli ostacoli naturali (rilievi orografici) e artificiali (edifici, antenne, ecc.) che generano degli echi di precipitazione fasulli (effetto denominato cluster);
- 7) **Echi fantasma:** il sistema radar può, in presenza di precipitazioni situate oltre la distanza massima di osservazione essere "ingannato" e riportare la precipitazione ad una distanza inferiore pari alla differenza tra la distanza effettiva e la distanza massima (fenomeno noto come echi del secondo ordine);
- 8) **Curvatura terrestre:** la presenza della curvatura terrestre limita la distanza utile per un utilizzo quantitativo dei dati radar, questo perché in genere dopo un centinaio di chilometri il fascio, che si propaga in maniera quasi rettilinea, si trova ad un'altezza dal suolo già di qualche chilometro ed in tale caso le precipitazioni non possono più essere viste in prossimità del suolo.
- 9) **Attenuazione:** fenomeno per cui l'onda elettromagnetica perde parte dell'energia nell'attraversamento dell'atmosfera a causa dei fenomeni di assorbimento e scattering da parte dei gas atmosferici e delle meteore. L'entità dell'attenuazione dipende sensibilmente dalla relazione tra la lunghezza d'onda della radiazione e la dimensione delle meteore e dei gas e comporta una sottostima della riflettività. Si è osservato come lunghezze d'onda maggiori risentano meno di questo fenomeno.
- 10) **Variabilità della riflettività sulla verticale:** il profilo verticale della riflettività non è tendenzialmente omogeneo, ma presenta una variabilità indotta da alcuni fenomeni, tra cui i principali sono; l'evaporazione, la turbolenza dell'aria e l'attraversamento dello stato fondente. Quest'ultimo rappresenta la fascia di atmosfera in cui avviene il passaggio di stato da solido a liquido della precipitazione e può indurre forti sovrastime dell'intensità di precipitazione.

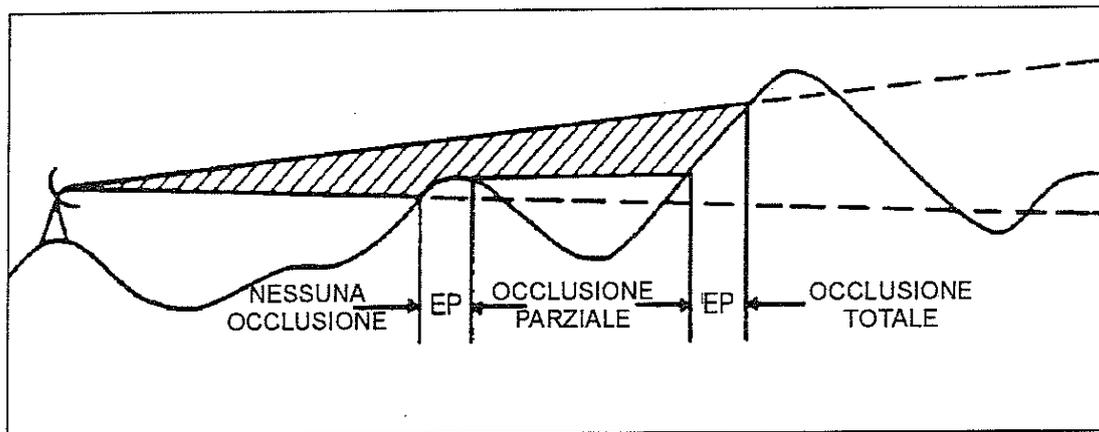


Figura 2.4: Rappresentazione del Blocco del Fascio

Esistono procedure complesse per gestire gli errori, basate principalmente su degli algoritmi e sul confronto delle mappe di riflettività ottenute durante un evento, con quelle ottenute dalla scansione in condizioni di bel tempo, per poter correggere gli errori dovuti al blocco del fascio, agli echi di terra e agli effetti orografici.

2.3.3. VANTAGGI APPLICATIVI DEL RADAR METEOROLOGICO

Il radar meteorologico presenta notevoli vantaggi nella stima delle strutture e delle intensità delle precipitazioni, rispetto alla rete pluviometrica:

- Copertura spaziale di un'area molto vasta in tempo reale e stima dell'intensità di precipitazione su aree elementari di dimensione anche inferiori al chilometro quadrato;
- Continuità spaziale del monitoraggio, che permette l'individuazione di fenomeni anche molto localizzati;
- Elevata risoluzione temporale, generalmente intorno ai 10 minuti, ma si può lavorare anche a frequenze maggiori prossime ai 5 minuti;
- Visione tridimensionale della precipitazione;

- Generazione di previsioni di precipitazione a brevissimo termine, tramite l'analisi dello spostamento e dell'evoluzione dei fenomeni precipitanti (*Nowcasting*).

2.3.4. I RADAR DELL'EMILIA-ROMAGNA

Il Servizio IdroMeteoClima di ARPA Emilia-Romagna dispone di due radar meteorologici in banda C, Doppler e polarimetrici, situati uno a S. Pietro Capofiume e uno a Gattatico (RE); il primo è attivo dal 1990, mentre il secondo è entrato in funzione nel 2002. Essi permettono la sorveglianza dell'intero territorio regionale e sono parte della rete radar gestita dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile per il sistema nazionale di allerta per i rischi idraulici ed idrogeologici. Entrambi i radar sono collocati nel territorio di pianura della regione, compreso tra il fiume Po e la prima collina, in zone a vocazione agricola, caratterizzate da scarsa edificazione circostante.

Di seguito si riporta una descrizione del Radar di Gattatico, al fine di fornire una breve spiegazione del funzionamento operativo.



Figura 2.5: Radar meteorologico di Gattatico RE

Il radar è installato in prossimità del "Museo Cervi", su una torre che porta il centro dell'antenna a 25 metri da terra ed è gestito da remoto. Nei locali ai piedi della torre sono alloggiare le apparecchiature e la consolle per il controllo locale del radar. Nel suo uso più comune, il radar viene fatto operare secondo le due modalità:

- Modalità standard. Il radar è attivo per circa due 2 minuti ogni 15 minuti. Nei due minuti di attività vengono effettuate 5 rotazioni complete (1 giro ogni 24 secondi, ovvero $15^\circ/\text{sec}$); ad ogni rotazione l'inclinazione viene cambiata di circa 0.6° , partendo da 0.5° e arrivando quindi all'inclinazione di 3.5° .
- Modalità con tempo perturbato. Il radar è attivo 10 minuti ogni 15. La velocità di rotazione è uguale a quella della modalità standard. Vengono spesi 2 minuti per un ciclo secondo la modalità standard. Negli altri 8 minuti vengono compiute 20 rotazioni, con l'elevazione che passa da 0.5° a 18° , in modo da esplorare una fascia di cielo maggiore.

3. ANALISI DELLE SERIE DI PRECIPITAZIONE

3.1. INTRODUZIONE

In questi ultimi 20 anni si è sentito spesso parlare del cambiamento climatico che, sia a scala globale sia a scala locale, starebbe comportando il manifestarsi di eventi meteorologici eccezionali e il verificarsi di condizioni climatiche inusuali su tutto il pianeta Terra.

In questo capitolo si è indagato se vi sia stata una variazione del regime di frequenza delle precipitazioni in Emilia-Romagna negli ultimi diciotto anni, rispetto al periodo di riferimento compreso tra il 1935 e il 1989 e come essa sia eventualmente distribuita sul territorio regionale.

Per effettuare queste analisi, si sono raccolti i massimi valori di precipitazione annuale, per le durate di 1, 3, 6, 12 e 24 ore, registrati dai pluviometri in Emilia Romagna dal 1995 al 2012 e le cumulate di precipitazione annuale per gli stessi sensori di misura.

Inoltre ci si è avvalsi di un Modello Regionale (Di Baldassarre et al. 2006), per confrontare la distribuzione di frequenza della serie attuale di dati, con quella che è stata implementata nel Modello Regionale per la serie storica (1935-1989).

Per estrarre i dati dal Modello Regionale e per presentare i risultati, si sono utilizzate gli strumenti e le applicazioni presenti nell'ambiente di lavoro GIS (*Geographic Information System*).

3.2. DATI E PROCEDURE DI ANALISI

3.2.1. DATI

I dati necessari per condurre le analisi, sopra introdotte, sono pubblicati dall'Arpa, Sezione Idrologia e Idrografia di Parma, negli Annali Idrologici, Sezione B-Pluviometria e sono i massimi valori di precipitazioni (AMS, *Annual Maximum Series*)

per le durate di pioggia di 1,3,6,12,24 ore registrate ai pluviografi dell'Emilia-Romagna, per gli anni compresi dal 1995 al 2012 ed il valor medio dei totali di precipitazioni annuale (MAP, *Mean Annual Precipitation*) per lo stesso intervallo temporale. Tali dati sono stati aggregati in funzione dei trenta bacini idrografici dell'Emilia Romagna, ad ognuno di essi è stato associato un codice identificativo, in funzione del quale si sono definiti i codici delle stazioni pluviometriche (Tab. 3.1):

Tabella 3.1: ID dei Bacini idrografici dell'Emilia Romagna

ID	BACINO
11	Tidone
12	Trebbia
13	Nure
14	Chiavenna
15	Arda
16	Taro
17	Parma
18	Enza
19	Zona di pianura fra Enza e Crostolo
20	Crostolo
21	Zona di Pinura fra Crostolo e Secchia
22	Secchia
23	Pianura fra Secchia e Panaro
24	Panaro
25	Zona di pianura fra Po e Reno
26	Reno
27	Canale in destra di Reno
28	Lamone
29	Canale Corsini
30	Fiumi Uniti
31	Zona di Pianura fra Ronco-Fiumi Uniti e Savio
32	Savio
33	Zona di pianura fra Savio e Pisciatello-Rubicone

ID	BACINO
34	Rubicone
35	Zona di pianura tre Uso e Marecchia
36	Marecchia
37	Marano
38	Conca
39	Zona di Pianura fra Conca e Vantena
40	Ventena

Ai fini di questo studio si sono selezionate le stazioni pluviometriche per le quali si hanno a disposizione almeno 10 anni di osservazioni contemporanee di AMS, per le durate di 1,3,6,12,24 ore, e di precipitazioni medie annuali (MAP).

Per questi stessi sensori si sono poi acquisite, in ambiente GIS, le medie degli AMS e dei MAP, calcolate nello studio condotto da G. Di Baldassarre et al. (2006), per il periodo compreso tra il 1935 e il 1989. Questo studio aveva come obiettivo quello di sviluppare un Modello Regionale, valido per l'Emilia-Romagna e le Marche, per stimare le altezze di precipitazione, in funzione di un assegnato tempo di ritorno e di una determinata durata di pioggia, sfruttando la relazione esistente tra le proprietà statistiche degli estremi di pioggia e le medie di precipitazione annuale (Fig.: 3.1).

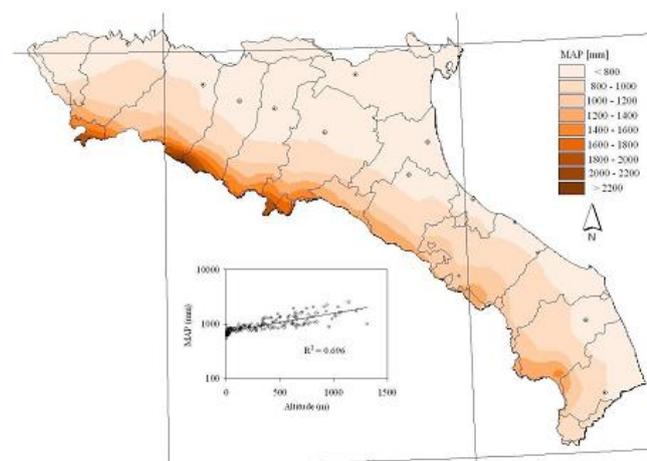


Figura 3.1: Valor medio delle cumulate annuali di precipitazione annuale (MAP) Modello Regionale [1935-1989]

3.2.2. PROCEDURA DI ANALISI

Al termine della raccolta dati si sono avute a disposizione due serie di informazioni, la prima è quella dei valori degli AMS e degli AP per il territorio dell'Emilia-Romagna dal 1995 al 2012, la seconda è quella della media degli AMS e degli AP calcolata sull'intervallo temporale compreso tra 1935 e il 1989, per gli stessi sensori della prima serie. Per entrambe le due serie, si è stimata la relazione $h=h(d,T)$, tra l'altezza di pioggia (h) e il tempo di ritorno (T), in relazione a diverse durate di pioggia (d), utilizzando un'analisi di frequenza campionaria per i dati più recenti e il Modello Regionale, messo a punto nello studio sopra citato, per dati storici.

A partire da questi dati si sono condotti due studi: inizialmente si è valutato se la distribuzione di frequenza ottenuta dal Modello Regionale possa ancora descrivere la serie dei dati recenti, attraverso il test di Kolmogorov- Smirnov; successivamente si è indagato se via sia stata una variazione del regime di frequenza delle precipitazioni in Emilia-Romagna negli ultimi diciotto anni, rispetto al periodo di riferimento compreso tra il 1935 e il 1989 e come essa sia eventualmente distribuita sul territorio regionale.

TEST DI KOLMOGOROV-SMIRNOV

Il test di Kolmogorov-Smirnov è un test non parametrico che verifica la forma delle distribuzioni campionarie. È comunemente usato per confrontare dati sperimentali con distribuzioni attese ed in particolare per testare se la distribuzione in studio differisce da una distribuzione teorica. Una caratteristica interessante di questo metodo è che esso si basa sulla frequenza cumulata relativa dei dati e sull'analogo concetto di funzione di distribuzione di una variabile continua. Per verificare la compatibilità tra un campione ed una ipotetica legge, che si ritiene possa descriverne la popolazione di provenienza, bisogna confrontare la frequenza cumulata relativa $F_N(x)$ del campione con quella teorica della distribuzione $F_0(x)$ per ricavare il valore assoluto del massimo scarto tra esse:

$$D_N = \max_{-\infty < x < +\infty} |\hat{F}_N(x) - F_0(x)|$$

Il valore di D_N , così calcolato, è confrontato con i valori critici, riportati in letteratura, che dipendono dal livello di significatività scelto e dalla numerosità dei campioni considerati. In altre parole l'ipotesi nulla viene rifiutata ad un livello di significatività α quando il valore calcolato di D_N supera il corrispondente valore riportato nella tabella dei quantili.

Per le applicazioni di questa tesi si è considerato un livello di significatività $\alpha=0,05$ e si è assunta come ipotesi nulla che il campione di osservazioni degli AMS attuali segua la distribuzione di frequenza del Modello Regionale, validata sui dati raccolti dal 1935 al 1989.

Dopo aver ottenuto la statistica test di Kolmogorov-Smirnov (D_N) per ogni sensore, al variare delle durate di pioggia, essa si è confrontata con il valore critico:

$$Z_N = \frac{1,36}{\sqrt{N}}$$

In funzione della diversa durata di pioggia, ad ognuno dei 175 sensore analizzati si è associato il valore 1 qualora l'ipotesi iniziale fosse stata da accettare ($D_N < Z_N$) e il valore 0 in caso contrario.

Avendo imposto il livello di significatività al 5 %, si è valutato per quanti, dei 175 pluviometri, l'ipotesi nulla fosse da rigettare e si sono riportati i risultati in ambiente GIS.

VARIAZIONE DEI REGIMI DI FREQUENZA

Il secondo studio si è concentrato sull'indagine della variazione dei regimi di frequenza delle precipitazioni e sull'individuazione di zone con variazioni omogenee.

Per eseguire queste analisi si è estratta, per ogni sensore, l'altezza di precipitazione, per i valori osservati relativa a un tempo di ritorno di 10 anni (h_{TR10}) e a partire da essa si è calcolata la probabilità di non superamento ($F(h_{TR10})$) che avrebbe fornito il Modello Regionale (Equazione 3-1), per la stessa altezza di pioggia.

Si osserva come k , ξ e α siano i parametri della distribuzione generalizzata del valore estremo (GEV, *Generalized extreme Value Distribution*, v. ad es. Castellarin et al. 2001; Di Baldassarre et al., 2006) implementata nel Modello Regionale, mentre m .Dur

è il fattore che, all'interno del Modello, considera la dipendenza dell'altezza di precipitazione, per un assegnato tempo di ritorno, dalla media delle osservazioni storiche.

$$F(h_{TR10}) = \exp\left(-\left(1 - \frac{k\left(\frac{h_{TR10}}{mDur}\right) - \xi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right)$$

**Equazione 3-1: Probabilità di non superamento
[Modello Regionale, Di Baldassarre et al., 2006]**

Attraverso la relazione esistente tra la probabilità di non superamento e il tempo di ritorno, si è calcolato il valore del tempo di ritorno, che sarebbe stato associato nel periodo storico, all'altezza di precipitazione estratta per un TR=10 dalla serie di osservazioni recenti.

$$TR(h_{TR10}) = \frac{1}{1 - F(h_{TR10})}$$

Si può dedurre che, quando i tempi di ritorno così calcolati, risultino frequentemente e significativamente superiori a 10 anni allora è possibile che si sia verificata o si stia verificando una variazione del regime di frequenza di precipitazione, che comporta il manifestarsi di assegnati valori di precipitazione con frequenza maggiore, mente, se i tempi di ritorno che restituisce il modello sono sistematicamente e significativamente inferiori a 10 anni, allora è probabile che si stia verificando una variazione opposta della frequenza di precipitazione. Va infatti rilevato che a causa della variabilità campionaria tipica di serie di limitata lunghezza (ad es. 15 – 20 anni di osservazione del massimo annuale di una data grandezza idrologica) è da attendersi una marcata variabilità del tempo di ritorno stimabile su base empirica rispetto a quello valutabile attraverso il Modello Regionale. Le stime del tempo di ritorno desunte su base empirica saranno infatti in generale superiori od inferiori a quelle ricavabili in base al modello teorico regionale, anche nell'ipotesi di perfetta congruenza tra il modello regionale e la realtà. Ciononostante, in quest'ultima ipotesi, i tempi di ritorno campionari mostreranno su base regionale una variabilità attorno al valore teorico (ad es. 10 anni in questo caso), non una distorsione (sovrastima o sottostima) sistematica

e generalizzata. Effettuando queste analisi, si sono ottenuti i valori del tempo di ritorno, per ognuna delle stazioni pluviometriche d'interesse, in relazione alle cinque durate di precipitazione di 1,3,6,12,24 ore.

3.3. RISULTATI

Al termine della fase di elaborazione dei dati, si sono riportati i risultati in ambiente GIS. Di seguito si presentano prima i risultati relativi alla variazione dei regimi di frequenza e successivamente quelli per il test di Kolmogorov-Smirnov, al fine di poter utilizzare i primi per completare le analisi dei secondi.

3.3.1. VARIAZIONE DEI REGIMI DI FREQUENZA

All'interno di un ambiente di calcolo GIS, è stato possibile mappare l'andamento del regime di frequenza delle precipitazioni sul territorio regionale dell'Emilia Romagna, in funzione delle cinque durate di pioggia. I valori dei tempi di ritorno sono stati aggregati in sei classi, in relazione al loro significato, e in particolare ad ogni classe è stato associato un colore (Tab. 3.2):

- Con il blu sono evidenziati i pluviometri per i quali i tempi di ritorno sono compresi tra 1 e 8 anni, ciò indica che l'altezza di precipitazione che si verifica ogni 10 anni secondo le osservazioni recenti, si verificava con frequenza maggiore nel periodo compreso tra il 1935-1989.
- Con il bianco si sono evidenziati quei sensori per cui i tempi di ritorno, calcolati con il Modello Regionale, non hanno subito variazioni significative, in quanto risultano pari a 10 anni o si discostano da questo valore per 2 anni.
- Con il giallo sono evidenziati quei pluviometri, per i quali i tempi di ritorno sono risultati compresi tra 12 e 50 anni; ciò indica che l'altezza di precipitazione che si verifica mediamente ogni 10 anni secondo le osservazioni recenti, si registrava con frequenza minore nel periodo compreso tra il 1935-1989.

- Con l'arancione sono identificati quei pluviometri per i quali i tempi di ritorno sono compresi tra 50 e 100 anni; perciò il regime di frequenza attuale è aumentato, rispetto al periodo compreso tra 1935 e il 1989.
- Con il rosso sono identificati quei pluviometri per i quali i tempi di ritorno calcolati risultano maggiori di 100 anni; perciò il regime di frequenza attuale è ulteriormente aumentato, rispetto al periodo compreso tra 1935 e il 1989.

Tabella 3.2: Classi di TR e significato

TR ANNI		SIGNIFICATO
> 100		Frequenza molto maggiore rispetto al periodo 1935-1989
50-100		Frequenza maggiore rispetto al periodo 1935-1989
12-50		Frequenza leggermente maggiore rispetto al periodo 1935-1989
8-12		Frequenza costante rispetto al periodo 1935-1989
1-8		Frequenza minore rispetto al periodo 1935-1989

PRECIPITAZIONI DI 1 ORA

Di seguito si riportano la mappa dei risultati per le osservazioni relative a un'ora di precipitazione (Fig. 3.2) e il relativo grafico della frequenza percentuale dei tempi di ritorno (Graf 3.1); nel grafico il colore bianco, che identificava la classe dei tempi di ritorno da 8 a 12 anni è stato convertito in verde in maniera tale da risultare più visibile. Nella Figura 3.2 sono rappresentati con un triangolo le stazioni per le quali sembrerebbe in atto un aumento della frequenza di accadimento degli eventi intensi, con un cerchietto quelle per le quali non si osserva nessuna variazione e con un quadrato le stazioni in cui sembrerebbe si stia verificando una riduzione di frequenza delle precipitazioni intense.

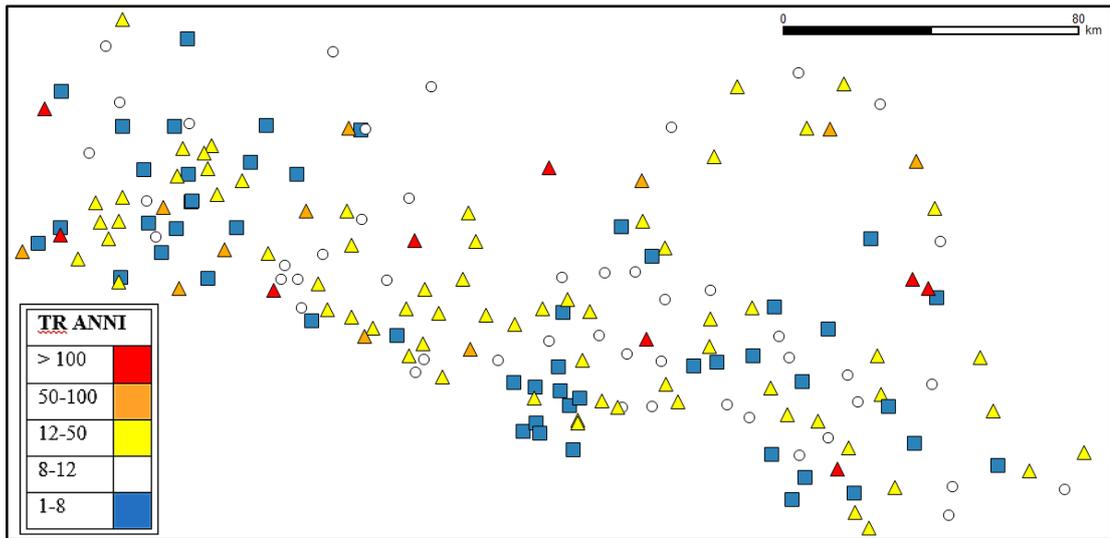


Figura 3.2: Mappa dei tempi di ritorno stimati in base al Modello Regionale per il quantile campionario di altezza di precipitazione oraria stimato per 10 anni (1:950000)

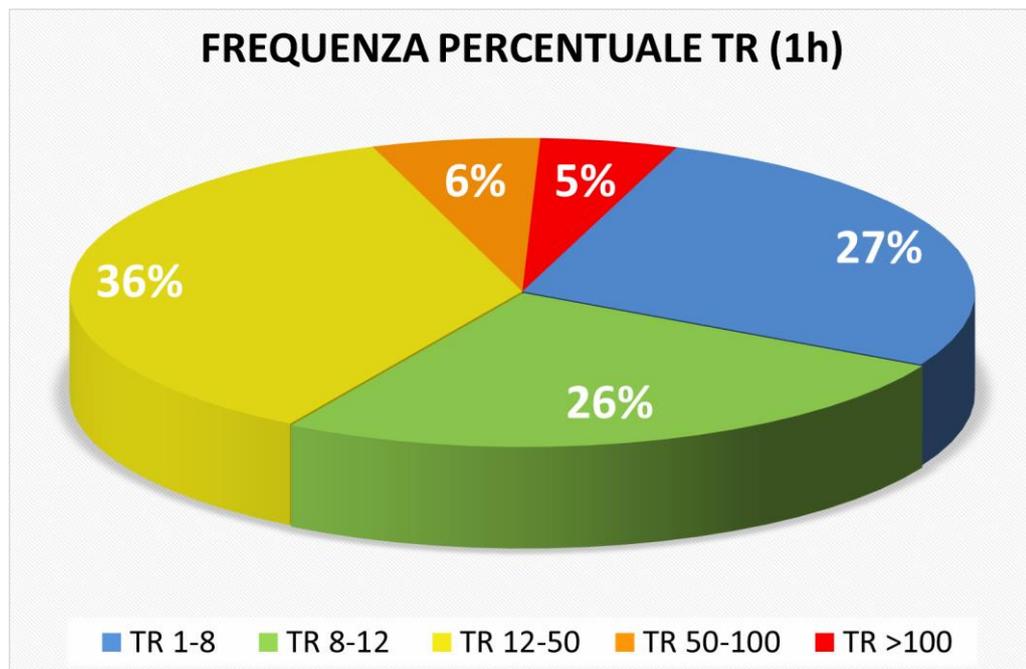


Grafico 3.1: frequenza percentuale dei tempi di ritorno per le precipitazioni di durata di 1 ora

Analizzando la Figura 3.2 si può notare come la distribuzione spaziale della classi dei tempi di ritorno sia generalmente casuale e come non si individuino delle zone a comportamento omogeneo. Risultato questo atteso per campioni di lunghezza limitata estratti dal Modello Regionale, a causa della variabilità campionaria.

I risultati del grafico evidenziano come la frequenza percentuale dei tempi di ritorno risulti essere maggiore per la classe dei TR compresi tra 12 e 50 anni, con un valore pari al 36%, mentre le frequenze percentuali relative alle classi TR=8-12 anni e TR=1-8 anni si possono considerare sostanzialmente uguali, e sono pari rispettivamente al 26% e al 27%. Quindi, in generale, è verosimile ipotizzare che vi sia stato in tempi recenti un leggero incremento della frequenza degli eventi orari intensi; in altre parole, in questi ultimi 18 anni potrebbe essersi ridotto l'intervallo temporale che intercorre tra il consecutivo verificarsi di una determinata altezza di precipitazione per eventi significativi da un punto di vista dell'intensità media oraria. Nella tabella seguente sono riassunti i valori delle frequenze assolute dei tempi di ritorno in relazione alle diverse classi:

Tabella 3.3: Frequenze assolute dei TR

	CLASSI DI TR	FREQUENZA
	> 100 ANNI	9
	50-100 ANNI	11
	12-50 ANNI	66
	8-12 ANNI	47
	1-8 ANNI	50

PRECIPITAZIONI DI 3 ORE

Di seguito si riportano la mappa dei risultati, per le osservazioni relative a tre ore di precipitazione, (Fig. 3.3) e il relativo grafico della frequenza percentuale dei tempi di ritorno (Graf 3.2).

Nella Figura 3.3 sono rappresentati con un triangolo le stazioni per le quali sembrerebbe in atto un aumento della frequenza di accadimento degli eventi intensi, con un cerchietto quelle per le quali non si osserva nessuna variazione e con un quadrato le stazioni in cui sembrerebbe si stia verificando una riduzione di frequenza delle precipitazioni intense.

