



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CAGLIARI

**DOTTORATO DI RICERCA
INGEGNERIA DEL TERRITORIO
CICLO XXVI**

TESI

**Modelli di preannuncio delle piene in piccoli bacini ed incertezze
legate alla densita' della rete pluviometrica.**

SETTORE SCIENTIFICO DISCIPLINARE DI AFFERENZA

ICAR/02 COSTRUZIONI IDRAULICHE E MARITTIME E IDROLOGIA

Presentata da: *Alessandro Seoni*
Coordinatore Dottorato: *Prof. Roberto Deidda*
Tutor: *Prof. Roberto Deidda*
Co-Tutor: *Dott. Giuseppe Mascaro*

Esame finale anno accademico 2013 – 2014

Vorrei esprimere sincera gratitudine al mio tutor, Prof. Roberto Deidda, per il suo sapiente e critico supporto alle mie attività di ricerca e per la fiducia che ha sempre riposto in me.

Desidero ringraziare ancora il mio Co-Tutor, Dott. Giuseppe Mascaro, per aver fortemente ispirato il mio lavoro e contribuito ad approfondirne il livello scientifico.

Infine rivolgo un caloroso grazie alla mia meravigliosa famiglia, per avermi sostenuto e incoraggiato nei momenti di difficoltà, e al mio caro amico Mauro Pitzalis i cui consigli mi hanno aiutato ad affrontare gli studi, e non solo, con serenità.

Alla mia splendida moglie

Alessandro

Sommario

I bacini che per via della loro limitata estensione e configurazione geomorfologica, sono caratterizzati da una risposta idrologica molto rapida agli eventi piovosi intensi, sono soggetti al pericoloso fenomeno delle piene improvvise (*Flash Floods*), il cui preannuncio deve essere dato, visto i ridottissimi tempi in gioco, sulla base della previsione meteorologica e sul *nowcasting*, piuttosto che attraverso il monitoraggio in continuo dei livelli in alveo. D'altra parte, onde poter analizzare questo tipo di fenomeni, sono necessarie misure di precipitazione in tempo reale ad alta risoluzione spazio-temporale coerenti con i processi fisici in gioco, mentre nella realtà molto spesso i bacini sono scarsamente strumentati e dotati al più di una rete pluviografica poco densa.

Questa tesi presenta alcune ricerche condotte su diversi modelli di preannuncio delle piene in piccoli bacini ubicati nella parte orientale della Sardegna centro-meridionale, in cui la precipitazione viene misurata attraverso un numero limitato pluviografi. Nella prima parte del lavoro è stata studiata con un approccio statistico, la sensibilità e l'accuratezza della modellazione dei processi idrologici di piena al variare della densità della rete pluviografica, utilizzando lunghe serie temporali di campi di precipitazione sintetica ad alta risoluzione spazio-temporale. Le analisi sono state condotte su un set di 12 bacini di estensione variabile da 15 a 1800 km², in termini delle risposte idrologiche di due semplici modelli afflussi-deflussi: uno a parametri concentrati e l'altro a parametri distribuiti. I risultati ottenuti hanno mostrato una forte dipendenza delle performance dei modelli dalla severità dell'evento e che, anche in bacini di ridotta estensione e a prescindere dal tipo di modellazione adottata, sarebbero necessari un numero di pluviografi ben più alto di quelli normalmente disponibili. Un riscontro finale con un caso reale, per quanto limitato ad un numero ristretto di pluviografi, è sembrato confermare i risultati dell'approccio sintetico.

Nella seconda parte del lavoro sono state proposte e testate su due piccoli bacini di 121 e 53 km², provvisti di lunghe osservazioni pluviografiche ed idrometriche ad alta risoluzione temporale, diverse tecniche di preannuncio delle Flash Floods, il cui approccio è stato classificato in due categorie principali: *RTCM* (Rainfall Thresholds based on Conceptual Models) e *RFTDM* (Runoff and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling).

Le metodologie *RTCM* sono puramente deterministiche e consentono, attraverso l'applicazione in modalità inversa di modelli concettuali a parametri concentrati ad evento, la stima delle soglie pluviometriche critiche con delle semplici curve operative, in funzione dell'umidità del bacino e della durata della pioggia. Le diverse tecniche proposte sono di semplice e rapida trasferibilità ad altri bacini, di contro hanno mostrato una discreta efficacia predittiva sui piccoli bacini caratterizzati da un deflusso di base modesto, anche se sono in genere caratterizzate da alte frequenze di falsi allarmi.

Le metodologie RFTDM prevedono l'applicazione di un modello distribuito, fisicamente basato e idrologicamente completo; nella fattispecie è stato scelto il *tRIBS* (TIN based Real Time Integrated Basin Simulator) per efficienza e velocità di calcolo. Le tecniche proposte sono basate su due approcci differenti: *metodo diretto*, in cui il modello che gira in continuo, viene inserito in una catena previsionale e fornisce direttamente le portate di piena simulate a partire dalla previsione meteorologica; *metodo statistico*, in cui, sulla base delle analisi di frequenza sulle portate storiche osservate e simulate dal modello, la predizione viene eseguita in termini probabilistici confrontando frequenze di accadimento piuttosto che portate. I risultati hanno mostrato che entrambi i metodi forniscono un deciso abbassamento dei falsi allarmi a fronte di buone capacità predittive in tutte le condizioni operative, d'altra parte non è stato rilevato l'atteso miglioramento delle performance utilizzando il metodo statistico rispetto al metodo diretto, con nessuna delle distribuzioni di probabilità implementate. È bene notare che il metodo statistico, a fronte di un grosso onere per la preparazione, consente di determinare per un dato bacino le mappe di allerta da Flash Flood: i risultati suggeriscono però di prestare particolare cautela nel loro utilizzo per via delle distorsioni indotte dal campionamento spaziale della precipitazione.

NOTA

Nel testo si fa sovente utilizzo di acronimi per una lettura più spedita, il relativo significato è riportato nell'appendice "Abbreviazioni" al termine della tesi.

Indice

Sommario	ii
1 Introduzione	1
1.1 Il problema della previsione delle piene improvvise (<i>Flash Floods</i>)	1
1.2 Metodologia americana per la previsione delle piene improvvise - <i>Flash Flood Guidance</i>	4
1.2.1 Calcolo della soglia di deflusso	6
1.2.1.1 Determinazione della portata critica	7
1.2.1.2 Picco dell'idrogramma unitario	7
1.2.1.3 Limiti della metodologia per la determinazione della soglia di deflusso	8
1.2.2 Determinazione delle soglie pluviometriche	9
1.2.3 Limiti del sistema <i>FFG</i>	11
1.3 Studi ed evoluzione della metodologia americana	12
1.3.1 Studi recenti per il miglioramento del sistema <i>FFG</i>	12
1.3.2 <i>Gridded Flash Flood Guidance Model</i>	13
1.4 Studi recenti sulla previsione delle piene improvvise	15
1.5 Finalità della tesi	27
2 Metriche utilizzate per l'analisi dei risultati	29
2.1 Metriche utilizzate per la valutazione dei modelli idrologici	29
2.2 Metriche utilizzate per la valutazione delle metodologie di previsione	32
3 Area di studio, dati di riferimento e preprocessamento dei dati	35
3.1 Area di studio	35
3.2 Dati osservati di riferimento	43
3.2.1 Precipitazione ad alta risoluzione	44
3.2.2 Portata ad alta risoluzione	46
3.2.3 Altre osservazioni meteorologiche	48
3.3 Precipitazione: depurazione delle perdite	48
3.4 Portate: separazione delle componenti di deflusso	54
3.5 Evapotraspirazione potenziale: ricostruzione a scala oraria	57
3.6 Ricostruzione serie temporali continue di precipitazione, portata e temperatura	61
3.6.1 Ricostruzione serie temporali di precipitazione ad alta risoluzione	61
3.6.2 Ricostruzione serie temporali di portata ad alta risoluzione	62
3.6.3 Ricostruzione serie temporali di temperature giornaliere	62

4	Influenza della densità della rete pluviografica sulla modellazione idrologica delle piene	64
4.1	Introduzione	64
4.1.1	Importanti studi sul campionamento del campo di precipitazione	65
4.1.2	Campo di applicazione e obiettivi	74
4.2	Dati, modelli, strategie di analisi	74
4.2.1	Area di studio	74
4.2.2	Precipitazione sintetica di riferimento	77
4.2.3	Modelli afflussi-deflussi utilizzati	77
4.2.4	Dataset sintetico di riferimento e strategie di analisi	78
4.2.5	Dataset reale di riferimento	79
4.3	Risultati e discussioni	80
4.3.1	Variabilità delle performance dei modelli	80
4.3.2	Dipendenza delle performance dei modelli dalla severità degli eventi	83
4.3.3	Minima estensione della rete pluviografica necessaria per ottenere buone performance dei modelli, <i>PNS</i>	87
4.3.4	Dipendenza del <i>PNS</i> dalla severità degli eventi	89
4.3.5	Sensitività delle performance dei modelli nel caso di una rete di pluviografi reale	91
4.4	Conclusioni	95
5	Previsione delle Flash Floods attraverso modelli idrologici concettuali a parametri concentrati e soglie pluviometriche	97
5.1	Introduzione	97
5.2	Procedura adottata	98
5.3	Precipitazione usata come input, e portata di riferimento	99
5.4	Modelli UH e GUH	99
5.4.1	Idrogramma unitario di <i>Snyder</i>	100
5.4.2	Idrogramma unitario <i>SCS</i>	101
5.4.3	Idrogramma unitario di <i>Clark</i>	102
5.4.4	Idrogramma unitario geomorfologico <i>GUH</i>	103
5.4.5	Idrogramma unitario <i>Empirico</i>	106
5.4.6	Idrogrammi unitari calibrati	107
5.4.7	Valutazione delle performance di simulazione dei modelli scelti	109
5.5	Curve operative per la determinazione delle soglie pluviometriche: definizione, applicazione e risultati	112
5.5.1	Definizione delle curve operative	112
5.5.2	Applicazione delle curve operative e valutazione delle performance di previsione	114
5.6	Conclusioni	124
6	Previsione delle Flash Floods attraverso modello idrologico distribuito fisicamente basato e soglie di frequenza delle portate	127
6.1	Introduzione	127
6.2	Descrizione del modello idrologico <i>tRIBS</i>	129
6.3	Modello digitale di terreno: da <i>GRID</i> a <i>TIN</i>	132
6.4	Dati di input e di riferimento, e periodi di simulazione	137
6.5	Definizione e calibrazione dei parametri	137

6.5.1	Scelta dei periodi su cui condurre la calibrazione del modello	138
6.5.2	Analisi di sensitività per la selezione dei parametri da sottoporre a calibrazione	142
6.5.3	Significato e trattazione dei parametri selezionati	144
6.5.4	Calibrazione dei parametri selezionati	145
6.5.5	Risultati delle simulazioni e valutazione delle performance del modello . . .	151
6.6	Approccio diretto e statistico per la previsione delle <i>Flash Floods</i> con il <i>tRIBS</i> . .	159
6.6.1	Descrizione delle metodologie di previsione	159
6.6.2	Analisi di frequenza delle portate, <i>FFA</i>	161
6.6.3	Adattamento delle distribuzioni di probabilità ai dati	166
6.6.4	Applicazione operativa delle metodologie e valutazione delle performance di previsione	173
6.7	Dipendenza delle performance di previsione dal valore assunto per la portata critica	178
6.8	Analisi sulle portate calcolate nei nodi del reticolo idrografico interni al bacino . .	186
6.8.1	Dipendenza dei massimi di portata simulati dalle caratteristiche dei sotto- bacini e della forzante di precipitazione	187
6.8.2	Mappe d'allerta: creazione e problematiche	195
6.9	Conclusioni	200
7	Conclusioni	205
7.1	Riepilogo delle attività di ricerca	206
7.2	Risultati ottenuti	210
7.3	Possibili sviluppi in campo scientifico e operativo	215
	Abbreviazioni	217

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il problema della previsione delle piene improvvise (*Flash Floods*)

Le *piene improvvise* sono conosciute come gli eventi critici di origine meteorologica con il più elevato rischio di decessi e danni a beni e strutture, molto maggiore rispetto alle più lente esondazioni tipiche dei grossi fiumi e dello stesso ordine di grandezza delle inondazioni causate da fenomeni di moto ondoso anomalo. Si tratta di eventi associati a piogge di breve durata ed elevata intensità, generalmente di origine convettiva, che si verificano localmente e sono caratterizzati da velocità di deflusso molto superiori rispetto ad altri tipi di inondazione a causa della rapida risposta idrologica dei bacini alla pioggia intensa. L'U.S. National Weather Service (N.W.S., 2002) definisce le *piene improvvise* (spesso menzionate col termine anglosassone di *Flash Floods*) come eventi di breve durata, che si verificano entro 6 ore dall'inizio dell'evento piovoso che le ha generate, caratterizzati da un rapido innalzamento del livello in alveo che può superare gli argini e causare un rapido e pericoloso allagamento. Le piene improvvise possono essere generate anche da altre cause, come il rilascio improvviso di acqua da una diga o la rottura di un lago glaciale. Nel presente lavoro prenderemo in considerazione solo i fenomeni generati dalle piogge.

Sono tre le regioni europee maggiormente esposte al rischio di *Flash Flood*: Mediterranea, Alpina Mediterranea e l'entroterra del continente europeo. Ognuna delle quali con una diversa stagionalità delle occorrenze, che rivelano differenti forzanti climatiche (Borga et al., 2011). Inoltre il regime delle piene improvvise è generalmente più intenso nell'area Mediterranea piuttosto che nell'area dell'Europa Continentale. In questo contesto l'isola della Sardegna, in Italia, è stata colpita più volte negli anni passati da importanti fenomeni di Flash Flood, che hanno causato la perdita di vite umane ed ingenti danni economici. Nelle figure 1.1, 1.2 sono mostrate la localizzazione dell'isola nel Mediterraneo e le aree colpite recentemente da eventi estremi, con l'indicazione della data di accadimento.



FIGURA 1.1: Localizzazione della Sardegna al centro del mar Mediterraneo.

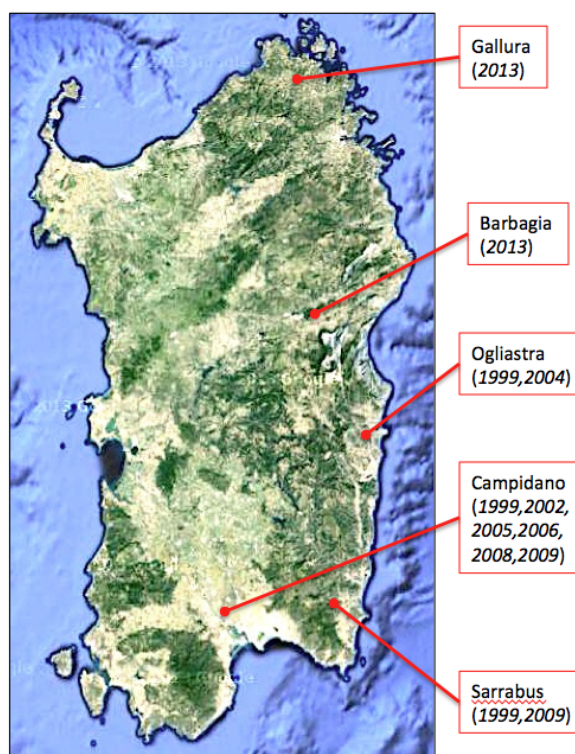


FIGURA 1.2: Le piene più critiche registrate in Sardegna negli ultimi quindici anni.

Le piene improvvise si verificano generalmente nei bacini di piccole dimensioni fino a qualche centinaio di km² (raramente oltre i 1000-2000 km²), e in ogni caso sono caratterizzate da una rapida risposta idrologica dell'area interessata. I fattori scatenanti sono l'intensità e la durata

della precipitazione, la topografia, la copertura del suolo, la pendenza del bacino e l'umidità del suolo. In particolare l'orografia può rivestire un ruolo importante dal momento che le regioni montuose sono caratterizzate da un lato da un rapido tempo di corrivazione, e dall'altro gli effetti dell'orografia possono accrescere la precipitazione e la persistenza del fenomeno convettivo critico. Anche le aree urbane sono soggette a fenomeni di Flash Flooding per via dell'alta percentuale di aree impermeabili, che accrescono i coefficienti di deflusso generando un rapido deflusso dalle superfici. Molti esperti predicono che i cambiamenti climatici aumenteranno la frequenza delle piene improvvise in alcune parti del mondo; inoltre l'urbanizzazione contribuisce a generare ulteriori elementi vulnerabili e tende a ridurre l'effetto laminante dei bacini, producendo un aumento generale del rischio.

Il brevissimo tempo di preavviso di una piena improvvisa implica che il sistema di allerta non può essere basato sul solo monitoraggio continuo della portata in tempo reale, ma deve essere integrato con le previsioni da modello meteorologico, il *nowcasting* da radar e le osservazioni da pluviografi collegati in *real-time* con la centrale operativa. In questo contesto, l'uso di radar meteo può rappresentare un utile strumento per capire la distribuzione spaziale del campo di precipitazione, anche se la stima della precipitazione è affetta da incertezze legate alla conversione non lineare riflettività-precipitazione, e richiede non solo una calibrazione ma anche una correzione in tempo reale basata sulle misure a terra; inoltre allo stato attuale non si dispone di una copertura sufficientemente ampia sul territorio europeo. Ancora, nonostante siano stati sviluppati sistemi di misura in telerilevamento ad alta risoluzione e algoritmi avanzati per il recupero dei dati di precipitazione dalle osservazioni del satellite alle microonde e all'infrarosso, il ritardo operativo dovuto al tempo di elaborazione di queste informazioni non è appropriato a previsioni in tempo reale, ma fornisce unicamente un utile supporto nella mappatura delle condizioni su larga scala.

Un'importante metodologia per la previsione delle piene improvvise adottata in diversi Paesi nel mondo è basata sulla comparazione delle soglie pluviometriche con i totali delle precipitazioni previste. In questo modo il parametro per la gestione dell'emergenza, e di scambio di informazioni tra meteorologi, idrologi e operatori di protezione civile, è "la pioggia". Ciò semplifica notevolmente la comunicazione sullo stato idrologico delle aree potenzialmente interessate da fenomeni critici. Una definizione universalmente accettata in letteratura per *soglia pluviometrica* è "l'altezza di precipitazione totale costante in un dato periodo ed uniformemente distribuita sul bacino capace di causare una portata critica nella sezione di chiusura". Quindi la soglia pluviometrica è riferita alla precipitazione misurata direttamente con i pluviometri, e differisce dalla *soglia di deflusso* che si riferisce invece alla sola quota parte di precipitazione che contribuisce al deflusso di pioggia, ovvero la precipitazione netta. La Protezione Civile Italiana per l'emanazione dell'allarme alluvione, ha utilizzato per lungo tempo una soglia pluviometrica costante pari a 50 mm su aree di $2 \div 50 \text{ km}^2$. Questa semplice tecnica, adottata anche in molti altri Paesi, comporta una forte limitazione perché trascura la reale umidità del suolo, le caratteristiche idrauliche e morfometriche e del suolo del bacino, generando quindi frequenti falsi allarmi.

Il sistema di allerta delle piene improvvise basato sul concetto di soglia pluviometrica più noto, e su cui sono incentrati molti studi e sono state investite ingenti risorse finanziarie, è il *Flash Flood Guidance* (FFG) del National Weather Service degli Stati Uniti (NWS). La struttura razionale del metodo (Sweeney, 1992) ha ispirato molti altri sistemi di allerta nel mondo, inclusi diversi paesi europei. Nella sezione 1.2 viene data una descrizione dei diversi componenti del FFG, insieme ad una breve trattazione riguardo i suoi limiti ed i tentativi per superarli. Nelle sezioni 1.3.2, 1.4 vengono esposti recenti metodi di previsione alternativi proposti da diversi ricercatori e/o implementati operativamente in sistemi di allerta.

1.2 Metodologia americana per la previsione delle piene improvvise - *Flash Flood Guidance*

Il primo passo per lo sviluppo del *Flash Flood Warning System* fu la fondazione del NWS's *Hydrologic Research Lab*, che alla fine degli anni '80, mise le basi per la costituzione del moderno NWS-FFG (Sweeney, 1992). Questa metodologia fu adottata dai tredici *River Forecasting Centers* (RFC) la cui finalità è proprio la previsione idrologica di eventi intensi critici, ed in particolare la rilevazione delle piene critiche che si possono verificare nei principali corsi d'acqua degli U.S.A.. In particolare ogni RFC emette una o due volte al giorno le mappe contenenti le soglie pluviometriche, chiamate appunto *Flash Flood Guidance* (FFG), per la propria area di competenza. Queste FFG sono determinate sulla base dei confini dell'area di competenza di ciascun RFC, e solo in un secondo momento vengono proiettate sulla griglia regolare (HRAP) del *Hydrologic Rainfall Analysis Project*. Pertanto, sebbene qualche volta il sistema di allerta sia stato definito *gridded FFG*, in realtà, come risulterà evidente nel seguito, questa definizione non è corretta. Infatti si tratta di una semplice trasposizione dal valore FFG medio calcolato sui bacini di interesse alla griglia-HRAP, operazione peraltro eseguita a volte diversamente da un RFC all'altro. Le FFG sono calcolate per eventi di diversa durata (usualmente 1, 3, 6, 12, 24 ore) e sono emesse in genere ad orari definiti, vengono poi confrontate dagli *Weather Forecast Offices* (WFO) con le mappe delle previsioni di precipitazione prodotte dai modelli meteorologici e con le mappe dei radar meteorologici, per fornire in definitiva le mappe di allerta (vedi esempio in figura 1.3). In questa sezione viene dedicata una certa attenzione al funzionamento del sistema FFG, in quanto a tale metodologia sono ispirate le tecniche di previsione RTCM proposte nel presente lavoro.

La metodologia FFG può essere divisa in due fasi, la prima eseguita *off-line* e la seconda in *real-time*. La fase *off-line* può essere divisa a sua volta in due componenti, la determinazione della soglia di deflusso per eventi di diversa durata (vedi sezione 1.2.1) e la definizione della relazione pioggia totale - pioggia netta, dipendente dalle condizioni iniziali di umidità del suolo del bacino (vedi sezione 1.2.2).

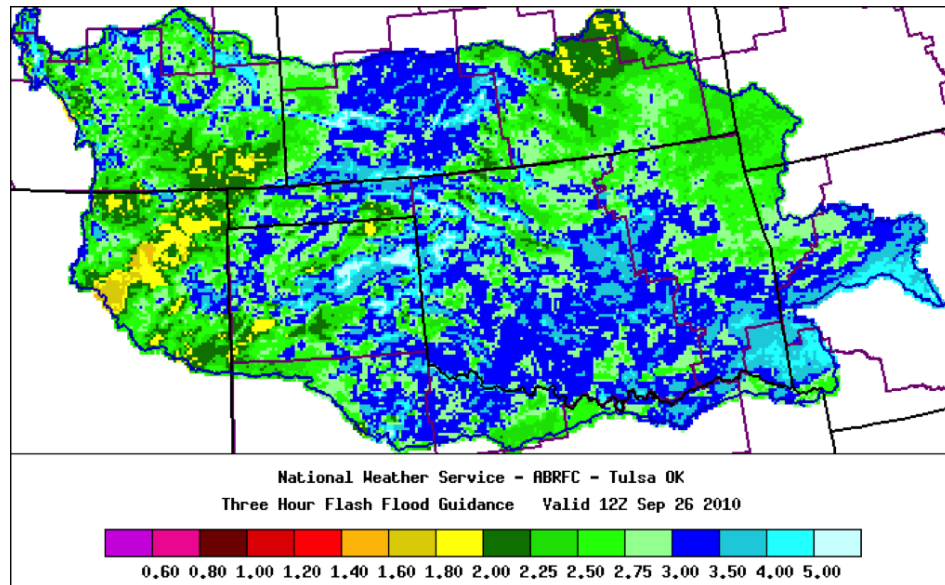


FIGURA 1.3: Esempio di mappa di allerta emessa dal centro per le previsioni nel bacino Red River in Arkansas, per eventi critici di precipitazione della durata di tre ore.

La fase operativa della procedura in real-time, il cui schema è sintetizzato in figura 1.4, può essere riassunta come segue:

1. Un modello meteorologico fornisce la previsione della precipitazione P_T per le seguenti T ore a partire dall'istante iniziale della previsione t^* ;
2. Un modello idrologico che gira in continuo in tempo reale fornisce la condizione di umidità del suolo θ_{t^*} al tempo t^* ;
3. Sulla base della durata T dell'evento oggetto di previsione viene determinata la soglia di deflusso R_T ;
4. Sulla base della condizione di umidità del suolo θ_{t^*} e della durata T può essere selezionata la corrispondente relazione pioggia lorda - pioggia netta. Utilizzando come input R_T , la relazione fornisce la soglia pluviometrica FFG_T per la durata T dell'evento oggetto di previsione;
5. La FFG_T viene confrontata con la precipitazione prevista P_T : se $P_T > FFG_T$ viene emesso l'allarme, diversamente no.

E' importante notare che la metodologia prevede se il rischio di piena è imminente, ma non predice né l'istante della piena, né l'esatta localizzazione, infatti il rischio viene valutato prendendo in considerazione lo stato di umidità iniziale del suolo e fornendo informazioni sull'accumulo della precipitazione. La metodologia FFG viene generalmente implementata operativamente dal NWS ricorrendo al *Sacramento Soil Moisture Accounting Model (SAC)*, ma in effetti può essere utilizzato un generico modello idrologico.

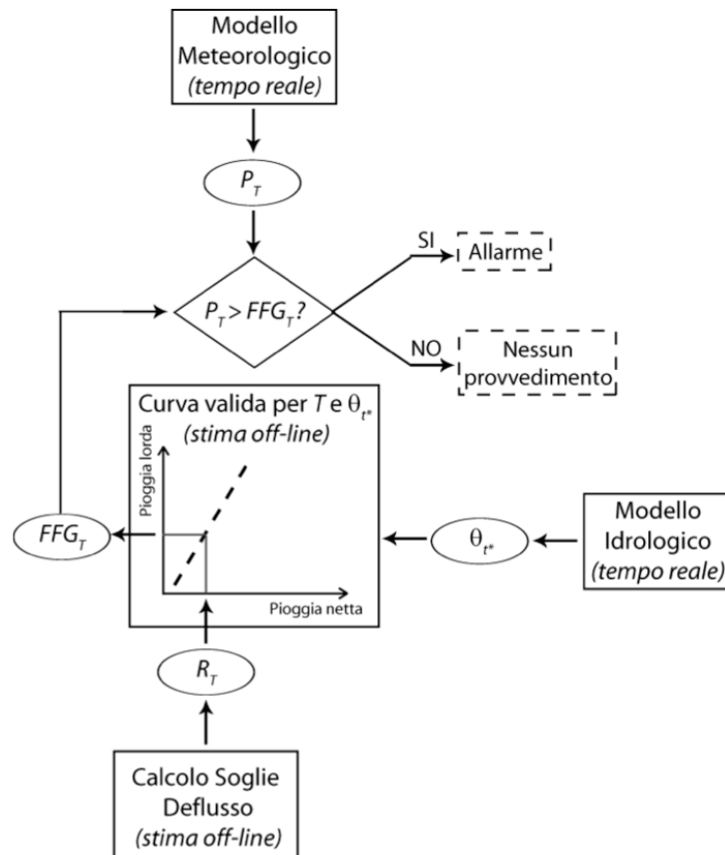


FIGURA 1.4: Schema della catena operativa per la previsione delle piene improvvise basata sull'utilizzo di soglie pluviometriche adoperata dal NWS.

1.2.1 Calcolo della soglia di deflusso

Come anticipato, la *soglia di deflusso* R_T rappresenta: l'altezza di precipitazione netta costante durante la durata T e uniformemente distribuita sul bacino, capace di causare la portata critica Q_c alla sezione di chiusura del bacino. Ipotizzando la precipitazione costante nel tempo e uniformemente distribuita, e la risposta idrologica del bacino lineare, può essere assunta la seguente relazione (Carpenter et al., 1999):

$$Q_c = q_{pT} \cdot R_T \cdot A \tag{1.1}$$

dove Q_c ($m^3 \cdot s^{-1}$) è la portata critica, q_{pT} ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2 \cdot mm^{-1}$) è il picco dell'idrogramma unitario per una durata T adimensionalizzato rispetto all'area del bacino, R_T (mm) è la soglia di deflusso per la durata T .

Pertanto invertendo l'eq. 1.1 è possibile calcolare R_T valutando Q_c e q_{pT} :

$$R_T = \frac{Q_c}{q_{pT} \cdot A} \quad (1.2)$$

1.2.1.1 Determinazione della portata critica

La portata critica Q_c rappresenta la condizione limite oltre la quale l'acqua inizia a tracimare dagli argini, comunemente nota come sezione piena, *bankfull discharge* (vedi figura 1.5). Il valore corrispondente può essere determinato seguendo due vie: (i) attraverso analisi statistiche sulle portate di piena, ci si riferisce alla portata corrispondente al tempo di ritorno critico (generalmente assunto pari a 2 anni); (ii) attraverso le leggi dell'idraulica, in base alla geometria della sezione e alla scabrezza del canale (ad esempio utilizzando l'equazione di Manning). Trattandosi in realtà di un valore di riferimento, Q_c può essere determinato per via empirica, ad esempio un valore assegnato dalla Protezione Civile sulla base dell'esperienza.

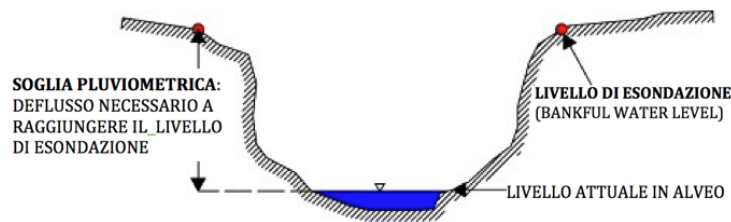


FIGURA 1.5: Sezione generica di un corso d'acqua in cui è calcolata la *soglia di deflusso* corrispondente alla sezione piena (*bankfull discharge*), identificata dai pallini rossi.

Riguardo la possibilità di definire Q_c su base statistica, Ntelekos et al. (2006) evidenziano che riferirsi ad un tempo di ritorno di 2 anni (assunzione comune) può rappresentare un'ipotesi non conservativa, e suggeriscono che il tempo di ritorno a cui fare riferimento dovrebbe essere basato sulle caratteristiche idrografiche (in particolare i valori possono risultare compresi nel range 1 ÷ 32 anni).

Come anzidetto la Q_c può anche essere definita sulla base delle caratteristiche geometriche della sezione d'alveo, ma nella realtà queste spesso non sono note. Pertanto, alternativamente le caratteristiche geometriche vengono a volte stimate attraverso relazioni regionalizzate, basate sulle caratteristiche topografiche e morfometriche del bacino determinabili con l'ausilio di software GIS.

1.2.1.2 Picco dell'idrogramma unitario

Nel sistema di allarme FFG la risposta idrologica del bacino viene definita attraverso la teoria dell'idrogramma unitario (*Unit Hydrograph, UH*), e in particolare, per un evento di una determinata durata T , è necessario definire il valore del relativo picco q_{pT} . Generalmente viene utilizzato

l'idrogramma unitario di *Snyder* o l'idrogramma unitario geomorfologico (*Geomorphologic Unit Hydrograph, GUH*).

Se viene seguito il primo approccio (*UH Snyder*), è necessario definire una serie di coefficienti empirici. Il modo migliore è determinare i coefficienti attraverso una procedura di calibrazione sulla base di idrogrammi osservati nel bacino in studio o in bacini vicini idrologicamente simili. Se non sono disponibili idrogrammi osservati, si ricorre a relazioni regionalizzate basate sulle caratteristiche topografiche e morfometriche del bacino.

Se viene seguito il secondo approccio (*GUH*), vengono superate le incertezze relative alla determinazione dei coefficienti empirici del UH di Snyder, in quanto il GUH ha basi fisiche. D'altra parte lo svantaggio è che il GUH richiede la conoscenza delle caratteristiche geometriche delle sezioni, che possono essere determinate attraverso rilievi, o utilizzando ancora una volta relazioni regionalizzate (e quindi introducendo nuovamente un certo grado di incertezza).

1.2.1.3 Limiti della metodologia per la determinazione della soglia di deflusso

La metodologia descritta per determinare R_T è basata su una serie di ipotesi che introducono un certo grado di incertezza, di cui bisogna tenere conto quando si implementa la procedura in un sistema di previsione delle piene. In particolare:

- La prima ipotesi è la linearità della risposta del bacino alla precipitazione, che sta alla base della teoria dell'UH. In realtà il comportamento idrologico di un bacino è in generale non lineare, specialmente nel caso dei bacini di più piccola scala, perciò l'assunzione di linearità è più plausibile per bacini al di sopra dei 100 km² e per eventi intensi di precipitazione in grado di generare grosse piene;
- La seconda ipotesi prevede un campo di precipitazione uniforme nello spazio, ipotesi in generale non reale, che diventa più plausibile solo per bacini di piccole dimensioni. Per questa ragione la risposta del bacino può essere considerata in generale come generata da differenti idrogrammi unitari;
- La geometria della sezione può variare considerevolmente lungo il canale, e la stessa sezione può variare la sua forma a seguito di importanti piene;
- Le relazioni regionalizzate utilizzate per derivare la geometria della sezione del canale, nel caso questa non sia nota, sono ottenute da studi su un numero limitato di casi, inoltre queste relazioni potrebbero non essere disponibili per l'area di studio, accrescendo il grado di incertezza.

In un interessante studio [Carpenter et al. \(1999\)](#) esaminano le quattro possibili combinazioni per il calcolo della R_T , ottenute utilizzando i differenti approcci per la determinazione di Q_c e

q_{pT} , descritti nella sezione 1.2.1.1. In particolare le soglie di deflusso vengono calcolate all'interno delle *Unità Idrologiche* di diversi bacini della California, Iowa e Oklahoma, considerando sottobacini fino ad un minimo 5 km². I risultati mostrano che le differenze nella definizione delle R_T sono dovute essenzialmente alla morfologia dei canali, ossia all'ampiezza e profondità delle sezioni del corso d'acqua. Da questo punto di vista gli autori evidenziano la capacità della procedura di identificare le aree più vulnerabili alle Flash Floods (corrispondenti a minori valori della soglia di deflusso) e, dall'altro lato, l'importanza di disporre di relazioni regionali che consentano di definire adeguatamente le caratteristiche geometriche delle sezioni. Inoltre il confronto tra le soglie calcolate utilizzando le quattro combinazioni di metodi, mostra che il termine di maggior impatto è il valore della portata critica, piuttosto che il metodo di stima del picco dell'idrogramma unitario.

1.2.2 Determinazione delle soglie pluviometriche

La fase off-line è completata con la definizione delle relazioni *soglia di deflusso-soglia pluviometrica* per ogni bacino. Tali relazioni, che gli RFC definiscono con il modello SAC, dipendono dalla durata della precipitazione e dalle condizioni iniziali di umidità del suolo.

Nel SAC, il bacino idrografico viene schematizzato attraverso tre aree distinte e due serbatoi (vedi figura 1.6), chiamati *upper zone tension water* e *upper zone free water*. Le tre aree sono invece definite come: *permanently impervious area*, che si riferisce all'area del bacino costantemente impermeabile ed è quindi data dal reticolo idrografico in cui scorre l'acqua; *additional impervious area*, che rappresenta l'area che diviene impermeabile qualora vengano raggiunte le condizioni di saturazione nell'*upper zone tension water*; *pervious area*, che si riferisce alla parte permeabile del bacino in cui l'acqua può infiltrarsi nel sottosuolo. Pertanto il deflusso è determinato attraverso 3 diversi meccanismi, per i cui dettagli si rimanda a Burnash et al. (1973), Georgakakos (1986) e Georgakakos (2006).

Assumendo alcune ipotesi semplificative Georgakakos (2006) ha derivato l'espressione analitica del rapporto tra soglie di deflusso (R_T) e soglie pluviometriche (FFG_T) relative ad una determinata durata T , sulla base dei parametri del modello (che devono essere calibrati). Nella figura 1.7 sono riportate a titolo di esempio le curve R_T-FFG_T che dipendono dalle condizioni iniziali del bacino, quantificate attraverso i rapporti tra il livello idrico iniziale nei serbatoi e la loro capacità totale. Per definire le condizioni iniziali di umidità del suolo del bacino e scegliere quale curva utilizzare, NWS adotta ancora il modello SAC che gira in continuo in tempo reale.

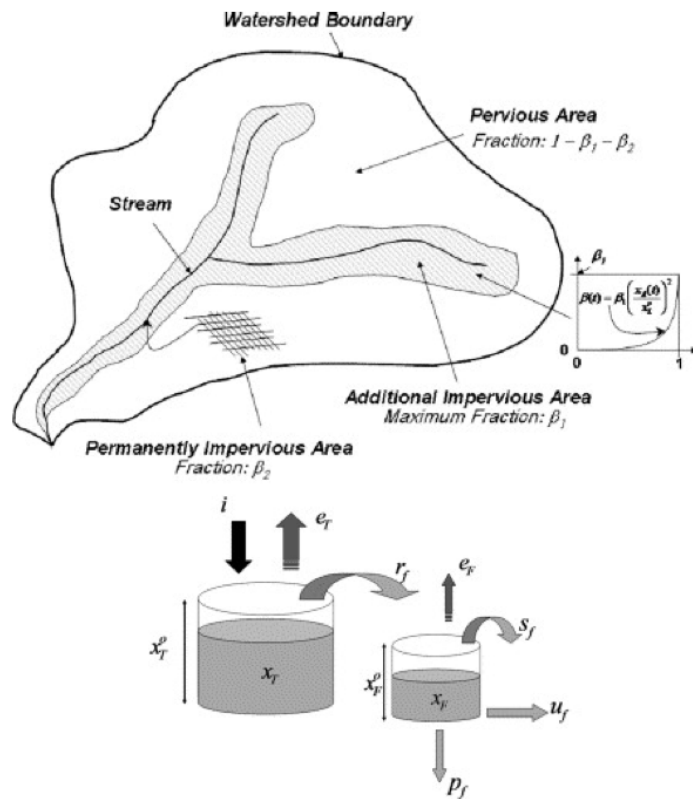


FIGURA 1.6: Schematizzazione del bacino e dei serbatoi assunta nel SAC. Sopra, sono evidenziate le aree permeabili ed impermeabili nel bacino; sotto, i serbatoi *upper zone tension water* (sulla sinistra) e *upper zone free water* (sulla destra), con i relativi flussi di input e output (Georgakakos, 2006).

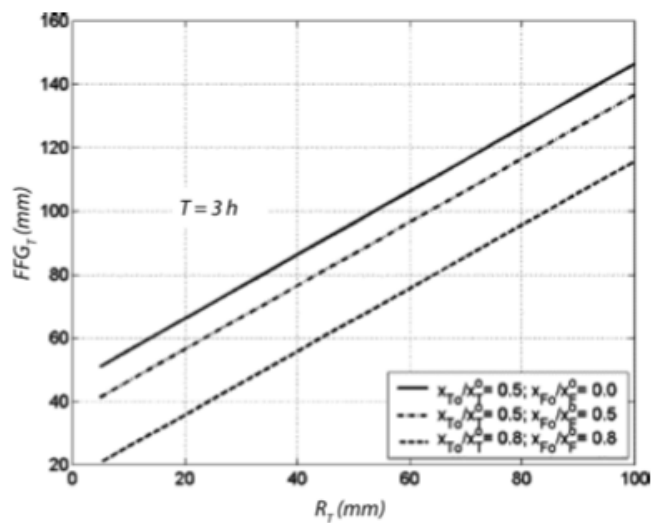


FIGURA 1.7: Relazione tra soglie di deflusso R_T e soglie pluviometriche FFG_T relative ad una durata di evento $T=3$ ore, in funzione di diversi condizioni di umidità del suolo (Georgakakos, 2006)

1.2.3 Limiti del sistema *FFG*

Un team del *NWS* ha studiato i principali limiti della metodologia descritta e ne ha sintetizzato i risultati in un report tecnico ([F.F.G.I.T., 2003](#)), di particolare utilità per i ricercatori coinvolti nell'applicazione e nello sviluppo del sistema *Flash Flood Guidance* o di approcci analoghi.

Nello studio vengono rilevati 4 limiti principali della procedura:

- Limiti sulla teoria adottata per la simulazione delle FFG_T , che riguardano 3 aspetti:
 - Il modello utilizzato per produrre le curve FFG_T-R_T viene calibrato su bacini di grande dimensione (area compresa tra 300 e 5000 km²) con input meteorologico di 6 ore, pertanto i parametri potrebbero risultare inadeguati per la simulazione a scala spaziale ridotta tipica delle Flash Floods;
 - Oltre le incertezze per la determinazione delle soglie di deflusso attraverso l'equazione 1.2, già discusse nella sezione 1.2.1.3, lo studio [F.F.G.I.T. \(2003\)](#) mette in evidenza che l'affidabilità del calcolo di queste soglie è di difficile determinazione a causa della penuria di dati idrologici nei bacini di piccole dimensioni. Inoltre queste soglie possono essere soggette ad alta variabilità locale in seguito a cambiamenti della morfologia del bacino e della rete di drenaggio;
 - Spesso non si considera che le soglie pluviometriche non sono informazioni di tipo areale, ma si riferiscono a singoli punti della rete idrografica (figura 1.8), e vengono poi proiettate e interpolate su una griglia regolare (*HRAP*¹).

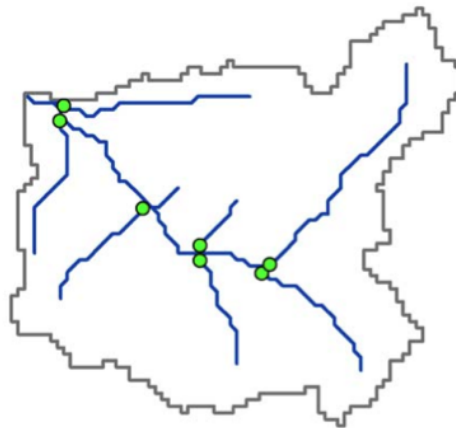


FIGURA 1.8: Confluenze lungo la rete idrografica all'interno di un bacino. Le FFG_T sono calcolate generalmente in punti come questi.

¹*Hydrologic Rainfall Analysis Project (HRAP)* è un sistema di proiezione su un grigliato utilizzato per la stima di precipitazioni dai radar WSR-88D.

Vedi http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/_pdf/21hrapgrid.pdf

- Limiti nella determinazione delle FFG_T .

La metodologia FFG non mette in conto l'esistenza di aree in cui il verificarsi di piene improvvise è dipendente fondamentalmente dalle caratteristiche topografiche e geologiche, così come dal tipo di suolo e dal suo uso, piuttosto che dal contenuto di umidità. In particolare nelle aree impermeabili (ad esempio le aree urbane) i valori di FFG_T potrebbero essere completamente indipendenti dalle condizioni di umidità del suolo;

- Limiti nell'accoppiamento tra le FFG_T determinate da diversi RFC.

Le FFG_T vengono calcolate individualmente da ogni RFC, seguendo i propri limiti nazionali e spesso utilizzando differenti strategie. Per tale ragione emergono spesso difficoltà nell'unione e nella sovrapposizione delle FFG_T vicino ai confini tra diversi RFC;

- Limiti legati alla mancanza di un sistema di verifica delle FFG.

Non esiste una struttura che verifichi in modo sistematico le performance del sistema di previsione FFG. Manca pertanto uno strumento necessario a capire quali sono le debolezze operative del sistema (anche a livello di singoli RFC).

Nella sezione 1.3.2 viene descritta una nuova metodologia ($GFFG$), in fase di test in diversi RFC, che tenta di superare alcuni dei limiti sopra citati. Nella sezione 1.4 sono invece riassunti recenti studi su sistemi di allerta e metodologie di previsione delle Flash Floods, che si concentrano su diversi aspetti: (i) approcci deterministici e statistici per superare sia le incertezze nella definizione dei parametri dei modelli idrologici, sia il bias nelle simulazioni; (ii) osservazioni da radar e misure a terra dai pluviografi per superare le incertezze delle piccole scale spazio-temporali tipiche delle Flash Floods; (iii) indici meteorologici che consentano ai sistemi di allerta di tenere sotto controllo aree molto vaste (anche a livello continentale); (iv) confronti tra modellazione a parametri concentrati e distribuita, anche in relazione alle dimensioni del bacino; (v) approcci alternativi basati su tecniche bayesiane ed economiche, oppure sull'utilizzo dell'intelligenza artificiale.

1.3 Studi ed evoluzione della metodologia americana

1.3.1 Studi recenti per il miglioramento del sistema FFG

Recenti studi accademici si sono concentrati sulla necessità che il sistema di previsione FFG superi l'impostazione di tipo deterministico (restituzione di una singola previsione ottima) e si basi invece su un approccio probabilistico, che metta in conto le numerose sorgenti di incertezza presenti nella sua struttura. Queste includono: (i) incertezze associate al calcolo delle FFG_T , che a loro volta comprendono le incertezze delle componenti idrologiche ed idrauliche e quelle legate alla determinazione dello stato di umidità iniziale del bacino; (ii) incertezze associate alla stima della precipitazione fornita da modelli meteorologici o osservata da radar.

Ntelekos et al. (2006) si sono concentrati sul primo gruppo di incertezze, introducendo delle distribuzioni di probabilità che interpretano l'errore nella stima delle variabili necessarie a calcolare le soglie pluviometriche. In particolare, vengono utilizzate due procedure differenti a seconda che le variabili siano computate tramite GIS, oppure tramite l'uso di relazioni regionali, quantificando in tal modo l'incertezza legata alla stima delle soglie di deflusso. Nello studio viene investigata anche l'incertezza nella parametrizzazione e la relativa influenza sullo stato iniziale del modello idrologico SAC, utilizzando opportune distribuzioni di probabilità per i parametri del modello. Tramite approccio Monte Carlo, le diverse fonti di incertezza vengono propagate nel sistema di previsione FFG al fine di costruire distribuzioni di frequenza empiriche delle FFG_T , che vengono interpretate tramite la distribuzione log-normale. La limitazione dello studio di Ntelekos et al. (2006) è legata al presupposto che i metodi e i modelli usati per produrre le FFG_T siano corretti, mentre come discusso nella sezione precedente, questa assunzione produce diverse incertezze.

Un altro interessante studio finalizzato al miglioramento del sistema FFG è stato realizzato da Villarini et al. (2010) che, partendo dai risultati di Ntelekos et al. (2006), hanno messo in conto anche l'incertezza delle stime della precipitazione misurata dal radar. Lo studio è focalizzato quindi sull'incertezza che emerge dall' "osservazione in real-time dell'occorrenza delle Flash Floods", in cui cioè i campi di pioggia osservati dal radar vengono direttamente comparati con le FFG_T . Si distingue pertanto dalla "previsione delle Flash Floods", in cui invece l'incertezza è di stima della pioggia futura prodotta dai modelli meteorologici. Per metter in conto l'incertezza della pioggia osservata dal radar Villarini et al. (2010) realizzano, tramite un generatore stocastico, un *ensemble* di scenari della possibile pioggia reale condizionati dall'osservazione del radar (Villarini and Krajewski, 2009). E' possibile in tal modo costruire una serie di superfici che rappresentano la funzione di rischio legata al costo combinato dei mancati e dei falsi allarmi, rispetto al quantile della pioggia osservata dal radar e al quantile delle FFG_T .

1.3.2 *Gridded Flash Flood Guidance Model*

Attualmente l'NWS sta testando in diversi siti una nuova metodologia chiamata *Physically-derived Gridded Flash Flood Guidance Model* (brevemente *GFFG*) e sta confrontando allo stesso tempo i risultati della nuova metodologia con quelli della vecchia *FFG*. Il sistema *GFFG*, descritto in dettaglio da Schmidt et al. (2007), ha lo scopo da un lato di conservare il vecchio approccio per il confronto dei valori di soglia di precipitazione cumulata con quelli previsti, d'altro lato di lavorare ad una risoluzione più consona per il monitoraggio e la previsione delle Flash Floods. Infatti il modello *GFFG* lavora sulla griglia *HRAP* (approssimativamente $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$) e replica l'esistente architettura dell'attuale *FFG*. Sinteticamente il modello *GFFG* può essere schematizzato in tre componenti fondamentali: (i) un modello idrologico distribuito quantifica il contenuto di umidità nel suolo in qualsiasi istante; (ii) un modello afflussi/deflussi stima la capacità potenziale di deflusso; (iii) un modello statico stima le soglie pluviometriche critiche.

Il modello idrologico utilizzato è il *NWS Hydrology Laboratory Research Modeling System (HL-RMS)* che gira in continuo in modalità "disconnessa" quantificando unicamente la componente di bilancio idrico e tralasciando le componenti del *routing* nei canali e nei versanti. Il modello fornisce su un grigliato il grado di saturazione della parte più alta del suolo (*upper-zone saturation ratio, uzs*), che viene utilizzato per stimare lo stato di umidità del suolo e aggiornare il valore di *CN* derivato dalle proprietà pedologiche e di uso del suolo. In pratica l'*uzs* fornisce un valore percentuale che viene utilizzato per interpolare tra i due estremi valori di *CN* (che rappresentano la condizione "bagnata", *CN3*, e la condizione "asciutta", *CN1*) e ottenere il valore effettivo del *CN_{sm}* (corrispondente all'effettivo contenuto di umidità del suolo).

In questo modo è possibile calcolare l'effettivo volume di precipitazione immagazzinabile nella parte più alta del suolo e quindi la capacità di infiltrazione *S_{sm}* [mm] corrispondente al valore corretto *CN_{sm}*, con l'espressione:

$$S_{sm} = \frac{25400}{CN_{sm}} - 254 \quad (1.3)$$

Il sistema GFFG definisce la soglia di deflusso *ThreshR* sulla singola cella del grigliato, come

$$ThreshR = \frac{Q_p}{Q_c} \quad (1.4)$$

dove *Q_c* è la portata di piena critica (corrispondente per esempio alla sezione piena), mentre *Q_p* è la portata di picco dell'idrogramma unitario (che varia con la durata dell'evento). In particolare la *Q_c* viene determinata attraverso il *NRCS Curve Number Model* assumendo la pioggia corrispondente ad un tempo di ritorno di 2 ÷ 5 anni e durata pari a 3 ore, come la minima precipitazione necessaria affinché inizi l'erosione in qualsiasi cella (di area 4 × 4 km²). D'altra parte *Q_p* viene calcolata attraverso il metodo dell'idrogramma unitario triangolare del *NRCS*, che ha il vantaggio di considerare le caratteristiche fisiche dei bacini, come la pendenza, la lunghezza dell'asta principale e il *CN*. Si noti che siccome la precipitazione cumulata in un periodo breve produce più deflusso rispetto alla stessa quantità di precipitazione cumulata in un periodo più lungo, i valori di *CN* considerati per calcolare le soglie su eventi di durata pari a 1 ora sono compresi tra il *CN2* e il *CN3*, mentre per durate superiori alle 6 ore i valori sono compresi tra il *CN1* e il *CN2*.

In definitiva la tradizionale relazione per il calcolo del deflusso:

$$Q = \frac{(P - 0.2S_{sm})^2}{P + 0.8S_{sm}} \quad (1.5)$$

viene invertita al fine di ottenere la precipitazione cumulata in una determinata durata *T*, ovvero la soglia pluviometrica *GFFG_T* [mm]:

$$GFFG_T = P = \frac{0.2S_{sm} + Q_T \pm \sqrt{2Q_T S_{sm} + Q_T^2}}{2} \quad (1.6)$$

dove Q_T [mm] è la soglia di deflusso per la stessa durata T .

Come evidenziato nella sezione 1.2 uno dei maggiori problemi dell'originario sistema FFG è legato alle incongruenze che si creano sui confini tra diversi RFC, problema particolarmente sentito dai WFO che hanno competenza sulle aree di più RFC. Essendo il sistema GFFG indipendente spazialmente da uno specifico bacino e dai limiti di contea, la metodologia risolve in parte il problema e fornisce informazioni sui confini coerenti.

I risultati del sistema GFFG sono emessi 3 volte al giorno durante il funzionamento ordinario, alle 12, 18 e alle 00 UTC; nel caso in cui sia alta la probabilità di piene importanti, avviene un'ulteriore emissione alle 06 UTC. Inoltre i risultati del GFFG sono integrati nel consolidato ambiente operativo del sistema FFG, fornendo in questo modo al previsore uno strumento di semplice utilizzo e che consente una valutazione più accurata dell'emergenza da Flash Flood alle scale più piccole. Si noti, ad esempio, che il valore di *ThreshR* segue l'andamento morfologico e, rispetto al sistema FFG, è generalmente più basso nelle aree con alti rilievi, e più basso nelle aree con bassi rilievi.

Due potenziali miglioramenti sono possibili per il futuro attraverso: (i) la determinazione di valori di soglia *ThreshR* specifici a seconda del sito, ad esempio per tenere conto di zone con presenza di molti elementi a rischio o frequentemente soggette ad esondazioni; (ii) la messa in conto del livello in alveo al momento dell'emissione delle $GFFG_T$, in quanto allo stato attuale il canale è ipotizzato asciutto, il che produce una sovrastima della soglia pluviometrica durante, o immediatamente dopo, un evento di pioggia.

1.4 Studi recenti sulla previsione delle piene improvvise

Questa sezione si pone l'obiettivo di dare un quadro generale degli studi recenti sui sistemi di previsione delle Flash Floods basati sulla modellazione idrologica distribuita o mediante approcci alternativi (ad esempio intelligenza artificiale, tecniche bayesiane), e riassume brevemente una serie di ricerche che riteniamo di particolare interesse, riportando anche alcuni dei risultati ottenuti. È importante menzionare che una disamina approfondita riguardo i progressi sulla previsione delle Flash Floods è stata fatta da [Hapuarachchi et al. \(2011\)](#). La presente sezione è indipendente dal lavoro citato, ma può essere vista, per chi è interessato, come una discussione complementare sull'argomento, che da un lato completa lo scenario sui sistemi di previsione, e d'altro lato si focalizza maggiormente sulle tematiche più affini al nostro studio. Evidenziamo che [Hapuarachchi et al. \(2011\)](#) classificano i sistemi di previsione delle Flash Floods secondo 3 differenti approcci: (i) Procedure di valutazione della propensione alla piena (*Flood Susceptibility*

Assessment procedures, FSA); (ii) Metodi di comparazione della precipitazione (*Rainfall Comparison Methods, RCM*); (iii) Metodi di comparazione delle portate (*Flow Comparison Methods, FCM*). Le tecniche esaminate nel presente lavoro sono ascrivibili alle ultime due categorie.

Il primo studio che citiamo è stato discusso da [Smith et al. \(2004b\)](#) e mostra i risultati del 2° *DMIP* (*Distributed Model Intercomparison Project*), la cui finalità è di supportare il NWS nell'utilizzo della modellazione idrologica distribuita per le operazioni di previsione delle piene improvvise. In questo progetto 14 gruppi internazionali di ricerca indipendenti hanno testato su 19 bacini, di area compresa fra 37 km² e 2500 km², 15 differenti modelli idrologici distribuiti contro 2 modelli a parametri concentrati (*Sacramento* e *GR4J*), utilizzando come "idrogramma di riferimento" le portate orarie raccolte dal *USGS*.

Lo studio ha mostrato che i modelli a parametri concentrati (anche non calibrati) forniscono risultati migliori di quelli ottenuti da molti modelli distribuiti benché calibrati, evidenziando così l'estrema importanza della scelta della combinazione modello/parametri. In quest'ottica gli autori affermano che i modelli distribuiti dovrebbero essere visti come complementari e non sostitutivi dei modelli a parametri concentrati. Inoltre è stato riscontrato che l'esecuzione di una calibrazione spinta non porta ad ottenere grandi miglioramenti nelle performance dei modelli, rispetto ad una buona scelta iniziale dei parametri (*configurazione a priori*). Pertanto appare di primaria importanza lo sviluppo di approcci più efficienti e robusti per la stima dei parametri *a priori*, che mettano in conto le specificità regionali e che siano fisicamente basati.

[Borga et al. \(2011\)](#) forniscono una disamina dei risultati di un altro importante progetto internazionale *HYDRATE* (*Hydrometeorological Data Resources and Technology for Effective Flash Flood Forecasting*): si tratta di uno studio eseguito in un periodo 4 anni (2006-2010) da un team multidisciplinare di 17 partner, dieci paesi europei oltre a Cina, USA e Sudafrica. La finalità è stata quella di migliorare la comprensione dei processi idrometeorologici che innescano i fenomeni di Flash Flood. Inoltre viene investigata un'innovativa strategia per il monitoraggio a scala continentale (europea), sviluppando una serie di tecnologie e strumenti per un efficace sistema di allarme. Nel sito www.hydrate.tesaf.unipd.it è stato reso accessibile un database europeo delle Flash Floods completo di dati idrometeorologici, a disposizione della comunità di ricerca internazionale. Gli autori evidenziano comunque la rilevanza degli ostacoli economici nel processo di trasferimento delle informazioni in Europa, rispetto all'accesso libero utilizzato negli Stati Uniti; in effetti i paesi europei tendono ad operare attraverso diversi schemi, mentre la commercializzazione di servizi rappresenta una importante ostacolo per l'accesso ai dati idrologici.

Le Flash Floods vengono definite dagli autori come *agenti geomorfologici*, per via del loro impatto sulla geomorfologia dei canali e dei fondo valle, che avvengono con coefficienti di deflusso in generale abbastanza ridotti (valori medi rilevati nello studio di 0.35). Lo studio evidenzia inoltre come l'acquisizione di dati radar ha da un lato un grande potenziale nella stima degli eventi di pioggia

intensi alle corrette scale spazio-temporali, laddove le tecniche di estrapolazione falliscono nel descrivere lo sviluppo, la rapida rottura e il decadimento delle celle convettive. D'altro lato invece la stima corretta della pioggia è fortemente complicata dalla riflettività spuria del terreno e da perdite di segnale dovute alle barriere orografiche, che non permettono di individuare i fenomeni temporaleschi che si innescano a quota più bassa e che differiscono in termini di proprietà dinamiche e microfisiche da quelli di alta quota. Inoltre generalmente sono disponibili solo pochi pluviometri per aggiustamenti in real-time delle relazioni di conversione riflettività-pioggia.

Alferi and Thielen (2012) evidenziano che la maggior parte dei sistemi per la previsione di eventi rapidi ed estremi sono basati sulle misure effettuate da pluviografi o da radar meteorologici, piuttosto che sulle previsioni, questo consente di avere tempi di preavviso per l'emissione degli allarmi molto ridotti, che si rivelano spesso non sufficienti per provvedere alle misure di sicurezza necessarie. In questa logica gli autori hanno proposto una strategia basata sulla previsione effettuata una volta al giorno (alle 12 UTC) dal *Limited-Area Ensemble Prediction System (LEPS)* del *Consortium for Small-scale Modeling (COSMO)*, che fornisce 16 *ensemble* di previsione a copertura dell'Europa centromeridionale con un range di previsione di 132 ore. In particolare è stato suggerito l'utilizzo di un indicatore chiamato *EPIC (European Precipitation Index based on simulated Climatology)* calcolato su ciascuna cella del dominio come rapporto tra la massima precipitazione cumulata prevista in tre differenti durate (6, 12, 24 ore) e il corrispondente massimo annuo determinato sulla cella stessa. L'indice EPIC per i picchi selezionati sopra una certa soglia ha la particolarità di essere in perfetta concordanza con i picchi normalizzati di portata (ovvero la portata di picco riscalata con il relativo massimo annuo) simulati dal modello LISFLOOD². Questa caratteristica in realtà vale solo in prossimità del picco, mentre allontanandosi da esso, l'indice EPIC non ha memoria degli eventi passati e non mette in considerazione il bilancio di massa. Pertanto tale sistema, in condizioni di portate significative, dipende solo dal quantitativo di precipitazione previsto, mentre non sono considerati altri processi idrologici (ad esempio il contenuto iniziale di umidità del suolo, accumulo e scioglimento nevi).

Nello studio presentato EPIC è stato calcolato per l'intero reticolo idrografico, ma i punti di allerta sono stati considerati solo se l'area di bacino contribuyente a monte era almeno pari a 50 km², in accordo con la risoluzione del COSMO-LEPS. Una rappresentazione delle soglie di allarme è ottenibile, plottando sulla mappa il periodo di ritorno dell'indice EPIC per gli eventi selezionati (gli ensemble dell'indice EPIC ad ogni passo temporale sono interpretati attraverso una distribuzione Γ a due parametri, mentre per i massimi annui si ipotizza una distribuzione di Gumbel). Lo studio ha mostrato come l'incertezza aumenta sui valori estremi, e pertanto ha confermato l'utilità dell'approccio probabilistico e d'altra parte la difficoltà di fornire accurati sistemi di allerta. L'area pilota è costituita dal bacino del Gard nella regione francese Cevennes-Vivarais, con un'estensione di 1890 km², e quote dai 25 sino ai 1570 m (s.l.m.); il test è stato

²LISFLOOD è un modello idrologico misto tra un concettuale e un fisicamente basato, combinato con un modulo di routing dei canali, progettato per la modellazione idrologica a scala continentale:
<http://floods.jrc.ec.europa.eu/lisflood-model.html>

condotto su 30 anni (a partire dal 1971) utilizzando i dati meteorologici del modello climatologico deterministico COSMO.

In continuità con questo studio [Alferi et al. \(2012\)](#) hanno proposto un sistema di allerta da Flash Flood, chiamato EFAS-FF, per il monitoraggio bacini di dimensione fino a 1000-2000 km², basato su simulazioni idrologiche che utilizzano come input diversi *ensemble* di previsioni. L'area di studio questa volta è ubicata in Svizzera e il periodo analizzato è stato di 17 mesi.

La metodologia è divisa in tre passi al fine di ridurre l'onere di calcolo. In prima battuta EPIC è monitorato a scala giornaliera, e quando tale indice indica l'avvicinarsi di un evento di pioggia intenso, parte il secondo passo che consiste nella modellazione idrologica eseguita con LISFLOOD su ciascun membro dell'ensemble della previsione meteorologica EPS (risoluzione 1 km × 3 h), utilizzando come condizione al contorno i prodotti del *European Flood Alert System* (EFAS) a risoluzione di 5 km. I corrispondenti ensemble di idrogrammi generati sono interpretati con distribuzioni di probabilità Γ , per descrivere con continuità lo spettro di probabilità connesso con ciascun valore. Nell'ultimo passo i risultati ottenuti sono confrontati con la climatologia di riferimento al fine di derivare una mappa di allarmi probabilisticamente basati.

Nel caso studio la climatologia di riferimento è stata derivata attraverso il modello LISFLOOD ad 1km di risoluzione utilizzando come input i reforecast meteorologici, mentre i massimi annui di portata sono stati derivati su ciascun punto griglia del reticolo idrografico. Il valore medio dei massimi annui è stato assunto come "soglia di attenzione" per le Flash Floods, mentre interpretando i massimi annui attraverso una distribuzione di Gumbel, le soglie di severità "alta" e "molto alta" sono state associate ai picchi corrispondenti a tempi di ritorno di 5 e 20 anni. Il sistema proposto (EPIC + EFAS-FF) ha la peculiarità di essere indipendente dalle misure locali e può essere applicato a numerosissimi bacini a livello continentale. Si noti che gli autori hanno evidenziato il beneficio di considerare la "persistenza" dell'evento in due consecutive previsioni, allorquando si stima il livello di criticità.

Uno studio importante sull'uso della modellazione idrologica distribuita per la previsione delle Flash Floods è stato condotto da [Reed et al. \(2007\)](#). La metodologia, a cui tra l'altro si ispirano le tecniche RFTDM proposte capitolo 6 della presente tesi, prevede l'uso di un modello idrologico distribuito al fine di ottenere una griglia di frequenze di accadimento previste che consentano di stimare "quanto severo" sarà l'evento idrologico previsto. Il principio dell'approccio basato sulle frequenze è che il modello idrologico ha la capacità di ordinare correttamente la magnitudine delle portate simulate anche se dovesse essere presente un bias rispetto alle portate osservate, il che corrisponde pertanto ad applicare un'implicita correzione del bias e ridurre l'effetto degli errori sistematici nella determinazione dei picchi prodotti dal modello. L'area di studio è costituita da 10 bacini in Oklahoma, due bacini principali e gli altri innestati dentro i primi, la cui area varia da 36 a 2483 km². I dati osservati sono costituiti da griglie di precipitazione (campi radar corretti da pluviografi a terra) a risoluzione di 4 km × 4km × 1h, e idrogrammi di portata (istantanea) a

scala oraria. Inoltre per una comparazione di riferimento sono state considerate le NWS-FFG per durate di 1, 3, 6 ore, su griglia HRAP. In particolare l'analisi di frequenza delle piene massime annuali è eseguito attraverso il metodo *IACWD* (*Advisory Committee on Water Data*) per la semplicità e perché i suoi risultati sono ampiamente riconosciuti dalla comunità internazionale idrologica ed ingegneristica.

Lo schema di questo sistema (figura 1.9) prevede una serie di operazioni compiute off-line e una parte eseguita in tempo reale. Nella parte off-line, il modello idrologico precedentemente calibrato viene usato per simulare la risposta idrologica distribuita del bacino usando le serie storiche delle piogge osservate (*QPE*, Quantitative Precipitation Estimate). In tal modo, si mira a costruire le serie temporali di portata nei piccoli sottobacini non strumentati interni al bacino. Da queste serie è poi possibile estrarre l'archivio dei picchi delle portate in celle regolari in cui è presente una sezione di chiusura di un sottobacino, e ricavare la corrispondente distribuzione di probabilità dei picchi di portata Q_p . Parallelamente si calcolano le frequenze delle portate critiche osservate in ciascun sottobacino/cella, che consentono di ricavare le mappe di frequenze-soglia (critica).

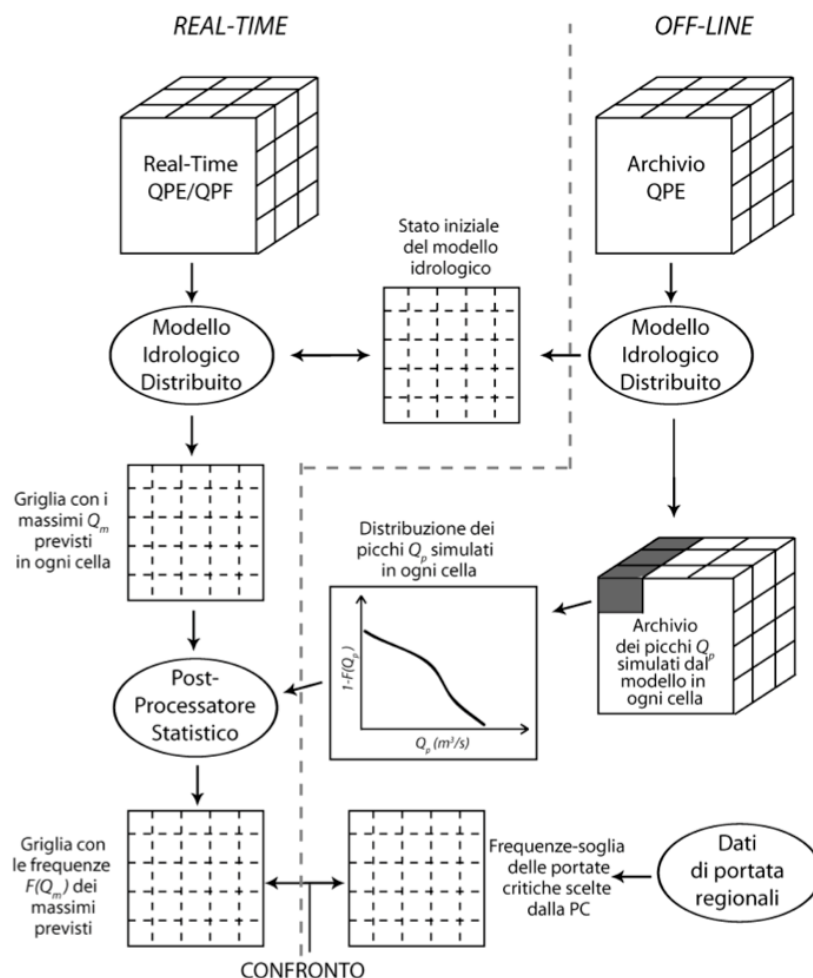


FIGURA 1.9: Schema proposto da Reed et al. (2007) per le previsioni delle Flash Floods basato sull'uso di un modello idrologico distribuito combinato con un approccio di tipo statistico.

Nella parte in real-time, il modello idrologico viene utilizzato per simulare in tempo reale lo stato del bacino utilizzando le piogge osservate (QPE), e, quando si deve predire un evento futuro, simulare la risposta idrologica in ciascuna cella utilizzando come input le piogge previste (QPF , Quantitative Precipitation Forecast). Con i massimi di portata ottenuti in ciascuna cella (Q_m) viene costruita una griglia, che utilizzata come input di un post-processatore statistico (basato sulle corrispondenti distribuzioni di probabilità delle Q_p in ciascuna cella), viene trasformata in una griglia delle frequenze $F(Q_m)$. Infine, quest'ultima griglia può essere confrontata con la griglia delle frequenze-soglia precedentemente determinata per effettuare la previsione dell'evento critico.

L'approccio è stato testato dagli autori utilizzando il *Hydrology Laboratory - Research Distributed Hydrologic Model (HL-RDHM)* del NWS, secondo tre diverse configurazioni: (i) "non calibrato", al fine di valutare il miglioramento ottenuto semplicemente dal lavorare alle scale spazio-temporali appropriate per le Flash Floods; (ii) "calibrato", al fine di valutare se anche un modesto sforzo di calibrazione nei bacini principali fosse in grado di produrre un miglioramento dei risultati nei bacini interni; (iii) "FFG-like" simulando l'approccio e i parametri di scala utilizzati dagli RFC. I risultati hanno mostrato che anche con il modello non calibrato, la procedura è migliore nel predire le Flash Floods rispetto al sistema FFG, e che con un modesto sforzo di calibrazione sui bacini principali, si ottengono in generale dei miglioramenti significativi anche nei bacini interni, anche se nella maggior parte dei casi i risultati peggiorano per i bacini più piccoli. Gli autori hanno infine evidenziato che una chiave importante per migliorare la tecnica proposta, è lo sviluppo di un database delle occorrenze delle Flash Floods sufficientemente lungo da consentire analisi di criticità più affidabili.

Norbiato et al. (2008) hanno invece indagato su come le performance di una metodologia di previsione basata sul sistema FFG siano influenzate quando i parametri del modello vengono trasposti dai bacini principali ai bacini interni e quanto la metodologia sia sensibile allo stato iniziale di umidità del bacino. L'area di studio è costituita da 11 bacini montani (6 bacini inclusi in 5 bacini principali) con aree comprese tra 7.3 e 3244 km², situati nell'Italia nord-orientale e nella Francia centrale, la cui topografia è piuttosto complessa in modo da poter rappresentare differenti situazioni operative. Il modello afflussi-deflussi utilizzato è il semidistribuito concettuale PDM (*Probability Distributed Moisture mode*³), (Moore, 1985). La base dati è costituita dalle serie temporali di precipitazione a scala oraria (schematizzate spazialmente attraverso i poligoni di Thiessen), le temperature e le portate alle sezioni di chiusura dei bacini.

Nella prima verifica i parametri del modello calibrati sui bacini principali sono stati trasposti ai bacini interni sulla base della similarità idrologica; il processo ha portato ad un generale peggioramento dell'efficienza del modello, cionondiméno gli autori evidenziano la possibilità di ottenere un certo miglioramento a fronte di un maggiore sforzo di regionalizzazione. Nella seconda

³Il modello PDM viene utilizzato per previsioni delle Flash Floods in alcuni bacini nel centro-est dell'Italia, e mette in conto l'umidità del suolo, il routing nei canali, la formazione e scioglimento della neve.

verifica ad essere trasposto è stato lo stato di umidità del suolo, anche in questo i risultati hanno mostrato un peggioramento delle performance e la presenza di un certo bias del modello, trascurabile in estate e autunno, sensibile in inverno a causa della disomogeneità di fase della precipitazione (pioggia, neve) caduta nelle diverse parti del bacino.

Infine la metodologia di previsione basata sul sistema FFG è stata applicata producendo ogni giorno alle 12 UTC, 5 valori di FFG_T corrispondenti alle durate di 1, 3, 6, 12, 24 ore, secondo 3 diverse configurazioni: (i) sistema FFG originale; (ii) applicazione diretta del modello idrologico ad alta risoluzione temporale; (iii) umidità del suolo costante e posta pari al corrispondente ottenuto con la portata media annua. Le performance di previsione hanno mostrato solo un leggero peggioramento utilizzando la prima configurazione rispetto alla seconda, che si accentua passando ai bacini interni, evidenziando così ancora la necessità di migliorare le operazioni di regionalizzazione. I risultati hanno portato infine gli autori a porre molta attenzione alla conoscenza dell'umidità del suolo: infatti anche una blanda informazione sullo stato di umidità del suolo (trasposizione dai bacini principali ai bacini interni) porta ad un netto miglioramento delle performance, rispetto alla condizione "media dell'anno".

In un lavoro successivo [Norbiato et al. \(2009\)](#) hanno testato una metodologia di previsione ispirata allo schema suggerito da [Reed et al. \(2007\)](#), dove le soglie che determinano le condizioni di esondazione vengono determinate sulla base dell'analisi di frequenza delle portate simulate con il modello idrologico. Il caso studio questa volta è costituito da 6 bacini di estensione variabile da 14.4 a 213.7 km^2 , situati nelle alpi italiane centro-orientali, caratterizzati da topografie e regimi pluviometrici differenti (ma sempre moderati), facenti parte di due sistemi fluviali differenti. La calibrazione del modello è stata eseguita sui due bacini principali, e i parametri determinati sono stati trasferiti ai bacini interni. Le osservazioni sono costituite dalla precipitazione derivata da una rete pluviografica con densità variabile da 1 stazione ogni 15 km^2 ad 1 stazione ogni 40 km^2 , schematizzata con i poligoni di Thiessen, mentre le portate sono a scala oraria, continue per 4 bacini, e limitate ai soli eventi di piena per gli altri 2. Come nella precedente pubblicazione i valori di FFG_T sono stati calcolati ogni giorno alle 12 UTC per cinque diverse durate, utilizzando una soglia corrispondente ad un tempo di ritorno di 0.5 anni. Si noti che la pioggia osservata è stata assunta come se fosse la previsione, pertanto le analisi non hanno messo in conto l'incertezza della previsione. Le performance di previsione hanno mostrato che la tecnica basata sulle frequenze, fornisce dei miglioramenti rispetto al sistema FFG originale, soprattutto sui bacini non strumentati. In particolare sono stati rilevati una netta diminuzione dei falsi allarmi e un leggero aumento degli eventi critici correttamente previsti, ciò può essere spiegato dal bias del modello che tende a sovrastimare le portate di piena. Da ciò risulta confermato che la metodologia contiene un'intrinseca correzione del bias del modello e riduce gli errori sistematici. Nella pubblicazione viene ulteriormente ribadito la necessità di un miglioramento nella regionalizzazione dei parametri per i bacini non strumentati, al fine di migliorare i risultati ottenuti.

Uno studio differente, ma con alcune analogie legate al principio di basare il preannuncio delle piene sulla capacità di ordinare correttamente la magnitudine degli eventi previsti, è stato effettuato da [Naulin et al. \(2013\)](#). Gli autori hanno studiato la possibilità di utilizzare il prototipo *Road Inundation Warning System (RIWS)* per la previsione delle esondazioni che possono interessare le intersezioni stradali nella regione francese della Gard (5000 km²), la più frequentemente soggetta all'occorrenza di Flash Floods della nazione. In particolare il sistema dovrebbe effettuare una previsione delle piene ogni 15 minuti su 2200 intersezioni, in modo da chiudere preventivamente le più esposte.

Nella metodologia il *rischio di sommersione* è stato assunto come la combinazione di due conseguenze: (i) la magnitudine della portata prevista; (ii) la *propensione all'allagamento* di una determinata intersezione stradale. Questi due fattori vengono messi in relazione con il periodo di ritorno e confrontati tra loro attraverso una semplice tabella di contingenza. Il principio alla base del sistema di previsione è ancora una volta quello di assegnare correttamente la posizione della portata prevista allorquando viene confrontata con i quantili di portata.

Nello studio è stato applicato *CINECAR*, un semplice modello distribuito basato sulla rappresentazione del bacino come una serie ramificata di canali di sezione rettangolare, in grado mettere in conto la distribuzione spaziale della precipitazione. Il modello è stato applicato senza eseguire una calibrazione sistematica, in quanto l'obbiettivo era di produrre risultati omogenei a scala regionale evitando di dover calibrare il modello su ogni sezione di interesse. Sono stati analizzati 17 eventi estremi utilizzando i campi di precipitazione ottenuti attraverso metodo di Kriging a risoluzione di 1 km × 1 km × 1 h (derivati da una rete pluviografica con densità di 1 stazione ogni 150 km²), e 23 misuratori di portata situati in gran parte nei corsi d'acqua maggiori.

I risultati hanno mostrato che il modello afflussi-deflussi è in genere capace di ordinare correttamente il rango delle portate tra gli eventi, nonostante la poca accuratezza e le limitazioni legate all'inventario delle inondazioni (che influenza la calibrazione del termine connesso alla propensione all'esondazione nelle diverse intersezioni), la parte più debole del RIWS. Inoltre le performance della procedura sono risultate poco influenzate anche da significativi miglioramenti del modello, questo perché la chiave del sistema di previsione è proprio il corretto ordinamento della magnitudine delle portate simulate.

Un approccio interessante per la previsione delle Flash Floods, ma molto differente dai precedenti, è stato proposto da [Schmitz and Cullmann \(2008\)](#). La metodologia chiamata *Process Modelling and Artificial Intelligence for Online Flood Forecasting (PAI-OFF)*, è basata su una rete polinomiale neurale (*Polynomial Neural Network, PoNN*) che rimpiazza in fase operativa il modello afflussi-deflussi⁴, mentre il modello idrodinamico⁵ viene rimpiazzato con una rete neurale a più

⁴Come modello afflussi-deflussi è stato scelto WaSim-ETH, che nell'applicazione in oggetto lavora su un modello digitale di terreno a risoluzione 1 × 1km e passo temporale per tutti i processi simulati di 1 ora. Una descrizione dettagliata è disponibile al link: <http://www.wasim.ch>

⁵Per il calcolo del *routing* negli alvei stretti e pendenti viene utilizzato l'approccio diffusivo incluso in WaSiM-ETH, mentre nelle zone pianeggianti il modello idrodinamico monodimensionale HEC-RAS.

livelli (*Multilayer Neural Network, MLFN*). La metodologia si sviluppa in tre passi: (i) setup e calibrazione del modello idrologico e del modello idrodinamico, successiva modellazione di tutti gli scenari di rilievo; (ii) *training* dei modelli PoNN e MLFN sulla base degli scenari simulati; (iii) preparazione della metodologia PAI-OFF attraverso l'accoppiamento del PoNN e del MLFN, e successiva connessione al servizio di previsione meteorologica e ad un modello che girando in continuo fornisca lo stato di umidità del bacino. Si noti che l'annoso problema di estrapolare portate più elevate di quelle ottenibili dalla serie storica (con i conseguenti fenomeni di esondazione), è stato risolto aggiungendo dati artificiali alle serie storiche osservate durante la fase di *training*.

L'area di studio è costituita dal bacino del fiume Freiburger Mulde alla stazione portate di Erlin (2983 km²) nell'Est Germania, con altitudine variabile da 140 a 1200 m (s.l.m). Al fine di simulare correttamente i processi attraverso i due modelli e incorporare intrinsecamente anche la distribuzione non uniforme della precipitazione, il bacino è stato suddiviso in differenti regioni in relazione alle caratteristiche climatiche e idrologiche. La metodologia proposta è stata testata per 24 equidistanti tempi di preavviso (2-48 ore), e i risultati hanno mostrato ottime performance sino alle 6 ore, mentre per tempi di preavviso maggiori è stato rilevato un progressivo degrado, anche se le performance sono risultate ancora discrete in occasione delle piene importanti. E' importante evidenziare che un grande vantaggio della procedura è il brevissimo tempo computazionale, in pratica 100 volte minore del relativo modello idrologico, il che è di particolare interesse per l'applicazione di approcci statistici multi-scenario.

Un'altra tematica di interesse è la difficoltà di stimare i picchi di portata allorché durante un severo evento di piena, si abbia un guasto al misuratore di portata o il livello della piena superi (anche di gran lunga) il massimo valore della scala delle portate. [Koutroulis and Tsanis \(2010\)](#) hanno presentato un'interessante panoramica su alcune consolidate metodologie per la stima del picco di piena, dell'idrogramma e del relativo volume di deflusso, in bacini poco strumentati. La disamina dell'approccio è stata effettuata analizzando direttamente un caso studio di una piena improvvisa occorsa il 13 Gennaio 1994 nel bacino di Giofros situato a Creta.

In prima battuta gli autori hanno effettuato uno studio preliminare dell'evento: i) ricostruendo differenti realizzazioni dei campi di precipitazione a scala oraria, a partire dalle registrazioni dei pluviografi del bacino a diverse risoluzioni temporali; ii) studiando l'evento dal punto di vista meteorologico sinottico attraverso i dati rianalizzati del ECMWF, oltre ai dati satellitari e registrazioni da altri pluviografi situati nell'isola di Creta e lontani dal bacino.