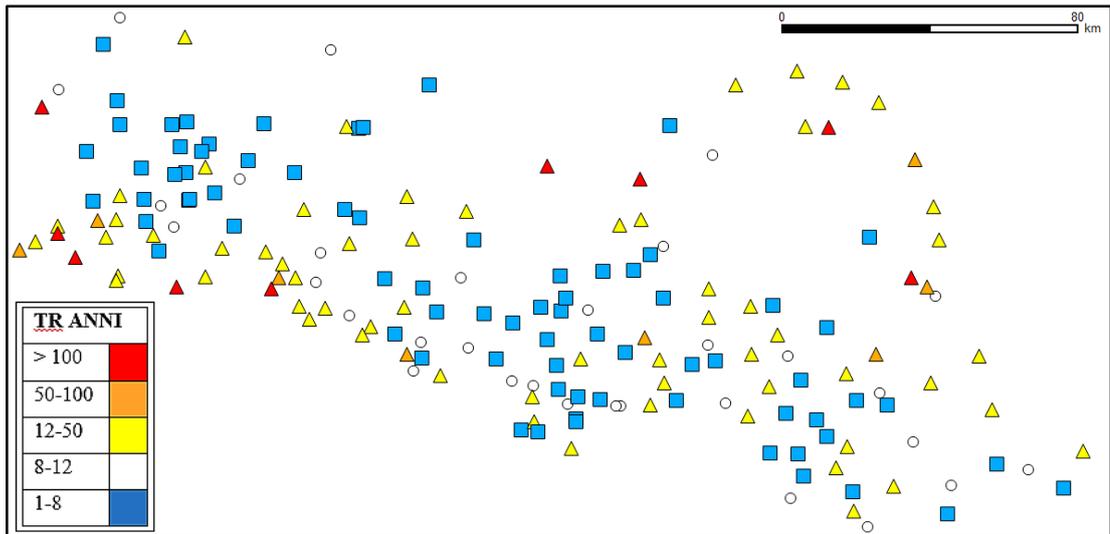


Figura 3.3: Mappa dei tempi di ritorno stimati in base al Modello Regionale per il quantile campionario di altezza di precipitazione di 3 ore stimato per 10 anni

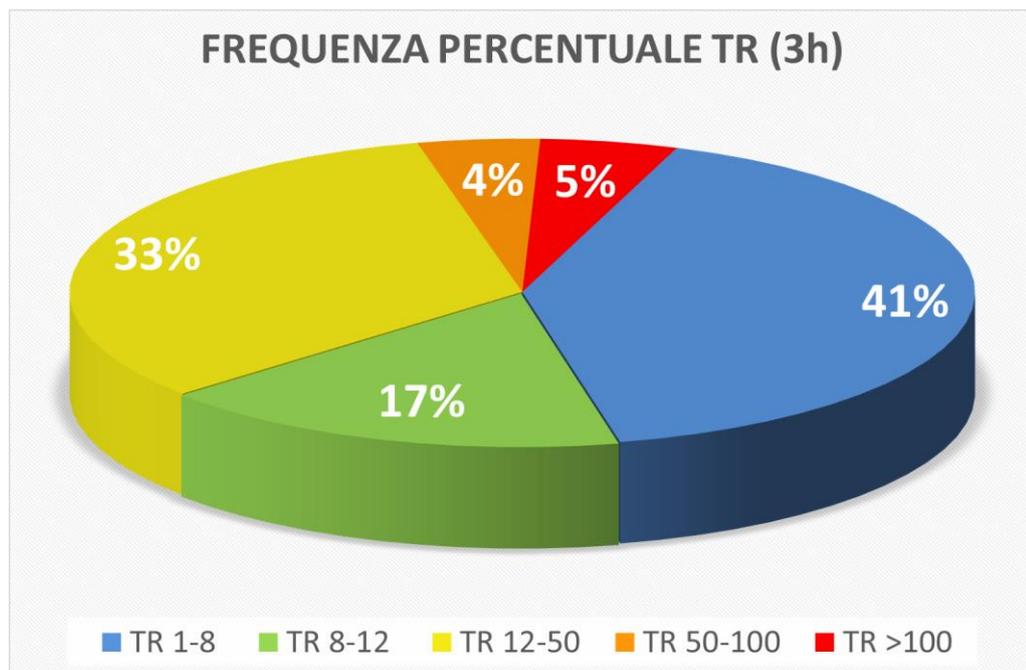


Grafico 3.2: frequenza percentuale dei tempi di ritorno per le precipitazioni di durata di 3 ore

Osservando la Figura 3.3 si nota una predominanza degli indicatori blu, come è confermato dal grafico, infatti la classe dei tempi di ritorno compresi tra 1 e 8 anni ha la frequenza percentuale maggiore, pari al 41%, mentre le due classi relative ai tempi di ritorno più elevati hanno una frequenza percentuale bassa, simile a quelle calcolate

per le precipitazioni di durata 1 ora; la frequenza percentuale per le altre due classi si riduce, infatti si ha un 33 % di indicatori appartenenti alla classe dei TR=12-50 anni rispetto al 36% e un 17 % appartenente alla classe dei TR=8-12 anni, rispetto a un 26 % per le precipitazioni di durata un'ora.

Quindi si può intuire che, diversamente dal caso precedente, la frequenza delle precipitazioni, per assegnate altezze di pioggia, sembra stia diminuendo, infatti per il 41% dei casi, l'evento che si manifesta oggi con un tempo di ritorno di 10 anni, si sarebbe registrato in passato con frequenza superiore.

Dalla Figura 3.3 si iniziano a individuare due zone a comportamento omogeneo: una, collocata sulla fascia Appenninica pedemontana e collinare, caratterizzata da una prevalenza di stazioni per le quali i tempi di ritorno sono compresi prevalentemente tra 1 e 8 anni; l'altra è situata sulla costa adriatica ed è caratterizzata da un aumento del regime attuale di frequenza di precipitazione.

Nella tabella seguente sono riassunti i valori delle frequenze assolute dei tempi di ritorno in relazione alle diverse classi:

Tabella 3.4: Frequenze assolute dei TR

	CLASSI DI TR	FREQUENZA
	> 100 ANNI	9
	50-100 ANNI	8
	12-50 ANNI	60
	8-12 ANNI	31
	1-8 ANNI	75

PRECIPITAZIONI DI 6 ORE

Di seguito si riportano la mappa dei risultati per le osservazioni relative a sei ore di precipitazione (Fig 3.4) e il relativo grafico della frequenza percentuale dei tempi di ritorno (Graf 3.3).

Nella Figura 3.4 sono rappresentati con un triangolo le stazioni per le quali sembrerebbe in atto un aumento della frequenza di accadimento degli eventi intensi, con un cerchietto quelle per le quali non si osserva nessuna variazione e con un

quadrato le stazioni in cui sembrerebbe si stia verificando una riduzione di frequenza delle precipitazioni intense.

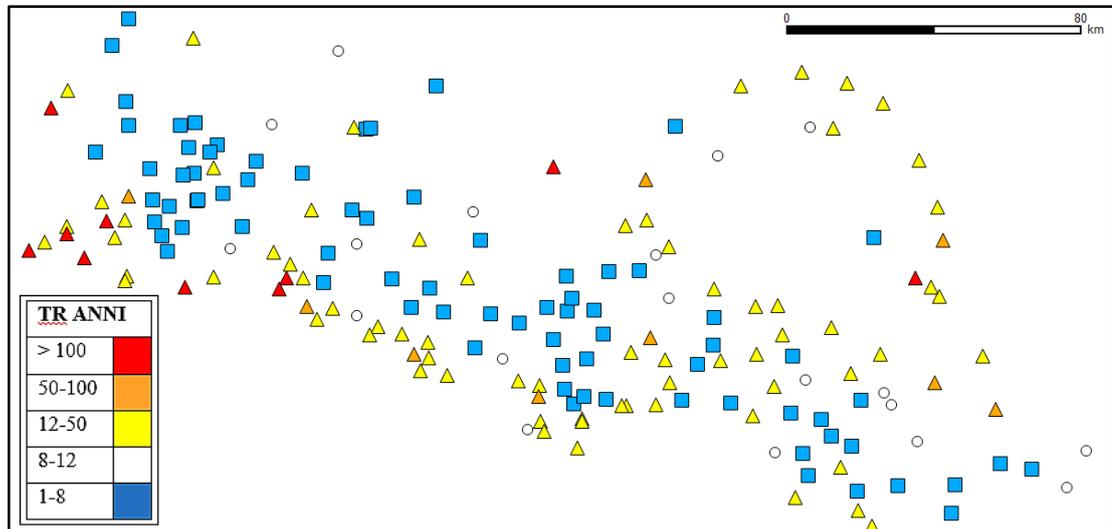


Figura 3.4: Mappa dei tempi di ritorno stimati in base al Modello Regionale per il quantile campionario di altezza di precipitazione di 6 ore stimato per 10 anni

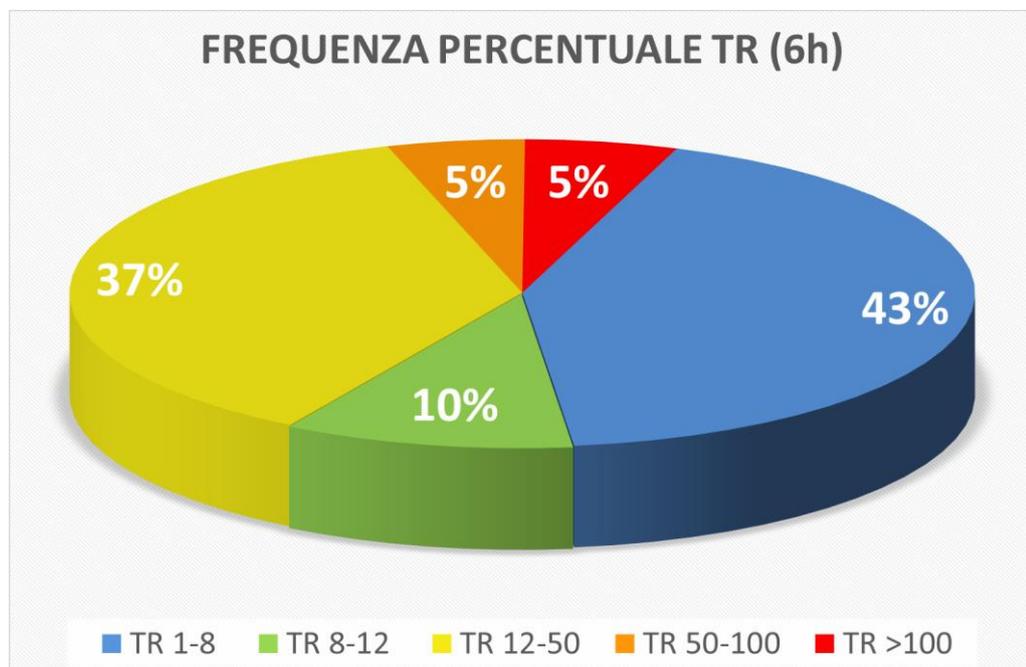


Grafico 3.3: Frequenza percentuale dei tempi di ritorno per le precipitazioni di durata di 6 ore

Osservando la Figura 3.4 si nota come ci sia un sostanziale equilibrio tra il numero degli indicatori gialli e di quelli blu: i primi sono caratterizzati da una frequenza percentuale dei tempi di ritorno del 37%, mentre i secondi del 43%. Le frequenze percentuali delle due classi con i tempi di ritorno maggiori rimangono invariate, mentre si riduce la frequenza della classe con i tempi di ritorno compresi tra 8 e 12 anni, che, dal 17%, diventa pari al 10%.

Si può dedurre che sembrerebbe confermata la tendenza, già registrata per le precipitazioni di durata di 3 ore, secondo la quale il regime di frequenza delle precipitazioni stia diminuendo rispetto al periodo compreso tra 1935 e il 1939.

Dalla Figura 3.4 si possono individuare le due zone omogenee, già identificate per le precipitazioni di durata di 3 ore, a cui si aggiunge la zona del crinale appenninico, nella quale la frequenza delle precipitazioni è aumentata rispetto al periodo tra il 1935 e il 1989.

Nella tabella seguente sono riassunti i valori delle frequenze assolute dei tempi di ritorno in relazione alle diverse classi:

Tabella 3.5: Frequenze assolute dei TR

CLASSI DI TR		FREQUENZA
	> 100 ANNI	10
	50-100 ANNI	9
	12-50 ANNI	67
	8-12 ANNI	19
	1-8 ANNI	78

PRECIPITAZIONI DI 12 ORE

Di seguito si riportano la mappa dei risultati per le osservazioni relative a dodici ore di precipitazione (Fig 3.5) e il relativo grafico della frequenza percentuale dei tempi di ritorno (Graf 3.4).

Nella Figura 3.5 sono rappresentati con un triangolo le stazioni per le quali sembrerebbe in atto un aumento della frequenza di accadimento degli eventi intensi,

con un cerchietto quelle per le quali non si osserva nessuna variazione e con un quadrato le stazioni in cui sembrerebbe si stia verificando una riduzione di frequenza delle precipitazioni intense.

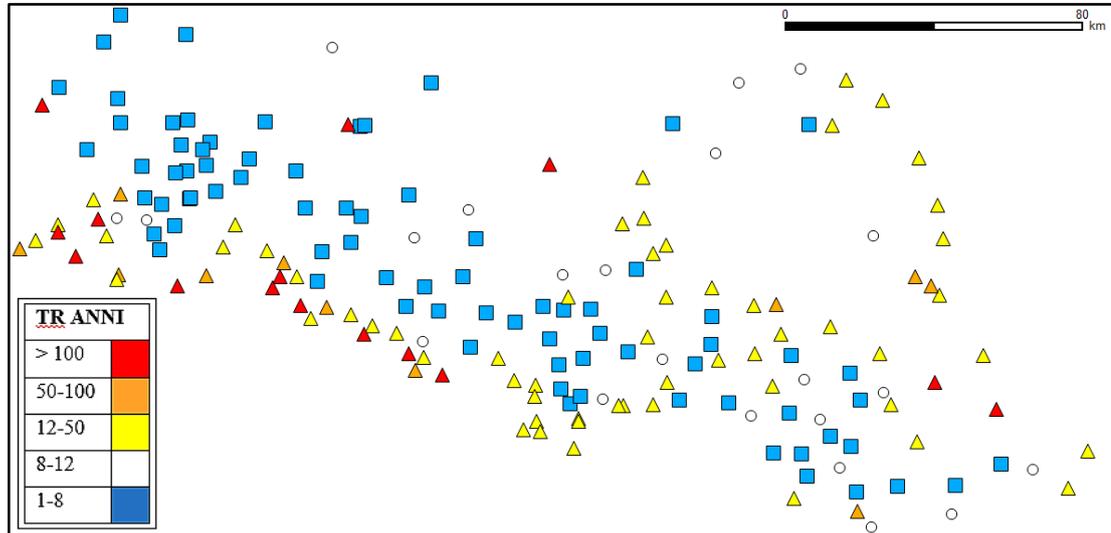


Figura 3.5: Mappa dei tempi di ritorno stimati in base al Modello Regionale per il quantile campionario di altezza di precipitazione di 12 ore stimato per 10 anni

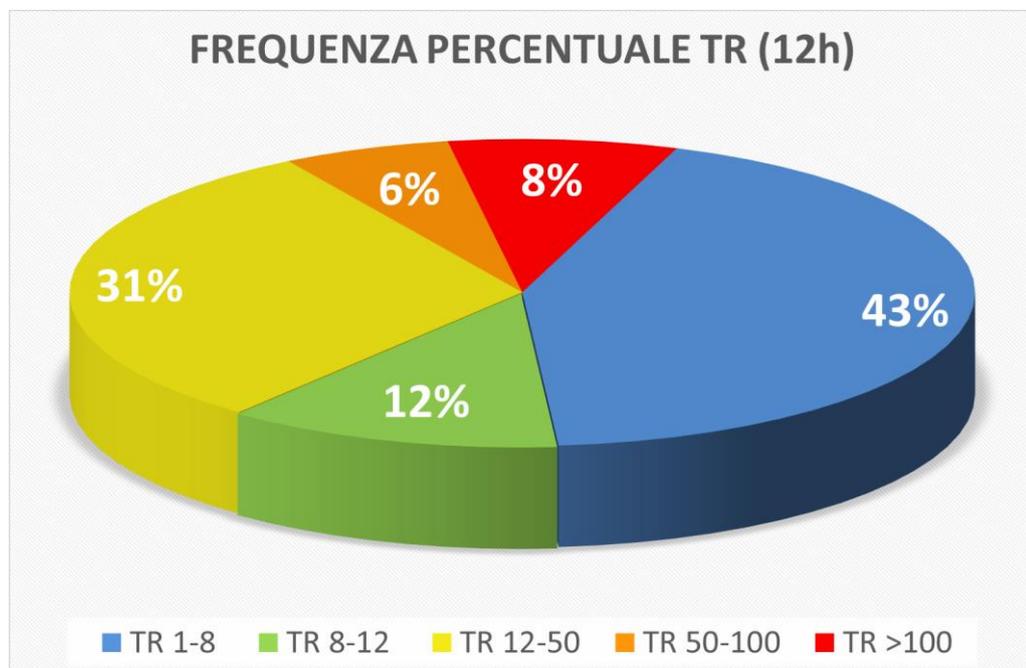


Grafico 3.4: Frequenza percentuale dei tempi di ritorno per le precipitazioni di durata di 12 ore

Dalla Figura 3.5 si osservano, più marcatamente, le tre zone omogenee e inoltre continuano a prevalere gli indicatori azzurri, corrispondenti a un tempo di ritorno compreso tra 1 e 8 anni. Dal grafico 2.4, invece, si nota come le frequenze percentuali non abbiano subito delle variazioni significative rispetto a quelle calcolate e discusse per le precipitazioni di durata di 6 ore.

Nella Tabella 3.6 sono riassunti i valori delle frequenze assolute dei tempi di ritorno in relazione alle diverse classi:

Tabella 3.6: Frequenze assolute dei TR

	CLASSI DI TR	FREQUENZA
	> 100 ANNI	15
	50-100 ANNI	11
	12-50 ANNI	56
	8-12 ANNI	22
	1-8 ANNI	79

PRECIPITAZIONI DI 24 ORE

Di seguito si riportano la mappa dei risultati per le osservazioni relative a ventiquattro ore di precipitazione (Fig. 3.6) e il relativo grafico della frequenza percentuale dei tempi di ritorno (Graf 3.5).

Nella Figura 3.6 sono rappresentati con un triangolo le stazioni per le quali sembrerebbe in atto un aumento della frequenza di accadimento degli eventi intensi, con un cerchietto quelle per le quali non si osserva nessuna variazione e con un quadrato le stazioni in cui sembrerebbe si stia verificando una riduzione di frequenza delle precipitazioni intense.

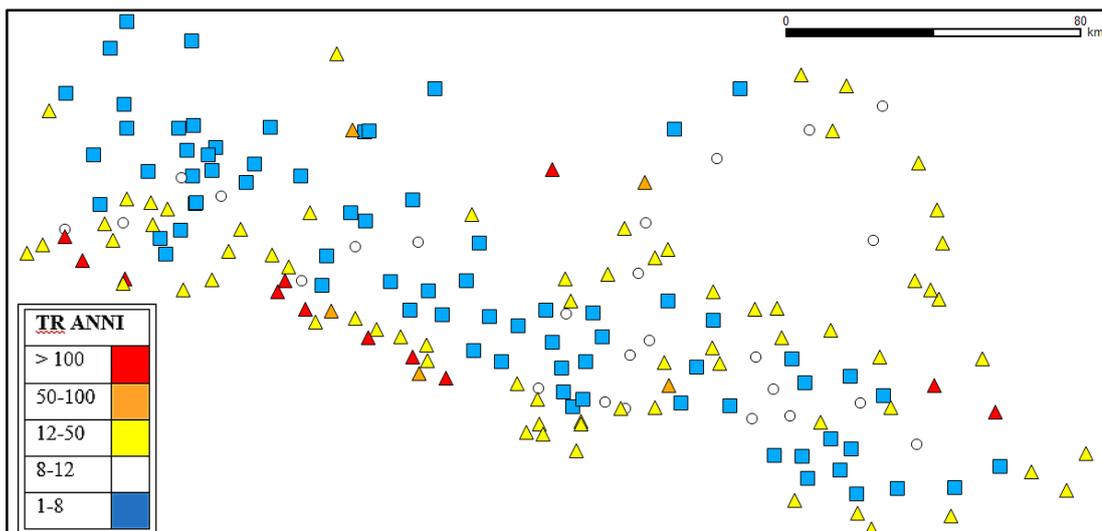


Figura 3.6: Mappa dei tempi di ritorno stimati in base al Modello Regionale per il quantile campionario di altezza di precipitazione di 24 ore stimato per 10 anni

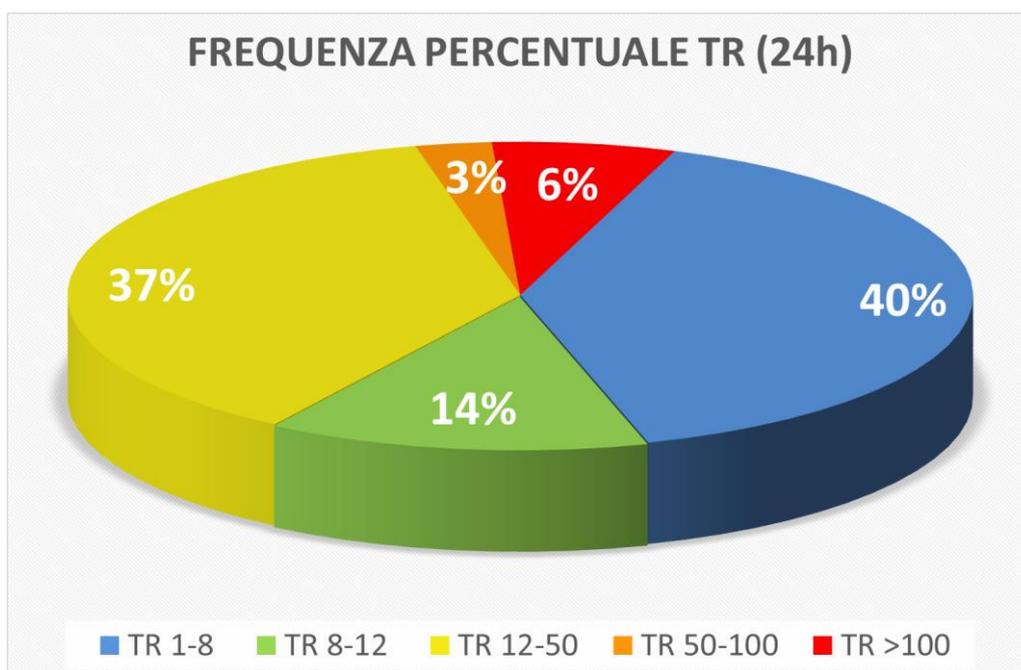


Grafico 3.5: Frequenza percentuale dei tempi di ritorno per le precipitazioni di durata di 24 ore

Dalla figura 3.6 si osserva una sostanziale parità tra il numero di indicatori azzurri e gialli, confermata dalla frequenza percentuale delle due classi rispettivamente pari al 40% e il 37%. Anche per la mappa riferita alle 24 ore di precipitazione si delineano le tre zone omogenee: quella appenninica collinare e montana caratterizzata da un regime di frequenza delle precipitazioni che sembrerebbe in riduzione rispetto al periodo tra

il 1935 e il 1989 e quelle del crinale appenninico e della zona costiera, per le quali il regime di frequenza di precipitazione sembra stia aumentando.

Nella tabella seguente si riporta la frequenza assoluta dei tempi di ritorno in relazione alle diverse classi:

Tabella 3.7: Frequenze assolute dei TR

CLASSI DI TR		FREQUENZA
	> 100 ANNI	12
	50-100 ANNI	5
	12-50 ANNI	68
	8-12 ANNI	25
	1-8 ANNI	73

PRECIPITAZIONI MEDIE

Infine si riportano il grafico delle frequenze percentuali medie dei tempi di ritorno (Graf: 3.6) e la tabella con i valori della frequenza percentuale in funzione delle classi (Tab.: 3.8).

Dalla media sulle cinque durate di pioggia, è emerso che per il 39 % dei sensori in passato il tempo di ritorno associato a quella altezza di precipitazione, sia stato compreso tra 1 e 8 anni, per il 34 % dei casi tra 12 e 50 anni, per il 16% tra 8 e 12 anni, per l'11% invece sia stato superiore ai 50 anni (Graf: 2.7). Questi risultati permettono di ipotizzare che, negli ultimi diciotto anni, si stia verificando presumibilmente un incremento dei tempi di ritorno, infatti, un'altezza di pioggia che attualmente si registra ogni 10 anni, in passato si manifestava mediamente con un tempo di ritorno compreso tra 1 e 8 anni. Ma è bene sottolineare come, per il 34% dei casi, quindi per una percentuale significativa e confrontabile con quella precedente, sembra ci sia stata la variazione opposta. Per quel che concerne l'individuazione di zone omogenee di campi di variazione, per le precipitazioni di durata 1 ora non si riscontrano pattern evidenti, mentre con l'aumentare del numero di ore di aggregazione, si può individuare la fascia appenninica, pedemontana e collinare, in cui i tempi di attuali sembrerebbero in

aumento rispetto a quelli del passato (azzurro) mentre vi sono due fasce, una di crinale appenninico e una costiera, nelle quali in passato la precipitazione, che attualmente si verifica ogni 10 anni, si registrava con frequenza minore (giallo arancione e rosso).

Tabella 3.8: tabella delle frequenze percentuali per le diverse durate di pioggia

	FREQUENZA PERCENTUALE DEI TEMPI DI RITORNO					
	1 ora	3 ore	6 ore	12 ore	24 ore	MEDIA
1-8	27	41	43	43	40	39
8-12	26	17	10	12	14	16
12-50	36	33	37	31	37	34
50-100	6	4	5	6	3	5
> 100	5	5	5	8	6	6

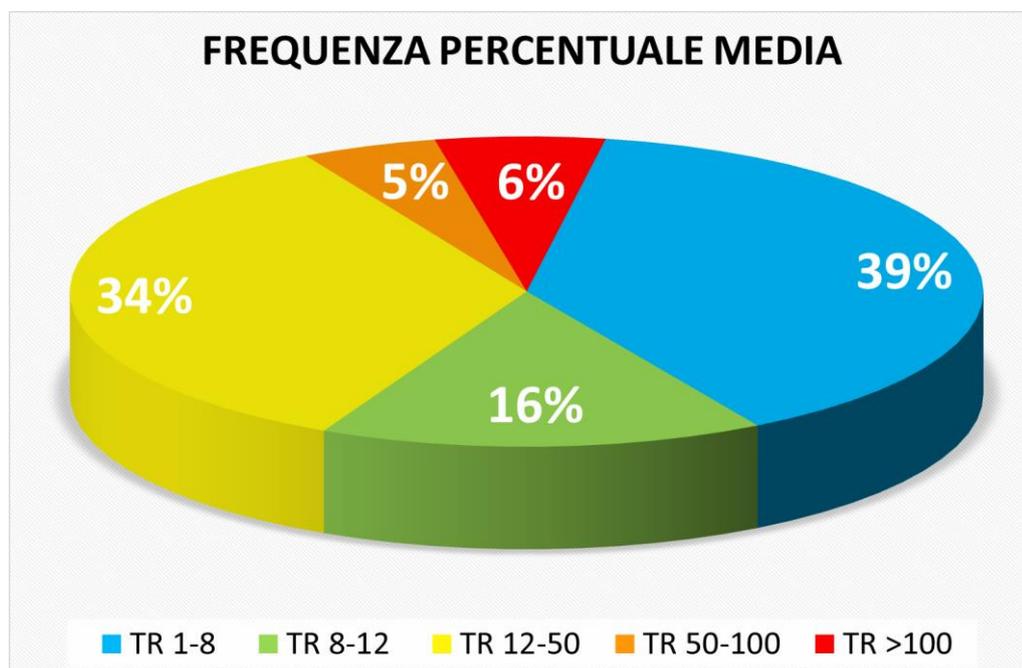


Grafico 3.6: Frequenza percentuale media dei tempi di ritorno

3.3.2. RISULTATI TEST DI KOLMOGOROV-SMIRNOV

Con i risultati del test di Kolmogorov-Smirnov si è ottenuta creata una tabella, nella quale in colonna sono elencate le durate di pioggia e in riga i diversi sensori di misura; ad ogni cella è associato il valore 1 se i valori delle osservazioni di quella stazione, per quell'ora, seguono la distribuzione di frequenza del Modello Regionale o il valore 0 se essa non è più rappresentativa.

Il passo successivo è stato quello di ricercare per quante stazioni (N_{H1}), separatamente per ogni durata di pioggia, si dovesse rigettare l'ipotesi iniziale, di campione di osservazioni descritto dalla GEV del Modello Regionale (Tab. 3.9).

Tabella 3.9: Risultati test di Kolmogorov-Smirnov

	RISULTATI TEST DI KOLMOGOROV-SMIRNOV		
N	175		
α	5%		
αN	8.75		
	N_H0	N_H1	% N_H1
1 ora	166	9	5.1
3 ore	156	19	10.9
6 ore	149	26	14.9
12 ore	144	31	17.7
24 ore	156	19	10.9

Dalla tabella si può osservare come per più del 5% dei casi sia necessario rigettare l'ipotesi iniziale, soprattutto per le durate superiori a 1 ora; sebbene i nostri risultati siano in parte influenzati dalla correlazione spaziale esistente tra le serie di precipitazione, che limita la potenza del test e che diventa via via più significativa all'aumentare della scala temporale di aggregazione, questo potrebbe suggerire che il regime di frequenza stia effettivamente cambiando ed in questo caso, sfruttando i risultati dell'analisi precedente, è possibile cercare di trarre qualche utile indicazione relativamente alle modalità del cambiamento. Si riportano i risultati in funzione delle durate di precipitazione.

PRECIPITAZIONI DI 1 ORA

Dalla Figura 3.7 si osserva la localizzazione delle 9 stazioni, per le quali, la distribuzione di frequenza delle osservazioni recenti non è descritta dalla GEV del Modello Regionale. Esse sono colorate sulla base della scala cromatica adottata per presentare i risultati sulla direzione della variazione di frequenza (Tab. 3.2).

È importante sottolineare come, per le precipitazioni di durata di 1 ora, il numero di stazioni da scartare sia pari 5.1% del numero di sensori totali; questo, dal punto di vista ingegneristico suggerirebbe di accettare l'ipotesi iniziale, con la consapevolezza che sarebbero necessari ulteriori indagini e approfondimenti.