Dopo questo studio iniziale, sono stati applicati tre approcci differenti: i) *Stima empirica del picco di portata*, come funzione della precipitazione totale e della durata dell'evento, utilizzando relazioni regionalizzate in cui i coefficienti sono correlati alle proprietà del bacino e alle serie temporali; ii) *Stima del picco di portata dalla geometria del canale*, basata su misure successive all'occorrenza della piena, tale tecnica viene utilizzata in assenza di dati di portata e dipende dal livello d'acqua in alveo; iii) *Stima del picco di portata attraverso modellazione idrologica e idraulica*,

eseguita attraverso simulazioni con HEC-HMS e HEC-RAS. Il modello HEC-HMS è stato inizialmente calibrato su eventi diversi e successivamente applicato per simulare l'evento in oggetto, anche variando i parametri del bacino e la distribuzione spazio-temporale della precipitazione al fine di mettere in conto l'incertezza nella propagazione della piena.

Un'importante analisi del sistema *GFFG* (presentato nella sezione 1.3.2) è stata condotta da Seo et al. (2013). Nello studio è stato effettuato un confronto tra i prodotti *GFFG* e le corrispondenti *QPE*, determinate attraverso un algoritmo che mette in conto le stime di precipitazione effettuate da radar pluviografi e satellite, e la riproietta su un grigliato a risoluzione $4\text{km} \times 4\text{km} \times 1\text{h}$ (analogo a quello del sistema *GFFG*). L'area di studio è costituita dall'intero bacino Red River in Arkansas di area pari a $538'718 \text{ km}^2$ e altitudine variabile da 60 a 4200 m (s.l.m.), con precipitazione annuale variabile da 300 mm ad Ovest a 1500 mm ad Est. Gli eventi analizzati corrispondono a 348 Flash Floods occorse tra il 2010 e il 2011, e nell'analisi sono state considerate solo le *GFFG_T* relative alle 3 e 6 ore ottenute dal NWS-RFC dell'Arkansas.

Nell'indagine sono stati considerati 9 punti griglia in prossimità di ciascuna piena esaminata, mentre il confronto è stato eseguito tra il valore medio delle relative *GFFG_T* e la media, il massimo e il minimo della *QPE* per la medesima durata. Questa strategia ha consentito di rilevare quanto la precipitazione possa essere variabile all'interno del pixel $12 \text{ km} \times 12 \text{ km}$ considerato, e come anche piccole differenze spaziali di localizzazione possano influenzare l'accuratezza della previsione della Flash Flood. È stato rilevato in particolare che utilizzando il valore minimo della *QPE*, la capacità di prevedere correttamente gli eventi critici sia abbassa significativamente rispetto ad utilizzare il valore medio o massimo della *QPE*. Inoltre le *GFFG_T* a 6 ore hanno fornito performance migliori rispetto alle *GFFG_T* a 3 ore, mettendo così in evidenza la difficoltà della stima dei processi idrologici alle scale temporali più brevi.

Alcuni casi di eventi mancati sono stati analizzati singolarmente per capire le limitazioni del sistema *GFFG*. In due casi la presenza di aree irrigate e di aree urbane, ha incrementato il coefficiente di deflusso; non essendo possibile mettere in conto queste specificità nella procedura, la risposta locale del bacino è stata sottostimata. In un altro caso la precipitazione caduta a monte ha creato un accumulo di deflusso in una particolare cella causando l'occorrenza di piena; anche in questo caso dal momento che il sistema *GFFG* valuta il bilancio del contenuto di umidità del suolo ma non mette in conto il routing da cella a cella, non è stato in grado di stimare l'accumulo d'acqua dovuto al *routing* nei corsi d'acqua.

Un interessante risultato, che conferma le ipotesi di altri autori, è relativo alla relazione tra gli eventi critici correttamente previsti e il totale di precipitazione, considerato anche il quantitativo caduto prima dell'emissione della *GFFG_T* (*Event Total amount of Rainfall, ETR*). Infatti, sebbene non sia evidente una definita correlazione, è stato notato che molti eventi mancati sono avvenuti in concomitanza di basse *ETR* e brevi durate del temporale, mentre in corrispondenza di alte *ETR* e lunghe durate sono state in genere effettuate corrette previsioni dell'evento critico.

Un'interessante studio relativo all'utilizzo del radar meteorologico accoppiato con pluviografi in tempo reale, è stato effettuato da [Looper and Vieux \(2012\)](#). Il caso studio è costituito da un singolo evento piovoso molto intenso occorso il 7-8 Settembre 2010 in Texas, che ha scatenato fenomeni di Flash Flood in diversi bacini di estensione variabile da 16.5 km² a 839 km². Il modello idrologico utilizzato è il *Vflo*⁶ che lavora su grigliati di risoluzione da 50 a 250 m. Tale modello, precedentemente calibrato, funziona in tempo reale determinando l'umidità del suolo, la precipitazione e la portata su ciascun punto griglia. I campi di precipitazione utilizzati come input derivano da un radar meteorologico a risoluzione di 1 km corretti ogni 15 minuti attraverso una rete di 164 pluviografi, tale sistema è noto come *GARR*. Nello studio i risultati del *GARR* sono stati confrontati con quelli ottenuti dai campi di pioggia derivati dalla rete dei soli pluviografi (*RGO*), spazialmente interpolati con lo schema di Barnes.

I risultati hanno mostrato che la precipitazione determinata attraverso l'utilizzo del solo radar tende ad avere un bias negativo (cumulato di pioggia pari a circa 2/3 di quella effettiva). D'altra parte, confrontando gli idrogrammi simulati utilizzando *RGO* o *GARR*, è risultato che la prima configurazione fornisce performance decisamente inferiori rispetto alla seconda, soprattutto nella previsione del picco; in effetti *RGO* sembra smorzare la risposta idrologica del bacino. Inoltre è stato rilevato che al diminuire della densità dei pluviografi, l'accuratezza degli idrogrammi simulati diminuisce in modo molto più accentuato usando *RGO* piuttosto *GARR*. Pertanto in accordo con i risultati di [Borga et al. \(2011\)](#) si può osservare che la precipitazione determinata con il radar meteorologico necessita di una correzione con la rete pluviografica a terra al fine di ottenere risultati affidabili: uno schema siffatto consente di avere dati alle risoluzioni compatibili con le Flash Floods, e quindi di fornire risultati più accurati rispetto all'utilizzo dei soli pluviografi.

[Martina et al. \(2006\)](#) hanno proposto invece un approccio alternativo alle FFG per la previsione delle Flash Floods basato sull'uso di sistemi di decisione bayesiani. Il sistema è stato ideato per la previsione delle piene in un dato bacino e non mette in conto alcun grigliato su cui effettuare il confronto tra FFG_T e stime di pioggia. Si tratta anche in questo caso di una procedura basata su una serie di operazioni che vengono compiute off-line ed altre che sono eseguite in fase operativa in real-time. Per l'applicazione della metodologia sono necessarie serie temporali estese di precipitazione (*Mean Areal Precipitation, MAP*), portata e umidità areale del bacino (*Mean Soil Moisture, MSM*); qualora queste ultime due non fossero disponibili, possono essere ricavate sinteticamente tramite modello idrologico, così come possono essere generate serie sintetiche di precipitazione qualora quelle osservate fossero di limitata estensione.

La serie temporale delle *MSM* viene usata per ricavare la corrispondente distribuzione di probabilità, necessaria a definire sulla base del valore della frequenza cumulata le soglie di *MSM* che separano tre classi di umidità antecedente del bacino (*AMC, Antecedent Moisture Condition*).

⁶ *Vflo*, è un modello idrologico distribuito fisicamente basato, commerciale. Vedi: <http://www.vieuxinc.com/vflo.html>

Le tre classi di AMC vengono poi usate per creare tre diverse distribuzioni di probabilità congiunte di MAP e portata, relative ad eventi di una certa durata della pioggia. Per la stima della soglia pluviometrica “conveniente”, funzione della classe AMC, viene adottato un approccio di tipo Bayesiano secondo il quale la soglia viene calcolata come il valore che minimizza una certa funzione di costo, che descrive la percezione dei danni dovuti al mancato o falso allarme da parte della Protezione Civile. Questo approccio si differenzia pertanto in modo sostanziale da quello adottato per la definizione delle soglie nel sistema FFG del NWS.

In fase operativa lo stato di umidità del bacino può essere ottenuto in due modi alternativi: (i) si può usare un modello idrologico che simula in continuo lo stato del bacino; (ii) si utilizzano delle relazioni differenti per ciascun mese, tra l’umidità del suolo del bacino e la pioggia caduta nelle 72 ore precedenti (questa durata può variare con le caratteristiche del bacino). Si sottolinea che la procedura non tiene conto della variabilità spaziale della pioggia e quindi risulta valida solo per bacini medio-piccoli (area non maggiore di 1000 km²).

In ultimo citiamo il lavoro di [Bloschl et al. \(2008\)](#) che hanno illustrato il sistema di previsione delle Flash Floods basato su un modello idrologico distribuito, utilizzato nel bacino di Kamp nel Nord dell’Austria (1550 km²), un complesso sistema idrico che drena in parte le acque nello schema di serbatoi gestito dal operatore idroelettrico EVN-AG.

Lo studio mostra che picco e forma dell’idrogramma sono fortemente controllati dall’interazione della distribuzione spaziale della precipitazione con la disposizione delle aree contribuenti al deflusso. Per rappresentare tale situazione il bacino di Kamp è stato suddiviso in 13 sottobacini, e i relativi processi di sottobacino vengono risolti su un grigliato a risoluzione di 1 km, mentre il *routing* viene simulato con un modello a parametri concentrati a scala di canale. Lo schema adottato ha dimostrato una sufficiente stabilità numerica ed efficienza computazionale.

E’ di interesse notare che il processo di calibrazione è stato condotto, non minimizzando una funzione obiettivo, ma seguendo lo schema di “processo dominante”, che consiste nello scomporre la risposta idrologica di bacino in più parti legate alle proprietà idrodinamiche stagionali, a differenti tipi di eventi, etc. In questo modo vengono calibrati di volta in volta i parametri che più influenzano le diverse dinamiche del bacino, consentendo d’altro lato di comprendere il ruolo dei diversi processi simulati.

In fase operativa il modello del bacino di Kamp gira in continuo in modalità “real-time” a passo temporale di 15 minuti determinando l’evolvere nel tempo dell’umidità del suolo. Il campo di precipitazione viene ottenuto interpolando su una griglia a risoluzione di 1 km le informazioni derivate dal radar meteorologico e da 16 pluviografi in telemetria; le temperature dell’aria sono ottenute da 8 stazioni e interpolate sulla stessa griglia, mentre la portata viene osservata da 9 stazioni di misura in telemetria. Il modello gira poi in modalità “forecast” utilizzando come input le previsioni di precipitazione e temperatura dell’aria, sino a 48 ore, fornite dall’Ufficio Meteorologico Austriaco. In tempo reale vengono eseguiti inoltre due algoritmi di correzione del

modello al fine di ridurre l'incertezza dovuta alla previsione: i) un algoritmo corregge lo stato di umidità del suolo utilizzando i dati di deflusso raccolti in telemetria; ii) un algoritmo utilizza una funzione di autocorrelazione dell'errore di previsione, aggiornando direttamente il deflusso attraverso un termine di errore.

1.5 Finalità della tesi

Dal contesto descritto nel presente capitolo risulta chiaro che la stima di soglie di preavviso coerenti con le piccole scale tipiche delle Flash Floods è particolarmente difficile. In effetti la risoluzione spaziale delle previsioni meteorologiche è generalmente troppo bassa per riprodurre correttamente le portate alle scale dei piccoli bacini, e le reti di stazioni di misura al suolo sono in genere non abbastanza dense per caratterizzare la variabilità spaziale delle precipitazioni, anzi spesso i piccoli bacini non sono strumentati affatto. Inoltre il contenuto di umidità del suolo è una variabile essenziale che influenza in modo determinante la risposta idrologica del bacino. D'altra parte uno dei principali svantaggi dell'utilizzo di sofisticati modelli di previsione delle Flash Floods è che richiedono procedure di calibrazione e validazione abbastanza dispendiose, e serie storiche di osservazioni sufficientemente lunghe e di buona qualità; peraltro le relazioni ottenute sono generalmente dipendenti dal sito. Possiamo quindi affermare che tali modelli sono in generali difficili da applicare alla previsione delle Flash Floods, che accadono generalmente in bacini di limitata estensione dove le osservazioni sono poche o spesso assenti ([Hapuarachchi et al., 2011](#)).

Nella presente tesi viene affrontato il problema molto comune della previsione delle Flash Floods in bacini di limitata estensione, provvisti di una rete pluviografica ad alta risoluzione temporale ma poco densa. In prima battuta viene indagata l'accuratezza e la sensitività della risposta idrologica ad eventi intensi di due semplici modelli afflussi-deflussi (uno a parametri concentrati e l'altro a parametri distribuiti) al variare dell'estensione della rete pluviografica. L'analisi, discussa nel capitolo 4, viene condotta su 12 bacini di diversa dimensione (da 15 a 1793 km²), utilizzando lunghe serie di dati sintetici ad alta risoluzione. I risultati sono quindi comparati con un caso reale.

In seconda battuta vengono proposti, implementati e testati due differenti approcci operativi per la previsione delle Flash Floods:

1. Le tecniche *RTCM* (*Rainfall Threshold based on Conceptual Models*), basate sull'applicazione delle *soglie pluviometriche* ed ispirate al sistema FFG. Consistono nell'applicazione in "modalità inversa" di differenti modelli afflussi-deflussi a parametri concentrati. L'applicazione operativa può avvenire, una volta stimata sommariamente l'umidità del bacino, attraverso semplici relazioni o abachi (preventivamente preparati per i bacini in esame). Tale procedura

non necessariamente richiede un modello idrologico che gira in continuo. L'idea alla base è quella di creare una semplice metodologia operativa, facilmente applicabile, generalizzabile e rapidamente trasferibile ad altri (piccoli) bacini, con un limitato sforzo di preparazione e calibrazione, e con limitato onere di calcolo. La metodologia viene discussa nel capitolo 5.

2. Le tecniche *RFTDM* (*Rainfall and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling*), sono basate sull'implementazione di un sofisticato modello idrologico distribuito fisicamente basato innestato direttamente in una catena previsionale. A questa procedura può essere abbinata un'analisi di frequenza delle portate storiche osservate e simulate, che consente un approccio di tipo statistico attraverso l'utilizzo di *soglie di frequenza* (da confrontare con le frequenze di accadimento corrispondenti alle portate simulate previste) e la creazione di mappe di allerta per l'intero bacino in esame. Il sistema è ispirato alla procedura proposta da [Reed et al. \(2007\)](#), e richiede un considerevole sforzo di preparazione e calibrazione basato sui dati osservati, ed è perciò poco adatto ad essere applicato a numerosi bacini singoli, ma può fornire importanti informazioni anche nelle sezioni (non calibrate) interne del bacino a cui viene applicato. La metodologia viene discussa nel capitolo 6.

Entrambe le metodologie di previsione sono state applicate e testate su due bacini di limitata estensione (121 km² e 53 km²) utilizzando lunghe serie di dati osservati di precipitazione e portata ad alta risoluzione temporale.

Capitolo 2

Metriche utilizzate per l'analisi dei risultati

In questo breve capitolo vengono elencate e discusse le metriche d'errore utilizzate nella tesi per effettuare le analisi dei risultati ottenuti. Abbiamo preferito riportare tutte le metriche in un apposito capitolo preliminare in quanto, dal momento che nei successivi capitoli si fa spesso riferimento alle stesse metriche, si evitano i riferimenti incrociati. Si noti che nonostante alcune delle metriche utilizzate vengono spesso riportate in letteratura in forma percentuale, nel presente lavoro è stato preferito riferirsi sempre al numero puro, in modo da uniformare i confronti effettuati.

2.1 Metriche utilizzate per la valutazione dei modelli idrologici

La presente sezione riporta le metriche utilizzate per confrontare l'idrogramma osservato (o "di riferimento", nel caso derivi da una simulazione ma sia comunque assunto come effettiva realizzazione a terra, i.e. *ground truth*) con l'idrogramma simulato (o "di scenario", nel caso venga estratto da un ensemble di simulazioni).

Nel seguito una sintesi delle grandezze utilizzate nelle formule:

- Q_{ri} , portata all'istante i osservata / di riferimento;
- Q_{si} , portata all'istante i simulata / di scenario;
- $\overline{Q_r}$, portata media osservata / di riferimento;
- Q_{rp} , portata di picco dell'idrogramma osservato / di riferimento;
- Q_{sp} , portata di picco dell'idrogramma simulato / di scenario;
- T_{rp} , tempo al picco dell'idrogramma osservato / di riferimento;

- T_{sp} , tempo al picco dell'idrogramma simulato / di scenario;
- N , rappresenta il numero di punti in cui viene campionato l'idrogramma.

Si riportano ora le espressioni delle metriche per la valutazione delle simulazioni fornite dai modelli idrologici:

- Efficienza di [Nash and Sutcliffe \(1970\)](#), ***NSE***:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ri} - Q_{si})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{ri} - \bar{Q}_r)^2} \quad (2.1)$$

NSE stima l'accuratezza del modello nel riprodurre l'intero sviluppo nel tempo (forma) dell'idrogramma. La metrica può variare tra $-\infty$ e 1, in particolare quanto più è vicina a 1, quanto migliore è l'adattamento dell'idrogramma simulato e la performance del modello. Si noti che per valori di *NSE* negativi, la semplice media della portata di riferimento fornisce una performance migliore rispetto all'idrogramma fornito dal modello.

- Errore totale nel picco dell'idrogramma ([Lee et al., 1972](#)), ***TPE***:

$$TPE = \left(\frac{Q_{rp} - Q_{sp}}{Q_{rp}} \right)^2 + \left(\frac{T_{rp} - T_{sp}}{T_{rp}} \right)^2 \quad (2.2)$$

TPE stima se il picco dell'idrogramma è adeguatamente previsto dalla modello. La metrica può variare tra 0 e $+\infty$, in particolare valori prossimi a zero indicano che il picco di riferimento è adeguatamente previsto (nel dominio spazio-tempo).

- Errore relativo nella portata al picco dell'idrogramma, ***REP***:

$$REP = \frac{Q_{rp} - Q_{sp}}{Q_{rp}} \quad (2.3)$$

REP stima quanto la portata al picco prevista dal modello è vicina a quella di riferimento. La metrica varia tra $-\infty$ e 1: valori positivi o negativi indicano rispettivamente che il modello sottostima o sovrastima; un valore a prossimo a 0 indica un'esatta previsione del valore, mentre un valore di -1 indica che la portata di picco prevista è il doppio di quella di riferimento.

- Errore relativo nel tempo al picco dell'idrogramma, ***RETP***:

$$RETP = \frac{T_{rp} - T_{sp}}{T_{rp}} \quad (2.4)$$

RETP stima quanto il tempo del picco previsto dal modello è prossimo a quello di riferimento. La metrica varia tra $-\infty$ e 1: un valore positivo indica che il modello fornisce un picco anticipato, mentre un valore negativo un picco ritardato; un valore pari a zero indica che i due picchi sono perfettamente sincronizzati.

Queste ultime tre metriche sono particolarmente adatte per analisi ad evento, in cui la finestra temporale sia di durata adatta per compensare gli sfasamenti temporali tra il picco simulato e quello di riferimento degli stessi eventi.

- Bias relativo, ***RB***:

$$RB = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ri} - Q_{si})}{\sum_{i=1}^N Q_{ri}} \quad (2.5)$$

RB stima la differenza di volume totale tra la serie di portate di riferimento e quelle previste dal modello. La metrica varia tra $-\infty$ e 1: valori di *RB* prossimi a zero indicano che la simulazione è accurata e i volumi calcolati dal modello sono corretti; valori positivi o negativi indicano rispettivamente una sottostima o una sovrastima dei volumi di riferimento.

- Coefficiente di correlazione, ***CC***:

$$CC = \frac{N \sum_{i=1}^N (Q_{si} Q_{ri}) - \sum_{i=1}^N Q_{si} \sum_{i=1}^N Q_{ri}}{\sqrt{[N \sum_{i=1}^N Q_{si}^2 - (\sum_{i=1}^N Q_{si})^2][N \sum_{i=1}^N Q_{ri}^2 - (\sum_{i=1}^N Q_{ri})^2]}} \quad (2.6)$$

CC misura quanto le due serie di portate (di riferimento e simulate) siano simili nella loro variazione rispetto alla rispettiva media. La metrica varia tra -1 e 1: un valore prossimo a 1 indica che il modello descrive perfettamente la variazione dell'idrogramma di riferimento, quindi in qualsiasi istante entrambe le serie di portate crescono o decrescono rispetto alla media; un valore prossimo a -1 implica che l'idrogramma simulato decresce quando quello di riferimento cresce e viceversa, mentre un valore prossimo a 0 implica che l'idrogramma generato dal modello non ha alcuna correlazione con quello di riferimento.

- Coefficiente di correlazione modificato (McCuen and Snyder, 1975), ***CC_{mod}***:

$$CC_{mod} = CC \frac{\min\{\sigma_s, \sigma_r\}}{\max\{\sigma_s, \sigma_r\}} \quad (2.7)$$

CC_{mod} è uguale al *CC* moltiplicato per un fattore di aggiustamento minore di 1, rappresentato dal rapporto tra le deviazioni standard degli idrogrammi simulati e di riferimento. La metrica può essere utilizzata al posto del *CC* per confrontare gli idrogrammi di specifici

eventi, infatti CC risulta eccessivamente influenzato dagli outliers e non è sensibile alle differenze di lunghezza degli idrogrammi. In particolare il rapporto va calcolato tra la minima deviazione standard (al numeratore) e la massima (al denominatore), al fine di ottenere un fattore di aggiustamento inferiore all'unità.

- Errore quadratico medio, ***NRMSE***:

$$NRMSE = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{si} - Q_{ri})^2}{N}}}{Q_r} \quad (2.8)$$

NRMSE rappresenta la deviazione standard tra le corrispondenti portate dell'idrogramma simulato e di riferimento. Pertanto misura la capacità di previsione del modello aggregando in unica misura, gli errori campionati a differenti istanti¹. La metrica varia 0 e ∞ , ovviamente il modello produce errori quanto più bassi quanto più prossima allo zero è *NRMSE*.

2.2 Metriche utilizzate per la valutazione delle metodologie di previsione

La presente sezione riporta le metriche utilizzate per valutare la capacità dei metodi di previsione delle piene nell'annunciare correttamente gli eventi critici e allo stesso tempo evitare i falsi allarmi. Tali metriche riassumono in un'unica misura alcune delle informazioni che possono essere raccolte in una tabella di contingenza previsioni-eventi.

In particolare per la creazione di una tabella di contingenza devono essere definite le seguenti grandezze:

- X : numero di allarmi annunciati a cui è corrisposto un evento critico (successi);
- Y : numero di eventi critici per cui non è stato dato allarme (eventi mancati);
- Z : numero di allarmi a cui non è corrisposto un evento critico (falsi allarmi);
- W : numero di allarmi non dati a cui non è corrisposto un evento eventi critici.

Se si assume che la previsione ovvero l'accadimento di un evento critico possano avere solo due alternative (SI , NO), la tabella può essere compilata come segue:

¹Si fa notare che l'espressione del *NRMSE* è solo una delle diverse forme con cui può venire adimensionalizzato l'errore quadratico medio. In particolare la 2.8 viene a volte indicata con *Cv-RMSE* per evidenziare l'analogia con il coefficiente di variazione.

Eventi	Previsioni	
	SI	NO
SI	X	Y
NO	Z	W

TABELLA 2.1: Tabella di contingenza previsioni-eventi.

Per sintetizzare la tabella di contingenza, e quindi fornire una valutazione delle performance di previsione, vengono utilizzate le seguenti statistiche:

- Probabilità di prevedere correttamente un evento critico, **POD**:

$$POD = \frac{X}{X + Y} \quad (2.9)$$

POD esprime il rapporto tra previsioni corrette e numero totale degli eventi critici. La metrica assume valori da 0 a 1: un valore pari a 1 significa che tutti gli eventi critici sono stati correttamente previsti.

- Frequenza di falso allarme, **FAR**:

$$FAR = \frac{Z}{X + Z} \quad (2.10)$$

FAR esprime il rapporto tra il numero di falsi allarmi e il numero totale di eventi critici previsti (allarmi). La metrica assume valori da 0 a 1: un valore pari a 0 significa che non sono stati dati falsi allarmi tra gli eventi critici previsti.

- Indice critico di successo, **CSI**:

$$CSI = \frac{X}{Y + X + Z} = \frac{1}{POD^{-1} + (1 - FAR)^{-1} - 1} \quad (2.11)$$

CSI esprime il rapporto tra gli eventi correttamente previsti e il numero totale di eventi critici previsti ($X+Z$) più quelli che sarebbero dovuti essere stati previsti (Y). La metrica assume valori da 0 a 1: quando *POD* assume valore uguale a 0 oppure *FAR* assume valore pari a 1, il valore di *CSI* è sempre uguale a 0; la performance ottimale del modello si ottiene per *CSI* pari a 1.

Si noti che *POD* e *FAR* non sono tra loro indipendenti. Si pensi ad esempio, al caso limite di definire un valore di soglia costante per effettuare previsioni. E' intuitivo pensare che quanto più la soglia è bassa, quanto più sarà alta la probabilità di effettuare una previsione corretta ($POD \rightarrow 1$) e quanto più alta la frequenza di dare un falso allarme ($FAR \rightarrow 1$). Viceversa alzando la soglia, si abbassa la probabilità di effettuare una previsione corretta ($POD \rightarrow 0$) e con essa la frequenza dei falsi allarmi ($FAR \rightarrow 0$). La soglia ottimale è pertanto il valore che consente di ottimizzare contemporaneamente le due metriche, ragione per la quale spesso vengono plottate

l'una contro l'altra. L'indice *CSI* cerca invece di dare una stima complessiva delle performance del modello, riassumendo almeno in parte il significato delle altre due metriche, e valutando la capacità complessiva di intraprendere un'azione corretta.

E' importante evidenziare che suddette metriche danno indicazioni sulle performance globali di un modello di previsione e non possono essere considerate in senso assoluto. Infatti, fornendo dei risultati in termini probabilistici, devono essere valutate in ragione di considerazioni contingenti, quali ad esempio la presenza di elementi a rischio. In effetti, in una zona a rischio non elevato si potrebbe essere disposti ad accettare un modello che, pur mancando qualche evento critico, abbassi considerevolmente la frequenza dei falsi allarmi. Di contro, in una zona a rischio elevato si può non essere disposti ad accettare di non prevedere correttamente tutti gli eventi critici, anche a costo di fornire un alto numero di falsi allarmi.

Capitolo 3

Area di studio, dati di riferimento e preprocessamento dei dati

3.1 Area di studio

La principale area di studio del presente lavoro è costituita da 2 piccoli bacini della Sardegna centrale, Araxisi e Foddeddu, di estensione rispettivamente pari a 121 e 53 km², per i quali sono disponibili dati osservati ad alta risoluzione, sia di precipitazione ai pluviografi che di portata alle sezioni di chiusura, per un periodo storico molto lungo. Su questi bacini sono state applicate due metodologie di previsione delle piene improvvise: tecniche *RTCM*, basate su modelli idrologici concettuali a parametri concentrati e soglie pluviometriche (capitolo 5); tecniche *RFTDM*, basate su un modello distribuito fisicamente basato e "idrologicamente completo", il *tRIBS* (capitolo 6).

Nel capitolo 4 l'area di studio viene estesa con altri 10 bacini di differente estensione, facenti parte del sistema del Flumendosa che, con i suoi circa 1800 km² di estensione, risulta il più importante dei sistemi idrologici sardi. Nella fattispecie viene indagata, attraverso un caso sintetico, la sensibilità e l'accuratezza della risposta idrologica durante gli eventi intensi di due modelli afflussi-deflussi (uno a parametri concentrati e l'altro a parametri distribuiti semplificato), al variare della densità della rete pluviografica.

Nel presente capitolo si riporta una panoramica delle caratteristiche dell'Araxisi e del Foddeddu, e dei corrispondenti dati osservati che sono stati utilizzati. La descrizione del sistema Flumendosa e dei relativi dati di precipitazione e portata di tipo sintetico, viene invece riportata nel capitolo 4. In figura 3.1 sono riportati gli spartiacque dell'Araxisi, del Foddeddu e del Flumendosa all'interno del territorio sardo, insieme alla rete dei pluviometri gestita dal *Agenzia regionale del Distretto Idrografico della Sardegna, ADIS*.

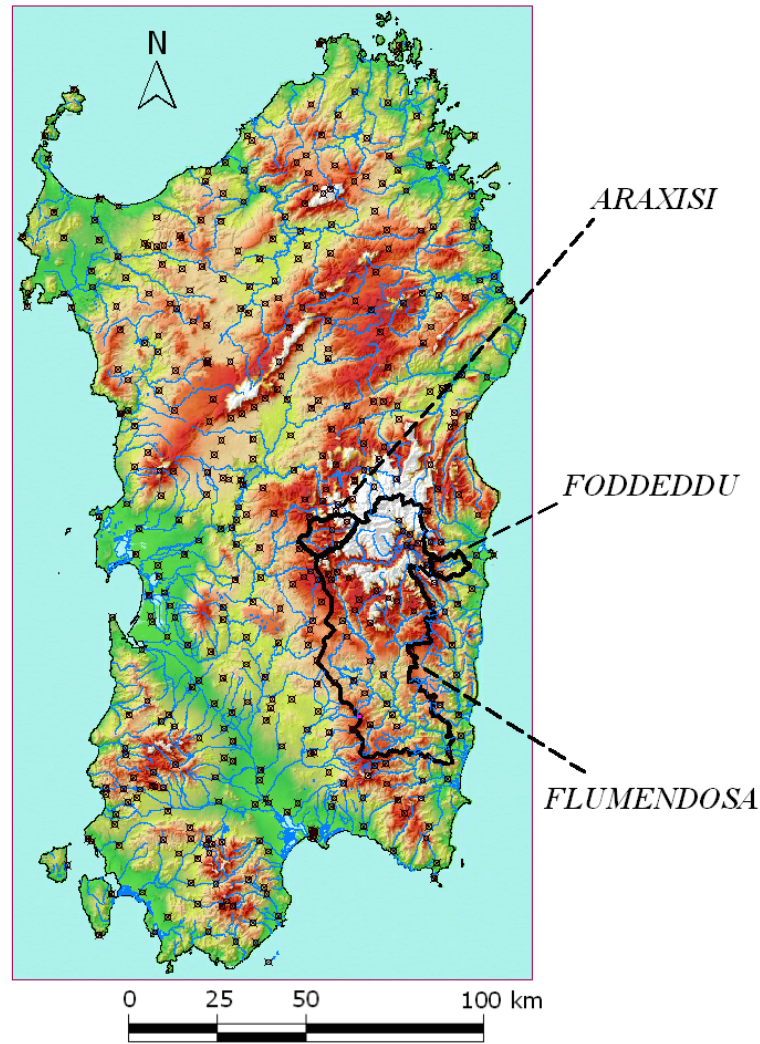


FIGURA 3.1: Mappa dell'orografia della Sardegna con gli spartiacque dei bacini dell'Araxisi, Foddeddu e Flumendosa. I simboli indicano le stazioni pluviometriche dell'ADIS.

In generale il regime climatico e pluviometrico della Sardegna è caratterizzato da periodi asciutti che vanno da Maggio a Settembre, e periodi, da Ottobre ad Aprile, che possono essere molto umidi, con precipitazioni spesso sporadiche ma molto intense. La precipitazione totale nella stagione piovosa può cambiare notevolmente e il numero medio di giorni piovosi varia da 65 a 100, a seconda dell'altitudine, esposizione e ubicazione del pluviografo. Inoltre l'area in studio è stata soggetta ad eventi estremi di significativa intensità, a volte superando i 500 mm di pioggia in 24 ore (Delitala et al., 2000). Sfortunatamente le proiezioni climatiche future (Giorgi, 2006, I.P.C.C., 2007) forniscono per l'area mediterranea anche un aggravamento degli scenari, con un aumento della probabilità di una generale diminuzione della disponibilità d'acqua (in termini di pioggia e portata) e di eventi idrologici estremi di notevole entità (I.P.C.C., 2008).

I due bacini in studio sono compresi in un'area geografica le cui coordinate WGS84-UTM32 variano, tra 4419040 e 4431720 in latitudine Nord e tra 505400 e 522780 in longitudine Est per l'Araxisi, e tra 4412740 e 4421630 in latitudine Nord e tra 542640 e 554450 in longitudine Est per

il Foddeddu. Nonostante la loro vicinanza l'Araxisi e il Foddeddu appartengono a due diverse zone idrologiche caratterizzate da regimi pluviometrici differenti, rispettivamente *esposizione occidentale* e *orientale* nella classificazione Lazzari (1968), e *sottozona 1* e *2* nella classificazione TCEV di Cao et. al (1988). La pioggia indice media calcolata con la TCEV va da 54 a 73 mm per l'Araxisi e da 100 a 145 mm per il Foddeddu; in tabella 3.2 riassumiamo alcune statistiche su precipitazioni e portate, relative al periodo 1922-1982. Nelle figure 3.2 e 3.3 vengono riportate, rispettivamente per l'Araxisi e il Foddeddu, le mappe delle quote e delle pendenze, mentre in tabella 3.1 sono sintetizzate le principali caratteristiche fisiografiche. Ancora nelle figure 3.4 e 3.5 riportiamo le mappe di copertura e tipo suolo, di cui si discuterà in dettaglio nel seguito.

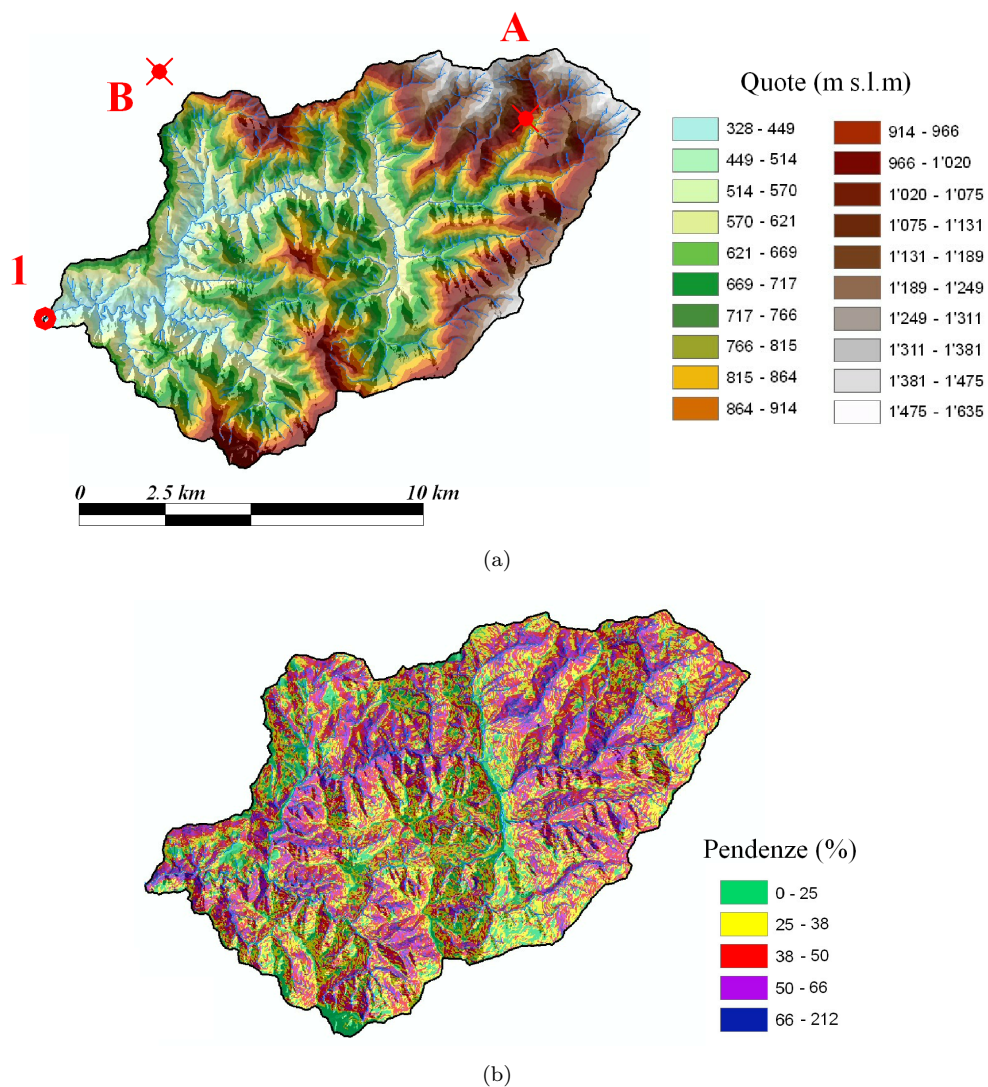


FIGURA 3.2: Modello digitale del terreno (a) e mappa delle pendenze (b) del bacino dell'Araxisi. In (a) sono indicate le stazioni pluviografiche e idrometrografiche, codificate come riportato in tabella 3.6

L'Araxisi è un bacino montano di forma regolare, essenzialmente naturale e poco antropizzato, la cui pendenza è relativamente elevata (39%) ma piuttosto uniforme lungo la sua estensione, con

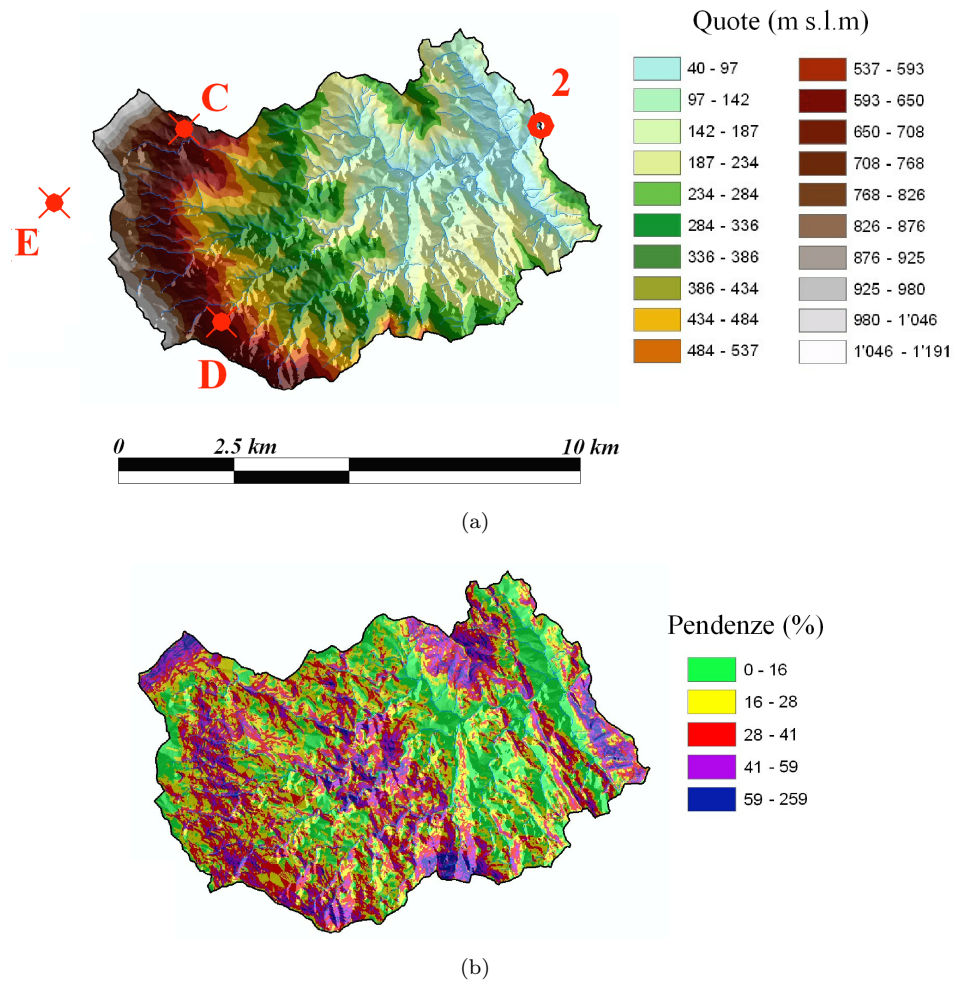


FIGURA 3.3: Come figura 3.2 ma per il bacino del Foddeddu.

	Araxisi	Foddeddu
$Area [km^2]$	121	53
$H_{min}[m_{slm}]$	328	49
$H_{max}[m_{slm}]$	1635	1189
$H_{mean}[m_{slm}]$	802	371
$Pendenza [%]$	39	27
$L. asta princ. [km]$	26.9	13.6
$T. corrivazione [h]$	3.9	2.6
$CN2$	72	73

TABELLA 3.1: Caratteristiche fisiografiche dell'Araxisi e Foddeddu. Il tempo di corrivazione è stato determinato con il metodo SCS.

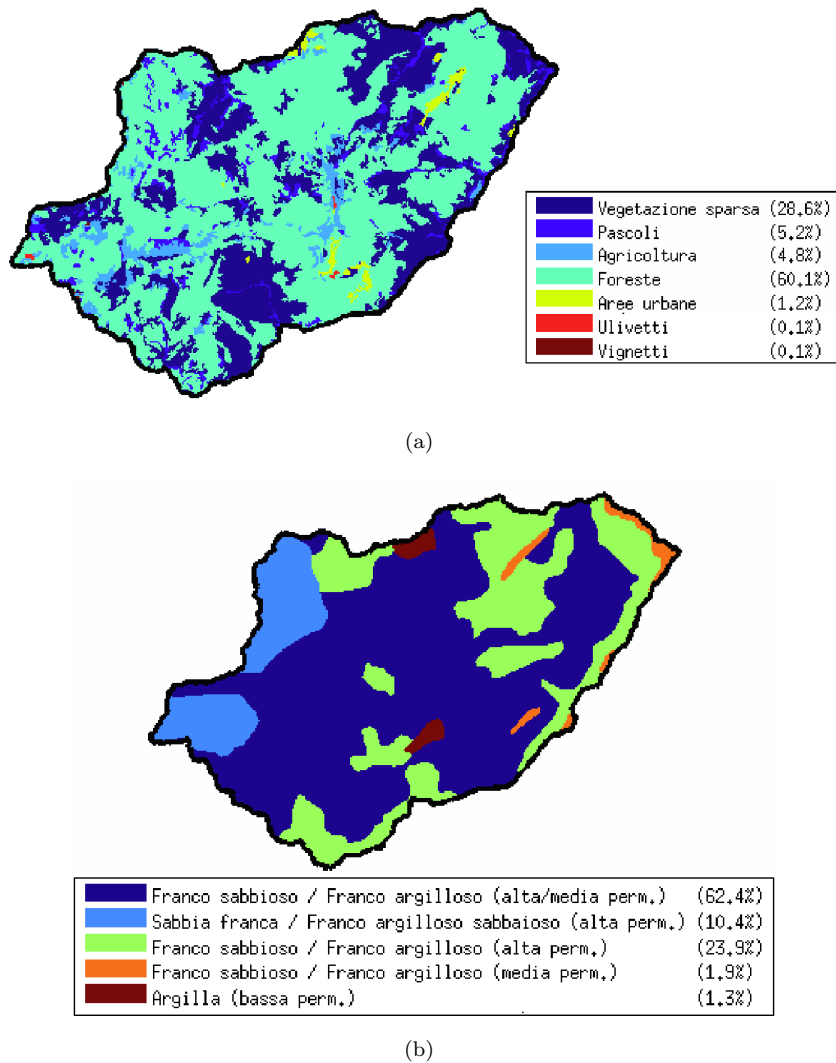


FIGURA 3.4: Mappa dell'uso del suolo (a) e del tipo di suolo (b) per il bacino dell'Araxisi.

	Araxisi	Foddeddu
<i>Precip. giornaliera max</i> [mm]	200 (1963)	544 (1951)
<i>Precip. b.i. (15 min.)</i> [mm]	22.6 (1948)	38 (1953)
<i>Precip. b.i. (30 min.)</i> [mm]	29.8 (1947)	50 (1953)
<i>Precip. b.i. (45 min.)</i> [mm]	38.9 (1981)	75 (1953)
<i>Precip. b.i. (1 ora)</i> [mm]	41.6 (1981)	80 (1953)
<i>Precip. b.i. (3 ore)</i> [mm]	61.8 (1936)	187 (1953)
<i>Precip. b.i. (6 ore)</i> [mm]	80 (1936)	203 (1940)
<i>Precip. b.i. (12 ore)</i> [mm]	102 (1967)	342 (1940)
<i>Precip. b.i. (24 ore)</i> [mm]	155.4 (1951)	585.4 (1951)
<i>Portata massima</i> [m ³ /s]	260 (1953)	393 (1953)

TABELLA 3.2: Statistiche di precipitazione e portata per il bacino dell'Araxisi e del Foddeddu relative al periodo 1922-1982. Affianco alla quantità si riporta tra parentesi l'anno di occorrenza dell'evento.

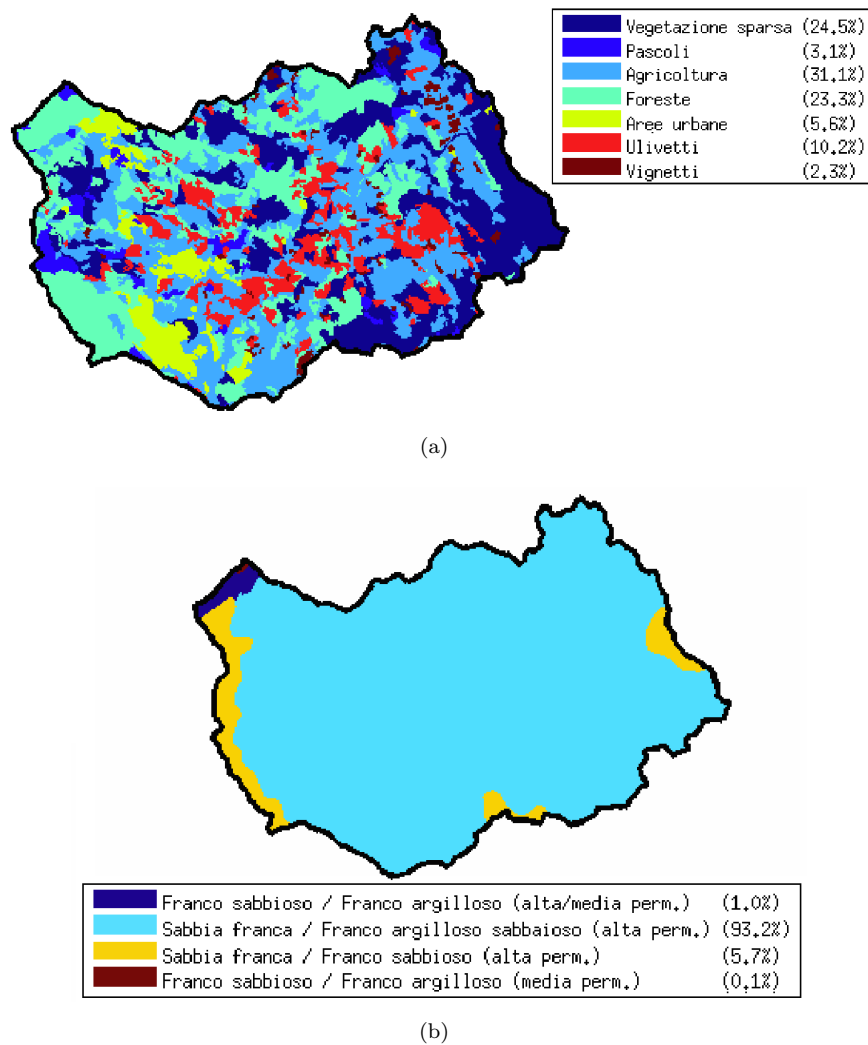


FIGURA 3.5: Come figura 3.4 per il bacino del Foddeddu.

quote che vanno da 328 a 1635 m (s.l.m.) (figura 3.2). Il bacino ha due classi prevalenti di copertura del suolo, costituite da foreste (60.1%) e vegetazione sparsa (28.6%), oltre ad aree riservate all'agricoltura e al pascolo di estensione ridotta pari a circa al 5% ciascuna. I suoli hanno prevalentemente alta/media permeabilità con granulometrie franco-sabbiosa, franco-argillosa, sabbia-franca e franco-argilloso-sabbiosa (figura 3.4).

Il Foddeddu è un bacino montano in parte naturale e in parte antropizzato da attività agricole. La pendenza media non è troppo elevata (27%), ma presenta una distribuzione delle pendenze poco uniforme, in quanto sono presenti tre zone piuttosto pianeggianti alternate a zone molto pendenti. Le quote vanno da 49 a 1189 m (s.l.m.) con una quota media piuttosto bassa pari a 371 m (s.l.m.) dovuta all'estensione della piana nella parte più valliva del bacino (figura 3.3). I suoli presentano una classe prevalente (93.2%) ad alta permeabilità, con granulometria franco-argilloso-sabbiosa e sabbia franca, mentre la copertura del suolo è piuttosto varia e costituita da

vegetazione sparsa (24.5%), agricoltura (31.1%), foreste (23.3%) oltre ad aree urbane, oliveti e vigneti che insieme si avvicinano al 20% (figura 3.5).

Il corso d'acqua principale del Foddeddu è praticamente asciutto durante il periodo estivo, e in ogni caso a breve distanza dagli eventi piovosi, il deflusso di base anche nel periodo invernale, diventa trascurabile. Di contro l'Araxisi ha una risposta più lunga con un deflusso di base basso ma costante, soprattutto nel periodo invernale. Entrambi i bacini in occasione di eventi piovosi intensi rispondono molto rapidamente fornendo nel giro di qualche ora portate elevate (tempi di corrivazione pari a 3.9 e 2.6 ore, calcolati con la formula del SCS), il che gli rende soggetti a fenomeni di *Flash Flood* (tabella 3.2).

La cartografia di base utilizzata nel presente lavoro è costituita dal modello digitale di terreno a maglie quadrate $10m \times 10m$ (in formato ascii-grid), dalle carte tematiche CORINE dell'uso suolo e pedologiche del tipo suolo (in formato vettoriale shape), nonché dalle ortofoto riferite a diversi periodi storici, tutte quante messe a disposizione dal Geoportale della Regione Autonoma della Sardegna (*RAS*). La cartografia della copertura del suolo e quella pedologica contengono una classificazione a volte troppo dettagliata rispetto alle esigenze delle applicazioni idrologiche, che richiederebbe un inutile aggravio dell'onere di calcolo e dei tempi, al momento della parametrizzazione del modello distribuito (capitolo 6). Pertanto è stata effettuata una aggregazione delle classi originarie in un numero di macroclassi più contenuto e rispondente alle effettive necessità idrologiche e modellistiche¹. Inoltre è bene tenere a mente due importanti fattori:

- la cartografia dell'uso del suolo è stata rilasciata nel 2008, pertanto un eccessivo dettaglio rischia di non essere comunque rappresentativo di tutto il periodo storico di analisi che va dal 1922 al 2009²;
- La mappatura pedologica disponibile è stata elaborata alla scala 1:250'000 (Aru, 1992), e nella sua redazione non è stata valutata con sufficiente accuratezza la risposta dei suoli dal punto di vista idrologico. Tant'è che per la redazione di importanti studi ufficiali sono state effettuate delle campagne di misura locali, o considerate di volta in volta le condizioni più cautelative a seconda del problema analizzato.

Nelle tabelle 3.3, 3.4, 3.5 si riportano per i due bacini in studio, le classi di copertura e tipo di suolo riaggregate, mentre nelle figure 3.4, 3.5, le corrispondenti estensioni in percentuale rispetto all'area bacino.

¹L'aggregazione eseguita ha messo in conto sia l'analogia idrologica, che l'estensione delle classi originarie nel bacino.

²A tal fine sono comunque stati effettuati dei controlli confrontando le ortofoto storiche (che arrivano sino al 1954) onde individuare se ci fossero stati significativi cambiamenti.

Classe riaggregata 1

Suoli da permeabili a mediamente permeabili (da franco sabbiosi a franco argillosi)

B2	Profili A-C, A-Bw-C e subordinatamente roccia affiorante	da poco a mediamente profondi
B5	Profili A-Bw-C, e subordinatamente A-Bt-C	da poco profondi a profondi
B3	Profili A-Bw-C, A-Bt-C e subordinatamente A-C	da poco profondi a profondi

Classe riaggregata 2

Suoli permeabili (da sabbioso franchi a franco sabbioso argillosi)

C2	Profili A-C, A-Bw-C, roccia affiorante e subordinatamente suoli a profilo A-Bt-C	da poco a mediamente profondi
C3	Profili A-Bw-C, A-C, subordinatamente A-Bt-C e roccia affiorante	da poco profondi a profondi

Classe riaggregata 3

Suoli permeabili (da franco sabbiosi a franco argillosi)

B4	Profili A-C, A-Bw-C e subordinatamente roccia affiorante	da poco a mediamente profondi
----	--	-------------------------------

Classe riaggregata 4

Suoli mediamente permeabili (da franco sabbiosi a franco argillosi)

B1	Roccia affiorante, suoli a profilo A-C e subordinatamente A-Bw-C	poco profondi
----	--	---------------

Classe riaggregata 5

Suoli poco permeabili (argillosi)

A1	Roccia affiorante e suoli con profili A-R e subordinatamente A-Bt-R	a profondità variabile nelle anfrattuosità della roccia
----	---	---

TABELLA 3.3: Sintesi delle aggregazioni delle classi pedologiche per il bacino dell'Araxisi. In figura 3.4(b) le corrispondenti classi riaggregate sono rappresentate sulla mappa.

Classe riaggregata 1

da permeabili a mediamente permeabili (da franco sabbiosi a franco argillosi)

B3	Profili A-Bw-C, A-Bt-C e subordinatamente A-C	da poco profondi a profondi
B5	Profili A-Bw-C, e subordinatamente A-Bt-C	da poco profondi a profondi
B2	Profili A-C, A-Bw-C e subordinatamente roccia affiorante	da poco a mediamente profondi

Classe riaggregata 2

permeabili (da sabbioso franchi a franco sabbioso argillosi)

C3	Profili A-Bw-C, A-C, subordinatamente A-Bt-C e roccia affiorante	da poco profondi a profondi
C2	Profili A-C, A-Bw-C, roccia affiorante e subordinatamente suoli a profilo A-Bt-C	da poco a mediamente profondi

Classe riaggregata 3

permeabili (da sabbioso franchi a franco sabbiosi)

C1	Roccia affiorante, suoli a profilo A-C e subordinatamente A-Bw-C	poco profondi
C5	Profili A-Bw-C e A-C	da poco profondi a profondi

Classe riaggregata 4

mediamente permeabili (da franco sabbiosi a franco argillosi)

B1	Roccia affiorante, suoli a profilo A-C e subordinatamente A-Bw-C	poco profondi
----	--	---------------

TABELLA 3.4: Sintesi delle aggregazioni delle classi pedologiche per il bacino del Foddeddu. In figura 3.5(b) le corrispondenti classi riaggregate sono rappresentate sulla mappa.

Classe riaggregata 1

Vegetazione sparsa

333	Aree con vegetazione rada	3232	Gariga
3221	Cespuglietti e arbusteti	3242	Aree a ricolonizzazione artificiale
3231	Macchia mediterranea	3222	Formazione di ripa non arboree
3241	Aree a ricolonizzazione naturale	1321	Discariche
131	Aree estrattive	133	Cantieri

Classe riaggregata 2

Pascoli

321	Aree a pascolo naturale	231	Prati stabili
141	Aree verdi urbane		

Classe riaggregata 3

Agricoltura

222	Frutteti e frutti minori	242	Sistemi colt. e part. complessi
243	Colture agrarie e spazi naturali	244	Aree agroforestali
2413	Colture temporanee associate a permanenti	2111	Seminativi in aree non irrigue
2123	Vivai	2121	Seminativi semplici e colt. orticole

Classe riaggregata 4

Foreste

313	Boschi misti di conifere e latifoglie	3111	Boschi di latifoglie
3121	Boschi di conifere	31121	Pioppetti saliceti eucalitteti
31122	Sugherete	31123	Castagne da frutto

Classe riaggregata 5

Aree urbane

1111	Tess. residenziale compatto e denso	1211	Insedimenti industr./artig./comm.
1212	Insedimenti di grandi impianti e servizi	1112	Tessuto residenziale rado
1121	Tess. residenziale rado e nucleiforme	1122	Fabbricati rurali
2124	Coltura in serra		

Classe riaggregata 6

Olivetti

223	Olivetti	2411	Colture temp. associate all'olivo
-----	----------	------	-----------------------------------

Classe riaggregata 7

Vigneti

221	Vigneti	2412	Colture temp. associate al vigneto
-----	---------	------	------------------------------------

TABELLA 3.5: Sintesi delle aggregazioni delle classi di uso suolo per il bacino dell'Araxisi e del Foddeddu. Nelle figure 3.4(a) e 3.5(a) le corrispondenti classi riaggregate sono rappresentate sulla mappa. Si noti che il nome della classe riaggregata, per brevità, è riferito alla sottoclasse Corine prevalente.

3.2 Dati osservati di riferimento

La base dati utilizzata per il funzionamento, la calibrazione e la validazione dei modelli, è stata derivata in parte dalle stazioni dell'*ADIS* (precipitazione e portata a risoluzione temporale sub-oraria, oraria e giornaliera), e in parte dalle stazioni dell'*Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Sardegna, ARPAS* (temperatura, vento, umidità radiazione solare a risoluzione temporale oraria), ed è stata rielaborata dall'*Università degli Studi di Cagliari (UniCa), Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e Architettura (DICAAR)* nell'ambito

di specifiche convenzioni, nonché durante il presente lavoro. Nella tabella 3.6 sono riportate le stazioni, insieme alle quantità misurate (per il corrispondente significato dei codici si faccia riferimento alla tabella 3.7) e al periodo delle osservazioni. Nell'ultima colonna vengono riportati degli ulteriori codici di riferimento che ne consentono l'identificazione sulle mappe nelle figure 3.2(a) e 3.3(a).

	<i>Nome stazione</i>	<i>Altitudine [m_{slm}]</i>	<i>Quantità misurata</i>	<i>Ente gestore</i>	<i>Periodo di misura</i>	<i>Rif. in mappa</i>
Araxisi						
	Desulo	920	Phr/Td	ADIS	1930-2009	A
	Sorgono	687	Phr/Td	ADIS	1930-2009	B
	Ortosciavico	328	Qhr	ADIS	1933-1983	1
	Atzara	620	Pd/Th/Uh/Vh/RGh	ARPAS	1995-2009	-
Foddeddu						
	Arzana	674	Phr/Td	ADIS	1938-2009	C
	Lanusei	595	Phr/Td	ADIS	1930-2009	D
	Sicca d'Erba	825	Phr/Td	ADIS	1938-2009	E
	Corongiu	49	Qhr	ADIS	1937-1982	2
	Jerzu	46	Pd/Th/Uh/Vh/RGh	ARPAS	1997-2009	-

TABELLA 3.6: Stazioni di misura utilizzate nel bacino dell'Araxisi e del Foddeddu. L'ultima colonna identifica ciascuna stazione sulle mappe nelle figure 3.2(a) e 3.3(a). Per la codifica della quantità misurata si veda la tabella 3.7.

	<i>Quantità misurata</i>
Pd	Precipitazione giornaliera
Td	Temperatura massima e minima giornaliera
Phr	Precipitazione ad alta risoluzione temporale
Qhr	Portata ad alta risoluzione temporale
Th	Temperatura media oraria a 2 m
Uh	Umidità relativa media oraria a 2 m
Vh	Intensità del vento a 2 m
RGh	Integrale orario della radiazione globale

TABELLA 3.7: Codici esplicativi delle quantità misurate nelle stazioni.

3.2.1 Precipitazione ad alta risoluzione

I dati di precipitazione ad alta risoluzione sono stati ottenuti nell'ambito della Convenzione del progetto *RES-MAR - Programma Operativo di Cooperazione Transfrontaliera Italia-Francia Marittimo 2007-2013* tra *UniCa-DICAAR* e *ARPAS*. Durante tale attività, di cui la presente tesi è stata in parte supporto, è stato eseguito il riconoscimento e l'estrazione con procedura automatica e semiautomatica del segnale di pioggia delle strisce pluviografiche registrate alle stazioni di Desulo, Sorgono, Arzana, Lanusei e Sicca d'Erba di competenza dell'*ADIS* (tabella 3.6). In particolare a partire dalle singole strisce pluviografiche registrate con meccanismo a vaschetta basculante tipo SIAP, acquisite in formato digitale (risoluzione 300 DPI, formato RGB a 24 bit),

sono stati effettuati il riconoscimento e l'estrazione del segnale tracciato dal pennino, con tecniche di segmentazione del colore e procedure automatiche coerenti con le modalità di funzionamento del pluviografo (Deidda et al., 2007). Come prodotto finale sono state ottenute le serie storiche continue a passo temporale assegnato (1 minuto, 5 minuti, 1 ora, 1 giorno); per il dettaglio delle tecniche di riconoscimento e validazione si rimanda ai rapporti tecnici e relazioni (Deidda et al., 2012, 2013). In figura 3.6 si riporta un esempio di segnale registrato da pennino estratto digitalmente. Come base di riferimento nel presente lavoro sono state considerate le piogge a risoluzione temporale di 5 minuti.

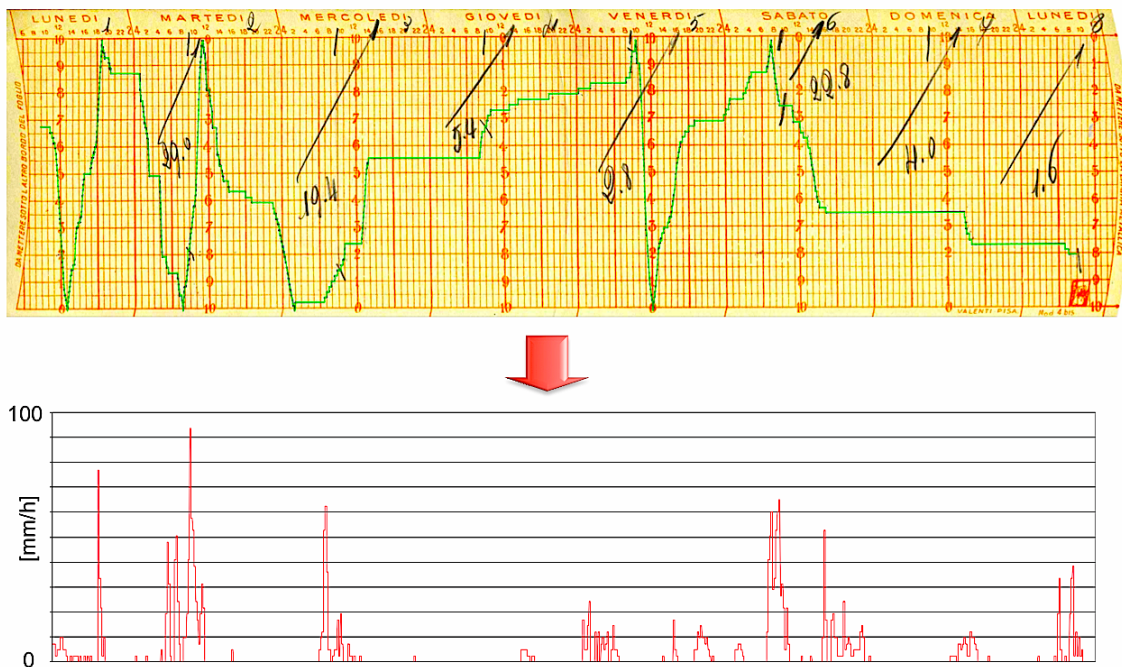


FIGURA 3.6: Riconoscimento digitale del segnale registrato dal pennino di una striscia pluviografica settimanale (linea verde in alto) e successiva conversione in intensità di pioggia a risoluzione temporale di 5 minuti (in basso). Nell'esempio una striscia della stazione di Desulo, Gennaio 1940.

Nell'utilizzo di questi dati di precipitazione bisogna tenere presenti diverse fonti di incertezza che possono diventare rilevanti quando si lavora con dati ad alta risoluzione temporale. Infatti per quanto siano state eseguite opportune operazioni di controllo, correzione e verifica (per una dettagliata descrizione ci si riferisca Deidda et al. (2012)), tali incertezze non possono però essere completamente annullate. Nel seguito citiamo le principali.

1. Errori nella valutazione dell'incremento della pioggia nel tempo, dovuti a:

- Problemi di riconoscimento del tracciato del pennino;
- Incoerenza di segnale tra fine di una striscia e inizio della successiva;
- Problemi strumentali non dichiarati dall'operatore;
- Presenza di segnali multipli all'interno della stessa striscia;

- Basculamenti non originati da precipitazione ma dovuti a manovre dell'operatore o causati da problemi strumentali;
- Andamenti anomali del segnale per via dello scioglimento di neve e intasamento dell'imbuto.

2. Problemi di sfalsamento temporale delle strisce pluviografiche, dovuti a:

- Data di inizio dichiarata dall'operatore spesso non corrispondente a quella effettiva o non dichiarata affatto; incongruenza tra la durata dichiarata e la lunghezza del segnale riportato sulla striscia. Analogo problema può essere riscontrato sulle portate (vedi sezione 3.2.2), amplificando a volte l'errore;
- Variazioni nella velocità di rotazione del tamburo, imputabili a possibili cambiamenti nella meccanica dello strumento.

3.2.2 Portata ad alta risoluzione

I dati di portata ad alta risoluzione sono stati ottenuti nell'ambito del progetto di ricerca *Valutazione e previsione dei processi idrologici al suolo di rilevante impatto socio-economico, utilizzando dati di previsione meteorologica*, inserito nel Piano Operativo Nazionale *Sviluppo dei distretti industriali per le osservazioni della Terra (2003-2005)*. Nell'ambito di tale attività, a partire dai segnali delle strisce registrate dagli idrometrografi in numerose sezioni di chiusura di bacini sardi di competenza dell'ADIS, tra cui le stazioni di Ortosciavico e Corongiu (tabella 3.6), sono stati estratti i diagrammi altezze idrometriche-tempi attraverso digitizer. Parallelamente sono state validate, ricostruite e corrette le scale delle portate annuali per la conversione delle altezze idrometriche in portate. Pertanto gli idrogrammi portate-tempi sono stati ottenuti convertendo le altezze in portate attraverso le relative scale delle portate. Per il dettaglio delle tecniche di riconoscimento, calcolo, verifica e validazione si rimanda ai rapporti tecnici (Deidda et al., 2005). In figura 3.7 ripotiamo un esempio di striscia idrometrografica altezze-tempi, convertita in idrogramma portate-tempi, attraverso l'utilizzo della scala delle portate.

La risoluzione temporale di base degli idrogrammi è variabile e dipendente dai punti battuti con il digitizer, in generale dell'ordine di qualche minuto. Nell'ambito degli studi che abbiamo condotto, gli idrogrammi sono stati ricampionati a passo di 5 minuti per renderli congruenti con gli ietogrammi di pioggia. Oppure il ricampionamento è avvenuto a passo 3.75 minuti, per renderlo coerente con l'idrogramma di portata simulato dal tRIBS.

Nell'utilizzo di questi dati di portata bisogna tenere presenti diverse fonti di incertezza che sintetizziamo nel seguito.

1. Conversione delle altezze idrometriche in portate:

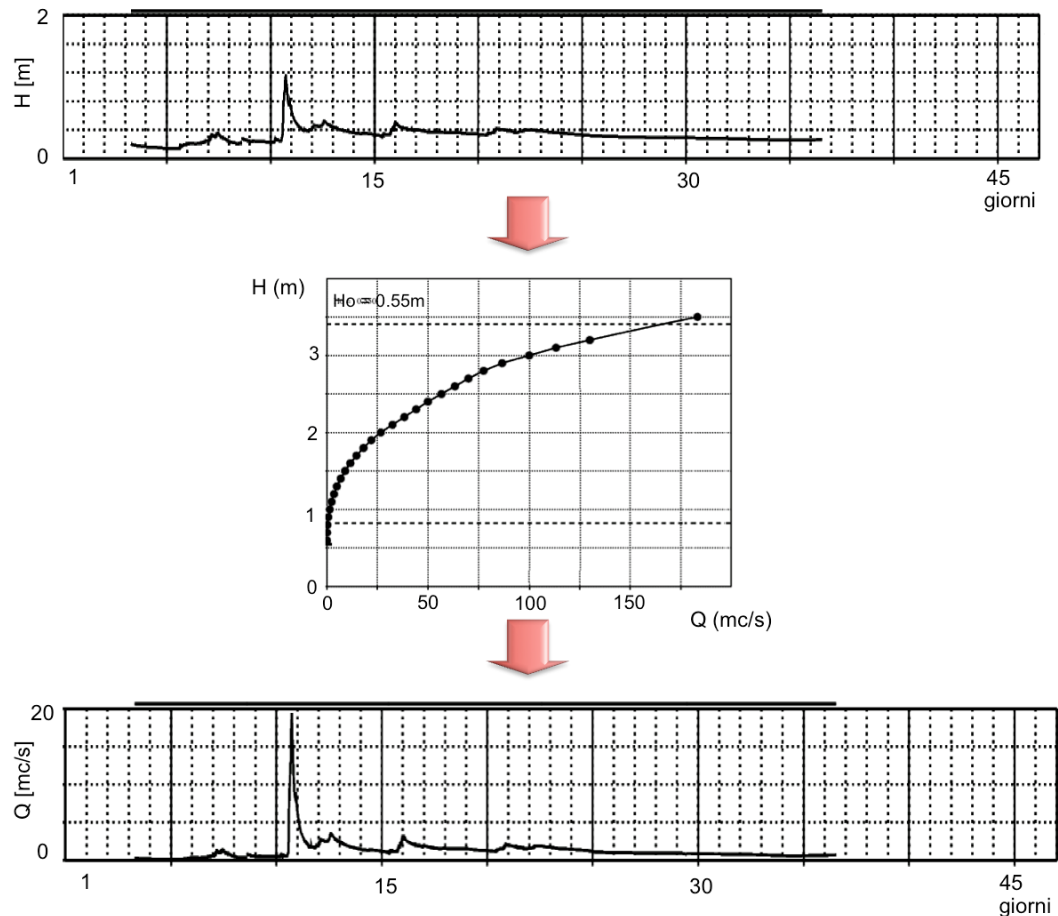


FIGURA 3.7: Riconoscimento digitale del segnale da una striscia idrometrografica bisettimanale (in alto), utilizzo della scala delle portate annuale (al centro) per la conversione delle altezze misurate in portata (in basso). Nell'esempio una striscia della stazione di Ortosciavico, Novembre 1934.

- Non sempre i punti di una scala delle portate annuale erano sufficienti per definire completamente la relazione di conversione, per cui è stata approntata una tecnica per ricostruire tali punti dall'evoluzione morfologica della sezione nel tempo;
 - Per quanto limitata dalla procedura di ricostruzione temporale della morfologia della sezione, non raramente è stato necessario estrapolare i punti dalla scala delle portate;
 - Incertezza nella determinazione delle portate basse per problemi nella precisa definizione dello zero idrometrico.
2. Problemi di sfasamento temporale delle strisce idrometrografiche:
- E' stato verificato che molto spesso la data di inizio dichiarata dall'operatore non corrispondeva a quella effettiva;
 - Cambiamenti nella velocità di rotazione del tamburo.
3. Errori strumentali non dichiarati dall'operatore.

Si evidenzia infine che gli errori di battitura col digitizer sono trascurabili perché è stata effettuata una doppia battuta con operatori diversi.

3.2.3 Altre osservazioni meteorologiche

Sono stati inoltre acquisiti altri dati meteorologici che, come descritto alla sezione 3.5, sono serviti alla determinazione dell'evapotraspirazione a scala oraria. In particolare dalle stesse stazioni pluviografiche citate e di competenza dell'ADIS, e per lo stesso periodo storico 1930-2009, sono state acquisite le temperature minime e massime giornaliere.

Dalle stazioni meteorologiche di Atzara e Jerzu, di competenza dell'ARPAS, sono stati inoltre acquisiti per il periodo 1995-2009: la temperatura a 2 m, l'umidità relativa a 2 m, l'intensità del vento a 2 m e l'integrale della radiazione globale, a scala oraria; oltre alla relativa precipitazione a scala giornaliera. Come sarà spiegato in dettaglio nel seguito, questi dati sono stati utilizzati per calibrare la procedura di downscaling temporale dell'evapotraspirazione.

3.3 Precipitazione: depurazione delle perdite

Il primo passo per poter applicare ricorsivamente la depurazione dalle perdite all'intera serie storica è stato riconoscere gli eventi pioggia. A tale scopo è stato scelto un criterio basato sulla definizione di due soglie di pioggia. Immaginando di far scorrere nel tempo lungo la serie storica una finestra temporale di durata Δt pari a 7 ore (figura 3.8): un determinato istante t_i viene identificato come inizio di un evento, quando nella finestra temporale $t_i + \Delta t$ la pioggia cumulata eccede 5 mm; successivamente l'evento termina all'istante t_f quando la precipitazione cumulata nella finestra temporale $t_f + \Delta t$, scende al di sotto di 1 mm.

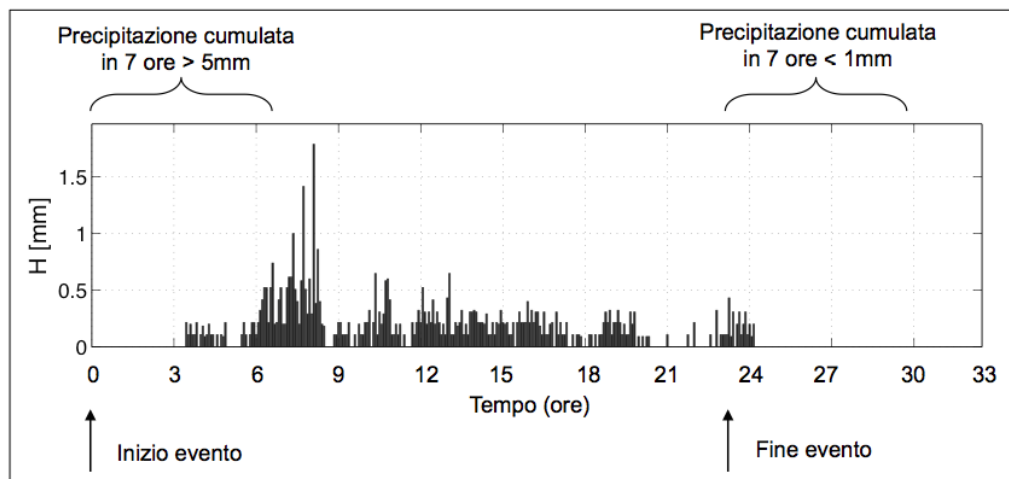


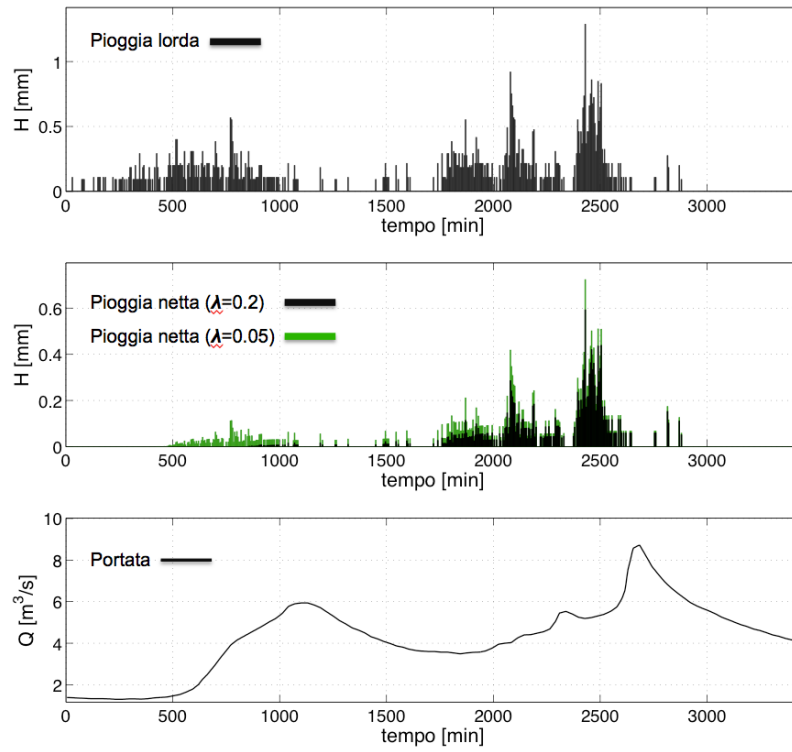
FIGURA 3.8: Schema utilizzato per l'identificazione degli eventi di pioggia.

In coerenza con il principio di semplicità e di rapida trasferibilità ad altri bacini della metodologia RTCM, la depurazione delle perdite è stata eseguita con il metodo Curve Number del Soil Conservation Service (*CN-SCS*). Tale modello è ampiamente utilizzato per stimare il deflusso di pioggia a partire dalla pioggia totale generata da un evento su bacini di piccole e medie dimensioni, utilizzando due parametri di controllo: il *CN* [-] che rappresenta l'infiltrazione globale del bacino, e il parametro λ [-] che rappresenta l'infiltrazione, l'intercezione fogliare e la detenzione nelle piccole depressioni, che avviene nella prima parte dell'evento piovoso. Il parametro *CN* viene determinato usualmente sulla base dell'uso e del tipo suolo (si tratta di un valore medio in considerazione della non uniforme copertura dei suoli), mentre il parametro λ viene in genere posto pari a 0.2.

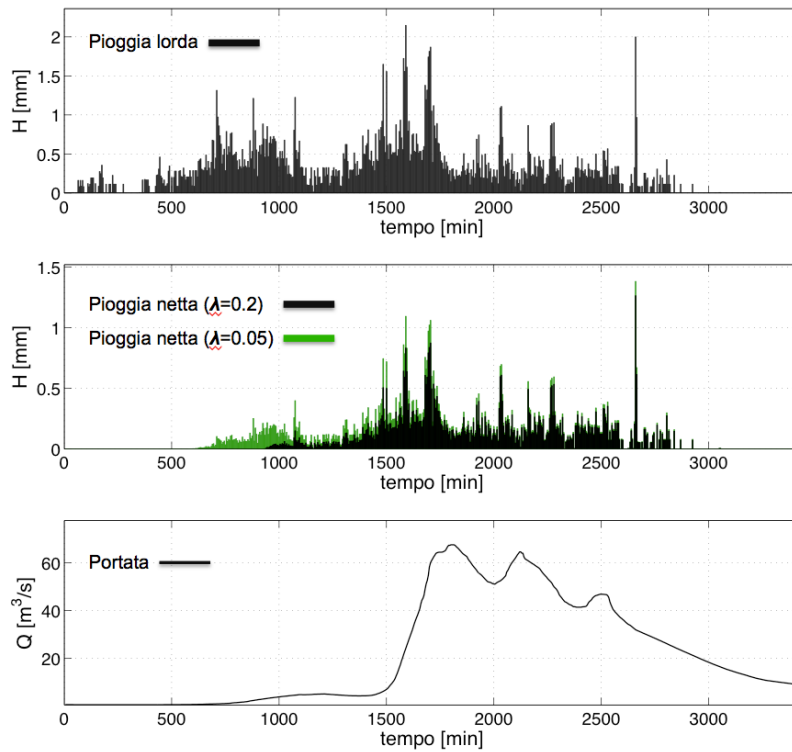
Dall'osservazione contemporanea degli ietogrammi e dei corrispondenti idrogrammi, è stato notato per entrambi i bacini che quasi sistematicamente alla sezione terminale del bacino veniva registrato un incremento di portata, quando ancora non era iniziato il ruscellamento superficiale. Una volta verificato che il problema non era riconducibile all'assegnazione del valore *CN* o alla definizione dei periodi vegetativo-riposo (dai quali dipende la classe di *AMC* dell'evento), in base agli studi di [D'Asaro and Grillone \(2012\)](#) su piccoli bacini mediterranei caratterizzati da rapide risposte, è stato deciso di adottare un valore di λ più basso, pari a 0.05. In effetti i valori suggeriti dall'originale Handbook sviluppato nel 1950 dal SCS (oggi National Resources Conservation Service, *NRCS*), sono il risultato di studi effettuati prevalentemente in aree umide, peraltro lo stesso *NRCS* in un recente report ([Woodward et al., 2010](#)) ha raccomandato all'Agenzia di utilizzare in molti casi un valore di λ sensibilmente più basso rispetto all'originale. E' il caso di evidenziare che, seppure alcuni studi abbiano suggerito anche l'utilizzo di valori di *CN* variabili con l'evento ([Hjelmfelt Jr, 1991](#)), viste le esigenze della procedura (rapidità di applicazione e facile trasferibilità), è stato adottato un valore di *CN* costante. Peraltro come si può notare dalle figure 3.9, i tempi di risposta del ruscellamento superficiale ottenuti utilizzando un valore più basso di λ , risultano congruenti con la risposta del bacino alla sezione di chiusura. D'altra parte risulta confermato anche in sede di valutazione complessiva dei modelli afflussi-deflussi eseguita nel capitolo 5, il corrispondente miglioramento delle performance

Pur essendo il metodo *CN* di vasta applicazione per stimare la pioggia netta in piccoli bacini, e di grande interesse per la nostra applicazione per via della sua semplicità, si ritiene spesso non sia sufficientemente affidabile nella definizione della pioggia netta alle alte risoluzioni temporali. E' stata perciò valutata la possibilità di utilizzare il metodo di *Green-Ampt* per la depurazione delle perdite.

Il metodo di *Green-Ampt* è un modello a parametri concentrati e fisicamente basato, in cui il bacino viene semplificato come fosse un unico pistone, secondo lo schema di figura 3.10. In pratica il fronte bagno viene assimilato ad uno scalino che si muove lungo la verticale in un suolo omogeneo e con contenuto idrico iniziale uniforme lungo la verticale. Il processo viene descritto con un'equazione in cui l'infiltrazione totale al tempo t , che avviene da una superficie bagnata



(a)



(b)

FIGURA 3.9: Depurazione dalle perdite con il metodo *CN-SCS* applicato ad un evento del bacino dell'Araxisi ((a)) e ad uno del Foddeddu ((b)), con valori del parametro λ pari a 0.2 e 0.05. Ietogramma di pioggia totale (in alto), di pioggia netta (al centro), portata misurata (in basso)

(di altezza h_0) in una colonna di suolo di profondità pari a L , viene determinata attraverso l'espressione:

$$F(t) = K_s + \psi \cdot \Delta\theta \cdot \ln\left(\frac{1 + F(t)}{\psi \cdot \Delta\theta}\right) \quad (3.1)$$

dove i parametri che governano il processo sono:

- K_s , conduttività idraulica;
- L , profondità del fronte umido;
- η , porosità del suolo;
- θ_i , contenuto del suolo prima che inizi l'infiltrazione;
- θ_e , porosità effettiva;
- θ_r , contenuto di umidità residuo del suolo;
- $\Delta\theta$, incremento di contenuto idrico nel tempo t ;
- h_0 , carico idraulico alla superficie del terreno;
- ψ , carico di suzione al fronte bagnato (capillarità).

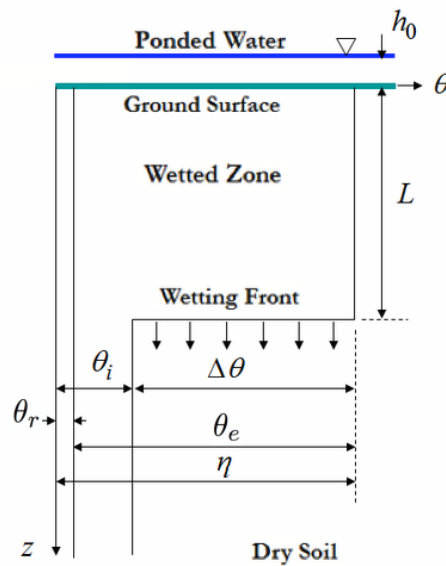


FIGURA 3.10: Schematizzazione delle variabili del modello di infiltrazione di Green-Ampt. L'asse verticale indica la distanza dalla superficie del suolo; l'asse orizzontale il contenuto di umidità del suolo.

Nel presente lavoro è stato deciso di applicare l'approccio proposto da [Grimaldi et al. \(2013\)](#), basato su una procedura mista tra metodo di Green Ampt e SCS-CN, da cui il nome *CN4GA*. La

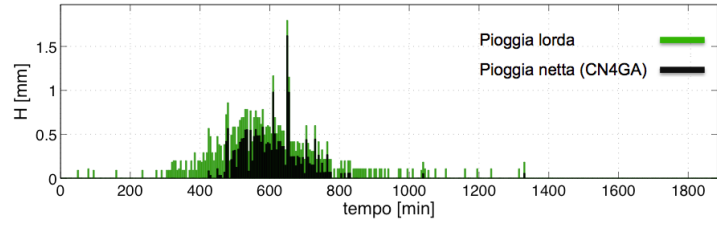
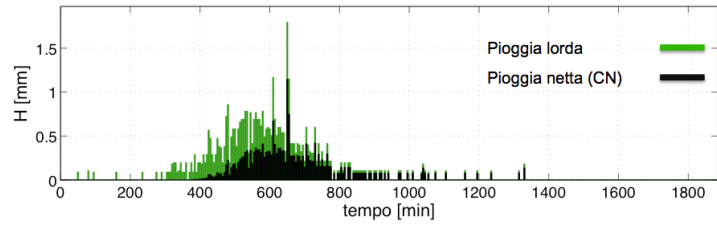
metodologia è in accordo con le ipotesi del metodo originario e cerca di preservare il più possibile il significato fisico dei parametri utilizzati. Le ipotesi di base sono due:

1. La pioggia netta cumulata durante un evento determinata con il metodo CN-SCS è corretta;
2. L'infiltrazione iniziale determinata con il metodo CN-SCS fornisce l'istante in cui inizia l'accumulo di acqua sul terreno (*ponding time*).

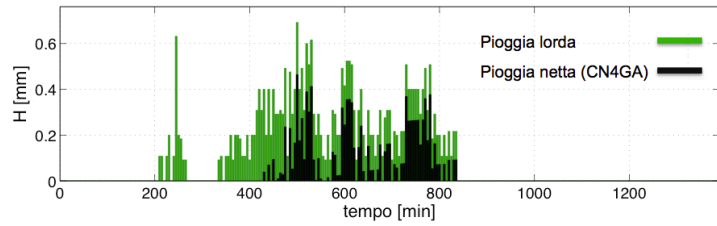
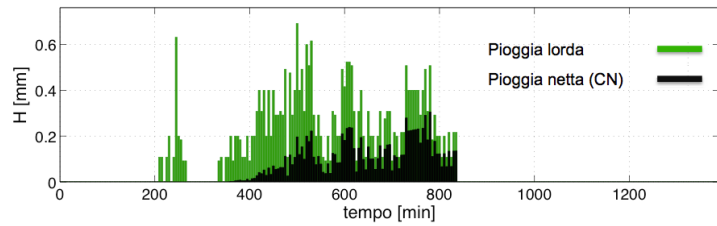
I parametri da cui dipende il modello ($\Delta\theta$, θ_i , h_f , K_s) sono assegnati inizialmente sulla base delle caratteristiche delle mappe di uso e tipo suolo (Rawls et al., 1983). Successivamente si determina il *ponding time* come l'istante in cui il contenuto d'acqua nel suolo uguaglia l'infiltrazione iniziale I_a determinata con il metodo SCS-CN (ipotesi 1). La conducibilità idraulica viene quindi calibrata in modo che la quantità d'acqua accumulata con il metodo di Green Ampt uguagli la quantità infiltrata attraverso il SCS-CN (ipotesi 2). Con la procedura implementata il valore della conducibilità idraulica perde ovviamente parte del suo significato fisico, ma si risolve il problema della sua definizione in assenza di misurazioni di campo e di laboratorio, e inoltre si mette in conto dell'entità dell'evento.

Nelle figura 3.11, si riporta qualche confronto tra la pioggia netta determinata con il metodo SCS-CN e con il metodo CN4GA. Risulta evidente che, nonostante l'inizio del ruscellamento superficiale e la pioggia infiltrata durante l'evento siano gli stessi, la distribuzione temporale della pioggia netta avvenga in modo piuttosto differente. In particolare il CN4GA manifesta una maggiore intermittenza della pioggia netta, a fronte di una maggiore capacità di ricarica dell'umidità nel suolo non appena la pioggia diminuisce la sua intensità.

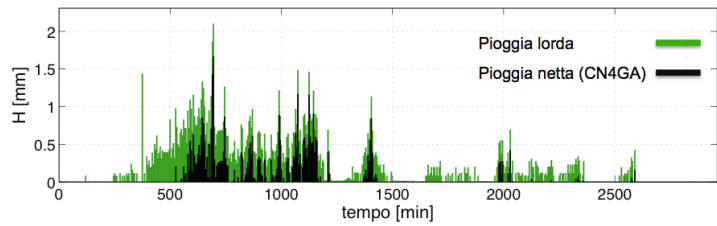
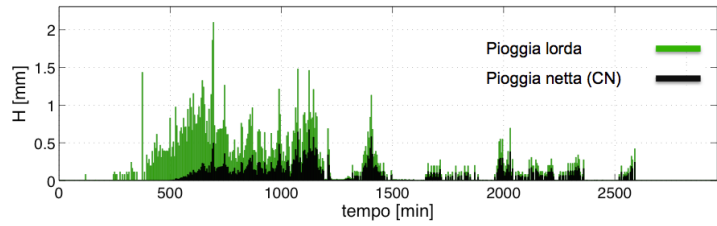
Si evidenzia che dalle valutazioni delle performance dei modelli eseguite nel paragrafo 5.4.7, l'utilizzo del CN4GA non fornisce evidenti miglioramenti rispetto all'utilizzo del metodo SCS-CN. Inoltre le prove condotte utilizzando il metodo di Green-Ampt nella formulazione originale e tutti i parametri acquisiti da tabella (Rawls et al., 1983), forniscono un peggioramento delle performance dei modelli.



(a)



(b)



(c)

FIGURA 3.11: Depurazione delle perdite con il metodo CN-SCS (in alto nel plot) e con il metodo CN4GA (in basso nel plot), applicata a due eventi del bacino dell'Araxisi ((a), (b)) e a uno del Foddeddu ((b))

3.4 Portate: separazione delle componenti di deflusso

Per poter applicare ricorsivamente e in modo automatico la procedura di previsione all'intera serie storica, la separazione delle componenti di deflusso è stata operata attraverso l'utilizzo di tecniche basate sui filtri digitali. Si tratta di metodologie basate sulla teoria dei segnali e non fisicamente basate, che rispetto ai metodi classici, presentano due vantaggi essenziali per la nostra trattazione: (i) non richiedono di rilevare il momento di inizio del deflusso di pioggia; (ii) possono essere applicati in continuo all'intera serie storica.

Nel presente lavoro sono stati testati tre differenti filtri digitali, nel seguito se ne riportano le espressioni.

- Modello di [Nathan and McMahon \(1990\)](#):

$$D_r(i) = K \cdot D_r(i-1) + \frac{1+K}{2} \cdot (B_f(i) - B_f(i-1)) \quad (3.2)$$

Questo modello può essere applicato ricorsivamente più volte all'idrogramma. I passaggi del filtro avvengono una volta in avanti (tempi crescenti) e una volta all'indietro (tempi decrescenti), e devono essere sempre in numero dispari perché il passo all'indietro induce una distorsione nell'idrogramma che deve essere annullata da un successivo passaggio in avanti. In pratica il numero di passaggi del filtro influisce sul grado di *smoothing*, mentre K sul grado di attenuazione.

- Modello di [Eckhardt \(2005\)](#):

$$D_r(i) = B_f(i) - \frac{(1 - BFI) \cdot K \cdot (B_f(i-1) - D_r(i-1)) + (1 - K) \cdot BFI \cdot B_f(i)}{(1 - K \cdot BFI)} \quad (3.3)$$

- Modello di [Chapman and Maxwell \(1996\)](#):

$$D_r(i) = Q_t(i) - (C_1 \cdot (Q_t(i-1) - D_r(i-1)) + C_2 \cdot Q_t(i)) \quad (3.4)$$

$$C_1 = \frac{K}{2-K}; C_2 = \frac{1-K}{2-K}$$

Le variabili utilizzate nelle espressioni precedenti sono:

- Q_t , portata totale;
- D_r , deflusso di pioggia;
- B_f , deflusso di base;

- K , costante di recessione;
- BFI , è un termine chiamato *long-term ratio of baseflow to total runoff*, che dipende dal tipo di corso d'acqua e dall'acquifero.

Mentre il valore di BFI è stato scelto sulla base delle indicazioni fornite dall'autore, la costante di calibrazione K è stata calibrata. In particolare esprimendo la portata Q della curva di recessione dell'idrogramma tramite l'espressione:

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (3.5)$$

la costante di recessione diventa:

$$K = e^{-\alpha} \quad (3.6)$$

dove Q_0 è riferito all'istante di inizio della curva di recessione (punto di flesso) e α [1/T] è una costante.

La calibrazione è stata pertanto eseguita sulla base delle portate osservate alle sezioni di chiusura, attraverso il *Matching Strip Method*, *MSM* (Nathan and McMahon, 1990). Sono state isolate le curve di recessione degli idrogrammi, lunghe almeno 9 giorni e per cui non si avesse concomitanza di precipitazione, e sono state plottate su un diagramma in scala semilogaritmica al fine di trovare la pendenza della retta che rappresenta la *Master Recession Curve* (figura 3.12). Le curve di recessione ottenute con il valore di K derivato tramite MSM sono risultate però leggermente lunghe rispetto ai tempi di risposta dei bacini, per cui si è provveduto ad un ultimo affinamento manuale del parametro.

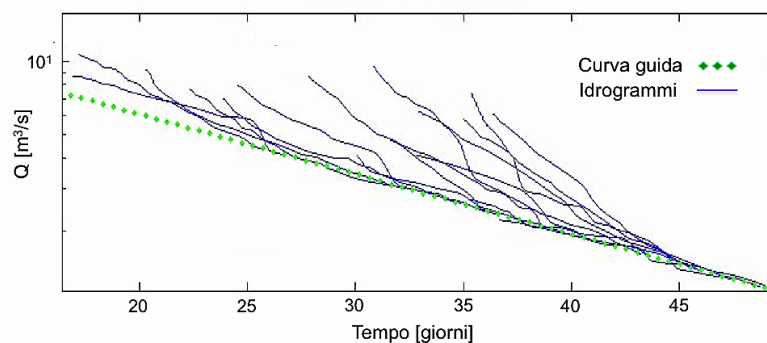
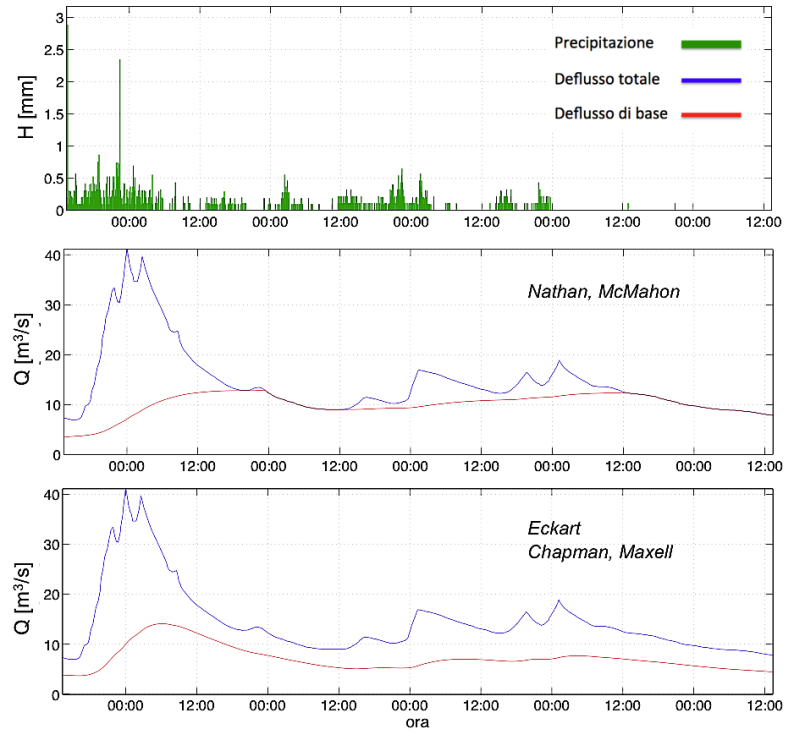
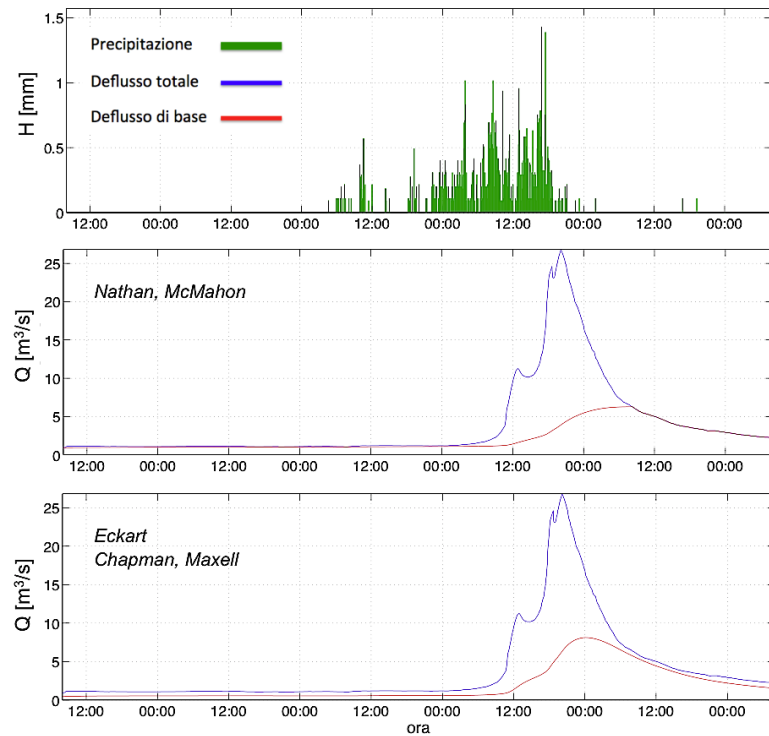


FIGURA 3.12: Calibrazione della costante di recessione attraverso la ricerca della pendenza della retta che rappresenta la *Master Recession Curve* (*Matching Strip Method*, Nathan and McMahon (1990)).

La scelta del filtro più adatto è ricaduta su Nathan and McMahon (1990) ad un solo passo; l'applicazione di ulteriori passaggi fornisce infatti delle curve di recessione troppo lunghe alle alte risoluzioni utilizzate. D'altra parte i filtri di Eckhardt (2005) e di Chapman and Maxwell (1996) forniscono spesso un deflusso pioggia residuo anche in assenza di precipitazione (figura 3.13).



(a)



(b)

FIGURA 3.13: Separazione delle componenti di deflusso ottenuta con diversi modelli di filtro digitale per due eventi dell'Araxisi. I risultati ottenuti con il modello di Nathan and McMahon (1990), e con i modelli di Eckhardt (2005) e di Chapman and Maxwell (1996) (che risultano sovrapposti), sono plottati insieme alla precipitazione corrispondente.

3.5 Evapotraspirazione potenziale: ricostruzione a scala oraria

Come verrà descritto nella sezione 6.2, il modello idrologico distribuito tRIBS può determinare l'evapotraspirazione potenziale direttamente a partire dai dati meteorologici (umidità relativa, radiazione solare, etc.) attraverso i modelli di Penman-Monteith, Deardorff o Priestly-Taylor, oppure può accettare in input direttamente i dati di evapotraspirazione potenziale, che vengono poi convertiti in evapotraspirazione reale sulla base dello stato di umidità dei suoli. Essendo impossibile reperire o ricostruire i dati meteorologici a scala oraria per l'intero periodo 1930-2009, è stato deciso di ricostruire l'evapotraspirazione potenziale. La metodologia adottata è una variante di quella proposta da Mascaro et al. (2013), Piras (2014), e consente di determinare l'evapotraspirazione potenziale a scala oraria a partire dalla conoscenza delle temperature minima (T_{min}) e massima (T_{max}) giornaliera, una volta che siano state calibrate le relazioni di disaggregazione temporale della evapotraspirazione giornaliera per il sito in esame.

In prima battuta, sulla base dei dati orari di intensità del vento, radiazione solare, temperatura, umidità relativa, misurati nel periodo 1995-2008 alle stazioni meteorologiche ARPAS di Atzara e Jerzu, è stata studiata la variazione giornaliera della evapotraspirazione potenziale (ET_0). In particolare è stata determinata una funzione adimensionale $\psi_m(h)$ (dove h rappresenta l'ora del giorno e m il mese dell'anno), che rappresenta il ciclo diurno della variazione media mensile del processo di evapotraspirazione potenziale. Tale funzione viene calcolata come:

$$\psi_m(h) = \frac{ET_0(h, m)|_H}{ET_0(m)|_D} \quad (3.7)$$

si tratta del rapporto tra l'evapotraspirazione media mensile a scala oraria e la evapotraspirazione media mensile a scala giornaliera. Entrambe le medie climatologiche sono riferite al periodo 1995-2008, in cui si hanno a disposizione i dati orari meteorologici ed è pertanto possibile calcolare la ET_0 attraverso la formula di Penman-Monteith (Penman, 1948), secondo la metodologia FAO56 (Allen et al., 1998). In figura 3.14 si riportano le relazioni di $\psi_m(h)$ riferite ad alcuni mesi dell'anno, a sinistra per la stazione Atzara (Araxisi) e a destra per quella di Jerzu (Foddeddu). Come era naturale aspettarsi durante i mesi invernali i picchi sono più pronunciati rispetto ai mesi estivi a causa della più breve lunghezza del giorno.

In seconda battuta, per lo stesso periodo 1995-2008, è stata indagata la relazione tra l'evapotraspirazione giornaliera calcolata con la formula di Penman-Monteith, $ET_0(s)|_{D,PM}$, e quella calcolata con la formula di Hargreaves, $ET_0(s)|_{D,HG}$, (Hargreaves, 1994, Hargreaves and Allen, 2003) dipendente dalle sole temperature minima e massima giornaliera. La relazione dipende dalla stagione dell'anno (indicata con s) per tenere conto della variabilità climatica, e dalla piovosità del giorno (il pedice r sta per *rainy day*, il pedice d sta per *dry day*), e può essere scritta nella forma:

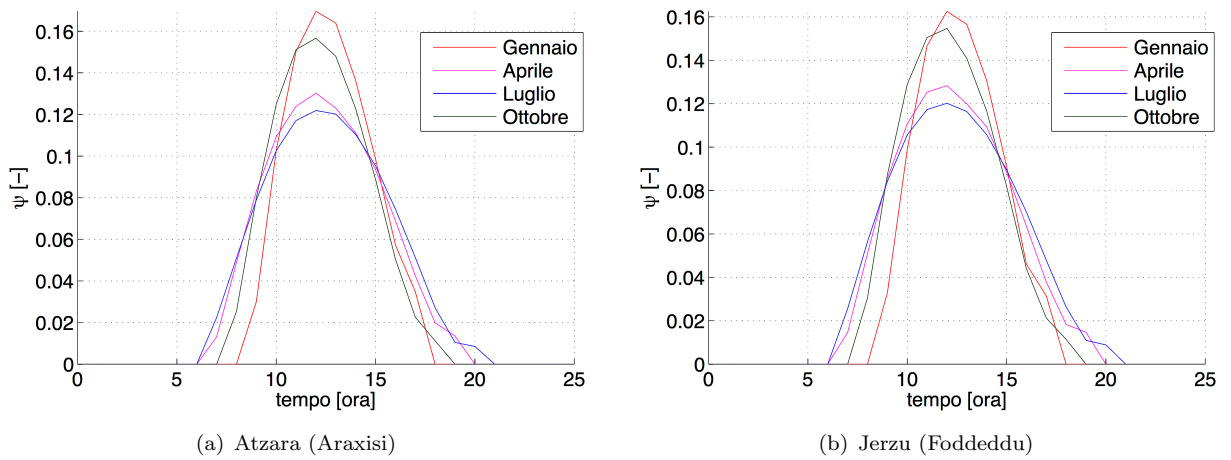


FIGURA 3.14: Ciclo diurno dell'evapotraspirazione potenziale (ψ) relativo ad alcuni mesi dell'anno, per le due stazioni di riferimento.

$$ET_0(s)|_{D,HG} = \begin{cases} p_{0r} + p_{1r} \cdot ET_0(s)|_{D,PM} & \text{se } Hg > 1mm \\ p_{0d} + p_{1d} \cdot ET_0(s)|_{D,PM} & \text{se } Hg \leq 1mm \end{cases} \quad (3.8)$$

dove un giorno è assunto come *piovoso* quando la precipitazione cumulata supera 1mm, altrimenti viene considerato *asciutto*³. I valori di p_{0r} , p_{1r} e p_{0d} , p_{1d} stimati per i bacini in esame, insieme ai corrispondenti coefficienti di correlazione lineare e agli errori quadratici medi calcolati tra le ET_0 giornaliere determinate con le due formule, sono riportati in tabella 3.8 divisi per stagione. In figura 3.15 si riportano a titolo di esempio per la stazione di Atzara (Araxisi), gli scatterplot tra le due ET_0 calcolate su tutti i giorni di ogni stagione.

	p_{0r}	p_{1r}	CC_r	$RMSE_r$	p_{0d}	p_{1d}	CC_d	$RMSE_d$
Atzara (Araxisi)								
Autunno	-0.064	0.695	0.843	0.258	0.115	0.758	0.904	0.275
Inverno	-0.052	0.700	0.710	0.256	0.007	0.860	0.889	0.249
Primavera	-0.153	0.660	0.839	0.468	0.294	0.722	0.871	0.496
Estate	-0.302	0.672	0.835	0.502	0.403	0.689	0.865	0.463
Jerzu (Foddeddu)								
Autunno	-0.114	0.709	0.782	0.400	0.156	0.731	0.796	0.410
Inverno	-0.094	0.829	0.646	0.425	0.0378	0.845	0.738	0.437
Primavera	-0.176	0.684	0.703	0.690	0.312	0.720	0.815	0.559
Estate	-0.242	0.694	0.690	0.650	0.811	0.644	0.732	0.628

TABELLA 3.8: Parametri p_{0r} , p_{1r} e p_{0d} , p_{1d} della regressione lineare stimati per i bacini in esame, insieme ai corrispondenti coefficienti di correlazione lineare (CC) e agli errori quadratici medi ($RMSE$) calcolati tra le ET_0 giornaliere determinate con la formula di Hargreaves e con la formula Penman-Monteith.

³Nel processo di calibrazione la pioggia considerata è naturalmente quella misurata alle stesse stazioni meteorologiche ARPAS

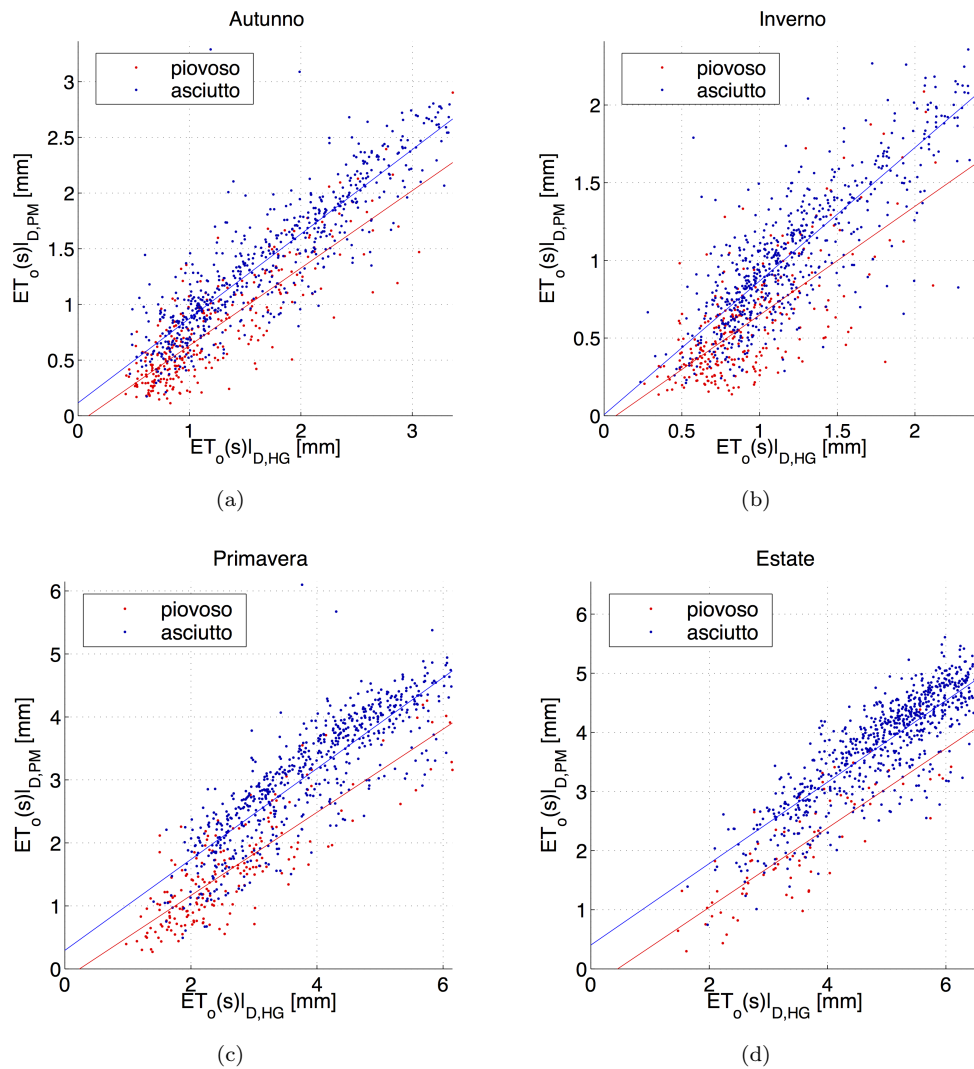


FIGURA 3.15: Scatterplot tra l’evapotraspirazione potenziale giornaliera determinata con la formula di Hargreaves e quella determinata con la formula Penman-Monteith per tutti i giorni della serie storica, divisi per stagione e disaggregati per piovosità del giorno; insieme vengono plottate le rette di regressione corrispondenti. Si riportano i risultati per la stazione di Atzara (Araxisi).

A questo punto le relazioni 3.7 e 3.8, calibrate per il periodo 1995-2008 a partire dai dati *ARPAS*, sono state utilizzate per ricostruire l’andamento orario (incognito) dell’evapotraspirazione potenziale nel periodo 1930-2009, a partire dalle temperature giornaliere registrate dalle stazioni *ADIS*. Si elencano i passi della procedura seguita per la determinazione della evapotraspirazione potenziale in ciascun giorno della serie storica:

1. Si calcola l’evapotraspirazione potenziale giornaliera attraverso la formula di Hargreaves $ET_0|_{D,HG}$ (Hargreaves, 1994, Hargreaves and Allen, 2003) a partire dalle temperature giornaliere T_{min} e T_{max} registrate dalle stazioni *ADIS*;
2. Sulla base della precipitazione giornaliera si determina se il giorno è *piovoso* o *asciutto*, e attraverso la relazione 3.8, in relazione alla stagione dell’anno, si ricava la corrispondente

evapotraspirazione potenziale giornaliera $ET_0|_{D,PM}$ che stima il valore che si otterrebbe applicando la formula di Penman-Monteith (Penman, 1948);

3. Applicando la relazione 3.7, in relazione al mese dell'anno, si determina la variabilità oraria diurna $ET_0|_{H,PM}$ della evapotraspirazione potenziale giornaliera ottenuta al passo precedente.

Infine per poter rendere congruenti i valori dell'evapotraspirazione potenziale mensile determinati con la formula FAO-Penman-Monteith con i valori del sito in esame (Pulina, 1986) è stata applicata una semplice regressione lineare nella forma (Medeiros et al., 2012):

$$ET_{0c} = \beta_0 + \beta_1 \cdot ET_0 + \epsilon \quad (3.9)$$

dove ET_{0c} è l'evapotraspirazione potenziale corretta, ET_0 quella stimata col metodo originale, β_0 e β_1 sono l'intercetta e la pendenza della retta di regressione, mentre ϵ rappresenta l'errore residuo.

Per il caso in esame è stato determinato un coefficiente β_1 prossimo a 0.9, mentre gli altri due coefficienti sono risultati trascurabili. In figura 3.16 viene riportata la variazione media annuale dell'evapotraspirazione potenziale attesa (Pulina, 1986) e quella derivata con la relazione FAO-Penman-Monteith corretta attraverso la 3.9.

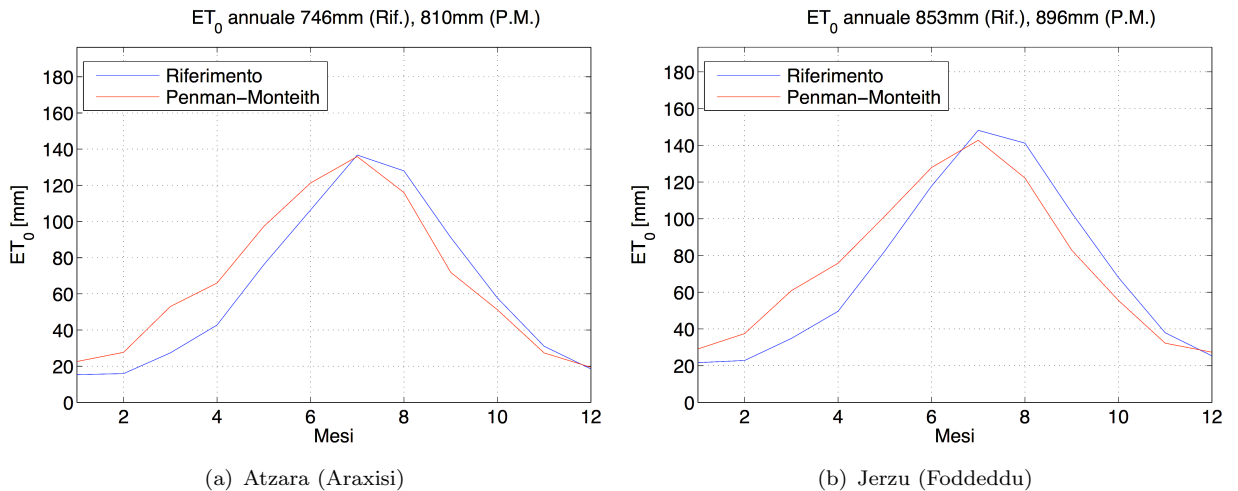


FIGURA 3.16: Variazione media annuale dell'evapotraspirazione potenziale attesa (Pulina, 1986) e quella derivata con la relazione FAO-Penman-Monteith corretta. Sopra ogni grafico sono riportati i totali medi annuali di riferimento e quelli calcolati.

3.6 Ricostruzione serie temporali continue di precipitazione, portata e temperatura

Onde poter effettuare la calibrazione del modello tRIBS e la validazione delle procedure di previsione RFTDM (capitolo 6), è stata ricostruita, laddove possibile, la continuità delle serie di precipitazione, portate e temperature (da cui derivare l'evapotraspirazione). Sebbene i modelli concettuali utilizzati nel capitolo 5 funzionino ad evento, e pertanto le discontinuità nelle serie storiche siano un problema minore, per coerenza sono state comunque considerate le medesime serie di dati ricostruite. Nei paragrafi successivi vengono descritti i criteri assunti per la ricostruzione dei dati mancanti nelle serie storiche.

3.6.1 Ricostruzione serie temporali di precipitazione ad alta risoluzione

La ricostruzione delle serie temporali di precipitazione ad alta risoluzione ($\Delta t = 5$ min) è avvenuta considerando solo stazioni ADIS, secondo i seguenti criteri:

1. In presenza di un buco temporale nello ietogramma ad alta risoluzione registrato dal pluviografo, se contemporaneamente al pluviometro è stata registrata una precipitazione giornaliera minore di 1mm, il buco dello ietogramma è stato riempito con una precipitazione nulla;
2. Quando un pluviografo non ha registrato, il dato mancante è stato ricostruito attraverso gli altri pluviografi sulla base dei parametri di regressione, ed eventualmente mediando i contributi quando il dato è stato ricostruito con due pluviografi⁴. I parametri di regressione sono stati ricavati dalla comparazione tra le piogge giornaliere delle diverse stazioni; in tabella 3.9 si riportano i coefficienti di correlazione tra le stazioni;

Araxisi	Desulo	Sorgono	<i>0.78</i>
Foddeddu	Arzana	Lanusei	<i>0.88</i>
	Arzana	S. d'Erba	<i>0.92</i>
	Lanusei	S. d'Erba	<i>0.84</i>

TABELLA 3.9: Coefficienti di correlazione tra le piogge giornaliere osservate alle stazioni ADIS.

⁴Questo al fine di evitare continui *stop and restart* del modello tRIBS con differenti impostazioni, che richiederebbero un impegno troppo gravoso in considerazione della lunghezza delle serie storiche e dell'intermittenza delle registrazioni.

3.6.2 Ricostruzione serie temporali di portata ad alta risoluzione

La continuità della serie temporale delle portate osservate alle sezioni di chiusura è stata ricostruita considerando anche le corrispondenti precipitazioni osservate alle stazioni pluviometriche (ADIS), secondo i seguenti criteri:

- 1) Per intervalli senza registrazione di portata inferiori ai 60 minuti, è stata sempre eseguita un'interpolazione lineare tra le portate note agli estremi dell'intervallo;
- 2) Per intervalli senza registrazione di portata superiori ai 60 minuti, la ricostruzione è avvenuta come al punto 1, ma solo se la precipitazione cumulata durante l'intervallo non superava 1mm e contemporaneamente la portata all'estremo iniziale era superiore a quella dell'estremo finale dell'intervallo.

Infine le serie di portata sono state ricampionate a passo temporale congruente con le precipitazioni ($\Delta t = 5\text{ min}$) per l'applicazione dei modelli concettuali nei capitoli 4 e 5, e a passo temporale congruente con la portata simulata dal modello tRIBS ($\Delta t = 3.75\text{ min}$) nel capitolo 6.

3.6.3 Ricostruzione serie temporali di temperature giornaliere

La ricostruzione della serie temporale delle temperature giornaliere T_{min} e T_{max} è necessaria al fine di determinare l'evapotraspirazione potenziale a scala oraria (vedi sezione 3.5), da usare come input per le simulazioni effettuate con il tRIBS. La ricostruzione è avvenuta considerando solo dati osservati dalle stazioni ADIS, secondo i seguenti criteri:

1. Quando una stazione non ha registrato, le relative T_{min} e T_{max} sono state ricostruite attraverso le altre stazioni sulla base dei parametri di regressione, ed eventualmente mediando i contributi quando il dato è stato ricostruito attraverso due stazioni. I parametri di regressione sono stati ricavati dalla comparazione tra le temperature storiche giornaliere delle diverse stazioni. I valori di tali parametri sono riportati in tabella 3.10, separatamente per la T_{min} , la T_{max} e la temperatura media T_{mean} . Si noti che è stata indagata la possibilità di correlare il differenziale di temperatura, ma i relativi coefficienti di correlazione sono risultati decisamente troppo bassi.

			$CC(T_{min})$	$CC(T_{max})$	$CC(T_{mean})$
Araxisi	Desulo	Sorgono	0.91	0.94	0.96
Foddeddu	Arzana	Lanusei	0.86	0.88	0.91
	Arzana	S. d'Erba	0.80	0.88	0.86
	Lanusei	S. d'Erba	0.80	0.90	0.91

TABELLA 3.10: Coefficienti di correlazione tra le temperature osservate alle stazioni ADIS.

2. Tra le temperature ricostruite T_{min} e T_{max} è stato imposto un differenziale minimo, variabile durante l'anno da un minimo di 2 gradi nella stagione invernale ad un massimo di 10 gradi nella stagione estiva. Il differenziale suddetto è stato imposto a cavallo della temperatura media ricostruita T_{mean} . Questa strategia è stata applicata anche nel raro caso in cui la ricostruzione desse un'inversione di temperatura tra la T_{min} e T_{max} .
3. Nei rimanenti buchi temporali senza registrazione di durata fino a 5 giorni, le temperature T_{min} e T_{max} sono state ricostruite attraverso interpolazione lineare tra le temperature note agli estremi.

Capitolo 4

Influenza della densità della rete pluviografica sulla modellazione idrologica delle piene

4.1 Introduzione

Da sempre i modelli idrologici a parametri concentrati sono stati utilizzati per la previsione delle piene: per la loro semplicità d'uso, il modesto numero di parametri in gioco, la facile trasferibilità da un bacino ad un altro e il ridotto onere computazionale; a fronte spesso di una solida base concettuale e un vasto background di prove condotte su bacini di caratteristiche molto differenti in tutte le parti del mondo, che consentono di ottenere una buona efficienza computazionale con risultati in genere soddisfacenti (Smith et al., 2004b). Solo negli ultimi 10-15 anni i modelli idrologici spazialmente distribuiti e fisicamente basati sono diventati un'alternativa attrattiva e possibile, ciò grazie all'aumentata disponibilità di dati meteorologici e di informazioni spaziali riguardanti la geomorfologia del bacino, la pedologia e copertura dei suoli, oltre naturalmente all'incremento della velocità computazionale. Tali modelli implementano algoritmi in grado di risolvere direttamente su un grigliato spaziale le equazioni fisiche (in forma più o meno semplificata) che rappresentano lo sviluppo temporale di tutti i processi idrologici che si svolgono all'interno del bacino. Nonostante il potenziale di tali modelli, molti autori evidenziano come la mancanza di una densa e accurata informazione spazio-temporale della precipitazione, così come l'effetto laminante del bacino e l'organizzazione spaziale della pioggia in correlazione con la forma del bacino, porti ad avere pareri non univoci e spesso discordanti riguardo la preferenza per la modellazione distribuita rispetto a quella a parametri concentrati (come peraltro già evidenziato nel capitolo 1).

In effetti l'evoluzione spazio-temporale dei campi di precipitazione è la chiave principale per una previsione idrologica accurata, e la densità della rete di pluviografi è determinante per un'attendibile rappresentazione spaziale del campo di pioggia e la conseguente modellazione della portata di piena durante un evento estremo (Looper and Vieux, 2012). Il presente capitolo esamina l'influenza del campionamento dei campi di pioggia e della densità della rete di pluviografi sulle performance di due modelli afflussi-deflussi ad evento, uno a parametri concentrati e uno a parametri distribuiti semplificato, per la previsione di piene. L'analisi condotta su un set di 12 bacini di dimensioni variabili da 15 a 1793 km², ubicati in Sardegna, fornisce interessanti elementi per discutere sulle seguenti questioni:

1. La modellazione idrologica distribuita è sempre preferibile alla modellazione concentrata per la previsione delle piene?
2. Quale ruolo gioca nella modellizzazione idrologica concentrata e distribuita degli eventi intensi, la carenza di conoscenza spaziale del campo di precipitazione?
3. E' possibile che, in un bacino di limitata estensione soggetto a fenomeni di Flash Flood, un modello a parametri concentrati fornisca risultati simili, o addirittura migliori, rispetto ad un modello a parametri distribuiti?

4.1.1 **Importanti studi sul campionamento del campo di precipitazione**

Al fine di prevenire pericolosi eventi di piena, differenti modelli idrologici sono stati implementati in varie catene operative di previsione e le relative limitazioni e incertezze sono state studiate al fine di migliorare la capacità previsionale e i livelli di sicurezza territoriale (vedi capitolo 1). L'accuratezza della simulazione dei processi idrologici è in effetti fortemente influenzata da difficoltà di differente tipo, tra cui gioca un importante ruolo la rappresentatività del campo di precipitazione, che è strettamente correlata alla densità e alla configurazione spaziale della rete di pluviografi (ovvero il problema del campionamento del campo di precipitazione). Molte ricerche hanno esaminato questa problematica utilizzando differenti approcci e testandoli su bacini di differente estensione, da pochi sino a diverse migliaia di km², caratterizzati da differenti proprietà dei suoli e relativa copertura.

Dal momento che i modelli di previsione proposti nella tesi utilizzano come forzante di input le precipitazioni ad alta risoluzione provenienti da una rete pluviografica poco densa, questo capitolo indaga l'influenza della densità della rete sulla modellazione dei processi idrologici. Onde inquadrare lo studio nell'ambito scientifico, la presente sezione viene dedicata ad una breve cronistoria di alcune importanti ricerche sul problema del campionamento del campo di pioggia, riportando anche alcuni risultati che ci paiono interessanti. Tali studi vengono inoltre sintetizzati nella tabella 4.1, in termini di numero ed estensione dei bacini, del numero di pluviografi

selezionati e della forzante di precipitazione, e dei modelli idrologici applicati. Per dettagli maggiori si rimanda alle pubblicazioni di riferimento.

Il primo studio che esaminiamo è dovuto a [Bastin et al. \(1984\)](#). Gli autori hanno proposto una procedura per stimare in tempo reale la pioggia media areale su un bacino a partire dalle misure provenienti da un ridotto numero di pluviografi. In particolare la pioggia areale viene determinata attraverso metodo Kriging implementando un'efficiente strumento per derivare un modello di variogramma, nel quale la varianza dell'errore di stima viene divisa in due parti: un parametro scalare variabile nel tempo e dipendente sia dalle variazioni stagionali che dall'intensità della precipitazione, che viene aggiustato in tempo reale; una varianza tempo-invariante che dipende esclusivamente dall'ubicazione dei pluviografi e che può essere determinata una volta per tutte. Nel lavoro viene descritto come tale stimatore della pioggia areale media sia stato applicato nella pratica a due bacini, per conto del Ministero dei Lavori Pubblici del governo Belga, al fine di selezionare, in una zona di particolare interesse, un sottoinsieme di pluviografi da una rete più ampia, sui quali fosse più appropriato investire risorse finanziarie. La metodologia è stata inoltre applicata in diversi altri bacini, per la stima in tempo reale della pioggia media areale da usare come input di alcuni modelli afflussi-deflussi che effettuano la previsione delle piene. Lo stimatore risulta ovviamente un interessante strumento anche per scegliere la migliore configurazione di una nuova rete pluviografica al fine di ottimizzare l'accuratezza della stima della precipitazione areale.

[Krajewski et al. \(1991\)](#) hanno indagato la sensitività della risposta idrologica su un piccolo bacino rurale di 7.5 km^2 , di due semplici modelli afflussi-deflussi non calibrati, uno a parametri concentrati e l'altro a parametri distribuiti, rispetto a 3 reti fittizie di pluviografi, utilizzando 5 differenti risoluzioni spaziali e temporali. Quindi attraverso una procedura Monte Carlo sono state ottenute 100 possibili realizzazioni di un singolo evento di pioggia convettiva a risoluzione temporale di 5 minuti, e i corrispondenti idrogrammi ottenuti con le diverse configurazioni della pioggia sono stati confrontati in termini di magnitudine e relativo tempo del picco, nonché di volumi di portata. Nel caso specifico la risoluzione temporale è risultata il fattore dominante, anche più del "sotto-campionamento" del campo di precipitazione, ciò per via della limitata estensione del bacino. Inoltre è stato riscontrato che il modello a parametri concentrati basato sulla teoria dell'idrogramma unitario non è capace di mettere in conto la natura fortemente non lineare del bacino, mostrando una significativa sottostima dei picchi di portata.

[Michaud and Sorooshian \(1994\)](#) hanno valutato l'effetto degli errori dovuti al campionamento del campo di pioggia applicando un modello idrologico distribuito calibrato, su 10 eventi di notevole intensità accaduti su un bacino semiarido di 150 km^2 , caratterizzato da un deflusso di tipo hortoniano. Gli autori hanno tentato di comprendere se una rete di pluviografi piuttosto sparsa (1 stazione ogni 20 km^2) o l'uso della pioggia media areale proveniente da radar meteorologico che lavora su un grigliato $4 \times 4 \text{ km}^2$, sono sufficientemente affidabili per essere implementati in un sistema di allerta da Flash Flood. I confronti sono stati eseguiti confrontando 2 differenti densità della rete di pluviografi (una delle quali assunta come "riferimento"), in modo da separare gli

errori dovuti al campionamento del campo di pioggia dagli errori dovuti al modello e alle misure di portata. I risultati hanno mostrato che approssimativamente metà della differenza tra gli idrogrammi osservati e quelli simulati dipende da un'inadeguata densità della rete pluviografica. Inoltre perfino la precipitazione media areale ottenuta dal radar $4 \times 4 \text{ km}^2$ non è risultata sufficiente ad ottenere delle stime affidabili degli idrogrammi provenienti da eventi di pioggia estremamente localizzati. In conclusione si può affermare che in un bacino semiarido, con perdite per infiltrazioni piuttosto importanti e deflusso hortoniano, con un'area compresa tra 50 e 500 km^2 , la risoluzione spaziale necessaria per prevedere correttamente la portata critica e mettere in conto correttamente l'infiltrazione e il deflusso superficiale, è determinata dalla scala della manifestazione temporalesca piuttosto che dalla scala del bacino.

[Pardo-Iguzquiza \(1998\)](#) ha proposto invece un approccio per la determinazione della configurazione ottimale della rete di pluviografi, basato sul noto metodo di riduzione della varianza, integrato con una nuova tecnica di minimizzazione stocastica globale, che è stata chiamata "ricottura simulata" (*simulated annealing*) per analogia con il processo metallurgico. Il numero appropriato di pluviografi e la loro ubicazione sono individuati attraverso un algoritmo di ricerca casuale che minimizza una funzione obiettivo non lineare, senza soluzione analitica e con minimi locali multipli, considerando sia la varianza dell'errore di stima della precipitazione media areale, sia altri criteri come gli oneri economici. La metodologia risulta particolarmente flessibile e può essere utilizzata per la scelta di un sottoinsieme significativo di pluviografi da una rete più ampia o per estendere una rete pluviografica preesistente.

Un interessante studio per quantificare l'accuratezza della stima della precipitazione è stato proposto da [Andreassian et al. \(2001\)](#), che hanno introdotto due semplici indici per la valutazione della distribuzione temporale della pioggia (*GORE*) e del bilancio del volume totale messo in gioco durante un evento (*BALANCE*). Al fine di studiare la relazione tra la qualità della pioggia areale e la capacità di 3 modelli idrologici a parametri concentrati, che funzionano in continuo a scala giornaliera, di simulare gli idrogrammi alle sezioni terminali di 3 bacini francesi (di estensione variabile da 71 a 10700 km^2), sono state generate 60 combinazioni spaziali casuali per differenti estensioni della rete pluviografica. Dai confronti effettuati sulle piogge attraverso i due indici *GORE* e *BALANCE*, e sugli idrogrammi attraverso l'efficienza di Nash Sutcliffe, è stato possibile analizzare in relazione alla qualità della rete pluviografica, da un lato la capacità di rappresentare la pioggia di riferimento, d'altro lato la sensitività delle performance dei modelli e la bontà raggiungibile nella calibrazione dei parametri.

[Arnaud et al. \(2002\)](#) hanno studiato l'influenza di due differenti pattern della distribuzione spaziale della pioggia (uniforme/non uniforme), derivati da una densa rete di pluviografi, sulla distribuzione empirica dei picchi di portata e dei volumi di deflusso per 50 eventi, utilizzando 3 differenti modelli idrologici distribuiti. La loro esperienza è stata condotta su 4 bacini omogenei fittizi, di estensione variabile da 22 a 1531 km^2 , innestati l'uno nell'altro al fine di minimizzare

la distorsione introdotta dal campionamento spaziale della pioggia dovuta ad un'irregolare densità nella rete pluviografica e agli eventi estremi fortemente localizzati. E' emerso dai risultati che le differenze nelle distribuzioni dei picchi di portate e dei volumi di deflusso, crescono con l'area del bacino in quanto cresce la variabilità spaziale della pioggia, ma tali differenze diminuiscono nel caso di eventi particolarmente intensi e diventano più significative nel caso di eventi correnti. Inoltre nel caso di eventi rari e intensi le portate al colmo sono risultate generalmente sovrastimate.

[Smith et al. \(2004a\)](#) hanno mostrato nel loro studio come gli approcci di modellazione distribuita non sempre forniscono performance migliori in termini di portata alla sezione di chiusura, rispetto ai modelli concettuali a parametri concentrati. Nel lavoro vengono presentati 3 indici che caratterizzano in maniera determinante la risposta del bacino alla forzante di pioggia: (i) la rilevanza dell'organizzazione spaziale della pioggia rispetto alla morfologia del bacino; (ii) la variabilità spaziale interna della meteora; (iii) la capacità di attenuazione/laminazione del bacino. Gli esperimenti sono stati condotti su un consistente numero di eventi occorsi su 3 bacini dell'Oklahoma di estensione variabile tra 795 e 1645 km², utilizzando come input il campo di precipitazione oraria NEXRAD (4 km), e determinando il corrispondente deflusso attraverso i due modelli NWS, a parametri concentrati e a parametri distribuiti. Il vantaggio delle statistiche utilizzate è quello di utilizzare dati osservati e non dati provenienti dai modelli, in modo da evitare conclusioni specifiche dipendenti dal modello utilizzato. Nonostante gli autori non siano riusciti a trovare delle soglie tali da indicare con ragionevole certezza quando la modellazione distribuita prevale su quella concentrata, gli indici risultano comunque un importante strumento di supporto per individuare a priori il comportamento modellistico del sistema evento-bacino. In ogni caso dallo studio emerge che "i bacini caratterizzati da forte variabilità spaziale della precipitazione e concomitante bassa capacità di attenuazione del segnale di pioggia, sono maggiormente propensi ad essere modellati in modo distribuito".

[Antil et al. \(2006\)](#) hanno indagato l'incidenza di una ridotta conoscenza della distribuzione spaziale della pioggia sulla capacità di prevedere le portate di piena critiche, e hanno proposto un metodo di ottimizzazione della stima della precipitazione media areale attraverso un modello afflussi-deflussi a parametri concentrati basato su una rete neurale. Le esperienze sono state condotte su un bacino montuoso di estensione pari a 3234 km², per cui erano disponibili le serie storiche giornaliere continue per 14 anni. I 23 pluviografi presenti sono stati campionati casualmente a gruppi di 20, 15, 10, 5, 2 (50 possibili configurazioni spaziali per ogni estensione della rete). I risultati hanno mostrato come le performance del modello diminuiscono drasticamente quando vengono utilizzati meno di 10 pluviografi per la ricostruzione della precipitazione media areale. D'altra però l'analisi combinatoria dell'algoritmo genetico consente di selezionare un sottogruppo di soli 12 pluviografi sufficienti ad ottenere delle performance ottimali del modello. In quest'ottica è interessante notare che 166 combinazioni (alcune anche con meno di 12 pluviografi) hanno fornito performance uguali o superiori rispetto all'utilizzo di tutti e 23 i pluviografi.

Segond et al. (2007) hanno analizzato l'influenza della distribuzione spaziale della pioggia sulla stima del deflusso, ottenuta attraverso un modello idrologico semidistribuito ad evento, nel bacino inglese Lee. Tale bacino è stato suddiviso in 7 sottobacini di differente estensione (da 80 a 1040 km²) e i relativi modelli sono stati forzati attraverso 4 differenti scenari di input: (i) tutti e 16 i pluviografi esistenti (assunti per la precipitazione di riferimento); (ii) un singolo pluviografo per ciascun sottobacino; (iii) un singolo pluviografo per l'intero bacino; (iv) il campo di precipitazione del radar calibrato. Sebbene non sia emersa una chiara dipendenza rispetto alla scala del bacino o ai tempi di risposta, probabilmente per via della forte eterogeneità morfologica del bacino, gli autori affermano che il fattore dominante alle piccole scale è la variabilità spaziale della pioggia, mentre quando le aree sono maggiori diventa più importante la distribuzione temporale della risposta del bacino. Inoltre i risultati confermano quanto rilevato da altri autori, riguardo al fatto che una dettagliata conoscenza della distribuzione spaziale della pioggia non è necessaria per quei bacini caratterizzati da alto grado di attenuazione del segnale di pioggia, mentre diventa particolarmente significativa nel caso di bacini con una risposta idrologica molto rapida, come i bacini aridi o le aree urbane.

Volkman et al. (2010) hanno proposto una strategia multicriteria basata sulle osservazioni della precipitazione, per ricercare le ubicazioni ottimali per una rete di pluviografi da utilizzare per la previsione delle Flash Floods. La metodologia è stata sviluppata e testata su un bacino montuoso di 91 km², considerando 7 eventi estremi caratterizzati da precipitazione altamente variabile. Sono state considerate 4 differenti estensioni della rete pluviografica, e la "migliore configurazione" ricavata con la strategia multicriteria è stata confrontata con un set di 1000 configurazioni spaziali casuali fittizie di pluviografi per ciascuna estensione della rete. I confronti sono stati eseguiti sia in termini di precipitazione che di deflusso generato da modello. E' interessante notare che i risultati ottenuti sono soddisfacenti anche utilizzando osservazioni piuttosto brevi, anche se ovviamente sono da preferire lunghe serie. Se da un lato è chiaro che per ciascun evento la "migliore configurazione" potrebbe cambiare, d'altro lato è stato possibile identificare un pattern tipico di pioggia e una corrispondente configurazione della rete in grado di interpretare la distribuzione spaziale della pioggia per eventi diversi con un buon grado di accuratezza.

Arnaud et al. (2011) hanno studiato gli effetti sul processo di simulazione di varie semplificazioni nell'informazione della pioggia e nel modello afflussi-deflussi, utilizzando un ampio caso studio costituito da 500 bacini e 19 eventi estremi con un significativo volume di pioggia. La pioggia derivata dal radar ad 1 km e il corrispondente idrogramma generato dal modello distribuito sono stati assunti come riferimento. Nelle esperienze sono state considerate varie degradazioni della forzante di precipitazione: (i) semplice media areale del campo radar; (ii) campionamento del campo radar con una serie di pluviografi fittizi secondo due differenti densità della rete. In questo secondo caso come input dei modelli sono stati utilizzati le corrispondenti: (ii.a) semplice media areale, (ii.b) interpolazione spaziale tra i pluviografi fittizi. Inoltre il modello idrologico è stato considerato oltre che nella versione distribuita, anche in una versione a parametri concentrati,

ricavando in tutto 7 differenti possibili combinazioni di degradazione del processo di previsione. Le analisi condotte sugli idrogrammi in termini di picchi di portata e di volumi, hanno mostrato che i piccoli bacini sono più sensibili all'effetto del campionamento del campo di precipitazione e alla corrispondente perdita di informazione spaziale della pioggia, mentre i bacini più grandi sono influenzati maggiormente dalle incertezze dovute al passaggio dalla modellazione distribuita a quella concentrata.

Vaze et al. (2011) hanno indagato la qualità delle simulazioni di 4 modelli afflussi-deflussi concettuali, utilizzando in input 4 differenti serie temporali di pioggia giornaliera ottenuta in diversi modi: 3 rappresentano una diversa aggregazione del campo di precipitazione originario al fine di ottenere un pattern spazialmente "concentrato" (singolo pluviografo, poligoni di Thiessen, interpolazione con spline), mentre il quarto consiste nell'usare come input dei modelli l'intero campo di precipitazione, diverso pertanto cella per cella. Il caso studio è costituito da 240 bacini di estensione variabile da 50 a 2000 km². I risultati hanno mostrato che quando si usano i pattern di pioggia "concentrati" come input dei modelli, una migliore schematizzazione spaziale della pioggia fornisce notevoli miglioramenti del deflusso simulato. D'altro canto utilizzando come input dei modelli il pattern di pioggia "distribuito", i miglioramenti nel predire l'idrogramma alla sezione di chiusura sono risultati solo marginali rispetto ad un buon pattern "concentrato".

Cheng et al. (2012) hanno indagato il numero dei pluviografi rappresentativi (e la loro rilevanza) al fine di riprodurre stime accurate della pioggia areale su un bacino di 2726 km² per 12 eventi molto intensi. L'approccio adottato consiste nel rimuovere da una rete di 14 pluviografi, una stazione alla volta, e corrispondentemente stimare i volumi di pioggia con due metodologie (metodo di Thiessen e Kriging), confrontando il risultato con la pioggia di riferimento ottenuta attraverso l'intera rete pluviografica. I risultati hanno evidenziato come l'utilizzo di un numero non adeguato di pluviografi può portare alla sottostima delle portate critiche. D'altra parte il Kriging si è dimostrato migliore in presenza di dati mancanti, in quanto possiede una struttura spaziale (semivariogramma), mentre il metodo di Thiessen ha una minore capacità di rappresentare la variabilità spaziale delle strutture effettuando solo una matematica riassegnazione del peso di ciascun pluviografo.

Yoo et al. (2012) hanno analizzato l'effetto degli errori nella stima della pioggia media areale e nella stima dei parametri del modello, e di come tali errori si propagano nella simulazione delle portate effettuata da un semplice modello afflussi-deflussi. Il campo di precipitazione di riferimento è stato ottenuto attraverso 34 pluviografi, ed è stato confrontato con molteplici piogge medie areali generate attraverso tecnica Monte Carlo, aggiungendo un errore di stima dovuto alla variabilità spazio-temporale della pioggia. Il caso studio è costituito da 7 eventi di precipitazione molto intensi occorsi su un bacino di 6656 km², mentre le portate sono state ottenute attraverso un modello afflussi-deflussi basato sul metodo CN-SCS per la depurazione delle perdite e l'UH di Clark per la modellazione del deflusso. L'analisi di sensitività è stata effettuata, per gli errori nella stima della pioggia in termini di differenza relativa tra la pioggia media areale osservata e quella

generata sinteticamente; per gli errori nei deflussi in termini di volume totale, di picco di portata e di tempo al picco. E' stato osservato che l'errore nella stima della precipitazione è trasferito quasi direttamente ai volumi totali (rapporto quasi uno a uno) per via del bilancio di volumi tra pioggia e portate, mentre viene trasferito amplificato al picco di portata. Non è stato comunque possibile determinare una relazione tra gli errori di stima nella pioggia e corrispondenti errori al picco. Ancora i risultati hanno mostrato che, se ai parametri del modello vengono assegnati valori ragionevoli, l'errore nella loro stima ha un effetto limitato sulla stima dei picchi di portata.

Gires et al. (2012) hanno studiato l'impatto sulla simulazione del deflusso, dell'incertezza associata al campo di precipitazione dovuta alle scale più piccole non misurabili. L'area di studio è costituita da un piccolo bacino urbano di 900 ettari, gli eventi considerati sono due (uno convettivo e uno frontale), mentre per le simulazioni è stato utilizzato un modello semi-distribuito per il drenaggio urbano commercializzato da Infoworks. Sono stati confrontati gli idrogrammi nelle condotte fognarie simulati utilizzando come input: (i) la pioggia proveniente dal radar; (ii) la media areale su tutto il bacino; (iii) un ensemble di 100 campi di precipitazione ad alta risoluzione generati attraverso downscaling. I risultati hanno evidenziato come sia estremamente importante mettere in conto la variabilità spaziale della pioggia (quindi con radar o rete pluviografica molto densa) per simulare in modo appropriato le portate quando l'effetto laminante del bacino è trascurabile. Inoltre nei sistemi urbani, la variabilità della precipitazione alle piccole scale non misurabili per gli eventi convettivi risulta importante e deve essere messa in conto in modo probabilistico, perché la risoluzione spaziale necessaria è troppo fine anche per il radar meteorologico (sotto il km).

Infine Caracciolo et al. (2014) hanno studiato come il numero di pluviografi e la corrispondente configurazione spaziale influenzi la stima della precipitazione e dell'idrogramma, e come quest'ultima dipenda dalla configurazione delle proprietà dei suoli del bacino. Per le simulazioni è stato utilizzato il *tRIBS*¹, un modello idrologicamente completo che simula tutti i processi di bacino, consentendo di trarre conclusioni relative agli idrogrammi di validità generale e non strettamente dipendenti dallo schema assunto. Il caso studio è costituito da 9 eventi intensi occorsi sul bacino Baron Fork in Oklahoma, di estensione pari a 800 km²: come precipitazione di riferimento è stato assunto il campo radar NEXRAD disaggregato ad 1 km, mentre come portata di riferimento il corrispondente idrogramma generato col *tRIBS*. La precipitazione di riferimento è stata quindi campionata attraverso 8 pluviografi fittizi distribuiti casualmente, secondo 255 possibili configurazioni, e i relativi campi di precipitazione sono stati utilizzati per produrre i corrispondenti idrogrammi, utilizzando oltre alla reale configurazione dei suoli, anche altre 4 configurazioni sintetiche. Le valutazioni sono state condotte separatamente in termini di stima della precipitazione e di idrogramma simulato: confrontando l'idrogramma nel suo complesso o il solo picco. I risultati hanno mostrato che le reti ottime nei diversi casi raramente coincidono, in quanto la rete è fortemente dipendente, non solo dalle caratteristiche della pioggia e dei suoli, ma anche dal

¹Si tratta di un modello distribuito, fisicamente basato utilizzato anche nel presente lavoro (vedi capitolo 6), che è stato intensivamente calibrato proprio sul bacino Baron Fork (Ivanov et al., 2004a,b).

tipo di output che si vuole ottimizzare. Inoltre già per la stima della precipitazione, non è stato possibile identificare una configurazione ottimale valida sempre, in quanto la stima del volume di pioggia è fortemente influenzata dal pattern spaziale di precipitazione di ciascun evento. Le posizioni dei pluviografi ottimali per la stima del deflusso sono risultate invece fortemente influenzate dal processo non lineare di trasformazione afflussi-deflussi che a sua volta è dipendente dalle caratteristiche spaziali delle proprietà dei suoli: in particolare l'influenza del suolo è risultata significativa solo in caso di forte variabilità spaziale della precipitazione, in tal caso la posizione dei pluviografi risulta essenziale per una buona stima dell'idrogramma, e la relativa ubicazione è da ricercare dove il terreno è meno permeabile e l'intensità di pioggia è maggiore; d'altra parte in caso di variabilità spaziale della pioggia poco significativa, le caratteristiche dei suoli sono risultate poco influenti sulla ricerca della configurazione ottimale della rete. E' stato infine riscontrato che sui singoli eventi la rete ottimale non ha mai coinciso con la rete completa di 8 pluviografi, mentre considerando un intero anno in continuo, la rete completa è risultata sempre la migliore, in questo caso infatti il pattern spaziale di pioggia di ogni singolo evento non ha più influenza.

Riferimento	Bacini	Area [km ²]	Pluviografi	Forzante di pioggia	Scala temporale	Eventi	Modelli idrologici
Anctil et al. (2006)	1	3234	23	Media semplice di 20, 15, 10, 5, 2 pluviografi selezionati casualmente (50 combinazioni per ogni sottoinsieme)	Giorno	Serie continua	Modello afflussi-deflussi a par. concentrati basato su rete neurale
Arnaud et al. (2002)	4	22 ÷ 1531 (innestati l'uno nell'altro)	44	Uniforme / Non uniforme (Poligoni di Thiessen)	1 ora, 5 min.	50	3 modelli distribuiti basati sul toolkit MERCEDES
Arnaud et al. (2011)	500	6.2 ÷ 2851	Fittizi 1 ogni 49km ² , 1 ogni 225km ²	Radar 1 km (riferimento) Pioggia da radar distribuita o mediata Pioggia campionata interpolata o mediata	1 ora	19	Modello Cemagref GR (par. concentrati e par. distribuiti, a evento)
Andreassian et al. (2001)	3	71, 1120, 10700	20, 33, 33 (a seconda del bacino)	60 combinazioni casuali di pluviografi per diverse estensioni della rete (media semplice)	Giorno	Serie continua	GR3J, IHACRES, TOPOMODEL (continui a par. concentrati)
Bastin et al. (1984)	2	600, 1230	17, 16 (a seconda del bacino)	Kriging	Giorno, 6 ore (a seconda del bacino)	-	-
Caracciolo et al. (2014)	1	800	8 fittizi	Downscaling a 1km del campo NEXRAD (riferimento), Campionamento con pluviografi fittizi (Thiessen, 255 comb.)	1 ora	9 eventi 1 anno in continuo	tRIBS (fisicamente basato, parametri distribuiti, funz. in continuo)
Cheng et al. (2012)	1	2726	14	Poligoni di Thiessen, Kriging	1 ora	12	-
Gires et al. (2012)	1	9 (Urbano)	-	Radar (1km x 1km x 5min), precipitazione media, downscaling (100 campioni)	5 min., 1.25 min.	2	Infoworks CS Urban Drainage Simulation (semi-distribuito)
Krajewski et al. (1991)	1	7.5 (Rurale)	3 reti sintetiche da campionamento (87, 5, 1)	Pioggia stocastica nello spazio-tempo da WGR per ottenere la pioggia di riferimento (pioggia areale calcolata con differenti tecniche)	1 ora, 5 min.	1 x 100 realizzazioni sintetiche	Par concentrati, par. distribuiti
Michaud and Sorooshian (1994)	1	150 (Semiarido)	58	58 pluviometri (riferimento), 8 pluviografi con kriging; Radar 4 x 4km ²	2 min., 4 min., 1 ora	10	KINEROS par. distribuiti
Yoo et al. (2012)	1	6656	34	Poligoni di Thiessen (riferimento), media areale più errore di stima (100 simulazioni Monte Carlo per evento)	1 ora	7	CN-SCS + Clark UH (par. concentrati)
Segond et al. (2007)	7	80 ÷ 1040 (Urbani e rurali)	16	Singolo pluviografo per tutto il bacino, Singolo pluviografo per ogni sottobacino, Radar calibrato con pluviografi, 16 pluviografi (Poligoni di Thiessen, riferimento)	1 ora	5	RORB (semi-distribuito, a evento)
Smith et al. (2004a)	3	795 ÷ 1645	-	Pioggia da radar NEXRAD (4km)	1 ora	23 ÷ 31(a seconda del bacino)	NWS modello concentrato NWS modello distribuito
Vaze et al. (2011)	240	50 ÷ 2000	Più di 400	Singolo pluviografo per bacino, Poligoni di Thiessen e tutti i pluviografi, Media areale aritmetica da SILO (interpolazione spline), Cella per cella da SILO	1 giorno	Simulazione continua	SIMHYD, SMARG, IHACRES, Sacramento (Continuo, concettuale, concentrato o distribuito a seconda della forzante)
Volkman et al. (2010)	1	91 (semiarido)	40 pluviografi Reti fittizie di 1, 2, 3, 4 pluviografi	Kriging con orientamento esterno basato su 40 pluviografi e radar 1km (riferimento); 1000 campioni per 4 estensioni della rete (distanza inversa)	15 min.	7	KINEROS2 (distribuito, a evento)

TABELLA 4.1: Quadro di sintesi di alcune importanti ricerche effettuate sulla problematica del campionamento del campo di precipitazione.

4.1.2 Campo di applicazione e obiettivi

Lo scopo principale del presente capitolo mira a comprendere come la densità spaziale del campionamento dei campi di pioggia possa influenzare la sensitività e l'accuratezza della simulazione dei processi idrologici. Le analisi sono state condotte con un modello a parametri concentrati e un modello distribuito semplificato, utilizzando come input serie temporali di precipitazione sintetica e osservata, oltre alle corrispondenti portate alle sezioni di chiusura dei bacini. L'utilizzo di dati sintetici rende possibile indagare le risposte dei modelli afflussi-deflussi a differenti risoluzioni dei campi di pioggia, preservando i risultati da discrepanze connesse ad errori di misura delle piogge e delle portate. In particolare sono stati generati campi di precipitazione ad alta risoluzione attraverso una procedura di downscaling e sono stati determinati i corrispondenti idrogrammi; piogge e portate così determinate sono state assunte come "riferimento".

Pertanto la sensitività e l'accuratezza dei modelli rispetto a diverse densità della rete pluviografica, sono state analizzate assumendo pluviografi fittizi ubicati in punti selezionati in modo casuale sulla griglia del campo di downscaling. In particolare le analisi sono state condotte su 12 bacini di differente dimensione situati in Sardegna, mentre le performance dei modelli sono state valutate attraverso differenti metriche di errore considerando sia la forma che il picco degli idrogrammi. Inoltre al fine di fornire informazioni per applicazioni pratiche è stato derivato il numero minimo di pluviografi necessario per raggiungere determinati livelli di performance, anche suddividendo gli eventi sulla base della loro severità. Infine è stato analizzato il caso reale costituito da due bacini con lunghi periodi di concomitanti osservazioni di pioggia e portata ad alta risoluzione, applicando le stesse metriche di errore. Nonostante quest'ultima analisi sia limitata ad un numero ristretto di pluviografi, i risultati hanno confermato in linea generale i risultati ottenuti nel caso sintetico.

Il capitolo è organizzato in tre parti fondamentali. Nella sezione 4.2 vengono descritti l'area di studio e il dataset di riferimento, insieme ai modelli idrologici e alle strategie di analisi; nella sezione 4.3 sono mostrati e discussi i risultati sia per il caso sintetico che per quello reale; nella sezione 4.4 si riportano infine le conclusioni.

4.2 Dati, modelli, strategie di analisi

4.2.1 Area di studio

Le analisi sono state condotte su 12 bacini di dimensione differente (da 15 a 1973 km²) situati nel versante sud-orientale della Sardegna centrale: la tabella 4.2 riassume le proprietà principali dei bacini considerati, mentre la figura 4.1 rappresenta i loro confini e l'orografia. In particolare 9 bacini sono innestati nel Flumendosa, mentre i rimanenti 2 (Araxisi e Foddeddu) sono ubicati

al di fuori ma adiacenti al Flumendosa. Sebbene non strumentati, i primi 9 bacini sono stati selezionati in quanto il Flumendosa è il più importante e complesso sistema idraulico sardo, che provvede al soddisfacimento del fabbisogno idrico per gli usi civili, industriali e agricoli del Sud Sardegna, e include 6 laghi artificiali di differente estensione interconnessi tra loro attraverso un complesso sistema di condotte e cadute per gravità. Comunque nel presente studio il Flumendosa è considerato come bacino naturale, ignorando la presenza di dighe ed interconnessioni.

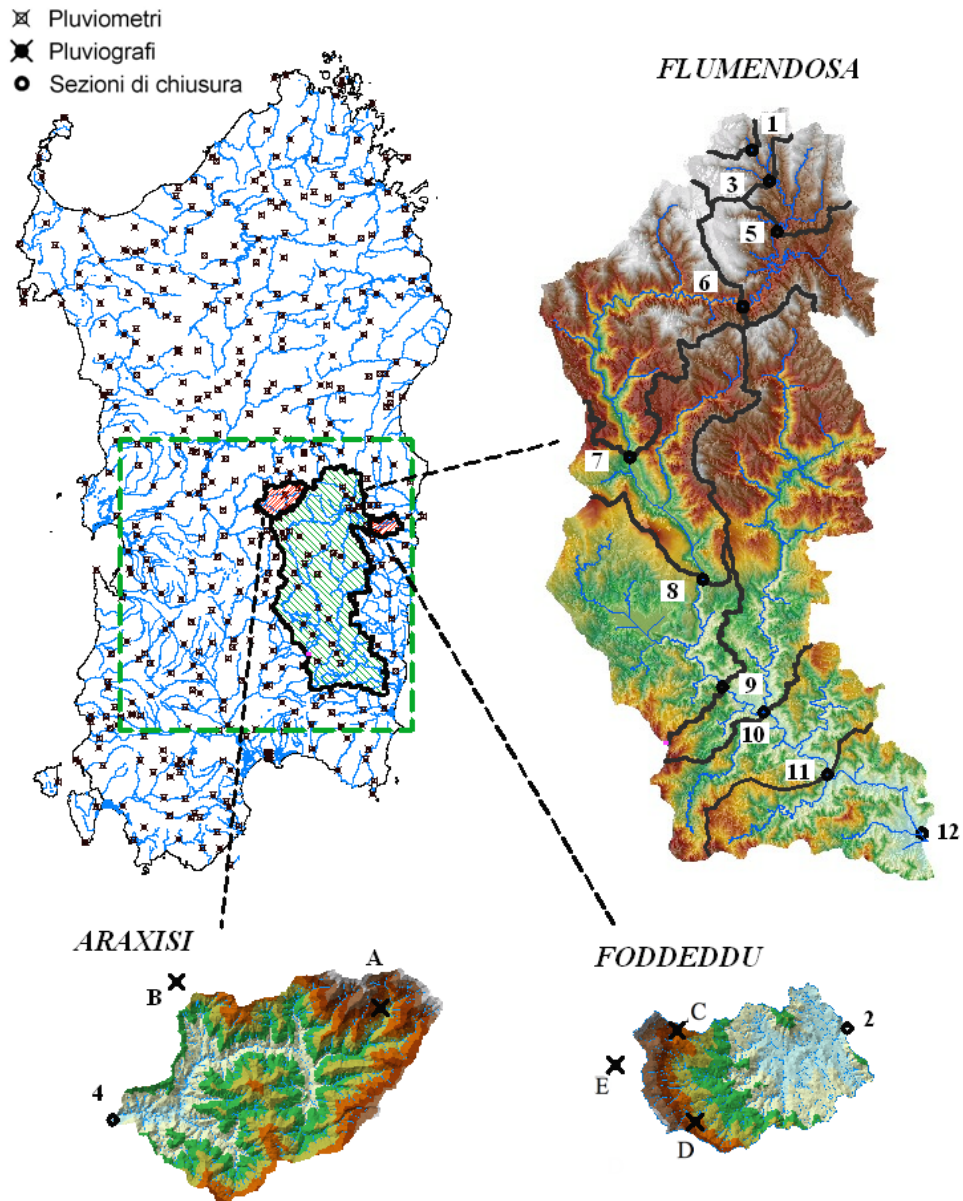


FIGURA 4.1: A sinistra in alto: la mappa della Sardegna con gli spartiacque dei bacini Araxisi, Foddeddu e Flumendosa; la procedura di downscaling è stata applicata all'interno del rettangolo tratteggiato in verde. Una rappresentazione qualitativa delle quote del terreno è riportata in tre zoom con mappe colorate: le lettere identificano i pluviografi, mentre le sezioni di chiusura sono etichettate con numeri secondo lo schema di tabella 4.2. Si noti che il Flumendosa è ulteriormente suddiviso in 9 sottobacini più piccoli.

	Bacino	Area [km ²]	H _{min} [m _{slm}]	H _{max} [m _{slm}]	H _{mean} [m _{slm}]	Pendenza [%]	T _c [ore]
1	Pipinari	15	928	1565	1248	41	1.0
2	Foddeddu (*)	53	49	1189	371	27	2.6
3	P. Truncone	58	873	1822	1218	41	1.7
4	Araxisi (*)	121	328	1635	802	39	3.9
5	M. Tuddai	130	723	1822	1107	34	3.7
6	Malastria	269	601	1829	1042	35	4.8
7	V. Novatulo	552	254	1829	950	38	9.0
8	N. Arrubiu	750	246	1829	871	37	11.3
9	M. Scrocca	1016	89	1829	751	34	12.7
10	Ballao	1452	64	1829	710	34	14.2
11	Su Piroi	1624	34	1829	677	35	15.5
12	Flumendosa	1793	2.5	1829	642	36	16.3

TABELLA 4.2: Proprietà morfologiche dei 12 bacini in studio. Tra essi, 9 sono innestati nel Flumendosa (n.12), mentre l'Araxisi (n.4) e il Foddeddu (n.2) sono ad esso esterni ma adiacenti. Il tempo di corrivazione T_c è stato calcolato col metodo SCS.

D'altra parte per gli altri 2 bacini, Araxisi e Foddeddu² (di cui nel capitolo 3 viene fornita una approfondita descrizione), sono disponibili lunghe registrazioni pluviometriche ed idrometriche ad alta risoluzione temporale (5 min). L'ubicazione dei relativi pluviografi e idrometri alle sezioni di chiusura vengono mostrati in basso nella figura 4.1.

Il regime pluviometrico della regione è stato già descritto nella sezione 3.1, qui ci limitiamo ad evidenziare che la precipitazione media annua per l'area in studio varia da 550 a 1100 mm, mostrando una forte correlazione con l'orografia (figura 4.2).

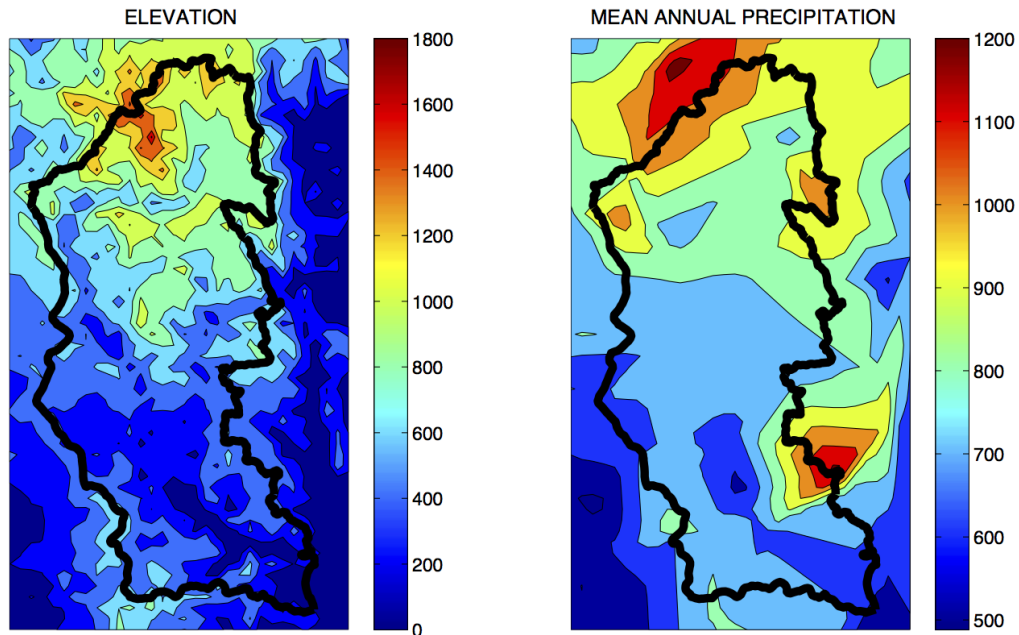


FIGURA 4.2: Sul lato sinistro il modello digitale di terreno (1.5×1.5 km²) e sul lato destro la precipitazione media annua per il bacino del Flumendosa.