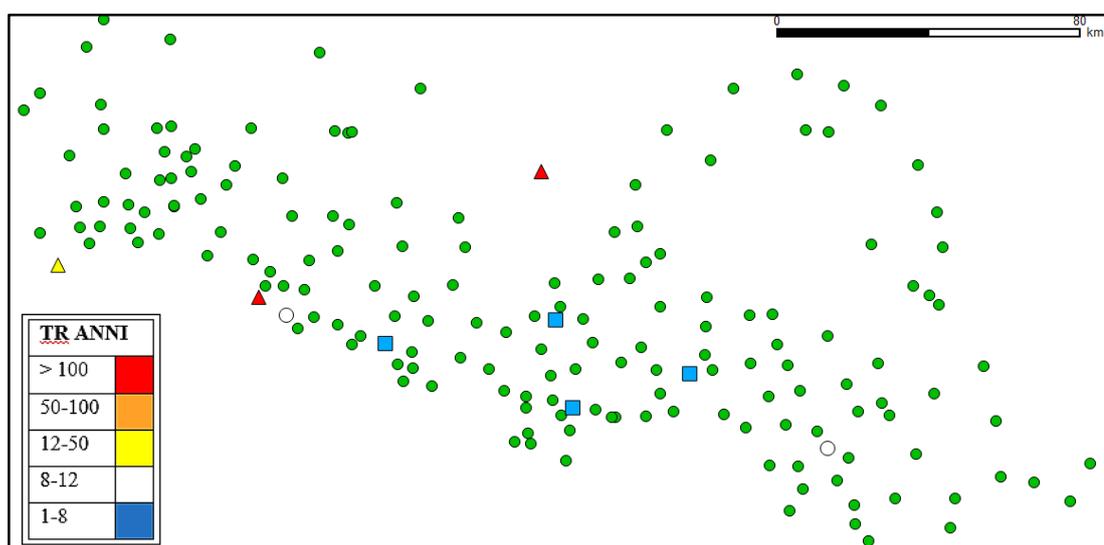


Figura 3.7: risultati test di Kolmogorov-Smirnov, in verde i pluviometri per cui non è possibile rigettare l'ipotesi nulla H_0 ("il Modello Regionale -Di Baldassarre et al., 2006- è rappresentativo dell'attuale regime di frequenza delle precipitazioni massime annue con durata 1 ora) con livello di significatività pari al 5%; i pluviometri per cui l'ipotesi nulla è rigettata con livello di significatività indicato sono invece rappresentati con indicatori più grandi e sono colorati sulla base delle classi di Tab. 3.2

PRECIPITAZIONI DI 3 ORE

Dalla Figura 3.8 si osserva la localizzazione delle 19 stazioni per cui le osservazioni attuali non sono descritte dalla GEV del Modello Regionale.

È importante sottolineare come, per le precipitazioni di durata di 3 ore, il numero di stazioni da scartare sia pari 10.9% del numero di sensori totali, più del doppio del 5% ammissibile.

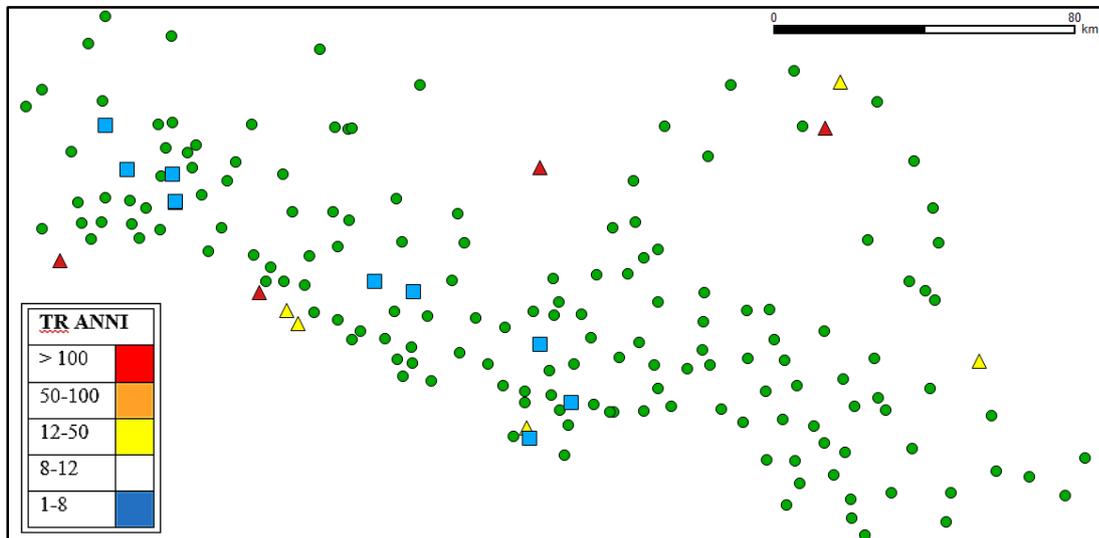


Figura 3.8: risultati test di Kolmogorov-Smirnov (3 ore) , in verde i pluviometri per cui non è possibile rigettare l'ipotesi nulla H_0 ("il Modello Regionale -Di Baldassarre et al., 2006- è rappresentativo dell'attuale regime di frequenza delle precipitazioni massime annue con durata 1 ora) con livello di significatività pari al 5%; i pluviometri per cui l'ipotesi nulla è rigettata con livello di significatività indicato sono invece rappresentati con indicatori più grandi e sono colorati sulla base delle classi di Tab. 3.2

PRECIPITAZIONI DI 6 ORE

Dalla Figura 3.9 si osserva la localizzazione delle 26 stazioni per cui le osservazioni attuali non sono descritte dalla GEV del Modello Regionale.

È importante sottolineare come, per le precipitazioni di durata di 6 ore, il numero di stazioni da scartare sia pari 14.9% del numero di sensori totali, poco meno del triplo del 5% ammissibile.

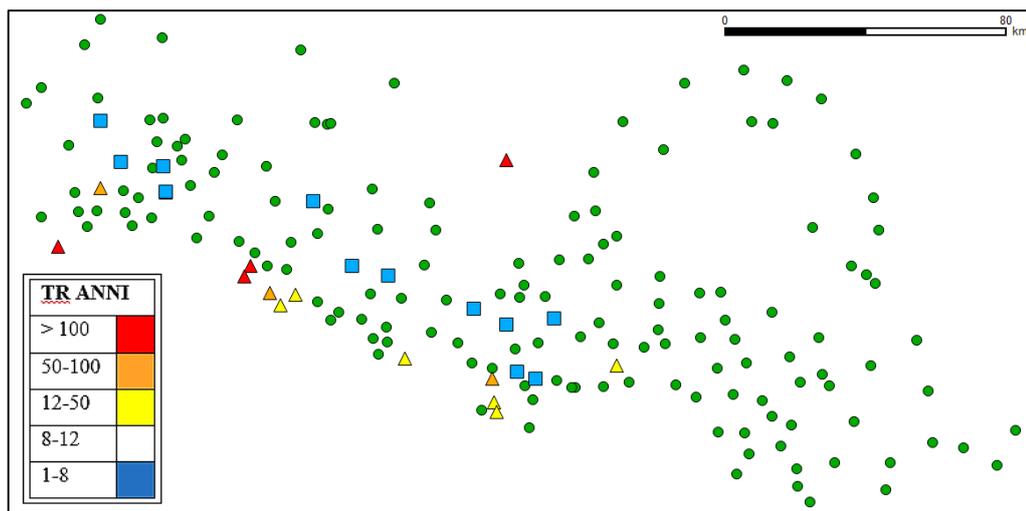


Figura 3.9: risultati test di Kolmogorov-Smirnov (6 ore), in verde i pluviometri per cui non è possibile rigettare l'ipotesi nulla H_0 ("il Modello Regionale -Di Baldassarre et al., 2006- è rappresentativo dell'attuale regime di frequenza delle precipitazioni massime annue con durata 1 ora) con livello di significatività pari al 5%; i pluviometri per cui l'ipotesi nulla è rigettata con livello di significatività indicato sono invece rappresentati con indicatori più grandi e sono colorati sulla base delle classi di Tab. 3.2

PRECIPITAZIONI DI 12 ORE

Dalla Figura 3.10 si osserva la localizzazione delle 31 stazioni per cui le osservazioni attuali non sono descritte dalla Gev del Modello Regionale.

È importante sottolineare come, per le precipitazioni di durata di 12 ore, il numero di stazioni da scartare sia pari 17.7% del numero di sensori totali, poco più del triplo del 5% ammissibile.

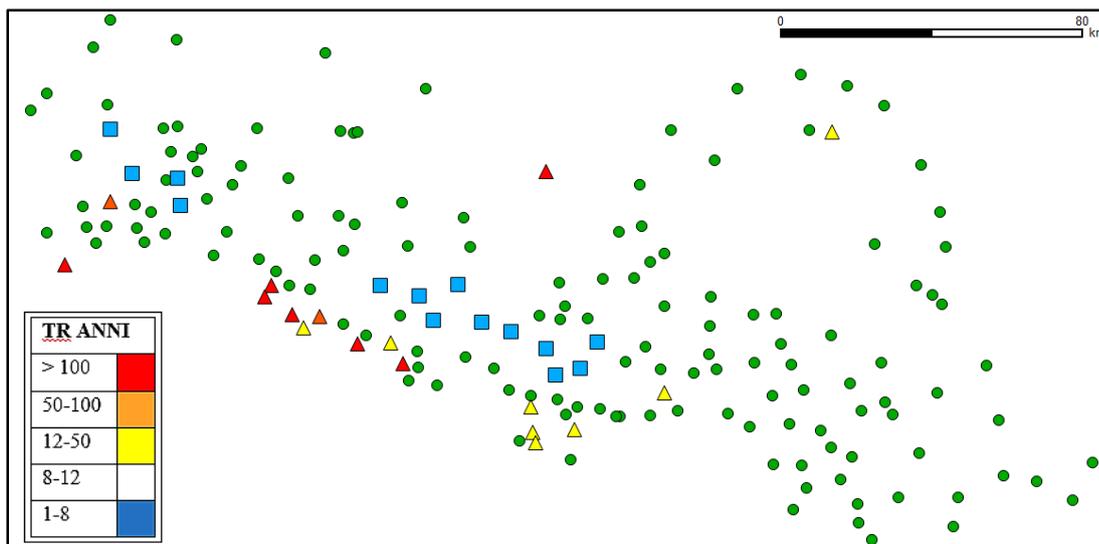


Figura 3.10: risultati test di Kolmogorov-Smirnov (12 ore), in verde i pluviometri per cui non è possibile rigettare l'ipotesi nulla H_0 ("il Modello Regionale -Di Baldassarre et al., 2006- è rappresentativo dell'attuale regime di frequenza delle precipitazioni massime annue con durata 1 ora) con livello di significatività pari al 5%; i pluviometri per cui l'ipotesi nulla è rigettata con livello di significatività indicato sono invece rappresentati con indicatori più grandi e sono colorati sulla base delle classi di Tab. 3.2

PRECIPITAZIONI DI 24 ORE

Dalla Figura 3.11 si osserva la localizzazione delle 19 stazioni per cui le osservazioni attuali non sono descritte dalla Gev del Modello Regionale.

È importante sottolineare come, per le precipitazioni di durata di 24 ore, il numero di stazioni da scartare sia pari 10.9% del numero di sensori totali, valore in riduzione rispetto al trend precedente.

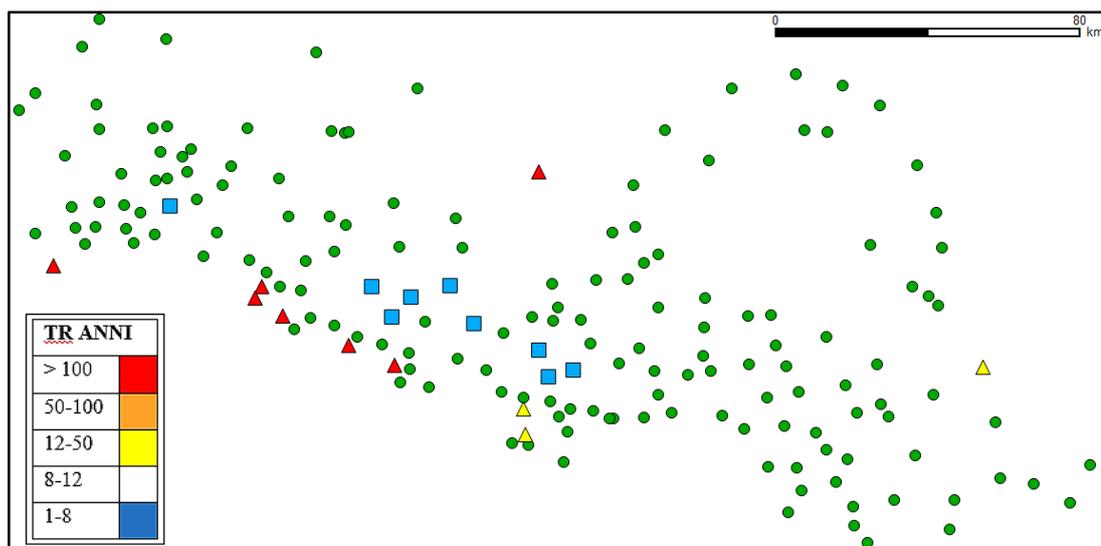


Figura 3.11: risultati test di Kolmogorov-Smirnov (24 ore), in verde i pluviometri per cui non è possibile rigettare l'ipotesi nulla H_0 ("il Modello Regionale -Di Baldassarre et al., 2006- è rappresentativo dell'attuale regime di frequenza delle precipitazioni massime annue con durata 1 ora) con livello di significatività pari al 5%; i pluviometri per cui l'ipotesi nulla è rigettata con livello di significatività indicato sono invece rappresentati con indicatori più grandi e sono colorati sulla base delle classi di Tab. 3.2

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Dai risultati del test di Kolmogorov-Smirnov, si può ipotizzare come sembrerebbe che vi sia in atto un cambiamento dei regimi di frequenza delle precipitazioni di durata superiore a quella oraria; infatti, la distribuzione di frequenza ottenuta dalla GEV del Modello Regionale e validata sul periodo compreso tra 1935 – 1989, non sembrerebbe più essere adatta a descrivere la distribuzione di frequenza della serie recente di dati. Per le precipitazioni orarie, invece, il Modello Regionale sembrerebbe ancora valido. Per quel che concerne la direzione di tale cambiamento, si può osservare dalle figure dei paragrafi precedenti come le stazioni, per le quali la GEV non è più rappresentativa, siano collocate prevalentemente nella fascia appenninica; sulla base dello studio precedente, si può appurare che quelle di crinale sembrano presentare un aumento della frequenza di accadimento, mentre quelle pedemontane e collinari una riduzione della stessa. È importante sottolineare che queste due fasce erano già state identificate precedentemente come zone a variazione omogenea di frequenza, mentre la terza fascia, quella costiera, dai risultati del test non sembra aver subito una variazione dei regimi di frequenza come evidenziava invece lo studio precedente.

4. CONFRONTO TRA DATI PLUVIOMETRICI E DATI RADAR

4.1. INTRODUZIONE

Il quarto capitolo è suddiviso in due parti: nella prima si presentano la raccolta dati e i casi di studio, alla base delle analisi anche per il capitolo successivo; nella seconda si effettua un confronto tra i dati registrati dai pluviometri e quelli ottenuti dalle mappe di precipitazione oraria per gli stessi eventi, fornite dall'ARPA SIMC (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale – Servizio Idro-Meteo-Clima) dell'Emilia-Romagna.

I casi di studio analizzati sono stati quattro: 4 giugno 2011, Province di Modena e Bologna; 5 giugno 2011, Province di Modena e Bologna; 24 giugno 2013, Rimini; 14 agosto 2013, Provincia di Ferrara. Essi sono stati selezionati tra gli 83 eventi registrati in Emilia Romagna negli ultimi cinque anni, per i quali le informazioni idrologiche sono state raccolte ed inserite in un sistema di archiviazione elaborato durante il Tirocinio Curriculare, svolto presso l'Agenzia Regionale di Protezione Civile.

Le analisi sono volte alla valutazione dell'accuratezza dell'intensità di precipitazione stimabile a partire dalle misure in atmosfera effettuate dal radar meteorologico, rispetto alle corrispondenti misure dirette rilevate dai sensori pluviometrici a terra. Lo scopo è quello di ricercare un legame tra esse, al fine di poter gestire e prevedere le differenze, che per natura stessa degli strumenti e dei metodi di acquisizione, sono riscontrabili tra le corrispondenti misure di precipitazione.

Prima di proseguire è bene tenere a mente che i dati forniti dall'ARPA SIMC sono mappe radar di cumulata di precipitazione oraria, ottenute dall'aggregazione delle informazioni acquisite ogni 15 minuti. Tali mappe, inoltre, sono il prodotto di calcoli effettuati sui valori della reale grandezza che misura il radar che è la riflettività. Se ne deduce che le incertezze in gioco sono elevate, nonostante ciò si sono ottenuti dei risultati simili per tre dei quattro casi di studio.

4.2. RACCOLTA DATI E CASI DI STUDIO

4.2.1. RACCOLTA DATI

Per condurre queste analisi è stato necessario individuare alcuni eventi temporaleschi verificatisi in Emilia-Romagna tra il 2009 e il 2013, per i quali si sono raccolte le registrazioni pluviometriche dei sensori interessati dal fenomeno e si sono acquisiti i valori di precipitazione oraria calcolati sulla base delle misure dei radar meteorologici dell'Emilia-Romagna.

I dati pluviometrici, per i sensori appartenenti alla rete RIRER, si sono ottenuti dalla consultazione di due programmi: Dexter e GIANO. Dexter è un programma attivato, in via sperimentale, il 18 aprile 2006 da Arpa SIMC e accessibile dal sito web istituzionale; esso permette a qualsiasi utente, previa registrazione, la visualizzazione e il download dei dati delle stazioni di misura elettroniche e automatiche, anche non in tempo reale, grazie a un sistema di archiviazione delle informazioni e all'incorporazione delle registrazioni storiche dell'ex Servizio idrografico e mareografico nazionale (Simn).

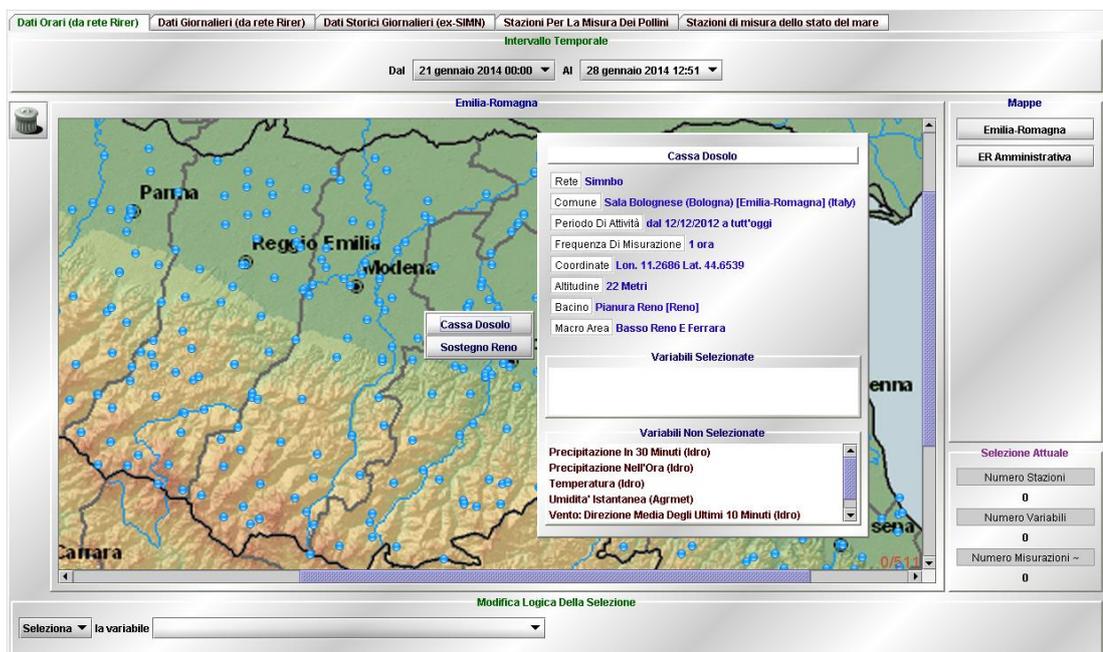


Figura 4.1: Schermata del sistema webgis Dexter per la visualizzazione e l'estrazione di serie di dati idropluviometrici raccolti dalla rete RIRER

I dati a disposizione riguardano le variabili meteo-climatiche (temperature, precipitazioni, pressione, ecc.) i livelli idrometrici dei corsi d'acqua e le concentrazioni polliniche. L'interfaccia di Dexter è costituito da una carta interattiva e semplificata dell'Emilia Romagna, su cui sono posizionate le diverse stazioni di misura, identificate da un pallino azzurro e selezionabili sia mediante dei criteri logici sia a video.

Il limite del sistema Dexter è quello di non disporre delle informazioni di tutte le stazioni di misura della rete RIRER per gli utenti base, perciò si sono integrati i dati mancanti con quelli ottenibili dalla consultazione di Giano.

Giano è un programma, installato su uno specifico computer della Sala Operativa di Protezione Civile, che permette di accedere esclusivamente a video a tutte le stazioni di misura della rete Rirer, sia in tempo reale, sia per un intervallo temporale predefinito. L'interfaccia grafica è più elaborata di quella di Dexter, infatti è costituita da una carta fisica dell'Emilia-Romagna, che se ingrandita permette la visualizzazione del tessuto cittadino e stradale della regione. Ogni stazione di misura, se è attiva, è contrassegnata da un pallino verde, mentre se è inattiva da un pallino grigio; in caso di pioggia, le stazioni interessate mostrano l'indicatore di diversi colori sulla base delle cumulate registrate: l'azzurro corrisponde al primo livello di attenzione, il blu al secondo e il giallo al terzo. Per ottenere i dati di precipitazione è stato necessario fissare una data successiva al termine dell'evento stesso, a partire dalla quale il programma elabora a ritroso, per un massimo di un mese, tutti i dati di pioggia registrati. Qualora il programma non stia lavorando in tempo reale, appare una barra rossa, nella porzione inferiore dello schermo, come monito per gli utenti. Una volta impostata la data e selezionato il pluviometro di interesse, si aprono due finestre, una con tutte le informazioni sulla stazione e una con il grafico dell'andamento delle cumulate di precipitazione nel tempo. E' possibile convertire il grafico in un istogramma a passo temporale orario dal quale si possono leggere le cumulate orarie di precipitazione.

Successivamente, per tali eventi, sono state fornite dall'ARPA SIMC le mappe di precipitazione ottenute dalle scansioni dei radar meteorologici; come già introdotto, il radar permette di misurare il valore della riflettività Z legata alla presenza di idrometeorie nell'atmosfera.

A questo valore viene associata un'intensità di precipitazione a terra R mediante una relazione esponenziale del tipo:

$$Z=aR^b$$

Non esistono relazioni univoche Z-R e anzi sarebbe meglio adottarne una differente in funzione della tipologia di evento, ma quella comunemente più utilizzata è quella di Marshall e Palmer(1948):

$$Z=200 R^{1,6}$$

Il prodotto che l'ARPA SIMC ha fornito per questo studio consiste in una serie di file, in un formato elaborabile in ambiente GIS, che contengono le informazioni aggregate a passo orario della cumulata di precipitazione al suolo. (Fig. 4.2)

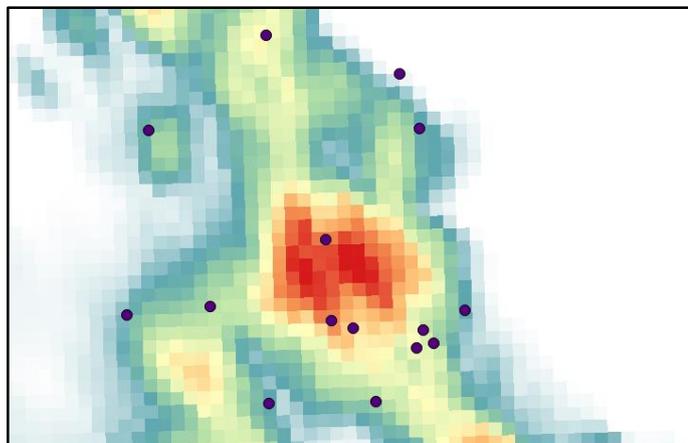


Figura 4.2: cumulata di precipitazione oraria calcolata dai dati radar

4.2.2. CASI DI STUDIO

Gli eventi che sono stati presi come casi di studio sono stati quattro fenomeni temporaleschi che hanno interessato l'Emilia-Romagna, negli ultimi cinque anni e in particolare sono:

- 04 giugno 2011, temporali nelle Province di Bologna e Modena
- 05 giugno 2011, temporali nelle Province di Bologna e Modena
- 24 giugno 2013, temporale di Rimini (RN)
- 14 agosto 2013, temporale a Copparo (FE)

Nei paragrafi seguenti si riportano le descrizioni dell'evoluzione degli eventi, che è ARPA SIM redige nei Report d'Evento, inoltre si inseriscono le immagini delle mappe radar di massima precipitazione oraria, su cui sono evidenziati i pluviometri dell'Emilia Romagna e i sensori interessati dal fenomeno temporalesco.

EVENTI DEL 4 E 5 GIUGNO 2011

L'evento ha portato intensi temporali sulla nostra Regione, con anche fenomeni di tipo grandinigeno. Le prime precipitazioni si verificano a partire dagli Appennini nella tarda mattinata del giorno 4, mentre temporali localizzati interessano la pianura del Reggiano e del Modenese. Successivamente i temporali si estendono alla pianura centro-orientale e le celle più intense interessano, dalle 14 UTC (ore 16 locali), le province di Modena e Bologna e la parte settentrionale del Piacentino. Dopo le 16:30 UTC i temporali più intensi si sviluppano sulle province di Modena e Bologna, mentre un nuovo impulso di precipitazione investe l'Appennino romagnolo da sud. Nelle prime ore del giorno 5 giugno dei temporali di media intensità interessano la parte occidentale della Regione e dalle 11 UTC circa le celle temporalesche di maggiore intensità si verificano sul Modenese e sul Parmense e Piacentino. Dalle 14 UTC un esteso impulso proveniente da sud sopraggiunge in Regione, portando precipitazioni diffuse anche a carattere temporalesco lungo il confine fra le province di Reggio e Modena. Dopo di che le precipitazioni diventano diffuse e diminuiscono progressivamente di intensità, persistendo prevalentemente sulla parte centrale della Regione fino alla serata. [Report d'evento – ARPA SIM]

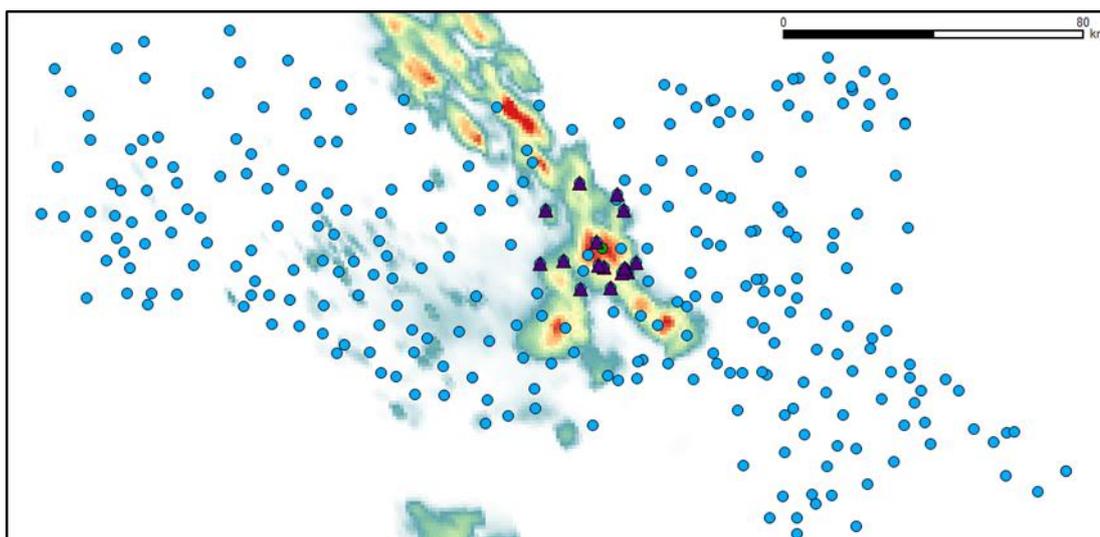


Figura 4.3: mappa di precipitazione oraria da radar (4 giugno 2011 – 17.00 UTC) scala 1:950000, in azzurro i pluviometri dell’EmiliaRomagna, in viola i sensori analizzati per l’evento.

Le precipitazioni registrate nel corso dell’evento sono state particolarmente intense sulla Regione centro-occidentale a quote collinari, soprattutto nel Bolognese; tali precipitazioni hanno determinato piccoli smottamenti in più province dell’Appennino. Nella pianura del Modenese e del Reggiano si sono registrati casi di allagamenti e disagi alla circolazione; nella giornata del 5 giugno, nella provincia di Reggio Emilia, i maggiori problemi si sono verificati nella zona di Rubiera e Correggio, dove si sono osservate anche forti raffiche di vento. Nel Modenese è stata Carpi a subire i maggiori danni per le copiose precipitazioni che si sono verificate sempre nel pomeriggio del giorno 5, con numerosi allagamenti e richieste di intervento dei vigili del fuoco; a Sassuolo, inoltre, si è registrato un allagamento di un sottopasso.

Di tale evento si sono considerati due temporali che hanno interessato le Province di Bologna e Modena: il primo temporale si è verificato verso le ore 16.00 UTC del 4 giugno 2011 e ha colpito la zona di pianura compresa tra le due Province (Fig. 4.3); di seguito si riportano le stazioni interessate: Anzola (Comune di Anzola, Provincia di Bologna), Bazzano (Comune di Bazzano, Provincia di Bologna), Bologna San Luca (Comune di Bologna, Provincia di Bologna), Bologna Urbana (Comune di Bologna, Provincia di Bologna), Casalecchio Canale (Comune di Casalecchio di Reno,

Provincia di Bologna), Casalecchio Canonica (Comune di Casalecchio di Reno, Provincia di Bologna), Castelfranco Emilia (Comune di Castelfranco Emilia, Provincia di Modena), Lavino Di Sopra (Comune di Zola Predosa, Provincia di Bologna), Monte San Pietro (Comune di Monte San Pietro, Provincia di Bologna), Padulle Sala Bolognese (Comune di Sala Bolognese, Provincia di Bologna), Sant'Agata Bolognese (Comune di Sant'Agata Bolognese, Provincia di Bologna), Sasso Marconi (Comune di Sasso Marconi, Provincia di Bologna), Sostegno Reno (Comune di Sala Bolognese, Provincia di Bologna), Vignola (Comune di Vignola, Provincia di Modena), Zola Predosa (Comune di Zola Predosa, Provincia di Bologna).