²Su questi due bacini nei capitoli successivi si concentreranno gli studi riguardanti le metodologie di previsione delle Flash Floods.

4.2.2 Precipitazione sintetica di riferimento

Al fine di creare una struttura dati di riferimento non influenzata da errori di misura e siccome non sono disponibili per l'area in esame osservazioni ad alta risoluzione da una rete pluviografica sufficientemente densa, è stato generato un campo di precipitazione sintetica ad alta risoluzione attraverso una procedura di downscaling, che conserva le stesse proprietà statistiche, in termini di variabilità spazio-temporale, dei campi di pioggia osservati. In particolare a partire dalle serie di pioggia giornaliere registrate per 80 anni (1922-1941 e 1949-2008) da 185 pluviometri gestiti dall'ADIS ubicati all'interno del rettangolo $100 \times 100 \text{ km}^2$ tratteggiato in verde nella figura 4.1, è stata determinata la precipitazione media areale a scala giornaliera. Successivamente utilizzando la procedura di downscaling descritta da Deidda (2000), Deidda et al. (2004), Badas et al. (2006) è stata generata la corrispondente serie storica sintetica di precipitazione ad alta risoluzione ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km} \times 5 \text{ min}$). Questo campo di precipitazione lungo 80 anni è statisticamente coerente con l'orografia del bacino e conserva un aspetto realistico, consentendo di eseguire le analisi di sensitività descritte nel seguito.

4.2.3 Modelli afflussi-deflussi utilizzati

Al fine di indagare l'accuratezza e la sensitività della risposta idrologica rispetto alla densità della rete pluviografica, sono stati utilizzati due semplici e schematici modelli afflussi-deflussi ad evento: un modello a parametri concentrati e uno a parametri distribuiti. Il modello a parametri concentrati è basato sull'idrogramma unitario di Clark a 3 parametri (Clark, 1945), che può essere facilmente ottenuto attraverso la convoluzione dello ietogramma di pioggia con un modello UH cinematico e successivamente con un modello UH di invaso.

Il modello di Clark è stato scelto tra altri modelli UH in quanto, nonostante la sua semplicità, fornisce generalmente soddisfacenti risultati nella trasformazione afflussi-deflussi in bacini naturali con proprietà morfometriche ed idrauliche molto differenti, ed inoltre mette in conto solo pochi parametri: la curva area-tempi del bacino, il tempo di corrivazione e la capacità di invaso della pioggia netta (Sabol, 1988). Per tali ragioni il modello di Clark è anche integrato come una delle opzioni del modello HEC-HMS del United States Army Corps of Engineers (USACE) ed è particolarmente adatto per applicazioni come la previsione delle Flash Floods in tempo reale.

Come input del modello concentrato è stato utilizzato uno ietogramma di pioggia a passo di 5 minuti, in cui la pioggia è stata derivata attraverso la media areale determinata con il metodo di Thiessen dai pluviografi selezionati, la corrispondente pioggia netta è stata ricavata applicando a tale ietogramma il metodo SCS-CN (Te Chow et al., 1988).

Il modello a parametri distribuiti, utilizza uno schema semplificato ed è spazialmente discretizzato su una griglia regolare. La trasformazione del deflusso avviene attraverso due passi consecutivi,

al fine di mettere in conto sia la redistribuzione del ritardo temporale che l'effetto laminante dell'invaso del bacino. Il primo passo è esclusivamente cinematico: la pioggia netta determinata su ogni singola cella, viene poi ritardata con un lag-time proporzionale alla distanza euclidea tra la cella e la sezione di chiusura del bacino. Il modello distribuito semplificato adotta in questa fase la stessa griglia del campo di pioggia generato dal downscaling, utilizzando come input di ciascuna cella la pioggia misurata nel pluviografo più vicino (in pratica il pattern di Thiessen). La pioggia netta è quindi calcolata a livello della cella utilizzando il metodo SCS-CN. Sebbene questa sia senz'altro una semplificazione piuttosto forte, ha il vantaggio di essere coerente con l'approccio del modello a parametri concentrati, di essere un approccio standard indipendentemente dall'estensione del bacino in esame, e di essere insensibile alle caratteristiche specifiche. Nel secondo passo l'idrogramma ritardato temporalmente viene quindi incanalato nell'invaso per produrre l'idrogramma finale alla sezione di chiusura. In questo modo il principio operativo è correlato al modello concentrato nel quale il deflusso alla sezione di chiusura è ottenuto attraverso la convoluzione della pioggia netta con un modello UH cinematico e poi con un modello UH di vaso.

È importante evidenziare che, per tutti i bacini inclusi i due per i quali sono disponibili osservazioni di pioggia e portata, sia il modello concentrato che quello distribuito sono stati parametrizzati utilizzando le relazioni di letteratura basate sulle proprietà morfometriche e pedologiche, senza alcun tentativo di calibrazione con i dati osservati. Inoltre al fine di applicare ricorsivamente i modelli idrologici, gli eventi di pioggia sono stati identificati nella serie storica di precipitazione seguendo la semplice procedura a doppia soglia, basata su una finestra mobile di 7 ore, descritta nella sezione 3.3.

4.2.4 Dataset sintetico di riferimento e strategie di analisi

Il campo di pioggia sintetico ad alta risoluzione ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km} \times 5 \text{ min}$, lungo 80 anni) generato attraverso il processo di downscaling è stato assunto come *precipitazione di riferimento*, ed è stato quindi utilizzato come input dei due modelli idrologici per ottenere la corrispondente *portata di riferimento* in tutti e 12 i bacini considerati. Al fine di indagare la sensitività della risposta idrologica dei modelli rispetto all'estensione della rete pluviografica, sono state selezionate casualmente un determinato numero di celle ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$) del grigliato di precipitazione sintetico, e sono state considerate come se fossero dei pluviografi. In particolare l'analisi statistica è stata condotta considerando un numero di potenziali pluviografi da 1 sino a 30 (meno se il bacino era troppo piccolo). Per ciascuna estensione della rete, sono stati selezionati in modo casuale 100 indipendenti combinazioni spaziali di posizioni di pluviografi (ubicati entro un buffer di 4 km esterno allo spartiacque) consentendo di ottenere i pattern relativi a 100 *scenari di pioggia*, che usati poi come input dei due modelli afflussi-deflussi hanno consentito di ottenere un *ensemble* di 100 corrispondenti *scenari di portata*. La figura 4.3 mostra la griglia ad alta risoluzione utilizzata

per il downscaling della precipitazione (corrispondente alla mappa dei pluviografi potenzialmente selezionabili) e un esempio di una possibile rete di pluviografi fittizi.

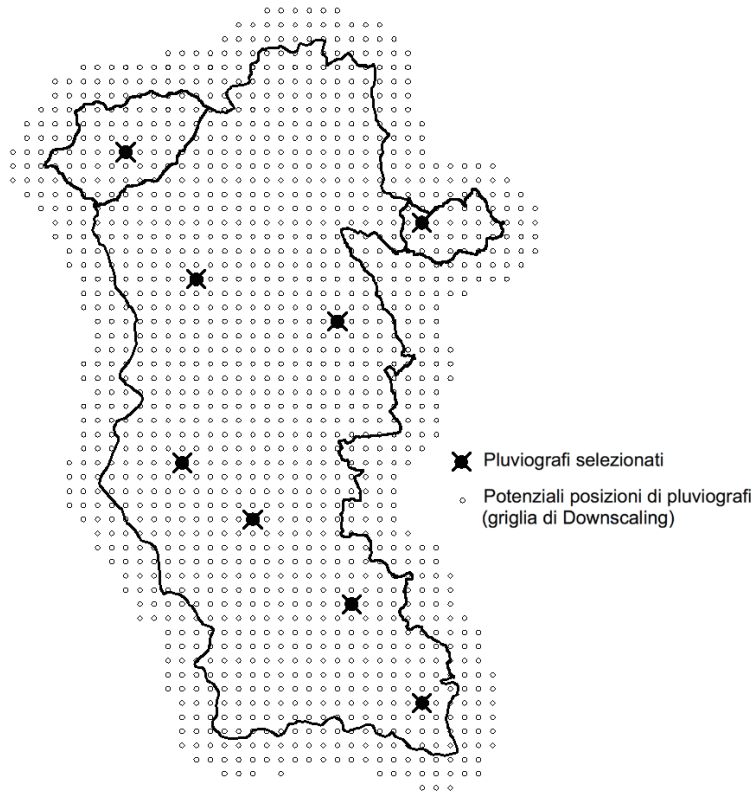


FIGURA 4.3: Schema della griglia ad alta risoluzione ($1.5 \times 1.5 \text{ km}^2$) utilizzata per il downscaling della precipitazione. Ciascun punto rappresenta una potenziale posizione per un pluviografo. Nell'esempio in figura una selezione di 8 pluviografi fittizi è marcata con delle croci.

4.2.5 Dataset reale di riferimento

Per due dei dodici bacini (Araxisi e Foddeddu) l'analisi è stata completata con osservazioni di pioggia e portata. Le serie di pioggia erano disponibili per 5 pluviografi a bascula (2 per l'Araxisi e 3 per il Foddeddu), mentre le serie di portate alle sezioni di chiusura sono state ottenute applicando le scale delle portate annuali alle registrazioni temporali delle altezze idrometriche, come descritto nella sezione 3.2.2. Tutti i dati hanno una risoluzione temporale di 5 minuti, così come nel caso sintetico, e sono disponibili per il periodo 1933-1983 per l'Araxisi e 1934-1982 per il Foddeddu. Tutte le stazioni di misura utilizzate sono gestite dal ADIS: nella tabella 3.6 si riportano alcune caratteristiche, mentre in figura 4.1 è possibile individuarne l'ubicazione sulla mappa.

Per separare la componente del deflusso di pioggia dalla portata totale osservata alla sezione di chiusura, è stata utilizzata la tecnica del filtro digitale proposta da Nathan and McMahon (1990), calibrata sui dati storici osservati (per i dettagli si rimanda alla sezione 3.4). Il deflusso così ottenuto è stato assunto come *portata di riferimento*. D'altra parte al fine di analizzare

l'effetto del campionamento della pioggia sulla modellazione idrologica, sono state considerate attive tutte le possibili combinazioni di 1, 2, 3 pluviografi esistenti. I corrispondenti pattern determinati con i poligoni di Thiessen hanno fornito gli *scenari di precipitazione*, che utilizzati come input dei due modelli afflussi-deflussi hanno fornito i corrispondenti *scenari di portata*. Sono stati analizzati in tutto 906 eventi per l'Araxisi e 486 per il Foddeddu.

4.3 Risultati e discussioni

4.3.1 Variabilità delle performance dei modelli

Le nostre analisi sono state inizialmente indirizzate ad indagare l'accuratezza e il range di variabilità delle performance dei modelli al variare dell'estensione della rete pluviografica. Le figure da 4.4 a 4.7 sintetizzano i risultati ottenuti applicando le quattro metriche (eq.ni 2.1, 2.2, 2.3, 2.4) ai 100 scenari di portata per tutti gli eventi selezionati della serie storica sulla base dello scroscio di pioggia, come descritto in sezione 3.3. In particolare per ciascun numero di pluviografi considerato, i risultati sono presentati con boxplot che si estendono dal 25° al 75° percentile; negli stessi grafici in linea spessa continua sono plottate le mediane di insieme, ottenute considerando sempre i 100 possibili scenari di portata per tutti gli eventi. Sebbene le analisi siano state condotte su tutti e dodici i bacini, per brevità, presentiamo qui solo i risultati ottenuti con i due modelli afflussi-deflussi per il più piccolo e il più grande dei bacini (rispettivamente il Pipinari con un'estensione di 15 km² e il Flumendosa con estensione pari a 1793 km²). Riteniamo che ciò sia sufficiente ad evidenziare come le performance varino con l'estensione del bacino, mentre i risultati relativi a tutti i bacini saranno riportati successivamente solo quando necessario.

Ad esempio i risultati ottenuti per l'*NSE* nel bacino piccolo con il modello a parametri concentrati sono presentati nel grafico in alto a sinistra di figura 4.4, dove possiamo osservare che per una rete pluviografica costituita da sole 2 stazioni, la cui ubicazione sia scelta casualmente per ciascuno dei 100 scenari, la mediana della *NSE* è approssimativamente pari a -0.4, mentre per avere un boxplot interamente nella parte positiva del diagramma è necessario che la rete sia costituita almeno da 10 pluviografi.

Uno sguardo d'insieme su tutti i grafici da figura 4.4 a figura 4.7, mostra che, come atteso, il range di variabilità per tutte le metriche (estensione dei boxplot) si riduce al crescere dell'estensione della rete, con gradiente maggiore quando il numero di pluviografi è basso: in queste condizioni l'ubicazione di un pluviografo ha un'importanza maggiore al fine di catturare il pattern spaziale della precipitazione. In particolare osservando i risultati ottenuti per l'*NSE* possiamo notare che un singolo pluviografo, anche in un piccolo bacino, non può garantire performance soddisfacenti (il boxplot rimane quasi interamente nella parte negativa dell'asse delle ordinate).

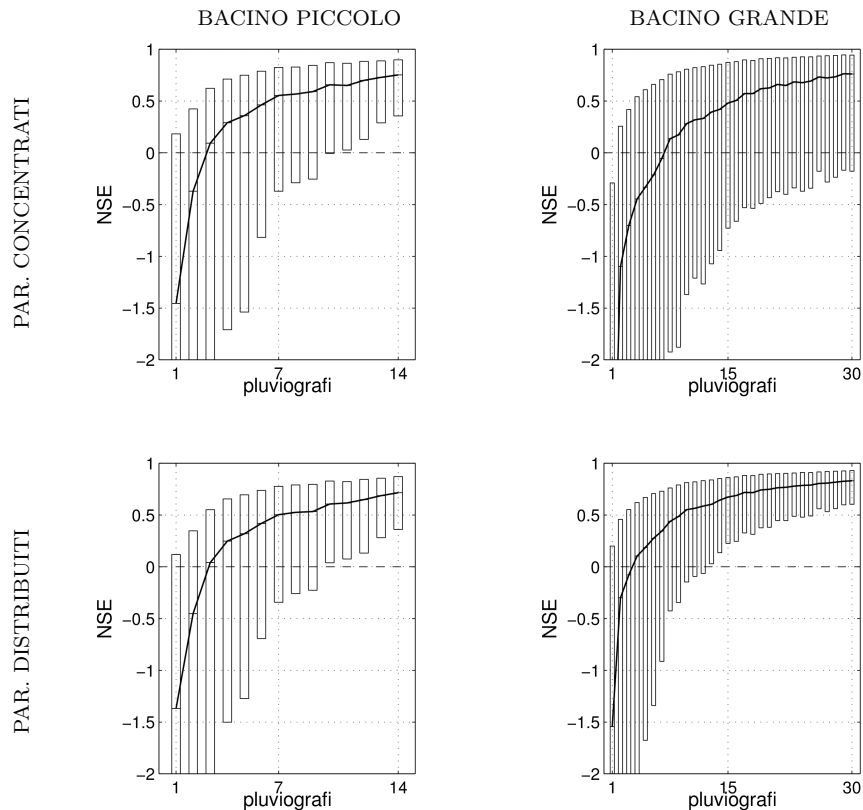


FIGURA 4.4: Efficienza di Nash Sutcliffe (NSE) calcolata sul bacino più piccolo (15 km^2 , a sinistra) e sul bacino più grande (1793 km^2 , a destra), per il modello a parametri concentrati (in alto) e per il modello distribuito (in basso). I boxplot si estendono dal 25° al 75° percentile, mentre le linee spesse continue corrispondono alle mediane di insieme. Sono stati considerati tutti gli eventi relativi a tutte le combinazioni.

Ancora guardando i grafici a sinistra in figura 4.4, da un lato possiamo osservare che le performance dei due modelli afflussi-deflussi non differiscono in modo sostanziale: i boxplot hanno quasi la stessa estensione e le mediane di insieme sono quasi uguali per ciascuna estensione della rete pluviografica. D'altra parte per il bacino più grande (lato destra della stessa figura) i risultati ottenuti con il modello distribuito sono migliori rispetto al modello a parametri concentrati. In particolare possiamo osservare che le estensioni dei boxplot sono più piccole nel grafico in basso e corrispondentemente le mediane di insieme, il 25° e il 75° percentile, hanno sempre valori più alti, evidenziando risultati migliori rispetto a quelli presentati nel grafico in alto: ad esempio possiamo osservare che le mediane di insieme corrispondenti al modello distribuito sono positive già per 4 pluviografi, mentre ne servono 8 per il modello a parametri concentrati; ancora possiamo notare che col modello distribuito 13 pluviografi sono sufficienti per garantire performance soddisfacenti (boxplot interamente nella parte positiva dell'asse delle ordinate), mentre tale risultato non è mai raggiunto utilizzando il modello a parametri concentrati.

In modo analogo osservando le metriche TPE e REP (figure 4.5, 4.6), al crescere dell'estensione del bacino, il modello distribuito fornisce prestazioni superiori rispetto al modello concentrato,

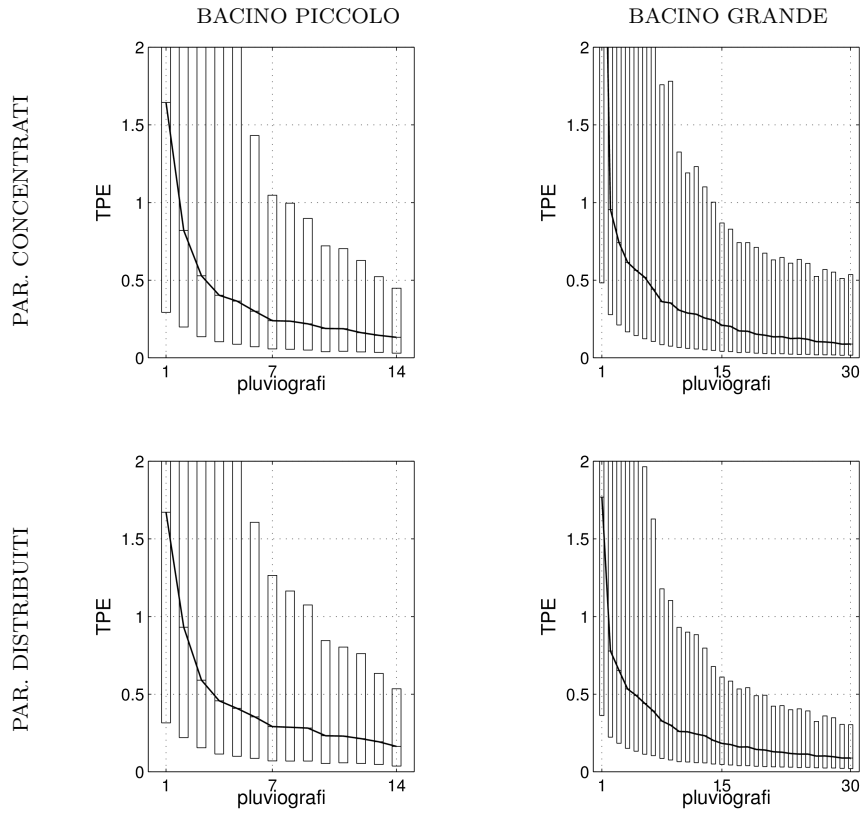


FIGURA 4.5: Come figura 4.4, ma per l'errore totale al picco (TPE).

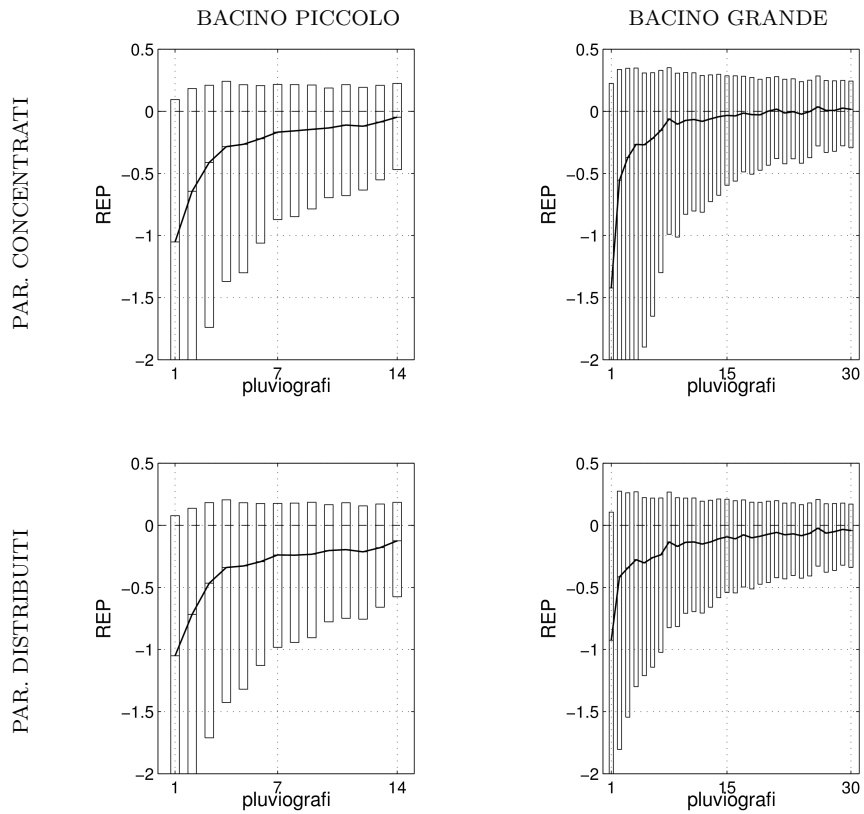


FIGURA 4.6: Come figura 4.4, ma per l'errore relativo nella portata al picco (REP).

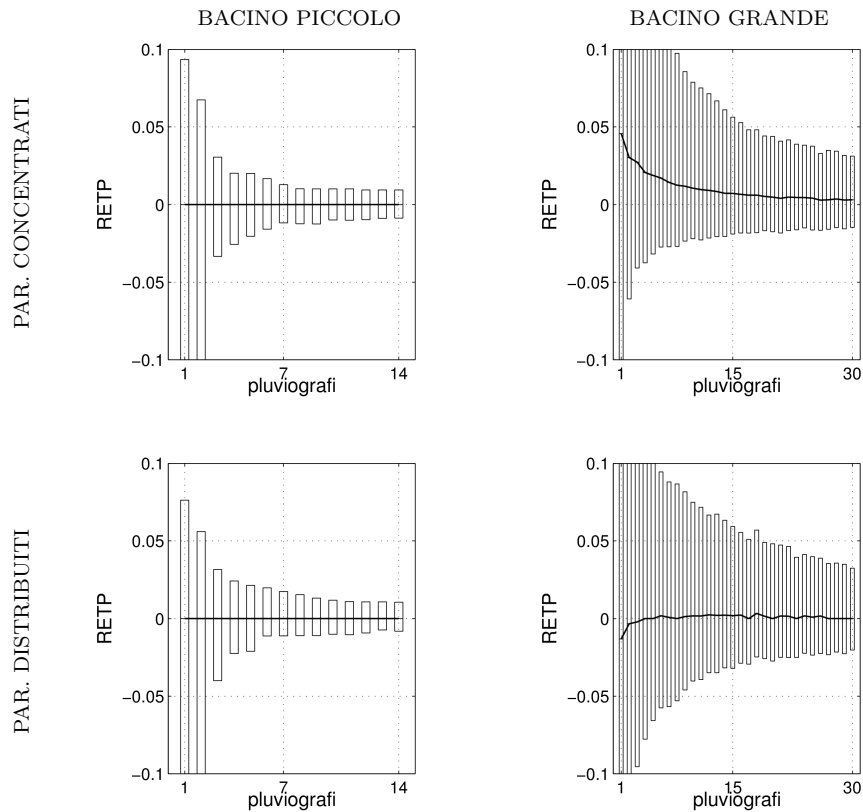


FIGURA 4.7: Come figura 4.4, ma per l'errore relativo nel tempo al picco ($RETP$).

fornendo dei range di variabilità di performance più ridotti, e migliori valori delle mediane di insieme.

E' interessante notare che entrambi i modelli tendono a sovrastimare i picchi di portata (boxplot di REP prevalentemente nella parte negativa dell'asse delle ordinate in figura 4.6). Infine guardando in figura 4.7 i grafici relativi al bacino più grande, quando i pluviografi sono pochi osserviamo due tendenze opposte tra il modello a parametri concentrati che tende ad anticipare il picco, e il modello distribuito che tende a ritardarlo. D'altra parte gli errori nel tempo al picco sono sempre molto piccoli, per cui nel seguito presteremo meno attenzione al $RETP$.

4.3.2 Dipendenza delle performance dei modelli dalla severità degli eventi

Un'analisi ulteriore è stata finalizzata ad indagare come il numero di pluviografi influenzi le capacità dei modelli per eventi di diversa severità. Nella fattispecie abbiamo assunto la precipitazione totale cumulata durante un evento come *severità d'evento*. Le figure da 4.8 a 4.10 mostrano le mediane d'insieme delle metriche NSE , TPE e REP per tre classi di severità d'evento ($1 \div 30$ mm, $30 \div 50$ mm, > 50 mm) in funzione dell'estensione della rete pluviografica. Si fa presente che gli intervalli di precipitazione scelti, consentono di avere un numero di eventi all'interno delle varie classi il più possibile uniforme. Ancora per brevità, i risultati sono mostrati solo per il bacino più piccolo e quello più grande.

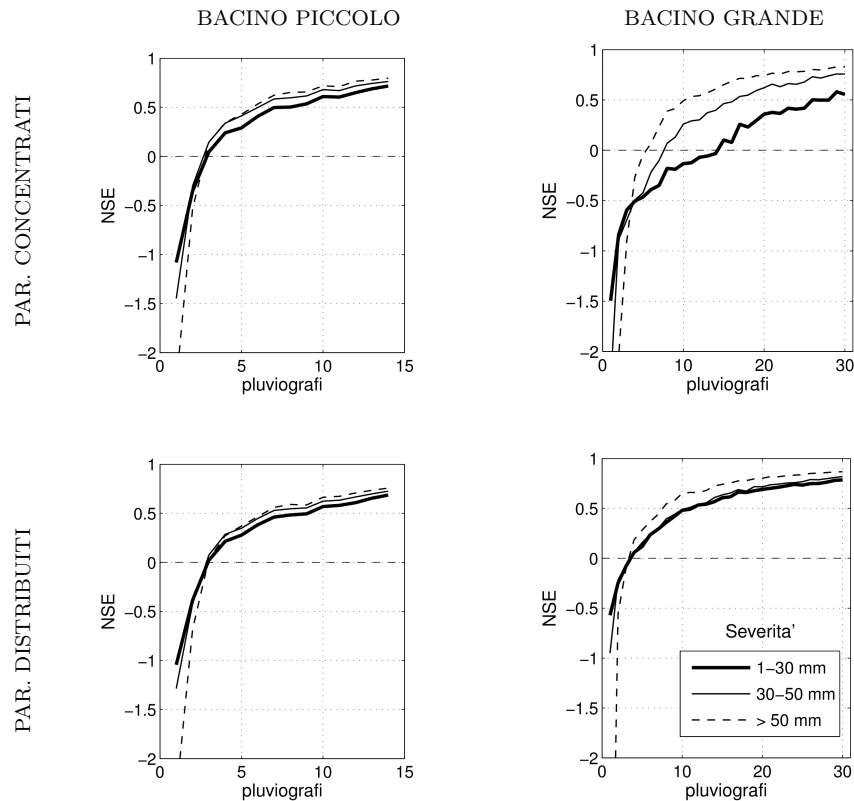


FIGURA 4.8: Come figura 4.4, ma per l'efficienza di Nash Sutcliffe (NSE) calcolata su tre differenti classi di severità degli eventi: $1 \div 30$ mm (linea continua spessa), $30 \div 50$ mm (linea continua sottile), > 50 mm (linea tratteggiata). Vengono plottate solo le mediane di insieme.

Tutte le metriche mostrano una chiara dipendenza dalla severità d'evento. Osservando il grafico in alto a destra di figura 4.8 possiamo notare che questa dipendenza è particolarmente marcata applicando il modello a parametri concentrati al bacino più grande: in effetti valori accettabili di NSE (positivi) possono essere raggiunti con un numero di pluviografi che aumenta considerevolmente per severità d'evento decrescenti. Questo comportamento è visibile, anche se in modo molto meno marcato, negli altri grafici di figura 4.8. Possiamo notare inoltre che le curve mediane delle varie classi si incrociano per un'estensione della rete pluviografica corrispondente a 2-3 pluviografi, mostrando pertanto un comportamento opposto quando i pluviografi disponibili sono molto pochi. In questo secondo caso le performance migliori sono ottenute per eventi di bassa severità, sebbene i valori di NSE siano sempre minori di zero.

E' importante rilevare che mentre nei bacini piccoli non esiste una marcata differenza passando dalla modellazione concentrata alla modellazione distribuita, quando invece l'estensione del bacino aumenta, il modello a parametri concentrati mostra una decisa degradazione delle performance per gli eventi con bassa severità, in particolare per la classe $1 \div 30$ mm i valori di NSE sono sempre al di sotto di 0.6 qualunque sia l'estensione della rete pluviografica. D'altra parte utilizzando il modello distribuito le performance sono quasi sempre simili indipendentemente dalla classe dell'evento e per qualunque estensione del bacino.

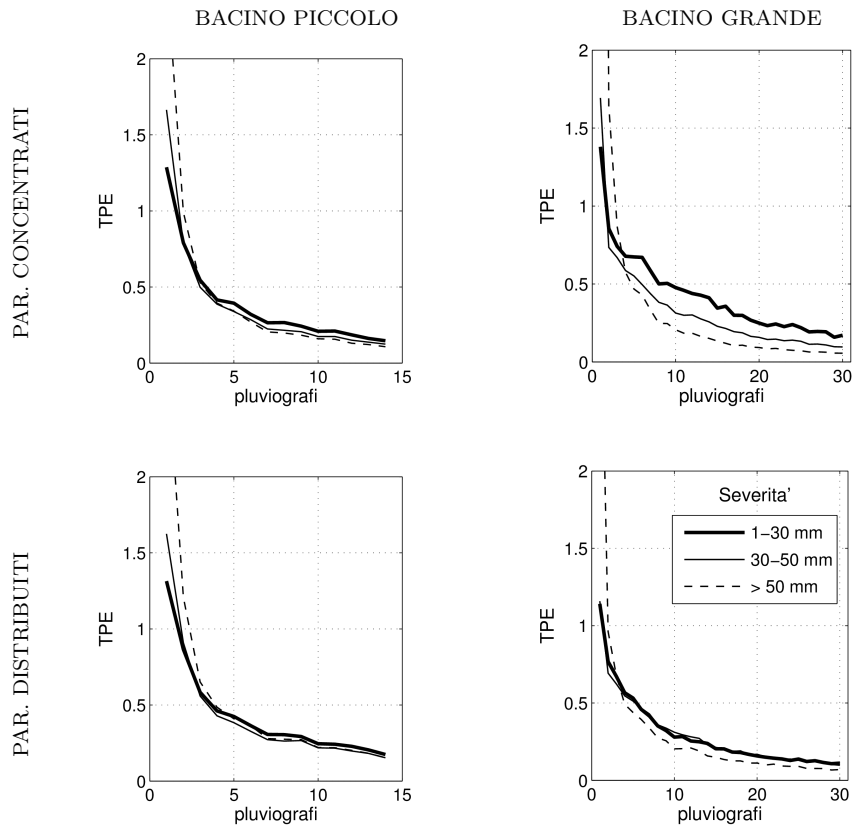


FIGURA 4.9: Come figura 4.8, ma per l'errore totale al picco (TPE).

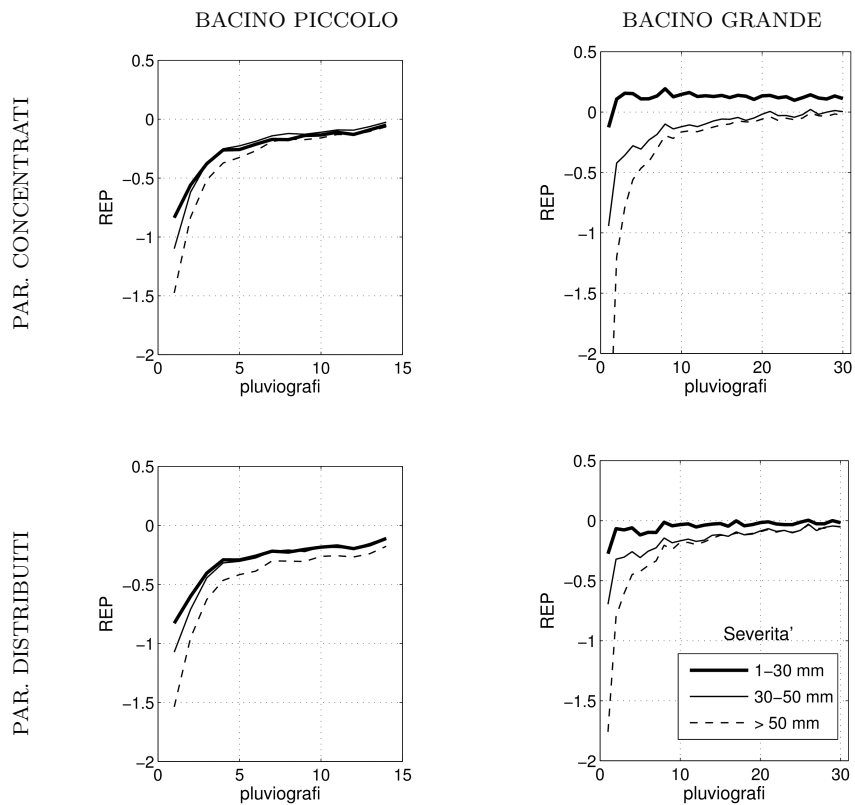


FIGURA 4.10: Come figura 4.8, ma per l'errore relativo nella portata di picco (REP).

I risultati ottenuti per la metrica TPE (figura 4.9) in generale confermano quanto già rilevato per la NSE , mentre osservando la figura 4.10 notiamo che i risultati ottenuti per la metrica REP necessitano di qualche approfondimento. Da una parte per il bacino piccolo il picco risulta sempre sovrastimato e la correlazione con la severità d'evento è sempre abbastanza blanda, mentre per il bacino più grande questa correlazione è sensibilmente più marcata, soprattutto col modello a parametri concentrati. D'altra parte risulta che la sovrastima del picco è maggiore per gli eventi più severi e minore per gli eventi meno severi (con il modello a parametri concentrati per il bacino più grande, si presenta addirittura una sottostima quando si considera la classe di severità più bassa). In effetti sembrerebbe che le performance della REP , contrariamente a NSE e TPE , diminuiscano con l'aumentare della severità d'evento. Al fine di indagare questo comportamento sono stati separati tutti gli eventi con un valore della REP positivo da quelli con un valore negativo, e sono stati plottati i corrispondenti grafici delle mediane di insieme suddividendo sempre nelle stesse tre classi di severità d'evento, come mostrato nei primi due grafici in figura 4.11 per il bacino del Flumendosa e modello a parametri concentrati. Nella stessa figura (grafico a destra) vengono riportate anche le mediane d'insieme considerando tutti gli eventi, ma calcolando la REP al quadrato.

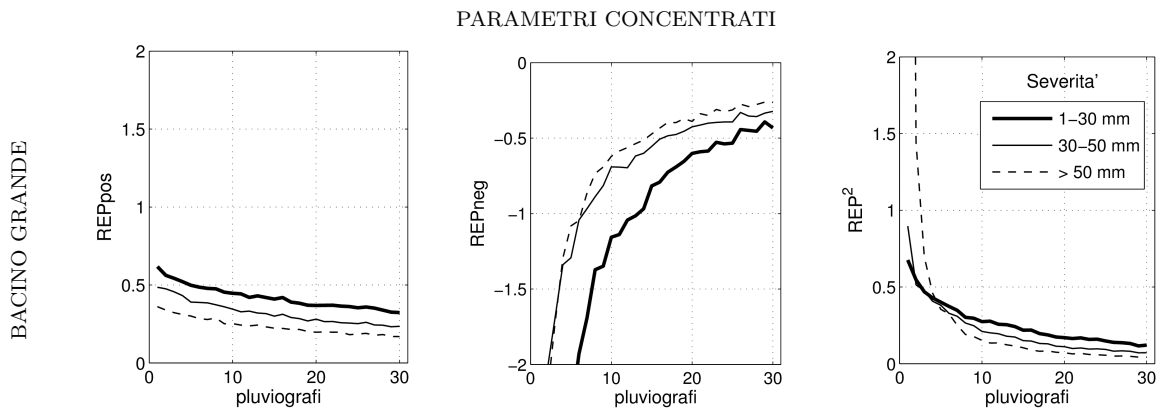


FIGURA 4.11: Come il grafico in alto a destra di figura 4.10, ma le mediane di insieme sono calcolate solo sugli eventi con valore di REP positivo (a sinistra) o solo sugli eventi con valore di REP negativo (al centro). Inoltre si riporta il caso in cui si considerano tutti gli eventi ma la REP viene calcolata al quadrato (a destra).

Come si può notare dai primi due grafici in figura 4.11, le performance migliorano ora all'aumentare della severità dell'evento (REP più prossime allo zero), coerentemente con quanto rilevato per NSE e TPE . Pertanto l'apparente comportamento anomalo della metrica REP in figura 4.10 è stato originato dall'inversione del segno della metrica a seconda che per un evento si presenti una sottostima o una sovrastima del picco. A conferma, nel grafico a destra in figura 4.11, che riporta il quadrato della REP (e quindi priva di segno la metrica), ritroviamo il miglioramento delle performance con la severità d'evento come atteso.

Al fine di capire se l'asimmetria della metrica REP rispetto allo zero (range di variabilità tra $-\infty$ e 1, vedi capitolo 2) potesse essere causa dell'effetto rilevato, abbiamo provato ad utilizzare una trasformata della metrica REP che fosse simmetrica rispetto allo zero, ovvero:

$$-\log(1 - REP) = \log\left(\frac{Q_{rp}}{Q_{sp}}\right) \quad (4.1)$$

dove Q_{rp} è la portata di picco dell'idrogramma osservato o di riferimento, e Q_{sp} la portata di picco dell'idrogramma simulato o di scenario. Si osservi che tale espressione varia nel range $[-\infty \div \infty]$, assumendo come la REP valori positivi nel caso di sottostima del picco e negativi nel caso di sovrastima, e valore pari a zero nel caso il picco venga esattamente predetto. In figura 4.12 si riportano in grafici analoghi ai precedenti, i risultati ottenuti per la metrica $-\log(1 - REP)$.

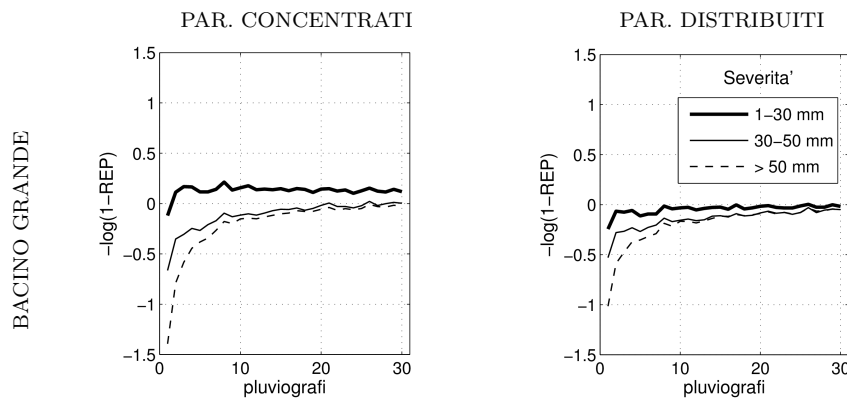


FIGURA 4.12: Come figura 4.10, ma per la metrica $-\log(1 - REP)$.

Come si può notare anche utilizzando una metrica simmetrica rispetto allo zero, non si riesce a correggere il problema numerico e i risultati rimangono nella sostanza invariati.

4.3.3 Minima estensione della rete pluviografica necessaria per ottenere buone performance dei modelli, PNS

Nella presente sezione è stato indagato il numero minimo di pluviografi richiesto per rappresentare la variabilità spaziale del campo di precipitazione, in modo tale da avere una soddisfacente previsione della piena da parte dei modelli afflussi-deflussi: per brevità chiameremo questa quantità *Estensione della rete pluviografica sufficiente* (*Proper Network Size, PNS*). Operativamente abbiamo cercato l'estensione della rete che consentisse di raggiungere assegnati valori obiettivo delle metriche d'errore considerate, per un determinato percentile dell'insieme di eventi. In particolare i valori obiettivo delle metriche assunti sono pari a: 0.50 per NSE , REP e $RETP$, e 0.25 per TPE ³. In figura 4.13 i risultati ottenuti attraverso i due modelli idrologici sono mostrati per due differenti percentili di eventi (50% e 65%), in funzione dell'area del bacino.

³Il valore 0.25 per la metrica TPE dipende dal fatto che essa è la somma dei quadrati di REP e $RETP$.

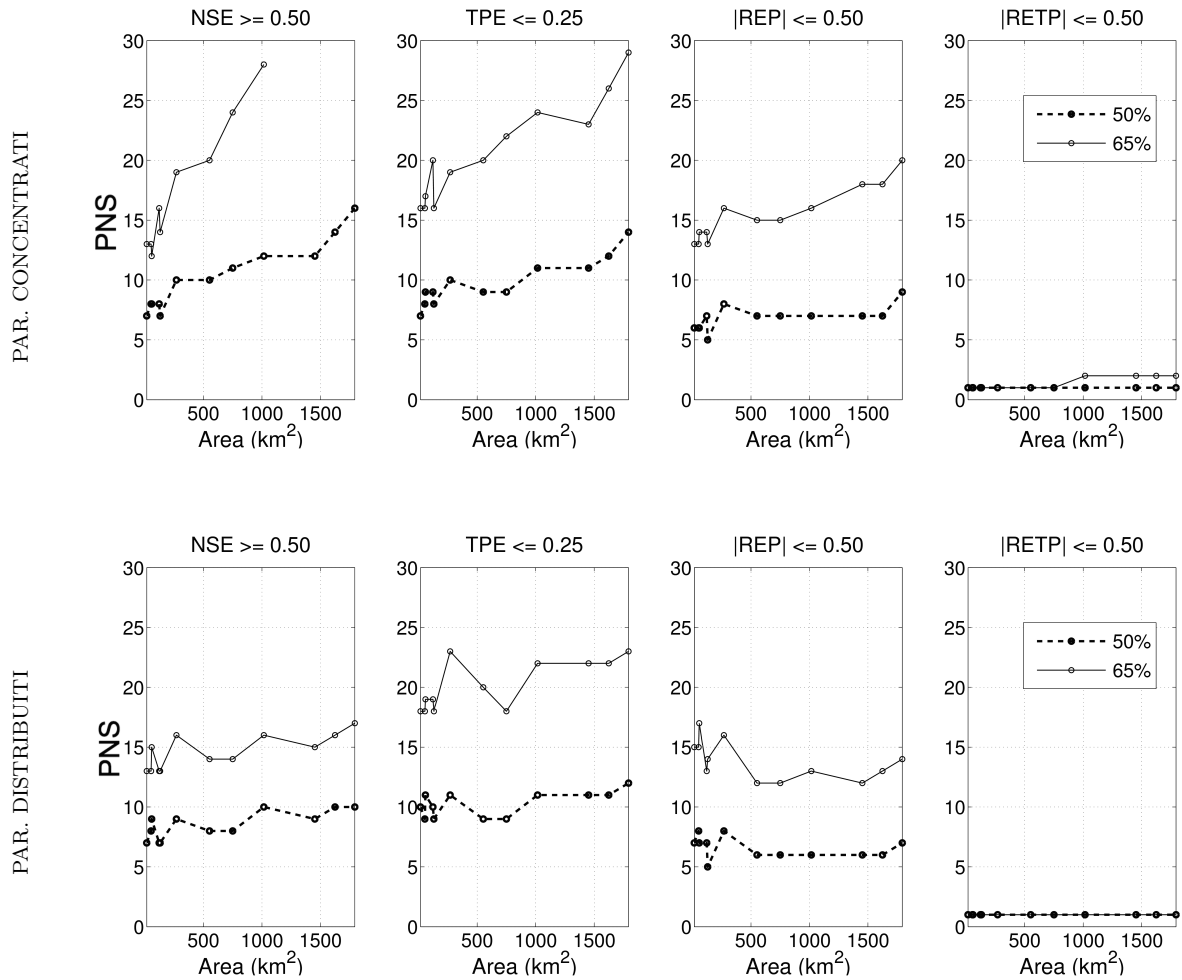


FIGURA 4.13: Numero minimo di pluviografi sufficiente (PNS) per ottenere o superare un certo valore della metrica di errore (vedi valore nel titolo di ciascun grafico) nel 50% (linea continua) e nel 65% (linea tratteggiata) degli eventi considerati, in funzione dell'estensione del bacino (punti). I risultati sono mostrati per il modello a parametri concentrati (sopra) e per il modello a parametri distribuiti (sotto). Nel grafico in alto a sinistra, il valore obiettivo di NSE per i bacini di estensione superiore ai 1000 km^2 viene raggiunto dal quantile al 65% per $PNS > 30$.

Osservando i risultati ottenuti per NSE possiamo affermare che per il modello a parametri concentrati il PNS aumenta con l'area del bacino, mentre per il modello distribuito la correlazione appare quasi trascurabile. In particolare al di sotto dei 300 km^2 i modelli forniscono risultati paragonabili, e anzi al di sotto dei 100 km^2 si può osservare un leggero vantaggio del modello a parametri concentrati; al di sopra dei 300 km^2 il modello distribuito richiede invece PNS inferiori. In termini quantitativi, per i bacini più piccoli sono necessari circa 13 pluviografi affinché il 65% degli eventi raggiunga o superi un valore di NSE pari a 0.5 con entrambi i modelli, d'altra parte per il bacino più grande (1793 km^2) sono richiesti 16 pluviografi con il modello distribuito, mentre con il modello a parametri concentrati non bastano 30 pluviografi per raggiungere il valore obiettivo fissato. I risultati ottenuti per la metrica TPE mostrano un comportamento analogo, ma la correlazione con l'area del bacino è leggermente più debole rispetto a quanto visto per NSE . Per quanto concerne REP tale correlazione è ancora minore, ma si nota con più evidenza

che, nonostante un certo rumore, per le aree al di sotto dei 100 km², il modello a parametri concentrati fornisce dei risultati migliori mentre il modello distribuito subisce invece una certa degradazione delle performance. Come già notato nella sezione 4.3.1, la previsione del tempo al picco è relativamente facile e i valori di *RETP* sono sostanzialmente buoni anche usando un solo pluviografo.

4.3.4 Dipendenza del *PNS* dalla severità degli eventi

E' stata a questo punto indagata la relazione tra il *PNS* e la severità d'evento, disaggregando gli eventi in tre classi di precipitazione cumulata: 1 ÷ 30 mm, 30 ÷ 50mm, > 50 mm. Nelle figure 4.14 ÷ 4.16 viene plottato, per ciascuna delle tre classi di severità, il *PNS* necessario affinché il 50% degli eventi raggiunga o superi i valori obiettivo di *NSE*, *REP* e *TPE* (riportati nel titolo del grafico).

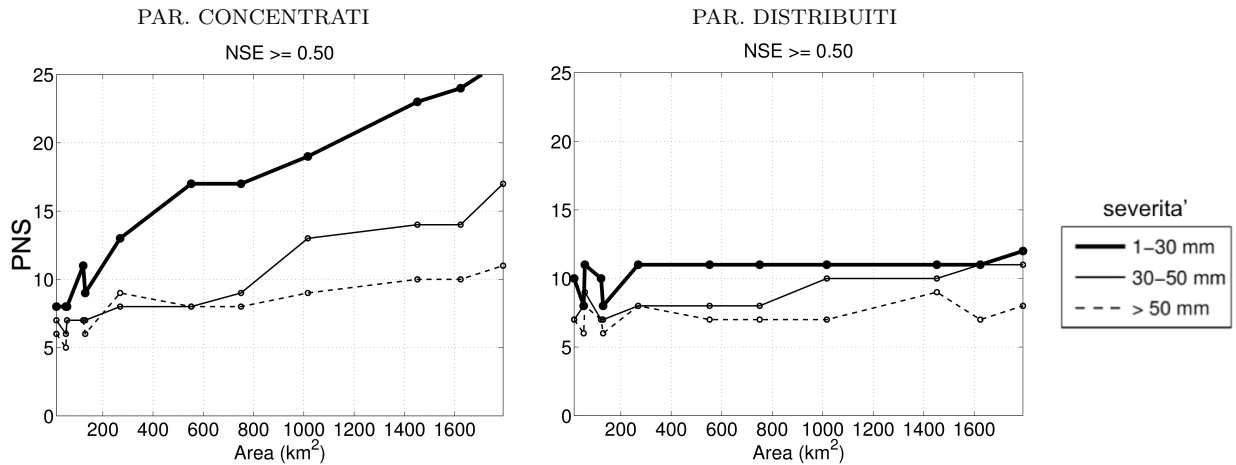
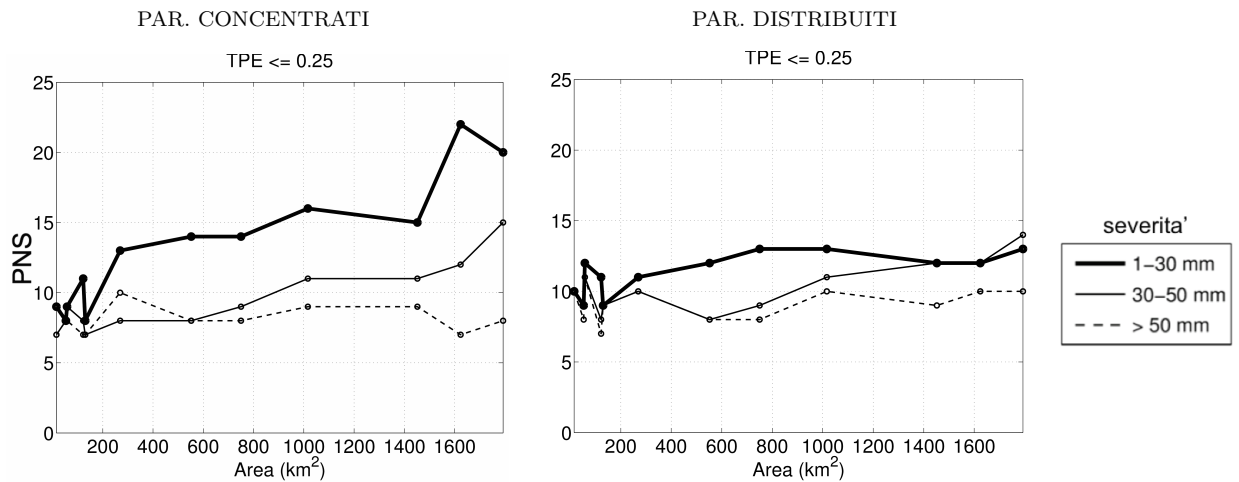
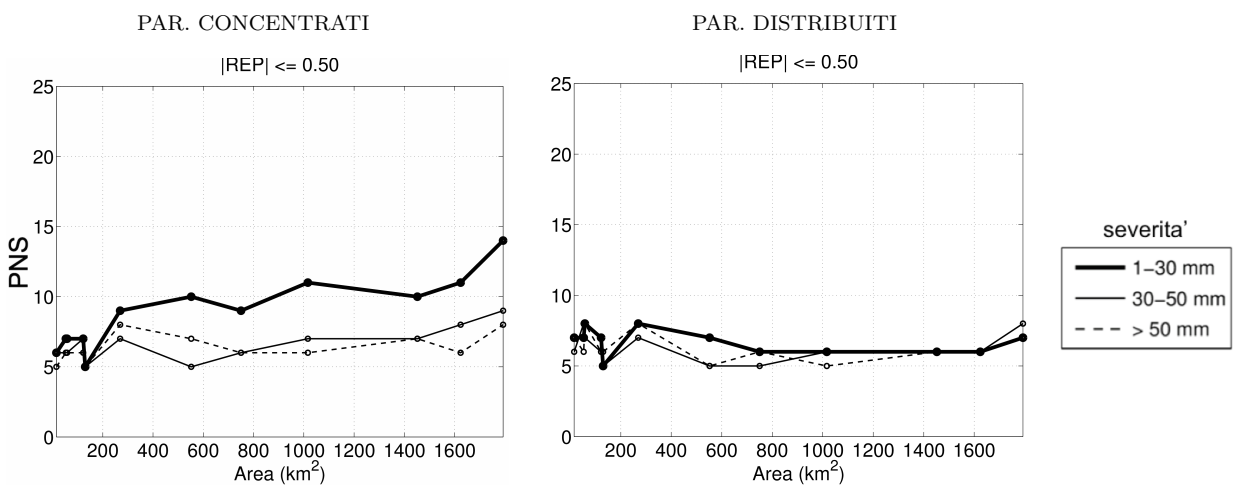


FIGURA 4.14: Numero di pluviografi sufficiente (*PNS*) per ottenere un valore di *NSE* maggiore o uguale a 0.5 nel 50% degli eventi considerati, in funzione dell'estensione del bacino (punti). I risultati sono classificati secondo tre classi di severità degli eventi: 1 ÷ 30 mm (linea continua spessa), 30 ÷ 50 mm (linea continua sottile), > 50 mm (linea tratteggiata).

Come atteso, i risultati confermano una certa correlazione con la severità d'evento, in particolare gli eventi con bassa severità necessitano di *PNS* superiori per ottenere buone performance in termini di tutte e tre le metriche, tranne per i risultati di *REP* ottenuti con il modello distribuito, in cui tale tendenza non è evidente per via del rumore introdotto dall'inversione numerica sottostima/sovrastima, discusso nella sezione 4.3.2. Per tale motivo i risultati ottenuti per *REP* vanno considerati con cautela.

Il modello a parametri concentrati mostra una forte correlazione del *PNS* con l'area del bacino (cresce all'aumentare di questa) per gli eventi a bassa severità. Tale correlazione diminuisce con l'aumentare dell'intensità degli eventi, rimanendo ancora piuttosto evidente nel caso del *NSE* anche per gli eventi dell'ultima classe: per via di tale comportamento la differenza in termini di *PNS* tra la prima e la terza classe, è molto bassa per i bacini piccoli (non più di 2 pluviografi) ma


 FIGURA 4.15: Come figura 4.14, ma per TPE minore o uguale a 0.25.

 FIGURA 4.16: Come figura 4.14, ma per REP minore o uguale a 0.5 in valore assoluto.

diventa molto significativa per i bacini più grandi (sino a 15 pluviografi). D'altra parte il modello distribuito non evidenzia, a parte un certo rumore, una chiara correlazione del PNS con l'area del bacino per nessuna delle classi di severità, fornendo ad esempio per l' NSE una differenza costante in termini di PNS tra le due classi estreme pari a 4 stazioni.

Possiamo notare che anche in termini di PNS , il modello distribuito prevale sul modello a parametri concentrati per i bacini medi e grandi (e maggiormente nel caso di eventi a bassa severità), mentre per i bacini medio-piccoli i due modelli forniscono risultati simili, e anzi il modello a parametri concentrati prevale per le estensioni più basse ed eventi a minore severità. Si osservi infine che per gli eventi con severità più alta (> 50 mm) la differenza in termini di PNS tra i due modelli non è molto significativa per l' NSE ed è quasi trascurabile per le altre due metriche.

4.3.5 Sensitività delle performance dei modelli nel caso di una rete di pluviografi reale

Infine abbiamo analizzato il caso reale di 2 piccoli bacini (Araxisi e Foddeddu) scelti tra i 12 del caso studio, in quanto erano disponibili lunghe serie di osservazioni pluviografiche e idrometriche ad alta risoluzione temporale (5 minuti). Purtroppo quest'analisi è limitata a 2 soli pluviografi per l'Araxisi e 3 per il Foddeddu (vedi figura 4.1 per l'identificazione sulla mappa), pertanto i risultati hanno una significatività relativa. Analogamente al caso sintetico descritto nelle sezioni precedenti, abbiamo confrontato il deflusso osservato con le risposte idrografiche prodotte dai due modelli afflussi-deflussi (*scenari di portata*) considerando attive, una dopo l'altra, tutte le possibili combinazioni di pluviografi esistenti. In particolare il deflusso di pioggia assunto come *portata di riferimento*, è stato ottenuto dalla portata totale, derivata dalle misurazioni agli idrometri, separando le componenti di deflusso attraverso la tecnica del filtro digitale di [Nathan and McMahon \(1990\)](#) (vedi sezione 3.4).

Le figure da 4.17 a 4.20 contengono per ciascuna delle quattro metriche di errore, sia le mediane di insieme calcolate su tutti gli eventi ma considerando differenti combinazioni di pluviografi (mostrate utilizzando simboli differenti), che le mediane di insieme calcolate considerando tutte le combinazioni possibili ma disaggregando gli eventi in tre classi di severità (mostrate utilizzando linee di tipo differente): $1 \div 30$ mm, $30 \div 50$ mm, > 50 mm.

Si nota immediatamente che i risultati ottenuti sono significativamente peggiori rispetto alle simulazioni del caso sintetico, da un lato ciò è senza dubbio legato alle incertezze delle misure di pioggia e portata, nonché alle incertezze insite nella separazione delle componenti di deflusso e nel meccanismo con cui le portate vengono derivate dalle strisce idrometriche attraverso le scale delle portate (vedi dettagli nel capitolo 3); d'altro lato le ubicazioni dei differenti pluviografi possono non essere ottimali, come discuteremo nel seguito. Seppur con cautela e tenendo a mente tali incertezze, possiamo rilevare diverse corrispondenze con il caso sintetico trattato nelle sezioni precedenti.

In prima battuta assimilando, per un assegnata estensione della rete pluviografica, la massima distanza tra i simboli all'estensione dei boxplot rappresentati nelle figure 4.4 ÷ 4.7, ci si accorge che il range di variabilità delle performance decresce al crescere del numero di pluviografi (la comparazione è naturalmente possibile solo per il Foddeddu per estensioni della rete da 1 a 2 pluviografi). Nel caso del *NSE*, con il modello a parametri concentrati si passa da un range pari a circa 1250 utilizzando singoli pluviografi a poco più di 200 utilizzando le combinazioni di 2 pluviografi, corrispondentemente con il modello distribuito si passa da un range di circa 1000 a 200. Le altre metriche confermano la diminuzione del range di variabilità delle performance passando dai singoli a due pluviografi; in questo secondo caso, inoltre si rileva che il range minore si ottiene con il modello a parametri concentrati (ad esempio nel caso del *TPE* il range per il modello a parametri concentrati è 80 contro 150 per il modello distribuito).

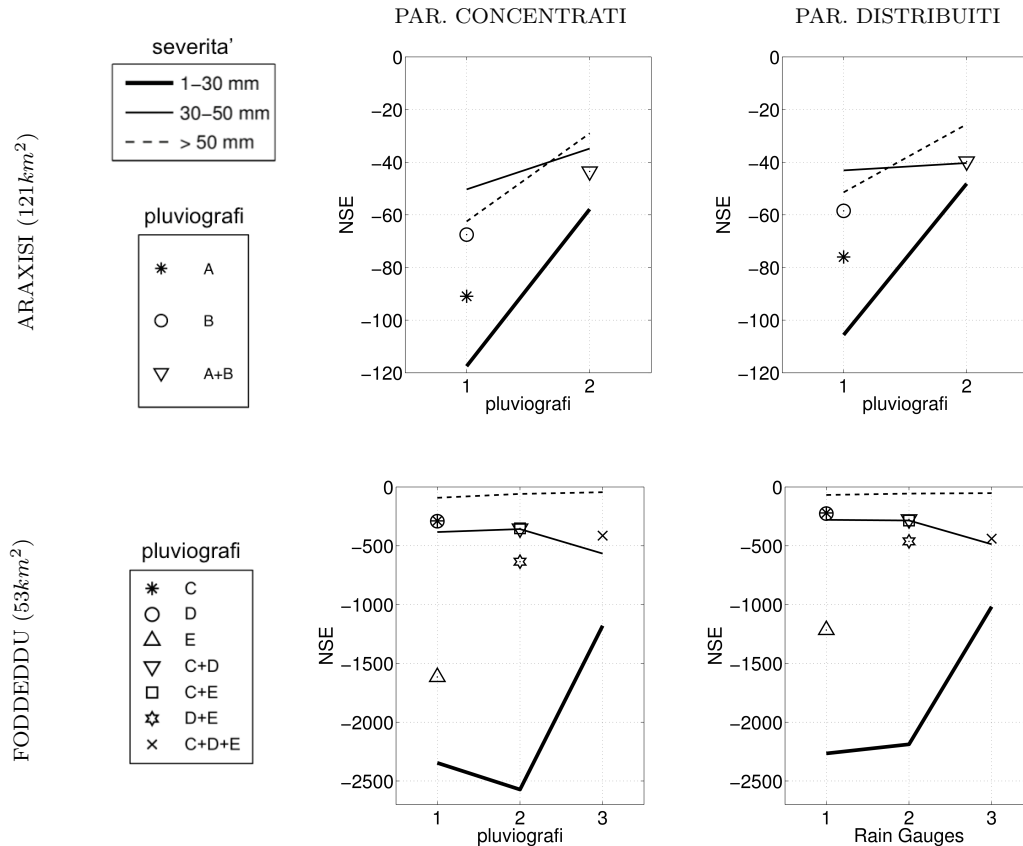


FIGURA 4.17: Efficienza di Nash Sutcliffe (NSE) calcolata sugli eventi reali dell'Araxisi (in alto) e del Foddeddu (in basso), per il modello a parametri concentrati (a sinistra) e il modello distribuito (destra). I simboli indicano le mediane di insieme calcolate su tutte gli eventi, ma considerando differenti combinazioni di pluviografi. Le linee indicano le mediane di insieme ottenute considerando tutte le combinazioni di pluviografi, ma calcolate per differenti classi di severità degli eventi: $1 \div 30$ mm (linea continua spessa), $30 \div 50$ mm (linea continua sottile), > 50 mm (linea tratteggiata). Si noti che le combinazioni C con D , e $C + D$ con $C + E$, hanno il medesimo risultato.

Esaminando le mediane relative alle singole combinazioni (rappresentate dai simboli nelle figure) notiamo che trattandosi di reti pluviografiche poco estese, l'ubicazione dei pluviografi assume grande importanza. Per quanto concerne il comportamento dell'Araxisi, coerentemente con quanto atteso, le performance migliorano sempre utilizzando due pluviografi piuttosto che uno solo. Ad esempio per NSE e con il modello a parametri concentrati, i pluviografi A e B forniscono rispettivamente valori pari a circa -90 e -65, mentre la combinazione dei due un valore pari a -45; il modello distribuito ha un comportamento analogo con valori delle performance leggermente migliori. Ciò accade perché l'Araxisi presenta pendenze piuttosto regolari da monte verso valle, con il pluviografo A (920 m s.l.m.) che è rappresentativo della parte alta, mentre il B (687 m s.l.m.) lo è della parte bassa, cosicché le aree di competenza dei relativi poligoni di Thiessen suddividono in modo coerente la forma del bacino. Si noti infine che il pluviografo B fornisce sempre performance migliori in quanto più baricentrico rispetto alla morfologia del bacino.

I risultati ottenuti per il Foddeddu sono invece più contraddittori e le performance decisamente

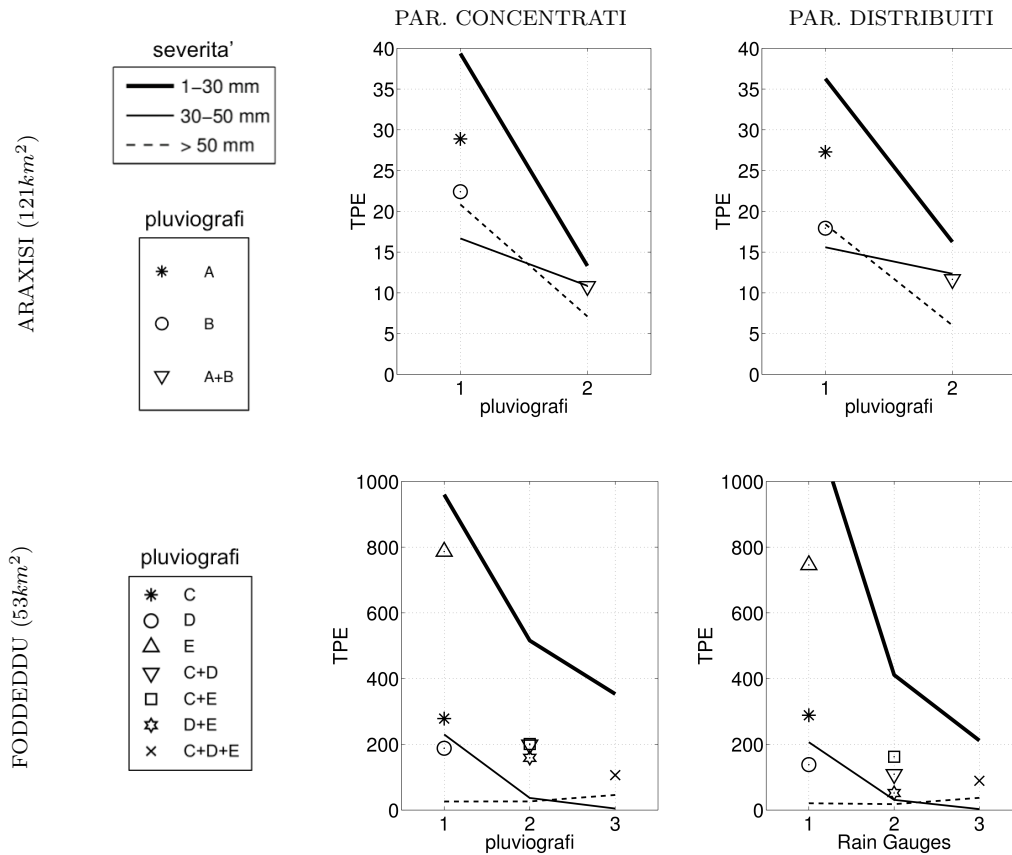


FIGURA 4.18: Come figura 4.17, ma per l'errore totale al picco (*TPE*). Si noti che le combinazioni $C + D$ con $C + E$ per il modello parametri concentrati, hanno il medesimo risultato.

più basse. Si rileva immediatamente che nel caso della *NSE* aumentando il numero di pluviografi non sempre le performance migliorano, infatti il miglior risultato pari a -300 e -200 (rispettivamente per il modello a parametri concentrati e per il modello distribuito) è ottenuto con un singolo pluviografo, mentre la migliore combinazione a due pluviografi fornisce -350 e -300, e quella a tre pluviografi -400 e -450. Per le altre metriche i risultati sono generalmente più coerenti all'aumentare del numero di pluviografi, soprattutto utilizzando il modello a parametri concentrati. Ancora una volta questi risultati possono essere interpretati osservando la posizione dei pluviografi in relazione alla morfologia del bacino. Il Foddeddu presenta tre altipiani (vedi figura 3.3) alternati da zone con forti pendenze e un'altitudine media di 371 m (s.l.m.); il suo sviluppo è lungo la direttrice Ovest-Est e tutti i pluviografi sono ubicati in prossimità dello spartiacque a Ovest, nella parte più elevata del bacino. Il pluviografo E con un altitudine di 825 m (s.l.m.), ubicato esternamente al bacino, è quello che fornisce i risultati peggiori, mentre i pluviografi C e D hanno un altitudine rispettivamente pari a 674 e 595 m (s.l.m.) e sono disposti lungo la direttrice Nord-Sud, quindi uno per versante, e infatti rappresentano in genere la migliore coppia di pluviografi.

E' importante evidenziare come anche nel caso reale viene riscontrata la dipendenza delle performance dalla severità d'evento, in particolare la significativa degradazione delle performance per

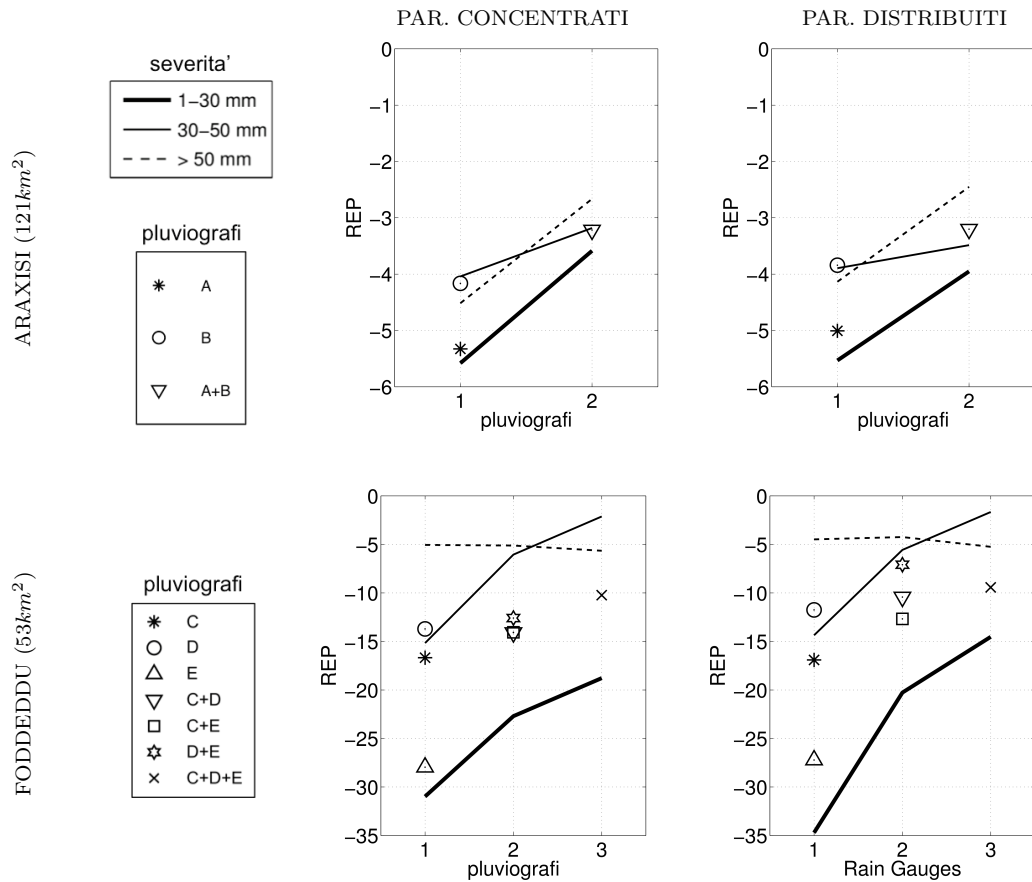
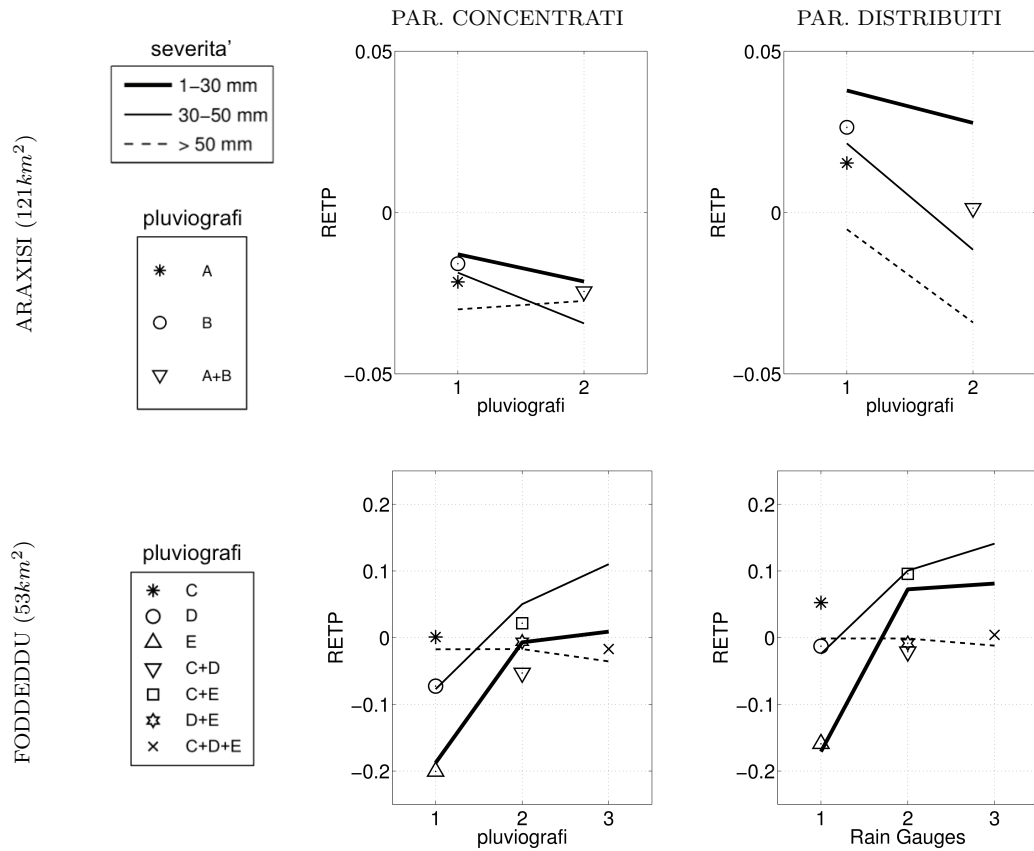


FIGURA 4.19: Come figura 4.17, ma per l'errore relativo al picco (REP). Si noti che le combinazioni $C + D$ con $C + E$ per il modello parametri concentrati, hanno il medesimo risultato.

gli eventi con severità bassa, per tutti i casi esaminati. Ancora, per questi eventi, la dipendenza delle performance dall'estensione della rete pluviografica è generalmente piuttosto marcata.

Ulteriore riscontro, l'utilizzo della modellazione distribuita fornisce solo un leggero miglioramento rispetto all'approccio con parametri concentrati, così come era stato rilevato nel caso sintetico per i bacini di minore estensione. Ad esempio per l'Araxisi, la stazione A fornisce un NSE pari a -65 e -58, utilizzando rispettivamente il modello a parametri concentrati e il modello a parametri distribuiti, mentre la combinazione A+B passa da -45 a -40. Tale comportamento è riscontrabile in tutte le metriche.

Infine si conferma ancora la tendenza alla sovrastima dei picchi di portata (REP nella parte negativa dell'asse delle ordinate), e la capacità dei modelli di prevedere abbastanza correttamente il tempo al picco (valore assoluto di $RETP$ sempre minore di 0.04 per l'Araxisi e minore di 0.2 per il Foddeddu).


 FIGURA 4.20: Come figura 4.17, ma per l'errore relativo nel tempo al picco (*RETP*).

4.4 Conclusioni

La modellazione dei processi idrologico-idraulici per la previsione delle piene è fortemente influenzata dalla rappresentazione spaziale del campo di pioggia, affetta da particolare incertezza in aree scarsamente strumentate. Dal momento che le tecniche di previsione delle Flash Floods che verranno proposte ed analizzate nel seguito del lavoro, utilizzano come forzante di input la precipitazione proveniente da un numero ridotto di pluviografi, in questo capitolo è stata indagata, con un approccio statistico, l'accuratezza e la sensitività delle simulazioni idrologiche rispetto al campionamento del campo di precipitazione, mettendo a confronto i risultati ottenuti con un modello idrologico a parametri concentrati e con un modello distribuito semplificato. Le analisi sono state condotte su 12 bacini di differente dimensione, da 15 a circa 1800 km², ubicati nel versante Sud-Orientale della Sardegna centrale.

Al fine di creare uno scenario di controllo non condizionato da errori di misura delle piogge e delle portate, come *precipitazione di riferimento* è stato assunto il campo di precipitazione ad alta risoluzione spaziale e temporale (1.5 km × 1.5 km × 5 min, di durata pari a 80 anni) ottenuto attraverso un processo di downscaling. Come *portata di riferimento* è stato assunto per ogni evento il corrispondente idrogramma ottenuto attraverso i due modelli afflussi-deflussi.

Per ogni bacino il campo di precipitazione di riferimento è stato quindi campionato attraverso un numero molto elevato di combinazioni spaziali di pluviografi fittizi (100 combinazioni \times 30 estensioni della rete), creando altrettanti *scenari di precipitazione*, che utilizzati come input dei due modelli afflussi-deflussi hanno consentito di realizzare i corrispondenti *scenari di portata*. La qualità della modellazione idrologica è stata indagata criticamente confrontando gli idrogrammi di scenario con gli idrogrammi di riferimento, applicando differenti metriche.

I principali risultati che abbiamo ottenuto hanno mostrato che:

- Il range di variabilità delle performance dei modelli decresce con l'estensione della rete pluviografica. Per reti pluviografiche di limitata estensione, qualsiasi sia la dimensione del bacino, la configurazione spaziale assume un ruolo di primaria importanza;
- Le performance dei modelli sono fortemente influenzate dalla severità dell'evento (assunta come la relativa precipitazione cumulata), in particolare i risultati degradano notevolmente col diminuire della severità;
- Le performance del modello a parametri concentrati sono fortemente influenzate dalla dimensione del bacino; e la tendenza alla degradazione delle performance per gli eventi a bassa severità cresce notevolmente all'aumentare dell'estensione del bacino;
- La modellazione distribuita rispetto a quella a parametri concentrati è risultata vantaggiosa solo per bacini medio grandi (da ~ 300 a 1800 km^2), mentre per estensioni di bacino al di sotto dei 100 km^2 , il modello a parametri concentrati ha addirittura fornito risultati leggermente migliori;
- Il numero minimo di pluviografi necessario ad ottenere delle performance soddisfacenti dei modelli, aumenta con l'area del bacino se si utilizza il modello a parametri concentrati, mentre rimane poco sensibile con il modello distribuito: nell'area esaminata anche per i bacini più piccoli sono necessari almeno 7 pluviografi per poter rappresentare in modo soddisfacente i campi di precipitazione per la simulazione dei processi idrologici;
- I modelli hanno mostrato una tendenza alla sovrastima del picco di portata che diminuisce all'aumentare dell'estensione della rete. D'altra parte il tempo al picco è risultato di facile previsione anche con un numero limitato di pluviografi;

Infine è stato eseguito un confronto con un caso reale costituito da due bacini (di 53 e 121 km^2) per i quali erano disponibili lunghe serie di osservazioni pluviografiche e idrometriche ad alta risoluzione. Nonostante il numero limitato di pluviografi disponibili, e le incertezze insite nelle misure di precipitazione e portata, e nella separazione delle componenti di deflusso, i risultati ottenuti sembrano in accordo con quanto riscontrato nel caso sintetico.

Capitolo 5

Previsione delle Flash Floods attraverso modelli idrologici concettuali a parametri concentrati e soglie pluviometriche

5.1 Introduzione

In questo capitolo vengono proposte e testate alcune metodologie di previsione delle Flash Floods basate sulle soglie pluviometriche e l'utilizzo di modelli idrologici concettuali, che abbiamo classificato come: *RTCM*, *Rainfall Thresholds based on Conceptual Models*. Due importanti motivazioni che hanno ispirato lo studio, sono da una parte la facile applicabilità e trasferibilità a bacini diversi, d'altra parte la possibilità di confrontare e scambiare una grandezza di rapida e semplice comprensione per tutti i soggetti coinvolti, *la pioggia*. In quest'ottica sono stati considerati modelli idrologici a parametri concentrati ad evento, semplici e sufficientemente diffusi. La tecnica è basata sul confronto tra la pioggia, uniformemente distribuita nello spazio e costante nel tempo per una durata τ , prevista da un modello meteorologico o osservata in tempo reale, e una soglia pluviometrica definita per la sezione di chiusura del bacino e corrispondente alla stessa durata τ . Uno svantaggio dell'approccio è che non può essere direttamente valutata la criticità in sezioni del reticolo idrografico interne del bacino, in quanto il valore della soglia è unico per tutto il bacino e in pratica valido solo alla sezione di chiusura. D'altra parte questa tecnica può essere facilmente e velocemente trasferita a tutte le sezioni di interesse, attraverso una conoscenza del territorio non necessariamente approfondita.

5.2 Procedura adottata

Nella procedura adottata la soglia pluviometrica riferita ad una certa durata T è determinata facendo girare in modalità inversa un modello concettuale a parametri concentrati e confrontando tale valore con la pioggia prevista sul bacino per la stessa durata.

Nella metodologia adottata sono inclusi tre elementi fondamentali:

1. il contenuto di umidità dei suoli del bacino all'inizio dell'evento;
2. la portata di piena critica alla quale associamo la soglia di allarme;
3. la determinazione della soglia pluviometrica (funzione dei primi 2 punti).

L'approccio studiato nel presente lavoro è ispirato alla struttura del *Flash Flood Guidance* degli USA (già descritta nel capitolo 1), e verrà chiamato per brevità nel seguito *RTCM* (Rainfall Thresholds based on Conceptual Models). L'applicazione della procedura prevede 2 passi (o componenti) e non necessita obbligatoriamente di un modello idrologico che giri in continuo per fornire lo stato di umidità del bacino. Il primo passo viene svolto *off-line* e consiste nel determinare la soglia di deflusso R_T , che rappresenta l'altezza di pioggia netta di una certa durata T uniformemente distribuita sull'area del bacino che è in grado di causare il raggiungimento di una definita portata critica Q_c alla sezione di chiusura del bacino. Seguendo l'impostazione proposta da [Carpenter et al. \(1999\)](#) basata sull'ipotesi che il bacino risponde linearmente alla pioggia netta, è possibile esprimere la Q_c in funzione del picco dell'idrogramma unitario, ossia:

$$Q_c = q_{pT} \cdot R_T \cdot A \quad (5.1)$$

dove Q_c [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] è la portata critica; q_{pT} [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$] è il valore del picco dell'idrogramma unitario per una specifica durata T , normalizzato per l'area del bacino A [km^2]; R_T [mm] è la soglia deflusso relativa alla durata T .

Pertanto, esplicitando la 5.1 rispetto alla soglia di deflusso, R_T può essere espressa in funzione di Q_c e q_{pT} che vanno stimati sulla base dei dati disponibili:

$$R_T = \frac{Q_c}{q_{pT} \cdot A} \quad (5.2)$$

Nel seguito vengono descritte le metodologie utilizzate per la determinazione di q_{pT} , mentre per la determinazione di Q_c si faccia riferimento alla teoria descritta nella sezione 1.2.1.1, e alle sezioni 5.5.1 e 5.5.2 per la scelta del valore utilizzato operativamente.

5.3 Precipitazione usata come input, e portata di riferimento

La "precipitazione di riferimento" è stata derivata dalle registrazioni alla risoluzione temporale di 5 minuti (paragrafo 3.2.1) eseguite dai 2 pluviografi di Desulo e Sorgono per l'Araxisi, e dai 3 pluviografi di Arzana, Lanusei, Sicca d'Erba per il Foddeddu, le cui caratteristiche e i periodi di registrazione sono riportati in tabella 3.6, mentre la corrispondente localizzazione è sulle mappe delle figure 3.2 e 3.3. Per la determinazione della pioggia netta sono stati innanzitutto riconosciuti gli eventi sulla base dello scroscio di pioggia e successivamente sono state applicate, come descritto al paragrafo 3.3, due metodologie di depurazione delle perdite alternative: il metodo SCS-CN e il metodo di Green-Ampt nella variante *CN4GA* proposta da Grimaldi et al. (2013).

La pioggia utilizzata come input dei modelli a parametri concentrati è la media areale determinata con il metodo dei poligoni di Thiessen. È importante evidenziare che nei periodi nei quali un pluviografo non ha registrato, è stata eseguita la ricostruzione del dato, attraverso la metodologia illustrata nel paragrafo 3.6.1. Questo approccio è stato preferito rispetto al considerare solo i periodi in cui tutti i pluviografi presenti stessero contemporaneamente registrando, in modo da evitare eccessive intermittenze della serie; ed è stato preferito rispetto all'approccio di utilizzare ad ogni istante i soli pluviografi in funzione, per tenere conto dell'apparente diverso comportamento rilevato e legato al versante di appartenenza, oltre ad evitare la seppur minore (rispetto al caso precedente) intermittenza della serie. Peraltro tale procedura è coerente con quanto eseguito per il modello a parametri distribuiti utilizzato nel capitolo 6, e ha fornito complessivamente migliori risultati in termini di bilancio dei volumi di pioggia-portata, rispetto alle altre due opzioni.

La "portata di riferimento" è stata derivata dalle strisce idrometrografiche continue, registrate alle sezioni di chiusura dei due bacini (tabella 3.6), attraverso le scale delle portate annuali, come descritto al paragrafo 3.2.2. Tale portata, ricampionata a passo di 5 minuti per essere congruente con la precipitazione, è stata trattata con la tecnica del filtro digitale di Nathan and McMahon (1990), calibrato sulla serie storia stessa come descritto al paragrafo 3.4, per eseguire la separazione delle componenti di deflusso.

5.4 Modelli UH e GUH

Il modello UH o GUH rappresenta il modello con cui il sistema bacino trasforma la pioggia netta in idrogramma di deflusso di pioggia alla sezione di chiusura del bacino. Al fine di determinare il picco dell'idrogramma unitario q_{pT} , sono stati implementati 8 differenti forme di idrogramma unitario, che vengono descritte in dettaglio nel seguito. I modelli adottati, scelti in considerazione della loro notorietà e facilità di applicazione, sono:

1. Idrogramma unitario Snyder;

2. Idrogramma unitario SCS;
3. Idrogramma unitario di Clark;
4. Idrogramma unitario geomorfologico GUH;
5. Idrogramma unitario empirico.

si noti che la parametrizzazione degli idrogrammi unitari 1, 3, 4 è avvenuta secondo due modalità:

1. Utilizzando valori dei parametri di letteratura (*a priori*);
2. Calibrando direttamente i parametri sulla base dei dati delle serie storiche.

Chiaramente la 1 è la soluzione più semplice e richiede solo la conoscenza delle caratteristiche del territorio: un'analisi geomorfologica e la manipolazione di altre informazioni spaziali (es. pedologiche e di copertura suolo) eseguite con un software *GIS*. La soluzione 2 è più complessa e richiede invece il trattamento di dati di precipitazione e portata osservata. Nel seguito del capitolo si riporta una breve descrizione degli idrogrammi unitari utilizzati e della loro parametrizzazione. In Figura 5.6 sono messi a confronto i diversi idrogrammi unitari ottenuti per i bacini in studio.

5.4.1 Idrogramma unitario di *Snyder*

L'idrogramma unitario di Snyder fu il primo modello ad essere proposto nel 1938 per la determinazione dell'idrogramma relativo a bacini non strumentati. Esso fu sviluppato attraverso studi su 20 bacini nei monti Appalachi degli Stati Uniti la cui area variava tra 25 e 25000 km².

Viene definito un'idrogramma unitario standard generato da una pioggia netta unitaria, di intensità costante nel tempo e uniforme su tutto il bacino e durata assegnata T_r (Chow et al., 1988), i cui parametri caratteristici (T_p , q_p , T_l) con riferimento alla figura 5.1 sono definiti come segue:

- Tempo di ritardo del picco rispetto al tempo associato al baricentro dello idrogramma, T_l [ore]:

$$T_l = 0.75 \cdot C_t \cdot (L \cdot L_c) \quad (5.3)$$

dove:

- C_t : coefficiente di pendenza e immagazzinamento del bacino; varia tipicamente nel range 1.8 ÷ 2.2 (Bedient and Huber, 1992), dove valori bassi sono associati a zone montagnose e valori alti a zone pianeggianti; sono stati comunque trovati valori compresi nel range 0.4 ÷ 8.0;

- L : lunghezza dell'asta principale dalla sezione di chiusura allo spartiacque [km];
 - L_c : distanza lungo l'asta principale tra la sezione di chiusura e il punto dell'asta principale più vicino al baricentro del bacino [km].
- Durata della pioggia dell'idrogramma standard, T_r [ore]:

$$T_r = \frac{T_l}{5.5} \quad (5.4)$$

- Valore della portata specifica al picco dell'idrogramma unitario standard, q_p [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]:

$$q_p = 2.75 \cdot \frac{C_p}{T_l} \quad (5.5)$$

dove C_p è un coefficiente di picco che varia tipicamente nel range $0.4 \div 0.8$, dove valori alti sono associati a zone montagnose e valori bassi a zone pianeggianti.

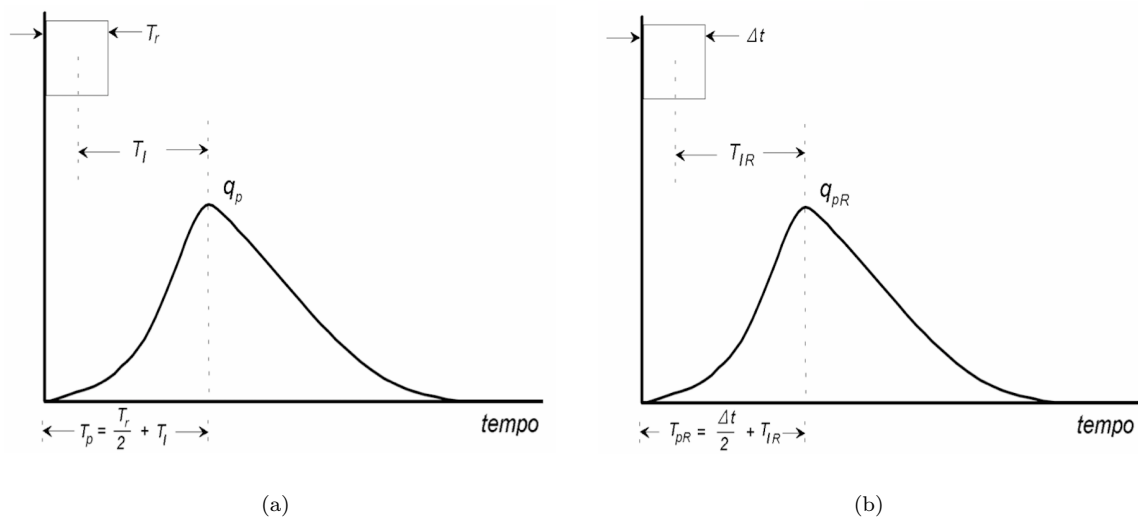


FIGURA 5.1: Idrogramma unitario standard (a), Idrogramma unitario $UH(\Delta t)$ (b).

5.4.2 Idrogramma unitario *SCS*

Si tratta di un idrogramma unitario sviluppato dal *Soil Conservation Service* attraverso studi su un grande numero di bacini americani di diversa dimensione e localizzazione. Di tale idrogramma l'*SCS* fornisce sia una rappresentazione adimensionale grafica (figura 5.2) che una tabellare (Feldman and HEC, 2000, Scharffenberg and HEC, 2001).

Si noti che la procedura in questione ha un limite intrinseco sulla durata di pioggia Δt , e il *National Engineering Handbook* (SCS, 1974) suggerisce che la durata ottimale dello idrogramma deve essere pari a $\Delta t = 0.133 \cdot T_c$, con T_c pari al tempo di corrvazione del bacino. Vengono inoltre

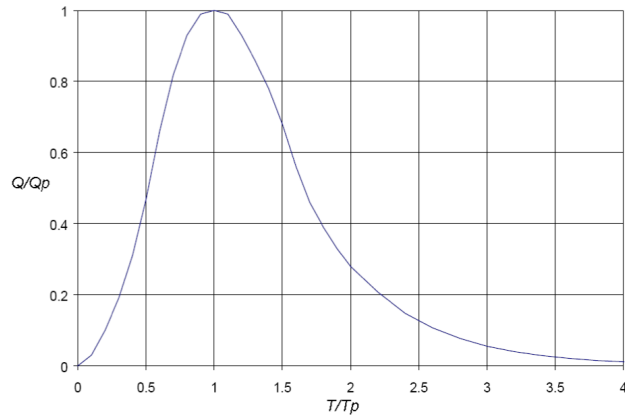


FIGURA 5.2: Rappresentazione dell'idrogramma unitario SCS adimensionalizzato (Feldman and HEC, 2000, Scharffenberg and HEC, 2001).

fornite le espressioni dei parametri necessari alla definizione della forma dell'idrogramma per il bacino in esame:

- Tempo di ritardo del picco rispetto al tempo associato al baricentro dello idrogramma, T_l :

$$T_l = 0.6 \cdot T_c \quad (5.6)$$

- Tempo del picco dall'inizio della pioggia, T_p :

$$T_p = \frac{\Delta t}{2} \cdot T_l \quad (5.7)$$

5.4.3 Idrogramma unitario di Clark

L'idrogramma ottenuto con il modello di Clark viene ricavato schematizzando il bacino con un modello cinematico e un serbatoio lineare posti in serie (Clark, 1945).

- Il modello cinematico simula il ritardo dell'onda di piena nel suo propagarsi lungo il bacino, attraverso la curva area-tempi caratteristica del bacino esaminato. Nel presente lavoro è stata considerata una curva area-tempi di forma adimensionale utilizzata dal programma HEC-HMS della U.S. Army Corps of Engineers (Feldman and HEC, 2000, Scharffenberg and HEC, 2001):

$$\frac{A_t}{A_{tot}} = \sqrt{2} \cdot \left(\frac{t}{T_c} \right)^{1.5} \quad \text{per } t \leq \frac{T_c}{2} \quad (5.8)$$

$$\frac{A_t}{A_{tot}} = 1 - \sqrt{2} \cdot \left(1 - \frac{t}{T_c} \right)^{1.5} \quad \text{per } t > \frac{T_c}{2} \quad (5.9)$$

dove A_t è l'area cumulata contribuyente del bacino al tempo t , A_{tot} è l'area drenante totale del bacino, T_c il tempo di corrivazione del bacino.

- Il serbatoio lineare simula l'attenuazione dell'onda di piena per via della capacità di immagazzinamento del bacino. Esso è basato sull'equazione di continuità:

$$\frac{dS}{dt} = I_t - Q_t \quad (5.10)$$

dove I_t è l'intensità di pioggia al tempo t , Q_t la portata uscente al tempo t , dS/dt la variazione del volume S del serbatoio-bacino nel tempo dt .

Il particolare il volume S al tempo t è legato alla portata uscente Q_t attraverso la costante di invaso R [T]:

$$S_t = R \cdot Q_t \quad (5.11)$$

Il parametro R indicato da Clark dovrebbe essere calcolato attraverso lo studio di idrogrammi osservati del bacino esaminato. In particolare R è il rapporto tra l'area sottesa dall'idrogramma dopo il punto di flesso (curva di esaurimento) e il valore della portata in corrispondenza dello stesso punto di flesso (Feldman and HEC, 2000, Scharffenberg and HEC, 2001). Dal momento che questa procedura presenta difficoltà di applicazione, nella versione regionalizzata dell'idrogramma sono stati considerati i valori empirici di R correlati al tempo di corrivazione T_c proposti da Wilson (1990), e mostrati in tabella 5.1. In particolare per entrambi i bacini in studio è stato scelto un valore della costante di invaso pari al tempo di corrivazione.

R	Capacità di immagazzinamento	Caratteristiche del bacino
0	Nessuna	Modello conservativo
$T_c/2$	Piccola	Copertura povera, pendenza elevata
T_c	Media	Copertura buona, pendenza media
$3T_c/2$	Grande	Copertura eccellente, pendenza leggera

TABELLA 5.1: Tabella per la determinazione della costante di invaso R (Wilson, 1990).

5.4.4 Idrogramma unitario geomorfologico *GUH*

L'idrogramma unitario istantaneo geomorfologico (GIUH) è basato sul concetto di tempo di residenza (o permanenza) delle gocce all'interno del bacino e la risposta idrologica del bacino viene legata alle caratteristiche geomorfologiche del bacino stesso.

In particolare nello sviluppo originale di [Rodríguez-Iturbe and Valdés \(1979\)](#), i tempi di residenza $t_{r\omega}$ nei canali (classificati secondo la gerarchizzazione di Strahler, ω è l'ordine del canale) vengono assunti come variabili aleatorie i.i.d. secondo una distribuzione di probabilità esponenziale:

$$f(t) = \frac{1}{\theta_m} e^{-\frac{t}{\theta_m}} \quad (5.12)$$

Il tempo di residenza medio θ_ω nei corsi d'acqua di ordine ω e lunghezza L_ω è assunto pari a:

$$\theta_\omega = \frac{L_\omega}{V} \quad (5.13)$$

dove il parametro dinamico V è una velocità caratteristica, considerata inizialmente costante in tutto il bacino, e assunta da molti autori come la velocità della corrente in corrispondenza al picco di piena.

[Rosso \(1984\)](#) ha parametrizzato il modello dell'idrogramma unitario istantaneo di [Nash \(1957\)](#) in termini di rapporti di Horton di un bacino, assumendo per il bacino stesso una risposta basata sul modello geomorfologico. In particolare l'IUH di Nash schematizza la risposta idrologica del bacino con una cascata di serbatoi lineari e ha la seguente formulazione ampiamente utilizzata nella pratica idrologica:

$$h(t) = [k \cdot \Gamma(n)]^{-1} \cdot \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (5.14)$$

dove $h(t)$ è la funzione di risposta impulsiva IUH [T^{-1}], n il parametro di forma [-], K il parametro di scala [T], Γ la distribuzione statistica Gamma.

I parametri di forma e scala assumono secondo la formulazione di [Rosso \(1984\)](#) la seguente espressione:

$$n = 3.29 \cdot \left(\frac{R_B}{R_A}\right)^{0.78} \cdot R_L^{0.07} \quad (5.15)$$

$$K = 0.70 \cdot \frac{\overline{L_\omega}}{V} \cdot \left(\frac{R_A}{R_B \cdot R_L}\right)^{0.48} \quad (5.16)$$

essendo R_B il “rapporto di biforcazione”, R_L il “rapporto delle lunghezze dei corsi d'acqua” e R_A il “rapporto delle aree dei bacini”, derivanti dalle Leggi di Horton, mentre $\overline{L_\omega}$ è la lunghezza media delle aste di ordine più alto. Tali rapporti sono stati facilmente determinati per i due bacini in esame estraendo il reticolo e classificandolo secondo la gerarchia di Strahler-Horton con l'ausilio di un software GIS.

Essendo l'idrogramma modellato sensibilmente influenzato dalla velocità caratteristica V , si è proceduto con una calibrazione diretta confrontando gli idrogrammi simulati dal modello al variare di V , con gli idrogrammi osservati (Al-Wagdany and Rao, 1997). La calibrazione è stata eseguita su un certo numero di idrogrammi osservati che fossero monopicco e con corrispondente ietogramma il più possibile regolare. Per ciascun idrogramma osservato è stata in questo modo trovata la velocità caratteristica ottimale che minimizzasse il ritardo del tempo al picco $RETP_{2.4}$. Tale metrica è stata preferita rispetto alla $TPE_{2.2}$ suggerita da Al-Wagdany and Rao (1997), per evitare distorsioni connesse alla differenza tra volumi tra pioggia netta e deflusso di pioggia, le performance dei modelli valutate al paragrafo 5.4.7 hanno confermato la correttezza di questa ipotesi.

La velocità caratteristica trovata per l'Araxisi è pari a 0.67 m/s con deviazione standard di 0.39 m/s, mentre per il Foddeddu una velocità caratteristica di 1.15 m/s con una deviazione standard di 0.27 m/s. A titolo di esempio in figura 5.3 è riportato, per ciascun bacino, il confronto tra un idrogramma osservato e i corrispondenti idrogrammi calcolati per diversi valori di V . In tabella 5.2 si riportano i valori assunti per ciascun parametro del modello GUH.

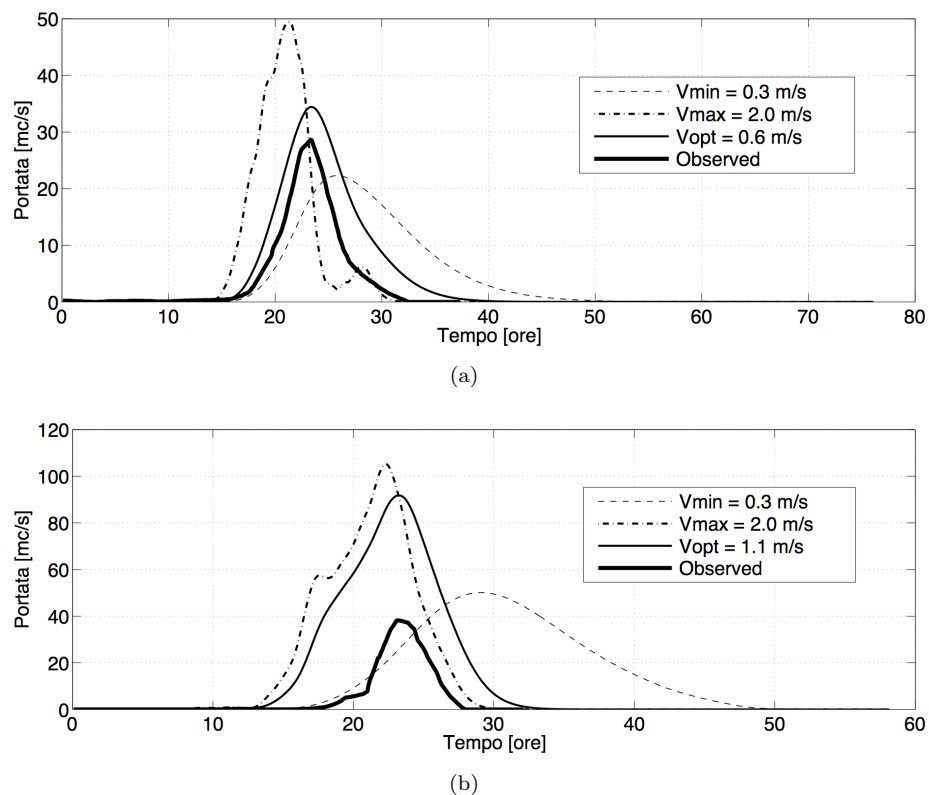


FIGURA 5.3: Confronto tra un idrogramma osservato (linea continua grossa) e i corrispondenti idrogrammi calcolati con diverse velocità caratteristiche: velocità ottimale (linea continua fine), velocità minima (linea tratteggiata), velocità massima (linea in tratto punto). Si mostrano due casi di esempio: (a) per l'Araxisi e (b) per il Foddeddu.

5.4.5 Idrogramma unitario *Empirico*

L'idrogramma unitario empirico è stato derivato attraverso un processo di convoluzione inversa (i.e. *deconvoluzione*) utilizzando direttamente i dati di precipitazione e portata osservati (Te Chow et al., 1988). In particolare possiamo scrivere l'equazione della convoluzione discreta come:

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m \cdot U_{n-m+1} \quad (5.17)$$

dove Q_n è il deflusso di pioggia discretizzato in N intervalli Δt , P_m è la pioggia netta discretizzata in M intervalli Δt , e U è l'idrogramma unitario di deflusso di pioggia di $N - M + 1$ valori incogniti.

Per la determinazione di U bisogna pertanto stimare la pioggia netta e il corrispondente deflusso di pioggia, e ovviamente le due serie devono avere lo stesso intervallo di discretizzazione temporale dell'idrogramma unitario specificato. Il problema della determinazione di U è sovradeterminato, in quanto ci sono più equazioni (N) che incognite ($N - M + 1$), inoltre in generale gli idrogrammi unitari ottenuti isolando i singoli eventi non sono identici, per cui è necessario applicare un approccio di risoluzione basato su approssimazioni successive (Collins, 1939).

Nel presente lavoro è stato applicato un processo di deconvoluzione per derivare U da un complesso idrogramma unitario multipicco, per cui si abbia a disposizione il corrispondente idrogramma di pioggia netta (Te Chow et al., 1988): nel nostro caso le intere serie storiche di pioggia e portata. In particolare esprimendo la 5.17 in forma matriciale come:

$$[P] \cdot [U] = [Q] \quad (5.18)$$

dal momento che non esiste una soluzione per $[U]$ che soddisfi contemporaneamente le N equazioni, possiamo supporre che una soluzione $[U]$ fornisca solo una stima $[\hat{Q}]$ del deflusso di pioggia reale, per cui:

$$[P] \cdot [U] = [\hat{Q}] \quad (5.19)$$

A questo punto la soluzione ricercata è quella che minimizza l'errore $[Q] - [\hat{Q}]$ tra l'idrogramma osservato e quello stimato.

La soluzione utilizzata è basata sulla ricerca dei minimi scarti quadratici tra $[Q]$ e $[\hat{Q}]$ attraverso la regressione lineare (Snyder, 1955). In particolare, assumendo la matrice quadrata $[Z] = [P]^T \cdot [P]$, la soluzione del sistema diventa:

$$[U] = [Z]^{-1} \cdot [P]^T \cdot [Q] \quad (5.20)$$

Per l'applicazione della 5.20, dal momento che nelle serie storiche erano presenti periodi di precipitazione senza portata e viceversa, si è costruita una serie storica fittizia. In pratica sono stati isolati gli eventi di pioggia netta e deflusso di pioggia (selezionati sulla base dello scroscio di pioggia come descritto nelle sezioni 3.3 e 3.4), aggiungendo alla fine di ogni evento di pioggia un certo periodo di registrazione di portata per tenere conto della risposta del bacino. Gli eventi così selezionati sono stati accodati l'uno dopo l'altro, separandoli con dei brevi periodi senza pioggia ne portata, onde ottenere una serie fittizia ove fosse possibile applicare direttamente la 5.20.

L'idrogramma unitario ottenuto attraverso la deconvoluzione rappresenta almeno teoricamente la miglior interpretazione della risposta idrologica del bacino, ma è soggetto ad un certo rumore, che è stato eliminato applicando una semplice media mobile (in figura 5.4 viene mostrato a titolo di esempio il caso per il bacino dell'Araxisi). Gli idrogrammi finali per i due bacini studio sono riportati nelle figure 5.5 e 5.6.

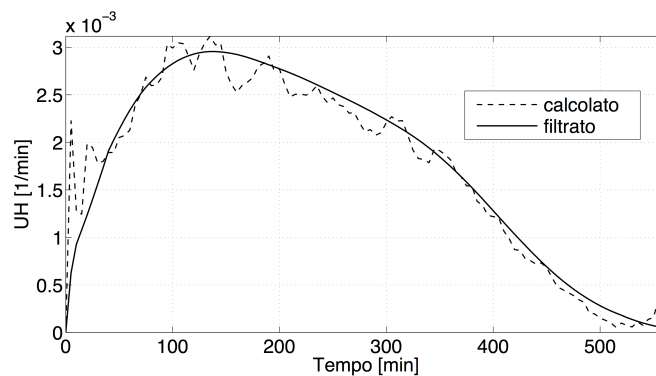


FIGURA 5.4: Idrogramma unitario calibrato attraverso il processo di deconvoluzione applicato all'intera serie storica dei dati osservati, per il bacino dell'Araxisi. In figura, l'idrogramma derivato direttamente dalla deconvoluzione (linea tratteggiata) e quello filtrato con una media mobile (linea continua).

5.4.6 Idrogrammi unitari calibrati

L'utilizzo della parametrizzazione *a priori* ha il vantaggio di essere semplice e rapidamente trasferibile ad altri bacini. D'altra parte le relazioni utilizzate, ancorché ampiamente adoperate in tutto il mondo, derivano da regionalizzazioni effettuate principalmente sul territorio americano. Pertanto gli idrogrammi di Snyder, Clark e GUH, sono stati determinati anche in una versione in cui i parametri sono stati calibrati direttamente sui dati osservati della serie storica.

Per la calibrazione è stato utilizzato l'algoritmo di ottimizzazione *Shuffle Complex Evolution Method* (SCE-UA, Duan et al. (1992)), utilizzando come funzione obiettivo la massimizzazione della *Nash Sutcliffe Efficiency* (eq. 2.1) e ipotizzando l'idrogramma empirico come la miglior

interpretazione della risposta del bacino. In tabella 5.2 si riportano per gli idrogrammi unitari in studio i valori dei parametri ottenuti, sia nella configurazione *a priori* che nella configurazione calibrata.

	Araxisi		Foddeddu	
UH Snyder	$C_p [m \cdot 3.6 \cdot 10^{-3}]$	$C_t [h \cdot km^{-0.6}]$	$C_p [m \cdot 3.6 \cdot 10^{-3}]$	$C_t [h \cdot km^{-0.6}]$
A priori	0.8	1.8	0.7	1.8
Calibrato	0.4	0.44	0.42	0.61
UH Clark	$R [h]$	-	$R [h]$	-
A priori	3.9	-	2.6	-
Calibrato	1.9	-	1.8	-
GUH	$n [-]$	$K [h]$	$n [-]$	$K [h]$
A priori	3.09	1.3	4.01	0.77
Calibrato	2.21	1.53	2.73	1.05

TABELLA 5.2: Parametri degli idrogrammi unitari che sono stati oggetto di calibrazione o scelti sulla base di valori di letteratura.

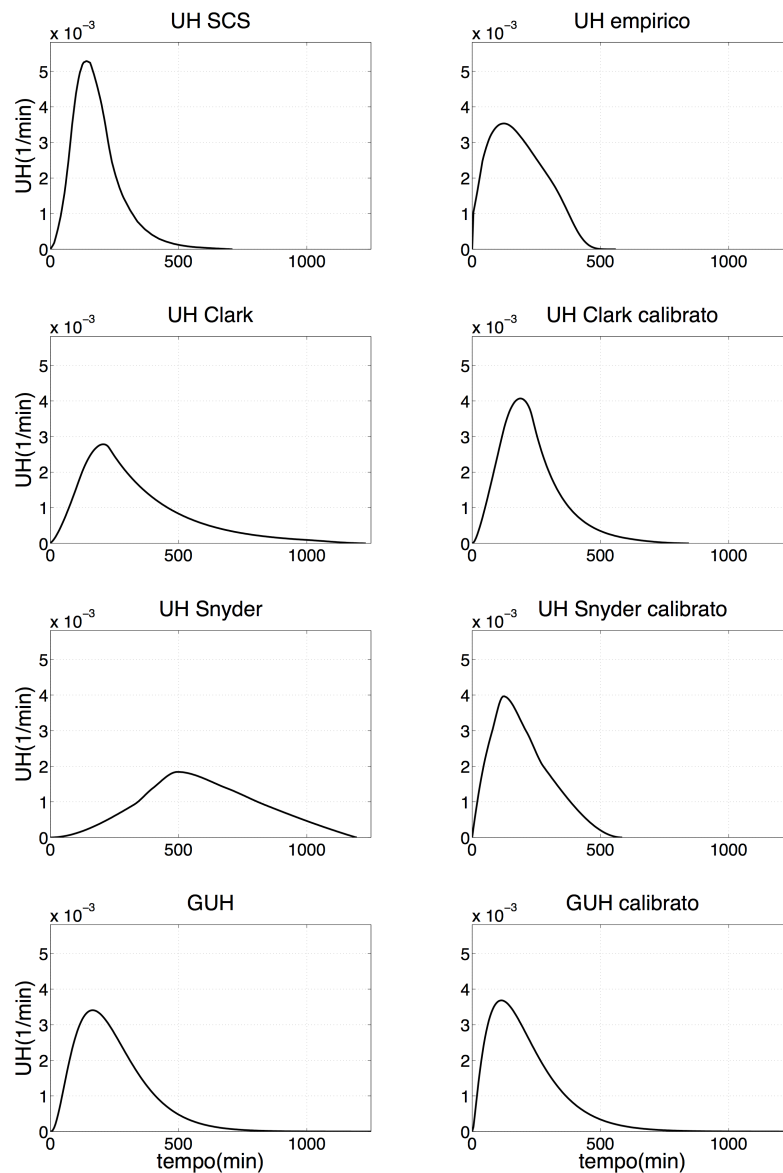


FIGURA 5.5: Forma dei differenti idrogrammi unitari utilizzati per il bacino dell'Araxisi.

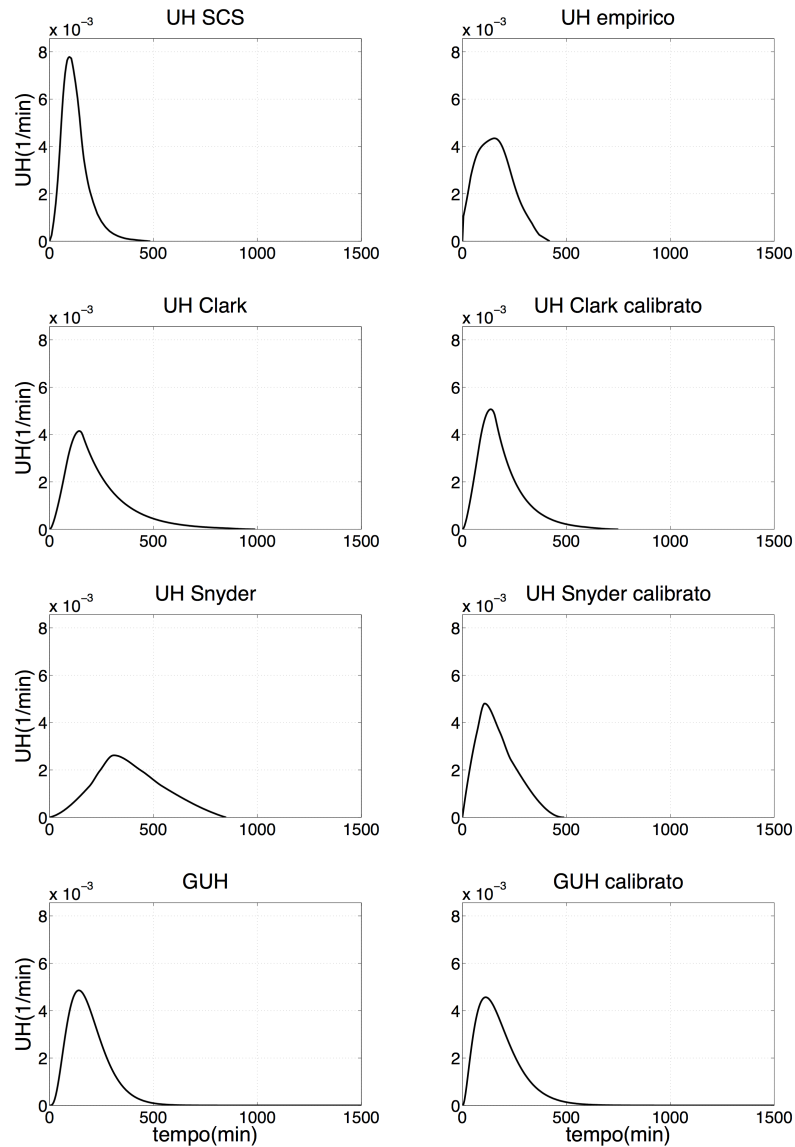


FIGURA 5.6: Forma dei differenti idrogrammi unitari utilizzati per il bacino del Foddeddu.

5.4.7 Valutazione delle performance di simulazione dei modelli scelti

Al fine di valutare la capacità dei singoli modelli nel riprodurre la risposta idrologica dei bacini, sono stati selezionati un certo numero di eventi tra tutti quelli estratti dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia (vedi paragrafo 3.3). La selezione è avvenuta evitando gli eventi in cui i pluviografi non sono stati in grado di catturare in modo sufficientemente affidabile la variabilità spazio-temporale della precipitazione. In pratica sono stati scelti in maniera che rispettassero contemporaneamente due criteri:

- i volumi di pioggia e corrispondente portata osservati fossero non eccessivamente differenti tra loro;

- non si presentassero palesi incongruenze temporali tra lo ietogramma e l'idrogramma osservati.

E' importante evidenziare che il tipo di analisi condotta qui, mira ad analizzare l'abilità dei modelli afflussi-deflussi proposti nel riprodurre correttamente la risposta del bacino, e differisce pertanto da quella del capitolo 4, in cui gli eventi sono stati considerati tutti perché la finalità era di analizzare l'influenza del campionamento spaziale dei campi di pioggia sulla risposta modellistica. La tabella 5.3 riporta gli eventi totali estratti dalla serie storica secondo il criterio definito nella sezione 3.3, e il sottoinsieme di eventi selezionati per le analisi condotte nella presente sezione.

	<i>Eventi totali</i>	<i>Eventi selezionati</i>
Araxisi	906	107
Foddeddu	486	51

TABELLA 5.3: Numero di eventi totali estratti dalla serie storica in ragione dello scroscio di pioggia e numero di eventi su cui è stata effettivamente eseguita la valutazione dei modelli idrologici.

Il confronto tra l'idrogramma osservato e quello simulato da ciascun modello afflussi-deflussi è stato eseguito applicando evento per evento le metriche d'errore NSE (eq. 2.2), TPE (eq. 2.2), REP (eq. 2.3), $RETP$ (eq. 2.4). Nella figura 5.7 vengono riportati per ciascuno modello proposto, i valori mediani delle relative performance calcolate su tutti gli eventi selezionati (nella tabella 6.8 del prossimo capitolo sono riportati i corrispondenti valori). Per brevità riportiamo solo i risultati ottenuti adottando per la depurazione delle perdite, il metodo SCS-CN. Tale metodo infatti ha fornito risultati leggermente migliori rispetto al Green-Ampt nella versione CN4GA (Grimaldi et al., 2013) (descritto nella sezione 3.3), a fronte tra l'altro della maggiore semplicità di applicazione. L'utilizzo del modello di Green-Ampt nella versione originale, acquisendo i valori di tutti i parametri da relazioni di letteratura (Rawls et al., 1983), ha fornito peraltro un ulteriore degrado delle performance dei modelli afflussi-deflussi.

Con la cautela di ricordare che i risultati ottenuti sono affetti da diversi gradi di incertezza dovuti, sia al campionamento del campo di precipitazione da parte di un numero ridotto di pluviografi (vedi sezione 4.3.5), che alla determinazione della pioggia netta e del deflusso di pioggia (vedi sezione 3.2), possiamo rilevare i seguenti punti:

- L'UH di Clark fornisce globalmente delle buone performance sia in termini di NSE che di TPE , ottenendo rispettivamente 0.34 e 0.11 per l'Araxisi, e 0.33 e 0.15 per il Foddeddu. La calibrazione dei parametri non produce un significativo miglioramento, e anzi nel caso dell'Araxisi NSE degrada a 0.19;
- L'UH empirico fornisce in genere dei discreti risultati, ma, essendo derivato attraverso un processo di calibrazione sui dati osservati, rimane al di sotto delle nostre aspettative. Solo nel caso del Foddeddu raggiunge il miglior NSE pari a 0.39, e nel caso dell'Araxisi un valore molto basso di REP pari a -0.04;

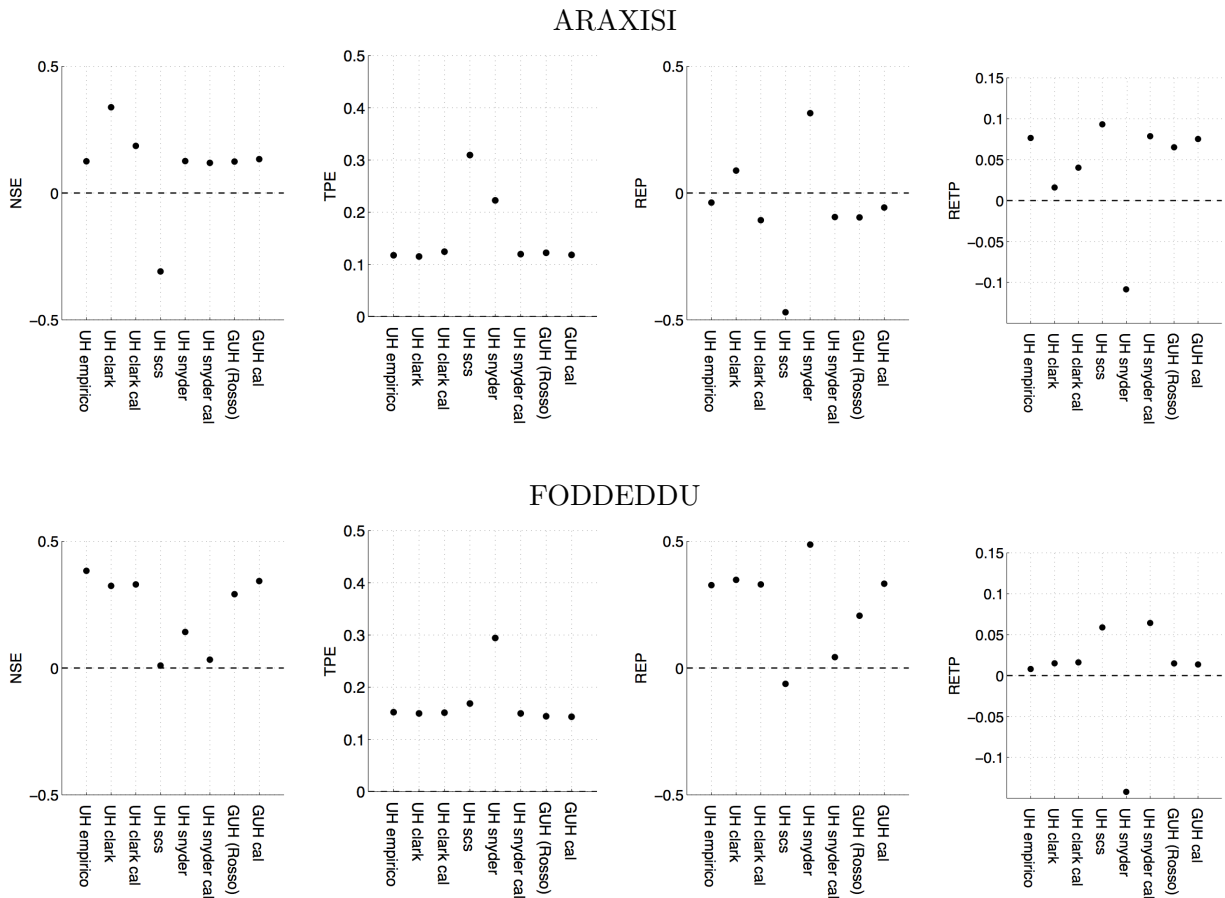


FIGURA 5.7: Performance dei modelli afflussi-deflussi valutate attraverso le metriche NSE , TPE , REP , $RETP$ per ciascuno dei modelli UH. Ciascun pallino rappresenta la mediana dei valori ottenuti sugli eventi della serie selezionati (tabella 5.3).

- L'UH SCS e l'UH di Snyder danno performance molto meno soddisfacenti rispetto agli altri modelli: in particolare l'UH SCS, funziona molto male per l'Araxisi con NSE , TPE e REP pari rispettivamente a -0.31 , 0.31 , -0.48 ; mentre l'UH di Snyder per le stesse metriche corrisponde valori pari a 0.14 , 0.29 e 0.31 , nel caso del Foddeddu. Si rileva infine che l'utilizzo dei parametri calibrati consente, nel solo caso dell'Araxisi e sporadicamente, un miglioramento delle performance con risultati che diventano comparabili al UH empirico;
- Anche il GUH fornisce globalmente delle buone performance. In particolare nel caso dell'Araxisi i risultati del GUH parametrizzato secondo Rosso (1984) e di quello ottenuto per calibrazione sono oltre che coincidenti tra loro, molto prossimi ai risultati ottenuti dagli UH empirico, Clark e Snyder calibrato. Anche nel caso del Foddeddu i risultati sono comparabili con quelli dei modelli migliori: si rileva in particolare che l'utilizzo dei parametri calibrati consente rispetto alla parametrizzazione di Rosso (1984) un miglioramento del NSE da 0.29 a 0.35 e un peggioramento di REP che passa da 0.20 a 0.33 ;
- Se consideriamo i valori di riferimento delle metriche assunti nella sezione 4.3.3, possiamo notare che tutti modelli adottati, ad eccezione del UH SCS e di Snyder, riescono a prevedere

in modo sufficientemente accurato il picco di piena ($TPE < 0.25$, $|REP|$ e $|RETP| < 0.5$). D'altra parte per quanto riguarda la simulazione della forma dell'idrogramma di piena non si riesce mai a raggiungere il valore obiettivo pari a $NSE > 0.5$, ma i valori sono quasi sempre pienamente nella parte positiva dell'asse delle ordinate: le performance più elevate sono raggiunte dal UH di Clark per l'araxisi e dal UH empirico, Clark e GUH (sia nella versione regionalizzata che calibrata) per il Foddeddu;

- Si vuole evidenziare infine che considerando il sottoinsieme di eventi qui selezionato, non è stata rilevata la tendenza alla sovrastima del picco di piena ($REP > 0$), riscontrata applicando l'UH di Clark nel capitolo 6. D'altra parte gli errori nella previsione del tempo al picco ($RETP$) sono risultati sempre relativamente ridotti, in accordo con quanto già rilevato nel capitolo citato;
- E' interessante osservare che i risultati ottenuti per il Foddeddu sono simili e spesso migliori a quelli dell'Araxisi: ad esempio per il Foddeddu ben 4 modelli forniscono NSE superiore a 0.3, mentre per l'Araxisi soltanto 1, a fronte di TPE sempre comparabili. Tale risultato non è in antitesi a quanto rilevato nel capitolo 4 (performance sull'Araxisi discretamente migliori rispetto al Foddeddu), in quanto ora la valutazione è stata condotta su un sottoinsieme di eventi con pioggia e portata in certa misura congruenti, pertanto meno influenzati dagli effetti negativi del campionamento spaziale della precipitazione. D'altra parte il Foddeddu è meno esteso e presenta un comportamento più impulsivo che riduce l'incertezza insita nella separazione delle componenti di deflusso.

5.5 Curve operative per la determinazione delle soglie pluviometriche: definizione, applicazione e risultati

5.5.1 Definizione delle curve operative

Nei paragrafi precedenti sono stati definiti tutti gli elementi, parametri e relazioni, necessari per ricavare le curve operative per la determinazione della soglie pluviometriche. Si tratta di due classi di curve che possono essere facilmente implementate in uno script, oppure stampate e utilizzate direttamente da un operatore.

Le curve di *tipo 1* vengono utilizzate per la determinazione delle soglie di deflusso $R_T(\tau)$, corrispondenti ad una determinata durata dell'evento τ con ciascuno dei modelli di trasformazione UH adottati. Possono essere ricavate direttamente dalla relazione 5.2 una volta assegnata la portata critica Q_c e definita la funzione di picco q_{pT} per ciascun modello. In particolare ciascuna curva (riportata a sinistra) in figura 5.8 è riferita ad un diverso modello di trasformazione, ed è stata ricavata utilizzando una Q_c corrispondente ad un tempo di ritorno pari a 2 anni, e

ricavando la $q_{pT}(\tau)$ per diverse durate di evento τ (da 1.5 a 24 ore); naturalmente considerando una Q_c differente anche le curve corrispondentemente cambierebbero. Nella fattispecie si noti che per eventi oltre certa durata (18 ore per l'Araxisi, 13 ore per il Foddeddu) i modelli forniscono praticamente gli stessi valori di R_T .

Le curve di *tipo 2* vengono utilizzate per determinare le soglie pluviometriche $FFG_T(\tau)$ ¹ corrispondenti ad una soglia di deflusso $R_T(\tau)$ in funzione dell'umidità del bacino antecedente l'evento. Tali curve sono ricavate con il metodo *SCS-CN* per tre diversi valori di CN, corrispondenti ad altrettanti valori AMC, e risultano quindi implicitamente funzione anche della stagione vegetale.

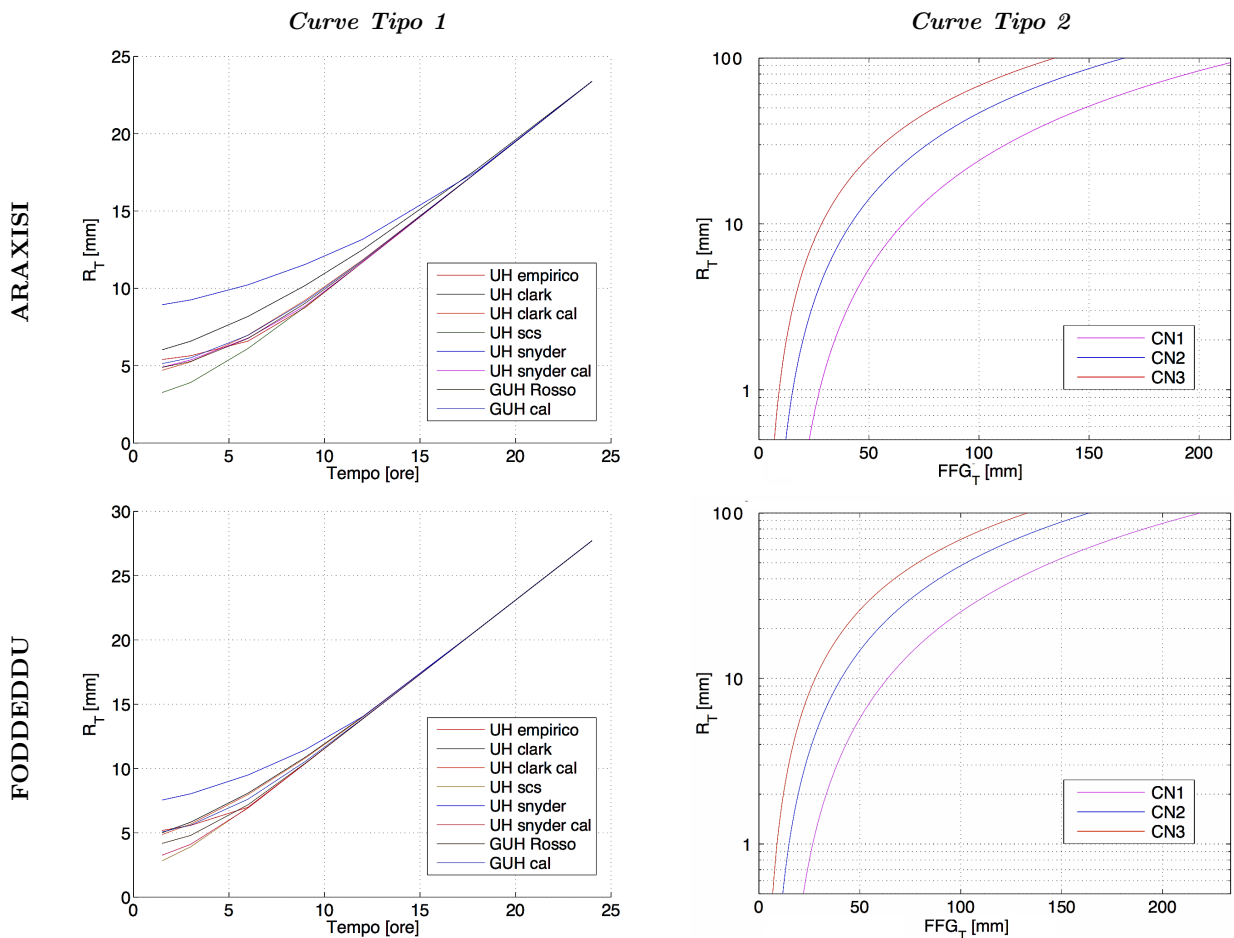


FIGURA 5.8: Curve operative per la determinazione delle soglie pluviometriche. Le *curve tipo 1* (a sinistra) consentono di determinare, per un'assegnata durata τ , la soglia di deflusso $R_T(\tau)$ corrispondente ad una portata critica Q_c con tempo di ritorno di 2 anni: ogni curva è riferita ad un diverso modello di trasformazione UH. Le *curve tipo 2* (a destra) consentono di ricavare le soglie pluviometriche $FFG_T(\tau)$ corrispondenti ad una definita $R_T(\tau)$: le curve sono riferite a tre determinati stati di umidità antecedente l'evento.

¹Nel presente lavoro la soglia pluviometrica determinata con le tecniche RTCM, viene indicata con l'acronimo *FFG* per evidenziare l'affinità di tale grandezza con le *Flash Flood Guidance* utilizzate dal NWS degli Stati Uniti d'America.

Si descrive nei punti successivi l'utilizzo operativo delle curve *tipo 1* e *tipo 2*, al fine di dare o meno l'allarme per un evento imminente. Con riferimento all'esplicativa figura 5.9, per la previsione di una piena improvvisa, corrispondente ad un evento di durata τ che inizia al tempo t_0 , si procede secondo i passi seguenti:

1. Si seleziona tra le curve *tipo 1* quella corrispondente al modello che si vuole utilizzare, e si entra in ascissa con la durata τ dell'evento per cui si vuole effettuare la previsione. La curva fornisce la soglia di deflusso corrispondente $R_T(\tau)$;
2. Sulla base della pioggia caduta nei 5 giorni antecedenti il tempo t_0 , si stima l'umidità del bacino θ_0 ² (*AMC dell'evento*);
3. Si entra in ordinata nelle curve *tipo 2* con la soglia di deflusso $R_T(\tau)$, e interpolando tra le 3 curve del CN, corrispondenti a 3 definiti valori di *AMC1*, *AMC2*, *AMC3*, si ottiene *la pioggia lorda cumulata nell'intervallo temporale τ , il cui raggiungimento o superamento determina l'occorrenza di una portata superiore alla critica Q_c , ovvero la $FFG_T(\tau)$* ;
4. Il valore di $FFG_T(\tau)$ viene confrontato con la pioggia fornita dal modello di previsione per il medesimo intervallo temporale, $R_F(\tau)$. Se $R_F(\tau) \geq FFG_T(\tau)$ viene dato l'allarme altrimenti no.

Ovviamente per l'utilizzo in fase operativa possono essere determinate differenti famiglie di curve *tipo 1*, per diversi valori di Q_c , che consentano di avere differenti soglie FFG_T corrispondenti a diversi livelli di criticità.

5.5.2 Applicazione delle curve operative e valutazione delle performance di previsione

L'obiettivo di qualsiasi procedura di previsione delle piene è rilevare tutti gli eventi che eccederanno una portata critica fissata, abbassando contemporaneamente la frequenza dei falsi allarmi. La procedura RTCM è stata testata utilizzando le serie storiche per simulare il processo reale, quindi sia per effettuare la simulazione di un ipotetico preannuncio di piena che per verificarne la correttezza, come descritto nel seguito. Questo approccio consente di trascurare l'incertezza del modello meteorologico, ma d'altra parte, utilizzando le osservazioni dei pluviografi, abbiamo l'incertezza correlata al campionamento del campo di precipitazione (capitolo 4).

La selezione degli eventi su cui applicare la procedura di previsione, è avvenuta nell'ottica di: (i) massimizzare il numero di eventi su cui effettuare la statistica, aumentandone la significatività; (ii) simulare l'eventualità reale che ci venga richiesto in qualsiasi istante, se dare un allarme o meno

²In alternativa la stima può essere effettuata anche con misure in tempo reale dell'umidità dei suoli (a terra o da satellite), o con un modello idrologico che gira in continuo fornendo lo stato di umidità del bacino.

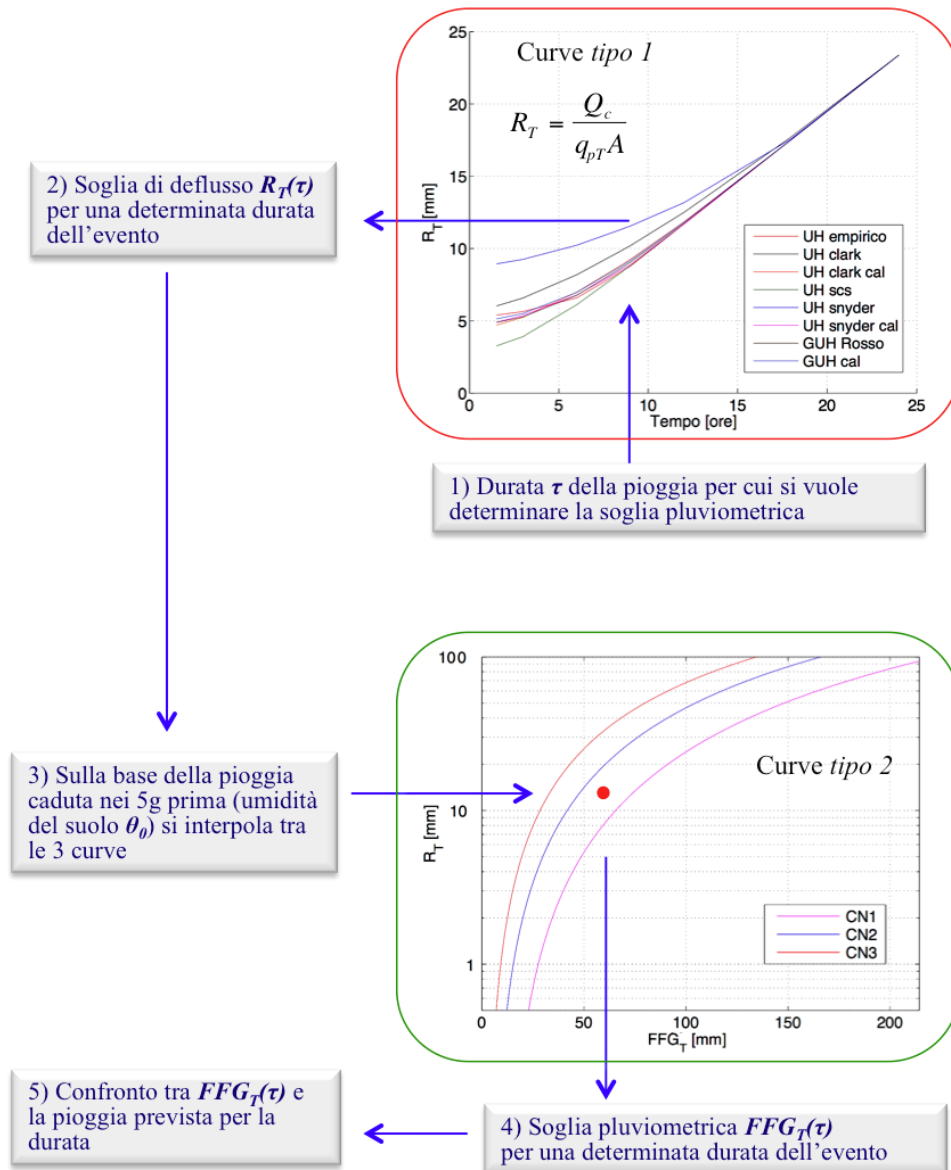


FIGURA 5.9: Schema di utilizzazione pratica delle curve operative per la previsione delle piene improvvise attraverso tecniche RTCM. In figura il caso esempio dell'Araxisi.

per un evento imminente. In particolare gli eventi sono stati estratti dall'intera serie storica ad intervalli di tempo regolari, senza tenere conto delle quantità di pioggia e portata registrate prima e durante l'evento. L'idea è pertanto quella di considerare da un lato l'istante di inizio evento in modo casuale, d'altro lato di estrarre la maggior quantità possibile di eventi non sovrapposti (intervallo temporale tra fine di un evento e inizio dell'evento consecutivo molto breve). I test sono stati condotti per eventi di durata τ pari a 3, 6, 9, 12, 18, 24 ore.

Il processo di validazione della metodologia RTCM è stato eseguito su tutti gli eventi selezionati di assegnata durata τ , con tutti i modelli idrologici proposti. Con riferimento allo schema di figura 5.10, si elencano i passi consecutivi eseguiti per l'analisi:

1. Fase di previsione: emissione allarme/non emissione allarme
 - (a) Preliminarmente sulla base della Q_c e della durata dell'evento τ , sono state definite le soglie di deflusso $R_T(\tau)$ con le curve *tipo 1* corrispondenti ad ogni modello;
 - (b) Fissato l'istante t_0 di inizio dell'evento, è stata stimata l'umidità del suolo iniziale θ_0 , leggendo sullo ietogramma registrato la pioggia cumulata nei 5 giorni antecedenti l'evento;
 - (c) In funzione di θ_0 e della stagione vegetale, è stata effettuata la trasformazione di ciascuna $R_T(\tau)$ in soglia pluviometrica $FFGT(\tau)$, attraverso un'interpolazione bilineare tra le curve *tipo 2* (riferite alle diverse classi di *AMC*);
 - (d) Dallo ietogramma registrato è stata calcolata la pioggia cumulata $H_{cum}(\tau)$ nell'intervallo temporale $[t_0 \div t_0 + \tau]$, assumendola come fosse la previsione del modello meteorologico;
 - (e) Per ogni modello idrologico è stato effettuato il confronto tra la corrispondente $FFGT(\tau)$ e $H_{cum}(\tau)$, dando l'allarme quando la prima raggiungeva o superava la seconda;
2. Fase di validazione: occorrenza evento critico/non occorrenza evento critico
 - (a) Assumendo l'idrogramma registrato come effettiva realizzazione dell'evento al suolo, e considerando il tempo di corrivazione del bacino T_c , è stato verificato se nell'intervallo temporale $[(t_0 + T_c \cdot k_1) \div (t_0 + \tau + T_c \cdot k_2)]$ ($t_1 \div t_2$ in basso nella figura 5.10) la portata critica Q_c fosse stata superata dalla massima portata osservata Q_p . In particolare k_1 e k_2 sono delle costanti, calibrate manualmente su ciascun bacino per metterne in conto il tempo di risposta alla pioggia considerata.

Per l'esecuzione di questi test il valore di portata critica Q_c scelto è relativamente basso e non corrisponde ad un effettivo livello di criticità della piena alla sezione di chiusura del bacino: periodo di ritorno di poco inferiore ad 1 anno, corrispondente a $10 \text{ m}^3/\text{s}$ per l'Araxisi e $15 \text{ m}^3/\text{s}$ per il Foddeddu. Tuttavia tale scelta consente di incrementare il numero di eventi su cui effettuare le statistiche, aumentandone la significatività; peraltro [Norbiato et al. \(2008\)](#) hanno mostrato come questo tipo di approccio sia corretto e che le performance dei modelli di previsione sono influenzate solo marginalmente dalla scelta della soglia di riferimento. Al riguardo nel paragrafo 6.6.4 del presente lavoro, viene indagata la variabilità delle performance delle diverse metodologie di previsione studiate, assumendo diversi valori di portata critica.

Facciamo notare che le tecniche RTCM proposte non mettono in conto il livello in alveo all'istante t_0 di inizio della previsione. Questa incertezza è stata considerata in parte compensata per tre ragioni: (i) la Q_p è riferita al deflusso di pioggia; (ii) il superamento della Q_c viene controllato in una finestra temporale che tiene conto della risposta del bacino alla pioggia antecedente a t_0 ; (iii) non vengono considerati eventi inferiori alle 3 ore.

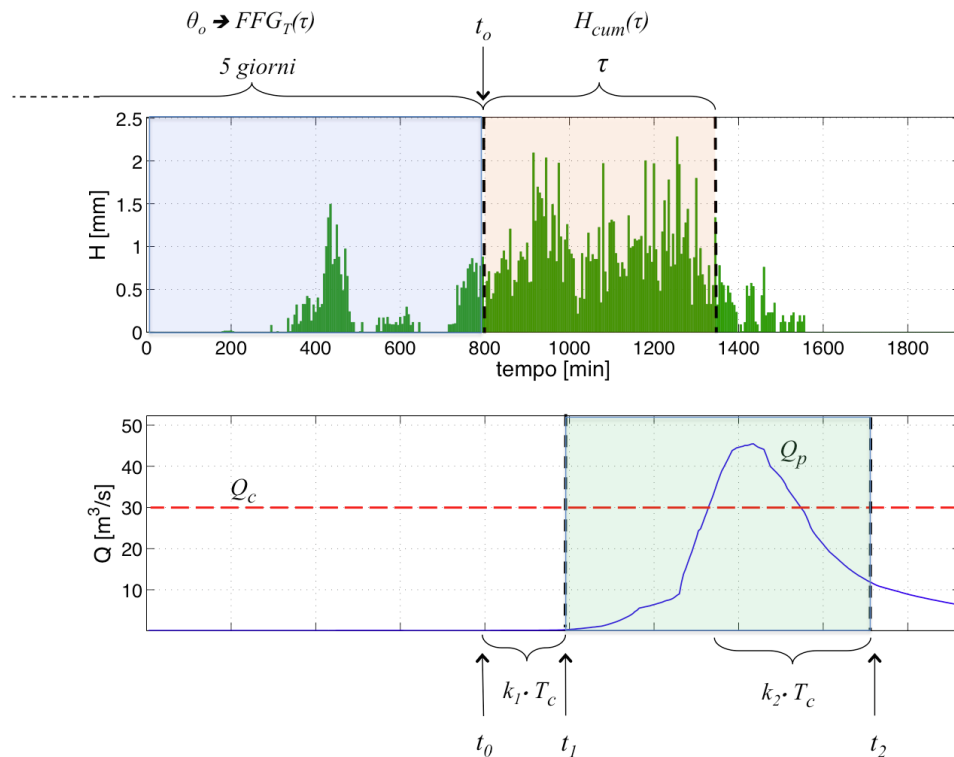


FIGURA 5.10: Schema utilizzato per la validazione della metodologia di previsione delle piene per un evento di durata τ iniziato all'istante t_0 . Nello istogramma osservato (in alto), in azzurro il periodo di precipitazione utilizzato per la determinazione della soglia pluviometrica $FFG_T(\tau)$, in rosso il periodo di precipitazione utilizzato come se fosse il dato previsto dal modello meteorologico $H_{cum}(\tau)$. Nel corrispondente idrogramma osservato (in basso), in verde il periodo in cui viene verificato se la portata di picco Q_p ha superato la portata critica Q_c .

Per completezza viene eseguita un'analisi ulteriore considerando tutti gli eventi selezionati sulla base dello scroscio di pioggia³, di durata inferiore alle 24 ore⁴. Con questo approccio naturalmente, dal momento che la verifica di criticità viene seguita sul deflusso di pioggia, l'incertezza di trascurare il livello presente in alveo prima della previsione diventa meno significativa. In particolare per il Foddeddu che è caratterizzato da una risposta idrologica piuttosto impulsiva, con un deflusso di base trascurabile se non subito dopo un evento piovoso, anche l'incertezza connessa alla separazione delle componenti di deflusso risulterà piuttosto bassa.

I risultati dei test sono stati indagati tramite tabelle di contingenza e sintetizzati in tre metriche d'errore (POD , FAR , CSI), così come discusso nel paragrafo 2.2 e suggerito da Norbiato et al. (2008, 2009). In particolare nelle figure 5.11, 5.12, 5.13 vengono riportati, per i due bacini in studio, sia gli scatterplot contenenti POD contro FAR per ogni modello idrologico, sia i corrispondenti grafici contenenti CSI . In particolare le figure 5.11, 5.12 riportano le performance determinate su classi di eventi diversa durata τ , con istante iniziale scelto casualmente (si noti che

³In questo caso l'evento viene considerato dall'inizio alla fine della precipitazione.

⁴Al contrario delle analisi condotte nella sezione 5.4.7, in questo caso gli eventi vengono considerati tutti quanti; in coerenza con la finalità di indagare la robustezza delle tecniche di previsione basate su una rete pluviografica poco densa.

le figure contenenti *CSI* possono essere utilizzate come leggenda dei simboli adottati); la figura 5.13 riporta invece le performance determinate sugli eventi selezionati sulla base dello scroscio di pioggia. Infine nelle tabelle 5.4, 5.5, 5.6 viene riportata, la contingenza previsioni-eventi e una sintesi dei valori assunti dalle metriche *POD*, *FAR*, *CSI*, corrispondenti a tutti i casi delle figure succitate.

Pur tenendo a mente che i risultati ottenuti attraverso le differenti metriche dovrebbero essere sempre messi in correlazione con la vulnerabilità e l'importanza degli elementi a rischio contingenti, come discusso nella sezione 2.2, possiamo qui fare delle valutazioni sul comportamento globale delle tecniche RTCM; per il significato delle metriche si rimanda al capitolo 2 dedicato. In questa sede facciamo osservare che negli scatterplot *POD-FAR*, i risultati sono migliori quanto più ci si avvicina alla parte alta dell'asse delle ordinate (alti valori di *POD* e bassi valori di *FAR*), e in ogni caso è sempre preferibile avere risultati alla sinistra della bisettrice blu (il modello fornisce una *POD* maggiore della *FAR*).

Indicando per brevità gli eventi con inizio casuale, *tipo A*, e quelli determinati sulla base dello scroscio di pioggia, *tipo B*, dall'osservazione delle figure 5.11, 5.12, 5.13, e dalle tabelle 5.4, 5.5, 5.6, possiamo rilevare i seguenti punti:

- Tutte le tecniche RTCM forniscono sempre dei discreti risultati nel caso del Foddeddu: considerando gli eventi tipo A, i valori di *CSI* oscillano tra ~ 0.3 ($\tau = 3$ ore) e ~ 0.6 ($\tau = 24$ ore), mentre gli scatterplot sono sempre a sinistra rispetto alla bisettrice blu, con *POD* che va da un minimo di ~ 0.35 ad un massimo di ~ 0.7 . Considerando gli eventi tipo B, gli scatterplot rimangono sempre a sinistra della bisettrice, ma si osserva un incremento sia della *POD* che della *FAR* (rispettivamente ~ 0.9 e ~ 0.6), e un corrispondente *CSI* pari a ~ 0.4 ;
- Nel caso dell'Araxisi le performance per gli eventi tipo A, eccettuate le durate pari a 6 e 9 ore che forniscono *CSI* rispettivamente pari a ~ 0.35 e ~ 0.4 , appaiono sempre piuttosto basse: *CSI* da ~ 0.1 a ~ 0.35 e scatterplot dalla parte destra rispetto alla bisettrice blu con valori di *POD* che oscillano tra ~ 0.07 a ~ 0.4 . Nel caso degli eventi tipo B le performance appaiono ancora poco soddisfacenti con *CSI* ~ 0.25 , e negli scatterplot (che rimangono sempre a destra della bisettrice) *POD* sale a ~ 0.75 e *FAR* quasi a ~ 0.8 ;
- Considerando gli eventi tipo A, notiamo che le performance inferiori corrispondono alla durata di $\tau = 3$ ore, mentre tendono in genere a migliorare per durate superiori. Le performance migliori vengono raggiunte per $\tau = 9$ ore sull'Araxisi e $\tau = 12$ ore sul Foddeddu. La degradazione dei risultati per la durata più bassa dipende in parte dal disturbo causato dalla risposta idrologica del bacino ad eventi cominciati prima del tempo t_0 , considerato come istante di iniziale per la previsione;

ARAXISI

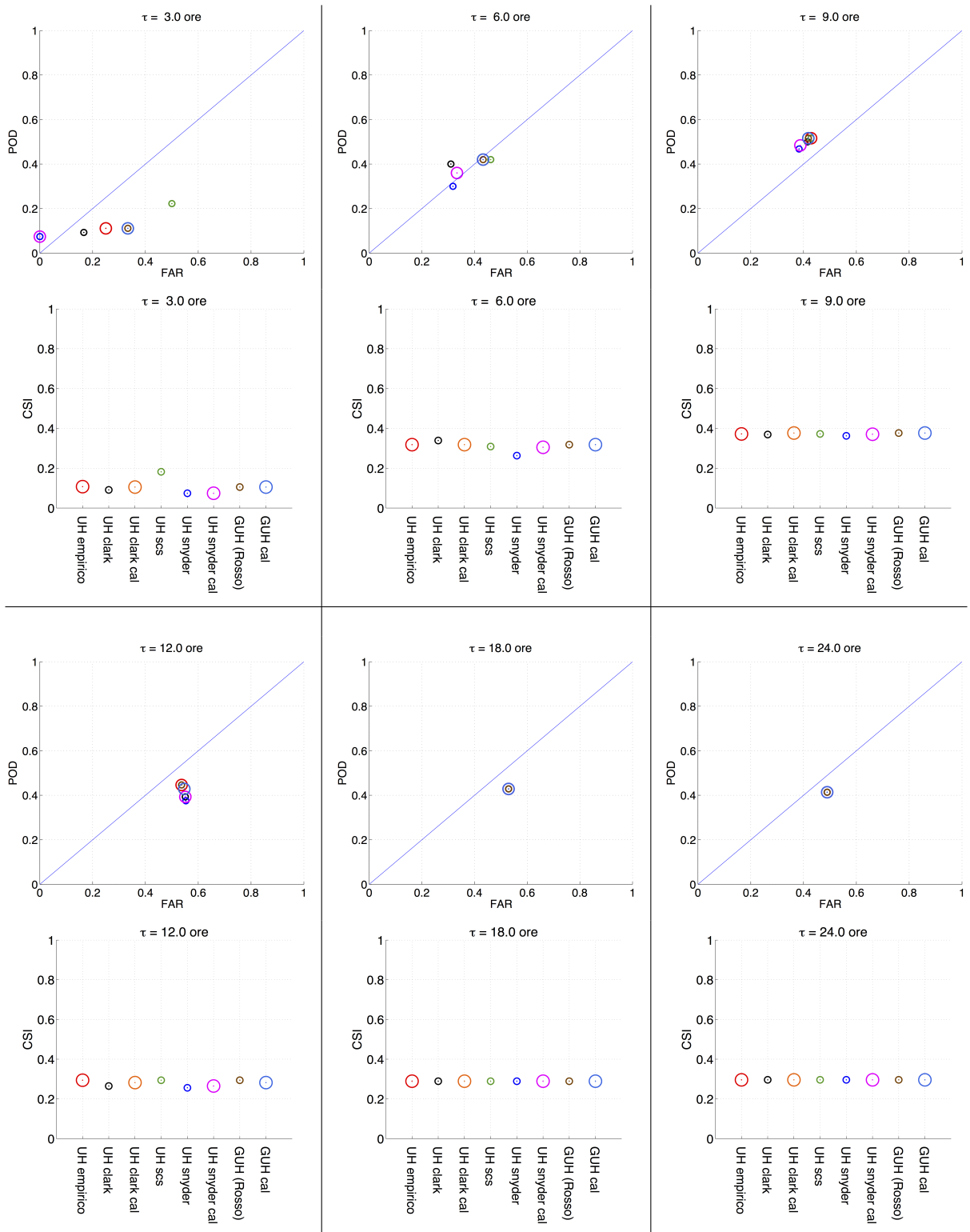


FIGURA 5.11: Performance delle tecniche di previsione RTCM su classi di eventi di diversa durata e istante iniziale scelto in modo casuale (eventi tipo A). Per ciascuna durata si riportano gli scatterplot tra le metriche *POD* contro *FAR*, e i risultati della metrica *CSI*. Ogni simbolo rappresenta il valore ottenuto con un differente modello idrologico per il bacino dell'Araxisi.

ARAXISI

	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH Rosso	GUH cal.
Durata	3 ore							
<i>X</i>	6	5	6	12	4	4	6	6
<i>Y</i>	48	49	48	42	50	50	48	48
<i>Z</i>	2	1	3	12	0	0	3	3
<i>W</i>	8282	8283	8281	8272	8284	8284	8281	8281
<i>POD</i>	0.11	0.09	0.11	<u>0.22</u>	0.074	0.074	0.11	0.11
<i>FAR</i>	0.25	0.17	0.33	0.50	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	0.33	0.33
<i>CSI</i>	0.11	0.09	0.11	<u>0.18</u>	0.074	0.074	0.11	0.11
Durata	6 ore							
<i>X</i>	21	20	21	21	15	18	21	21
<i>Y</i>	29	30	29	29	35	32	29	29
<i>Z</i>	16	9	16	18	7	9	16	16
<i>W</i>	7281	7288	7281	7279	7290	7288	7281	7281
<i>POD</i>	<u>0.42</u>	0.40	<u>0.42</u>	<u>0.42</u>	0.3	0.36	<u>0.42</u>	<u>0.42</u>
<i>FAR</i>	0.43	<u>0.31</u>	0.43	0.46	0.32	0.33	0.43	0.43
<i>CSI</i>	0.32	<u>0.34</u>	0.32	0.31	0.26	0.31	0.32	0.32
Durata	9 ore							
<i>X</i>	32	31	32	32	29	30	32	32
<i>Y</i>	30	31	30	30	33	32	30	30
<i>Z</i>	24	22	23	24	18	19	23	23
<i>W</i>	6482	6484	6483	6482	6488	6487	6483	6483
<i>POD</i>	<u>0.52</u>	0.5	<u>0.52</u>	<u>0.52</u>	0.47	0.48	<u>0.52</u>	<u>0.52</u>
<i>FAR</i>	0.43	0.42	0.42	0.43	<u>0.39</u>	<u>0.39</u>	0.42	0.42
<i>CSI</i>	0.37	0.37	<u>0.38</u>	0.37	0.36	0.37	0.38	<u>0.38</u>
Durata	12 ore							
<i>X</i>	25	22	24	25	21	22	25	24
<i>Y</i>	31	34	32	31	35	34	31	32
<i>Z</i>	29	27	29	29	26	27	29	29
<i>W</i>	5848	5850	5848	5848	5851	5850	5848	5848
<i>POD</i>	<u>0.46</u>	0.39	0.43	0.45	0.37	0.39	0.45	0.43
<i>FAR</i>	<u>0.54</u>	0.55	0.55	<u>0.54</u>	0.55	0.55	<u>0.54</u>	0.55
<i>CSI</i>	<u>0.30</u>	0.27	0.28	0.29	0.26	0.26	0.29	0.28
Durata	18 ore							
<i>X</i>	24	24	24	24	24	24	24	24
<i>Y</i>	32	32	32	32	32	32	32	32
<i>Z</i>	27	27	27	27	27	27	27	27
<i>W</i>	4893	4893	4893	4893	4893	4893	4893	4893
<i>POD</i>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>	<u>0.43</u>
<i>FAR</i>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>
<i>CSI</i>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>	<u>0.29</u>
Durata	24 ore							
<i>X</i>	24	24	24	24	24	24	24	24
<i>Y</i>	34	34	34	34	34	34	34	34
<i>Z</i>	23	23	23	23	23	23	23	23
<i>W</i>	4197	4197	4197	4197	4197	4197	4197	4197
<i>POD</i>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>	<u>0.41</u>
<i>FAR</i>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>	<u>0.49</u>
<i>CSI</i>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>

TABELLA 5.4: Tabella di contingenza previsioni-eventi e di sintesi delle performance di cui alla figura 5.11. I migliori valori di performance per ciascuna metrica sono sottolineati.

FODDEDDU

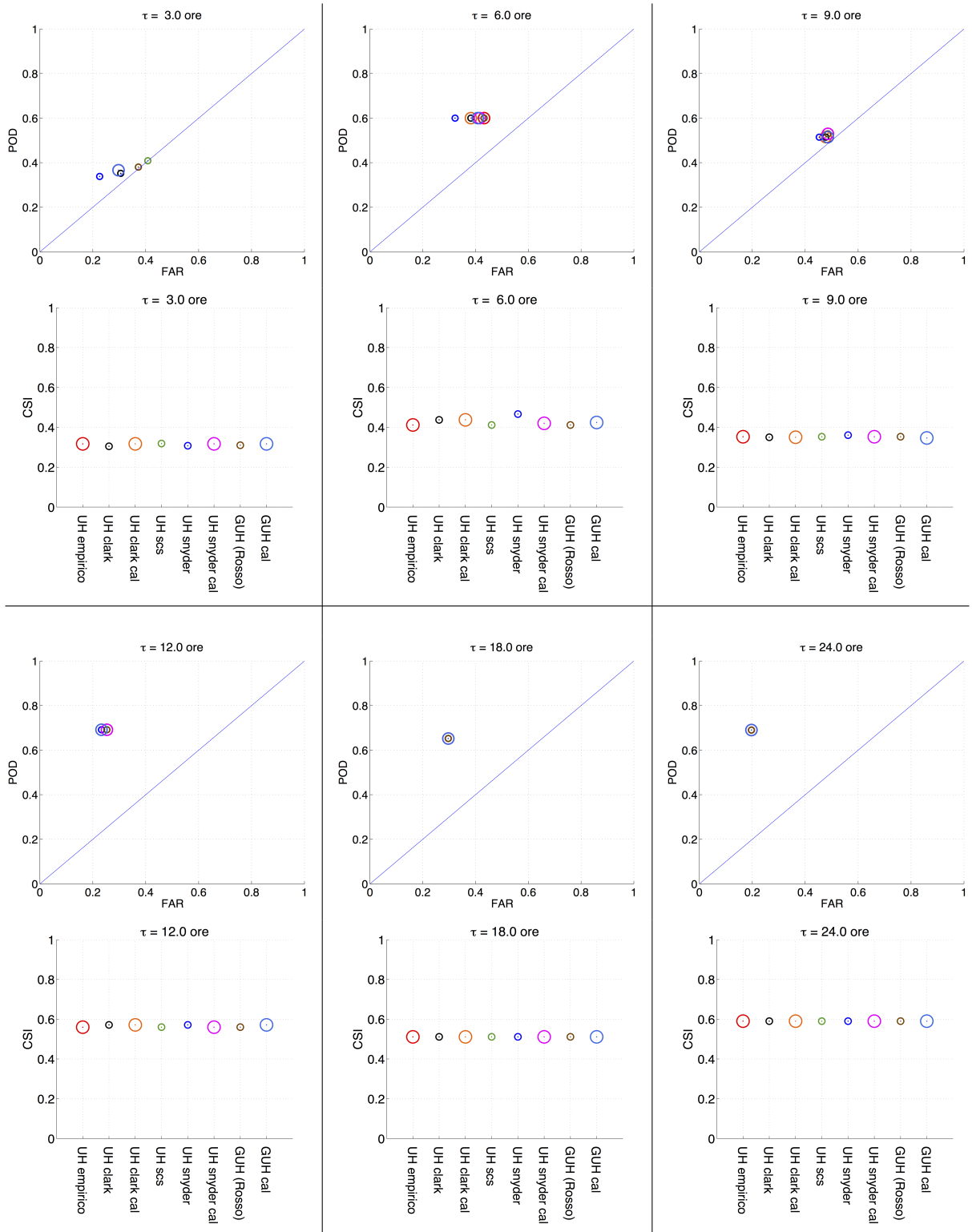


FIGURA 5.12: Performance delle tecniche di previsione RTCM su classi di eventi di diversa durata e istante iniziale scelto in modo casuale (eventi tipo A). Per ciascuna durata si riportano gli scatterplot tra le metriche *POD* contro *FAR*, e i risultati della metrica *CSI*. Ogni simbolo rappresenta il valore ottenuto con un differente modello idrologico per il bacino del Foddeddu.