Il secondo evento si è verificato il 5 giugno 2011, attorno alle 15.00 UTC e ha interessato le zone collinari e pedemontane delle stesse Province (Fig. 4.4).

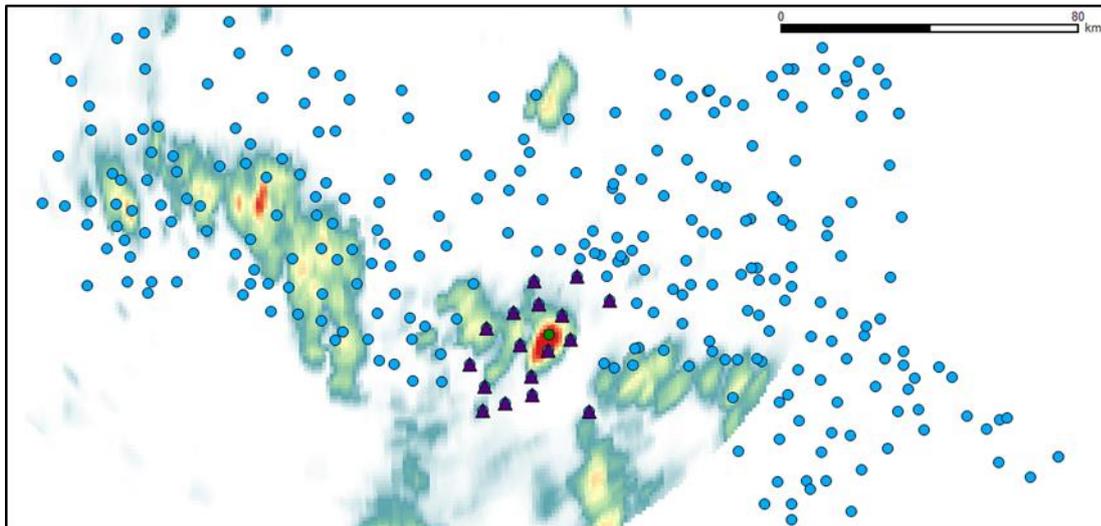


Figura 4.4: mappa di precipitazione oraria da radar (5 giugno 2011 – 15.00 UTC) scala 1:950000 , in azzurro i pluviometri dell'EmiliaRomagna, in viola i sensori analizzati per l'evento

Di seguito si riportano le stazioni analizzate per questo evento: Ca' Bortolani (Comune di Savigno, Provincia di Bologna), Cottede (Comune di Castiglione dei Pepoli, Provincia di Bologna), Guiglia (Comune di Guiglia, Provincia di Modena), Lago Pratignano (Comune di Fanano, Provincia di Bologna), Lago Scaffaiolo (Comune di Fanano, Provincia di Bologna), Monte San Pietro (Comune di Monte San Pietro, Provincia di Bologna), Monteacuto delle Alpi (Comune di Lizzano in Belvedere,

Provincia di Bologna), Montempraro (Comune di Zocca, Provincia di Modena), Montese (Comune di Montese, Provincia di Modena), Pavullo (Comune di Pavullo nel Frignano, Provincia di Modena), Ponte Samone (Comune di Pavullo nel Frignano, Provincia di Modena), Porretta Terme (Comune di Porretta Terme, Provincia di Bologna), Riola di Labante (Comune di Castel D'aiano, Provincia di Bologna), Sasso Marconi (Comune di Sasso Marconi, Provincia di Bologna), Sestola (Comune di Sestola, Provincia di Modena), Silla corpo frana (Comune di Gaggio Montano, Provincia di Bologna), Vergato (Comune di Vergato, Provincia di Bologna).

EVENTO DEL 24 GIUGNO 2013

Nuclei di precipitazione compaiono in Regione a partire dalle prime ore della giornata nelle province occidentali. Fenomeni più intensi si osservano in mattinata (10 UTC circa) nel ferrarese, mentre nelle ore centrali della giornata la precipitazione più intensa si osserva sui rilievi e in Romagna. A partire dalle 14.00 UTC si sviluppano diversi nuclei temporaleschi nel riminese, che daranno luogo a precipitazioni molto intense. Tra le 14:45 e le 15:30 UTC (16.45 – 17.30 ora locale) il radar mostra la riflettività massima localizzata nel territorio della città di Rimini. I fenomeni si estinguono alle 18:00 UTC circa. L'intensità eccezionale delle piogge ha avuto conseguenze rilevanti sul tessuto urbano di Rimini: si sono registrati allagamenti diffusi negli scantinati e al pianterreno, s'è reso necessario la chiusura del tratto autostradale del A14 tra Rimini Nord e Riccione. Interventi per il ripristino delle normali condizioni da parte degli enti preposti (Vigili del fuoco, Protezione Civile e altri) sono proseguiti nel corso della notte e del giorno seguente. [Report di Evento – Arpa SIMC].

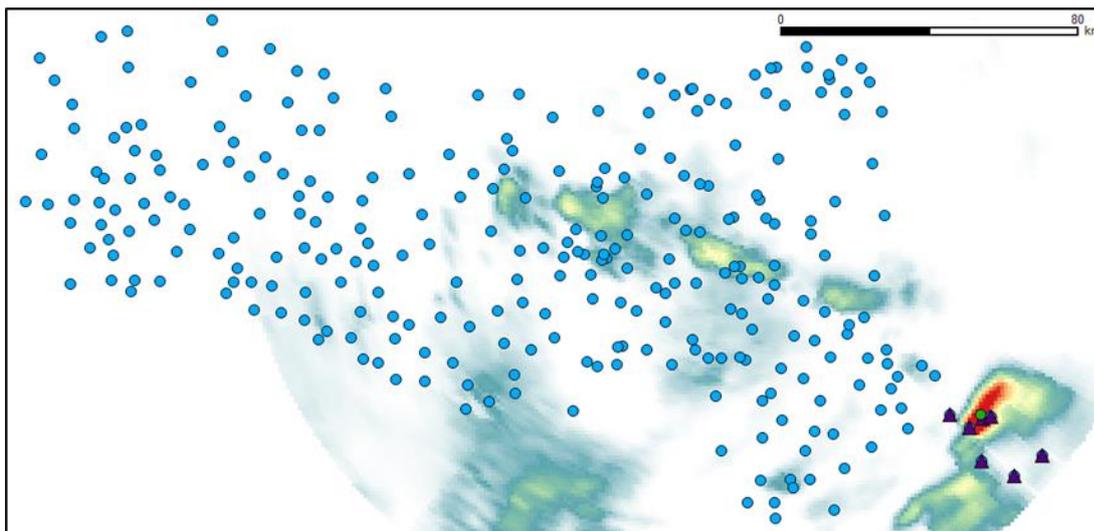


Figura 4.5: mappa di precipitazione oraria da radar (24 giugno 2013 – 15.00 UTC) scala 1:950000 in azzurro i pluviometri dell'EmiliaRomagna, in viola i sensori analizzati per l'evento

Le stazioni pluviometriche analizzate sono: Rimini Urbana (Comune di Rimini, Provincia di Rimini), Rimini AUSA (Comune di Rimini, Provincia di Rimini), Vergiano (Comune di Rimini, Provincia di Rimini), Cattolica (Comune di Cattolica, Provincia di Rimini), Morciano (Comune di Morciano, Provincia di Rimini), Santarcangelo di Romagna (Comune di Santarcangelo di Romagna, Provincia di Rimini), Mulazzano (Comune di Coriano, Provincia di Rimini).

EVENTO DEL 14 AGOSTO 2013

Il giorno 14 agosto 2013 la regione Emilia-Romagna è stata interessata da precipitazioni di tipo convettivo a partire dal mattino (06 UTC circa). Le precipitazioni si sono verificate prevalentemente nella pianura a ridosso del Po, dove sono state segnalate forti grandinate e, nel basso Veneto, raffiche di vento intense. Il sistema temporalesco si è poi portato più a sud ed ha interessato la provincia ferrarese, dove si sono registrate le precipitazioni più rilevanti. A partire dalle 08 UTC il nucleo più intenso di precipitazione si è portato sulla costa in corrispondenza del Delta del Po e perciò si è assistito alla formazione di un vortice alla mesoscala posizionato all'altezza della Laguna Veneta. Questa configurazione ha generato una linea temporalesca a

forma di arco che si è spostato sul Mare Adriatico fino a lambire la costa romagnola. In tale situazione il sistema temporalesco ha prodotto sulla costa solo forti venti di ricaduta (downdraft), segnalati nel riminese. I fenomeni temporaleschi sulla nostra Regione si sono esauriti nel pomeriggio. [Report di Evento_ Arpa SIMC]

Si è preso in considerazione l'evento temporalesco che ha interessato la Provincia di Ferrara, in particolare i Comuni di Copparo, Codigoro, Ferrara e Voghiera, dalle ore 7.00 alle ore 14.00 (UTC +1), del 14 agosto 2013 (Fig. 4.6). Le stazioni pluviometriche che hanno registrato le maggiori cumulate di precipitazione oraria analizzate sono state: Avanzarola (Comune di Copparo, Provincia di Ferrara), Cipriano (Comune di Copparo, Provincia di Ferrara), Copparo (Comune di Copparo, Provincia di Ferrara), Coccanile (Comune di Copparo, Provincia di Ferrara), Seminato (Comune di Codigoro, Provincia di Ferrara), Malborghetto di Boara (Comune di Ferrara, Provincia di Ferrara), Pontelaoscuero (Comune di Ferrara, Provincia di Ferrara), Sellarono Voghiera (Comune di Voghiera, Provincia di Ferrara).

Ai fini dello studio si sono considerate anche altre stazioni pluviometriche, per un totale di 28 stazioni: Ariano, Baura, Berra, Campello, Camse, Chiavica Ruffa, Ferrara Urbana, Giralda, Guagnino, Malalbergo, Monticelli, Nicolino, Ostellato, Pioppo, Ponte Chiavica, Ponte Prati, Ponte Vicini, Pontisette, Vallona Nuova e Volano.

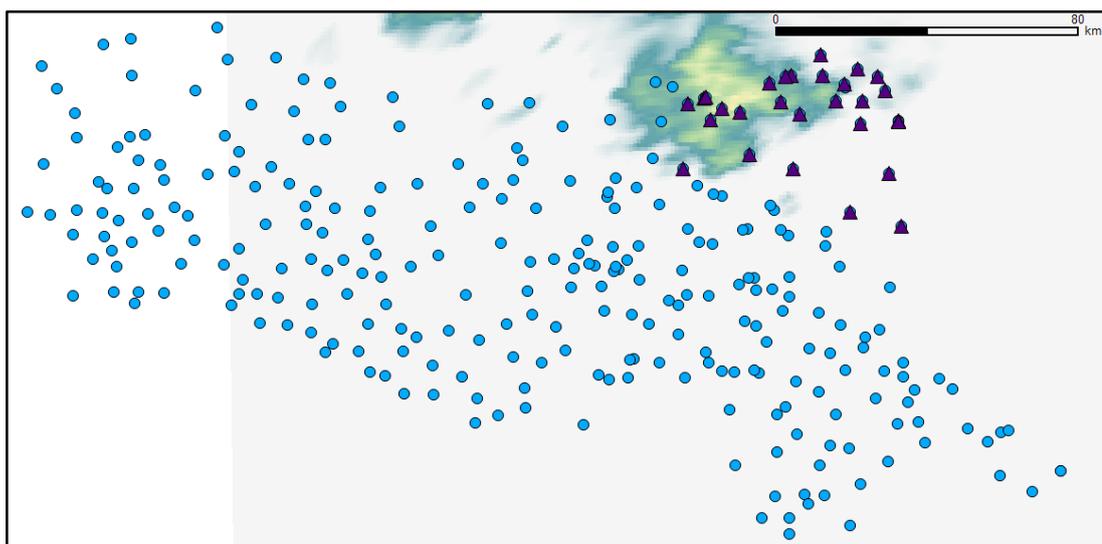


Figura 4.6: mappa di precipitazione oraria da radar (14 agosto 2013– 15.00 UTC) scala 1:950000; in azzurro i pluviometri dell'Emilia-Romagna, in viola i sensori analizzati per l'evento

4.3. DATI RADAR E DATI PLUVIOMETRICI

L'altezza di precipitazione è una grandezza che, sin dall'antichità, viene misurata attraverso degli strumenti a terra, evolutisi negli attuali pluviometri e pluviometrografi, ma a partire dal secondo dopoguerra si è iniziato ad affermare, per le applicazioni idro-meteorologiche, il radar meteorologico, fino a quel momento utilizzato prevalentemente in campo bellico. Attualmente, per mezzo di complessi algoritmi, è possibile calcolare le cumulate di precipitazione, partendo dalle misure di riflettività che effettua il radar durante le investigazioni delle idrometeorie in atmosfera. Per semplicità, da adesso in avanti, si parlerà di dati radar, con la consapevolezza che l'altezza di pioggia a passo orario, utilizzata in questi studi, è in realtà un valore calcolato per mezzo di algoritmi complessi e non è direttamente misurato dallo strumento

In questo lavoro di Tesi, grazie alla disponibilità dei tecnici dell'ARPA SIM della Regione Emilia-Romagna, è stato possibile ottenere, per i quattro casi di studio, descritti nei paragrafi precedenti, i valori delle altezze di precipitazione, registrate a terra dai pluviometri e calcolate in funzione delle misure dei radar in atmosfera. La compresenza di queste due informazioni ha permesso un primo confronto, da cui è emerso come ci sia una differenza tra valori di precipitazione ottenuti misurati dai pluviometri e quelli stimati indirettamente dalle misure radar, perciò si è deciso di approfondire questo aspetto al fine di ricercare un legame tra queste due serie di dati, che permetta di prevedere e gestire queste differenze, dovute alla differente natura dei dati e degli ambienti di acquisizione degli stessi.

Per ognuno dei quattro casi di studio si sono avute a disposizione tre serie di osservazioni:

- Le registrazioni del pluviometro di altezza di precipitazione in un'ora;
- Le altezze di precipitazione calcolate, a passo orario, a partire dai valori di riflettività misurati dal radar, in corrispondenza della stazione pluviometrica;
- Le differenze tra queste due prime serie di dati, valutate sottraendo il valore ottenuto dal radar a quello registrato dal pluviometro.

Il primo passo è consistito nelle analisi delle statistiche di tutte e tre le serie di dati, per ogni caso di studio, dalle quali è emerso come ci sia una tendenza generale del radar a

sovrastimare l'altezza di precipitazione registrata dal pluviometro. Successivamente si è effettuato un'analisi sui dati aggregati, per ricercare a quale altezza registrata dal pluviometro, si inizi ad osservare un'apprezzabile sovrastima del radar. Anticipando i risultati, riportati nei paragrafi seguenti, si può affermare che quando il pluviometro riporta un valore maggiore di 20 mm, allora le misure del radar sono sovrastimate rispetto a quelle del pluviometro.

Nei paragrafi seguenti si riportano sia i risultati sul totale delle osservazioni, sia quelli evento per evento.

4.3.1. CONFRONTO FRA I CAMPIONAMENTI

Il primo passo per confrontare i dati pluviometrici con quelli radar è stato quello creare tre tabelle, per ognuno dei 4 casi di studio:

- P(h) – “Tabella Pluvio”: contiene le altezze di precipitazione misurate dai pluviometri
- R(h) – “Tabella Radar”: contiene le altezze di precipitazione misurate dai radar
- D(h) – “Tabella delle Differenze”: contiene le differenze tra le altezze di precipitazione

Analizzando queste tabelle si sono ottenute le proprietà statistiche delle serie delle misure di precipitazione e i valori di tre indici di prestazione: il BIAS, R^2 e l'NSE.

Siano: x_i = misure dei pluviometri, y_i = misure del radar, \bar{x} = media delle osservazioni pluviometriche, \bar{y} = media delle osservazioni radar, N= ampiezza del campione.

Il BIAS è un indicatore della distorsione presente tra le serie di dati.

$$BIAS = \sum_i^n (x_i - y_i)$$

Equazione 4-1: BIAS

Se il $\text{BIAS} > 0$ sovrastima dei pluviometri rispetto al radar

Se il $\text{BIAS} = 0$ nessuna sovrastima

Se il $\text{BIAS} < 0$ sovrastima del radar rispetto ai pluviometri.

L' R^2 misura il grado di correlazione lineare tra due serie; siano

$$R^2 = \frac{[\sum_1^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]^2}{\sum_1^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_1^N (y_i - \bar{y})^2} \quad [0,1]$$

Equazione 4-2: R^2

Se $R^2 = 0$ allora nessuna correlazione tra le due serie

Se $R^2 = 1$ perfetta correlazione lineare

Bisogna prestare attenzione, poiché l' R^2 non vede le distorsioni dovute a errori sistematici.

L'NSE (Efficienza di Nash e Sutcliffe) invece riesce a considerare anche le distorsioni dovute ad errori sistematici.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_1^N (x_i - y_i)^2}{\sum_1^N (x_i - \bar{x})^2} \quad]-\infty; 1]$$

Equazione 4-3: NSE

Se $\text{NSE} = 1$ allora coincidenza perfetta tra le due serie

Se $\text{NSE} = 0$ si sta simulando la media delle osservazioni pluviometriche

Se $\text{NSE} < 0$ non c'è una buona correlazione tra le due serie.

Inoltre si sono prodotti cinque grafici per ogni evento:

- il primo esprime la frequenza percentuale delle sovrastime tra radar e pluviometri;
- il secondo permette di visualizzare il grado di correlazione esistente tra le misure effettuate dai due diversi strumenti in scala naturale;

- il terzo permette di visualizzare il grado di correlazione esistente tra le misure effettuate dai due diversi strumenti in scala naturale;
- il quarto è l'istogramma delle differenze tra le altezze di pioggia registrate dal radar e dai pluviometri;
- Il quinto grafico è un boxplot delle differenze di altezze di precipitazione. Il box plot o diagramma a scatola e baffi, è un grafico ottenuto a partire da 5 numeri di sintesi [minimo, 1° quartile (Q1), mediana, 3° quartile (Q3), massimo], che descrive le caratteristiche salienti della distribuzione. La scatola del box plot ha come estremi inferiore e superiore rispettivamente Q1 e Q3. La mediana divide la scatola in due parti e i baffi si ottengono congiungendo Q1 al minimo e Q3 al massimo. Confrontando tra loro le lunghezze dei due baffi e le altezze dei due rettangoli che costituiscono la scatola (che rappresentano le distanze tra Q1 e mediana e tra mediana e Q3) si ottengono informazioni sulla simmetria della distribuzione: questa è tanto più simmetrica quanto le lunghezze dei baffi risultano simili tra loro e le altezze dei due rettangoli risultano simili tra loro.

EVENTO DEL 4 GIUGNO 2011

In questo paragrafo, si riportano di seguito i risultati delle analisi condotte per l'evento del 4 giugno 2011.

Tabella 4.1: proprietà delle serie radar e pluvio

PROPRIETÀ' DELLE SERIE DI ALTEZZE DI PRECIPITAZIONE RADAR E PLUVIOMETRICHE		
Numero stazioni	15	
Ore d'evento	4	
Totale dati	60	
BIAS	-508.62	
R²	0.55	
NSE	-13.98	
	PLUVIOMETRI	RADAR
MEDIA (mm/h)	2.927	11.400
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	4.65	19.01
MINIMO e MASSIMO (mm/h)	0 – 18.2	0 – 82.6

Nella Tabella 4.1 sono riassunti gli estremi dell'evento, i valori degli indici di prestazione (BIAS, R^2 e NSE) e le proprietà statistiche delle serie di misure pluviometriche e radar.

Si nota come vi sia un ordine di grandezza di differenza tra il valore della media delle misure di altezze di precipitazione ottenute dal radar e dai pluviometri, tale differenza è riscontrabile anche tra i massimi valori delle serie, anche se con un ordine di grandezza inferiore, mentre i minimi coincidono. Inoltre tutti e tre gli indici di prestazione non forniscono buoni risultati e dal valore del BIAS si deduce come le misure del radar sovrastimino quelle dei pluviometri; questo accade per il 90% dei casi, come è illustrato nel Grafico 4.1.

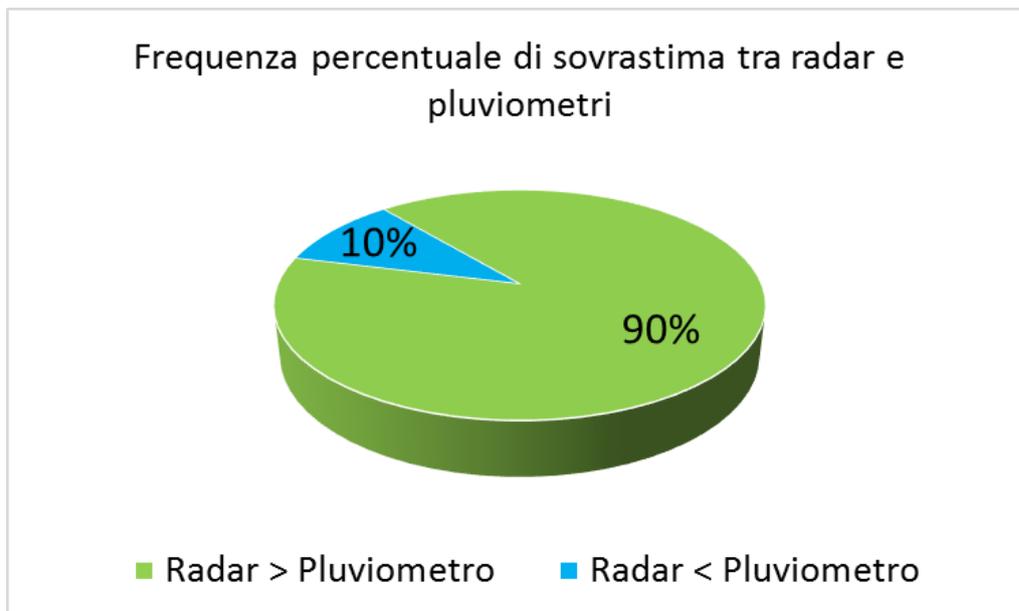


Grafico 4.1: Frequenza percentuale di sovrastima tra radar e pluviometro (4 giugno 2011)

Nei grafici seguenti, si sono confrontate le due serie di dati, prima in scala naturale e poi in scala bilogarithmica (Graf. 4.2), per osservare l'andamento per bassi valori di precipitazione. In rosso è evidenziata la bisettrice, lungo la quale si disporrebbero i valori se fossero perfettamente corrispondenti. In realtà si può osservare, in entrambi i grafici, la sovrastima del radar rispetto ai pluviometri, nonostante per bassi valori di

precipitazione le misure si dispongano più vicine alla linea di perfetto adattamento, che per valori superiori.

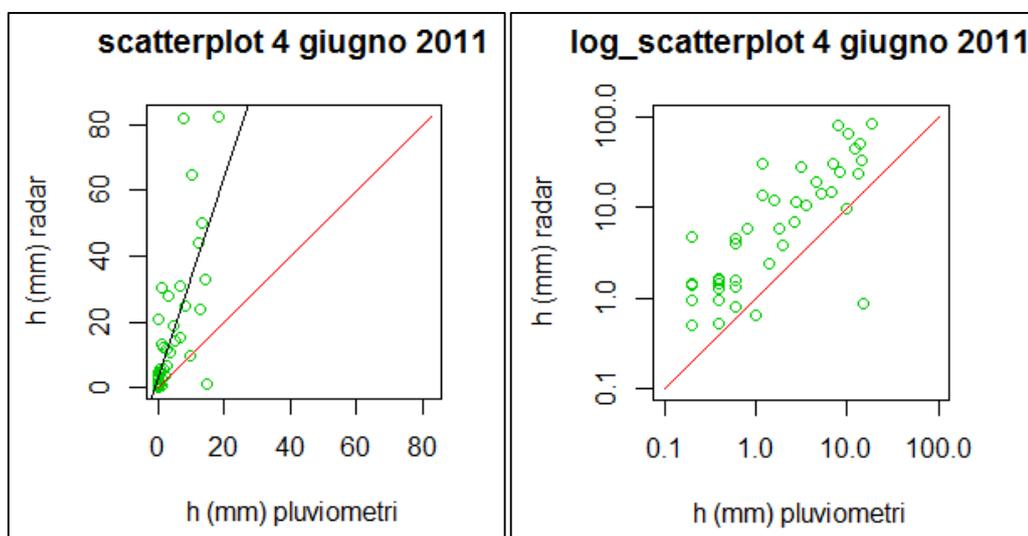


Grafico 4.2: Scatterplot tra misure radar e pluviometriche (4 giugno 2011) cerchi verdi, la linea nera rappresenta la linea di tendenza lineare, mentre la linea di perfetto adattamento è riportata in rosso (scala naturale a sx; scala logaritmica a dx)

Successivamente si sono analizzate le proprietà statistiche dei residui, riassunte in Tabella 4.2 e rappresentate nell'istogramma di frequenza (Graf.4.3) e nel Box Plot (Graf 4.4). Nelle tabelle 4.3 e 4.4 sono riportate, rispettivamente, le statistiche dei due grafici.

Tabella 4.2: proprietà statistiche delle differenze tra misure pluviometriche e radar.

PROPRIETA'	VALORI
MEDIA (mm)	-8.47
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	15.84
MINIMO (mm)	-73.76
MASSIMO (mm)	13.93

Dalla tabella precedente, si può notare come la media degli errori sia negativa e valga -8,47 mm, mentre la deviazione standard abbia un valore molto ridotto.

Dall'istogramma seguente e dalla relativa tabella delle frequenze, si osserva come il 70% degli scarti sia compreso tra -10 mm e 0 mm, mentre circa il 19.9% degli errori è

compreso tra -40 mm e -10 mm. Considerando la natura degli scarti, anche da questa analisi si evidenzia la tendenza del radar a sovrastimare le altezze di pioggia rispetto al pluviometro, in quanto il 95% degli errori risulta essere negativo.

Istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar

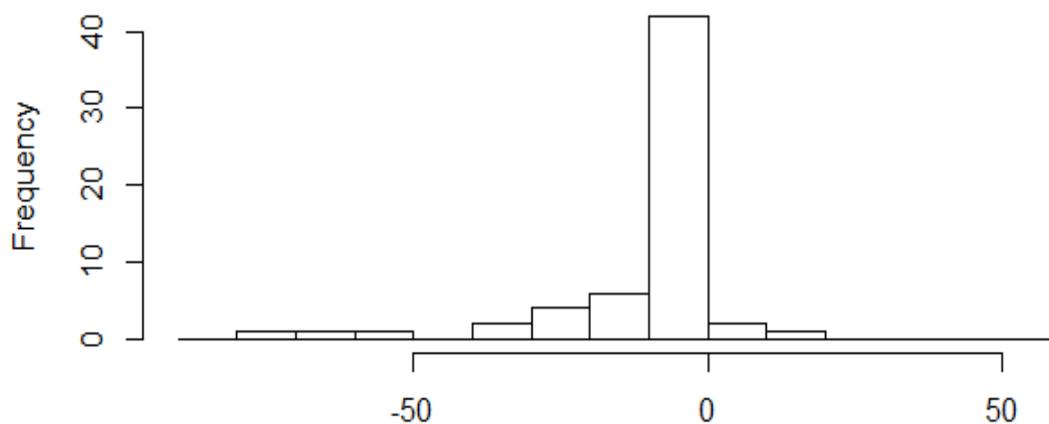


Grafico 4.3: istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar

Tabella 4.3: Frequenze degli errori tra pluviometri e radar (4 giugno 2011)

FREQUENZE DEGLI ERRORI TRA PLUVIOMETRI E RADAR														
Classi														
-90 - -80	-80 - -70	-70 - -60	-60 - -50	-50 - -40	-40 - -30	-30 - -20	-20 - -10	-10 - 0	0 - 10	10 - 20	20 - 30	30 - 40	40 - 50	50 - 60
Frequenza assoluta (n=60)														
0	1	1	1	0	2	4	6	42	2	1	0	0	0	0
Frequenza percentuale														
0%	1.7%	1.7%	1.7%	0%	3.3%	6.6%	10%	70%	3.3%	1.7%	0%	0%	0%	0%

I risultati, visibili dal Box Plot (Grafico 4.4 – Tabella 4.4), confermano le osservazioni effettuate per l'istogramma e, inoltre, forniscono anche informazioni sull'asimmetria della distribuzione, che presenta una coda più estesa verso i valori negativi. La distanza

tra il 3° quartile (Q3) e il massimo (R) vale 14,19 mm e comprende il 25% delle osservazioni, così come le comprende l'intervallo tra il minimo (L) e il 1° quartile (Q1) che ha, però, un range di 64,1 mm.