FODDEDDU

	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH Rosso	GUH cal.
Durata	3 ore							
<i>X</i>	26	25	26	29	24	26	27	26
<i>Y</i>	45	46	45	42	47	45	44	45
<i>Z</i>	11	11	11	20	7	11	16	11
<i>W</i>	8806	8806	8806	8797	8810	8806	8801	8806
<i>POD</i>	0.37	0.35	0.37	<u>0.41</u>	0.34	0.37	0.38	0.37
<i>FAR</i>	0.30	0.31	0.30	0.41	<u>0.23</u>	0.30	0.37	0.30
<i>CSI</i>	<u>0.32</u>	0.30	<u>0.32</u>	<u>0.32</u>	0.31	<u>0.32</u>	0.31	<u>0.32</u>
Durata	6 ore							
<i>X</i>	42	42	42	42	42	42	42	42
<i>Y</i>	28	28	28	28	28	28	28	28
<i>Z</i>	32	26	26	32	20	30	32	29
<i>W</i>	7076	7082	7082	7076	7088	7078	7076	7079
<i>POD</i>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>	<u>0.60</u>
<i>FAR</i>	0.43	0.38	0.38	0.43	<u>0.32</u>	0.42	0.43	0.41
<i>CSI</i>	0.41	0.45	0.44	0.41	<u>0.47</u>	0.42	0.41	0.42
Durata	9 ore							
<i>X</i>	36	35	35	36	35	36	36	35
<i>Y</i>	32	33	33	32	33	32	32	33
<i>Z</i>	34	32	32	34	29	34	34	33
<i>W</i>	5964	5966	5966	5964	5969	5964	5964	5965
<i>POD</i>	<u>0.53</u>	0.51	0.51	<u>0.53</u>	0.51	<u>0.53</u>	<u>0.53</u>	0.51
<i>FAR</i>	0.49	0.48	0.48	0.49	<u>0.45</u>	0.49	0.49	0.49
<i>CSI</i>	0.35	0.35	0.35	0.35	<u>0.36</u>	0.35	0.35	0.35
Durata	12 ore							
<i>X</i>	56	56	56	56	56	56	56	56
<i>Y</i>	25	25	25	25	25	25	25	25
<i>Z</i>	19	17	17	19	17	19	19	17
<i>W</i>	5078	5080	5080	5078	5080	5078	5078	5080
<i>POD</i>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>
<i>FAR</i>	0.25	<u>0.23</u>	<u>0.23</u>	<u>0.25</u>	<u>0.23</u>	0.25	0.25	<u>0.23</u>
<i>CSI</i>	0.56	<u>0.57</u>	<u>0.57</u>	0.56	<u>0.57</u>	0.56	0.56	<u>0.57</u>
Durata	18 ore							
<i>X</i>	45	45	45	45	45	45	45	45
<i>Y</i>	24	24	24	24	24	24	24	24
<i>Z</i>	19	19	19	19	19	19	19	19
<i>W</i>	4012	4012	4012	4012	4012	4012	4012	4012
<i>POD</i>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>
<i>FAR</i>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>	<u>0.30</u>
<i>CSI</i>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>
Durata	24 ore							
<i>X</i>	49	49	49	49	49	49	49	49
<i>Y</i>	22	22	22	22	22	22	22	22
<i>Z</i>	12	12	12	12	12	12	12	12
<i>W</i>	3291	3291	3291	3291	3291	3291	3291	3291
<i>POD</i>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>	<u>0.69</u>
<i>FAR</i>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>	<u>0.20</u>
<i>CSI</i>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>	<u>0.59</u>

TABELLA 5.5: Tabella di contingenza previsioni-eventi e di sintesi delle performance di cui alla figura 5.12. I migliori valori di performance per ciascuna metrica sono sottolineati.

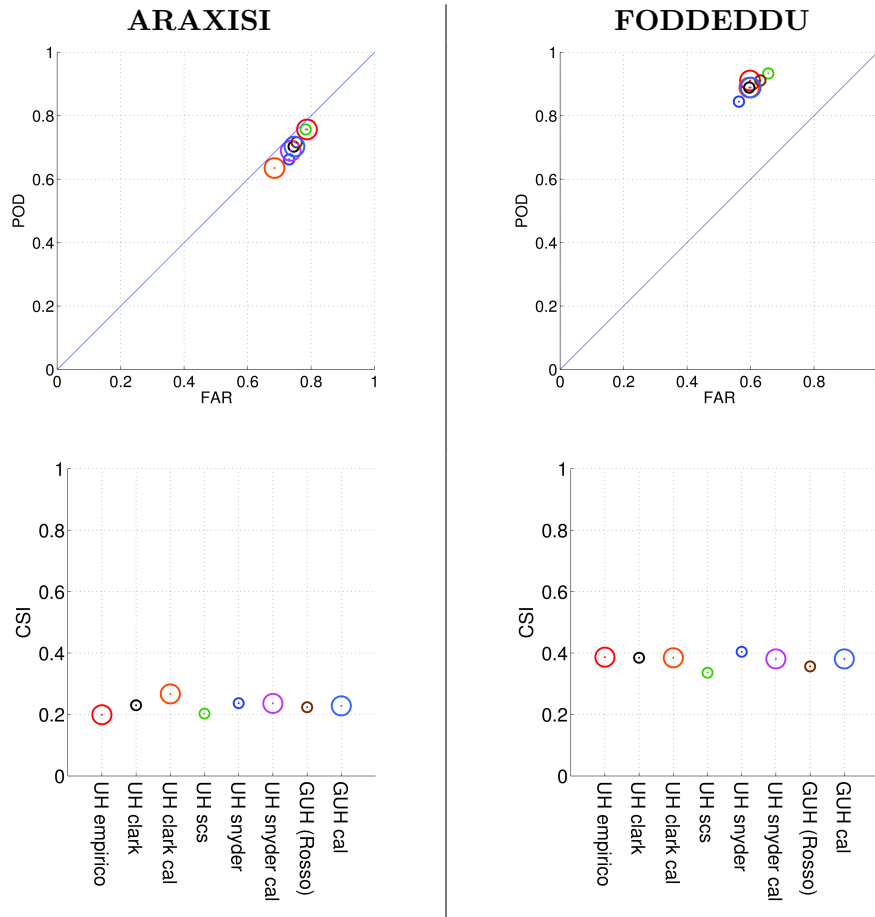


FIGURA 5.13: Performance delle tecniche di previsione RTCM sugli eventi selezionati dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia secondo la procedura descritta in sezione 3.3 (eventi tipo B). In alto si riportano gli scatterplot tra le metriche POD contro FAR , in basso i risultati della metrica CSI .

	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH Rosso	GUH cal.
ARAXISI								
X	56	52	47	56	49	51	53	52
Y	18	22	27	18	25	23	21	22
Z	207	152	102	202	133	142	163	154
W	627	682	732	632	701	692	671	680
POD	<u>0.76</u>	0.70	0.64	<u>0.76</u>	0.66	0.69	0.72	0.70
FAR	0.79	0.75	<u>0.68</u>	0.78	0.73	0.74	0.75	0.75
CSI	0.20	0.23	<u>0.27</u>	0.20	0.24	0.24	0.22	0.23
FODDEDDU								
X	41	40	40	42	38	40	41	40
Y	4	5	5	3	7	5	4	5
Z	61	59	59	80	49	60	70	60
W	377	379	379	358	389	378	368	378
POD	0.91	0.89	0.89	<u>0.93</u>	0.84	0.89	0.91	0.89
FAR	0.60	0.60	0.60	0.66	<u>0.56</u>	0.60	0.63	0.60
CSI	0.39	0.38	0.38	0.34	<u>0.40</u>	0.38	0.36	0.38

TABELLA 5.6: Tabella di contingenza previsioni-eventi e di sintesi delle performance di cui alla figura 5.13. I migliori valori di performance per ciascuna metrica sono sottolineati.

- Per gli eventi tipo A i modelli forniscono risultati significativamente differenti tra loro sino alla durata di 6 ore, oltre le differenze si riducono drasticamente e i valori tendono a coincidere già prima della convergenza tra le curve operative di tipo 1 al crescere della durata dell'evento (figura 5.8);
- Le analisi effettuate su eventi tipo A forniscono sempre POD e FAR più bassi rispetto alle analisi su eventi tipo B, e CSI in genere più alti. In particolare sull'Araxisi per eventi tipo A e durata pari a 9 ore otteniamo dei valori medi pari a $POD \sim 0.5$, $FAR \sim 0.4$, $CSI \sim 0.4$, mentre per per gli eventi tipo B, $POD \sim 0.75$, $FAR \sim 0.8$, $CSI \sim 0.25$; nel caso del Foddeddu per eventi tipo A e durata pari a 12 ore otteniamo dei valori medi pari a $POD \sim 0.7$, $FAR \sim 0.2$, $CSI \sim 0.6$, mentre per per gli eventi tipo B, $POD \sim 0.9$, $FAR \sim 0.6$, $CSI \sim 0.4$ ⁵.
- Le performance ottenute dalle tecniche RTCM non sono direttamente correlabili alle valutazioni dei corrispondenti modelli idrologici effettuate nella sezione 5.4.7, anche perché queste erano state eseguite su una serie di eventi selezionati. D'altra parte possiamo notare che le tecniche di previsione che hanno fornito risultati globalmente migliori, hanno alla base modelli idrologici che in genere erano stati valutati relativamente bene. A titolo di esempio, osservando le performance ottenute per gli eventi tipo A di durata pari a 6 ore possiamo notare che i risultati migliori nel caso dell'Araxisi si ottengono con il modello di Clark ($POD = 0.42$, $FAR = 0.43$, $CSI = 0.32$, $NSE = 0.34$, $TPE = 0.11$, $REP = 0.18$), mentre per gli eventi tipo B nel caso del Foddeddu con il modello Empirico ($POD = 0.91$, $FAR = 0.6$, $CSI = 0.39$, $NSE = 0.39$, $TPE = 0.15$, $REP = 0.32$).

Nel capitolo successivo 6 le tecniche RTCM vengono messe a confronto con le RFTDM, e i test vengono completati con analisi sulla variabilità delle performance assumendo differenti valori di riferimento per la portata critica Q_c .

5.6 Conclusioni

Nel presente capitolo sono state proposte, implementate e testate delle tecniche di previsione delle piene, che abbiamo chiamato *RTCM* (Rainfall Thresholds based on Conceptual Models), basate sulla determinazione di soglie pluviometriche critiche attraverso l'utilizzo di modelli idrologici concettuali a parametri concentrati, e ispirate alla metodologia americana di previsione FFG. Il principio di partenza è stato quello di fornire uno strumento di previsione di semplice applicazione, rapida trasferibilità ad altri bacini, in cui la sola variabile per i confronti e gli scambi con i diversi soggetti coinvolti nella gestione dell'allarme, fosse la *pioggia*.

⁵Si noti che il numero di eventi su cui sono state effettivamente eseguite le statistiche sono nel caso dell'Araxisi mediamente 225 eventi tipo A e 85 tipo B, nel caso del Foddeddu mediamente 99 eventi tipo A e 107 tipo B.

La metodologia RTCM prevede sotto opportune ipotesi (Carpenter et al., 1999) la determinazione per una assegnata durata T della soglia di deflusso R_T , in funzione del picco dell'idrogramma unitario q_{pT} e di una assegnata portata Q_c , al cui superamento viene associata la condizione di criticità; successivamente in funzione dell'umidità del bacino, si esegue la conversione della R_T nella relativa soglia pluviometrica FFG_T . Tale procedura può venire eseguita nella metodologia proposta attraverso delle semplici curve operative, sotto forma di abachi preventivamente preparati per ogni bacino di interesse. In particolare sono stati implementati nella procedura e testati diversi modelli afflussi-deflussi, basati su 8 differenti forme di idrogramma unitario di diversa natura e complessità, per la simulazione del processo di trasformazione del deflusso, mentre per la depurazione delle perdite sono stati implementati sia il metodo SCS-CN che Green-Ampt. I modelli adottati sono stati preliminarmente testati, e la loro capacità di riprodurre correttamente la risposta idrologica dei bacini analizzata attraverso 4 differenti metriche, in modo da valutare sia l'abilità nel riprodurre globalmente la forma dell'idrogramma, che singolarmente il picco di piena.

I principali risultati che abbiamo ottenuto hanno mostrato che:

- Per la depurazione delle perdite è stato adottato il metodo SCS-CN, in quanto ha fornito risultati comparabili e a volte leggermente migliori rispetto al metodo di Green-Ampt (nella versione CN4GA), oltre ad essere di più semplice e rapida applicazione;
- I modelli di trasformazione UH empirico, di Clark e GUH hanno fornito le performance globalmente più soddisfacenti per entrambi i bacini;
- I modelli meno affidabili sono risultati gli UH del SCS e di Snyder;
- L'effetto della calibrazione diretta dei parametri non sempre ha fornito miglioramenti significativi delle performance rispetto ad assumere i valori regionalizzati di letteratura;
- Le performance ottenute dai modelli migliori mostrano una maggiore facilità di previsione del picco di piena ($TPE < 0.25$), rispetto alla previsione dell'intera forma dell'idrogramma (NSE sempre positivi, ma compresi tra 0.10 e 0.40);
- I risultati ottenuti per il Foddeddu sono quasi sempre comparabili o superiori a quelli del più esteso Araxisi. Ciò non è in contraddizione con quanto rilevato nella sezione 4.3.5, in quanto stavolta le analisi sono state condotte su eventi selezionati per risentire in maniera ridotta dell'effetto negativo dovuto al campionamento spaziale della precipitazione. Ancora è importante evidenziare che il comportamento impulsivo del Foddeddu riduce l'incertezza nella separazione delle componenti di deflusso, rispetto all'Araxisi.

Per effettuare la previsione degli eventi critici sono state determinate le curve operative di previsione per i due bacini in studio, che possono essere utilizzate direttamente sotto forma di

diagrammi o implementate in un semplice script. Una volta preparate per ciascuno dei modelli di trasformazione UH adottato, esse consentono di determinare in tempo reale le soglie pluviometriche FFG_T sulla base dell'iniziale umidità del bacino stimata o osservata, e della durata T dell'evento. Tali curve operative che costituiscono le metodologie RTCM proposte, sono state testate su un gran numero di eventi estratti dalla serie storica: (i) eventi indipendenti di diverse (e assegnate) durate, il cui inizio è stato scelto in maniera casuale (*tipo A*); eventi selezionati sulla base dello scroscio di pioggia (*tipo B*). La valutazione è stata condotta sulla base di tre metriche d'errore che mettono in conto, la probabilità di prevedere correttamente un evento, la frequenza di falsi allarmi, e l'abilità complessiva di un modello di intraprendere un'azione corretta.

I principali risultati ottenuti hanno evidenziato che:

- Le performance delle tecniche RTCM sono risultate discrete nel caso del Foddeddu e poco soddisfacenti nel caso dell'Araxisi. Tale evidenza è risultata valida per entrambi i tipi di evento considerati, ed è collegata per lo più al basso deflusso di base e alla minore incertezza nella separazione delle componenti di deflusso;
- Nel caso di eventi tipo A le tecniche RTCM forniscono risultati non soddisfacenti sino a durate di 3 ore (o più per l'Araxisi), per via del disturbo causato spesso dalla risposta idrologica del bacino alla precipitazione caduta (poco) prima dell'inizio dell'evento considerato;
- Nel caso degli eventi di tipo A, le performance migliori vengono raggiunte per durate di 9 ore per l'Araxisi e 12 ore per il Foddeddu;
- Le analisi effettuate su eventi tipo A forniscono sempre POD e FAR più bassi rispetto alle analisi su eventi tipo B, e CSI in genere più alti;
- Le performance delle tecniche RTCM non sono direttamente correlabili con le performance ottenute dai corrispondenti modelli idrologici implementati. Ciononostante le tecniche di previsione che forniscono i risultati globalmente migliori, hanno generalmente alla base modelli idrologici che hanno mostrato una buona capacità nel riprodurre la forma dell'idrogramma e il picco di piena.
- Per gli eventi tipo A oltre le 9 ore le differenze tra i metodi di previsione non sono più significative, in particolare per il Foddeddu.

Le prove eseguite sono state completate nel capitolo 6 successivo, indagando la variabilità delle performance adottando diversi valori della portata critica Q_c , e confrontando i risultati ottenuti dalle tecniche RTCM con quelli ottenuti dalle più complesse metodologie RFTDM proposte.

Capitolo 6

Previsione delle Flash Floods attraverso modello idrologico distribuito fisicamente basato e soglie di frequenza delle portate

6.1 Introduzione

Come molte aree semiaride, i bacini del Mediterraneo sono caratterizzati da complesse risposte idrologiche, infatti oltre alla stagionalità delle precipitazioni, si aggiunge l'imprevedibilità dei fenomeni meteorologici di natura convettiva ed orografica, unite all'eterogeneità spaziale delle proprietà dei suoli, vegetazione e topografia. Ciò è fonte di una grande incertezza sulle condizioni di umidità del bacino prima dell'inizio di un evento di precipitazione. Inoltre la forte non linearità della relazione tra pioggia e corrispondente deflusso, non sempre risulta interpretabile con sufficiente accuratezza attraverso modelli concettuali ad evento. In quest'ottica una valida alternativa è rappresentata dalla modellazione in continuo dei vari processi idrologici di bacino, che possa quantificare i flussi verticali e la loro redistribuzione laterale a scala oraria o sub-oraria, correlandoli ai processi di superficie, sub-superficiali o sotterranei (Camporese et al., 2010, Ivanov et al., 2004b, VanderKwaak and Loague, 2001). Questi modelli devono avere la capacità di riprodurre a diverse scale temporali e spaziali i differenti stati del bacino durante i periodi asciutti, quelli umidi e quelli intermedi, e simulare i differenti meccanismi con cui si possono generare le componenti di deflusso.

L'utilizzo di un modello idrologico distribuito risulta ormai favorito dalla possibilità di accedere ad un gran numero di informazioni spaziali con l'utilizzo dei software GIS, esso è inoltre potenzialmente applicabile con ragionevole successo per la previsione delle *Flash Floods* anche in aree

non strumentate. Cionondiméno la sua applicazione richiede rispetto ad un modello concettuale dei tempi decisamente molto più lunghi di preparazione e calibrazione, nonché una grande mole di dati spaziali che devono essere processati (modelli digitali di terreno, mappe pedologiche e di copertura dei suoli, etc.).

D'altra parte bisogna evidenziare che, lavorare con un maggior dettaglio e con un numero maggiore di informazioni non vuol dire necessariamente ottenere risultati migliori. A supporto della nostra esperienza discussa nel capitolo 4, ad esempio, lo studio internazionale *Distributed Model Intercomparison Project, DMIP 2* (Smith et al., 2012) ha mostrato che quando si lavora su bacini di piccola scala, la modellazione distribuita non offre un sicuro vantaggio rispetto all'utilizzo di un modello concettuale ben calibrato e con una solida base teorica. I risultati ottenuti da vari altri autori sono comunque spesso contrastanti, infatti ad esempio gli studi di Moore et al. (2006) suggeriscono che per la previsione degli eventi estremi i modelli distribuiti forniscono una risposta del bacino più accurata rispetto ai modelli concettuali; d'altra parte molti modelli idrologici forniscono risultati buoni in zone umide, ma non in zone aride o semi-aride a causa della complessità dei processi idrometeorologici: generalmente infatti le zone aride e semiaride sono altamente dinamiche, e prolungati periodi asciutti o umidi possono cambiare l'idrologia di bacino (e pertanto le caratteristiche del modello idrologico) (Pilgrim et al., 1988). In ogni caso un vantaggio della modellazione distribuita deriva dal poter ricavare informazioni idrologiche anche in punti interni del bacino¹, tant'è che alcuni studi hanno evidenziato come un modello distribuito ben preparato e calibrato considerando le portate osservate alla sezione di chiusura del bacino, è in grado di simulare le portate nei nodi interni del reticolo con una discreta accuratezza (Reed et al., 2007).

In questo capitolo vengono proposte e testate alcune metodologie di previsione delle piene, basate sull'implementazione di un modello idrologico distribuito fisicamente basato, che abbiamo classificato come: *RFTDM, Runoff and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling*. Il principio di funzionamento è quello di una catena previsionale, in cui la precipitazione prevista viene utilizzata come input del modello (che gira in continuo sui dati osservati in tempo reale), che avendo una velocità di simulazione più rapida dei processi reali di bacino (700:1 per l'Araxisi, 2000:1 per il Foddeddu, su architettura Intel I7 con 8 core), può fornire con adeguato anticipo informazioni sul possibile superamento della portata critica. Oltre a questo approccio che abbiamo chiamato *metodo diretto*, è stato proposto e testato un approccio basato sull'analisi di frequenza delle portate estreme osservate e simulate, che abbiamo chiamato *metodo statistico*, in cui le analisi di criticità vengono eseguite nel dominio delle frequenze anziché in quello delle portate.

I vantaggi auspicabili dall'applicazione di quest'ultimo approccio sono:

¹Nella parte finale del presente capitolo, vengono discusse alcune criticità relative all'accuratezza delle portate simulate da un modello idrologico distribuito nei nodi del reticolo idrografico interni al bacino, in relazione al campo di precipitazione utilizzato come forzante.

1. Miglioramento delle performance della procedura di previsione, in quanto viene implicitamente corretto il bias del modello. Il modello a questo punto necessiterebbe di una calibrazione meno spinta, in quanto diventa essenziale solo la capacità di ordinare le severità degli eventi e non la previsione esatta della magnitudine;
2. Possibilità di definire la soglia di frequenza critica sfruttando non solo dati di portata nota, ma anche informazioni sul mero accadimento di eventi critici. In tal modo possono rientrare nelle analisi, ad esempio, i casi di danneggiamento strumentale a seguito di piena, così come informazioni qualitative da annali, giornali, o qualsiasi altro strumento di memoria storica;
3. Creazione, per gli eventi previsti, di mappe di allerta contenenti informazioni probabilistiche sulla criticità da Flash Flood nei punti interni del bacino.

6.2 Descrizione del modello idrologico *tRIBS*

Il modello utilizzato è il *TIN based Real Time Integrated Basin Simulator*, tRIBS (Ivanov et al., 2004a,b) messo appunto dal *Ralph M. Parsons Laboratory, Massachusetts Institute of Technology*. Si tratta di un modello idrologico a parametri distribuiti (*DHM, Distributed Hydrological Model*) "completo" dal punto di vista idrologico, pertanto capace di rappresentare in continuo i differenti processi idrologici di bacino.

Il modello rappresenta la topografia del terreno attraverso una maglia triangolare, TIN (*Triangular Irregular Network*), che diventa anche la base computazionale, consentendo una riduzione notevole del numero di nodi rispetto ai modelli basati su GRID, e di conseguenza una riduzione notevole del tempo di esecuzione e delle risorse impegnate dalla CPU² (punto critico per tutti i DHM). In effetti con un TIN la topografia può essere rappresentata con una maglia multi-risoluzione, in cui i nodi sono più vicini laddove la topografia è complessa e più lontani nelle aree piane e omogenee. Gli elementi alla base della maglia computazionale sono i Voronoi, che consentono di riprodurre correttamente gli elementi lineari come il reticolo idrografico e gli ostacoli bidimensionali (figura 6.1).

Secondo l'approccio di Ivanov et al. (2004b) le equazioni di base sono risolte alle differenze finite su un volume di controllo corrispondente a ciascun voronoi, considerando le dinamiche locali e gli scambi di massa in modo tale da riprodurre la risposta idrologica spaziale dell'intero bacino. In ciascun elemento, il modello simula esplicitamente i differenti processi del ciclo idrologico (figura 6.2):

- L'intercezione della copertura vegetale è calcolata seguendo il modello di bilancio di Rutter et al. (1971–1972, 1975);

²Il modello può peraltro essere utilizzato sia in modalità seriale che in modalità parallela, consentendo di sfruttare appieno le capacità delle architetture multiprocessore.

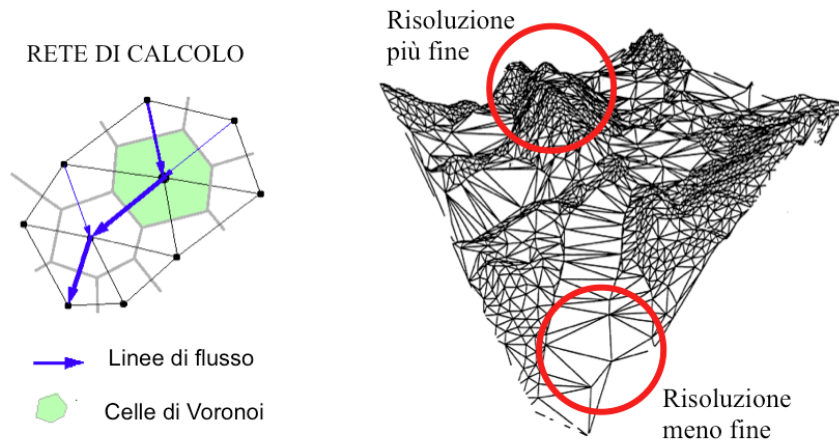


FIGURA 6.1: Rete computazionale di calcolo: a sinistra i poligoni di Voronoi, a destra una rappresentazione del terreno eseguita con maglia TIN.

- Il bilancio della radiazione e dell'energia superficiale è calcolata attraverso un approccio combinato: equazione di Penman-Monteith (Monteith et al., 1965, Penman, 1948), metodo del gradiente, modello *force-restore* di Hu and Islam (1995), Lin (1980);
- L'evapotraspirazione è stimata attraverso 3 componenti (Wigmosta et al., 1994): evapotraspirazione dalla copertura vegetale umida, traspirazione della vegetazione ed evaporazione dal suolo nudo (Deardorff, 1978);
- Il processo di infiltrazione è basato sull'ipotesi che in un suolo eterogeneo e anisotropo il flusso è dominato dalla gravità (Cabral et al., 1992). I differenti livelli di saturazione nella colonna di suolo seguono l'evoluzione dei fronti di umidità nella zona non satura (Morel-Seytoux and Khanji, 1974, Neuman, 1976), in accoppiamento con le profondità variabili della tavola d'acqua nella zona satura. Il flusso laterale nella zona insatura e nella falda sono veicolati dalla topografia e dal suolo durante i periodi piovosi e nei periodi intermedi (Childs and Bybordi, 1969, Smith et al., 1993). In accordo con i processi descritti, la generazione del deflusso è possibile attraverso 4 differenti meccanismi: eccesso d'acqua per saturazione, eccesso d'acqua da infiltrazione, flusso proveniente dalla percolazione nello strato sub-superficiale ed exfiltrazione dalla falda;
- Il processo di *routing* è suddiviso in due parti: routing idrologico non lineare nei versanti; onda cinematica e modellizzazione del trasporto e della dispersione nei canali.

I parametri del modello possono essere divisi in tre gruppi:

- Routing (parametri uniformi nello spazio);
- Suolo (parametri variabili nello spazio);
- Vegetazione (parametri variabili nello spazio).

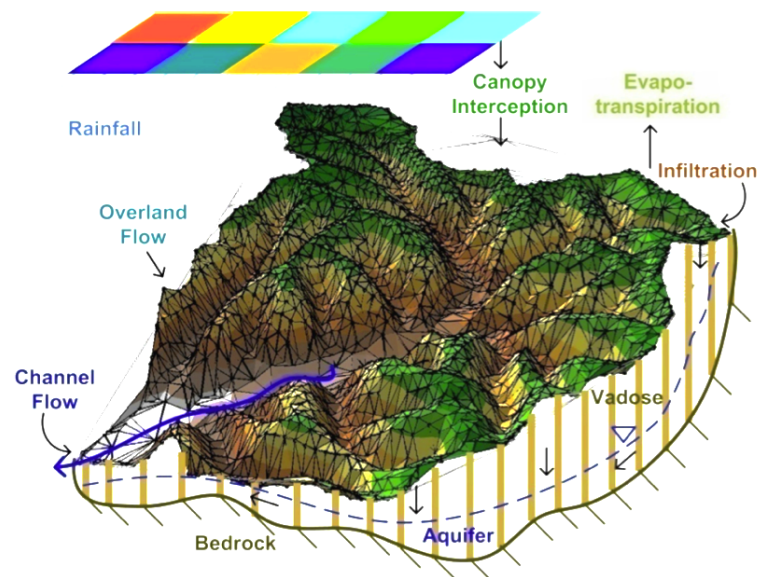


FIGURA 6.2: Schematizzazione dei processi idrologici rappresentati nel tRIBS (Ivanov et al., 2004a,b).

Gli input del tRIBS sono:

- Mappa del modello digitale del terreno in formato *TIN*;
- Mappa dei suoli in formato *GRID*;
- Mappe uso suolo in formato *GRID*;
- Profondità del substrato roccioso in formato *GRID* o costante nello spazio;
- Altezza iniziale della tavola d'acqua in formato *GRID*;
- Dati di precipitazione in formato *GRID* (dati da radar o modello meteorologico) oppure dati puntuali in specifiche posizioni spaziali (pluviografi);
- Dati meteorologici (pressione atmosferica, umidità relativa, etc..) in specifiche posizioni spaziali.

Le mappe in formato *GRID* possono essere fornite a diverse risoluzioni spaziali, in quanto il modello prima dell'esecuzione, esegue un preprocessing con l'interpolazione spaziale sulla maglia di calcolo. La precipitazione e i dati meteorologici vengono forniti a specifiche risoluzioni temporali (tipicamente a scala oraria); nel presente lavoro la precipitazione ai pluviografi è stata fornita a scala temporale di un quarto d'ora, ed è tra i primi casi in cui il modello viene testato in modo intensivo a scala inferiore all'ora. Per una descrizione dettagliata dei processi fisici simulati dal modello si può fare riferimento ad Ivanov et al. (2004a,b) oltre alle pubblicazioni già citate, mentre per il suo utilizzo e la preparazione di un caso studio si può utilizzare il materiale presente al sito <http://vivoni.asu.edu/tribs.html>.

Il modello può determinare l'evapotraspirazione potenziale direttamente a partire dai dati meteorologici (umidità relativa, radiazione solare, etc.) attraverso le formule di Penman-Monteith, Deardorff o Priestly-Taylor, oppure può accettare in input direttamente i dati di evapotraspirazione potenziale che vengono poi convertiti in evapotraspirazione reale sulla base dello stato di umidità dei suoli.

Il modello è in grado di fornire vari tipi di output, ad esempio:

1. Serie temporali di portata e livelli in alveo, alla sezione terminale o in punti interni del reticolo idrografico;
2. Serie temporali di differenti variabili idrologiche (profondità della falda, umidità del suolo al di sopra della falda, umidità relativa, etc.) in definiti nodi del TIN oppure mediate spazialmente sul dominio;
3. Mappe spaziali di differenti variabili idrologiche (deflusso superficiale, profondità del fronte umido, massima intensità di precipitazione, etc.) a precisi istanti o integrati nei periodi simulazione.

Il *tRIBS* è stato utilizzato ad oggi in diverse configurazioni e a diversi scopi tra cui: simulazioni continue attraverso l'uso di campi NEXRAD (Ivanov et al., 2004a,b); simulazioni ad evento per la modellazione di idrogrammi con l'utilizzo di campi radar previsti in nowcasting (Vivoni et al., 2006); studio della risposta idrologica a campi di precipitazione ottenuti con differenti tecniche di downscaling (Forman et al., 2008, Mascaro et al., 2010); simulazioni continue di scenari per la valutazione del cambiamento climatico (Liuzzo et al., 2009, Piras, 2014).

Recentemente il codice del modello è stato modificato per il funzionamento in parallelo, in modo da poter sfruttare le risorse delle piattaforme multiprocessore.

6.3 Modello digitale di terreno: da *GRID* a *TIN*

Il modello digitale di terreno utilizzato dal *tRIBS* è un TIN, derivato a partire dal DEM a maglie quadrate $10\text{ m} \times 10\text{ m}$, acquisito dal geoportale della *RAS* (capitolo 5). La conversione da GRID a TIN, come tutti i processi di aggregazione delle informazioni contenute in un DEM ad una determinata risoluzione spaziale, è estremamente delicata in quanto la topografia esercita un ruolo primario sull'evoluzione dei processi idrologici a livello di versante, reticolo fluviale e sottosuolo. Il problema è di derivare un TIN (multirisoluzione) con un dettaglio sufficiente a descrivere accuratamente i processi idrologici da parte del modello nelle diverse parti del bacino, minimizzando il numero di nodi di calcolo e velocizzando la corrispondente velocità di calcolo. L'approccio seguito per la conversione da GRID a TIN è stato suggerito da Vivoni et al. (2005) specificamente per il

tRIBS, ed è stato validato su svariati bacini americani e su un altro importante bacino sardo il Fluminimannu (Piras, 2014).

La generazione del TIN consiste fondamentalmente nel selezionare un sottoinsieme di nodi del GRID originario ed effettuare una triangolazione 3D dei punti. La procedura identifica dapprima le piane alluvionali (i.e. *floodplain*) vicino al reticolo idrografico principale, realizzando un buffer intorno a questo a risoluzione più elevata (figura 6.3), in modo da rappresentare in dettaglio i forti scambi umidità dei suoli e la loro redistribuzione (Bedient and Huber, 1992, Ivanov et al., 2004b).

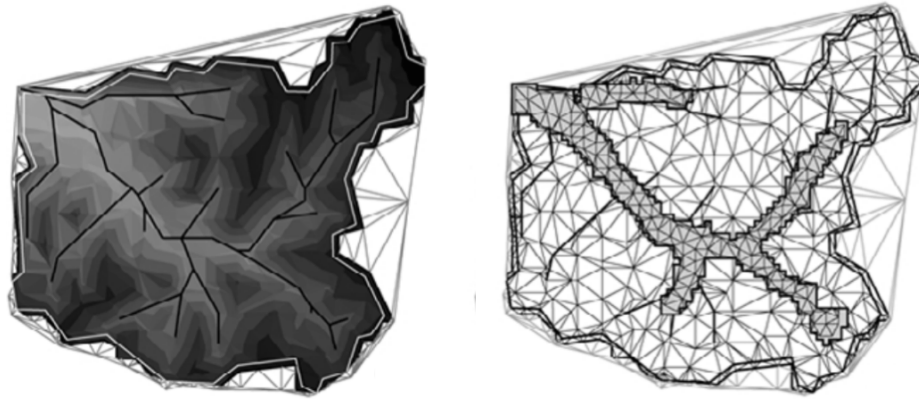


FIGURA 6.3: Esempio di rappresentazione del modello digitale del terreno tramite TIN. A sinistra, la superficie del terreno (in scala di grigi) con evidenziato il reticolo idrografico principale (linee nere). A destra, l'illustrazione del corrispondente TIN e delle piane alluvionali per le quali viene utilizzata una maggiore risoluzione (Ivanov et al., 2004b).

Il criterio di selezione dei punti del GRID mira a preservare la pendenza dei versanti ed è conosciuto come *Drop Heuristic Method* (*DH*, Lee (1991)), operativamente per le zone aspre e accidentate viene mantenuta una risoluzione alta, mentre per le zone più piatte la risoluzione viene abbassata. Nel presente lavoro viene applicato una variante del *DH* (Vivoni et al., 2005) che consiste nell'aggiungere ricorsivamente nodi al TIN (presi dal GRID), e porta ad avere piccole differenze tra il TIN e il DEM originale. Vengono in generale definite quattro quantità:

- Densità dei punti orizzontale:

$$d = \frac{n_{tin}}{n_{grid}} \quad (6.1)$$

- Accuratezza del TIN:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (z_{grid}^i - z_{tin}^i)^2} \quad (6.2)$$

dove n e z rappresentano rispettivamente il numero e le quote dei nodi del GRID originale e del TIN derivato, e N il numero totale dei nodi nel bacino. Naturalmente come il livello di aggregazione cresce e il dettaglio topografico diminuisce, RMSE aumenta;

- Risoluzione della cella equivalente, ovvero una lunghezza scala definita come la distanza spaziale media tra i punti del TIN:

$$r_e = \sqrt{\frac{A}{n_{tin}}} = \frac{r}{\sqrt{d}} \quad (6.3)$$

dove r è la risoluzione del GRID e A è l'area del bacino. Per valori di d prossimi a 1, r_e si avvicina alla risoluzione della cella originaria; per piccoli valori di d , r_e si avvicina a $1/\sqrt{d}$;

- Tolleranza verticale tra nodi del TIN e del GRID:

$$z_r = \max(z_{grid}^i - z_{tin}^i) \quad (6.4)$$

Si noti che sollevando la soglia z_r si ottiene un TIN con risoluzione più bassa (si riduce d , eq. 6.1) e diminuisce l'accuratezza (aumenta RMSE, eq. 6.2). Per ricercare il miglior compromesso tra aggregazione spaziale e onere computazionale, sono stati creati un certo numero di TIN con differenti risoluzioni spaziali, e sono stati analizzati al variare dell'errore verticale massimo z_r , la densità orizzontale di punti d e la corrispondente accuratezza del TIN.

Nella figura 6.4 vengono riportate le relazioni tra z_r , d e $RMSE$, rispettivamente per il bacino dell'Araxisi e del Foddeddu. Il TIN scelto per entrambi i casi è stato ricavato con un $z_r = 3$ m, a cui corrispondono circa 80000 nodi per l'Araxisi e 30000 per il Foddeddu (circa il 3% dei nodi del DEM originario), con valori del $RMSE$ rispettivamente di 2.46 e 1.86 metri, e una dimensione della cella equivalente r_e pari a 38.9 e 42 metri (tabella 6.1).

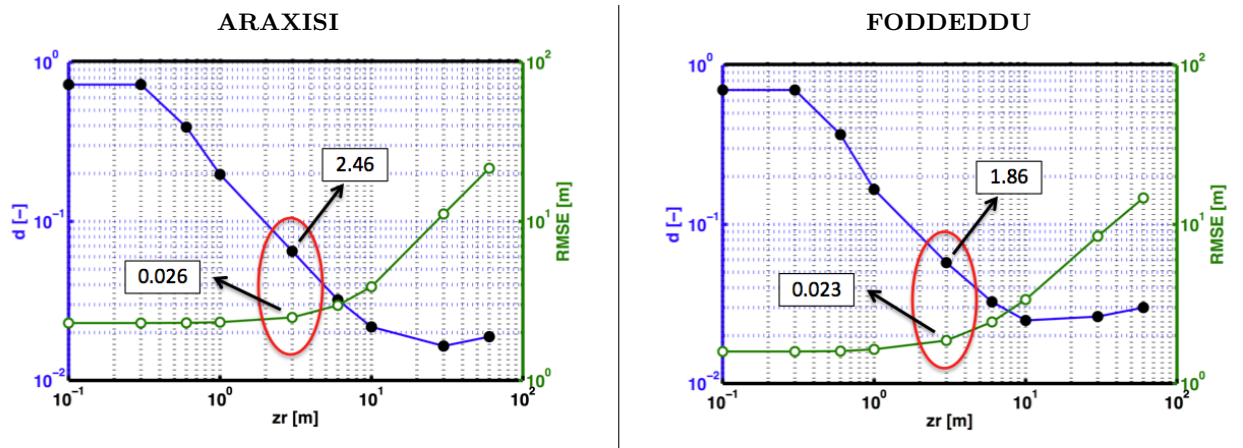


FIGURA 6.4: Relazione tra l'accuratezza verticale z_r (massima differenza di quota tra il TIN e il DEM) e la densità di punti orizzontale d (in blu) e l'accuratezza del TIN $RMSE$ (in verde). In evidenza i risultati di d e $RMSE$ corrispondenti a $z_r = 3$ m (corrispondente alla risoluzione scelta per il TIN in entrambi i bacini).

Bacino	z_r [m]	n_g	n_t	d [-]	RMSE [m]	z_e [m]
Araxisi	3	1219415	79262	0.026	2.49	38.9
Foddeddu	3	525798	30286	0.023	1.86	42

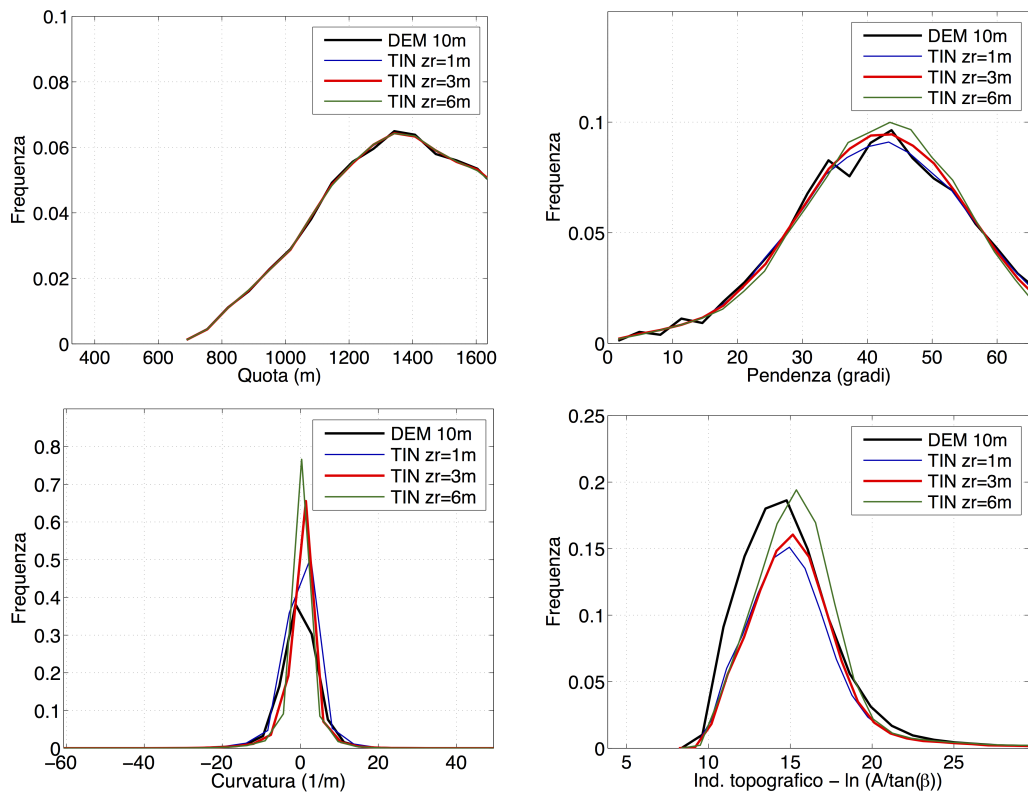
TABELLA 6.1: Caratteristiche geometriche del GRID originario e del TIN derivato.

In figura 6.5 il TIN adottato ($z_r = 3$ m) è stato messo a confronto con i TIN corrispondenti a $z_r = 1$ m e $z_r = 6$ m, e con il GRID originario a 10 m, e gli effetti dell'aggregazione sono analizzati in termini di distribuzione di frequenza di quote, pendenze, curvature e indice topografico. Si ricorda che l'indice topografico viene definito come $\lambda = \ln(A/\tan\beta)$, dove A è l'area contribuyente per unità di larghezza associata ad ogni pixel e $\tan\beta$ la pendenza locale della superficie: in pratica è una stima della distribuzione spaziale dell'umidità del suolo (quando l'area contribuyente aumenta e la pendenza diminuisce, l'indice topografico e il contenuto di umidità del suolo aumentano).

I risultati sono analoghi a quelli trovati da altri autori (Arnone et al., 2011, Piras, 2014), in particolare le *pdf* delle quote mostrano degli andamenti pressoché identici (tra DEM e TIN derivati), e le pendenze hanno dei trend molto simili in quasi tutto il campo di variazione, come era prevedibile avendo adottato il criterio DH per l'aggregazione dei punti del TIN, che tende a preservare la distribuzione spaziale delle pendenze. È interessante notare invece come all'aumentare dell'indice topografico gli andamenti delle *pdf* si avvicinino tra loro, questo effetto è dovuto alla risoluzione multipla del TIN e al fatto di avere incrementato la risoluzione nelle *floodplains* vicino al reticolo idrografico principale, laddove sono maggiori le aree contribuyente e minori i gradienti della pendenza (quindi maggiore l'indice topografico). D'altra parte possiamo notare che la curvatura è la caratteristica che appare maggiormente influenzata dall'aggregazione dei punti del TIN, e che richiede la maggior informazione spaziale possibile.

In ogni caso si ritiene che l'indice topografico sia il parametro maggiormente rappresentativo del buon compromesso tra sforzo computazionale e livello di dettaglio del terreno, in quanto rende conto della capacità del modello di rappresentare la distribuzione spaziale dell'umidità dei suoli. In conclusione possiamo affermare che il TIN adottato ha la capacità di descrivere adeguatamente quote, pendenze, curvature e indici topografici del DEM originario, e pertanto rappresentare la risposta idrologica a scala di bacino.

ARAXISI



FODDEDU

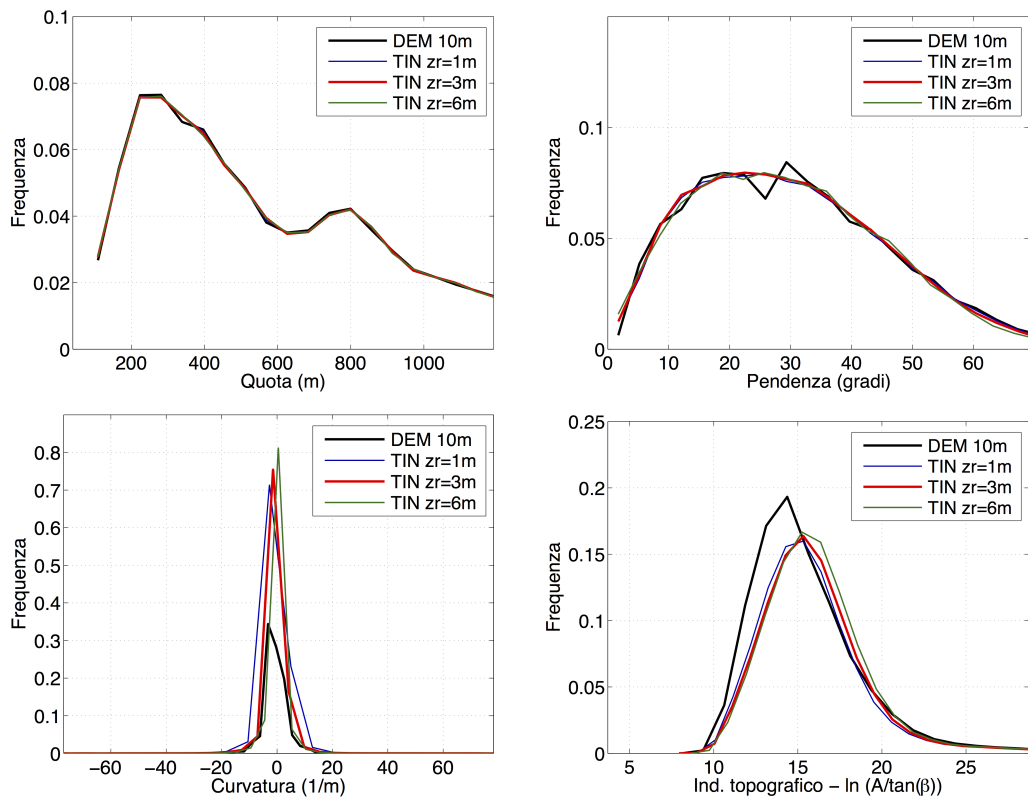


FIGURA 6.5: Confronto fra le distribuzioni di frequenza delle quote, pendenze, curvatures e indice topografico del DEM originale a 10m e tre differenti TIN derivati corrispondenti a $z_r=1, 3, 6$ m.

6.4 Dati di input e di riferimento, e periodi di simulazione

Come descritto nei paragrafi precedenti il tRIBS è in grado di utilizzare diversi tipi di input di precipitazione e dati meteorologici, mentre per simulare la dinamica dei processi in tutte le condizioni, le equazioni del modello necessitano di dati pioggia a risoluzione temporale almeno oraria. I dati di precipitazione ad alta risoluzione registrati alle stazioni pluviografiche di Desulo e Sorgono per l'Araxisi, e Arzana, Lanusei e Sicca d'Erba per il Foddeddu (di cui alla sezione 3.2.1) sono stati scelti come input per il modello. Al fine di effettuare simulazioni continue sufficientemente lunghe sono state utilizzate le serie ricostruite come descritto alla sezione 3.6.1, riaggregate a scala temporale di 15 minuti. I dati sono stati inseriti fornendo al modello la posizione dei pluviografi, cosicché la variabilità spaziale della precipitazione viene ricostruita dal modello stesso attraverso un'interpolazione basata sui poligoni di Thyessen.

Essendo impossibile reperire o ricostruire i dati meteorologici a scala oraria per il periodo delle simulazioni, è stato deciso di utilizzare come input del modello direttamente l'evapotraspirazione potenziale a scala oraria ricostruita, come descritto alla sezione 3.5, a partire dalle temperature giornaliere registrate alle stesse stazioni pluviografiche; il modello effettua quindi la conversione in evapotraspirazione reale in funzione dello stato di umidità del bacino. In questo caso la continuità delle serie storiche è stata ricostruita secondo quanto descritto alla sezione 3.6.3.

Gli idrogrammi registrati alle sezioni di chiusura di Ortosciavico e Corongiu, ricavati dalle osservazioni idrometriche come descritto nella sezione 3.2.2, sono stati assunti come riferimento per la calibrazione e la validazione del modello, nonché per i test sulla procedura di previsione delle piene improvvise. In particolare sono state considerate le serie storiche di portata ricostruite secondo quanto descritto alla sezione 3.6.2, ricampionate a passo di 3.75 minuti per renderle congruenti con l'output del tRIBS.

Per le simulazioni sono stati considerati dei periodi continui lunghi almeno 6 mesi di concomitante osservazione di precipitazione ed evapotraspirazione, che vengono riportati in tabella 6.2. Si noti che l'ultima colonna della tabella indica i periodi di contemporanea osservazione di portata, utilizzati per la validazione.

6.5 Definizione e calibrazione dei parametri

Per un modello fisicamente basato completo, la definizione dei parametri del *routing* nei canali e nei versanti, delle proprietà idrauliche e termiche dei suoli e delle proprietà della copertura vegetale, è un processo delicato e solitamente piuttosto lungo e articolato. In generale la calibrazione del modello ha come obiettivo che le sue componenti simulino correttamente i processi idrologici e che i parametri conservino il loro significato fisico. D'altra parte i risultati sono sempre influenzati da numerose fonti di incertezza nella qualità dei dati utilizzati, nei parametri e nella struttura

	Durata periodi di pioggia [anni/mesi/giorni]	Data di inizio	Data di fine	Periodi di portata
Araxisi				
	03/03/10	1930/09/22	1934/01/01	-
	00/05/25	1937/09/24	1938/03/21	1937
	04/00/04	1938/12/27	1943/01/01	1940
	00/08/13	1945/01/09	1945/09/24	-
	25/02/18	1945/09/28	1970/12/16	1947-1970
	12/10/07	1970/12/28	1983/11/06	1971-1973, 1975-1976, 1980, 1982, <i>bi</i>
	17/07/10	1985/05/21	2002/12/31	-
<i>Durata totale</i>	<i>64/01/27</i>			
Foddeddu				
	00/09/23	1932/03/21	1933/01/13	-
	00/06/08	1937/01/31	1937/08/10	<i>bi</i>
	01/11/30	1940/01/01	1942/01/01	<i>bi</i>
	30/04/01	1951/01/01	1981/05/03	1965-66, 1972-80, <i>bi</i>
	00/09/18	1982/01/18	1982/11/07	1982
	02/02/10	1982/11/09	1985/01/18	1982
	17/11/09	1985/01/20	2002/12/31	-
<i>Durata totale</i>	<i>54/06/19</i>			

TABELLA 6.2: Periodi continui di precipitazione osservata (e concomitante evapotraspirazione) per il bacino dell'Araxisi e del Foddeddu. Nell'ultima colonna si riportano i corrispondenti periodi di osservazione della portata; *bi* sta per periodi di osservazione brevi e discontinui.

del modello, il che porta spesso ad ottenere dei "buoni" risultati (rispetto ai dati di riferimento) con valori dei parametri anche piuttosto differenti rispetto ai valori di letteratura corrispondenti alle caratteristiche del bacino, e pertanto se ne perde in parte il significato fisico.

L'approccio adottato mira a determinare i parametri che maggiormente influenzano i processi idrologici del bacino e combina successivamente procedure di calibrazione di tipo manuale ed automatico, analizzando dapprima periodi di osservazione relativamente lunghi (circa 6 mesi) e successivamente in affinamento singoli eventi relativi a periodi piuttosto brevi (dell'ordine di 10 giorni). Si tratta di un processo prevalentemente basato sulla portata osservata alla sezione di chiusura e include vari passi, al fine di analizzare i parametri che possono influenzare un regime idrologico piuttosto che un altro. La procedura di calibrazione dei parametri del tRIBS qui eseguita è principalmente basata sulle linee guida di [Ivanov et al. \(2004a\)](#).

6.5.1 Scelta dei periodi su cui condurre la calibrazione del modello

Per la selezione del periodo di calibrazione è stata attentamente esaminata la serie storica a disposizione (vedi tabella 6.2), cercando di soddisfare contemporaneamente 4 condizioni fondamentali:

1. Periodo selezionato con meno ricostruzioni possibili della precipitazione e possibilmente con tutti i pluviografi attivi contemporaneamente, oltre naturalmente alla contemporanea presenza di portate;

2. Volumi di pioggia e di portata osservati il più possibile coerenti per l'intero periodo selezionato e in particolare sui singoli eventi ivi compresi;
3. Presenza di picchi di portata di una certa entità;
4. Portate del periodo selezionato il più possibile rappresentative dell'intera serie storica di portate osservate.

I punti 1 e 2 vengono considerati affinché le registrazioni dei pluviografi siano rappresentative della precipitazione effettivamente caduta sul bacino, infatti la difficoltà di catturare la variabilità spaziale della precipitazione con un numero ridotto di pluviografi è un problema particolarmente delicato anche in bacini di medio piccole dimensioni (come ampiamente discusso nel capitolo 4). A tale scopo per i possibili periodi candidati sono stati plottati gli andamenti della precipitazione cumulata insieme a quello delle portate cumulate (vedi figure 6.6(b), 6.7(b), 6.8(b)).

Il punto 3 è necessario in quanto il modello oltre a stimare correttamente l'evolvere dello stato di umidità del bacino, deve essere implementato in un modello di previsione delle piene, e pertanto deve simulare adeguatamente l'idrogramma di piena e i relativi picchi (vedi figure 6.6(a), 6.7(a), 6.8(a)). La finalità del punto 4 è invece che il modello lavori bene sotto tutte le possibili condizioni osservate, per effettuare questo controllo sono state utilizzate le curve durata-portata, che rappresentano appunto il tempo nel quale una determinata portata viene uguagliata o superata (vedi figure 6.6(c) e 6.7(c), 6.8(c)). Un'ulteriore condizione che i periodi dovevano soddisfare per essere candidabili per la calibrazione, è che la loro durata fosse di circa 6, 7 mesi, al fine di includere sia periodi di magra che eventi di una certa entità, ed essere abbastanza brevi da contenere l'onere di calcolo (fondamentale per i processi di calibrazione automatica).

Si evidenzia che per la scelta del periodo è stato dato maggior peso ai punti 1 e 2 rispetto ai punti 3 e 4, in quanto, in tutte le prove da noi effettuate, le incongruenze nell'andamento dei volumi piogge-portate hanno portato sempre a delle distorsioni nei risultati del processo di calibrazione. Nel caso dell'Araxisi ad esempio, per la calibrazione del modello è stato selezionato il periodo 1962/10/15 - 1963/04/31 (figura 6.6) e non il periodo 1965/11/01 - 1966/04/10 (figura 6.7), in quanto nonostante le curve di durata-portata siano meno rappresentative della serie storica, d'altra parte è evidente l'ottima congruenza nell'andamento temporale dei volumi di precipitazione e portate per tutto il periodo scelto, al contrario del secondo periodo. In figura 6.8 si riporta il periodo selezionato (1971/12/05 - 1972/06/25) per la calibrazione del modello sul bacino del Foddeddu.

Il modello è stato predisposto utilizzando le mappe pedologiche e di copertura del suolo in formato GRID (10m × 10m), con le macro-classi idrologicamente omogenee riaggregate secondo quanto descritto nel capitolo 3.1 (tabelle 3.3, 3.4 e 3.5), e assegnando inizialmente ai parametri i valori di letteratura corrispondenti. La profondità del substrato roccioso che influenza e vincola la distribuzione dell'altezza della falda, è stata considerata variabile spazialmente da 1 a 10 m, in

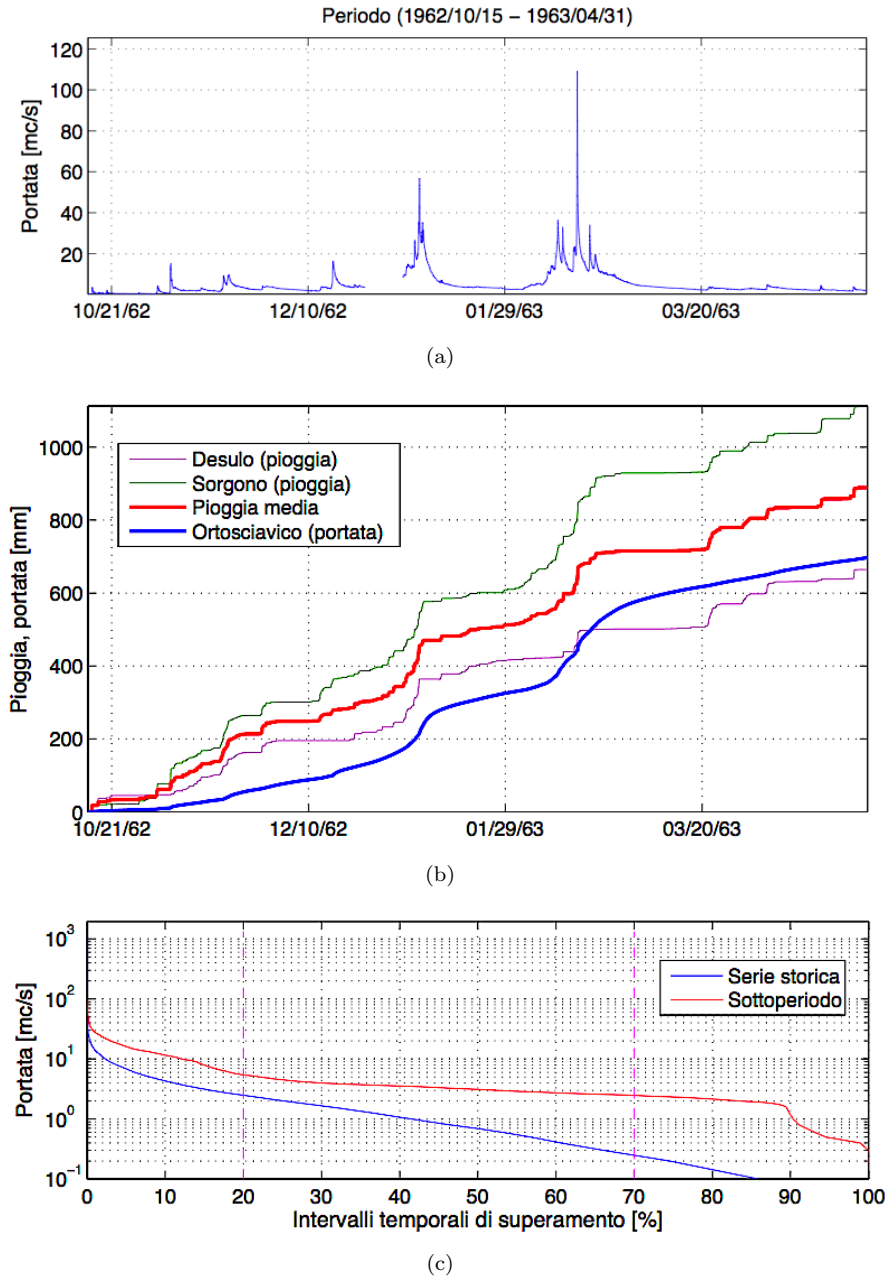


FIGURA 6.6: Periodo selezionato per la calibrazione del modello tRIBS sul bacino dell'Araxisi: (a) idrogramma delle portate relativo al periodo 1962/10/15 - 1963/04/31; (b) corrispondenti precipitazioni e portate cumulate; (c) curve durata-portata.

funzione delle quote, delle pendenze e delle aree di accumulo, secondo un algoritmo messo appunto dal *Land Surface Hydrology Research Group* dell'Università di Washington³. Nella figura 6.9 sono riportate le mappe della distribuzione spaziale della profondità del substrato roccioso utilizzate nelle simulazioni per i due bacini in studio. Si mette in particolare evidenza che la profondità della falda utilizzata come condizione iniziale di tutte le simulazioni effettuate, è stata determinata facendo girare il modello idrologico per un periodo di spin-up (circa 3 anni per l'Araxisi e 2.5

³La procedura è messa a disposizione con uno script *.aml per Arcmap all'indirizzo: http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/DHSVM/input_processing.shtml#streamandsoil

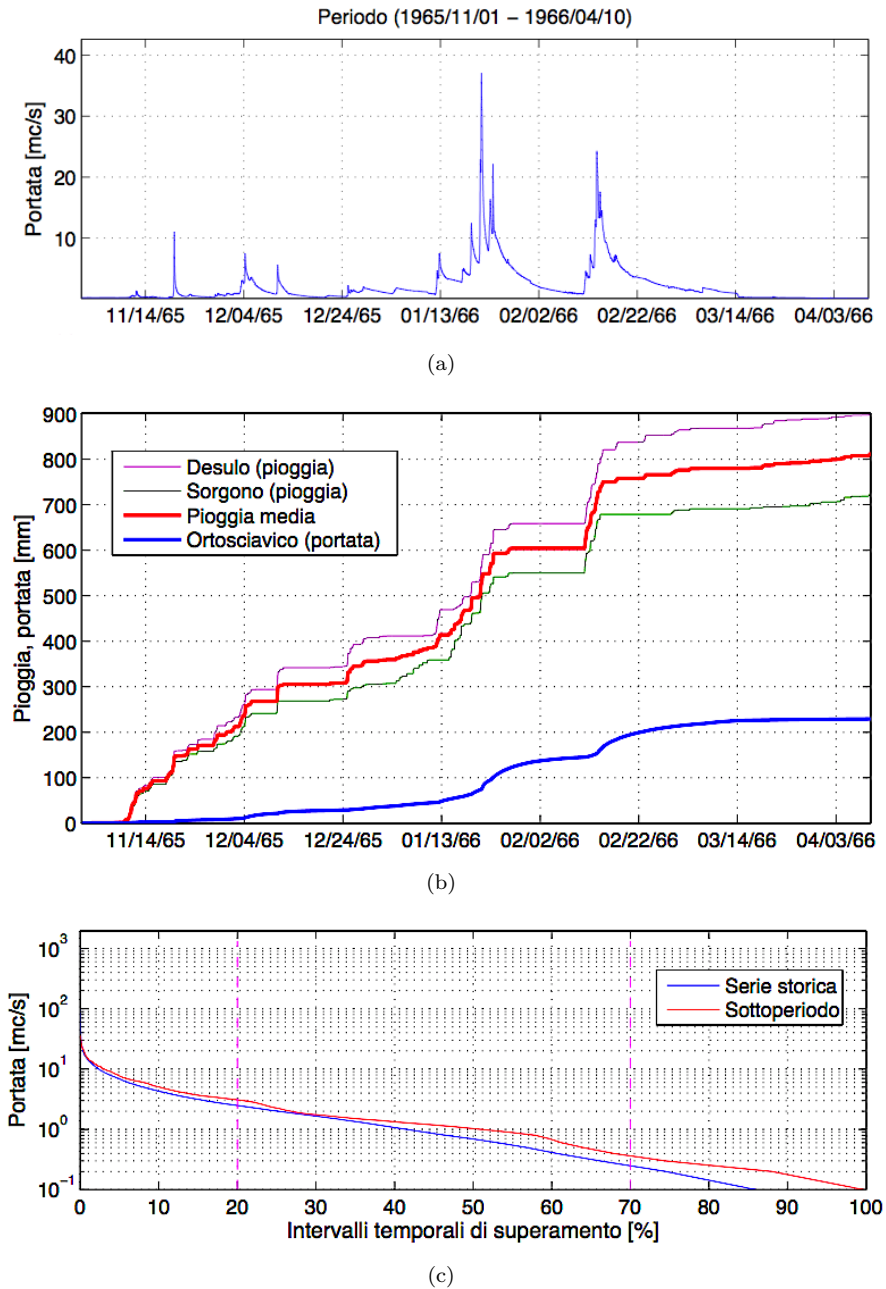


FIGURA 6.7: Possibile periodo di calibrazione del modello tRIBS sul bacino dell'Araxisi: (a) idrogramma delle portate relativo al periodo 1965/11/01 - 1966/04/10; (b) corrispondenti precipitazioni e portate cumulate; (c) curve durata-portata.

anni per il Foddeddu) a partire da un'altezza della tavola d'acqua iniziale pari a 80 cm sopra il substrato roccioso. Periodi di spin-up così lunghi sono necessari per via dei lenti flussi sotterranei verticali e la corrispondente stabilizzazione la falda.

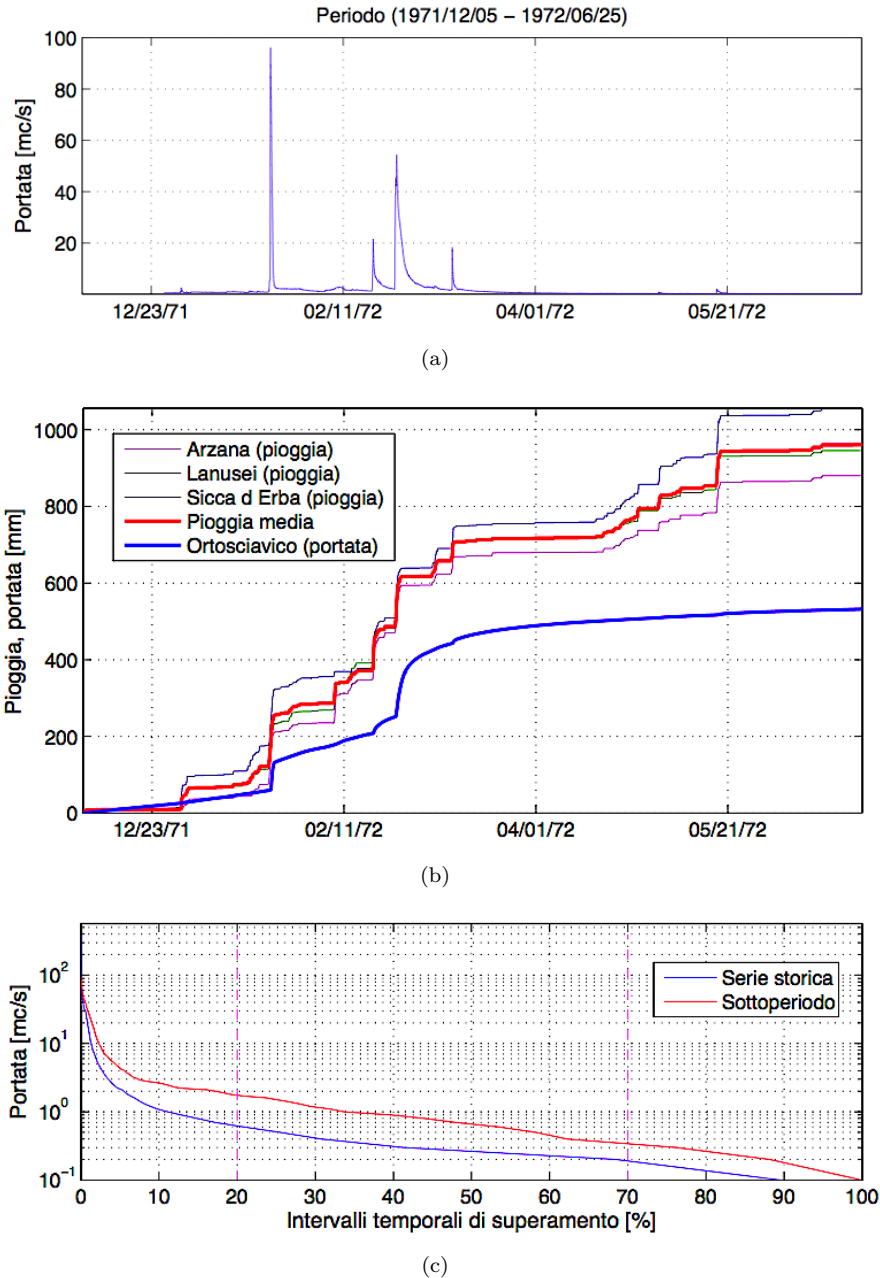


FIGURA 6.8: Periodo selezionato per la calibrazione del modello tRIBS sul bacino del Foddeddu: (a) idrogramma delle portate relativo al periodo 1971/12/05 - 1972/06/25; (b) corrispondenti precipitazioni e portate cumulate; (c) curve durata-portata.

6.5.2 Analisi di sensitività per la selezione dei parametri da sottoporre a calibrazione

Dal momento che il tRIBS dipende da un alto numero di parametri, inizialmente è stata valutata l'importanza di ciascuno di essi attraverso un'analisi di sensitività, in modo da ridurne il numero da sottoporre a calibrazione. In pratica è stato variato singolarmente ciascun parametro lasciando invariati gli altri, ed è stato valutato a quali parametri la risposta del modello fosse più sensibile e per quali poco influente; questo approccio trova ragione nel principio che solo un ridotto numero

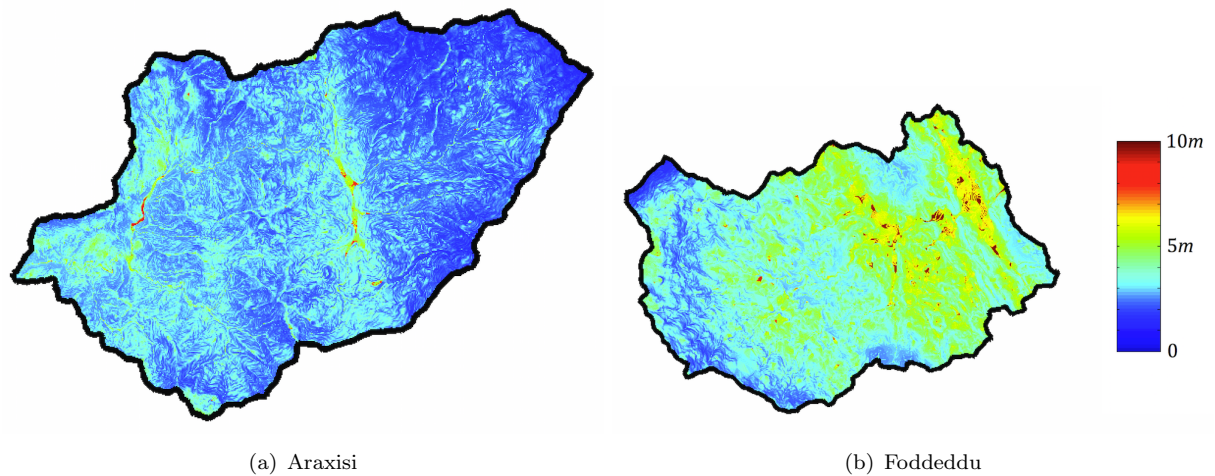


FIGURA 6.9: Mappe della distribuzione spaziale della profondità del substrato roccioso assunta per i bacini in studio.

di processi dominano sul resto (Ivanov et al., 2004a). È importante notare che l'analisi di sensitività è stata condotta sia preliminarmente, che dopo una prima calibrazione, al fine di individuare eventuali variazioni di sensibilità del modello dovuti alla diversa configurazione dei parametri.

Le analisi di sensitività hanno evidenziato una modesta rilevanza dei parametri dipendenti dalla copertura e dall'uso del suolo, rispetto ai parametri controllati dalle proprietà intrinseche dei suoli. In particolare la risposta idrologica in termini di portata alla sezione di chiusura (sia in condizioni quasi stazionarie che rapidamente variabili in concomitanza di eventi intensi) è risultata maggiormente sensibile ai seguenti parametri:

1. La conduttività idraulica satura alla superficie, K_s [mm/hr];
2. Il coefficiente di decadimento della conducibilità, f [mm⁻¹], che controlla la variazione di K_s con la profondità del suolo;
3. Il rapporto di anisotropia della conducibilità in condizioni di saturazione, A_s [-];
4. L'indice di distribuzione della dimensione dei pori, m [-].

Tali parametri controllano le variabili di stato del sistema: l'evolvere nel tempo dell'umidità del suolo e la formazione del deflusso. È da rilevare che la variazione di un altro importante parametro, Ψ_B , che controlla la pressione (negativa) di risalita capillare (i.e. *air entry bubbling pressure*), ha mostrato un'influenza trascurabile sull'idrogramma alla sezione di chiusura rispetto ai già citati parametri.

6.5.3 Significato e trattazione dei parametri selezionati

I primi 3 parametri, Ks , f , As , controllano il partizionamento del volume di pioggia e l'entità dei flussi laterali subsuperficiali, inoltre tali parametri sono altamente dipendenti fra loro, il che può portare, in fase di calibrazione a numerose possibili combinazioni (con possibile rilassamento del significato fisico dei parametri).

Alti valori di f contribuiscono ad una rapida risposta del bacino caratterizzata da idrogrammi con un'abbassamento della curva di recessione piuttosto brusco, inoltre favoriscono il deflusso dovuto all'eccesso d'acqua che non riesce ad infiltrarsi nel terreno. Per valori di f più bassi le code di recessione diventano più lunghe e cresce l'importanza di Ks nella risposta del suolo alla precipitazione. Ks e f in effetti controllano in maniera determinante l'andamento temporale della generazione del volume di deflusso: ad esempio un ritardo significativo tra il baricentro dello ietogramma e il corrispondente baricentro dell'idrogramma suggerisce in genere alti valori di Ks e bassi valori di f . Per tali motivi al fine di affinare la calibrazione di Ks e f , sono stati selezionati eventi di notevole intensità con flusso di base antecedente piuttosto basso.

As controlla gli scambi laterali subsuperficiali nella zona satura, a prescindere dall'effetto diretto dovuto a Ks e f . In particolare lunghe curve di recessione in zone con forti pendenze indicano bassi valori di anisotropia, mentre alti valori forniscono rapide convergenze dei flussi subsuperficiali dai versanti nel reticolo idrografico. Per la calibrazione di questo parametro è stata posta particolare attenzione ai periodi in cui il deflusso è alimentato prevalentemente dalla falda acquifera e dai flussi sub-superficiali di versante, pertanto non a ridosso temporale dell'evento piovoso.

D'altra parte il gradiente con cui il flusso di base diminuisce durante i periodi tra un evento e l'altro è fortemente dipendente da entrambi i parametri f e As : ad esempio alti valori di f e bassi di As identificano suoli più profondi ma con bassa conducibilità e pertanto curve di recessione rapidamente decrescenti e lunghi periodi di flusso di base praticamente costante. Per la calibrazione dei due parametri è stata prestata particolare attenzione ai periodi invernali senza occorrenza di pioggia.

Il quarto parametro, m , caratterizza la forma della curva di pressione capillare e controlla sia la capacità di flusso (permeabilità assoluta) che la ripartizione della fase liquida (permeabilità relativa) all'interno della distribuzione della dimensione dei pori. In particolare m aumenta al diminuire della permeabilità, della dimensione di grani, della porosità e in presenza di un povero assortimento della dimensione dei grani stessi. m pertanto condiziona la disponibilità d'acqua per le piante (influenzandone pertanto fortemente la crescita), ma da esso dipende direttamente anche il tasso di infiltrazione, la capacità di detenzione di acqua nel terreno e il suo stato di aerazione. Nel caso dei bacini in esame, m ha evidenziato un'influenza non trascurabile sulla risposta del bacino sia durante gli eventi che nei periodi intermedi; per un suo maggior controllo nel processo di calibrazione si è proceduto come per As .

Le nostre seppur limitate esperienze, hanno inoltre confermato l'opinione di importanti ricercatori (Smith et al., 2004b), circa la limitata influenza dei parametri del routing sugli errori di modellazione del processo afflussi-deflussi quando si utilizza un modello idrologico distribuito. Pertanto per tali parametri sono stati assunti i valori di letteratura senza ulteriori calibrazioni.

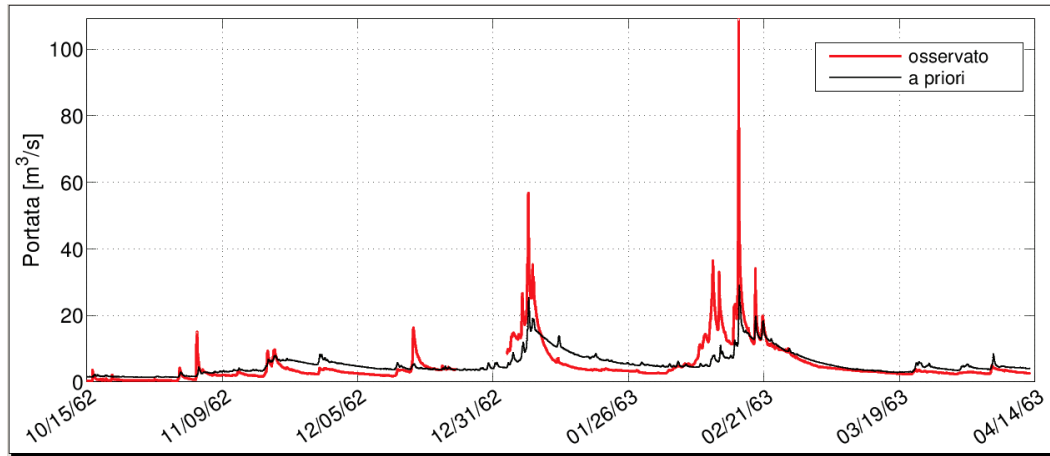
6.5.4 Calibrazione dei parametri selezionati

I parametri considerati a seguito dell'analisi di sensitività, Ks , f , m , As , sono stati oggetto di calibrazione per le sole macro classi pedologiche prevalenti: per l'Araxisi (figura 3.4), classe 1 (62.4%) e classe 2 (23.9%); per il Foddeddu (figura 3.5), la sola classe 2 (93.2%). Tale approccio ha consentito di ridurre l'onere computazionale, generalmente piuttosto critico nel caso di modelli distribuiti, tralasciando i fattori meno influenti sulla risposta del bacino.

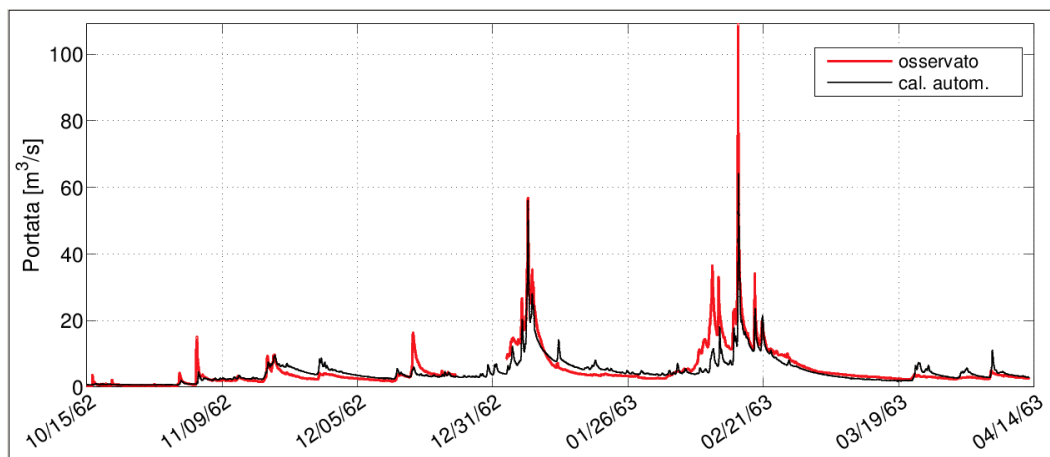
Nel seguito si riporta in dettaglio la procedura di calibrazione eseguita, con riferimento al bacino dell'Araxisi; per il Foddeddu è stata eseguita una procedura analoga, ma per brevità verranno riportati solo alcuni riferimenti e i risultati finali.

1. Vista la forte interdipendenza dei parametri, in prima battuta, è stata eseguita una procedura di calibrazione automatica sul periodo 1962/10/15 - 1963/04/31 (figura 6.6), ritenuto come sopra discusso il più congruente in termini di evoluzione temporale dei volumi di pioggia e portata. Come algoritmo di ottimizzazione è stato utilizzato lo *Shuffle Complex Evolution Method* (SCE-UA, Duan et al. (1992)), considerando come funzione obiettivo la *Nash Sutcliffe Efficiency* (eq. 2.1), e riaggregando la precipitazione e la portata a scala oraria. Tale metrica è stata considerata per ricercare una prima configurazione (di partenza) dei parametri adatta a riprodurre globalmente la forma dell'idrogramma osservato, di durata pari a circa 6 mesi. In questa fase per ciascuno dei quattro parametri è stato considerato un uguale valore per entrambe classi soggette a calibrazione: nel seguito tale configurazione verrà chiamata semplicemente *calibrata automaticamente*. Nelle figure 6.10(a), 6.10(b) per il periodo selezionato, viene mostrato un confronto tra le risposte del modello ottenute rispettivamente con la configurazione *a priori* e con la calibrazione automatica.
2. In seconda battuta sono stati considerati, oltre al periodo sopracitato, anche i periodi 1965/11/01 - 1966/04/10 (già rappresentato in figura 6.7) e 1960/10/20 - 1961/05/15, e sono stati eseguiti degli aggiustamenti manuali dei 4 parametri, considerandoli anche questa volta uguali per entrambe le classi 1 e 2, cercando di adattare la risposta del bacino all'idrogramma osservato nei tre casi. La correzione dei parametri è stata condotta in più passi individuando di volta in volta le parti dell'idrogramma complessivo più adatte per la calibrazione di ciascun parametro, seguendo i principi discussi alla sezione 6.5.3.