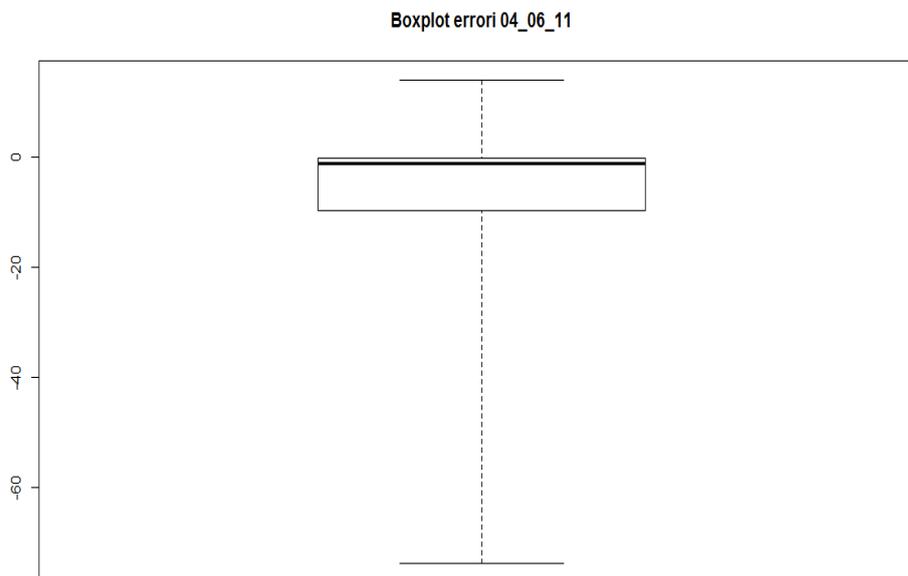


Grafico 4.4: Boxplot degli errori tra pluviometri e radar (4 giugno 2011)

Tabella 4.4: statistiche box plot 4 giugno 2011

BOX PLOT (4 Giugno 2011)	
Numeri di sintesi	Valori
Minimo L	-73.762030
1° Quartile Q1	-9.666875
Mediana M	-1.250420
3° Quartile Q3	-0.258600
Massimo R	13.932030

EVENTO DEL 5 GIUGNO 2011

In questo paragrafo, si riportano di seguito i risultati delle analisi condotte per l'evento del 5 giugno 2011.

Tabella 4.5: proprietà statistiche delle serie radar e pluvio 5 giugno 2011

PROPRIETÀ' STATISTICHE DELLE SERIE DI ALTEZZE DI PRECIPITAZIONE RADAR E PLUVIOMETRICHE		
Numero stazioni	17	
Ore d'evento	7	
Totale dati	119	
BIAS	-475.03	
R²	0.61	
NSE	-3.62	
	PLUVIOMETRI	RADAR
MEDIA (mm/h)	3.807	7.799
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	5.68	15.42
MINIMO e MASSIMO (mm/h)	0 – 42.2	0 – 123.5

Nella Tabella 4.5 sono riassunti gli estremi dell'evento, i valori degli indici di prestazione (BIAS, R² e NSE) e le proprietà statistiche delle serie di misure pluviometriche e radar.

Si nota come i valori delle medie delle due serie di osservazioni abbiano lo stesso ordine di grandezza, invece tra i massimi valori delle serie c'è un ordine di grandezza di differenza, mentre i minimi coincidono. Inoltre tutti e tre gli indici di prestazione non forniscono buoni risultati, anche se c'è un generale miglioramento rispetto all'evento precedente. Dal valore del BIAS si deduce come le misure del radar sovrastimino quelle dei pluviometri; questo accade per il 77% dei casi, come è illustrato nel Grafico 3.6.

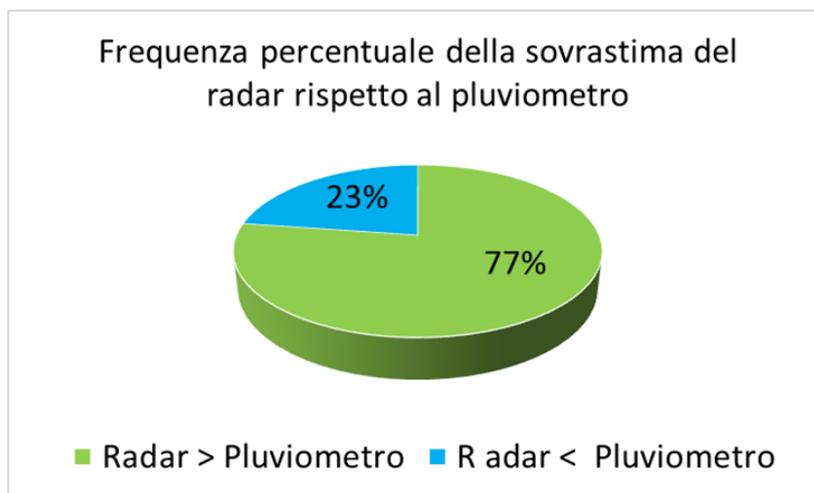


Grafico 4.5: frequenza percentuale della sovrastima radar pluviometro (verde) 5 giugno 2011

Nei grafici seguenti, si sono confrontate le due serie di dati, prima in scala naturale, poi in scala bilogarithmica (Graf. 4.6) per osservare l'andamento per bassi valori di precipitazione. In rosso è evidenziata la bisettrice, lungo la quale si disporrebbero i valori se fossero perfettamente corrispondenti. In realtà si può osservare, in entrambi i grafici, la sovrastima del radar rispetto ai pluviometri, nonostante sia di entità minore rispetto all'evento precedente.

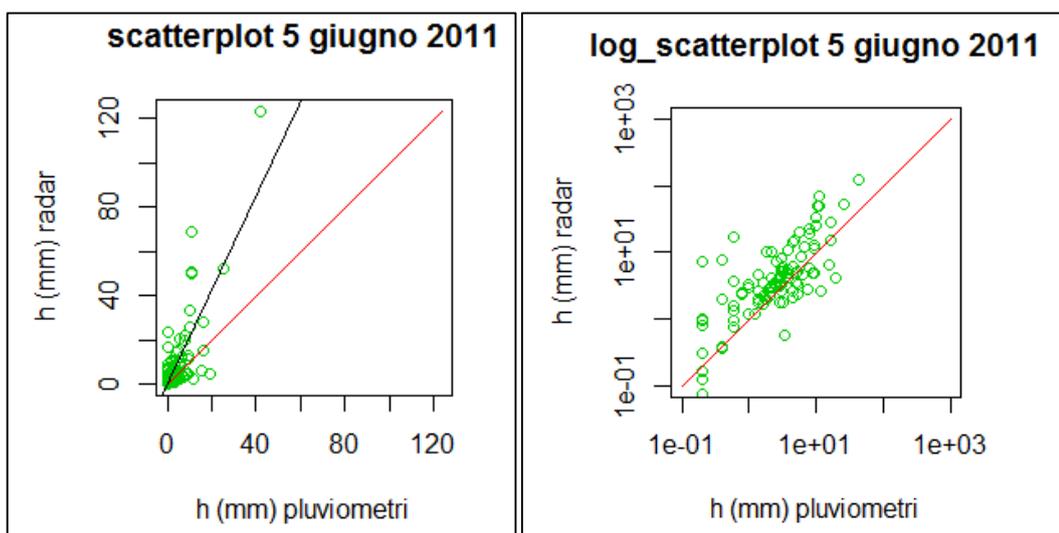


Grafico 4.6: Scatterplot tra misure radar e pluviometriche (5 giugno 2011) cerchi verdi, la linea nera rappresenta la linea di tendenza lineare, mentre la linea di perfetto adattamento è riportata in rosso (scala naturale a sx; scala logaritmica a dx)

Successivamente si sono analizzate le proprietà statistiche dei residui, riassunte in Tabella 4.6 e rappresentate nell'istogramma di frequenza (Graf.4.7) e nel Box Plot (Graf. 4.8). Nelle tabelle 4.7 e 4.8 sono riportate, rispettivamente, le statistiche dei due grafici.

Tabella 4.6: proprietà statistiche delle differenze tra misure pluviometriche e radar.

PROPRIETA'	VALORI
MEDIA (mm/h)	-3.99
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	11.53
MINIMO (mm/h)	-81.32
MASSIMO (mm/h)	14.95

Dalla tabella precedente, si può notare come la media degli errori sia negativa e valga -3.99 mm, mentre la deviazione standard abbia un valore molto ridotto.

Dall'istogramma seguente e dalla relativa tabella delle frequenze, si osserva come il 66% degli scarti sia compreso tra -10 mm e 0 mm, mentre il 21.2 % degli errori è compreso tra 0 mm e 10 mm, a differenza del caso precedente in cui una percentuale confrontabile era associata alla classe di valori tra -40 e -10 mm.

Istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar

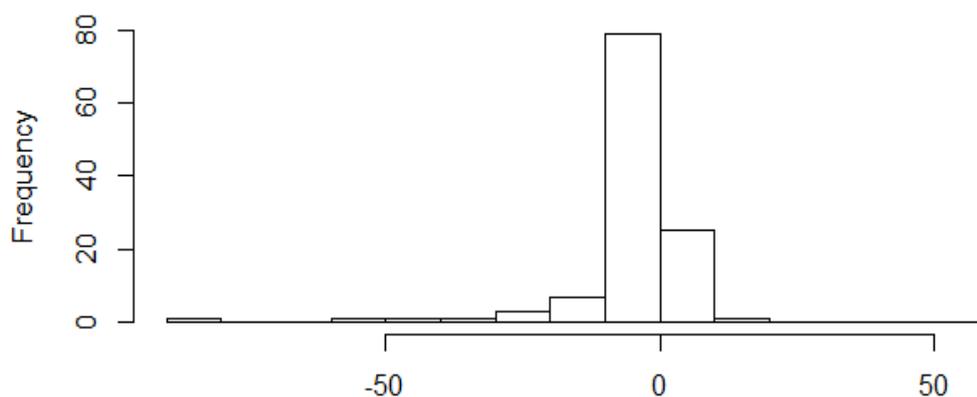


Grafico 4.7: istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar (5 giugno 2011)

Tabella 4.7: Frequenze degli errori tra pluviometri e radar (5 giugno 2011)

FREQUENZE DEGLI ERRORI TRA PLUVIOMETRI E RADAR														
Classi														
-90	-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50
-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50	60
Frequenza assoluta (n=119)														
1	0	0	1	1	1	3	7	79	25	1	0	0	0	0
Frequenza percentuale														
0.8 %	0%	0%	0.8 %	0.8 %	0.8 %	2.5 %	5.9 %	66. 4%	21. 2%	0,8 %	0%	0%	0%	0%

I risultati, visibili dal Box Plot (Grafico 4.8 – Tabella 4.8), confermano le osservazioni effettuate per l'istogramma e, inoltre, forniscono anche informazioni sull'asimmetria della distribuzione, che presenta una coda più estesa verso i valori negativi. Infatti la distanza tra il 3° quartile (Q3) e il massimo (R) vale 14,99 mm e comprende il 25% delle osservazioni, così come le comprende l'intervallo tra il minimo (L) e il 1° quartile (Q1) che ha, però, un range di 78,18 mm.

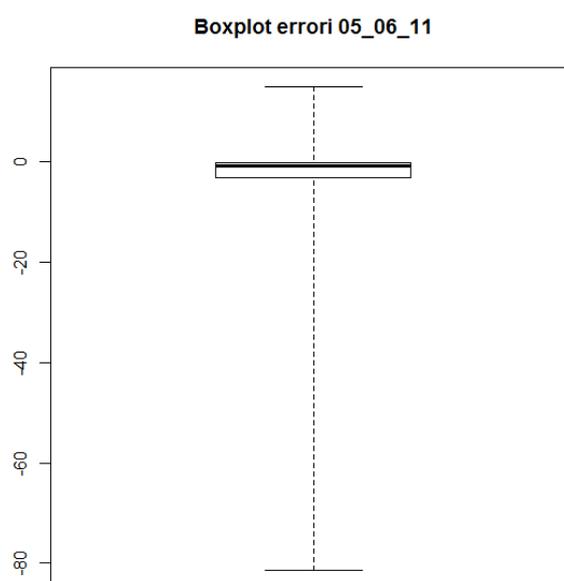


Grafico 4.8: Boxplot degli errori tra pluviometri e radar (5 giugno 2011)

Tabella 4.8: statistiche box plot 5 giugno 2011

BOX PLOT (5 Giugno 2011)	
Numeri di sintesi	Valori
Minimo L	-81.31775
1° Quartile Q1	-3.130290
Mediana M	-0.776610
3° Quartile Q3	-0.049565
Massimo R	14.954920

EVENTO DEL 24 GIUGNO 2013

In questo paragrafo, si riportano di seguito i risultati delle analisi condotte per l'evento del 24 giugno 2013.

Tabella 4.9: proprietà statistiche delle serie radar e pluvio 5 giugno 2011

PROPRIETÀ' STATISTICHE DELLE SERIE DI ALTEZZE DI PRECIPITAZIONE RADAR E PLUVIOMETRICHE		
Numero stazioni	7	
Ore d'evento	5	
Totale dati	35	
BIAS	-325.49	
R²	0.80	
NSE	0.19	
	PLUVIOMETRI	RADAR
MEDIA (mm/h)	12.02	21.4
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	22.38	34.79
MINIMO (mm/h) e MASSIMO (mm/h)	0 – 108	0 – 140.3

Nella Tabella 4.9 sono riassunti gli estremi dell'evento, i valori degli indici di prestazione (BIAS, R² e NSE) e le proprietà statistiche delle serie di misure pluviometriche e radar.

Si nota come si nota come i valori delle medie delle due serie di osservazioni e i valori massimi e minimi abbiano lo stesso ordine di grandezza, a differenza di quello che è stato osservato per i due casi precedenti. Inoltre R^2 migliora notevolmente e anche il valore dell'NSE è migliorato. Da valore del BIAS si deduce come le misure del radar sovrastimino quelle dei pluviometri; questo accade per il 71% dei casi (Grafico 4.9).

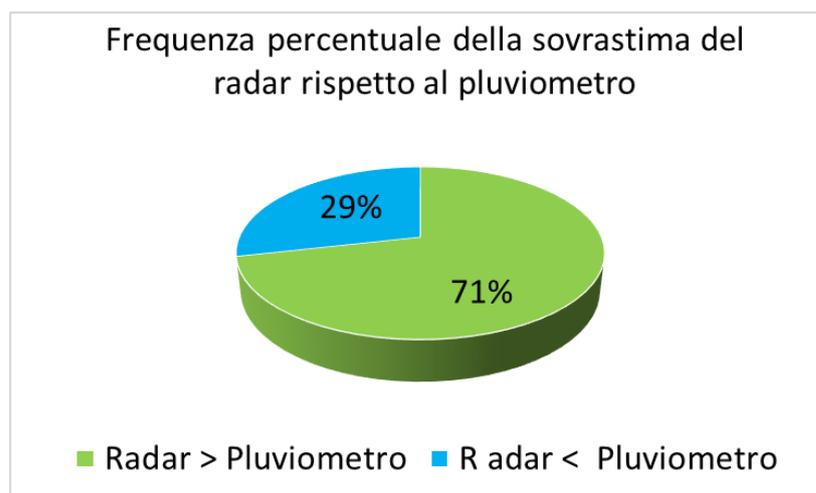


Grafico 4.9: frequenza percentuale della sovrastima radar pluviometro (verde) 24 giugno 2013

Nei grafici seguenti, si sono confrontate le due serie di dati, prima in scala naturale e poi in scala bilogarithmica (Graf. 4.10) per osservare l'andamento per bassi valori di precipitazione. In rosso è evidenziata la bisettrice, lungo la quale si disporrebbero i valori se fossero perfettamente corrispondenti. In realtà si può osservare, in entrambi i grafici, la sovrastima del radar rispetto ai pluviometri, nonostante la corrispondenza fra i dati sia più evidente che per gli altri eventi.

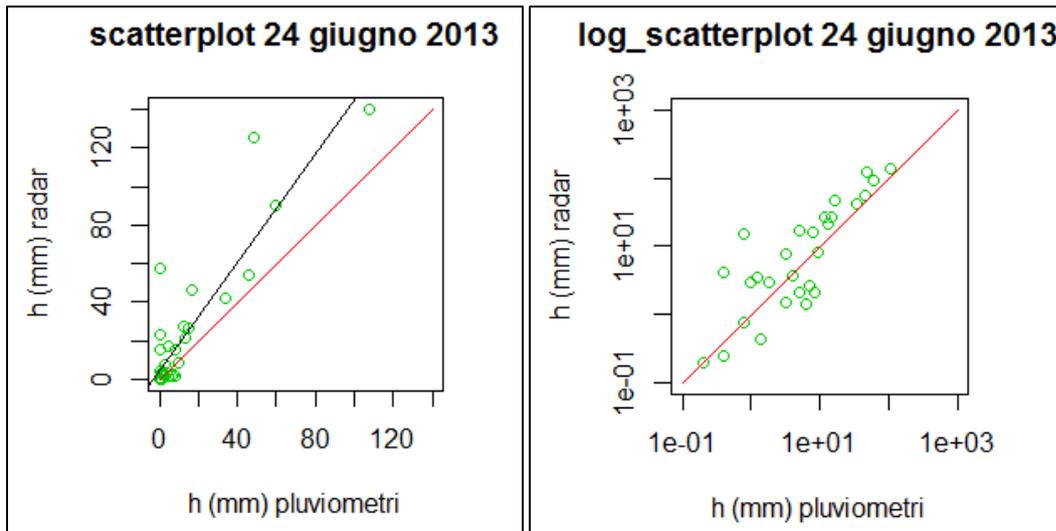


Grafico 4.10: Scatterplot tra misure radar e pluviometriche (24 giugno 2013) cerchi verdi, la linea nera rappresenta la linea di tendenza lineare, mentre la linea di perfetto adattamento è riportata in rosso (scala naturale a sx; scala logaritmica a dx)

Successivamente si sono analizzate le proprietà statistiche dei residui, riassunte in Tabella 4.10 e rappresentate nell'istogramma di frequenza (Graf.4.11) e nel Box Plot (Graf. 4.12). Nelle tabelle 4.11 e 4.12 sono riportate, rispettivamente, le statistiche dei due grafici.

Tabella 4.10: proprietà statistiche delle differenze tra misure pluviometriche e radar.

PROPRIETA'	VALORI
MEDIA (mm/h)	-9.39
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	17.66
MINIMO (mm/h)	-76.39
MASSIMO (mm/h)	6.13

Dalla tabella precedente, si può notare come la media degli errori sia negativa e valga -9.39 mm, mentre la deviazione standard abbia un valore molto ridotto.

Dall'istogramma e dalla relativa tabella delle frequenze si osserva come il 42.9 % degli scarti sia compreso tra -10 mm e 0 mm, mentre il 28.5 % degli errori è compreso tra 0 mm e 10 mm, come era avvenuto per il primo dei quattro casi di studio. Considerando la natura degli scarti, anche da questa analisi si evidenzia la tendenza del radar a

sovrastimare le altezze di pioggia rispetto al pluviometro, in quanto il 71.5 % degli errori risulta essere negativo.

Istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar

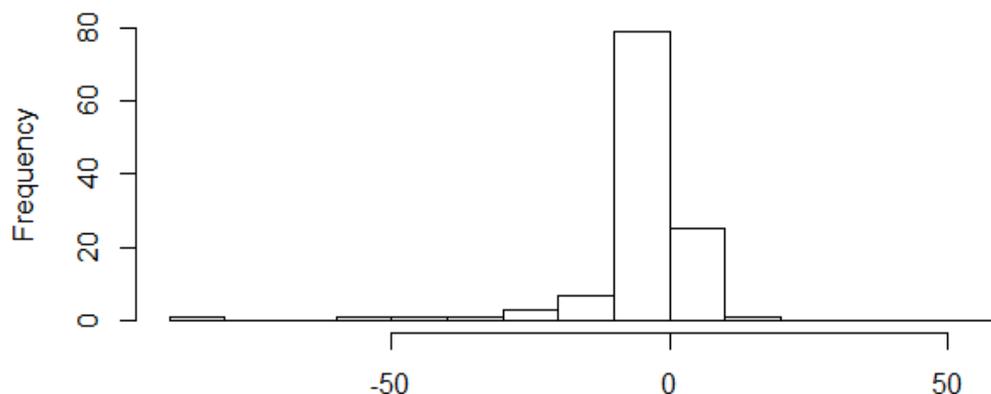


Grafico 4.11: istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar (24 giugno 2013)

Tabella 4.11: Frequenze degli errori tra pluviometri e radar (24 giugno 2013)

FREQUENZE DEGLI ERRORI TRA PLUVIOMETRI E RADAR														
Classi														
-90	-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50
-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50	60
Frequenza assoluta (n=35)														
0	1	0	1	0	2	2	4	15	10	0	0	0	0	0
Frequenza percentuale														
0%	2.9 %	0%	2.9 %	0%	5.7 %	5.7 %	11.4 %	42.9 %	28.6 %	0%	0%	0%	0%	0%

I risultati ottenuti dal Box Plot (Grafico 4.12 – Tabella 4.12) confermano le osservazioni effettuate per l’istogramma e, inoltre, forniscono anche informazioni sull’asimmetria della distribuzione, che presenta la coda più estesa verso i valori negativi, infatti l’intervallo tra il 3° quartile (Q3) e il massimo (R), che comprende il 25% delle osservazioni vale 6.04 mm, così come le comprende l’intervallo tra il minimo (L) e il 1° quartile (Q1) che ha, però, un range di 64.4 mm.

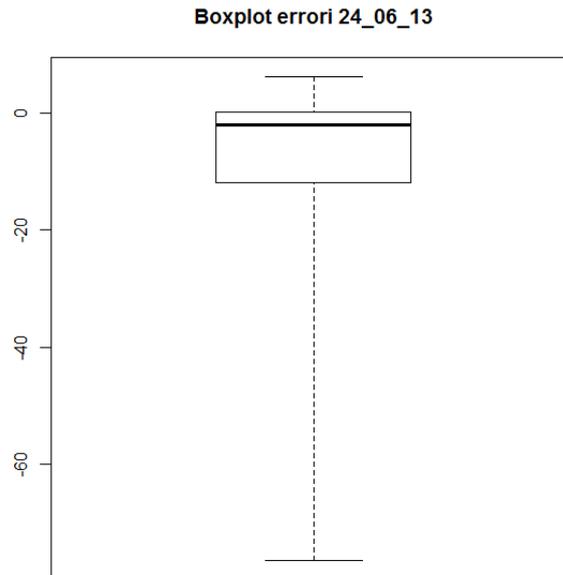


Grafico 4.12: Box plot degli errori tra pluviometri e radar (24 giugno 2013)

Tabella 4.12: statistiche box plot 24 giugno 2013

BOX PLOT (24 Giugno 2013)	
Numeri di sintesi	Valori
Minimo L	-76.39438
1° Quartile Q1	-11.99583
Mediana M	-1.99702
3° Quartile Q3	0.09650
Massimo R	6.13148

EVENTO DEL 14 AGOSTO 2013

In questo paragrafo, si riportano di seguito i risultati delle analisi condotte per l'evento del 14 agosto 2013.

Tabella 4.13: proprietà statistiche delle serie radar e pluvio 14 agosto 2013

PROPRIETÀ' STATISTICHE DELLE SERIE DI ALTEZZE DI PRECIPITAZIONE RADAR E PLUVIOMETRICHE		
Numero stazioni	28	
Ore d'evento	9	
Totale dati	252	
BIAS	-10.21	
R ²	0.35	
NSE	0.34	
	PLUVIOMETRI	RADAR
MEDIA (mm/h)	3.6	3.64
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	10.3	6.84
MINIMO (mm/h) e MASSIMO (mm/h)	0 – 78.4	0 – 55.26

Nella Tabella 4.13 sono riassunti gli estremi dell'evento, i valori degli indici di prestazione (BIAS, R² e NSE) e le proprietà statistiche delle serie di misure pluviometriche e radar.

Si nota come questo evento differisca dagli altri tre già descritti, infatti le medie delle due serie di osservazioni hanno lo stesso valore, i minimi coincidono e anche i massimi hanno valori simili. Inoltre R² è peggiorato notevolmente, mentre il valore dell'NSE è migliorato. Da valore del BIAS si deduce come le misure del radar sovrastimino quelle dei pluviometri, ma l'ordine di grandezza è inferiore rispetto agli altri tre casi di studio; questo accade per il 60% dei casi (Grafico 4.13), mentre non si era mai scesi sotto al 70% dei casi per gli altri eventi.

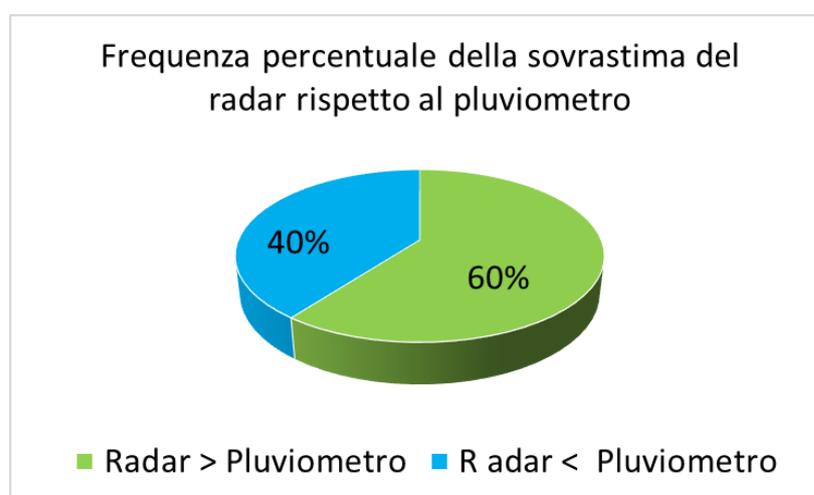


Grafico 4.13: frequenza percentuale della sovrastima radar pluviometro (verde)

Nei grafici seguenti, si sono confrontate le due serie di dati, prima in scala naturale e poi in scala bilogarithmica (Graf. 4.14) per osservare l'andamento per bassi valori di precipitazione. In rosso è evidenziata la bisettrice, lungo la quale si disporrebbero i valori, se fossero perfettamente corrispondenti. Si può osservare, in entrambi i grafici, come non sia così evidente la sovrastima del radar rispetto al pluviometro, anzi, la linea di tendenza tra le osservazioni suggerisce una sovrastima del pluviometro rispetto al radar.

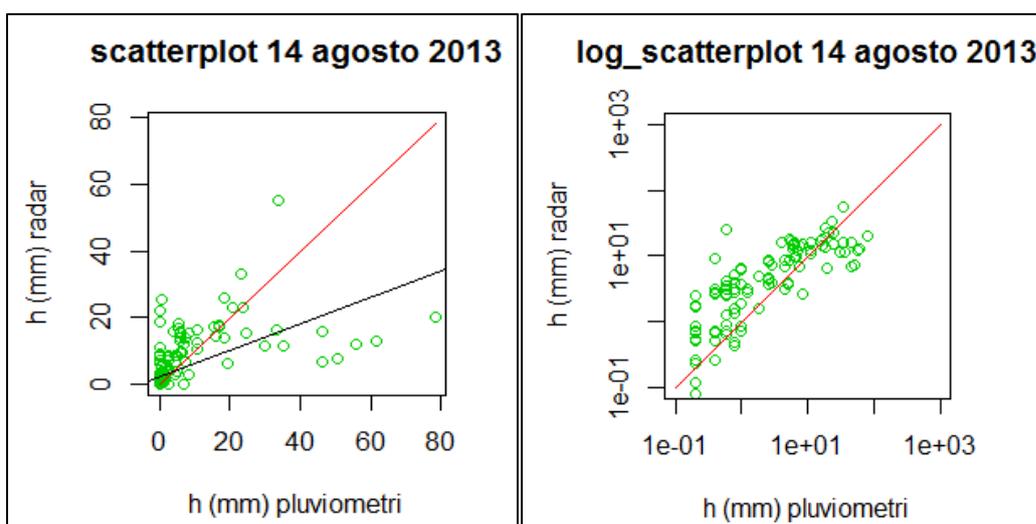


Grafico 4.14: Scatterplot tra misure radar e pluviometri 14 agosto 2013

Successivamente si sono analizzate le proprietà statistiche dei residui, riassunte in Tabella 4.14 e rappresentate nell'istogramma di frequenza (Graf.4. 15) e nel Box Plot (Graf.4.16). Nelle tabelle 4.15 e 4.16 sono riportate, rispettivamente, le statistiche dei due grafici.

Tabella 4.14: proprietà statistiche delle differenze tra misure pluviometriche e radar.

PROPRIETA'	VALORI
MEDIA (mm)	-0.04
VARIANZA (mm ²)	69.19
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	8.31
MINIMO (mm)	-25.06
MASSIMO (mm)	58.43

Dalla tabella precedente, si può notare come la media degli errori sia negativa, ma per uno scarto di 0.04 mm, inoltre, anche la deviazione standard ha un valore molto ridotto.

Dall'istogramma e dalla relativa tabella delle frequenze si osserva come, nonostante il comportamento relativo tra i due strumenti sia anomalo, l'80.9 % degli scarti sia compreso tra -10 mm e 0 mm, mentre l'11.5 % degli errori appartiene all'intervallo compreso tra 0 mm e 10 mm, come era avvenuto per il secondo dei quattro casi di studio. Considerando la natura degli scarti, anche da questa analisi si evidenzia la tendenza del radar a sovrastimare le altezze di pioggia rispetto al pluviometro, in quanto il 84.5 % degli errori risulta essere negativo. Bisogna però notare, che questo è l'unico caso in cui siano presenti degli episodi di consistente sovrastima del pluviometro rispetto al radar.

Istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar

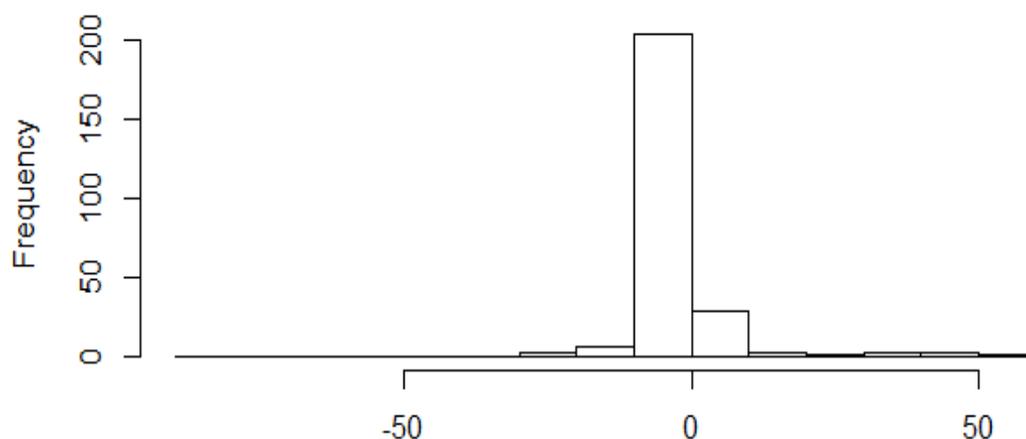


Grafico 4.15: istogramma di frequenza degli errori tra pluviometri e radar 14 agosto 2013

Tabella 4.15: Frequenze degli errori tra pluviometri e radar (14 agosto 2013)

FREQUENZE DEGLI ERRORI TRA PLUVIOMETRI E RADAR														
Classi														
-90	-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50
-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50	60
Frequenza assoluta (n=252)														
0	0	0	0	0	0	3	6	29	204	3	1	2	3	1

Frequenza percentuale														
0%	0%	0%	0%	0%	0%	1,2 %	2.4 %	80. 9%	11. 5%	1,2 %	0.4 %	0.8 %	1.2 %	0.4 %

I risultati ottenuti dal Box Plot (Grafico 4.16 – Tabella 4.16) confermano le osservazioni effettuate per l'istogramma e inoltre, forniscono anche informazioni sull'asimmetria della distribuzione, che presenta la coda più estesa verso i valori positivi, invertendo la tendenza osservata per gli altri casi, infatti l'intervallo tra il 3° quartile (Q3) e il massimo (R), che comprende il 25% delle osservazioni, vale 58.42 mm, così come le comprende l'intervallo tra il minimo (L) e il 1° quartile (Q1) che ha, però, un range di 23.63 mm.

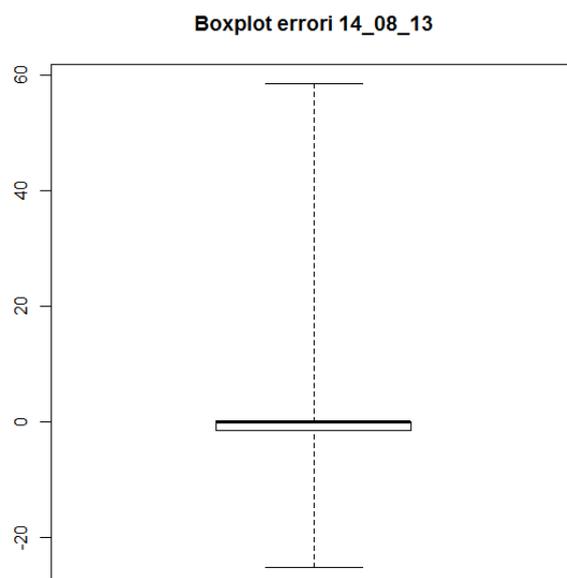


Grafico 4.16: Box plot degli errori tra pluviometri e radar (14 agosto 2013)

Tabella 4.16: statistiche box plot 14 agosto 2013

BOX PLOT (1 agosto 2013)	
Numeri di sintesi	Valori
Minimo L	-25.05732
1° Quartile Q1	-1.426570
Mediana M	-0.023015
3° Quartile Q3	0.000000
Massimo R	58.425550

CONFRONTO TRA GLI EVENTI

L'ultima analisi è stata effettuata considerando la totalità degli eventi, per avere un insieme consistente di dati. Poiché si è riscontrato che l'evento del 14 agosto 2013 si differenzia dagli altri per la struttura e il comportamento stesso del fenomeno, si è scelto di escluderlo dalle analisi successive sia di questo paragrafo sia del prossimo capitolo.

Di seguito, nella tabella 4.17, si riportano le proprietà statistiche delle serie di dati pluviometrici e radar e i valori degli indici di prestazione.

Tabella 4.17: proprietà statistiche delle serie di osservazioni radar e pluviometriche

PROPRIETÀ' STATISTICHE DELLE SERIE DI ALTEZZE DI PRECIPITAZIONE RADAR E PLUVIOMETRICHE		
Totale dati	214	
BIAS	-1312.15	
R²	0.64	
NSE	-1.07	
	PLUVIOMETRI	RADAR
MEDIA (mm/h)	4.9	11.03
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	10.67	21.18
MINIMO (mm/h) e MASSIMO (mm/h)	0 – 108	0 – 140.3

Nei due grafici seguenti (Graf: 4.17 – Graf. 4.18) si può osservare la netta tendenza del radar alla sovrastima rispetto al pluviometro, infatti nel grafico a dispersione, gli

indicatori si posizionano al di sopra della bisettrice, mentre dal grafico a torta emerge che il radar sovrastima il pluviometro per l'80% delle misure corrispondenti.

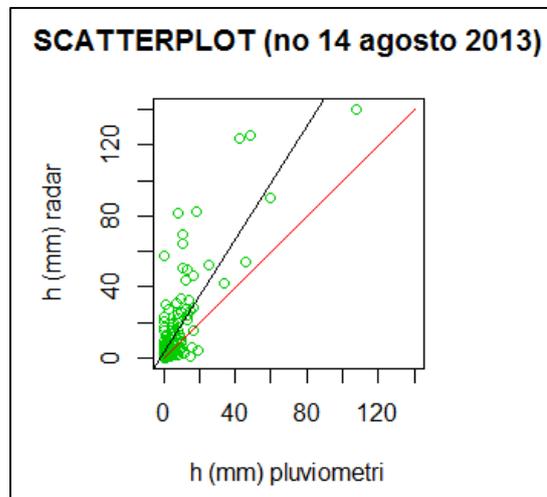
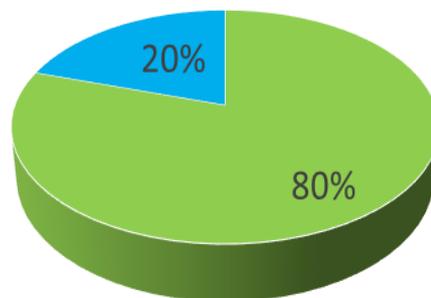


Grafico 4.17: Scatterplot tra l totale delle misure del radar e dei pluviometri (no 14/08/13)

Frequenza percentuale della sovrastima del radar rispetto al pluviometro (no 14 Agosto 2013)



■ Radar > Pluviometro ■ Radar < Pluviometro

Grafico 4.18: frequenze percentuali della sovrastima del radar rispetto al pluviometro

Il passo successivo è stato quello di condurre uno studio per ricercare a quale altezza di pioggia inizi ad essere evidente la sovrastima del radar rispetto al pluviometro; infatti, se si osserva lo Scatterplot (Graf. 4.17), si nota che per valori di precipitazione ridotti si ha una nuvola di punti uniformemente distribuita attorno alla bisettrice del

grafico, mentre all'aumentare dell'altezza di pioggia il radar fornisce valori maggiori rispetto a quelli registrati dai pluviometri.

Per effettuare questa analisi si è partiti dall'ipotesi che il valore corretto sia quello registrato al pluviometro, ipotesi accettabile poiché l'altezza di pioggia misurata dal pluviometro è una quantità d'acqua effettivamente arrivata al suolo.

Per prima cosa si sono create delle classi di valori di precipitazione oraria misurata dal pluviometro, secondo i criteri descritti in Tabella 4.18:

Tabella 4.18: classi di valori di precipitazione oraria misurate dai pluviometri

CLASSI	INTENSITA'
0 -1 mm/h	MOLTO BASSA intensità di precipitazione
1-20 mm/h	BASSA intensità di precipitazione
20-50 mm/h	MODERATA intensità di precipitazione
>50 mm/h	ELEVATA intensità di precipitazione

Successivamente, per ogni classe di precipitazione pluviometrica, si sono estratti i valori delle corrispondenti misure effettuate dal radar e si è calcolata la frequenza assoluta e percentuale di tali valori, in relazione alle medesime classi. In Tabella 4.19 sono riportati i risultati delle frequenze percentuali; si può notare che se le percentuali maggiori appartenessero alla diagonale della tabella, allora significherebbe che tra le misure del radar e del pluviometro ci sarebbe una buona corrispondenza.

Questo avviene solo quando i valori misurati dai pluviometri sono inferiori ai 20 mm/h, mentre quando i valori sono compresi tra i 20 e i 50 mm/h il radar sovrastima il pluviometro per l'80% dei casi e quando i pluviometri registrano un evento molto intenso, con altezza di precipitazione cumulata superiore ai 50 mm/h, anche il radar fornisce valori superiori a tale soglia, ma si è valutato come essi abbiano in tutti i casi un valore superiore a quello del pluviometro.

Tabella 4.19: confronto tra misure del radar e del pluviometro

CONFRONTO TRA MISURE DEL RADAR E DEL PLUVIOMETRO				
N DATI	N=214			
mm	0-1	1-20	20-50	>50
hP_0-1	56.4	39.4	3.2	1.1
hP_1-20	2.7	77.0	14.2	6.2
hP_20-50	0.0	0.0	20.0	80.0
hP >50	0.0	0.0	0.0	100.0

L'ultimo passo di queste analisi è consistito nello studio della serie dei residui: se ne sono ricercate le caratteristiche statistiche e se n'è analizzata la distribuzione di frequenza.

Dall'istogramma (Graf. 3.23), dalla relativa tabella (Tab. 3.20) e dalla Tabella 3.21 si osserva come la media degli errori tra le misure del pluviometro e del radar sia negativa e compresa nell'intervallo tra -10 e 0 mm, in cui ricadono il 63.6 % dei valori; inoltre la distribuzione di frequenza presenta una coda a sinistra in corrispondenza dei valori negativi degli errori.

Istogramma di frequenza degli errori tra radar e pluviometri

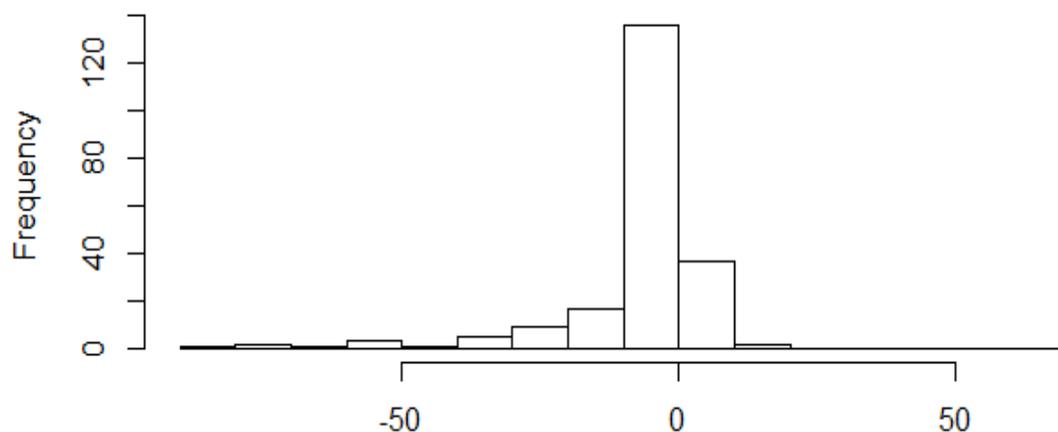


Grafico 4.19: istogramma di frequenza degli errori totali tra pluviometri e radar

Tabella 4.20: Frequenza assoluta e percentuale degli errori tra radar e pluviometro in entrambe le configurazioni

FREQUENZE DEGLI ERRORI TRA PLUVIOMETRI E RADAR														
Classi														
-90	-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50
-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50	60
Frequenza assoluta e percentuale senza evento 14 agosto 2013 (n=214)														
1	2	1	3	1	5	9	17	136	37	2	0	0	0	0
0.5 %	0.9 %	0.5 %	1.4 %	0.5 %	2.3 %	4.2 %	7.9 %	63.6 %	17.3 %	0.9 %	0 %	0 %	0 %	0 %

Tabella 4.21: proprietà statistiche delle differenze tra misure pluviometriche e radar

PROPRIETA'	VALORI
MEDIA (mm)	-6.1320
VARIANZA (mm ²)	198.83
DEVIAZIONE STANDARD (mm)	14.1
MINIMO (mm)	-81.3200
MASSIMO (mm)	14.9500

5. ANALISI SPAZIALE DELLE SERIE DI PRECIPITAZIONE

5.1. INTRODUZIONE

L'obiettivo che si vuole raggiungere in questo capitolo è quello di confrontare l'andamento spaziale delle precipitazioni convettive, ottenuto dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici, con quello ottenuto mediante due tecniche classiche di interpolazione spaziale di tipo deterministico in funzione dei dati pluviometrici rilevati al suolo, ovvero la tecnica dei "topoietti" (luoghi ad egual pioggia, o Poligoni di Voronoi, o poligoni di Thiessen) ed i metodi alle inverse distanze (*Inverse distance weighting*, IDW) (v. ad esempio Castiglioni et al., 2009). Si sono considerati esclusivamente gli eventi del 4 giugno 2011, del 5 giugno 2011 e del 24 giugno 2013, tralasciando quello del 14 agosto 2013, poiché nettamente differente dagli altri, come già osservato.

Per ognuno dei casi di studio, si sono individuati i due centri di scroscio, il primo associato all'informazione pluviometrica e il secondo a quella radar; poi, centrate su di essi, si sono create due serie distinte di Buffer, considerando delle aree di 1, 5, 10, 20, 50, 100, 200 e 500 km². Su tali aree, proiettate sulle tre informazioni spaziali a disposizione (radar, IDW e Poligoni di Voronoi), si sono poi effettuate delle statistiche zonali, che hanno fornito l'andamento spaziale della precipitazione.

Nei paragrafi seguenti saranno ripercorse e approfondite le analisi effettuate e saranno riportati i risultati di questo studio.

5.2. INTERPOLAZIONE SPAZIALE

Per spazializzare le informazioni puntuali pluviometriche, in maniera da poterle confrontare con quelle del radar, già di tipo spaziale, si sono adottate delle tecniche di interpolazione spaziale in ambiente GIS, che permettono una stima dei valori di una grandezza in un sito in cui non si hanno informazioni, a partire dalle informazioni

presenti in aree circostanti. Esse si basano sulla prima legge della geografia, la legge di Tobler: “tutto è correlato, ma oggetti vicini sono più correlati di oggetti lontani.” In questo studio si sono utilizzate le tecniche di interpolazione spaziale dell’Inversa Distanza e dei Poligoni di Voronoi.

5.2.1. INVERSA DISTANZA PESATA (IDW)

Questa è una tecnica di tipo deterministico e locale, con la quale, per mezzo di regole predefinite, si effettua una stima della grandezza di interesse in un’area, facendo uso di un insieme limitato di punti circostanti; per le applicazioni di questo lavoro si sono utilizzate le informazioni puntuali di altezza di precipitazione registrate ai pluviometri, al fine valutare l’altezza di precipitazione sull’area di interesse. In ogni punto dello spazio, la dipendenza della grandezza da stimare $z(x)$, rispetto al dato pluviometrico z_i , è inversamente proporzionale alla distanza d_i dal sensore di misura, secondo un peso w_i .

$$z(x) = \frac{\sum w_i z_i}{\sum w_i} \quad \text{con} \quad w_i = \frac{1}{d_i^2}$$

In ambiente Gis, l’ interpolazione con il metodo IDW fornisce un raster, in cui ad ogni cella è associato il valore dell’altezza di precipitazione in quel punto, calcolato a partire da tutti i pluviometri di interesse (Fig 5.1).

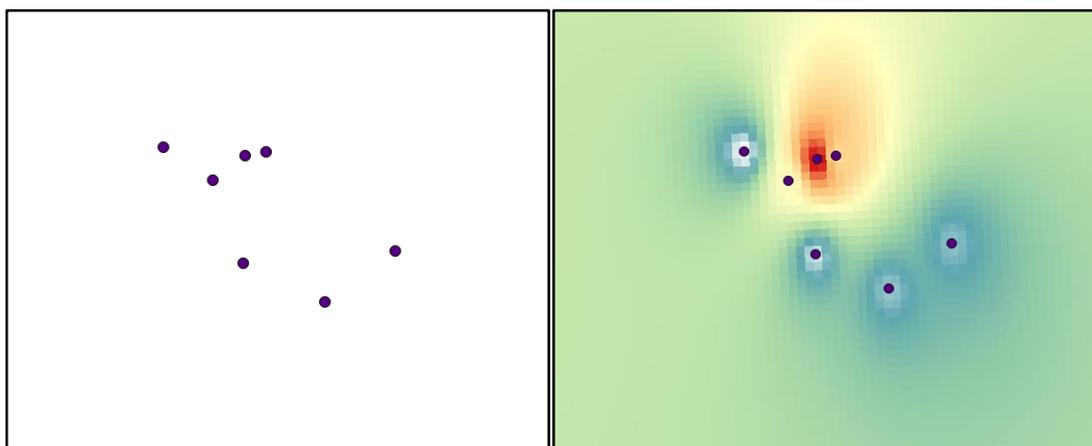


Figura 5.1: pluviometri di interesse (a sinistra) e altezza di pioggia spaziale calcolata con l’IDW(destra)

5.2.2. POLIGONI DI VORONOI

I poligoni di Voronoi sono una tecnica di interpolazione spaziale di tipo deterministico ed esatto, in quanto fa uso di regole prestabilite per associare a un punto dell'area il valore esatto della grandezza di interesse, misurato nei punti di campionamento. Infatti, a partire da un insieme di punti iniziali, vengono generate delle aree poligonali attorno a ciascun punto, che racchiudono la porzione di spazio in cui tutti i punti sono più vicini al campione di pertinenza dell'area (Fig. 5.2).

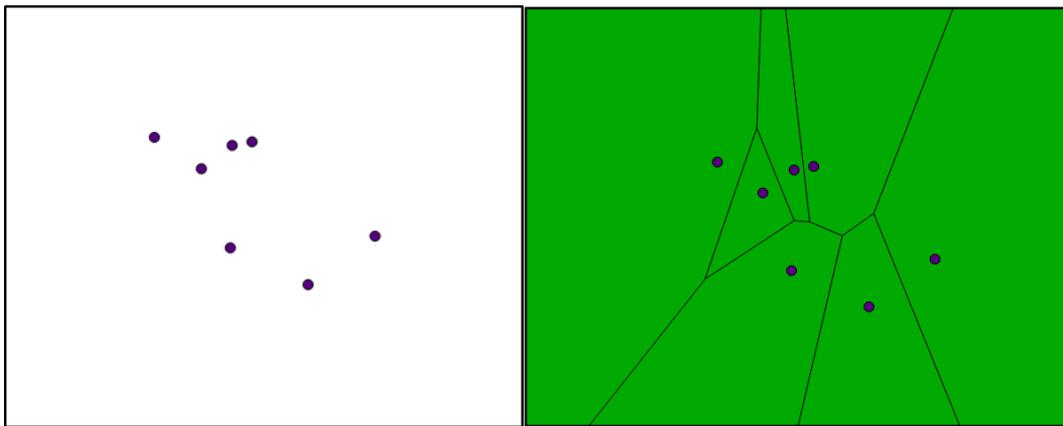


Figura 5.2: pluviometri di interesse (sinistra), corrispondenti poligoni di Voronoi (destra)

In questo studio, ad ogni poligono di Voronoi è associata l'informazione sull'altezza di precipitazione registrata al pluviometro di pertinenza e tale informazione è equamente distribuita in tutti i punti dell'area del poligono. Successivamente si sono rasterizzati i poligoni in maniera tale da rendere possibile una statistica zonale su di essi. Risulta chiaro come questa tecnica sia sempre più affidabile all'aumentare dei punti di campionamento.

5.3. ANALISI SPAZIALE

Il passo successivo all'interpolazione spaziale consiste nell'analisi spaziale delle informazioni a disposizione. Il punto di partenza è l'individuazione dei due centri di scroscio per ognuno dei quattro eventi per l'ora di massima precipitazione: uno sulla base dei dati pluviometrici e uno sulla base di quelli radar. Bisogna sottolineare che i centri di scroscio, benché siano in ogni evento collocabili temporalmente alla stessa ora, non sono spazialmente coincidenti. Per esempio, per l'evento del 4 giugno 2011, in Fig 5.3 sono evidenziati in viola i pluviometri di interesse e tra di essi è cerchiato in rosso quello di Anzola (BO), in quanto costituisce il centro di scroscio sulla base delle registrazioni pluviometriche, mentre in verde è indicato il centro di scroscio valutato sui dati radar; tra essi vi è una distanza di 2.4 km.



Figura 5.3: pluviometri per l'evento del 4 giugno 2011 e centro di scroscio del rada (verde)

A seguire, attorno ai due centri di scroscio, si sono creati dei buffer di area predefinita, pari a 1, 5, 10, 20, 50, 100, 200 e 500 km² (Fig. 5.4) e, proiettandoli sulle tre diverse tipologie di informazioni spaziali (radar, IDW e Voronoi), si sono effettuate le statistiche zonali all'aumentare dell'area di buffer. Si sono così ottenute tre tipologie di informazione per ognuno degli strati di dati spaziali:

- Il numero di celle del raster incluso nell'area di buffer

- La somma dei valori delle altezze di precipitazione associate a ciascuna cella
- La media dell'altezza di precipitazione sull'area di buffer.

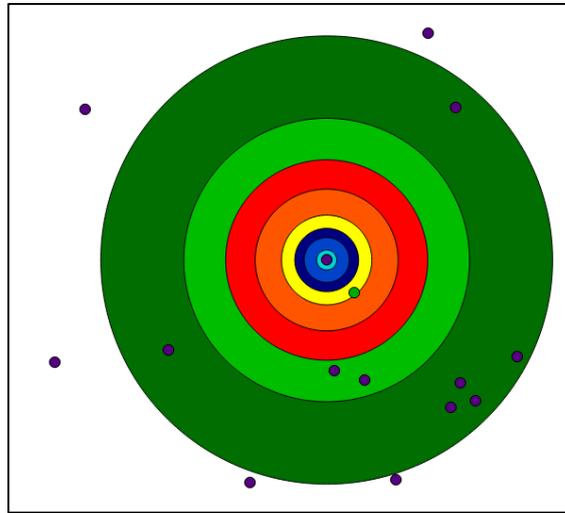


Figura 5.4: serie di Buffer incentrati sul sensore di Anzola

5.4. RISULTATI

Una volta in possesso delle statistiche zonali per ognuno dei quattro casi di studio, si sono create le curve dell'andamento spaziale della precipitazione, sulla base delle informazioni del radar, dell'IDW e dei poligoni di Voronoi. Per poter confrontare tra di loro queste curve, che hanno origine da dati differenti, si sono rapportate le precipitazioni medie areali al valore dell'altezza di pioggia nel rispettivo centro di scroscio, in maniera tale da creare delle curve che, all'aumentare dell'area di buffer, abbiano un andamento decrescente a partire dal valore massimo unitario.

Per ogni evento analizzato si riportano i risultati in due tabelle e un grafico:

- La prima tabella contiene i valori delle statistiche zonali
- La seconda il rapporto ξ tra la media dell'altezza di precipitazione per l'area di buffer (h_A) e il valore dell'altezza di precipitazione nel centro di scroscio (h_C):

$$\xi = \frac{h_A}{h_C} \quad [0, 1]$$

- Il grafico riporta le curve che rappresentano l'andamento di ξ all'aumentare dell'area di buffer.

5.4.1. CASO DI STUDIO: 4 GIUGNO 2011

L'evento temporalesco del 4 giugno 2011, che ha interessato le Province di Modena e Bologna a partire dalle 16 UTC, è rappresentato nella Figura 5.5, dove in azzurro sono evidenziati i pluviometri dislocati sul territorio regionale, mentre con dei triangoli viola quelli di interesse per questo caso di studio.

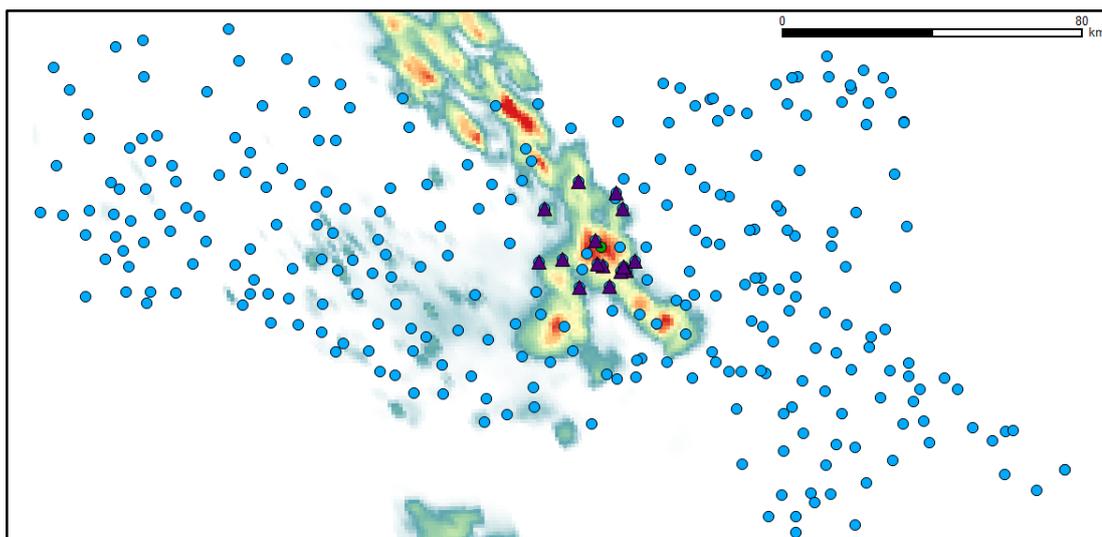


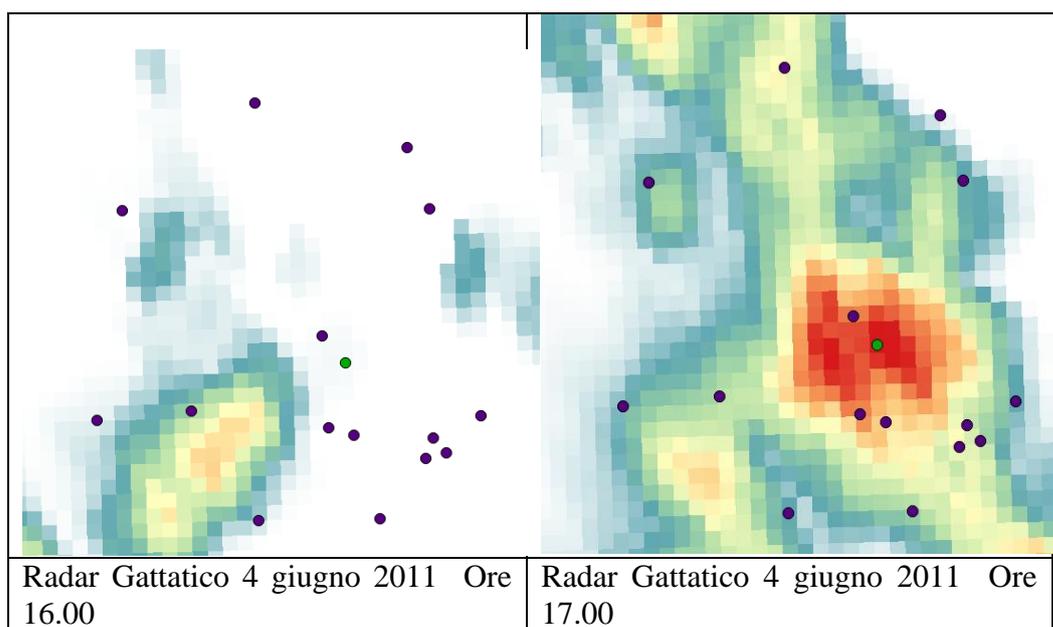
Figura 5.5: evento del 4 giugno 2011 (17 UTC), sensori pluviometrici ER (cerchietti azzurri), sensori evento (triangoli viola)

Nell'immagine successiva (Fig. 5.6) sono indicati i nominativi delle stazioni pluviometriche interessate dall'evento e in verde è individuata la posizione del centro di scroscio dei dati radar, in cui si è registrato un valore di altezza d'acqua cumulata in un'ora, pari a 107.37 mm. Il sensore di Anzola, cerchiato in rosso, è invece il centro di scroscio dei pluviometri e ha misurato un valore di 18.2 mm; esso dista dal centro di scroscio del radar di 2.4 km. Si può già osservare la differenza tra le due altezze di precipitazione, che conferma la sovrastima del radar rispetto al pluviometro, qualora i valori di precipitazione registrati ai pluviometri siano prossimi o superiori ai 20 mm/h.



Figura 5.6: Pluviometri (viola) e centro di scroscio radar (verde)

Nella Figura 5.7 sono riportate quattro immagini del radar di Gattatico (RE), che rappresentano l'evoluzione temporale dell'evento, iniziato alle 16 UTC e conclusosi poco dopo le 19 UTC. L'estensione dell'area interessata da un'intensità di precipitazione maggiore di 40 mm/h alle secondo le registrazioni radar, è poco superiore ai 125 km², anche se la cella convettiva non si presenta completamente isolata, come accadrà per altri casi di studio.