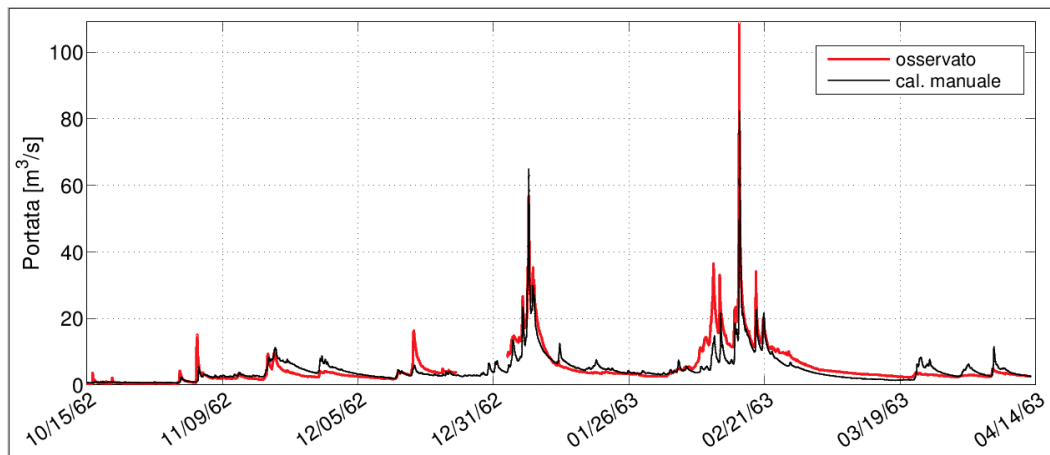
L'adattamento dell'idrogramma fornito dal modello a quello osservato è stato valutato sia visivamente che quantitativamente attraverso diverse metriche d'errore: il bias relativo **RB**



(a)



(b)



(c)

FIGURA 6.10: Confronto tra l'idrogramma osservato nel periodo 1962/10/15 - 1963/04/31 sul bacino dell'Araxisi e i corrispondenti idrogrammi generati dal tRIBS secondo 3 configurazioni dei parametri: (a) valori di letteratura per tutti i parametri, *configurazione a priori*; (b) uguale a punto precedente ma con Ks , f , As , m derivanti da *calibrazione automatica* eseguita sullo stesso periodo visualizzato; (c) uguale a punto precedente ma con *affinamento manuale* degli stessi 4 parametri.

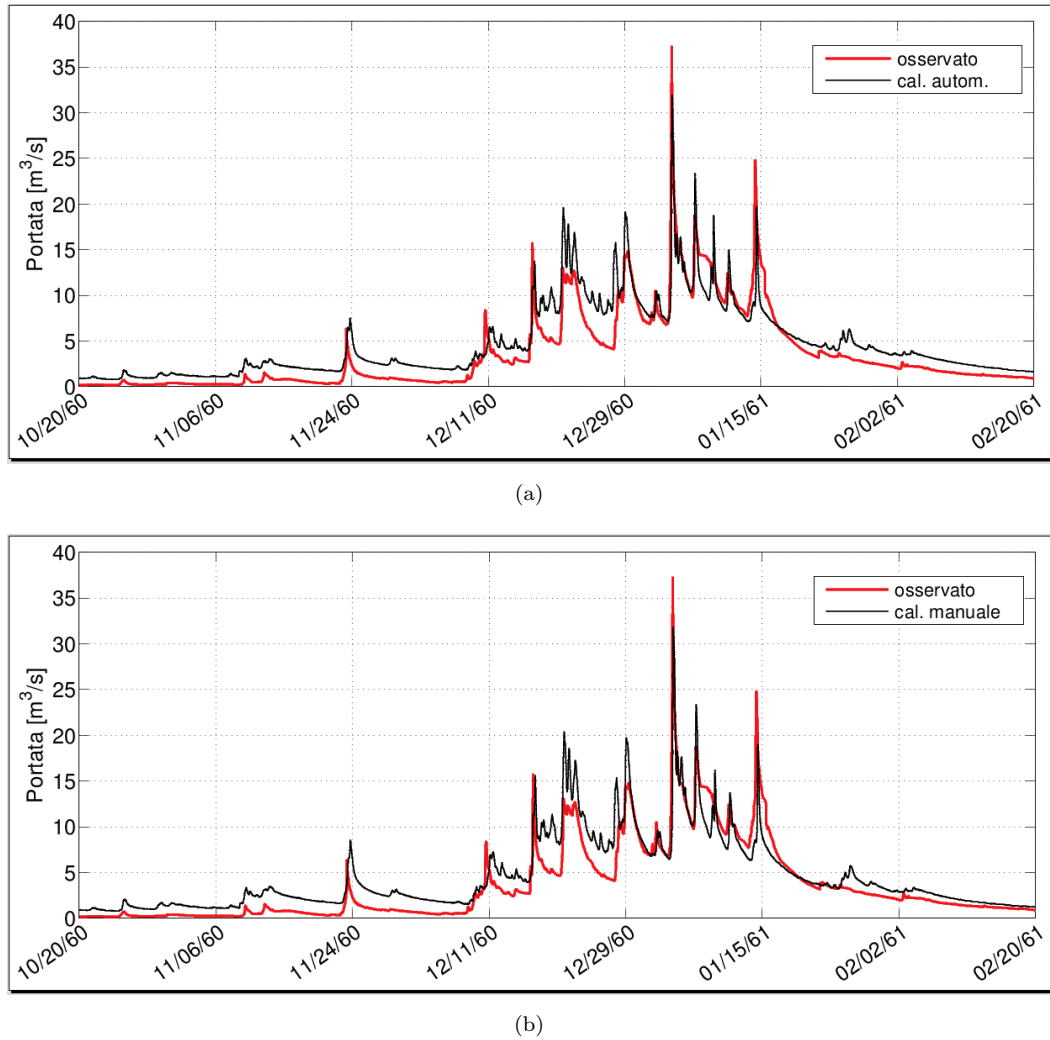


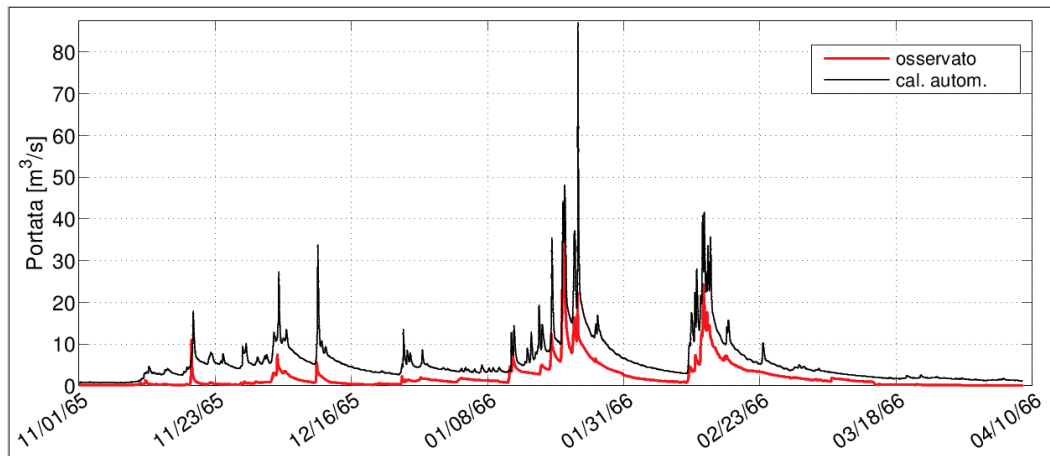
FIGURA 6.11: Confronto tra l'idrogramma osservato nel periodo 1960/10/20 - 1961/05/15 sul bacino dell'Araxisi e i corrispondenti idrogrammi generati dal tRIBS secondo 2 configurazioni dei parametri: (a) valori di letteratura per tutti i parametri, tranne Ks , f , As , m derivanti da *calibrazione automatica* sul periodo 1962/10/15 - 1963/04/31 (figura 6.10); (b) uguale a punto precedente ma con *affinamento manuale* degli stessi 4 parametri.

(eq. 2.5), i coefficienti di correlazione CC (eq. 2.6) e CC_{mod} (eq. 2.7), l'errore quadratico medio $NRMSE$ (eq. 2.8). Da un lato tale procedimento rimane molto soggettivo, essendo praticamente impossibile ottimizzare contemporaneamente tutte le metriche, d'altro lato lascia all'operatore il controllo e la possibilità di dare maggior peso alle caratteristiche dell'idrogramma che si ritengono di più interesse. Al termine di questo passo è stata nuovamente condotta un'analisi di sensitività per verificare se, con la nuova configurazione dei parametri, fosse necessario includere nella calibrazione eventuali parametri trascurati inizialmente. Per entrambi i bacini la fisiologica variazione dell'influenza dei parametri sulla risposta del modello, non è stata tale da riammettere nel calcolo nuovi parametri.

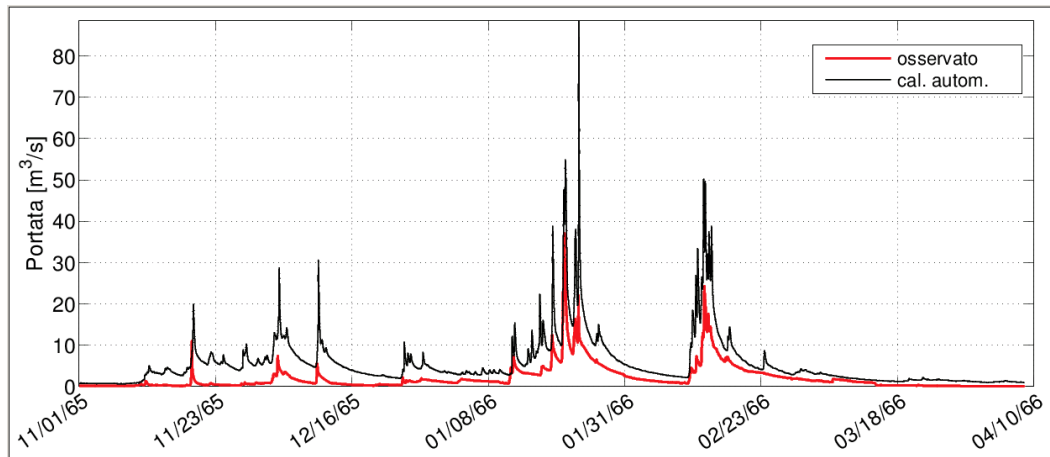
I valori di As e m determinati in questa fase sono stati assunti come definitivi, pertanto nella fase successiva ci si è concentrati sugli altri due parametri.

3. In ultima battuta sono stati selezionati 3 eventi della serie storica ed è stata affinata la calibrazione su Ks e f , considerando questa volta i parametri differenti per le due classi 1 e 3. Tale approccio ha due motivazioni fondamentali: (i) l'obiettivo principale del presente lavoro è la previsione e quantificazione delle portate critiche; (ii) durante gli eventi di una certa intensità si presentano le condizioni ottimali per la calibrazione dei suddetti parametri (Ivanov et al., 2004a). La procedura seguita è analoga a quella del punto 2, considerando pertanto sia la valutazione qualitativa visiva che quella quantitativa attraverso le differenti metriche di errore. La configurazione finale dei parametri ottenuta in questo modo, verrà chiamata nel seguito per brevità *manuale*.

Nelle figure 6.10, 6.11, 6.12, sono riportati per tutti e 3 i lunghi periodi esaminati, i confronti tra l'idrogramma osservato e gli idrogrammi generati dal modello con differenti configurazioni. In tabella 6.3 si riporta una sintesi dei valori delle metriche ottenuti sui suddetti periodi, per tutte e tre le configurazioni: (i) a priori; (ii) calibrazione automatica; (iii) affinamento manuale.



(a)



(b)

FIGURA 6.12: Uguale a figura 6.11 ma per il periodo 1965/11/01 - 1966/04/10.

Periodo	Configurazione	<i>NSE</i>	<i>RB</i>	<i>CC</i>	<i>CC_{mod}</i>	<i>NRMSE</i>
1962/10/15 - 1963/04/31	a priori	0.55	<u>0.06</u>	0.77	0.43	0.79
	cal. autom.	0.74	-0.007	<u>0.88</u>	0.64	0.59
	cal. manuale	<u>0.77</u>	-0.008	<u>0.88</u>	<u>0.72</u>	<u>0.56</u>
1960/10/20 - 1961/05/15	a priori	<u>0.79</u>	0.3	<u>0.92</u>	<u>0.86</u>	<u>0.55</u>
	cal. autom.	<u>0.79</u>	0.3	<u>0.92</u>	<u>0.86</u>	<u>0.55</u>
	cal. manuale	<u>0.79</u>	<u>0.26</u>	0.91	<u>0.86</u>	0.56
1965/11/01 - 1966/04/10	a priori	<u>-1.54</u>	0.21	0.85	<u>0.61</u>	<u>2.42</u>
	cal. autom.	-1.62	0.18	<u>0.88</u>	0.47	2.46
	cal. manuale	-1.89	<u>0.17</u>	<u>0.88</u>	0.43	2.58

TABELLA 6.3: Performance del tRIBS, in termini di cinque diverse metriche d'errore, calcolate sui 3 lunghi periodi selezionati per la calibrazione del modello sull'Araxisi, per 3 diverse configurazioni dei parametri. Per ciascuna metrica, il valore corrispondente alla configurazione che ha fornito la migliore performance è riportato sottolineato.

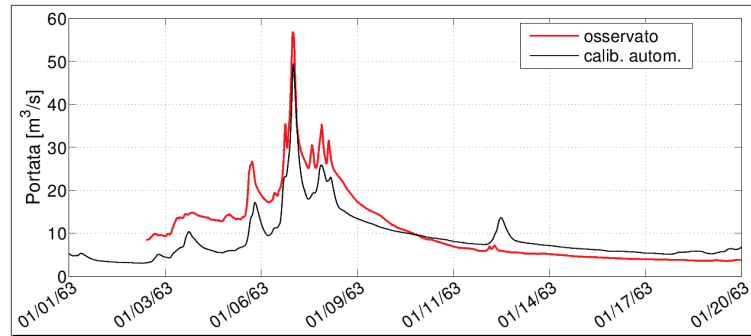
Nelle figure 6.13, 6.14, si riporta per due dei tre eventi selezionati, l'idrogramma osservato messo a confronto con 3 idrogrammi generati con tre diverse configurazioni dei parametri: (i) calibrazione automatica su lungo periodo (vedi punto 1 della sezione); 2) affinamento manuale (vedi punti 2 e 3); 3) calibrazione ottimale (basata su *NSE*), eseguita di volta in volta su ogni singolo evento mostrato. In tabella 6.4 si riportano i valori delle metriche ottenuti per tali configurazioni dei parametri e per ciascuno dei 3 eventi selezionati.

Periodo	Configurazione	<i>NSE</i>	<i>RB</i>	<i>CC</i>	<i>CC_{mod}</i>	<i>NRMSE</i>
1963/01/01 - 1963/01/20	cal. autom.	0.73	-0.14	0.89	0.62	0.41
	cal. manuale	0.81	-0.15	0.93	<u>0.76</u>	0.34
	ottima	<u>0.87</u>	<u>-0.04</u>	<u>0.95</u>	<u>0.76</u>	<u>0.28</u>
1950/12/10 - 1951/01/10	cal. autom.	0.75	0.20	<u>0.92</u>	0.66	0.40
	cal. manuale	0.79	0.17	<u>0.92</u>	0.71	0.37
	ottima	<u>0.83</u>	<u>0.05</u>	<u>0.92</u>	<u>0.75</u>	<u>0.34</u>
1950/04/10 - 1950/04/30	cal. autom.	0.48	-0.43	0.93	0.53	0.61
	cal. manuale	0.49	-0.44	0.93	<u>0.56</u>	0.58
	ottima	<u>0.70</u>	<u>-0.11</u>	<u>0.94</u>	0.51	<u>0.46</u>

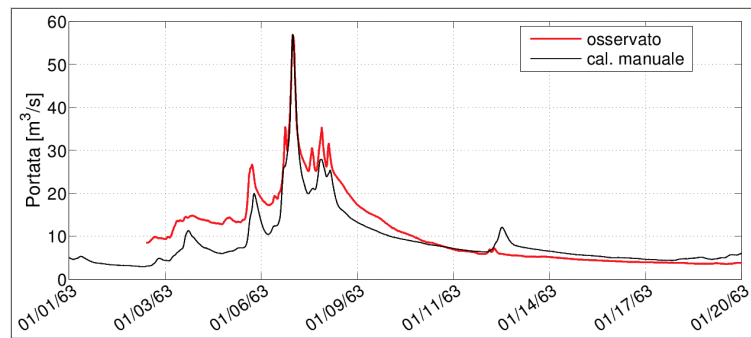
TABELLA 6.4: Performance del tRIBS, in termini di cinque diverse metriche d'errore, calcolate sui 3 eventi intensi selezionati per la calibrazione sull'Araxisi, per 3 diverse configurazioni dei parametri. Per ciascuna metrica, il valore corrispondente alla configurazione che ha fornito la migliore performance è riportato sottolineato.

Nelle tabelle 6.5, 6.6, 6.7, si riportano per i due bacini in studio i parametri relativi alle diverse proprietà delle macro-classi di uso suolo e pedologiche. Per i parametri soggetti a calibrazione vengono riportati tra parentesi i valori iniziali di letteratura e in grassetto i valori finali derivanti dalla procedura di calibrazione.

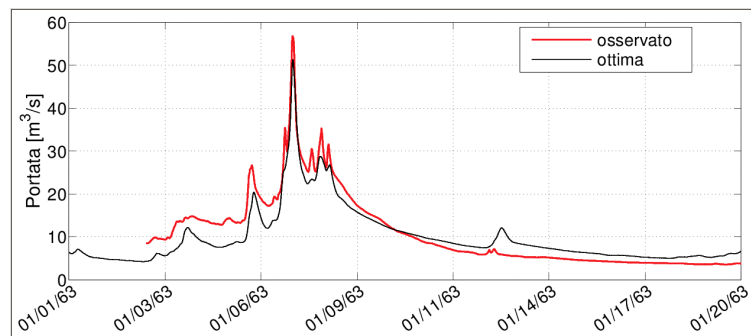
Per maggiore chiarezza delle informazioni contenute in figure e tabelle, si ricorda che la *calibrazione automatica* è stata eseguita sul solo periodo 1962/10/15 - 1963/04/31, mentre la *calibrazione manuale* deriva dall'affinamento dei parametri eseguito considerando contemporaneamente tutti e 3 i lunghi periodi e i 3 eventi intensi selezionati. Pertanto quest'ultima configurazione



(a)



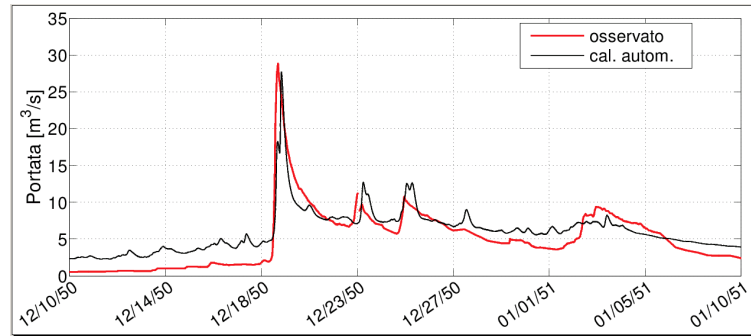
(b)



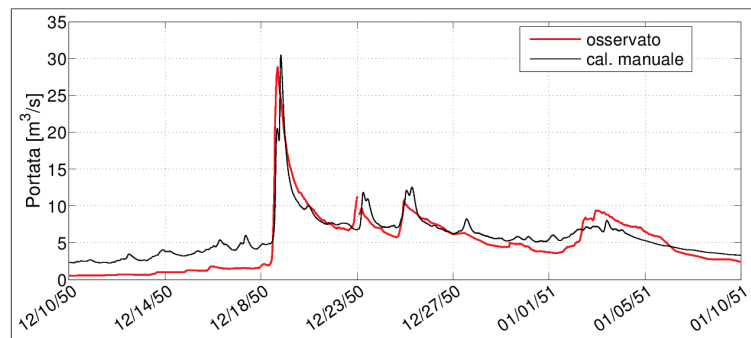
(c)

FIGURA 6.13: Confronto tra l'idrogramma osservato durante l'evento 1963/01/01 – 1963/01/20 sul bacino dell'Araxisi e i corrispondenti idrogrammi generati dal tRIBS secondo 3 configurazioni dei parametri: (a) valori di letteratura per tutti i parametri, tranne K_s , f , A_s , m derivanti da *calibrazione automatica* sul periodo 1962/10/15 - 1963/04/31 (figura 6.10); (b) uguale a punto precedente ma con *affinamento manuale* degli stessi 4 parametri; (c) migliore calibrazione possibile effettuata sull'evento visualizzato.

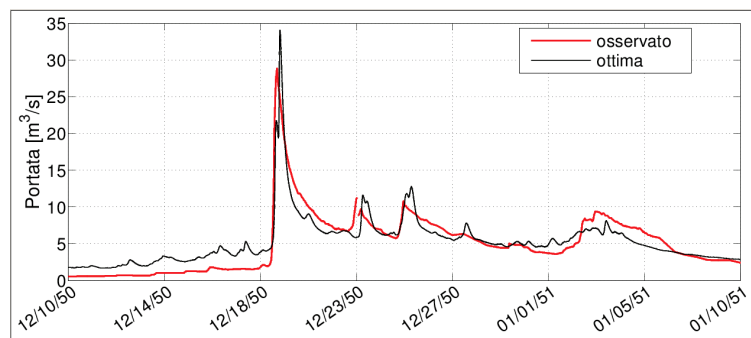
rappresenta quella che "globalmente" fornisce la miglior risposta del modello, ma può sul singolo idrogramma anche non essere (apparentemente) la migliore.



(a)



(b)



(c)

FIGURA 6.14: Uguale a figura 6.13 ma per l'evento 1950/12/10 – 1951/01/10.

6.5.5 Risultati delle simulazioni e valutazione delle performance del modello

Il modello tRIBS è stato fatto girare sulla base dei dati di precipitazione ed evapotraspirazione osservati nei periodi riportati in tabella 6.2. A meno delle difficoltà di caratterizzare la variabilità spaziale della precipitazione con i pochi pluviografi a disposizione che si ripercuote spesso in incongruenze tra i volumi di pioggia e portata, possiamo affermare che il processo di calibrazione ha consentito di ottenere idrogrammi simulati in genere coerenti almeno in termini di variabilità con le portate osservate, soprattutto durante gli eventi più severi (il che sembrerebbe in accordo con quanto rilevato nel capitolo 4, in merito alla dipendenza delle performance dalla severità dell'evento).

Nella figura 6.15 vengono mostrate le curve durata-portata simulata e osservata per i due bacini in studio. Le curve sono state determinate considerando solo i periodi in cui era presente sia

	Area (Araxisi) [%]	Area (Foddeddu) [%]	Capacità cop. veg. [mm]	Coeff. di intercezione [-]	Coeff. gocc. fogliare [-]	Capacità di campo [mm]	Coeff. di drenaggio [mm/hr]
Veg. sparsa	28.6	24.5	0.5	0.2	0.25	0.4	0.12
Pascoli	5.2	3.1	0.5	0.2	0.25	0.4	0.12
Agricoltura	4.8	31.1	0.5	0.2	0.25	0.4	0.12
Foreste	60.1	23.3	1	0.2	0.25	0.5	0.12
Aree	1.2	5.6	0	0.2	0.25	0.3	0.12
Ulivetti	0.1	10.2	0.5	0.2	0.25	0.5	0.12
Vignetti	0.1	2.3	0.5	0.2	0.25	0.4	0.12

	Par. dren. espon. [1/mm]	Albedo [-]	Altezza vegetaz. [m]	Coeff. di trasmissione [-]	Resistenza stomatale [s/m]	Frazione vegetale [-]	LAI [-]
Veg. sparsa	4	0.2	1	0.5	100	0.5	4.5
Pascoli	4	0.2	0.7	0.5	100	0.4	3
Agricoltura	4	0.2	1	0.5	100	0.5	2.2
Foreste	4	0.18	10	0.5	100	0.5	6
Aree	4	0.1	0.1	0.5	100	0.5	1.8
Ulivetti	4	0.2	3	0.5	100	0.5	5.5
Vignetti	4	0.2	1.5	0.5	100	0.5	4

TABELLA 6.5: Parametri del modello tRIBS relativi alle proprietà delle macro-classi di copertura e uso del suolo, per i due bacini studio.

	Area [%]	Conduc. idraulica [mm/hr]	Um. suolo saturo [-]	Um. suolo residua [-]	Indice distr. dei pori [-]	Press. gorg. aria entr. [mm]
Fr.sabb/Fr.arg. (A./M. perm.)	62.4	29 (11.9)	0.401	0.058	0.19 (0.31)	-203
Sab.fr./Fr.arg.sab. (A. perm.)	10.4	31.4	0.365	0.0515	0.436	-184
Fr.sabb/Fr.arg. (A. perm.)	23.9	24 (11.9)	0.401	0.058	0.19 (0.31)	-203
Fr.sabb/Fr.arg. (M. perm.)	1.9	11.9	0.401	0.058	0.31	-203
Argilla (B. perm.)	1.3	0.6	0.385	0.09	0.165	-373

	Decad. cond. Idr. [1/mm]	Rapp. anis. satura [-]	Rapp. anis. insatura [-]	Porosità [-]	Conduc. calore vol. [J/msK]	Capac. calorica [J/m3K]
Fr.sabb/Fr.arg. (A./M. perm.)	0.0028 (0.00061)	243 (208)	208	0.4585	0.197	120 · 10 ³
Sab.fr./Fr.arg.sab. (A. perm.)	0.00076	283	283	0.4175	0.207	121 · 10 ³
Fr.sabb/Fr.arg. (A. perm.)	0.0015 (0.00061)	243 (208)	208	0.4585	0.197	120 · 10 ³
Fr.sabb/Fr.arg. (M. perm.)	0.00061	208	208	0.4585	0.197	120 · 10 ³
Argilla (B. perm.)	0.00015	100	100	0.475	0.189	122 · 10 ³

TABELLA 6.6: Parametri del modello tRIBS relativi alle proprietà delle macro-classi pedologiche, per il bacino del Araxisi. Tutti i valori sono derivati dalla letteratura tranne quelli in grassetto che sono stati ottenuti per calibrazione (tra parentesi i valori letteratura corrispondenti).

	Area [%]	Conduc. idraulica [mm/hr]	Um. suolo saturato [-]	Um. suolo residua [-]	Indice distr. dei pori [-]	Press. gorg. aria entr. [mm]
Fr.sabb/Fr.arg. (A./M. perm.)	1	11.9	0.401	0.058	0.31	-203
Sab.fr./Fr.arg.sab. (A. perm.)	93.2	7.55 (31.4)	0.365	0.0515	0.197 (0.436)	-184
Sab.fr./Fr.sab. (A. perm.)	5.7	22	0.406	0.038	0.465	-117
Fr.sabb/Fr.arg. (M. perm.)	0.1	11.9	0.401	0.058	0.31	-203
	Decad. cond. Idr. [1/mm]	Rapp. anis. satura [-]	Rapp. anis. insatura [-]	Porosità [-]	Conduc. calore vol. [J/msK]	Capac. calorica [J/m ³ K]
Fr.sabb/Fr.arg. (A./M. perm.)	0.00061	208	208	0.4585	0.197	120 · 10 ³
Sab.fr./Fr.arg.sab. (A. perm.)	0.00098 (0.00076)	201 (283)	283	0.4175	0.207	121 · 10 ³
Sab.fr./Fr.sab. (A. perm.)	0.00093	300	300	0.445	0.208	120 · 10 ³
Fr.sabb/Fr.arg. (M. perm.)	0.00061	208	208	0.4585	0.197	120 · 10 ³

TABELLA 6.7: Come figura 6.6 ma per il bacino del Foddeddu.

l'osservazione che la simulazione; le curve pertanto consentono di sintetizzare il regime delle portate osservate e simulate dei due bacini. Si noti che per ogni bacino le stesse curve durata-portata vengono riportate in due differenti sistemi di scala: (i) nel grafico superiore le portate sono in scala logaritmica, il che consente di mettere in evidenza le portate medio-basse, che sono anche quelle di maggior frequenza; (ii) nel grafico inferiore le portate sono in scala naturale, ma gli intervalli temporali sono stavolta in scala logaritmica, tale rappresentazione consente di focalizzare l'attenzione sulle portate più alte, che sono naturalmente quelle meno frequenti e rilevate durante le piene.

In riferimento alle portate osservate si rileva un comportamento idrologico in parte diverso per i due bacini in studio. Si noti ad esempio che l'Araxisi presenta un deflusso di base (lontano dagli eventi) sempre più elevato rispetto al Foddeddu, per il quale di contro si osservano portate al colmo maggiori; ciò è in coerenza con le differenti caratteristiche morfometriche dei 2 bacini e con i differenti regimi pluviometrici dei versanti di appartenenza (vedi discussioni nei capitoli 3 e 5).

Nel caso dell'Araxisi il modello tende a sovrastimare le portate basse e medie, mentre è più coerente sulle portate medio-alte. Per le piene maggiori (portate superiori a 70 m³/s) il comportamento addirittura si inverte, ma bisogna evidenziare che tale inversione è collegata in gran parte alla piena osservata nell'evento del 06/09/1953 (massima portata storica, di circa 260 m³/s) per il quale i pluviografi hanno registrato un volume di pioggia di gran lunga inferiore al volume della corrispondente portata osservata. La maggiore coerenza dei risultati forniti dal modello durante gli eventi più severi rispetto a quelli meno severi (che abbiamo rilevato sia osservando la

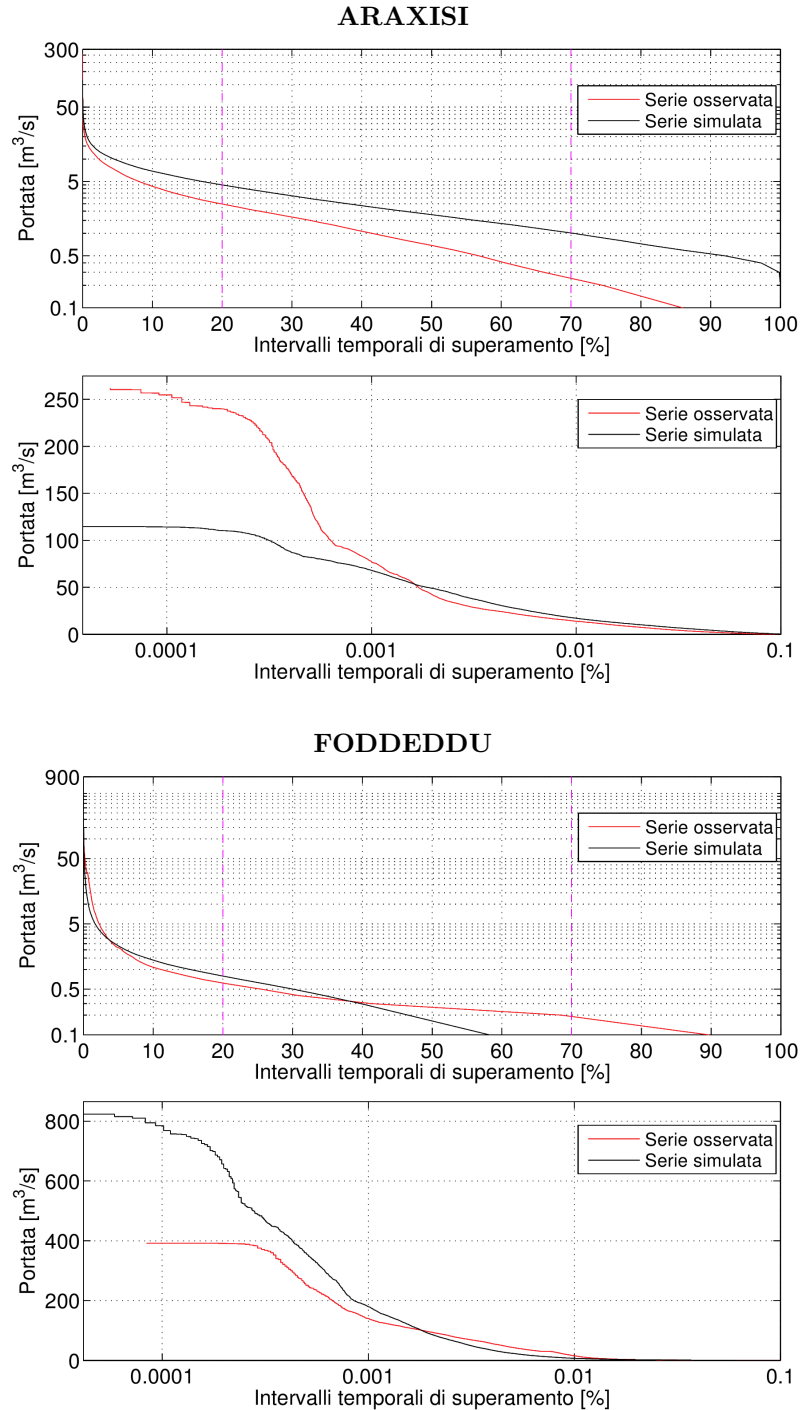


FIGURA 6.15: Confronto tra le curve durata-portata simulata e osservata. Per ciascun bacino vengono riportati due grafici che rappresentano le stesse curve ma in scale diverse, al fine di esaltare rispettivamente il comportamento delle basse portate (portate in scala logaritmica, in alto) e quello dei picchi più alti (intervalli temporali in scala logaritmica, in basso).

parte medio alta della curva durata-portata, che in molti degli eventi visionati), risulta peraltro in coerenza con quanto rilevato nel caso completamente sintetico del capitolo 4, nel caso di reti pluviografiche poco dense.

Nel caso del Foddeddu il modello tende a sottostimare il già basso deflusso di base osservato

lontano dagli eventi, bisogna però considerare il notevole grado di incertezza legato ai problemi di misura delle portate più basse (problematica riscontrata osservando anche i singoli idrogrammi). D'altra parte possiamo affermare che sino a $100 \text{ m}^3/\text{s}$ il modello è abbastanza in accordo con l'idrogramma osservato, mentre per portate maggiori si osserva una sovrastima del modello, per lo più legata ad incongruenze tra volumi di pioggia e portata di pochissimi eventi, tra cui ad esempio il picco più alto della serie ($400 \text{ m}^3/\text{s}$ osservato e oltre $800 \text{ m}^3/\text{s}$ simulato) deriva da un volume di precipitazione registrata molto superiore al volume della corrispondente portata osservata. E' importante evidenziare però che su alcuni idrogrammi, a volte anche in presenza di volumi di precipitazione e portata coerenti, il modello ha qualche incertezza nel replicare correttamente il comportamento impulsivo reale: le prove eseguite con varie combinazioni di parametri, suggeriscono l'uso di valori di K_s e f variabili nel tempo e dipendenti dalle condizioni del bacino (problematica di interesse per futuri approfondimenti).

A complemento di quanto appena discusso, dall'osservazione dei singoli idrogrammi possiamo affermare che il tRIBS non sembra dare un particolare bias sui picchi né per l'Araxisi né per il Foddeddu. D'altra parte il Foddeddu presenta nella realtà un marcato effetto di smorzamento (*dumping*) delle precipitazioni basse, infatti generalmente gli eventi di pioggia di lieve entità inducono nel modello picchi modesti, che nella realtà non vengono osservati. Tale effetto è presente nell'Araxisi in misura molto minore.

Nella figura 6.16 vengono mostrati gli idrogrammi osservati e simulati relativi a due eventi occorsi rispettivamente sull'Araxisi (in alto) e sul Foddeddu (in basso). Si tratta di due idrogrammi piuttosto regolari, originati da scrosci di pioggia intensi, preceduti e seguiti da precipitazione molto bassa o nulla. Tali idrogrammi possono essere ritenuti caratteristici del comportamento idrologico dei due bacini agli eventi intensi, e pertanto ci consentono di evidenziarne alcune proprietà. In particolare si può notare come il Foddeddu risponda alla precipitazione intensa in maniera molto rapida con curve di montata e di recessione piuttosto ripide. Al contrario l'Araxisi è caratterizzato da una fase di montata leggermente più lenta e una curva di recessione considerevolmente più morbida e prolungata. Il Foddeddu ha un comportamento idrologico che abbiamo definito "impulsivo", presenta in genere un deflusso di base basso, risponde in modo piuttosto brusco all'evento intenso per poi tornare rapidamente ad un deflusso di base costante piuttosto basso; l'Araxisi invece parte in genere da un deflusso di base ben più significativo e impiega un tempo in media 5 volte più lungo a rilasciare il grosso del volume di precipitazione caduto. Si ricordi inoltre che il regime di precipitazione a cui è soggetto il Foddeddu, per via del versante di appartenenza, è in genere più intenso rispetto all'Araxisi (vedi capitolo 3).

Risulta poco significativo mostrare gli idrogrammi relativi agli stessi eventi occorsi contemporaneamente sui due bacini, in quanto la forte variabilità spazio-temporale della precipitazione, insieme al differente versante di appartenenza (vedi capitoli 3 e 4) danno origine a campi di precipitazione e relativi idrogrammi molto differenti. Nella figura 6.17 si mostra invece il confronto

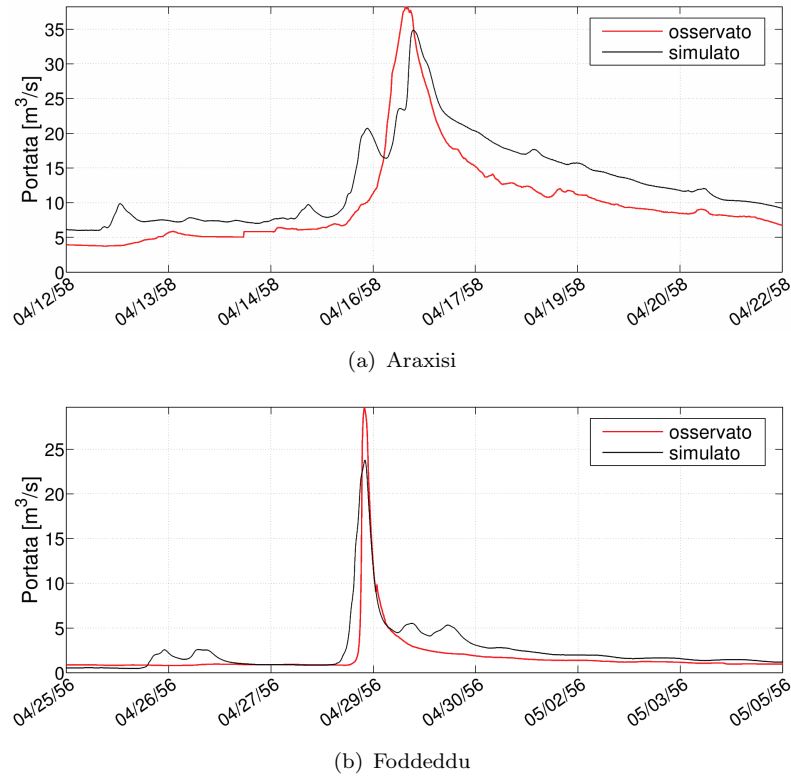


FIGURA 6.16: Idrogrammi osservati e simulati per due eventi occorsi rispettivamente sui due bacini in studio. Tali idrogrammi possono essere ritenuti caratteristici della differente risposta dei due bacini.

tra idrogramma osservato e simulato per alcuni eventi⁴ selezionati, sulla base della coerenza tra volumi di pioggia e portata, da periodi in cui non sia stata eseguita né calibrazione né validazione. Tali idrogrammi mostrano che durante gli eventi di una certa entità, la risposta fornita dal tRIBS, nonostante le incertezze legate alla variabilità spaziale della pioggia e alla determinazione della portata osservata, è generalmente in accordo, in termini di variabilità, curve di montata e recessione, con le portate osservate.

In tabella 6.8, le performance del modello tRIBS sono riportate in termini delle metriche NSE , TPE , REP , $RETP$, RB , CC , CC_{mod} , $NRMSE$ (vedi capitolo 2): i valori rappresentano le mediane calcolate sugli eventi selezionati dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia (vedi sezione 3.3), caratterizzati da coerenza tra ietogramma e corrispondente idrogramma (vedi sezione 5.4.7, tabella 5.3). A titolo di confronto riportiamo anche i valori delle metriche NSE , TPE , REP , $RETP$, ottenuti sugli stessi eventi con i modelli concettuali a parametri concentrati (capitolo 5, figura 5.7).

Dall'osservazione delle performance emerge che il tRIBS applicato all'Araxisi fornisce dei risultati leggermente migliori (es. $NSE = 0.41$, $TPE = 0.08$, $NRMSE = 0.43$) rispetto a quelli ottenuti per il Foddeddu (es. $NSE = 0.39$, $TPE = 0.13$, $NRMSE = 0.83$). Questo risultato che è in contrasto con quanto rilevato per i modelli concettuali, è da addurre in parte alla miglior

⁴Si noti che la finestra grafica mostrata è sempre pari a 10 giorni.

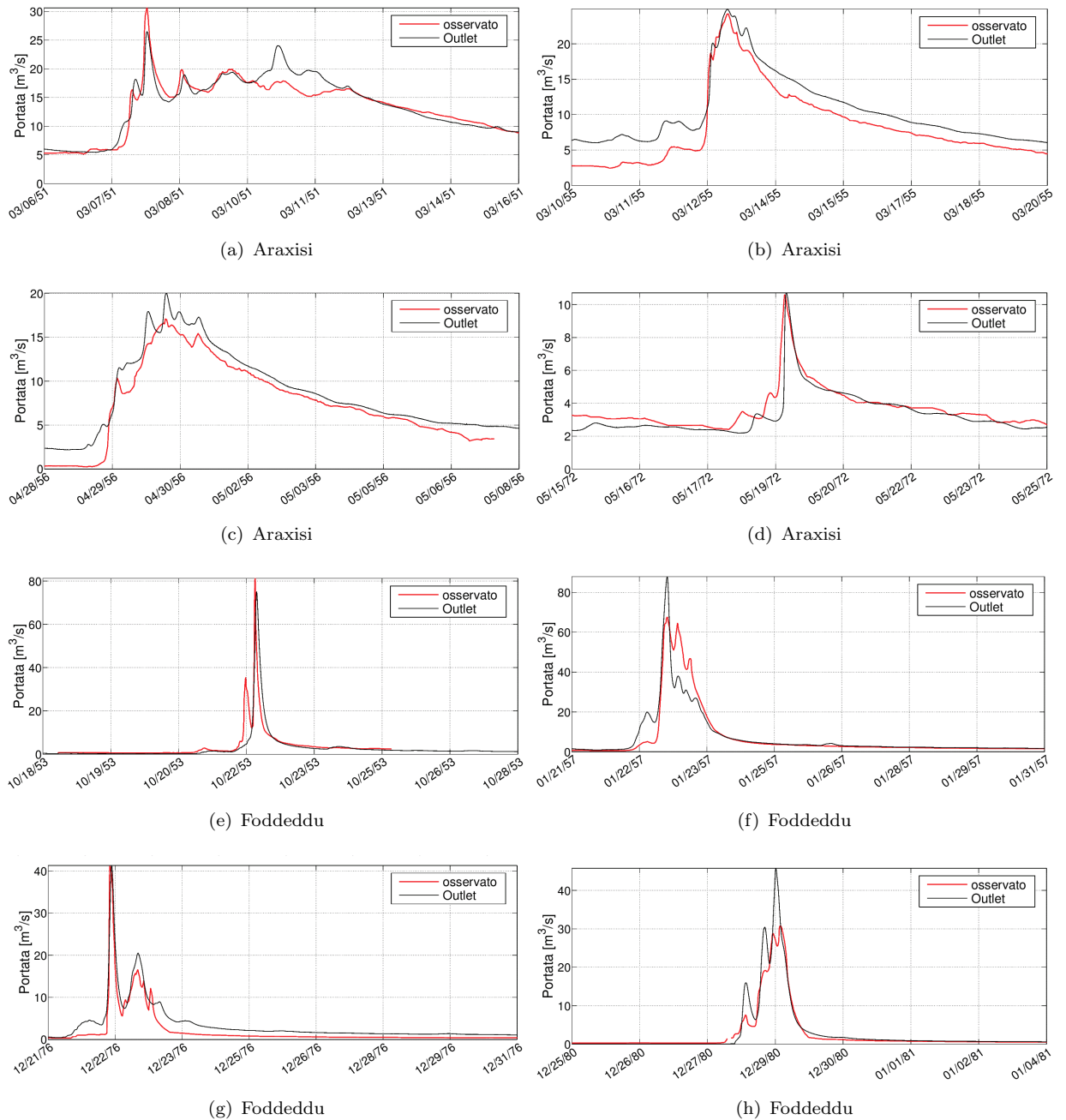


FIGURA 6.17: Idrogrammi osservati e simulati per alcuni eventi occorsi nei due bacini in studio. Gli eventi sono stati selezionati dalla serie storica in periodi non soggetti a calibrazione o validazione, sulla base della coerenza tra volumi di pioggia e portata.

calibrazione che siamo riusciti ad ottenere per l'Araxisi e in parte all'assenza dell'incertezza della separazione delle componenti di deflusso, che penalizza i modelli concettuali nel caso di bacini con deflusso di base significativo. Per entrambi i bacini sono presenti valori dei coefficienti di correlazione piuttosto alti ($CC = 0.9$ e 0.81 , $CC_{mod} = 0.55$ e 0.57), pertanto come avevamo già rilevato, a prescindere dai valori assoluti di portata, l'idrogramma simulato segue molto bene l'andamento dell'idrogramma osservato. Un'ulteriore conferma di ciò è data dal fatto che in generale il tRIBS prevede sempre correttamente il tempo al picco ($RETP \simeq 0$).

Araxisi								
	<i>NSE</i>	<i>TPE</i>	<i>REP</i>	<i>RETP</i>	<i>RB</i>	<i>CC</i>	<i>CC_{mod}</i>	<i>NRMSE</i>
UH empirico	0.13	0.12	<u>-0.04</u>	0.07	-	-	-	-
UH Clark	0.34	0.11	0.18	0.02	-	-	-	-
UH Clark calib.	0.19	0.13	-0.11	0.04	-	-	-	-
UH SCS	-0.31	0.31	-0.48	0.09	-	-	-	-
UH Snyder	0.13	0.22	0.31	-0.12	-	-	-	-
UH Snyder calib.	0.12	0.12	-0.10	0.08	-	-	-	-
GUH (Rosso)	0.13	0.13	-0.10	0.06	-	-	-	-
GUH calib.	0.14	0.12	-0.06	0.07	-	-	-	-
<i>tRIBS</i>	<u>0.41</u>	<u>0.08</u>	<u>0.13</u>	<u>0.00</u>	<i>0.08</i>	<i>0.90</i>	<i>0.55</i>	<i>0.43</i>
Foddeddu								
	<i>NSE</i>	<i>TPE</i>	<i>REP</i>	<i>RETP</i>	<i>RB</i>	<i>CC</i>	<i>CC_{mod}</i>	<i>NRMSE</i>
UH empirico	<u>0.39</u>	0.15	0.32	0.01	-	-	-	-
UH Clark	0.33	0.15	0.35	0.02	-	-	-	-
UH Clark calib.	0.34	0.15	0.32	0.02	-	-	-	-
UH SCS	0.01	0.17	-0.06	0.06	-	-	-	-
UH Snyder	0.14	0.29	0.49	-0.14	-	-	-	-
UH Snyder calib.	0.03	0.15	<u>0.04</u>	0.07	-	-	-	-
GUH (Rosso)	0.29	0.14	0.20	0.02	-	-	-	-
GUH calib.	0.35	0.14	0.33	0.01	-	-	-	-
<i>tRIBS</i>	<u>0.39</u>	<u>0.13</u>	<u>0.17</u>	<u>0.00</u>	<i>0.02</i>	<i>0.81</i>	<i>0.57</i>	<i>0.83</i>

TABELLA 6.8: Confronto tra le performance di simulazione ottenute dai modelli concettuali a parametri concentrati e dal modello distribuito fisicamente basato tRIBS: i valori rappresentano le mediane delle metriche calcolate sugli eventi selezionati dalla serie storica come descritto in sezione 5.4.7. Il miglior valore per ogni metrica è stato sottolineato per evidenziarlo.

Dal confronto tra i risultati ottenuti con i modelli concettuali e il tRIBS, emerge che i modelli basati su alcuni UH, nonostante la loro relativa semplicità e sebbene abbiano ricevuto al massimo solo un modesto processo di calibrazione, forniscono a livello di evento delle performance non molto dissimili al tRIBS. In particolare per entrambi i bacini, come già evidenziato nella sezione 5.4.7, il modello di Clark fornisce dei discreti risultati ($NSE = 0.34$ e 0.33 , $TPE = 0.11$ e 0.15) a conferma della robustezza della schematizzazione dei processi idrologici adottata dal metodo. Inoltre nel caso del Foddeddu, forniscono dei buoni risultati anche l'UH empirico ($NSE = 0.39$, $TPE = 0.15$) e il GUH calibrato ($NSE = 0.35$, $TPE = 0.14$).

Al fine di comprendere meglio alcuni risultati è opportuno ricordare che la metrica TPE indica quanto il picco previsto dal modello si discosta in valore assoluto da quello osservato nel dominio portate-tempi. Le metriche REP e $RETP$ indicano la distanza della stima, rispettivamente in termini di portata o tempo, e sono dotate di segno. Pertanto, in condizioni di basse $RETP$, da un lato la TPE fornisce una misura della precisione nella stima del picco, la REP una misura del bias del modello. Con questa chiave di lettura possiamo affermare che il tRIBS fornisce generalmente una stima del picco migliore rispetto agli UH (TPE più basso), ma tende a sottostimarli leggermente (REP positivo).

6.6 Approccio diretto e statistico per la previsione delle *Flash Floods* con il *tRIBS*

6.6.1 Descrizione delle metodologie di previsione

A questo punto è stata implementata e testata la procedura di previsione delle piene improvvise con il modello idrologico *tRIBS*, il cui funzionamento è schematizzato in figura 6.18. La procedura può essere scomposta in una parte da eseguire *off-line* e una parte in *real-time* che corrisponde alla fase operativa vera e propria. Inoltre sono stati testati due approcci differenti: (i) *Metodo diretto*, in cui il confronto viene eseguito direttamente tra la portata prevista dal modello e quella critica; (ii) *Metodo statistico*, in cui il confronto viene eseguito tra la frequenza di superamento associata alla portata prevista dal modello e la frequenza critica.

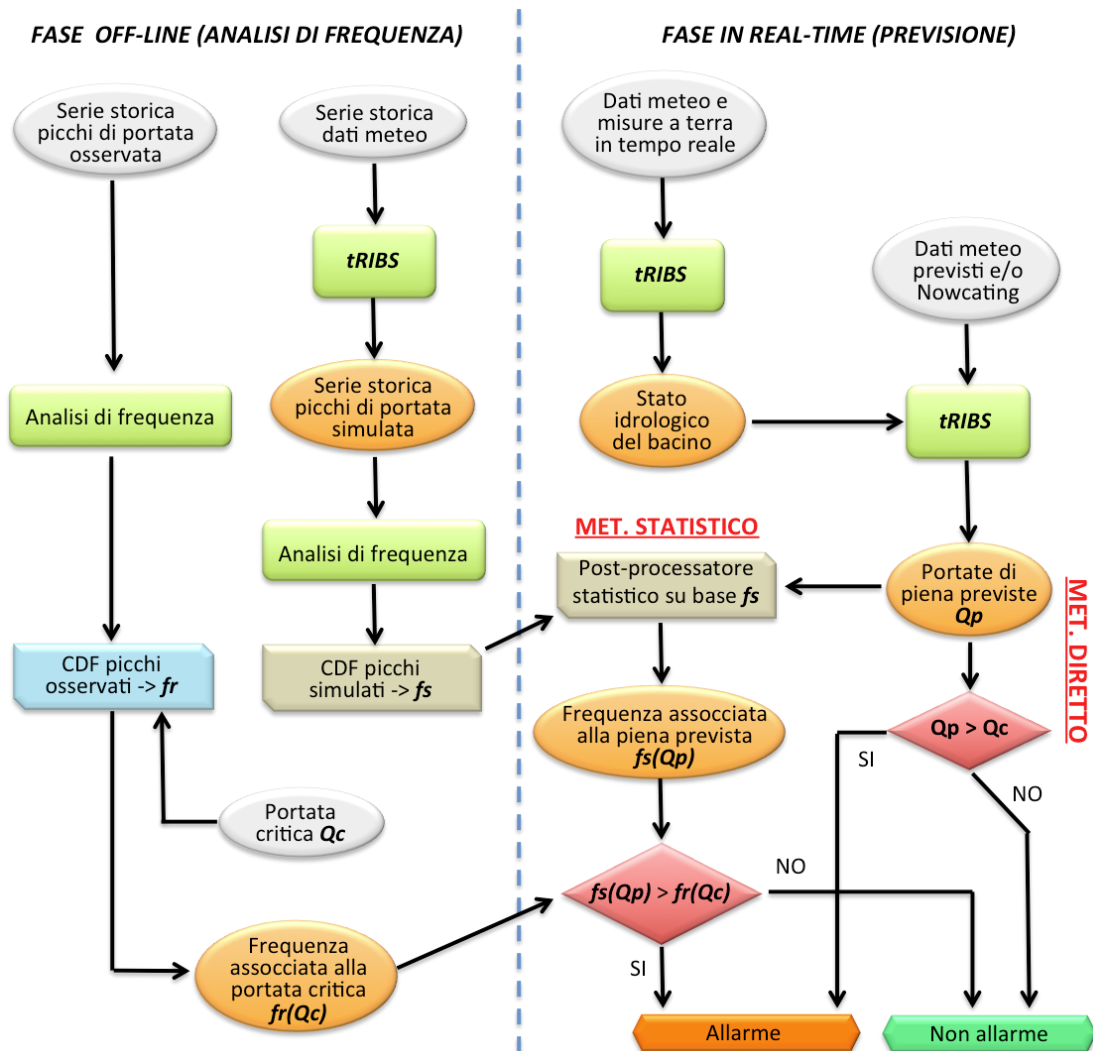


FIGURA 6.18: Schema della procedura per la previsione delle Flash Floods attraverso il modello *tRIBS*, con approccio diretto e statistico (tecniche RFTDM).

La fase off-line implica di avere preventivamente preparato e calibrato il modello almeno sulla base delle portate osservate alla sezione di chiusura del bacino in esame, anche se poi la previsione, come vedremo, può essere effettuata su una qualsiasi delle sezioni del reticolo idrografico interne al bacino. Nella fase off-line devono quindi essere eseguite due operazioni fondamentali (sezione sinistra in figura 6.18):

1. Il modello va fatto girare utilizzando come input la serie storica dei dati di precipitazione e meteorologici osservati, in modo da ottenere la serie storica delle portate simulate. Viene quindi eseguita un'analisi di frequenza dei picchi di portata simulata (*Flood Frequency Analysis, FFA*) e si ottiene la corrispondente funzione di probabilità (*Cumulative Distribution Function, CDF*). Tale CDF, che chiameremo f_s , verrà utilizzata nella fase on-line all'interno del post-processatore statistico, come illustrato nel seguito. Tale operazione può essere eseguita oltre che per le portate alla sezione di chiusura, anche sulle sezioni del reticolo idrografico interne al bacino, per cui intendiamo effettuare la previsione;
2. Viene eseguita la *FFA* sulla serie storica dei picchi delle portate osservate al fine di ottenere la relativa CDF, che chiameremo f_r . Fissata la portata critica Q_c (o più portate relative a diversi gradi di allerta) si determina attraverso la f_r la relative frequenza di superamento $f_r(Q_c)$ (o le frequenze di superamento relative a diversi gradi di allerta).

Anche la fase on line viene eseguita in più passi (sezione destra in figura 6.18):

1. Il modello idrologico gira in continuo, utilizzando come input i dati meteorologici e/o misurati a terra in tempo reale, fornendo istante per istante lo stato del bacino (contenuto di umidità dei suoli, livelli in alveo e di falda, etc.). E' appena il caso di evidenziare che il modello idrologico deve utilizzare la stessa parametrizzazione della fase off-line, in modo che la sua risposta in termini di frequenza di portata sia sempre f_s ;
2. Quando si prospetta l'eventualità di un evento critico, il modello idrologico viene lanciato in avanti, facendolo girare sulla base dei dati meteorologici previsti nelle ore successive e/o in nowcasting. Si sfrutta pertanto il fatto che la simulazione del modello idrologico è molto più veloce dei processi idrologici reali e fornisce l'idrogramma di piena alle sezioni di interesse con relativo anticipo⁵;
3. A questo punto dall'idrogramma previsto si estraggono i picchi di portata Q_p e si procede come segue, a seconda dell'approccio scelto:
 - (a) *Metodo diretto*. Il picco Q_p previsto dal modello viene confrontato direttamente con la portata critica Q_c (o con le soglie di allerta), al fine di decidere se far scattare l'allarme (o diramare il grado di allerta);

⁵Il tRIBS gira su un processore Intel I7 con un fattore di velocità rispetto alla realtà, pari a 700 per l'Araxisi e 2000 per il Foddeddu.

- (b) *Metodo statistico*. Attraverso il post-processatore statistico il picco Q_p previsto dal modello viene convertito in frequenza di non superamento $f_s(Q_p)$, e successivamente confrontato con la relativa frequenza di non superamento relativa alla portata critica $f_r(Q_c)$ (o alle soglie di allerta), al fine di decidere se far scattare l'allarme (o diramare il grado di allerta).

L'approccio statistico consente pertanto di passare dal dominio delle portate al dominio delle frequenze. Ciò ha almeno 3 conseguenze importanti: (i) la metodologia può fornire implicitamente una correzione del bias del modello, che può risultare particolarmente utile quando il modello non è perfettamente calibrato; (ii) la metodologia consente di effettuare la previsione nelle sezioni interne del reticolo idrografico, per le quali non è stata effettuata una calibrazione diretta e/o mancano i valori della relativa portata critica, in quanto si vanno a confrontare frequenze e non portate (vedi sezione 6.8); (iii) la frequenza critica $f_r(Q_c)$ può essere determinata utilizzando non solo dati quantitativi di portata estratti dalle serie storiche, ma anche integrando con informazioni più qualitative sull'accadimento di episodi critici (report di eventi in cui non sia presente il valore di portata perché ad esempio la piena ha danneggiato lo strumento o semplicemente questo non era presente, così come informazioni storiche di eventi critici tratte da memorie di Enti o giornali d'epoca).

Naturalmente l'approccio statistico richiede una fase preliminare di FFA, che può essere eseguita utilizzando diverse tecniche. Nella sezione successiva vengono descritte le tecniche applicate, in particolare sono state considerate cinque metodologie: due basate sui massimi annui e tre in cui vengono considerati più picchi per anno.

6.6.2 Analisi di frequenza delle portate, *FFA*

Per le analisi FFA sono state testate 5 diverse tecniche basate su 3 diverse distribuzioni statistiche: *Gumbel* e *GEV* (*Generalized Extreme Value distribution*), la cui stima dei parametri viene eseguita sui massimi annui di portata istantanea (*Annual Maxima Series, AMS*); *GPD* (*Generalized Pareto Distribution*), la cui stima dei parametri viene eseguita sulle portate massime interannuali selezionate secondo 3 diversi criteri. Tali criteri di selezione sono basati su due teorie, descritte nel seguito della sezione: (i) *Filtered Peak Over Threshold (FPOT)*, proposta da (Claps and Laio, 2003); (ii) *Multi Threshold Method (MTM)*, proposta da Deidda (2010).

Le tecniche basate sulla GPD sono da ritenere una valida alternativa rispetto a quelle basate sugli AMS, quando le serie storiche di osservazioni sono brevi (*Partial Duration Series, PDS*), in quanto sotto determinate ipotesi possono venir considerati più picchi nello stesso anno, aumentando l'informazione disponibile per l'inferenza statistica. In effetti il comportamento dei valori estremi viene in genere riprodotto in modo sufficientemente attendibile attraverso la distribuzione GPD. Rispetto al caso della precipitazione però, in cui un adeguato intervallo di campionamento è

sufficiente a non avere problemi di correlazione tra gli eventi, per cui il problema fondamentale diventa la mera ricerca della soglia per la determinazione delle eccedenze, nel caso delle serie storiche di portata il problema si complica perché bisogna tenere conto che queste sono in genere altamente correlate, per via della natura dei processi di trasferimento delle acque all'interno dei bacini (tale correlazione aumenta in genere con l'estensione del bacino perché aumentano i tempi di risposta).

Nel seguito si richiamano brevemente le formulazioni della GEV (eq. 6.5) e della GPD (eq. 6.6), per quest'ultima distribuzione verranno descritte brevemente anche le tecniche di trattamento e selezione dei dati, FPOT e MTM (per una descrizione dettagliata si rimanda alle pubblicazioni degli autori).

GENERALIZED EXTREME VALUE DISTRIBUTION (GEV)

La distribuzione GEV, sviluppata attraverso la teoria dei valori estremi, è la distribuzione limite dei valori massimi, normalizzati in modo opportuno, di una sequenza di variabili aleatorie i.i.d. (nel nostro caso gli AMS). La famiglia di distribuzioni GEV può essere scritta nella seguente forma generale:

$$F(x) = F_u(x; \mu, \sigma, k) = \begin{cases} \exp\{-[1 + k \cdot (\frac{x-\mu}{\sigma})]^{-\frac{1}{k}}\} & \text{se } k \neq 0 \\ \exp\{-\exp[-(\frac{x-\mu}{\sigma})]\} & \text{se } k = 0 \end{cases} \quad (6.5)$$

dove

- $\sigma > 0$ è il parametro di scala;
- $\mu [-\infty \div \infty]$ è il parametro di posizione;
- $k [-\infty \div \infty]$ è il parametro di forma, e a seconda del suo valore si presentano i seguenti casi:
 - $k = 0$, la distribuzione è una *Gumbel* a due soli parametri (σ, μ) , illimitata sia a sinistra che a destra;
 - $k > 0$, la distribuzione è una *Fréchet*, limitata a sinistra e con coda destra, mentre il metodo dei momenti degenera per momenti di ordine maggiore o uguale a $1/k$;
 - $k < 0$, la distribuzione è una *Weibull*, limitata a destra e con coda sinistra.

GENERALIZED PARETO DISTRIBUTION (GPD)

In generale la distribuzione GPD è la distribuzione attesa di un campione costituito solo dalle eccedenze al di sopra di una determinata soglia u (nel nostro caso i massimi di portata interannuali), a prescindere dalla distribuzione originale dei dati. L'espressione generale ha la seguente forma:

$$F_u(x) = F_u(x; \alpha_u, \xi) = \begin{cases} 1 - \left(1 + \xi \cdot \frac{x-u}{\alpha_u}\right)^{-\frac{1}{\xi}} & \text{se } \xi \neq 0 \\ 1 - e^{-\frac{x-u}{\alpha_u}} & \text{se } \xi = 0 \end{cases} \quad (6.6)$$

dove

- ξ è il parametro di forma, che controlla la coda della distribuzione e la propensione alla generazione di valori estremi. Per $\xi = 0$, la distribuzione ha l'ordinaria forma esponenziale. Per $\xi > 0$, ha una coda molto lunga (i.e. *heavy tailed distribution*) e il metodo dei momenti degenera per momenti di ordine maggiore di $1/\xi$. Per $\xi < 0$, la distribuzione ha una coda corta con limite superiore pari a $(u - \alpha_u/\xi)$;
- α_u è il parametro di scala, che, una volta assegnato ξ , controlla la media delle eccedenze al di sopra di u ;
- u è la soglia utilizzata per determinare le eccedenze dei valori del campione, non è un vero parametro della distribuzione.

La probabilità ζ_u di osservare un'eccedenza al di sopra della soglia u , può essere stimata attraverso il rapporto tra il numero di valori sopra soglia e il numero totale dei valori compreso gli zeri.

Di seguito si dà una breve descrizione delle tecniche utilizzate per la selezione delle portate massime e la scelta della soglia u per la determinazione delle eccedenze, su cui verrà effettuata la stima dei parametri della distribuzione.

Filtered Peak Over Threshold (FPOT)

La tecnica è stata proposta da [Claps and Laio \(2003\)](#), al fine di analizzare serie continue di portata quando la durata delle osservazioni non è molto lunga, ed è pertanto necessario considerare più di un picco per anno. Il criterio di scelta dei picchi rispetta le ipotesi di base per l'adattamento dei dati ad una distribuzione Poisson-Pareto, attraverso 3 differenti test sul campione. Il criterio è oggettivo e non è gravato da limitazioni specifiche sul numero di eventi attesi per ogni anno (parametro λ), e consiste in 3 passi successivi che consentono di rimuovere il rumore e identificare una serie di picchi indipendenti, le cui eccedenze seguono una distribuzione di Poisson-Pareto:

1. Innanzitutto vengono identificati i picchi esistenti (*Actual Peaks, AP*) in corrispondenza di ogni massimo locale (cresta dell'idrogramma). Ovviamente alcuni saranno dei falsi picchi in quanto il livello raggiunto non è dovuto ad un singolo evento di pioggia, ma risulta influenzato dal trasferimento di deflusso proveniente da un evento pregresso;
2. Si ricava una seconda sequenza di picchi sottraendo ad ogni AP la minima portata che lo precede (cavo dell'idrogramma), si ottengono così i picchi filtrati (*Filtered Peaks, FP*);
3. Si identificano dalla serie degli FP i picchi filtrati che eccedono una determinata soglia u , e si selezionano i corrispondenti AP che saranno utilizzati per l'inferenza statistica. L'idea è pertanto quella di utilizzare la serie FP solo per eliminare il rumore e scartare i falsi picchi.

Operativamente la scelta della soglia per la selezione dei picchi che verranno utilizzati per la FFA, ricadrà sul minimo valore di portata, corrispondente alla massima dimensione della popolazione da utilizzare nell'analisi, che consenta il rispetto contemporaneamente di 3 condizioni:

1. Indipendenza tra picchi successivi, eseguita attraverso il test di Kendall, che non richiede ipotesi aggiuntive sulla popolazione di partenza;
2. Il numero di eventi per anno seguano una distribuzione di Poisson di parametro λ (numero medio di eventi per anno). Il test viene condotto verificando che l'indice di dispersione del campionamento ricada in un fissato intervallo;
3. Il campione delle eccedenze corrispondenti ai picchi selezionati deve seguire una GPD. La verifica viene condotta attraverso il test di Cramer-von Mises, in modo tale da dare maggior peso alle osservazioni poste nella coda della distribuzione e particolarmente utile per controllare gli *outliers*.

Multi Threshold Method (MTM)

La tecnica è stata proposta da Deidda (2010) per descrivere con la GPD le eccedenze di precipitazione estratte dalle serie storiche giornaliere, ed è stata qui adattata per lavorare sui massimi di portata anziché sulle piogge. La metodologia utilizza una semplice parametrizzazione *soglia-invariante* della distribuzione GPD a tre parametri, che non dipende dalla soglia locale scelta per l'adattamento della distribuzione al campione. In particolare una volta determinata una soglia u al di sopra della quale le eccedenze possano essere rappresentate da una GPD in maniera affidabile, è possibile effettuare una riparametrizzazione del parametro di scala α_u e della probabilità di osservare un'eccedenza ζ_u , in modo che essi siano invarianti per ogni altra soglia superiore ad u . L'eq. 6.6 può essere riscritta come segue:

$$F(x) = \begin{cases} 1 - \zeta_0 \cdot \left(1 + \xi \cdot \frac{x}{\alpha_0}\right)^{-\frac{1}{\xi}} & \text{se } \xi \neq 0 \\ 1 - \zeta_0 \cdot e^{-\frac{x}{\alpha_0}} & \text{se } \xi = 0 \end{cases} \quad x \geq 0 \quad (6.7)$$

con

$$\alpha_0 = \alpha_u - \xi_u \cdot u \quad \forall \xi_u \quad (6.8)$$

$$\zeta_0 = \begin{cases} \xi_u \cdot \left(1 + \xi_u \cdot \frac{u}{\alpha_u}\right)^{-\frac{1}{\xi}} = & \text{se } \xi \neq 0 \\ \zeta_u \cdot e^{-\frac{u}{\alpha_u}} & \text{se } \xi = 0 \end{cases} \quad (6.9)$$

Tale formulazione, per i cui dettagli si rimanda alla pubblicazione dell'autore, è particolarmente utile per le analisi regionali, in quanto i parametri ξ , α_0 e ζ_0 dipendono a questo punto solo dalla climatologia. Tali parametri vengono stimati operativamente attraverso l'MTM considerando la mediana dei parametri stessi calcolati in un appropriato range di soglie. La determinazione può essere effettuata con facilità attraverso un'analisi visiva e non è necessario calcolare con esattezza la soglia ottima u^* , in quanto la tecnica è sufficientemente robusta. L'MTM fornisce inoltre risultati affidabili anche se sono presenti arrotondamenti dei valori registrati; tale problematica porta invece spesso altre metodologie di stima che utilizzano i test di adattamento (e.g. Cramer Von-Mises, Anderson-Darling) per la determinazione della soglia ottima, a fallire anche in presenza di adattamento corretto o fornire delle soglie eccessivamente alte (Deidda and Puliga, 2006).

I massimi di portata per l'applicazione operativa del MTM sono stati selezionati secondo 2 diversi criteri, in modo tale che il campione rispettasse l'ipotesi di indipendenza:

1. Sono stati estratti tutti i picchi della storica, AP, senza eseguire alcuna operazione di filtraggio e qualora due picchi consecutivi distassero meno di 24 ore l'uno dall'altro è stato considerato solo il più alto. Nel seguito ci si riferirà al metodo come *MTM su AP* o semplicemente *MTM*;
2. La serie storica dei massimi di portata giornalieri, *DMD (Daily Maximum Discharge)*, è stata scomposta in tre, considerando valido in ciascuna "sottoserie" solo un giorno ogni tre. In questo modo ciascuna sottoserie risulta costituita da giorni sfalsati di un giorno rispetto alla precedente e contiene solo giorni che non sono presenti nelle altre due. Nel seguito ci si riferirà al metodo come *MTM su DMD* o semplicemente *MTMd*.

La stima dei parametri delle distribuzioni è avvenuta col metodo dei momenti pesati in probabilità (*Probability Weighted Moments, PWM*) in quanto ritenuto particolarmente accurato, anche con

campioni di bassa numerosità (Grimshaw, 1993). La Massima Verosimiglianza è stata esclusa perché può presentare problemi di convergenza e solo asintoticamente fornisce stime migliori, mentre il metodo dei Momenti Semplici è operativamente semplice ma non abbastanza efficiente e, nel caso della GPD, può presentare consistenti bias ed errori dovuti alla convergenza dei momenti per ξ prossimi a 0.5. Altro vantaggio a favore del PWM è che la sua implementazione richiede un onere di calcolo minore rispetto alla Massima Verosimiglianza.

6.6.3 Adattamento delle distribuzioni di probabilità ai dati

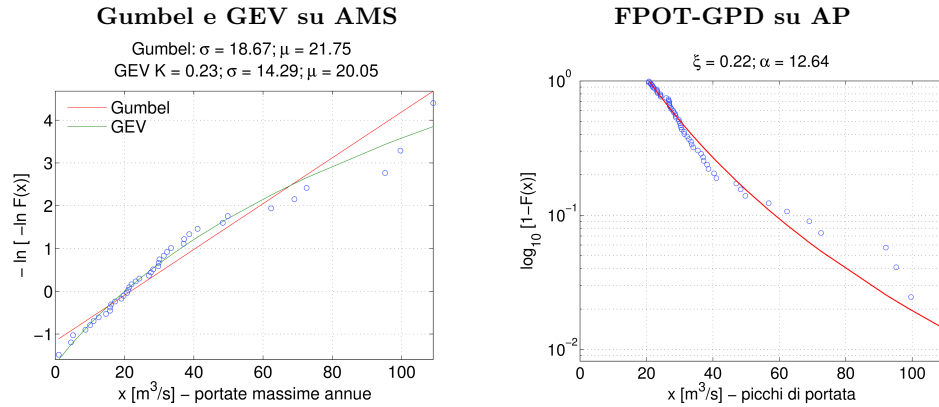
Nelle figure 6.19 - 6.24 si riportano i risultati dei test di adattamento delle distribuzioni scelte ai dati (sia osservati che simulati), plottati nella scala logaritmica appropriata. In particolare, con i pallini blu: (i) per la distribuzione Gumbel e GEV vengono plottati i massimi annuali di portata (AMS); (ii) per la distribuzione FPOT-GPD, tutti i picchi di portata della serie storica (AP) il cui relativo picco filtrato (FP) risulta superiore alla soglia scelta per l'adattamento alla GPD; (iii) per la distribuzione MTM-GPD, tutti i picchi di portata (AP) sia sopra che sotto soglia; (iv) per la MTMd-GPD, tutti i massimi giornalieri (DMD) per ciascuna delle tre sottoserie giornaliere.

Per quanto concerne l'adattamento delle distribuzioni effettuato con l'MTM, rappresentato nelle figure 6.20, 6.21, 6.23, 6.24, sulla sinistra si riportano i valori della stima dei parametri ξ , α_0 , ζ_0 al variare della soglia u considerata (pallini in nero), mentre le linee orizzontali rosse rappresentano le corrispondenti mediane ξ^M , α_0^M , ζ_0^M calcolate in un opportuno range di soglie indicato nell'intestazione di ciascuna figura. Si riporta inoltre il numero N di AP o DMD sopra soglia (su cui viene effettuata la stima), al variare della stessa.

La Gumbel è la distribuzione che si adatta meno alle distribuzioni di dati, e nel caso del Foddeddu, mostra risultati sicuramente insoddisfacenti. Tra le distribuzioni basate sugli AMS, invece la GEV ben si adatta ai dati, e riesce ad interpretare correttamente il trend dei dati, anche quando questi mostrano delle anomale fluttuazioni (nelle portate osservate nell'Araxisi e in quelle simulate nel Foddeddu). In tutti i casi il valore di k della GEV è risultato positivo, caratteristico pertanto di una distribuzione Frechét. Si noti peraltro che i valori dei parametri stimati nel caso delle portate osservate non sono molto dissimili da quelli ottenuti per le portate simulate, soprattutto nel caso dell'Araxisi ($k = 0.23$, $\sigma = 14.29$, $\mu = 20.05$ contro $k = 0.17$, $\sigma = 15.14$, $\mu = 26.93$), probabilmente per via della migliore calibrazione che siamo riusciti ad ottenere rispetto al Foddeddu.

Per quanto riguarda l'adattamento alla GPD, si rileva che la tecnica FPOT risulta molto sensibile alla scelta della soglia FP adottata per il filtraggio dei picchi AP, sui quali viene effettuata la stima dei parametri, inoltre non sempre i risultati ottenuti dai test prescritti per la sua applicazione sono stati contemporaneamente pienamente superati, rendendo spesso laborioso trovare il migliore adattamento ai dati. Di contro la tecnica MTM è molto meno sensibile al range di soglie scelto per la stima dei parametri, confermando la robustezza della tecnica già evidenziata nell'applicazione

ARAXISI - OSSERVATO



ARAXISI - SIMULATO

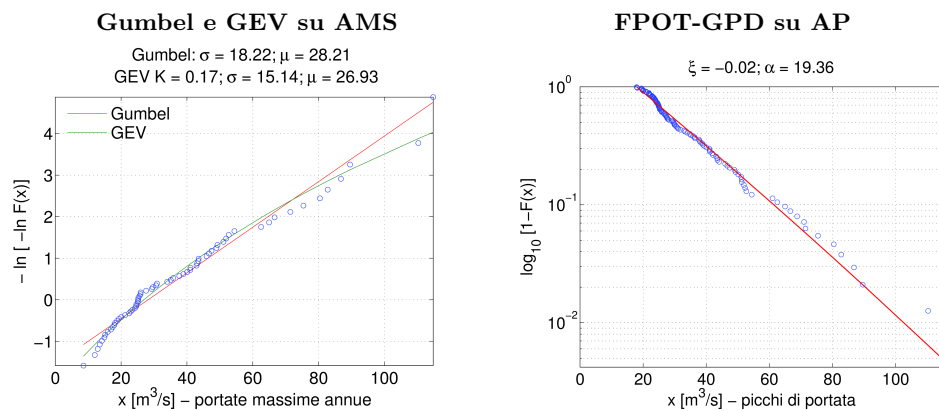


FIGURA 6.19: Adattamento dei dati (AMS o AP, osservati o simulati, pallini in blu) alle distribuzioni (curve rosse o verdi) di Gumbel e GEV (a sinistra), e alla FPOT-GPD (a destra), per il bacino dell'Araxisi. Nell'intestazione di ogni figura sono indicati i parametri stimati per le diverse distribuzioni di probabilità.

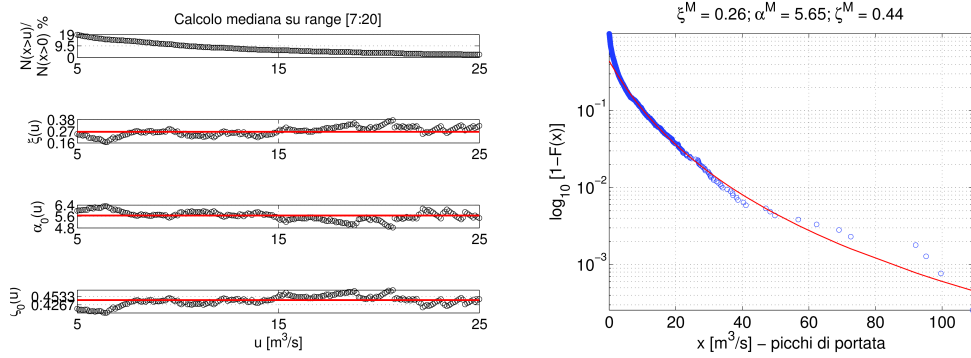
alle serie di precipitazione giornaliera (Deidda, 2010), e rendendo abbastanza rapido il processo di adattamento ai dati.

In ogni caso, a prescindere dal diverso onere per una corretta stima dei parametri richiesto dalle tecniche FPOT e MTM, l'adattamento delle GPD ottenute ai dati considerati, sia che si tratti di AP (filtrati o meno) che di DMD, è piuttosto buono. Questo è vero anche quando, come nel caso già evidenziato a proposito della GEV, si rilevano anomale fluttuazioni di dati; tale problematica è probabilmente dovuta ad incertezze nelle misure, che meriterebbero di essere indagate in futuro.