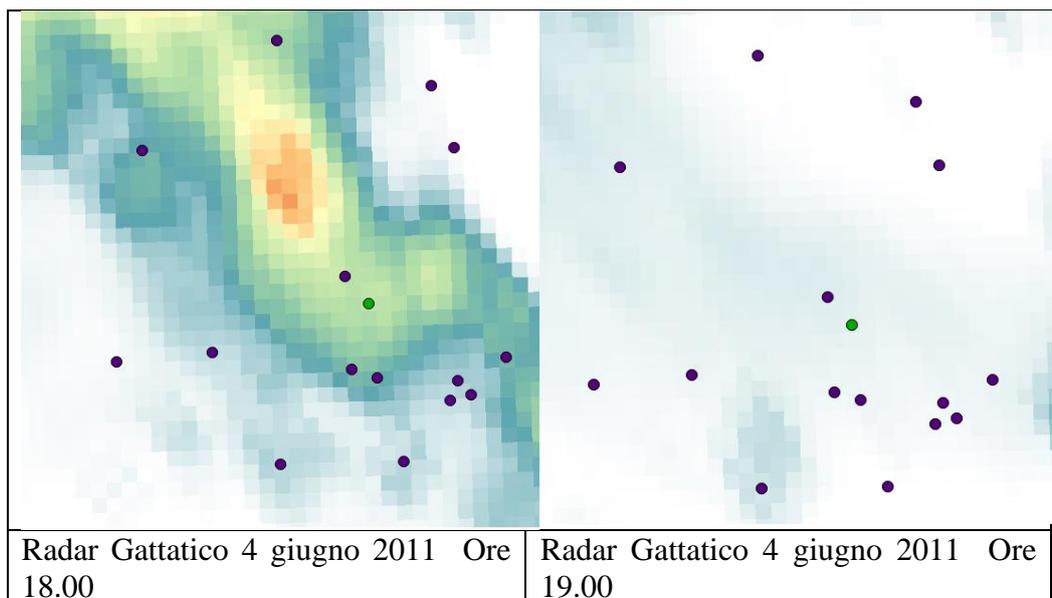


Figura 5.7: evoluzione temporale dell'evento del 4 giugno 2011

La tabella 5.1 contiene i risultati delle statistiche zonali per i tre tipi di informazioni spaziali a disposizione, nel Grafico 5.1 si possono visualizzare gli andamenti spaziali delle curve, mentre nella tabella 5.2 sono riportati i valori del rapporto (ξ) e della sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ), calcolata tra la curva del radar con quelle di Voronoi e dell'IDW.

Tabella 5.1: statistiche zonali per l'evento del 4 giugno 2011

STATISTICHE ZONALI (4 giugno 2011)									
	IDW			VORONOI			RADAR		
	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA
km ²	N	mm	mm	N	mm	mm	N	mm	mm
0			18.2			18.2			107.37
1	0.99	16.10	16.2	2	36.4	18.2	0.99	103.03	103.98
5	6	102.83	17.1	4	72.8	18.2	5	503.93	100.79
10	10	162.42	16.2	10	182	18.2	9	885.71	98.41
20	20	303.67	15.2	20	364	18.2	21	1960.44	93.35
50	50	655.9	13.1	50	869.2	17.4	46	4054.79	88.15
100	101	1170.51	11.6	102	1612	15.8	97	7620.15	78.56
200	198	2024.54	10.2	196	2564	13.1	194	11641.06	60.01
500	497	4235.13	8.5	500	4552.2	9.1	496	17228.84	34.74

Tabella 5.2: valori di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) e degli SSQ per l'evento del 4 giugno 2011

	ξ : RAPPORTO TRA PRECIPITAZIONE MEDIA SULL'AREA (h_A) E NEL CENTRO DI SCROSCIO (h_C)			SSQ	
	IDW	VORONOI	RADAR	SSQ RAD_VOR	SSQ RAD_IDW
0 km ²	1	1	1	0.122	0.048
1 km ²	0.89	1	0.97		
5 km ²	0.94	1	0.94		
10 km ²	0.89	1	0.92		
20 km ²	0.83	1	0.87		
50 km ²	0.72	0.96	0.82		
100 km ²	0.64	0.87	0.73		
200 km ²	0.56	0.72	0.56		
500 km ²	0.47	0.50	0.32		

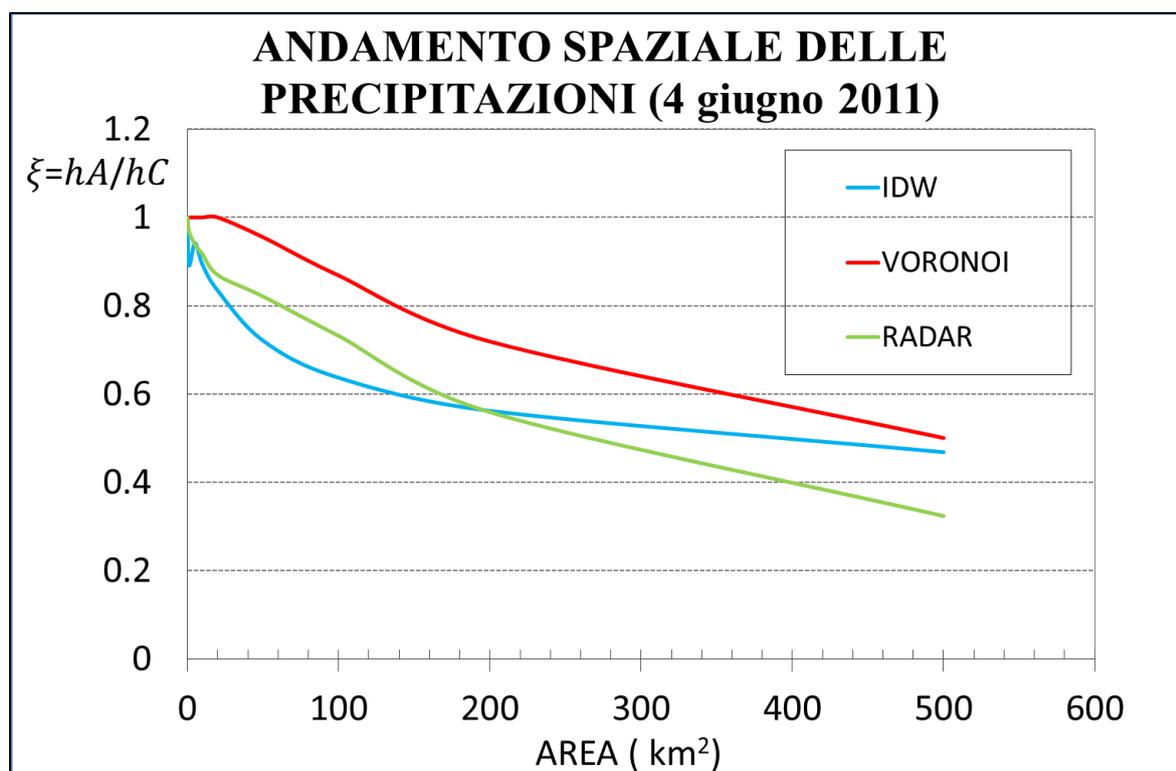


Grafico 5.1: andamento di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) al variare dell'area di buffer (4 giugno 2011)

Nel Grafico 5.1 sono riportate tre curve: in verde la curva dell'andamento del rapporto (ξ) secondo le misure del radar, in rosso secondo i poligoni di Voronoi, in azzurro secondo la curva dell'IDW.

Si può osservare come la curva rossa dei Poligoni dei Voronoi abbia il primo tratto rettilineo, fino ad un'area di buffer di 20 km², poiché tale area è ancora inferiore all'estensione del poligono di Voronoi. Inoltre la curva azzurra decresce velocemente all'aumentare dell'area di buffer poiché i valori dell'altezza di precipitazione decrescono con il quadrato della distanza esistente dai pluviometri. La curva del radar ha un andamento un po' anomalo poiché in un raggio di 3 km dal centro di scroscio ci sono altre due microcelle molto intense.

Confrontando infine i valori di SSQ calcolati tra le coppie di curve radar-Voronoi e radar-IDW, risulta che l'SSQ minore sia quello calcolato tra le curve del radar e dell'IDW; questo indica come l'andamento spaziale delle precipitazioni riesca ad essere meglio rappresentato mediante la tecnica di interpolazione spaziale dell'IDW.

5.4.2. CASO DI STUDIO: 5 GIUGNO 2011

L'evento temporalesco del 5 giugno 2011, che ha interessato le zone appenniniche delle Province di Modena e Bologna, a partire dalle ore 14.00, è rappresentato nella Figura 4.8, dove in azzurro sono evidenziati i pluviometri dislocati sul territorio regionale, mentre in viola quelli di interesse per questo caso di studio.

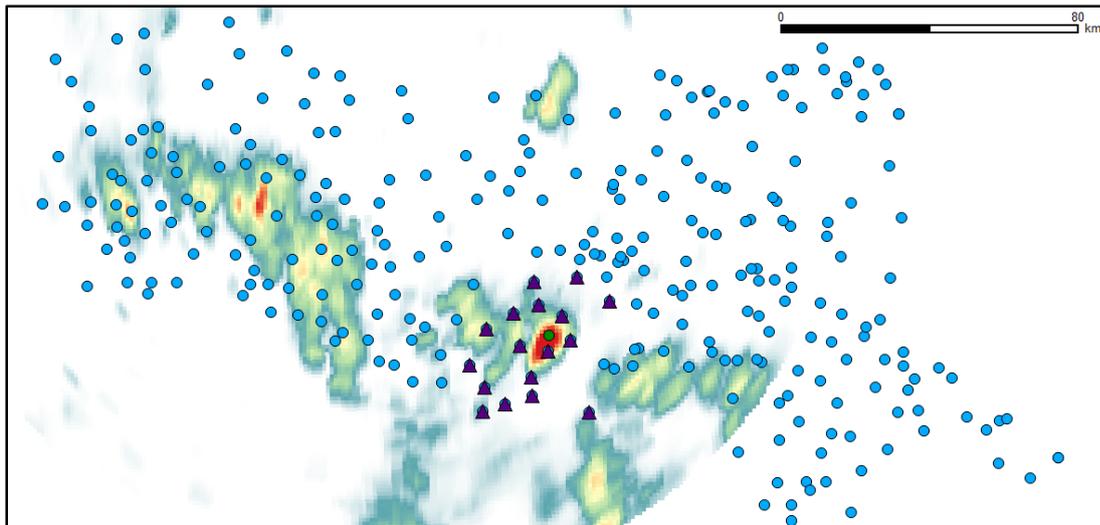


Figura 5.8: evento del 5 giugno 2011 (15 UTC), sensori pluviometrici ER (cerchietti azzurri), sensori evento (triangoli viola)

Nell'immagine successiva (Fig. 5.9) sono indicati i nominativi delle stazioni pluviometriche interessate dall'evento e in verde è individuata la posizione del centro di scroscio dei dati radar, in cui si è registrato un valore di altezza d'acqua cumulata in un'ora pari a 146.6 mm. Il sensore di Riola di Labante, cerchiato in rosso e distante dal centro di scroscio del radar circa 4 km, è invece il centro di scroscio per i pluviometri e ha misurato un valore di 42.2 mm. Si può osservare, anche per questo caso, la differenza tra le due altezze di precipitazione, a conferma della tendenza del radar alla sovrastima delle misure rispetto al pluviometro.



Figura 5.9: Pluviometri (viola) e centro di scroscio radar (verde)

Nella Figura 5.10 sono riportate quattro immagini del radar di Gattatico (RE), che rappresentano l'evoluzione temporale dell'evento, iniziato alle 14.00 UTC e conclusosi tra le 17.00 e le 18.00 UTC. L'estensione dell'area interessata da un'intensità di precipitazione superiore ai 40mm/h secondo le registrazioni radar, è poco inferiore ai 90 km² e la cella convettiva risulta essere isolata, anche se non completamente.

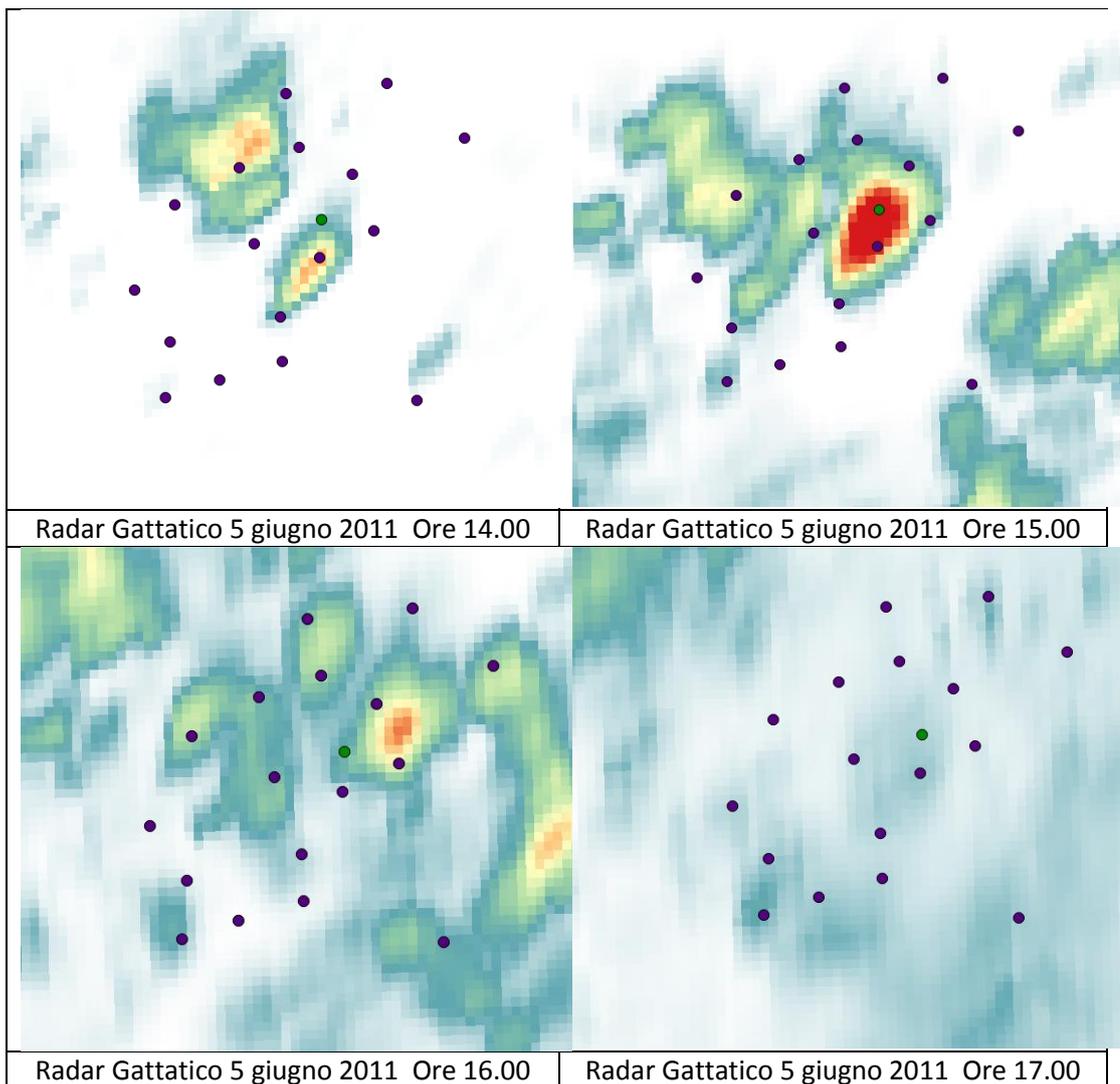


Figura 5.10: evoluzione temporale dell'evento del 5 giugno 2011

La tabella 5.3 contiene i risultati delle statistiche zonali per i tre tipi di informazioni

spaziali a disposizione, nel Grafico 5.2 si possono visualizzare gli andamenti spaziali delle curve, mentre nella Tabella 5.4 sono riportati i valori del rapporto (ξ) e della sommatoria degli scarti al quadrato, calcolata tra la curva del radar con quelle di Voronoi e dell'IDW.

Tabella 5.3: statistiche zonali per l'evento del 5 giugno 2011

STATISTICHE ZONALI (5 giugno 2011)									
	IDW			VORONOI			RADAR		
	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA
km ²	N	mm	mm	N	mm	mm	N	mm	mm
0			42.2			42.2			146.41
1	0.99	35.61	36.1	0.99	41.62	42.2	0.99	124.86	126.50
5	5	193.05	38.6	6	253.20	42.2	5.00	674.26	134.85
10	9	334.65	37.2	10	422.00	42.2	9.00	1177.68	130.85
20	19	615.25	32.4	19	801.80	42.2	21.00	2457.58	117.03
50	50	1222.22	24.4	49	1983.40	40.5	47.00	4645.34	98.84
100	100	1772.93	17.7	100	2880.00	28.8	98.00	7066.72	72.11
200	197	2358.55	12.0	198	3547.20	17.9	195.00	9464.77	48.54
500	497	3611.27	7.3	496	4257.60	8.6	496.00	12140.37	24.48

Tabella 5.4: valori di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) e valori di SSQ per l'evento del 5 giugno 2011

	ξ : RAPPORTO TRA PRECIPITAZIONE MEDIA SULL'AREA (hA) E NEL CENTRO DI SCROSCIO (hc)			SSQ	
	IDW	VORONOI	RADAR	SSQ RAD_VOR	SSQ RAD_IDW
0	1	1	1	0.203	0.018
1	0.85	1.00	0.86		
5	0.91	1.00	0.92		
10	0.88	1.00	0.89		
20	0.77	1.00	0.80		
50	0.58	0.96	0.68		
100	0.42	0.68	0.49		
200	0.28	0.42	0.33		
500	0.17	0.20	0.17		

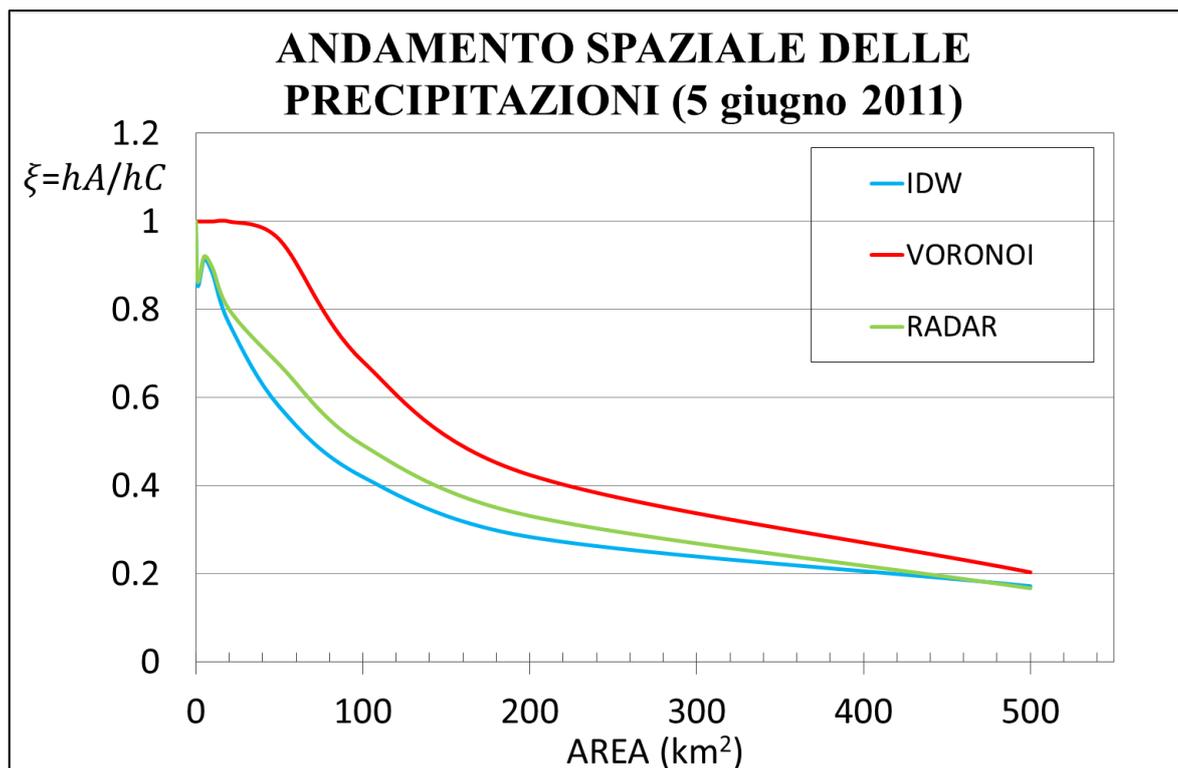


Grafico 5.2: andamento di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) al variare dell'area di buffer (5 giugno 2011)

Nel Grafico 5.2 sono riportate tre curve: in verde la curva dell'andamento del rapporto (ξ) secondo le misure del radar, in rosso secondo i poligoni di Voronoi, in azzurro secondo la tecnica dell'IDW.

Si può osservare come la curva rossa dei Poligoni dei Voronoi abbia il primo tratto rettilineo, fino ad un'area di buffer di 20 km², poiché tale area è ancora inferiore all'estensione del poligono di Voronoi, riferito al centro di scroscio. Inoltre la curva azzurra decresce velocemente all'aumentare dell'area di buffer poiché i valori dell'altezza di precipitazione decrescono con il quadrato della distanza esistente dai pluviometri. La curva del radar ha un andamento molto più simile a quello dell'IDW rispetto al caso precedente, anche se si può osservare come in un'area, compresa tra i 20 e i 50 km², si incontrino delle microcelle più intense rispetto alle zone circostanti, che riducono la velocità di decremento della curva del radar.

Confrontando infine i valori di SSQ calcolati tra le coppie di curve radar-Voronoi e radar-IDW, risulta che l'SSQ minore sia quello calcolato tra le curve del radar e dell'IDW; questo indica come l'andamento spaziale delle precipitazioni riesca ad essere meglio rappresentato mediante la tecnica di interpolazione spaziale dell'IDW.

5.4.3. CASO DI STUDIO: 24 GIUGNO 2013

L'evento temporalesco del 24 giugno 2013, che ha interessato la Provincia di Rimini e in particolare proprio la città di Rimini stessa a partire dalle ore 14.00 UTC, è rappresentato nella Figura 5.11, dove in azzurro sono evidenziati i pluviometri dislocati sul territorio regionale, mentre in viola quelli di interesse per il caso di studio.

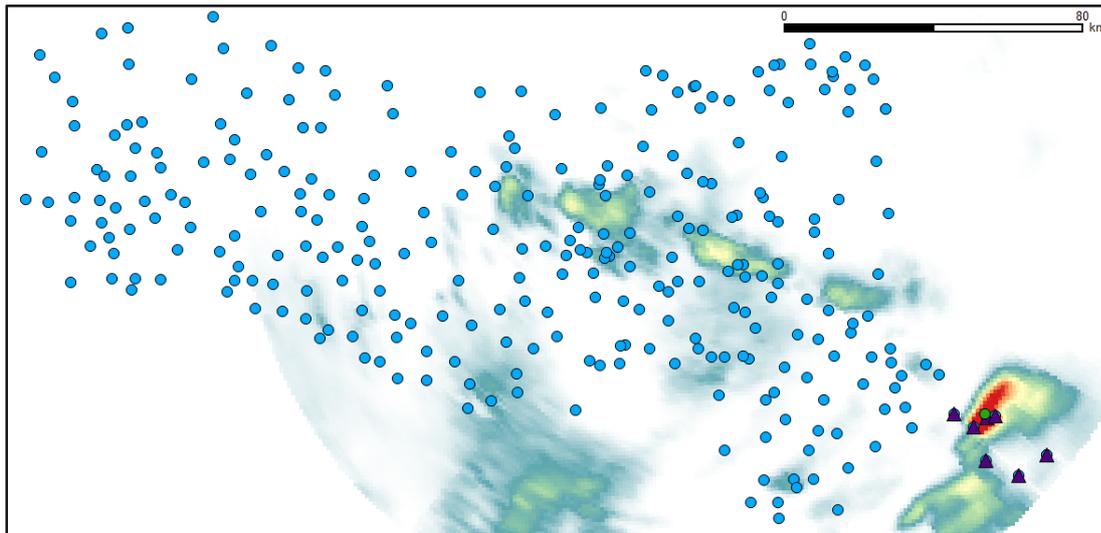


Figura 5.11: evento del 24 giugno 2013 (16 UTC), sensori pluviometrici ER (cerchietti azzurri), sensori evento (triangoli viola)

Nell'immagine successiva (Fig. 5.12) sono indicati i nominativi delle stazioni pluviometriche interessate dall'evento e in verde è individuata la posizione del centro di scroscio dei dati radar, in cui si è registrato un valore di altezza d'acqua cumulata in un'ora pari a 141.34 mm. Il sensore di Rimini Ausa, cerchiato in rosso e distante dal centro di scroscio del radar circa 800 m, è invece il centro di scroscio per i pluviometri e ha misurato un valore di 108 mm. Per questo caso di studio, la differenza tra i due valori è molto ridotta, ma è comunque il radar a fornire i valori maggiori.

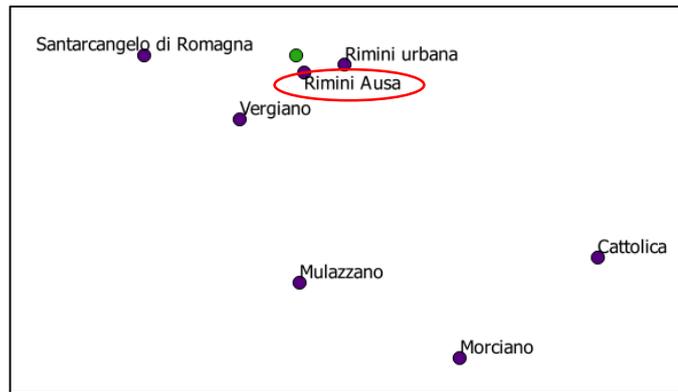
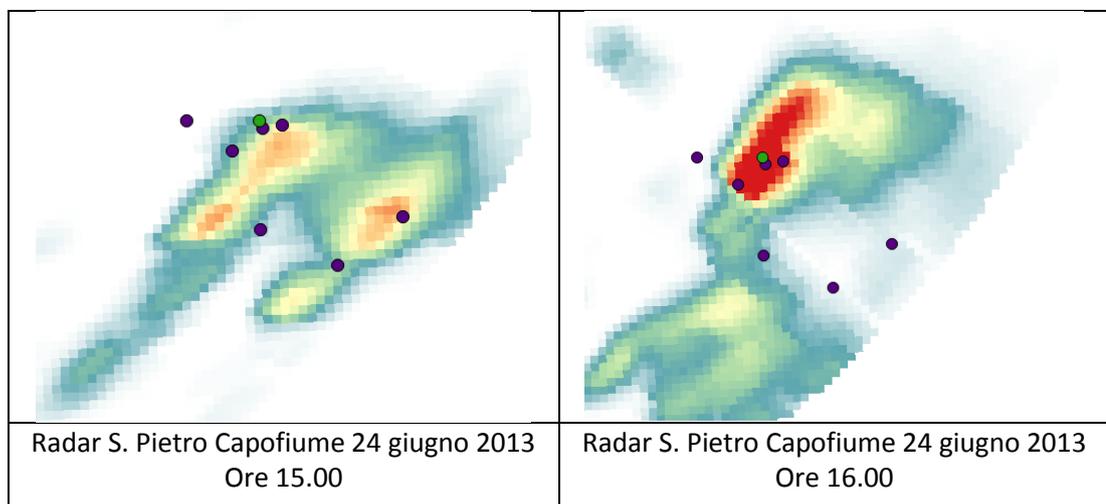


Figura 5.12: Pluviometri (viola) e centro di scroscio radar (verde)

Nella Figura 5.13 sono riportate quattro immagini del radar di San Pietro Capofiume (BO), che rappresentano l'evoluzione temporale dell'evento, iniziato alle 14.00 UTC e conclusosi tra le 17.00 e le 18.00 UTC. L'estensione dell'area interessata da un'intensità di precipitazione superiore ai 40mm/h secondo le registrazioni radar, è poco inferiore ai 95 km² e la cella convettiva risulta essere ben isolata.



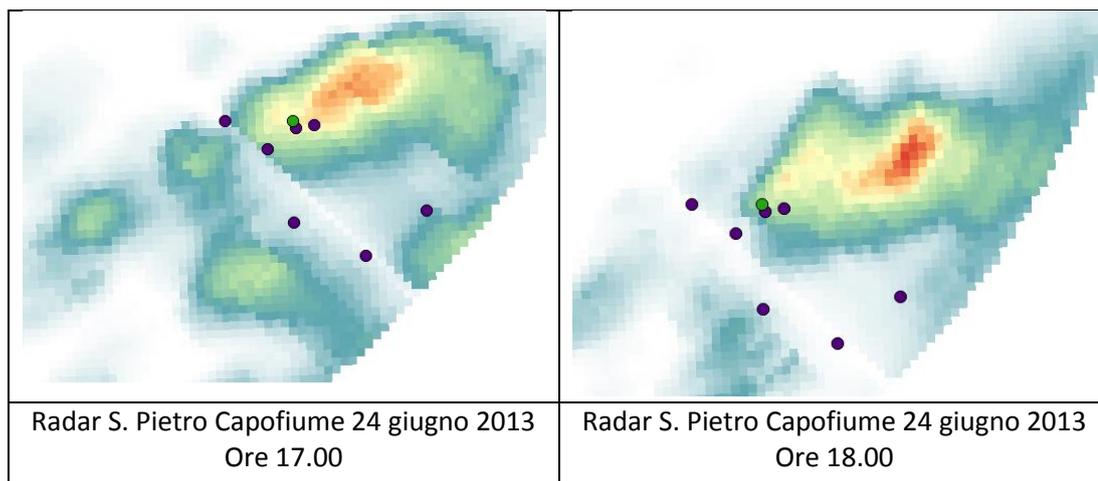


Figura 5.13: evoluzione temporale dell'evento del 24 giugno 2013

La tabella 5.5 contiene i risultati delle statistiche zonali per i tre tipi di informazioni spaziali a disposizione, nel Grafico 5.3 si possono visualizzare gli andamenti spaziali delle curve, mentre nella Tabella 5.6 sono riportati i valori del rapporto (ξ) e della sommatoria degli scarti al quadrato, calcolata tra la curva del radar con quelle di Voronoi e dell'IDW.

Tabella 5.5: statistiche zonali per l'evento del 24 giugno 2013

STATISTICHE ZONALI (5 giugno 2011)									
	IDW			VORONOI			RADAR		
	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA	CELLE	SOMMA	MEDIA
Km ²	N	mm	mm	N	mm	mm	N	mm	mm
0			108			108			141.34
1	2	206.8	103.4	0.99	90.3	91.6	0.99	131.6	133.5
5	6	595.2	99.2	5	540.0	108.0	5	677.0	135.4
10	8	747.9	93.5	10	1031.6	103.2	9	1190.4	132.3
20	20	1686.5	84.3	19	1799.2	94.7	21	2567.4	122.3
50	48	3513.9	73.2	50	4092.8	81.9	46	4874.1	106.0
100	101	6615.2	65.5	98	7302.4	74.5	98	8060.6	82.3
200	196	11087.4	56.6	196	12065.2	61.6	194	10764.5	55.5
500	492	21350.2	43.4	494	20838.0	42.2	494	15397.9	31.2

Tabella 5.6: valori di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) e SSQ per l'evento del 24 giugno 2013

ξ : RAPPORTO TRA PRECIPITAZIONE MEDIA SULL'AREA (hA) E NEL CENTRO DI SCROSCIO (hC)				SSQ	
	IDW	VORONOI	RADAR	SSQ RAD_VOR	SSQ RAD_IDW
0	1	1	1	0.084	0.070
1	0.95754	0.848474	0.944771		
5	0.918516	1	0.957961		
10	0.865677	0.955185	0.935823		
20	0.780802	0.876803	0.865001		
50	0.677827	0.757926	0.749671		
100	0.606456	0.689947	0.581938		
200	0.523781	0.569974	0.39258		
500	0.401804	0.390576	0.220531		

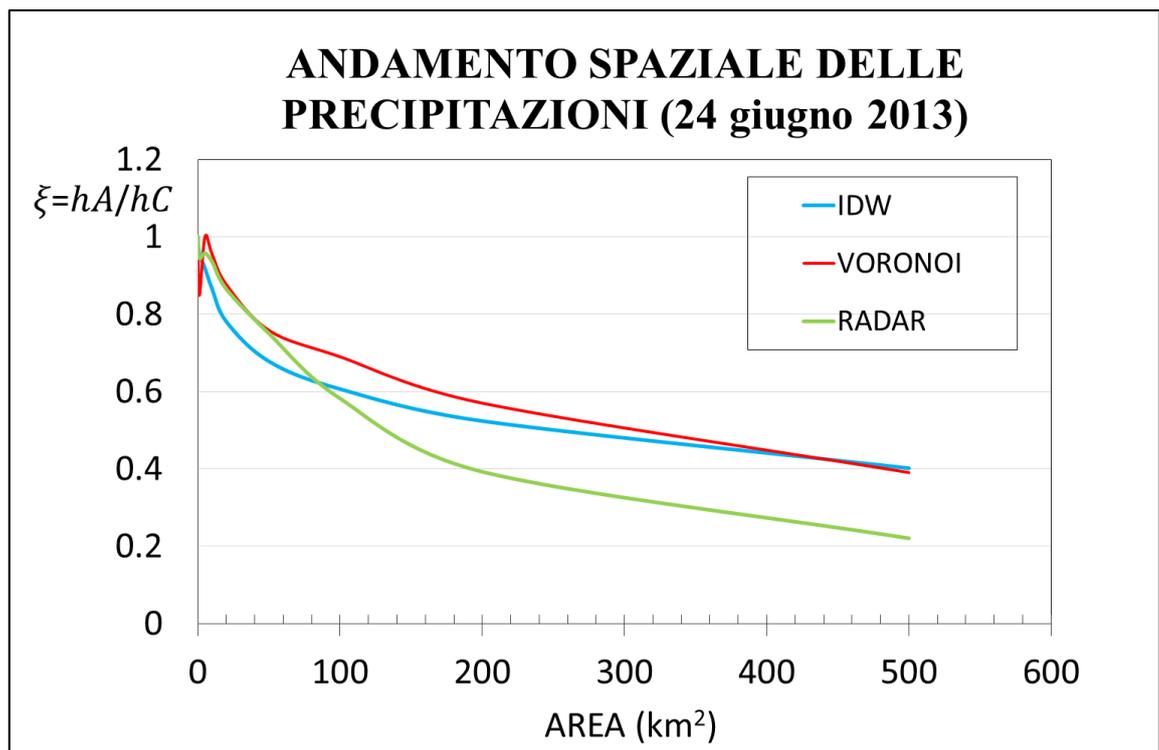


Grafico 5.3: andamento di ξ (fattore di riduzione della precipitazione media areale) al variare dell'area di buffer (24 giugno 2013)

Nel Grafico 5.3 sono riportate tre curve: in verde la curva dell'andamento del rapporto (ξ) secondo le misure del radar, in rosso secondo i poligoni di Voronoi, in azzurro secondo la tecnica dell'IDW.

Si può osservare come la curva rossa dei poligoni dei Voronoi non abbia il primo tratto rettilineo, come accade negli altri casi di studio, poiché, per tale evento, l'estensione del poligono riferito al centro di scroscio è molto ridotta. Inoltre la curva azzurra decresce velocemente all'aumentare dell'area di buffer poiché i valori dell'altezza di precipitazione decrescono con il quadrato della distanza esistente dai pluviometri.

La curva del radar ha un andamento differente da entrambe, anche se, entro i primi 100 km², è più simile all'andamento della curva di Voronoi.

Confrontando infine i valori di SSQ calcolati tra le coppie di curve radar-Voronoi e radar-IDW, risulta che l'SSQ minore sia quello calcolato tra le curve del radar e dell'IDW, ma ha una differenza rispetto all'altro molto ridotta rispetto ai precedenti casi di studio.

5.4.4. CONFRONTI TRA LE CURVE

In questo paragrafo si riportano i confronti tra i valori degli SSQ (Tab. 57) e tra gli andamenti spaziali delle precipitazioni valutati dalle curve radar per tutti e tre i casi di studio (Graf. 5.4).

Tabella 5.7: confronto tra gli SSQ per tutti gli eventi

SOMMA DEI QUADRATI DEGLI SCARTI					
04-giu-11		05-giu-11		24-giu-13	
RAD-VOR	RAD-IDW	RAD-VOR	RAD-IDW	RAD-VOR	RAD-IDW
0.122	0.048	0.203	0.018	0.084	0.070

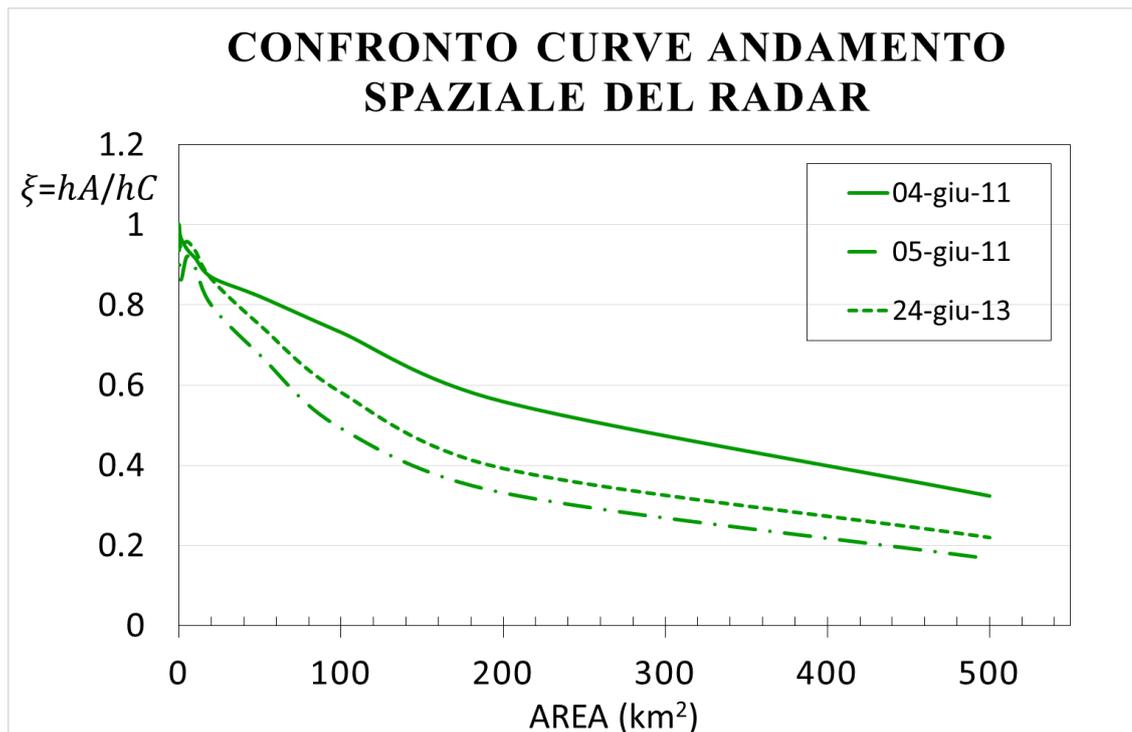


Grafico 5.4: confronto curve dell'andamento spaziale del radar

Si può osservare in Tabella 5.7, come per ogni evento il valore dell'SSQ minimo sia quello associato al confronto tra la curva del radar e quella dell>IDW. Questo risultato è indicatore della migliore rappresentatività dell'andamento spaziale delle precipitazioni che si riesce ad ottenere dalla tecnica di interpolazione dell>IDW, rispetto a quella più comunemente usata dei poligoni di Voronoi.

È importante sottolineare come l'SSQ, calcolato tra la curva del radar e quella di Voronoi, sia di un ordine di grandezza superiore per gli eventi del 4-5 giugno 2011, mentre per il 24 giugno 2013 la differenza tra i due valori si riduce notevolmente. Questo risultato è dovuto alla diversa densità a terra dei pluviometri interessati dagli eventi e alla loro reciproca posizione rispetto alla cella temporalesca, poiché è da questi fattori che dipende la dimensione dei poligoni di Voronoi e la loro orientazione rispetto al fenomeno convettivo.

Infine si è osservato come ogni cella temporalesca considerata nello studio sia caratterizzata da una propria curva di riduzione della precipitazione media all'area, che differisce nei tre casi analizzati. Pertanto, non sembrerebbe ipotizzabile un riferimento ad una curva standard caratteristica degli eventi di tipo convettivo.

CONCLUSIONI

Questo lavoro di Tesi si è collocato nel contesto degli studi sui fenomeni meteorici di tipo convettivo e con questo termine si indicano eventi precipitativi caratterizzati da una breve durata ed un'elevata intensità di precipitazione, associati spesso a raffiche di vento, grandine e fulminazione. Nell'ambito della meteorologia, la previsione dell'occorrenza e dello sviluppo di questi eventi risulta essere ancora complessa, soprattutto a causa della veloce evoluzione delle celle convettive e delle numerose cause che possono generarle. Un approfondimento nozionistico sui fenomeni temporaleschi, sulla loro struttura, evoluzione e genesi si può ritrovare nel primo capitolo di questo lavoro di Tesi; nel secondo invece si riportano le nozioni di base sulla rete idro-meteo-pluviometrica dell'Emilia-Romagna e sul radar meteorologico; i successivi tre capitoli contengono le analisi svolte sulle tematiche di interesse.

Nel terzo capitolo si è verificata la possibilità che vi sia stata una variazione di frequenza dei massimi annuali di precipitazione per diverse scale di aggregazione temporale oraria (c.d. da 1 a 24 h) negli ultimi 18 anni (1995-2012) in relazione ad un periodo storico di riferimento, compreso tra il 1935 ed il 1989. Inizialmente si è eseguito il test Kolmogorov-Smirnov per valutare se le osservazioni recenti potessero essere rappresentate da una distribuzione di frequenza alla base di un Modello Regionale, definito per l'Emilia-Romagna e le Marche e validato per il periodo storico compreso tra il 1935 ed il 1989 (Di Baldassarre et al. 2006). Ne è emerso che, per le diverse durate di precipitazione considerate e con maggior evidenza per le durate maggiori, non sia possibile a rigore accettare l'ipotesi che il Modello Regionale di riferimento sia ancora idoneo a rappresentare il regime di frequenza dei massimi annuali di precipitazione. Alla luce di questo risultato si è indagata la direzione nella quale si sta verificando questa variazione di frequenza ed è emerso che, per gli eventi di breve durata ma forte intensità, vi è un aumento della frequenza dei fenomeni più intensi per il 36% delle stazioni pluviometriche considerate, mentre, mediando sulle cinque durate di pioggia, si osserva una riduzione della frequenza per il 39% dei casi. Inoltre, è stato possibile mappare queste variazioni in funzione dei tempi di ritorno in ambiente GIS, riscontrando come, per precipitazioni di durata superiore alle tre ore, si possano individuare delle zone a comportamento omogeneo; in particolare la fascia

appenninica, collinare e pedemontana, è caratterizzata da una riduzione della frequenza di accadimento di eventi meteorici ad intensità più elevata, rispetto al periodo compreso tra il 1935 e il 1989, mentre la fascia di crinale e quella costiera presentano un aumento della stessa.

Il quarto capitolo contiene l'analisi dell'accuratezza dell'intensità di precipitazione stimabile a partire dalle misure in atmosfera effettuate dal radar meteorologico, rispetto alle corrispondenti misure dirette rilevate dai sensori pluviometrici a terra. Dalle analisi condotte per quattro casi di studio (gli eventi del 4 e del 5 giugno 2011 nelle Province di Modena e Bologna, il temporale sulla città di Rimini il 24 giugno 2013 e quello in Provincia di Ferrara il 14 agosto 2013) si è dimostrato una tendenza del radar a sovrastimare i valori misurati dai pluviometri, anche se per l'evento del 14 agosto 2013 si è registrato un comportamento anomalo rispetto agli altri casi, poiché la media dei residui risulta nulla, nonostante si abbia che, per il 60 % delle misure confrontate, il radar fornisca valori superiori ai pluviometri. Sulla base di queste osservazioni si è scelto di proseguire nelle analisi escludendo i dati relativi al 14 agosto 2013. Nella fase successiva si è affrontato uno studio sulle misure di precipitazione corrispondenti tra radar e pluviometro, per valutare la variazione di corrispondenza tra esse, al variare dell'altezza di precipitazione registrata dal pluviometro ed è emerso che, fino a un valore registrato dai pluviometri di 20 mm/h, vi è una buona corrispondenza tra le due misure, sopra tale soglia il radar inizia a sovrastimare le precipitazioni per l'80% dei casi.

Il quarto ed ultimo capitolo si propone di confrontare gli andamenti spaziali delle precipitazioni convettive, ottenuti sia dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici, sia mediante due tecniche classiche di interpolazione spaziale deterministica dei dati pluviometrici: i Poligoni di Voronoi (PV) e l'Inverse Distance Weighting (IDW). Il primo risultato che si è ottenuto è che nessuna delle tecniche comuni di interpolazione permette di cogliere in maniera perfetta l'andamento spaziale fornito dal radar, anche se, calcolando la sommatoria dei quadrati degli scarti, si è osservato, in tutti i casi analizzati, come la curva ottenuta con l'IDW si avvicini maggiormente a quella del radar, rispetto a quella ottenuta mediante i Poligoni di Voronoi. Questo è dovuto sostanzialmente alla natura stessa della tecnica di interpolazione spaziale PV, la quale associa ad ogni poligono il valore di precipitazione osservato in corrispondenza del pluviometro di riferimento; al

contrario, il metodo dell'inversa distanza (IDW) permette di pesare il valore in un punto dello spazio sulla base di tutti i pluviometri circostanti, i quali concorrono alla definizione della pioggia nel punto di interesse con un peso inversamente proporzionale al quadrato della distanza. Il fatto che il peso decresca rapidamente all'aumentare della distanza rende l'IDW molto più idoneo del PV a rappresentare la variabilità spaziale dei fenomeni meteorici di tipo convettivo, che come è noto sono in genere molto localizzati.

Indagini successive prenderanno in considerazione anche interpolatori a base geostatistica (ad es. kriging), le cui potenzialità rispetto a tecniche deterministiche sono state messe chiaramente in evidenza in numerosi studi (v. ad es. Brath et al., 2003; Castiglioni et al., 2009). Le indagini mireranno a comprendere se si possa avere un miglioramento nella rappresentatività dell'andamento spaziale della precipitazione per fenomeni convettivi, sulla base della densità caratteristica della rete dei sensori pluviometrici in uso presso l'Emilia-Romagna, che sembra complessivamente insufficiente per garantire una corretta rappresentazione spaziale dei fenomeni temporaleschi attraverso l'impiego di tecniche a base deterministica come l'IDW.

Infine, si è osservato come ogni cella temporalesca considerata nello studio sia caratterizzata da una propria curva di riduzione della precipitazione media all'area, che differisce nei tre casi analizzati. Pertanto, non sembrerebbe ipotizzabile un riferimento ad una curva standard caratteristica degli eventi di tipo convettivo.

In conclusione, questo lavoro di Tesi ha aperto la strada a numerose analisi in questi campi dell'idrologia, soprattutto grazie alla quantità, alla tipologia e alla qualità dei dati raccolti; in particolare, le indagini di approfondimento ipotizzate precedentemente potranno avere importanti ricadute applicative in ambito di Nowcasting. Con il termine Nowcasting si intende una previsione meteorologica, valida per massimo le 6 ore successive all'elaborazione prodotta con i dati delle reti di monitoraggio e che, attraverso l'identificazione dei fenomeni meteorologici in atto, permette di prevederne i comportamenti nelle ore successive. In tale contesto, si potrebbe elaborare un modello che, applicato alle previsioni di Nowcasting, permetta di valutare le altezze di precipitazione areale, associate a delle celle convettive in formazione e stabilire la frequenza caratteristica dell'evento meteorico in atto a scala spaziale, fornendo indicazioni in tempo reale che possono essere utilmente impiegate nelle attività di Protezione Civile.

BIBLIOGRAFIA

Valeri E., (03 Maggio 2013) “Le leggi fisiche di un temporale”
<http://www.meteoportaleitalia.it/temporali-co/temporali-co/didattica-temporali/9330-le-leggi-fisiche-di-un-temporale.html>

Viccione R., (26 Novembre 2010) “Tipologie di temporali in base alla struttura”
<http://www.meteoportaleitalia.it/temporali-co/temporali-co/didattica-temporali/100-i-temporali-parte-seconda-tipologie-di-temporali-in-base-alla-struttura.html>

Gobbi A., “Le nubi cumuliformi”
<http://www.fenomenitemporaleschi.it/cumuliforme.htm>

Gobbi A., “Le correnti convettive”
<http://www.fenomenitemporaleschi.it/convezione.htm>

Gobbi A., “Cella singola e multicella”
<http://www.fenomenitemporaleschi.it/multicella.htm>

Gobbi A., “La supercella”
<http://www.fenomenitemporaleschi.it/supercella.htm>

Abinanti V., (03 Settembre 2010), “Didattica sui temporali”
http://www.tornadoseeker.com/index.php?option=com_content&view=article&id=49&Itemid=2

Crespi M., Giaretta P., Monai M. - ARPA Veneto (1991) “Il radar meteorologico”
Tratto da "Confronto fra misure di precipitazione in remoto e a terra" - Dipartimento per l'Agrometeorologia, Centro Sperimentale per l'Idrologia e la Meteorologia; Teolo (Padova), 1991
<http://www.fenomenitemporaleschi.it/radar.htm>

La Loggia G. (30 maggio 2011) “Il radar meteorologico”
http://www.idra.unipa.it/temp_dw/glal/RadarMeteo.pdf

Amorati R. (11 settembre 2008) “IL RADAR METEOROLOGICO”
Area Modellistica e RadarMeteorologia ARPA – Servizio Idro-Meteo-Clima
http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/edu_ambiente/Amorati_RadarMeteorologia.pdf

Scardovi E., Alberoni P.P., Amorati R., Cocchi D., Pavan V., (01 08 2012) “Uso integrato dei dati di pioggia radar-pluviometro: analisi esplorativa dei dati orari”
http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/quaderni/radarpluviometri_analisesplorativa.pdf

Bini M., Ignesti A., Riminesi C. (2010) “Misure sul Radar Meteorologico di Gattatico (Reggio Emilia)”
<http://www.ifac.cnr.it/images/stories/libri/archivio/VOL2/6-10.pdf>

Meteotrentino.it – Centro Funzionale di Protezione Civile, “Il radar meteorologico”
http://www.meteotrentino.it/dati-meteo/radar/radar_html.pdf

G. Di Baldassarre, A. Castellarin, and A. Brath, (2006) “Relationships between statistics of rainfall extremes and mean annual precipitation: an application for design-storm estimation in northern central Italy” a cura di DISTART, Faculty of Civil Engineering, University of Bologna, Bologna, Italy, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 589–601, 2006

Castellarin, A., D.H. Burn, A. Brath (2001): “Assessing the effectiveness of hydrological similarity measures for regional flood frequency analysis”, *Journal of Hydrology*, 241(3-4), 270-285.

Castiglioni, S., A. Castellarin, A. Montanari (2009): “Prediction of low-flow indices in ungauged basins through physiographical space-based interpolation”, *Journal of Hydrology*, 378, 272–280.

Brath, A., A. Castellarin, A. Montanari (2003): “Assessing the reliability of regional depth-duration-frequency equations for gaged and ungaged sites”, *Water Resources Research*, 39(12), 1367.

Trovatore E. (2012) “Comunicare l’incertezza della previsione” *Ecoscienza 4/2012* “Le Previsioni meteo oggi” 4: 30-32, a cura di Arpa Emilia Romagna

Niccoli R., Fusto F. (2012) “L’allerta funziona, serve la prevenzione” *Ecoscienza 4/2012* “Le Previsioni meteo oggi” 4: 29, a cura di Arpa Emilia Romagna

Helsel D.R. and Hirsch R.M. (2002) “Statistical Method in Water Resources” “*Hydrologic Analysis and Interpretation*” Book 4, Chapter A3, USGS.

RINGRAZIAMENTI

Sono arrivata alla fine di questa tesi; è l'una di notte e domani mattina queste 123 pagine andranno in stampa.

Incomincerei dai ringraziamenti istituzionali.

Ringrazio il mio relatore, il Professore Armando Brath, per la fiducia che mi ha accordato con questo lavoro di Tesi; ringrazio con tutto il cuore anche i miei due correlatori, il Prof. Attilio Castellarin e Alessio, per l'impegno e l'esperienza con cui mi hanno seguito in questi mesi, per la cortesia e la disponibilità che hanno sempre dimostrato nei miei confronti, ma soprattutto per le correzioni a orari improponibili della notte e per la prontezza e la velocità con cui hanno saputo risolvere i problemi che si sono presentati durante questo percorso.

Un ringraziamento speciale va ai tecnici dell'ARPA SIMC, Roberta Amorati, Pier Paolo Alberoni e Anna Fornasiero, per la grandissima disponibilità a lanciarsi in questo progetto di Tesi, fornendomi i dati necessari e il loro supporto tecnico, sempre con grandissima cortesia.

Infine ringrazio i miei tutors dell'Agenzia Di Protezione Civile, Antonio Monni, Sara Pignone e Nicola Magagni, poiché mi hanno permesso di vivere una bellissima esperienza di tirocinio, che si è rivelata essere davvero formativa e interessante. Inoltre è dal progetto di tirocinio che è nata l'idea di questa tesi, che spero possa avere in un futuro dei risvolti positivi nelle applicazioni di protezione civile.

E ora iniziamo con i ringraziamenti a chi davvero se li merita più di ogni altro, parlo dei miei genitori, che in questi 20 anni (meno un giorno!) di studio, mi hanno sempre sostenuto e aiutato. Mi hanno permesso di iniziare e completare questo bellissimo percorso universitario durato 5 anni, ricco di tante soddisfazioni ma anche di qualche delusione, hanno creduto in me e nelle mie capacità, hanno iniziato a prepararsi per il giorno della mia laurea molto prima di me!

Una menzione speciale va a mio fratello, perché sono consapevole che questo periodo sia stato un po' stressante anche per lui, a causa del mio assenteismo e della mia estraniamento dai problemi che non riguardassero la Tesi. In ogni caso, gli ricordo che quando toccherà a lui laurearsi io sarò a Londra!

E poi, come non ringraziare colei che mi ha permesso di arrivare fino a questo giorno! Fra, sei stata una compagna di studi davvero preziosa, la migliore che avessi mai potuto

trovare; insieme abbiamo affrontato dal primo al quinto anno di Università e mi mancheranno le ore di lezione passate ad ascoltare la tua pancia brontolare, i cucci che mi tiravi quando mi addormentavo in aula, le strippate davanti al progetto di Berry, le domande da ultimi 5 minuti prima dell'esame, le ore interminabili passate a telefono a sospirare sulle scadenze troppo vicine, sull'assenza di voglia di studiare, sulle nostre disavventure, sulla mia incapacità di capire il mondo di Matlab e di R e sulla tua incapacità di ricordarti gli argomenti di due mesi prima! Sei stata la mia compagna di studi è vero, ma sei diventata soprattutto un'amica a cui voglio un bene davvero immenso! Grazie per il tuo sostegno, spero di non averti fatto mancare il mio!

Bene, e ora ringraziamo la compagnia dei "5 anni di sorrisi"! Siamo un gruppo davvero bello, un insieme di 6 teste e di 6 caratteri così diversi tra loro, ma che hanno saputo trovarsi e creare un'alchimia rara, che sopravvive alla distanza e ai percorsi differenti che ognuna di noi ha intrapreso! Rachy, tu sei sempre stata un po' il collante di questo gruppo, hai lavorato per crearlo e amalgamarlo e per questo non ti ringrazierò mai abbastanza. Stella che dire, ho sempre ammirato la tua decisione, il tuo perseverare nel raggiungere i tuoi obiettivi. Credo che in questi ultimi due anni tu sia davvero sbocciata, che tu abbia trovato la tua direzione e poi la tua allegria quando ti vengono gli occhi a cuoricino, è davvero contagiosa! Direi che ci starebbe un applauso a Carmine a questo punto!

Ceci, tu sei una roccia! Probabilmente non sono mai riuscita a farti capire fino in fondo quanto tenga anche a te, però voglio che tu sappia che sei un esempio per me come lo sei per chiunque ti conosca.

Ultima ma non ultima, Ila! La rivoluzione, un piccolo tornado, ecco cosa sei! Hai stravolto la percezione della nostra realtà con quel piccolo tesoro che abbiamo visto crescere dentro di te e adesso ti vediamo stringere tra le tue braccia! Schietta, determinata, esuberante, una ricchezza per chiunque ti sia vicino!

Cambiamo versante, andiamo verso quel mondo che assorbe la maggior parte del mio tempo (Cipo e Tesi esclusi!)? Vorrei ringraziare Recca e Mario, perché mi hanno permesso di dedicarmi con maggiore serenità alla redazione di questa tesi, prendendosi cura del nostro adorato reparto; noi tre siamo diventati un bel trio (se contiamo anche l'ego di Mario, un quartetto), siete un punto di riferimento; ogni riunione è un'occasione per confrontarci, per parlare non solo dei ragazzi ma anche di noi! Poi,

quando entrate in un loop mentale su macchine, aerodinamica, computer, ecc.. , non vi sopporto, però vi voglio bene!

Un ringraziamento speciale a chi tra voi c'è da sempre, a chi è ancora da scoprire, a chi sta diventando importante e a ogni persona che mi ha sostenuto, anche solo con una parola, in questo percorso! Non posso nominarvi tutti, non finirei più (attualmente sono le 2.15!)

C'è un'altra persona che vorrei ringraziare: non ci siamo viste come avremmo voluto in questo ultimo periodo, ma entrambe sappiamo che ci siamo l'una per l'altra! Un'amicizia nata strana, ma che è diventata un rapporto inaspettato! Di sicuro sei la persona con cui io abbia condiviso più esperienze di qualsiasi altra: gioie e dolori, dubbi e insicurezze, desideri, sogni e disillusioni! Spero di non condividere mai l'orario di lavoro! Ti voglio bene Faby!

Infine l'ultimo ringraziamento è per una persona davvero speciale; un ragazzo che ha preso la mia vita, l'ha stravolta e ci ha aggiunto la felicità! Colui che per darmi sostegno morale restava sveglio a giocare a "The last of us" fino alle due di notte, aspettando che finissi di scrivere la tesi. Un ragazzo che poi mi preparava la colazione per la mattina dopo! Una certezza, un sostegno, un conforto anche nei peggiori momenti di scoraggiamento. Grazie, amore, per essermi accanto, perché tu mi dai forza e fiducia in me stessa, mi fai ridere anche quando sono arrabbiata, mi rendi decisamente una persona migliore.

Vorrei concludere, ringraziando una persona che non mi abbandona mai, un amico che è sempre nei miei pensieri e nel mio cuore, che mi ricorda costantemente di affrontare ogni giorno col sorriso e col coraggio di chi non ha paura del suo futuro e vuole viverci tutto quello che ha da offrirgli il presente.

Grazie a tutti! (ore 2.36)