Nel caso dell'Araxisi i valori dei parametri stimati con l'MTMd, sia sugli osservati che sui simulati, rimangono quasi invariati indipendentemente dal sottoinsieme DMD considerato ($\xi = 0.28$ e $\alpha = 3.28$ in media per gli osservati, e $\xi = 0.31$ e $\alpha = 1.81$ in media per i simulati), e comunque non molto dissimili dai valori ottenuti avvalendosi degli AP ($\xi = 0.26$ e $\alpha = 5.65$ per gli osservati, e $\xi = 0.31$ e $\alpha = 3.67$ per i simulati). Nel caso del Foddeddu si osserva invece una certa

ARAXISI - OSSERVATO

MTM-GPD su AP



MTMd-GPD su DMD

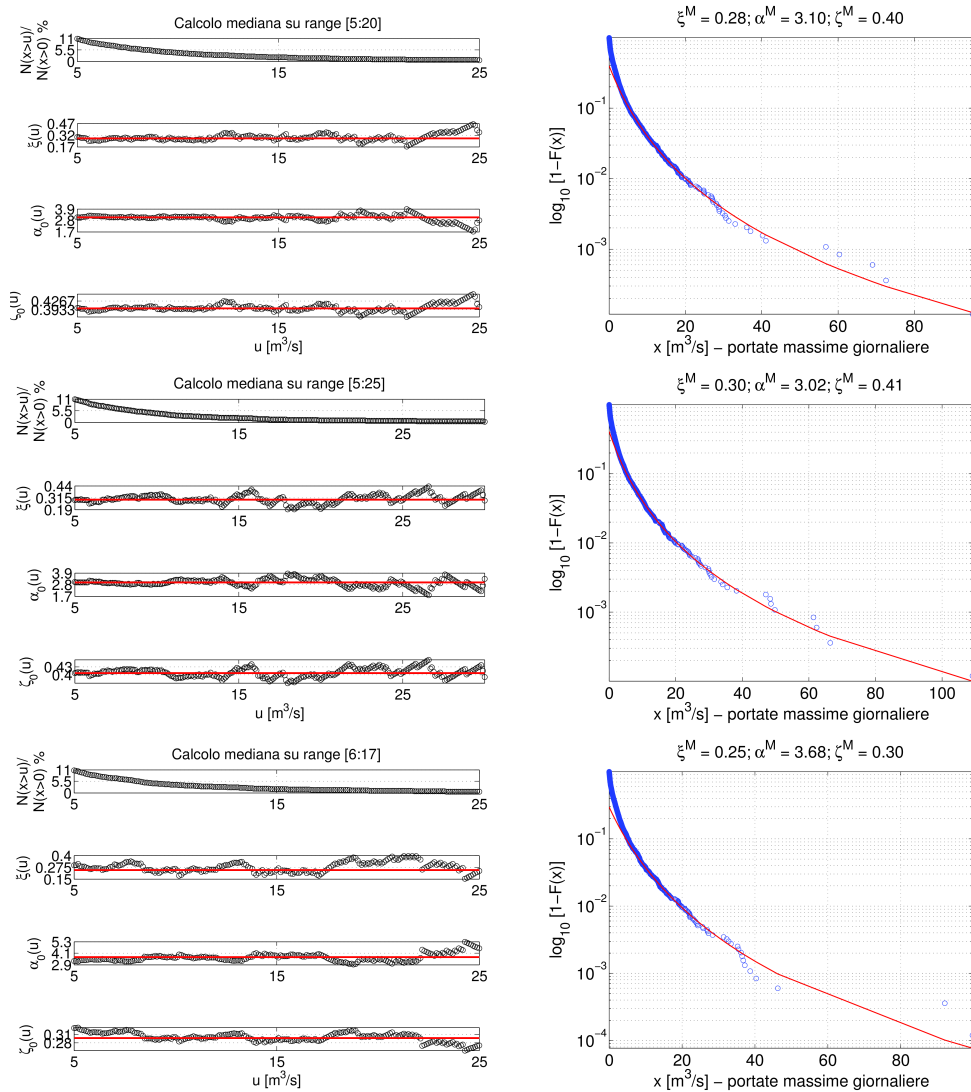
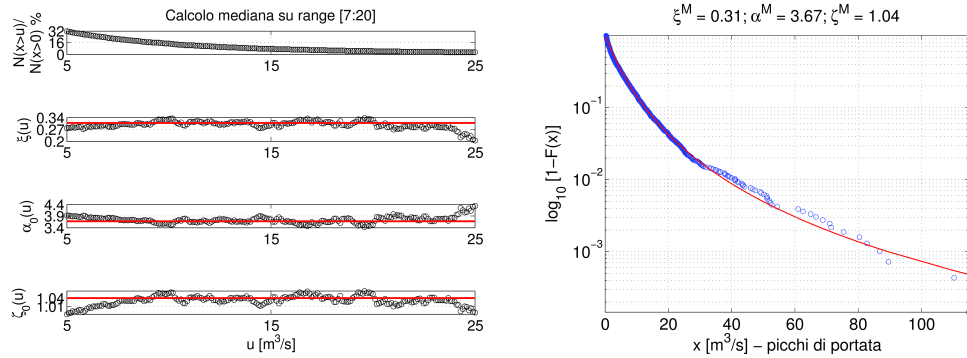


FIGURA 6.20: Adattamento dei dati (AP e DMD osservati, pallini in blu) alle distribuzioni (curve rosse) MTM-GPD e alle MTMd-GPD, per il bacino dell'Araxisi. Sulla sinistra i parametri ξ , α_0 , ζ_0 stimati al variare della soglia u (pallini in nero) e le corrispondenti mediane ξ^M , α_0^M , ζ_0^M (linee rosse orizzontali).

ARAXISI - SIMULATO

MTM-GPD su AP



MTMd-GPD su DMD

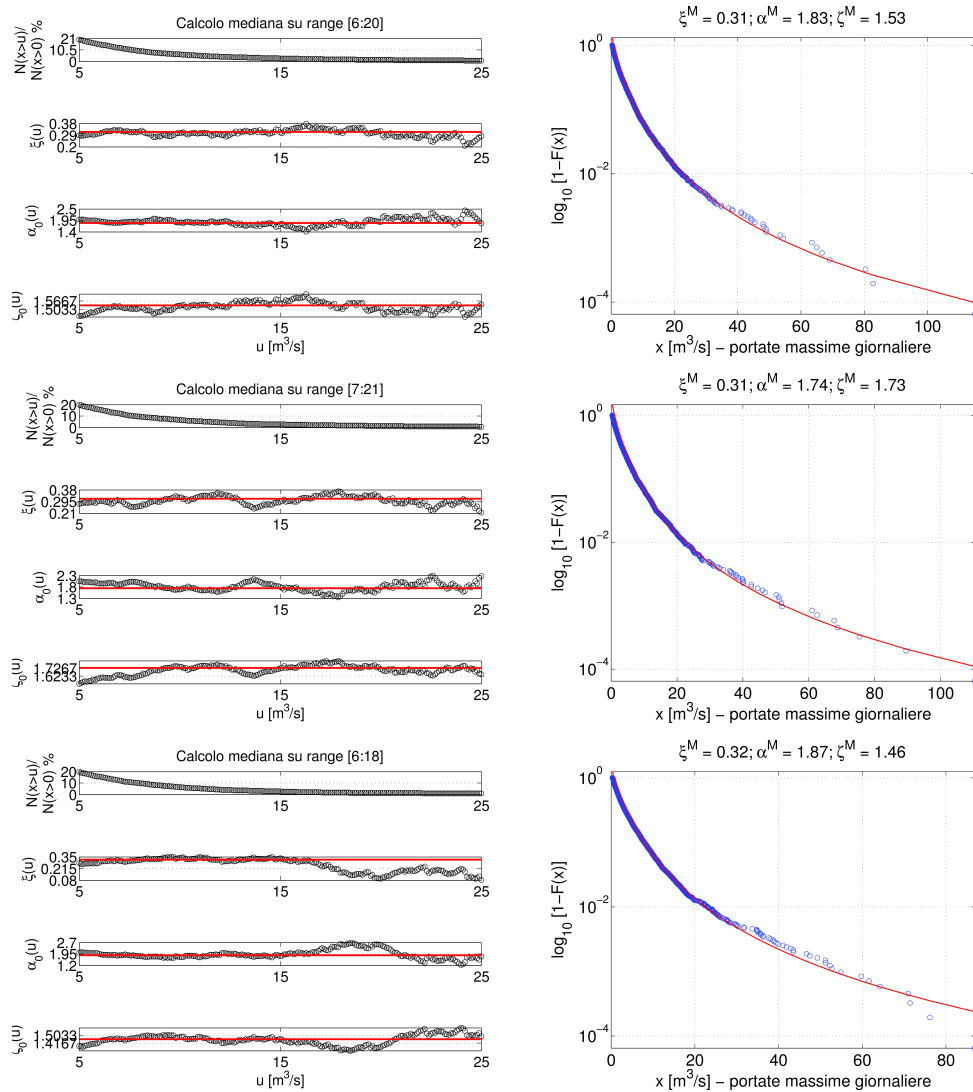


FIGURA 6.21: Adattamento dei dati (AP e DMD simulati, pallini in blu) alle distribuzioni (curve rosse) MTM-GPD e alle MTMd-GPD, per il bacino dell'Araxisi. Sulla sinistra i parametri ξ , α_0 , ζ_0 stimati al variare della soglia u (pallini in nero) e le corrispondenti mediane ξ^M , α_0^M , ζ_0^M (linee rosse orizzontali).

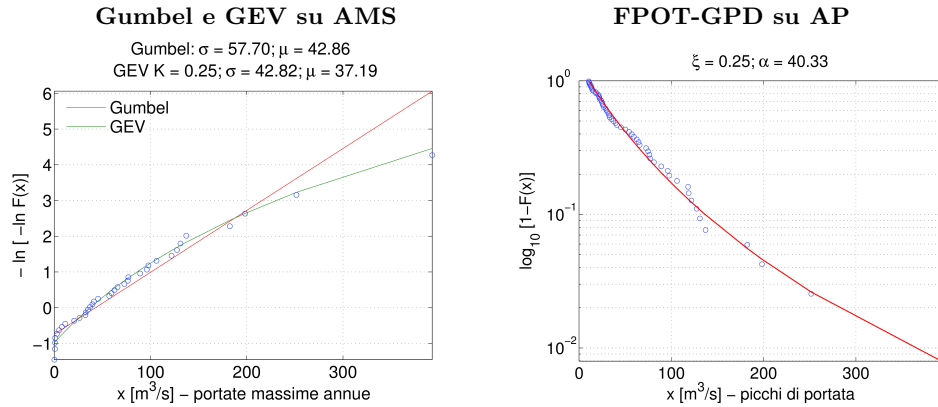
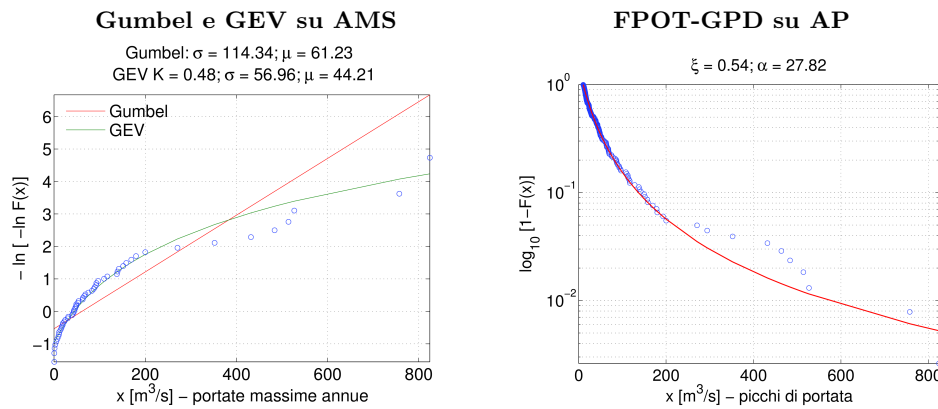
FODDEDDU - OSSERVATO

FODDEDDU - SIMULATO


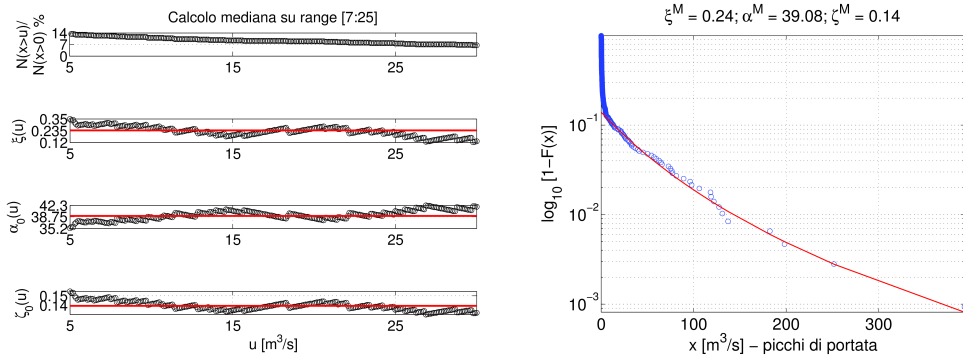
FIGURA 6.22: Come figura 6.19 ma per il bacino del Foddeddu.

variazione dei parametri stimati in relazione al sottoinsieme di DMD considerato ($\xi = 0.01 \div 0.42$ e $\alpha = 20.05 \div 30.90$ per gli osservati, e $\xi = 0.49 \div 0.55$ e $\alpha = 9.04 \div 23.22$ per i simulati). La maggior variabilità nella stima dei parametri per il Foddeddu è in parte collegata, soprattutto per gli osservati, al numero minore di dati su cui viene effettuato l'adattamento della distribuzione, rispetto al caso dell'Araxisi. Peraltro sull'Araxisi riscontriamo ancora che le distribuzioni GPD ottenute nel caso degli osservati e simulati, si discostano tra loro molto meno di quanto succede per il Foddeddu, come avevamo già notato a proposito della GEV.

Si noti osservando i massimi di portata utilizzati per l'adattamento alla GPD effettuato con l'MTM, che nel caso del Foddeddu sono presenti numerosi valori molto piccoli, ciò è dovuto come già evidenziato in fase di calibrazione, al deflusso di base in genere molto basso se non subito dopo gli eventi piovosi. Per via di tale comportamento idrologico peraltro i parametri della GPD stimati avvalendosi degli AP, risultano molto simili tra FPOT e MTM, ciò può essere ricondotto all'effetto del filtraggio attraverso gli FP (della tecnica FPOT) che in questo caso è meno influente: nel caso delle portate osservate, si ottiene $\xi = 0.25$ e $\alpha = 40.33$ per FPOT, $\xi = 0.24$ e $\alpha = 39.08$

FODDEDDU - OSSERVATO

MTM-GPD su AP



MTMd-GPD su DMD

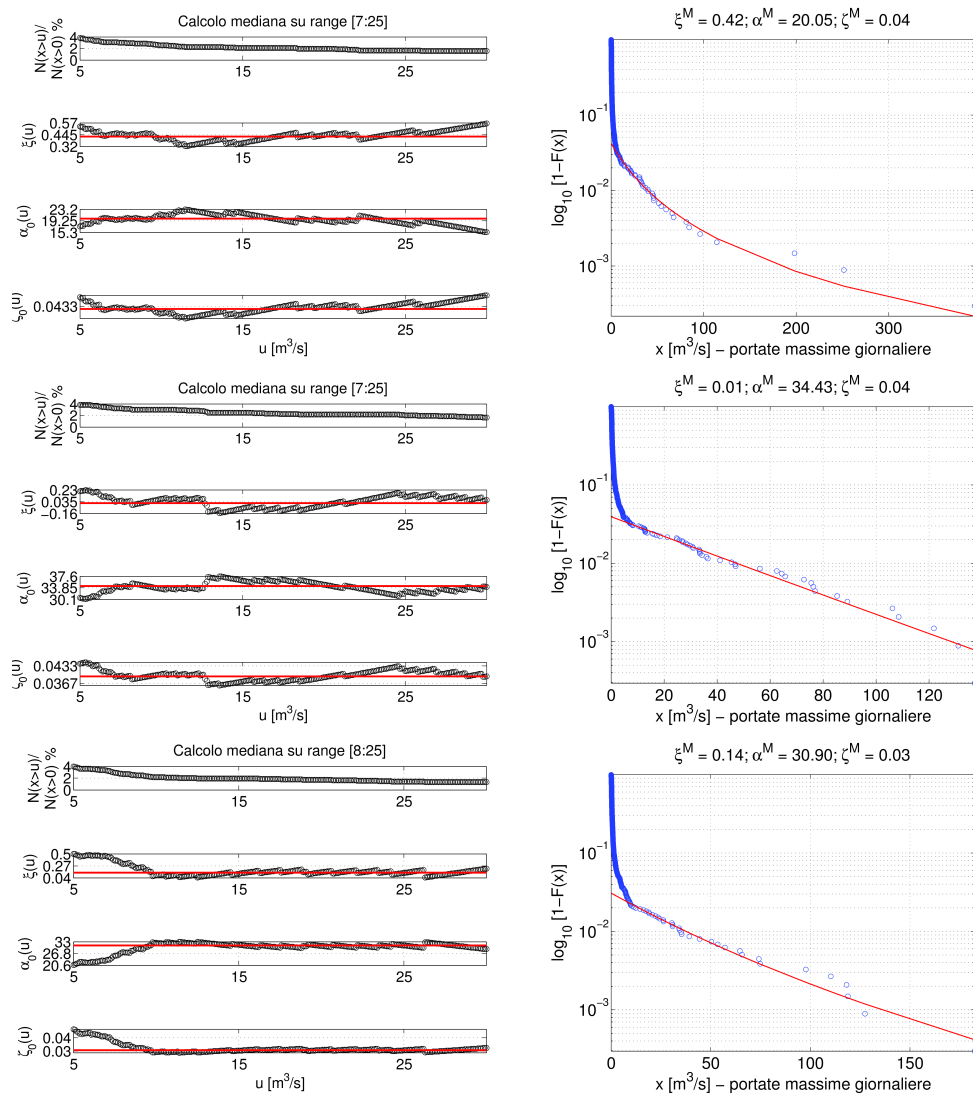
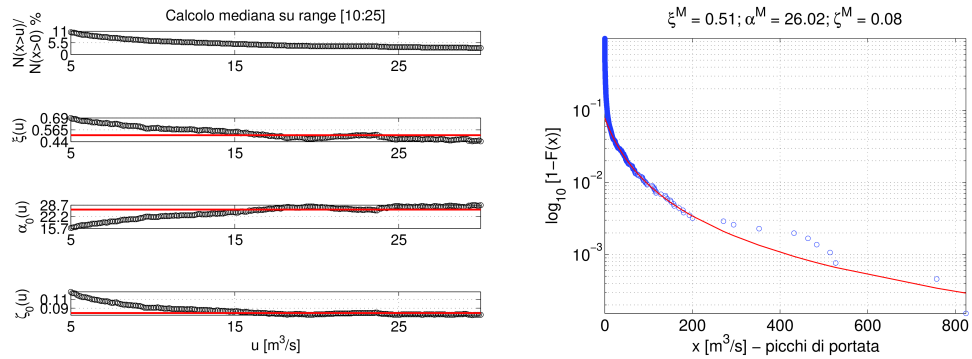


FIGURA 6.23: Come figura 6.20 ma per il bacino del Foddeddu.

FODDEDDU - SIMULATO

MTM su AP



MTMd su DMD

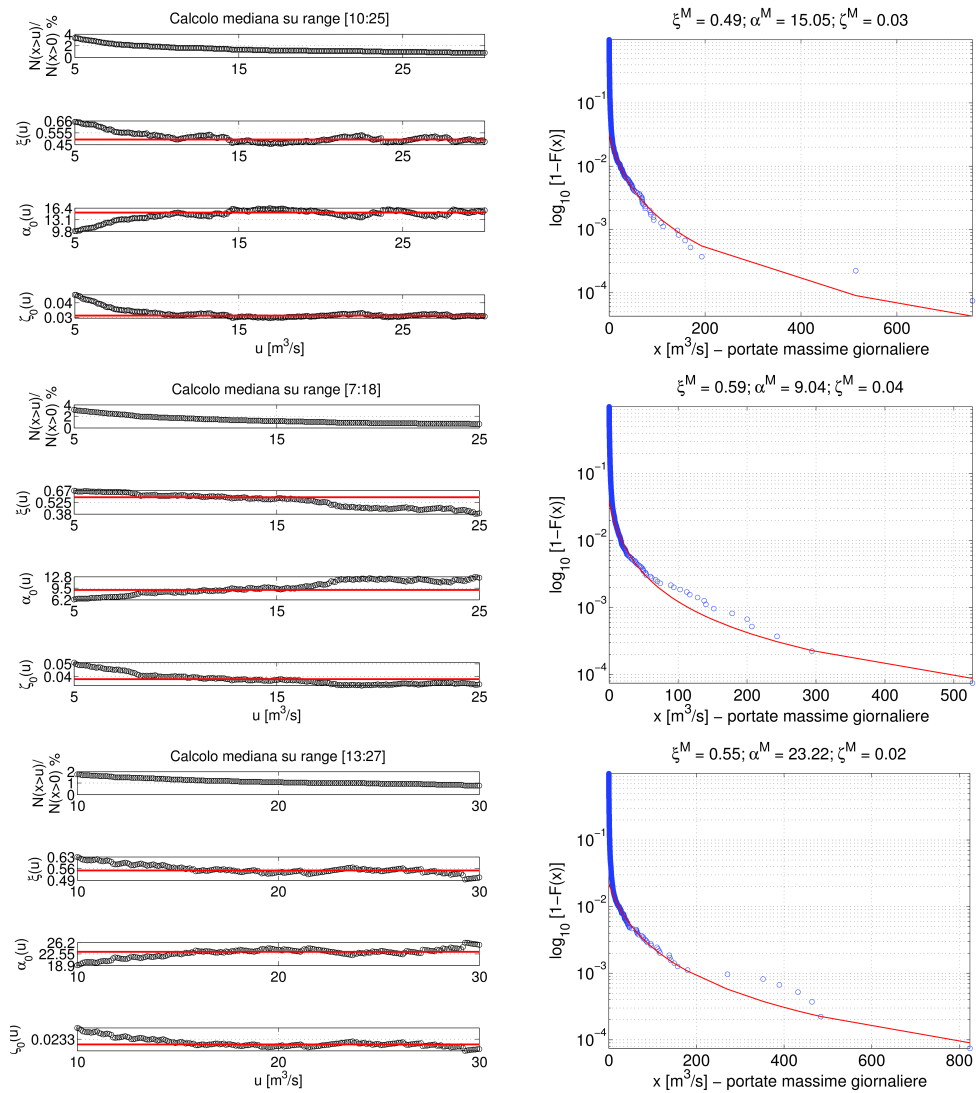


FIGURA 6.24: Come figura 6.21 ma per il bacino del Foddeddu.

per l'MTM; nel caso delle portate simulate, $\xi = 0.54$ e $\alpha = 27.82$ per FPOT, $\xi = 0.51$ e $\alpha = 26.02$ per l'MTM.

In conclusione manifestiamo una preferenza per la tecnica MTM, per la maggior rapidità di messa a punto e il (leggero) migliore adattamento ai dati. Tra le tecniche MTM propendiamo più verso l'utilizzo degli AP rispetto ai DMD (a fronte per entrambi di buoni andamenti), in quanto in questo secondo caso, non in tutte le condizioni esaminate sono state ottenute delle stime stabili dei parametri tra le 3 diverse sottoserie.

6.6.4 Applicazione operativa delle metodologie e valutazione delle performance di previsione

Le metodologie di previsione delle Flash Floods basate sul modello tRIBS (*RFTDM*) sono state messe a confronto tra loro, e con le metodologie basate sui modelli concettuali (*RTCM*) studiate nel capitolo 5. Le metriche considerate per la valutazione delle performance sono sempre *POD* (eq. 2.9), *FAR* (eq. 2.10) e *CSI* (eq. 2.11). Nella figura 6.25 si riporta per i due bacini in studio il confronto tra le performance delle diverse tecniche RFTDM, valutate in termini di mediane calcolate su tutti gli eventi selezionati dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia (vedi sezione 3.3), purché di durata della pioggia non superiore alle 24 ore. In tal modo è possibile effettuare un confronto con gli omologhi risultati ottenuti attraverso le tecniche RTCM e riportati nella figura 5.13⁶. La portata critica di riferimento Q_c è al solito assunta pari a $10 \text{ m}^3/\text{s}$ per l'Araxisi e $15 \text{ m}^3/\text{s}$ per il Foddeddu, corrispondenti ad un tempo di ritorno di poco inferiore all'anno. La condizione di analisi, analogamente a quanto già discusso nella sezione 5.5.2, prescinde dall'incertezza nella previsione meteorologica assumendo la precipitazione osservata come previsione, e la portata osservata come l'effettiva realizzazione a terra dell'evento. Una sintesi dei risultati e della contingenza previsioni-eventi è riportata nella tabella 6.9.

La valutazione viene effettuata attraverso due tipi di diagrammi: (i) a sinistra, la *POD* viene plottata in uno scatterplot contro la *FAR*, ricordando che un modello fornisce risultati tanto migliori quanto più ci si avvicina alla parte alta dell'asse delle ordinate e che comunque risultati al di sotto della bisettrice (in blu) sono poco soddisfacenti; (ii) a destra, i diagrammi riportano i valori della metrica *CSI*, che rappresenta il rapporto tra il numero di eventi critici correttamente previsti e il numero totale di allarmi emessi (comprendenti anche i falsi allarmi) più gli eventi che sarebbero dovuti essere previsti (eventi mancati). Più elevato il valore di *CSI*, migliore la capacità del modello di intraprendere un'azione di previsione corretta.

E' importante ricordare che definire dei valori di riferimento per le metriche in uso presenta un certo grado di soggettività. Da un lato, per sua natura la capacità di prevedere correttamente gli eventi è sempre in parte correlata alla possibilità di emettere falsi allarmi (all'aumentare/diminuire

⁶Per analogia con le analisi condotte nel capitolo 5 chiameremo questi eventi, *Tipo B*.

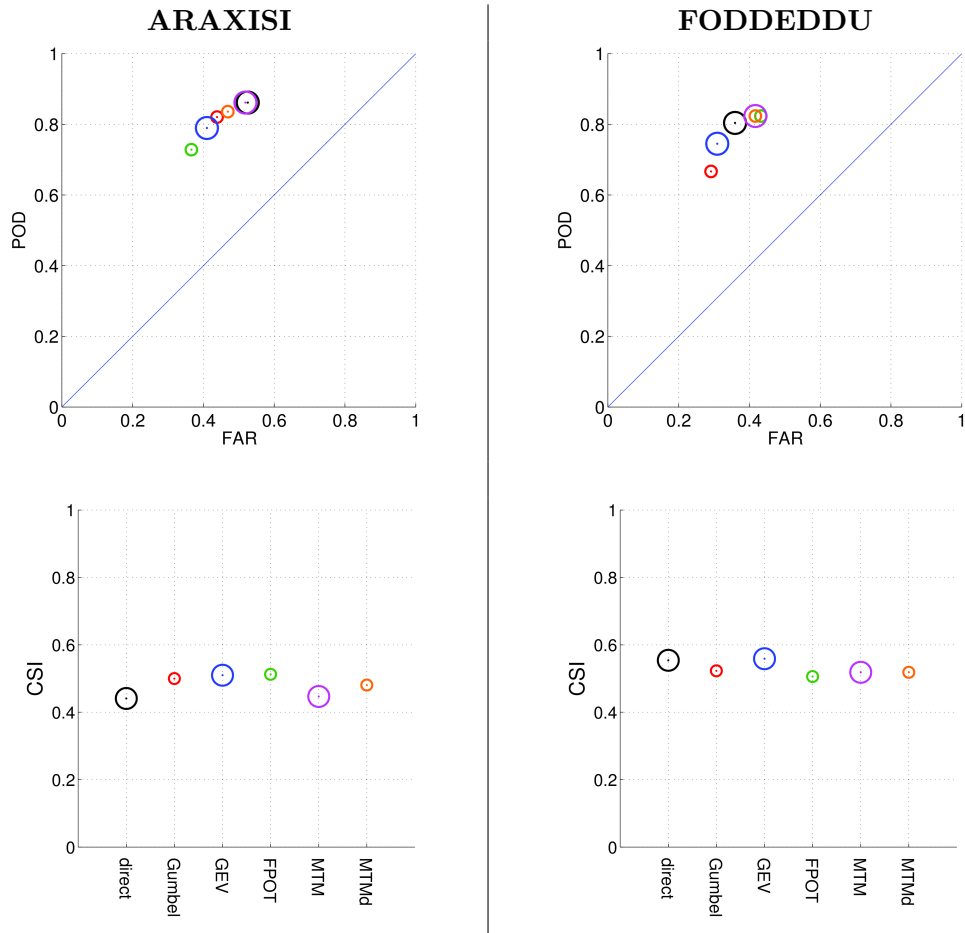


FIGURA 6.25: Performance delle tecniche di previsione RFTDM sugli eventi selezionati dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia (eventi tipo B). In alto si riportano gli scatterplot tra le metriche *POD* contro *FAR*, in basso i risultati della metrica *CSI*.

	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
ARAXISI						
<i>X</i>	117	111	107	99	117	113
<i>Y</i>	19	24	29	37	19	22
<i>Z</i>	129	87	74	57	126	100
<i>Z</i>	643	686	698	715	647	672
<i>POD</i>	<u>0.86</u>	0.82	0.79	0.73	<u>0.86</u>	0.84
<i>FAR</i>	0.53	0.44	0.41	<u>0.37</u>	0.52	0.47
<i>CSI</i>	0.44	0.50	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	0.45	0.48
FODDEDDU						
<i>X</i>	42	35	39	43	43	43
<i>Y</i>	10	17	13	9	9	9
<i>Z</i>	23	14	17	33	31	31
<i>Z</i>	410	420	417	401	403	403
<i>POD</i>	0.80	0.67	0.75	<u>0.82</u>	<u>0.82</u>	<u>0.82</u>
<i>FAR</i>	0.36	<u>0.29</u>	0.31	0.43	0.42	0.42
<i>CSI</i>	0.55	0.52	<u>0.56</u>	0.51	0.52	0.52

TABELLA 6.9: Tabella di contingenza previsioni-eventi e di sintesi delle performance di cui alla figura 6.25. I migliori valori di performance per ciascuna metrica sono sottolineati.

di *POD* esiste una tendenza all'aumento/diminuzione di *FAR*), d'altro lato una valutazione corretta dell'efficacia di un modello, non può prescindere dal considerare il valore dei contingenti elementi a rischio (vedi sezione 2.2). Pertanto nelle analisi che seguiranno, la comparazione tra le metodologie deve essere comunque considerata in termini relativi (ottimizzazione contemporanea delle tre metriche) e non assoluti.

La comparazione dei risultati tra le due metodologie di previsione deve essere eseguita con attenzione, in quanto per le RTCM si controlla se è stata raggiunta o superata la portata critica durante l'evento sulla base del deflusso di pioggia, mentre per le RTDFM sulla base della portata totale; pertanto anche gli eventi critici totali ($X+Y$) saranno di più per le RFTDM, e in misura tanto maggiore quanto più elevato il deflusso di base. Ecco perché essendo l'Araxisi caratterizzato da un deflusso di base non trascurabile durante l'anno, il numero di eventi critici risulterà significativamente superiore per le metodologie RFTDM. Per il Foddeddu il cui deflusso di base è non trascurabile solo poco dopo l'occorrenza di un evento piovoso, il numero di eventi critici per le due metodologie sarà non molto dissimile.

Confronto tra le tecniche RTCM e RFTDM

Le performance complessive delle metodologie di previsione RFTDM appaiono immediatamente superiori a quella delle corrispondenti metodologie RTCM, soprattutto nel caso dell'Araxisi dove si osservano valori di *CSI* mediamente più alti di 0.25 (0.15 nel caso del Foddeddu); per l'Araxisi la superiorità è particolarmente evidente anche osservando la *POD* e la *FAR*, infatti gli scatterplot corrispondenti alle tecniche RFTDM stanno pienamente alla sinistra della bisettrice. Di contro nel caso del Foddeddu i risultati delle RTCM appaiono comunque discreti sebbene inferiori alle RFTDM.

Possiamo pertanto affermare che l'utilizzo delle tecniche RFTDM porta un miglioramento dei risultati soprattutto sull'Araxisi, per il quale le tecniche RTCM avevano fornito invece delle performance di previsione poco soddisfacenti. Tale risultato, che è in accordo anche con le performance di simulazione dei relativi modelli idrologici (vedi tabella 6.8), è da ricondurre a tre ragioni, in parte già discusse in precedenza: (i) le tecniche RTCM non considerano il deflusso di pioggia, che nel caso dell'Araxisi è significativo al contrario del Foddeddu, a cui si aggiunge inoltre una maggiore incertezza insita nella separazione delle componenti di deflusso; (ii) la maggiore estensione dell'Araxisi (121 km³) rispetto a quella del Foddeddu (53 km³), rende il modello distribuito un promettente candidato per una più accurata simulazione della risposta idrologica rispetto ai modelli concettuali; (iii) per l'Araxisi siamo riusciti ad ottenere una risposta di bacino, in termini di portate alla sezione di chiusura, più simile a quella osservata, rispetto a quanto ottenuto per il Foddeddu.

Nello specifico si rileva che la superiorità delle metodologie RFTDM rispetto alle RTCM è in gran parte dovuta alla capacità di fornire meno falsi allarmi: valori di *FAR* decisamente più

bassi (una media di 0.46 per le RFTDM contro 0.74 per le RTCM sull'Araxisi, e 0.37 contro 0.61 sul Foddeddu), rispetto alla differenza in termini di *POD* (una media di 0.82 per le RFTDM contro 0.70 per le RTCM sull'Araxisi, e 0.78 contro 0.89 sul Foddeddu).

Confronto tra i modelli della classe RFTDM

Comparando tra loro le tecniche RFTDM, emerge per l'Araxisi un comportamento globale leggermente superiore usando i metodi statistici. In particolare GEV e FPOT-GPD presentano sia i migliori valori di *CSI*, pari per entrambi a 0.51, che i migliori rapporti tra *POD* e *FAR*, pari rispettivamente a $0.79/0.41 = 1.92$ e $0.73/0.37 = 1.97$, contro i risultati ottenuti dal metodo diretto il cui *CSI* si ferma a 0.44 e il rapporto tra *POD* e *FAR* a $0.86/0.53 = 1.62$. La miglior capacità di prevedere correttamente l'evento critico è invece ascrivibile al metodo diretto e alle tecniche MTM. E' comunque importante ricordare che le valutazioni delle metodologie sono state condotte utilizzando una portata critica Q_c piuttosto bassa ($T_r < 1$ anno) al fine di avere un numero di eventi sufficiente perché le statistiche fossero significative, il che ha fatto inizialmente dubitare che non si riuscisse a sfruttare a pieno i metodi statistici. Questa problematica viene discussa nella sezione 6.7.

Osservando le performance relative al Foddeddu i risultati migliori sono ottenuti con il metodo diretto e con la GEV, con valori del *CSI* pari rispettivamente a 0.55 e 0.56, e rapporti tra *POD* e *FAR* pari a $0.80/0.36 = 2.2$ e $0.75/0.31 = 2.41$. La migliore capacità di prevedere correttamente l'evento critico è invece ancora ascrivibile alle tecniche MTM. In questo caso il metodo diretto potrebbe essere il miglior compromesso, forse in ragione delle osservazioni di portata più brevi rispetto all'Araxisi. D'altra parte, anche se in modo meno evidente rispetto alle RTCM per le ragioni discusse all'inizio di questa sottosezione, la previsione eseguita con le RFTDM per il bacino del Foddeddu è risultata complessivamente migliore rispetto all'Araxisi.

Nella figura 6.26 si riportano per i due bacini in studio le performance ottenute applicando le tecniche RFTDM agli eventi di durata pari a 6 ore, estratti dalla serie storica scegliendo l'istante iniziale in modo casuale, secondo la procedura descritta al paragrafo 5.5.2⁷. Nella tabella 6.10 si riporta la corrispondente sintesi dei risultati ottenuti, in termini di contingenza previsioni-eventi e delle performance di previsione.

La situazione rappresentata in questo caso simula la condizione reale (vedi anche la sezione 5.5.2), in cui in qualsiasi istante, ci può venire richiesto se debba sussistere una situazione di allerta per le prossime 6 ore: cioè, si deve decidere se dare una allerta perché sta iniziando a piovere, o perché già pioveva ma si prevede una persistenza o un peggioramento delle condizioni meteo nelle ore seguenti, o ancora si deve decidere se far permanere un'allerta già lanciata. In questa condizione di maggior stress per la procedura di previsione, vengono confermati sostanzialmente i risultati dei confronti precedenti tra le metodologie RFTDM, seppure con un ovvio degrado dei risultati:

⁷Per analogia con le analisi condotte nel capitolo 5 chiameremo questi eventi, *Tipo A*.

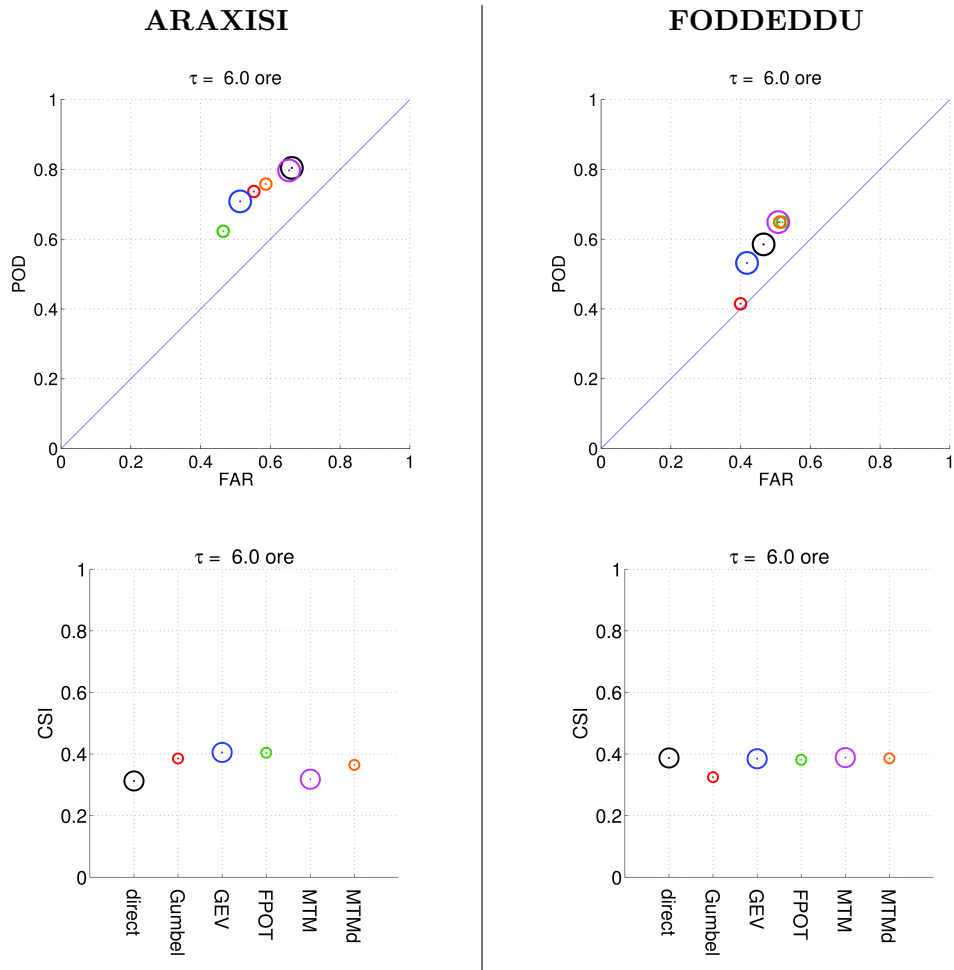


FIGURA 6.26: Performance delle tecniche di previsione RFTDM su eventi di durata pari a 6 ore e istante iniziale scelto in modo casuale (eventi tipo A). Si riportano gli scatterplot tra le metriche *POD* contro *FAR*, e i risultati della metrica *CSI*.

Durata 6 ore	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
ARAXISI						
<i>X</i>	157	144	138	122	156	148
<i>Y</i>	38	51	57	74	40	47
<i>Z</i>	308	178	146	106	294	211
<i>Z</i>	6844	6973	7005	7046	6857	6941
<i>POD</i>	<u>0.80</u>	0.74	0.71	0.62	<u>0.80</u>	0.76
<i>FAR</i>	0.66	0.55	0.51	<u>0.46</u>	0.65	0.59
<i>CSI</i>	0.31	0.39	<u>0.41</u>	0.40	0.32	0.36
FODDEDDU						
<i>X</i>	56	40	51	62	62	62
<i>Y</i>	40	56	45	34	34	34
<i>Z</i>	49	26	37	67	64	65
<i>Z</i>	7033	7056	7046	7015	7018	7017
<i>POD</i>	0.59	0.41	0.53	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>
<i>FAR</i>	0.47	<u>0.40</u>	0.42	0.52	0.51	0.51
<i>CSI</i>	<u>0.39</u>	0.33	0.38	0.38	<u>0.39</u>	<u>0.39</u>

TABELLA 6.10: Tabella di contingenza previsioni-eventi e di sintesi delle performance di cui alla figura 6.26. I migliori valori di performance per ciascuna metrica sono sottolineati.

ad esempio per l'Araxisi, la *POD* media passa da 0.82 a 0.74, *FAR* da 0.46 a 0.57, *CSI* da 0.48 a 0.37; per il Foddeddu la degradazione è anche superiore, con *POD* media che in particolare passa da 0.78 a 0.58, mentre la *FAR* da 0.37 a 0.47, e *CSI* da 0.53 a 0.38.

In conclusione rileviamo che l'utilizzo delle *portate-trasformate-in-frequenze* non fornisce il vantaggio atteso rispetto al confronto diretto tra le portate, ciò potrebbe in parte essere dovuto all'intensivo processo di calibrazione eseguito sul tRIBS, nonché alle inevitabili incertezze dovute al campionamento della pioggia e alla determinazione delle portate, che aggiungono un certo rumore nel calcolo delle performance. Evidenziamo inoltre che le differenze di accuratezza tra le distribuzioni di frequenze utilizzate per le FFA (discusse nella sezione 6.6.2), non hanno una diretta correlazione con le performance di previsione ottenute.

6.7 Dipendenza delle performance di previsione dal valore assunto per la portata critica

Dal momento che i risultati ottenuti sono ovviamente dipendenti dal valore assunto per la portata critica di riferimento Q_c , è stata indagata la variabilità delle metriche *POD*, *FAR* e *CSI* al variare di tale soglia, per gli eventi di tipo B. Tale test mirava a comprendere tra l'altro se i metodi diretti (in particolare FPOT-GPD e MTM-GPD) venissero penalizzati dall'utilizzo di tempi di ritorno troppo bassi. Nelle figure 6.27, 6.28, si riportano rispettivamente per l'Araxisi e per il Foddeddu, il valore delle metriche *POD*, *FAR*, *CSI*, al variare della portata critica di riferimento Q_c , per ciascuna metodologia di previsione delle Flash Floods studiata. Nei grafici viene riportato altresì il numero di eventi N per i quali è avvenuta e/o è stata prevista una criticità, ovvero il numero di eventi su cui sono state calcolate le metriche; ciò per dare un'idea della significatività delle statistiche. I corrispondenti risultati sono sintetizzati nelle tabelle 6.11, 6.12, 6.13, 6.14; si noti che i valori delle metriche sono stati riportati sino a Q_c pari a $35 \text{ m}^3/\text{s}$ per l'Araxisi, e a $45 \text{ m}^3/\text{s}$ per il Foddeddu, corrispondenti ad un periodo di ritorno di poco più di 2 anni, in modo tale che N non diventasse eccessivamente piccolo.

Confronto tra le tecniche RTCM e RFTDM

Soffermiamoci innanzitutto a confrontare globalmente il diverso comportamento delle metodologie RTCM e RFTDM al variare della portata critica Q_c . La frequenza dei falsi allarmi riscontrabile nelle metodologie RFTDM è sempre in buona misura più bassa rispetto alle metodologie RTCM, inoltre tale differenza in termini di frequenza tra le due metodologie cresce all'aumentare di Q_c . Ad esempio, utilizzando come soglia Q_c gli estremi del campo analizzato, nel caso dell'Araxisi la *FAR* media varia da ~ 0.6 a ~ 0.93 per le RTCM, e da ~ 0.43 a ~ 0.58 per le RFTDM, nel caso del Foddeddu la *FAR* media rimane costante e pari ~ 0.6 per le RTCM, mentre passa da ~ 0.57

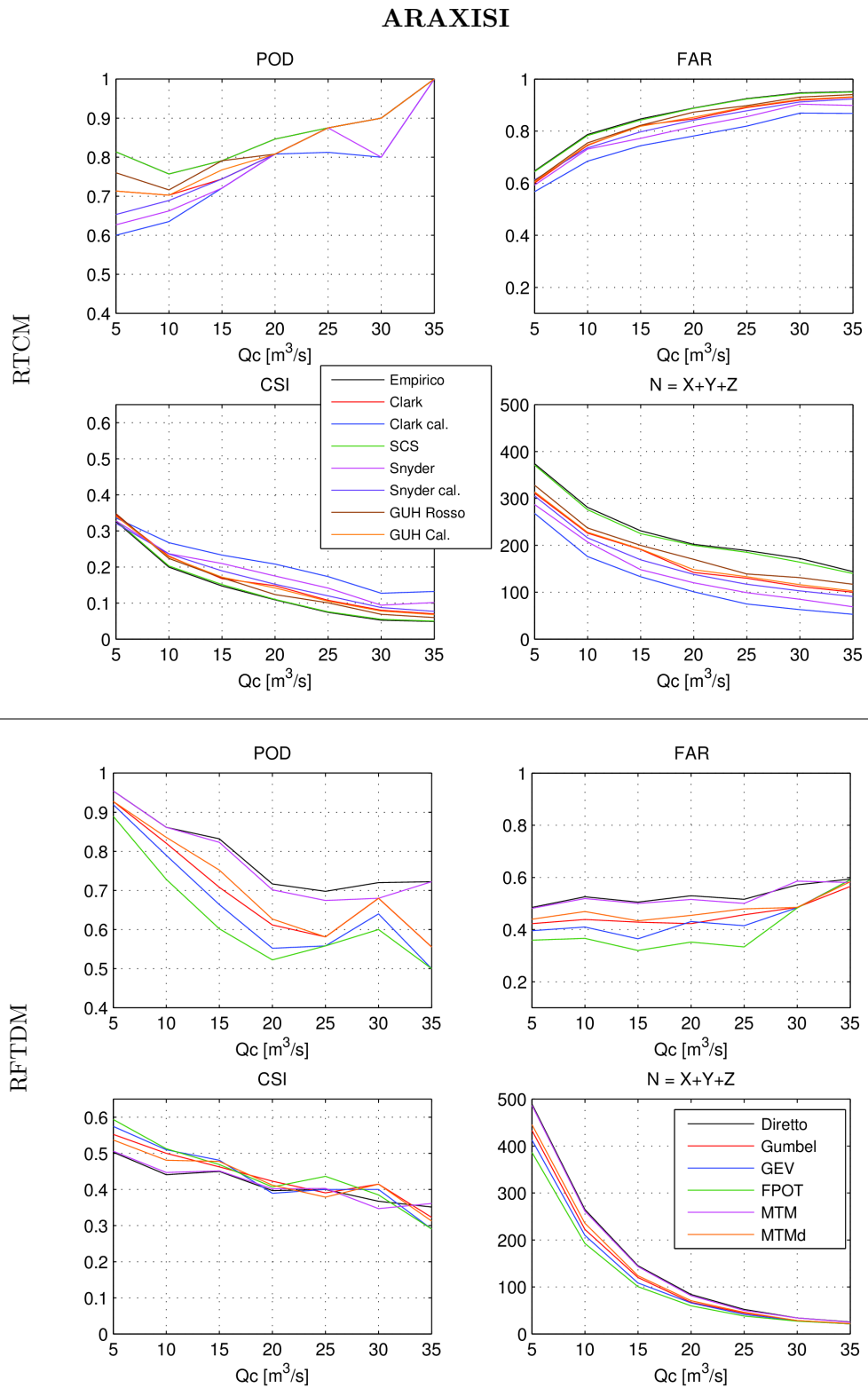


FIGURA 6.27: Performance delle metodologie di previsione delle Flash Floods al variare della portata critica Q_c assunta come riferimento, per il bacino dell'Araxisi. I valori delle metriche rappresentano le mediane calcolate su tutti gli eventi selezionati dalla serie storica sulla base dello scroscio di pioggia (eventi tipo B). N rappresenta il numero totale degli eventi per i quali è occorsa una criticità e/o è stata prevista una criticità.

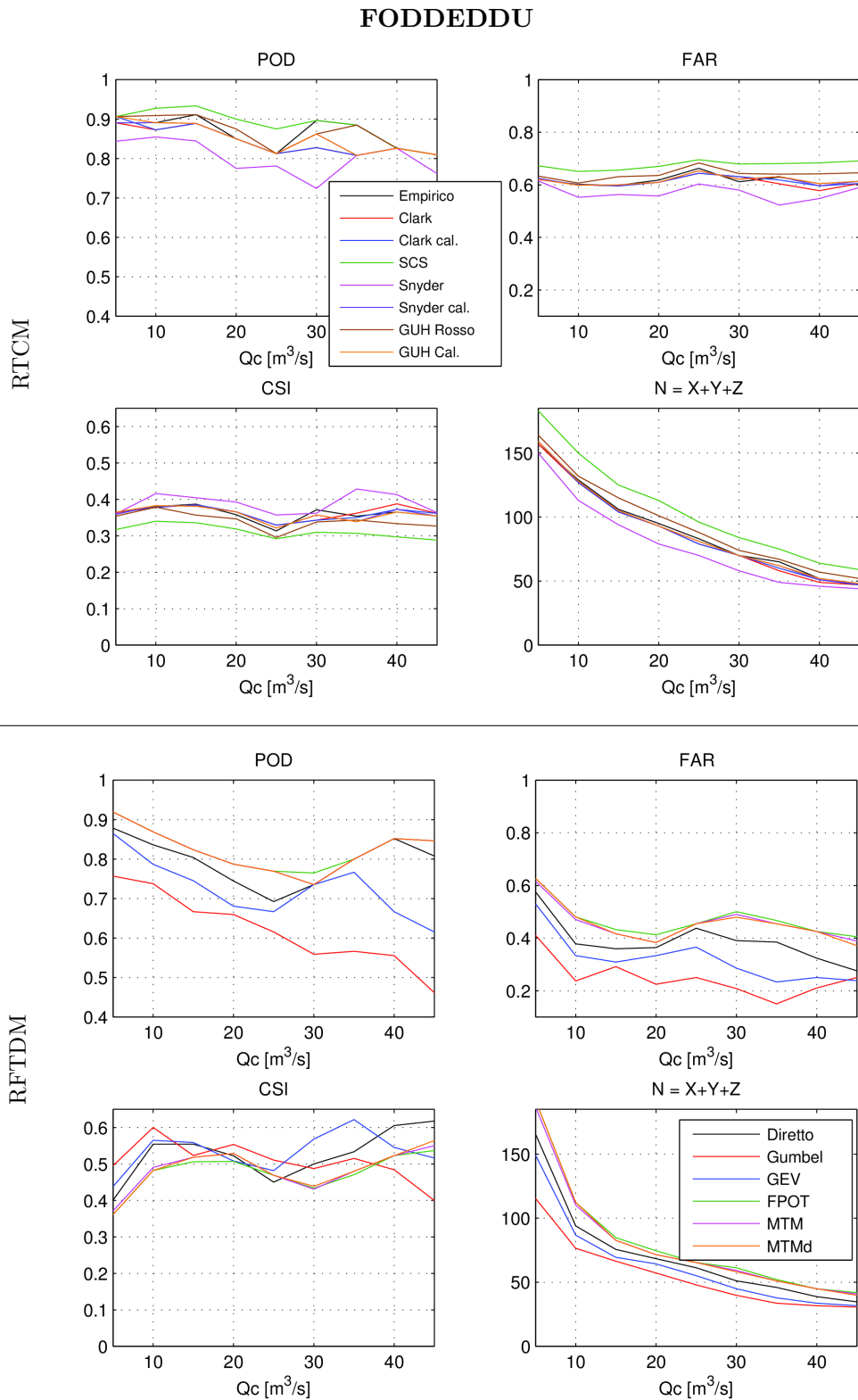


FIGURA 6.28: Come figura 6.27 ma i risultati si riferiscono al bacino del Foddeddu.

a ~ 0.32 per le RFTDM. In definitiva possiamo affermare che all'aumentare della soglia Q_c , le metodologie RFTDM danno più garanzie nei confronti dei falsi allarmi.

Per quanto concerne la capacità dei modelli di prevedere in maniera corretta il verificarsi di un

<i>RTCM (Araxisi)</i>								
<i>POD</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	<u>0.81</u>	0.71	0.60	<u>0.81</u>	0.63	0.65	0.76	0.71
10	<u>0.76</u>	0.70	0.64	<u>0.76</u>	0.66	0.69	0.72	0.70
15	<u>0.79</u>	0.74	0.72	<u>0.79</u>	0.72	0.74	<u>0.79</u>	0.77
20	<u>0.85</u>	0.81	0.81	<u>0.85</u>	0.81	0.81	0.81	0.81
25	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>	0.81	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>
30	<u>0.90</u>	<u>0.90</u>	0.80	<u>0.90</u>	0.80	<u>0.90</u>	<u>0.90</u>	<u>0.90</u>
35	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>
<i>FAR</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	0.65	0.60	<u>0.57</u>	0.64	0.59	0.61	0.61	0.61
10	0.79	0.75	<u>0.68</u>	0.78	0.73	0.74	0.75	0.75
15	0.85	0.82	<u>0.74</u>	0.84	0.77	0.80	0.82	0.82
20	0.89	0.85	<u>0.78</u>	0.89	0.82	0.84	0.87	0.85
25	0.93	0.89	<u>0.82</u>	0.92	0.86	0.88	0.90	0.89
30	0.95	0.92	<u>0.87</u>	0.94	0.90	0.91	0.93	0.92
35	0.95	0.93	<u>0.87</u>	0.95	0.90	0.92	0.94	0.93
<i>CSI</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	0.33	0.34	0.34	0.33	0.33	0.32	<u>0.35</u>	0.34
10	0.20	0.23	<u>0.27</u>	0.20	0.24	0.24	0.22	0.23
15	0.15	0.17	<u>0.23</u>	0.15	0.21	0.19	0.17	0.17
20	0.11	0.15	<u>0.21</u>	0.11	0.17	0.15	0.12	0.14
25	0.07	0.11	<u>0.17</u>	0.08	0.14	0.12	0.10	0.11
30	0.05	0.08	<u>0.13</u>	0.05	0.09	0.09	0.07	0.08
35	0.05	0.07	<u>0.13</u>	0.05	0.10	0.08	0.06	0.07
<i>N = X+Y+Z</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	374	311	268	371	287	305	328	314
10	281	226	176	276	207	216	237	228
15	231	191	133	225	148	169	200	192
20	202	142	101	200	120	138	170	148
25	189	130	75	185	99	117	139	133
30	172	112	63	164	85	103	131	116
35	144	100	53	140	69	91	117	103

TABELLA 6.11: Valori delle performance di previsione RTCM al variare della portata critica Q_c , relative alla figura 6.27. I valori migliori di ciascuna metrica sono sottolineati.

evento critico, le metodologie RTCM per le soglie Q_c più elevate, forniscono in genere "apparentemente" migliori performance rispetto alle RFTDM. In particolare per l'Araxisi, mentre per $Q_c = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ le RFTDM prevalgono rispetto alle RTCM fornendo una *POD* media pari a ~ 0.93 contro ~ 0.71 , per $Q_c = 35 \text{ m}^3/\text{s}$ le parti si invertono fornendo rispettivamente valori di *POD* media pari a ~ 0.59 contro ~ 1 . Bisogna però evidenziare che, con la Q_c massima, l'elevato valore di N si traduce per le RTCM in mediamente 95 falsi allarmi (Z) e 7 eventi realmente accaduti ($X+Y$), contro 10 falsi allarmi e 13 eventi realmente accaduti in media per le RFTDM.

Per il Foddeddu il discorso è in parte differente, in quanto non tutte le metodologie RFTDM forniscono risultati meno soddisfacenti rispetto alle RTCM, soprattutto le metodologie basate

<i>RFTDM (Araxisi)</i>						
<i>POD</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	<u>0.95</u>	0.93	0.92	0.89	<u>0.95</u>	0.93
10	<u>0.86</u>	0.82	0.79	0.73	<u>0.86</u>	0.84
15	<u>0.83</u>	0.71	0.66	0.60	0.82	0.75
20	<u>0.72</u>	0.61	0.55	0.52	0.70	0.63
25	<u>0.70</u>	0.58	0.56	0.56	0.67	0.58
30	<u>0.72</u>	0.68	0.64	0.60	0.68	0.68
35	<u>0.72</u>	0.56	0.50	0.50	<u>0.72</u>	0.56
<i>FAR</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	0.48	0.42	0.40	<u>0.36</u>	0.48	0.44
10	0.53	0.44	0.41	<u>0.37</u>	0.52	0.47
15	0.51	0.43	0.36	<u>0.32</u>	0.50	0.43
20	0.53	0.42	0.43	<u>0.35</u>	0.52	0.45
25	0.52	0.46	0.41	<u>0.33</u>	0.50	0.48
30	0.57	<u>0.48</u>	<u>0.48</u>	<u>0.48</u>	0.59	<u>0.48</u>
35	0.59	<u>0.57</u>	0.59	0.59	0.58	0.58
<i>CSI</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	0.50	0.55	0.57	<u>0.59</u>	0.51	0.54
10	0.44	0.50	<u>0.51</u>	<u>0.51</u>	0.45	0.48
15	0.45	0.46	<u>0.48</u>	0.47	0.45	<u>0.48</u>
20	0.40	<u>0.42</u>	0.39	0.41	0.40	0.41
25	0.40	0.39	0.40	<u>0.44</u>	0.40	0.38
30	0.37	<u>0.41</u>	0.40	0.38	0.35	0.41
35	0.35	0.32	0.29	0.29	<u>0.36</u>	0.31
<i>N = X+Y+Z</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	489	433	413	387	487	446
10	265	222	210	193	261	236
15	145	120	108	101	143	124
20	84	67	66	60	81	71
25	52	44	42	38	50	46
30	34	29	28	27	34	29
35	26	22	22	22	25	22

TABELLA 6.12: Come tabella 6.11, ma i risultati sono riferiti alle performance di previsione RFTDM relative alla figura 6.27.

sulla GPD hanno sempre risultati confrontabili: queste ultime per $Q_c = 45 \text{ m}^3/\text{s}$ forniscono tutte una *POD* pari a 0.85, mentre le RTCM si attestano su una *POD* media pari a ~ 0.8 . In termini assoluti però parliamo in media di 14 falsi allarmi (Z) e 26 eventi ($X+Y$) per le RFTDM basate sulla GPD, e 28 falsi allarmi e 21 eventi per le RTCM.

In definitiva, come ci si può aspettare dai risultati appena mostrati, le performance globali delle due metodologie rappresentate attraverso la metrica *CSI*, confermano la superiorità delle RFTDM. Ad esempio per l'Araxisi la differenza di performance tra le metodologie a favore delle RFTDM, cresce all'aumentare della portata critica Q_c (lo spread medio in termini di *CSI* varia da 0.22 a 0.28). Questo comportamento come anzidetto è legato all'alta frequenza dei falsi allarmi

RTCM (Foddeddu)

<i>POD</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	0.89	0.89	<u>0.91</u>	<u>0.91</u>	0.84	0.89	<u>0.91</u>	<u>0.91</u>
10	0.89	0.87	0.87	<u>0.93</u>	0.85	0.89	0.91	0.89
15	0.91	0.89	0.89	<u>0.93</u>	0.84	0.89	0.91	0.89
20	0.85	0.85	0.85	<u>0.90</u>	0.78	0.85	0.88	0.85
25	0.81	0.81	0.81	<u>0.88</u>	0.78	0.81	0.81	0.81
30	<u>0.90</u>	0.83	0.83	<u>0.90</u>	0.72	0.86	0.86	0.86
35	<u>0.88</u>	0.81	0.81	<u>0.88</u>	0.81	0.81	<u>0.88</u>	0.81
40	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>	<u>0.83</u>
45	<u>0.81</u>	<u>0.81</u>	<u>0.81</u>	<u>0.81</u>	0.76	<u>0.81</u>	<u>0.81</u>	<u>0.81</u>
<i>FAR</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	0.62	0.62	0.62	0.67	<u>0.61</u>	0.62	0.63	0.62
10	0.60	0.60	0.60	0.65	<u>0.55</u>	0.60	0.61	0.60
15	0.60	0.60	0.60	0.66	<u>0.56</u>	0.60	0.63	0.60
20	0.62	0.61	0.61	0.67	<u>0.56</u>	0.61	0.64	0.61
25	0.66	<u>0.64</u>	<u>0.64</u>	0.70	0.60	0.65	0.68	0.65
30	0.61	0.63	0.63	0.68	<u>0.58</u>	0.62	0.64	0.62
35	0.63	0.60	0.62	0.68	<u>0.52</u>	0.63	0.64	0.63
40	0.60	0.58	0.60	0.68	<u>0.55</u>	0.60	0.64	0.60
45	0.61	0.60	0.60	0.69	<u>0.59</u>	0.61	0.65	0.61
<i>CSI</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	<u>0.36</u>	<u>0.36</u>	<u>0.36</u>	0.32	<u>0.36</u>	<u>0.36</u>	0.35	<u>0.36</u>
10	0.38	0.38	0.38	0.34	<u>0.42</u>	0.38	0.38	0.38
15	0.39	0.38	0.38	0.34	<u>0.40</u>	0.38	0.36	0.38
20	0.36	0.37	0.37	0.32	<u>0.39</u>	0.37	0.35	0.37
25	0.31	<u>0.33</u>	<u>0.33</u>	0.29	0.36	0.32	0.30	0.32
30	<u>0.37</u>	0.34	0.34	0.31	0.36	0.36	0.34	0.36
35	0.35	0.36	0.35	0.31	<u>0.43</u>	0.34	0.34	0.34
40	0.37	0.39	0.37	0.30	<u>0.41</u>	0.37	0.33	0.37
45	0.35	<u>0.36</u>	<u>0.36</u>	0.29	<u>0.36</u>	0.35	0.33	0.35
<i>N = X+Y+Z</i>								
Q_c [m ³ /s]	Empirico	Clark	Clark cal.	SCS	Snyder	Snyder cal.	GUH	GUH cal.
5	157	157	159	183	150	159	164	159
10	129	127	127	150	113	128	132	128
15	106	104	104	125	94	105	115	105
20	95	93	93	113	79	93	101	93
25	83	79	79	96	70	81	88	81
30	70	70	70	84	58	70	74	70
35	65	58	60	75	49	62	67	62
40	52	49	51	64	46	51	57	52
45	48	47	47	59	44	48	52	48

TABELLA 6.13: Come tabella 6.11, ma i risultati sono riferiti alle performance di previsione RTCM relative alla figura 6.28.

delle RTCM all'aumentare della soglia Q_c , e corrispondentemente al numero di eventi N , che decresce con Q_c in misura inferiore rispetto alle RFTDM in quanto tanti falsi allarmi confluiscono nel conto.

<i>RFTDM (Foddeddu)</i>						
<i>POD</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	0.88	0.76	0.86	<u>0.92</u>	<u>0.92</u>	<u>0.92</u>
10	0.84	0.74	0.79	<u>0.87</u>	<u>0.87</u>	<u>0.87</u>
15	0.80	0.67	0.75	<u>0.82</u>	<u>0.82</u>	<u>0.82</u>
20	0.74	0.66	0.68	<u>0.79</u>	<u>0.79</u>	<u>0.79</u>
25	0.69	0.62	0.67	<u>0.77</u>	<u>0.77</u>	<u>0.77</u>
30	0.74	0.56	0.74	<u>0.76</u>	0.74	0.74
35	<u>0.80</u>	0.57	0.77	<u>0.80</u>	<u>0.80</u>	<u>0.80</u>
40	<u>0.85</u>	0.56	0.67	<u>0.85</u>	<u>0.85</u>	<u>0.85</u>
45	0.81	0.46	0.62	<u>0.85</u>	<u>0.85</u>	<u>0.85</u>
<i>FAR</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	0.58	<u>0.41</u>	0.53	0.63	0.62	0.63
10	0.38	<u>0.24</u>	0.33	0.48	0.47	0.48
15	0.36	<u>0.29</u>	0.31	0.43	0.42	0.42
20	0.36	<u>0.23</u>	0.33	0.41	0.38	0.38
25	0.44	<u>0.25</u>	0.37	0.45	0.45	0.45
30	0.39	<u>0.21</u>	0.29	0.50	0.49	0.48
35	0.38	<u>0.15</u>	0.23	0.47	0.45	0.45
40	0.32	<u>0.21</u>	0.25	0.42	0.42	0.42
45	0.28	0.25	<u>0.24</u>	0.41	0.39	0.37
<i>CSI</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	0.40	<u>0.50</u>	0.44	0.36	0.37	0.36
10	0.55	<u>0.60</u>	0.56	0.48	0.49	0.48
15	0.55	0.52	<u>0.56</u>	0.51	0.52	0.52
20	0.52	<u>0.55</u>	<u>0.51</u>	0.51	0.53	0.53
25	0.45	<u>0.51</u>	0.48	0.47	0.47	0.47
30	0.50	0.49	<u>0.57</u>	0.43	0.43	0.44
35	0.53	0.52	<u>0.62</u>	0.47	0.48	0.48
40	<u>0.61</u>	0.48	0.55	0.52	0.52	0.52
45	<u>0.62</u>	0.40	0.52	0.54	0.55	0.56
<i>N = X+Y+Z</i>						
Q_c [m ³ /s]	Diretto	Gumbel (AMS)	GEV (AMS)	FPOT (AP)	MTM (AP)	MTMd (DMD)
5	165	115	149	192	187	192
10	94	77	87	112	110	112
15	76	66	69	85	83	83
20	68	57	64	75	71	71
25	61	48	55	65	65	65
30	51	40	45	61	59	58
35	46	34	38	52	51	51
40	39	32	34	45	45	45
45	35	31	32	42	41	40

TABELLA 6.14: Come tabella 6.11, ma i risultati sono riferiti alle performance di previsione RFTDM relative alla figura 6.28.

Confronto tra i modelli della classe RTCM

I modelli appartenenti alla classe delle metodologie RTCM, tendono a rispondere alla variazione della Q_c in modo molto simile, e non si rileva un modello che migliori o peggiori in modo significativo rispetto agli altri. In particolare osservando la *FAR* si rileva uno spread tra i modelli quasi costante al variare della soglia (ad esempio per il Foddeddu spread quasi costante tra i modelli

SCS e Clark calibrato, che rappresentano i due estremi, pari a 0.05). E' interessante evidenziare che solo per l'Araxisi, il valore della *POD* di tutti i modelli tende a convergere verso l'unità al crescere di Q_c , anche se come già evidenziato, per $Q_c = 35 \text{ m}^3/\text{s}$ la statistica perde in parte di significatività quantificando 7 eventi correttamente previsti, 0 eventi mancati e in media 95 falsi allarmi.

Il comportamento rilevato è coerente con l'architettura della metodologia di previsione, nella quale fissata la Q_c , la soglia di deflusso è funzione solo del picco dell'UH di ciascun modello, e la sua trasformazione in soglia pluviometrica è solo in parte "de-linearizzata" attraverso le curve del CN.

Confronto tra i modelli della classe RFTDM

Osservando la *FAR* si può notare che al variare della Q_c , i diversi modelli hanno una variazione piuttosto simile e nessuno tende ad avere un marcato miglioramento/peggioramento rispetto agli altri, anche se nel caso dell'Araxisi per le Q_c più alte i modelli tendono a convergere verso lo stesso valore pari a 0.58.

Per la *POD* il comportamento al variare di Q_c è differente per alcuni modelli: in particolare nel caso dell'Araxisi il metodo diretto e gli MTM-GPD e MTMd-GPD tendono a decrescere meno degli altri, nel caso del Foddeddu questo comportamento vale anche per il FPOT-GPD. In particolare nel caso dell'Araxisi i valori di *POD* corrispondenti alla Q_c minima e massima, per il metodo diretto (modello migliore) sono pari a 0.95 e 0.72, mentre per il FPOT-GPD (peggiore) sono pari a 0.89 e 0.50. Nel caso del Foddeddu i corrispondenti valori estremi di *POD* sono pari a 0.92 e 0.85 per i metodi basati sulla GPD (modelli migliori), e a 0.76 e 0.46 per il modello Gumbel (peggiore). Si noti che le curve dei vari modelli non si intersecano mai.

Per quanto concerne le performance globali, per l'Araxisi si può notare che il metodo diretto e l'MTM-GPD presentano un *CSI* che decresce (al crescere di Q_c) meno rispetto agli altri modelli, in particolare si passa da ~ 0.5 a ~ 0.35 , contro il risultato del FPOT-GPD che passa da 0.59 a 0.29. Lo spread massimo tra le performance dei modelli per ogni valore di Q_c è comunque sempre contenuto intorno a 0.1. Per quanto riguarda il Foddeddu, i modelli basati sulla GPD tendono a migliorare al crescere di Q_c (*CSI* che varia ~ 0.36 a ~ 0.55), così come il metodo diretto che tende a diventare il migliore fra i modelli (*CSI* da 0.4 a 0.62). Il metodo basato su GEV tende a migliorare ma meno dei precedenti (*CSI* da 0.44 a 0.52), mentre quello basato su Gumbel ha un deciso peggioramento. Nel caso del Foddeddu lo spread massimo tra le performance dei modelli per ogni valore di Q_c tende ad essere più variabile e maggiore rispetto al caso dell'Araxisi.

In conclusione può essere affermato che al crescere della soglia, i metodi statistici non presentano l'atteso miglioramento rispetto al metodo diretto, che anzi si posiziona generalmente tra i modelli migliori; questo buon risultato può essere correlato alla calibrazione molto spinta effettuata

sul modello tRIBS. A prescindere dalla capacità globale (teorica) dei modelli di ottimizzare contemporaneamente le tre metriche utilizzate, come discusso in precedenza la scelta del modello è comunque correlata al peso che si attribuisce alle diverse metriche e al valore degli elementi a rischio presenti. In termini relativi possiamo comunque affermare che il metodo diretto e MTM-GPD sono quelli che forniscono sotto ogni condizione e bacino le maggiori garanzie, con *POD* sempre sufficientemente alte a fronte di *FAR* abbastanza basse. D'altra parte la fiducia nel modello MTM-GPD può essere riposta anche in considerazione, rispetto agli altri modelli, del buon adattamento ai dati storici di portata osservata e simulata, nonché alla stabilità e robustezza presentata in fase di stima dei parametri.

In definitiva è bene rimarcare che il fattore dominante sulle performance ottenute è rappresentato dalla metodologia di previsione scelta (RTCM o RFTDM) piuttosto che dai modelli in esse implementati. A meno di incertezze legate alla significatività del campione, i modelli RTCM mostrano sempre una capacità di prevedere correttamente gli eventi critici sufficientemente elevata, ma contemporaneamente una frequenza di falsi allarmi piuttosto alta. Dalle esperienze condotte al variare della Q_c , possiamo affermare che tali tecniche sono una valida alternativa alle RFTDM nel caso del Foddeddu, mentre per l'Araxisi le performance degradano troppo rapidamente con la soglia critica.

6.8 Analisi sulle portate calcolate nei nodi del reticolo idrografico interni al bacino

Un grande vantaggio di utilizzare un modello idrologico distribuito è indubbiamente poter estrarre una serie di informazioni idrologiche anche nei punti interni del bacino con un sufficiente grado di affidabilità. Alcuni autori tra cui [Reed et al. \(2007\)](#) e [Norbiato et al. \(2008\)](#), hanno mostrato che un modello idrologico distribuito e fisicamente basato, calibrato in base alle portate della sezione di chiusura e "ben preparato" scegliendo con attenzione *a priori* i parametri non soggetti a calibrazione, è in grado di descrivere la variazione spaziale dello stato di umidità del bacino in maniera affidabile e comunque tale che la conseguente risposta idrologica simulata, anche nelle sezioni interne del reticolo idrografico, possa essere ritenuta discretamente accurata.

In questa fase sono state simulate, in svariati nodi del reticolo idrografico dei bacini in studio, le serie di portate per tutto il periodo di osservazione dei dati di pioggia e temperatura (tabella 6.2). Tali nodi sono stati scelti in modo da avere una sezione di chiusura prima di ogni confluenza e successivamente sono stati aggiunti ulteriori nodi in modo da avere una sezione di chiusura (quando possibile) ogni ~ 2.5 km². Sono state selezionate in tutto 922 sezioni di chiusura per l'Araxisi e 369 per il Foddeddu, rappresentate nelle due mappe in figura 6.29.

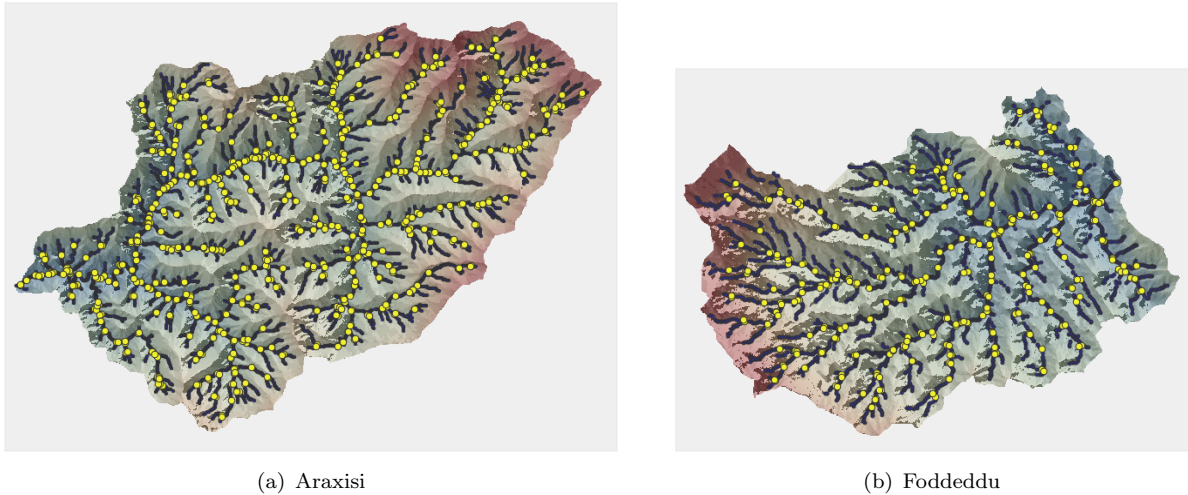


FIGURA 6.29: Sezioni del reticolo idrografico (pallini in giallo) in cui sono state simulate le portate per tutto il periodo storico in studio (tabella 6.2).

Preliminarmente sulla base delle serie storiche di portata simulate in ogni nodo considerato, sono stati plottati i diagrammi dei rapporti degli L-momenti basati su Hosking (1990), per i due bacini in studio (figura 6.30). In tal modo è stato studiato se fosse possibile individuare una distribuzione che meglio interpretasse i massimi annui di portata (AMS), i picchi interannuali sopra soglia (AP) e le massime portate giornaliere (DMD), simulati sui sottobacini. Nei diagrammi le curve rappresentano il legame tra le L-skewness e L-kurtosis teoriche per alcune distribuzioni ampiamente utilizzate in idrologia, mentre i pallini rappresentano le corrispondenti coppie campionarie riferite alle simulazioni nei nodi del reticolo idrografico.

Dall'esame dei diagrammi si nota che per gli AMS non si riesce ad individuare una distribuzione su cui le coppie campionarie di L-skewness e L-kurtosis tendano a disporsi, esse appaiono infatti piuttosto disperse. Di contro per gli AP e per i DMD si nota una tendenza delle coppie campionarie a seguire almeno in parte la curva teorica corrispondente alla GPD, il che conferma i risultati dell'adattamento ai dati, rilevato negli studi condotti sulle portate alle sezioni di chiusura dei due bacini (sezione 6.6.3), ed esteso a campione su alcune delle sezioni intermedie in esame.

6.8.1 Dipendenza dei massimi di portata simulati dalle caratteristiche dei sottobacini e della forzante di precipitazione

In prima battuta è stata indagata se esistesse una certa dipendenza tra i massimi di portata di assegnato tempo di ritorno $Q(t_r)$ e alcune caratteristiche morfometriche, quali area, pendenza (media e locale) e altitudine del sottobacino, lunghezza e pendenza della relativa asta principale. L'analisi è stata eseguita secondo i seguenti passi:

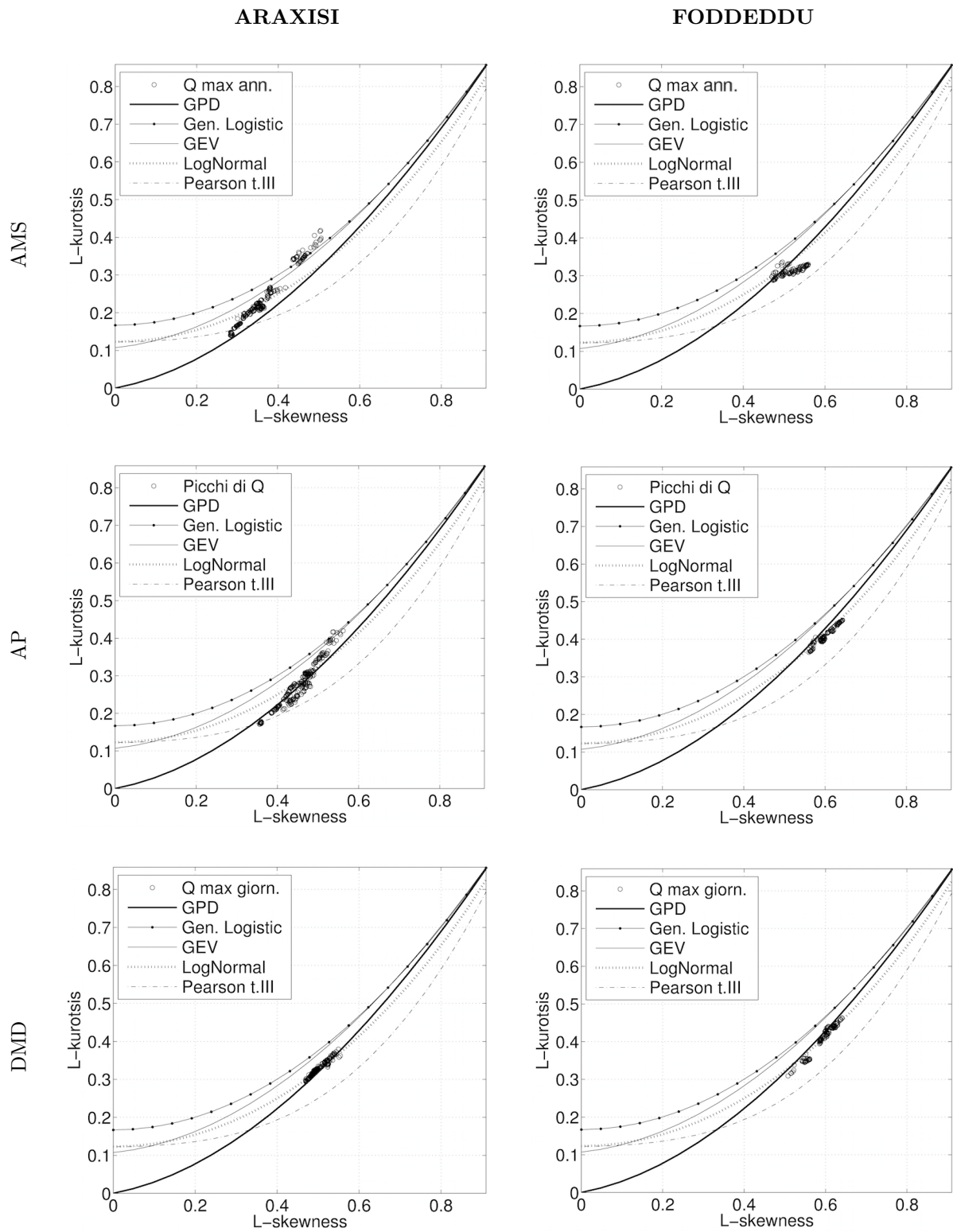


FIGURA 6.30: Diagramma dei rapporti degli L-momenti basato su Hosking (1990) per i bacini in studio: le curve rappresentano le coppie teoriche di L-skewness e L-kurtosis per diverse distribuzioni, mentre i pallini si riferiscono alle L-statistiche campionarie ai nodi del reticolo idrografico selezionati (mappa in figura 6.29), calcolate sulla base dei massimi di portata annui (AMS), dei picchi di portata sopra soglia (AP) e dei massimi giornalieri di portata (DMD).

- Analisi di frequenza sui massimi di portata, eseguita indipendentemente sulle serie storiche dei differenti sottobacini i con le quattro metodologie FFA, ovvero GEV, FPOT, MTM e MTMd;
- Per ciascun sottobacino i , sono state determinate le $Q_i(t_r)$ con ciascuna FFA;
- Per un assegnato tempo di ritorno (t_r variabile da 5 a 200 anni) le $Q_i(t_r)$ sono state plottate contro singole caratteristiche morfometriche (o combinazioni di esse) dei sottobacini i corrispondenti.

I risultati hanno evidenziato una marcata dipendenza delle portate di assegnato tempo di ritorno dall'area del bacino, mentre nessuna significativa correlazione con le altre caratteristiche morfometriche è stata individuata.

Nelle figure 6.31 e 6.32 riportiamo per i due bacini in studio, e per ciascuna delle quattro distribuzioni, gli scatterplot contenenti i massimi deflussi specifici $q_i(t_r) = Q_i(t_r)/A_i$ (relativi a $t_r = 10$ anni) contro le corrispondenti aree dei sottobacini A_i , nonché le relative rette di regressione. Le sezioni del reticolo idrografico selezionate per il plottaggio sono tutte quelle a cui compete un sottobacino di estensione almeno pari a 2.5 km^2 , in quanto al di sotto di questo valore, spesso l'adattamento delle curve delle distribuzioni ai dati risulta incerto. Tali sezioni sono riportate anche nelle mappe in figura 6.34, utilizzando diversi colori che consentono di riconoscere diverse famiglie di punti, corrispondentemente sugli scatterplot e sulle mappe ⁸. E' il caso di evidenziare che per tempi di ritorno da 2 a 200 anni, il comportamento dei dati è risultato pressoché analogo, anche se la dispersione dei dati aumenta con il tempo di ritorno. Per completezza in figura 6.33 vengono riportati anche gli scatterplot contenenti i massimi di portata (assoluti) $Q_i(t_r)$, determinati per lo stesso tempo di ritorno (10 anni) con la distribuzione MTM-GPD (AP), contro le corrispondenti aree A_i dei sottobacini; si noti che i diagrammi a destra differiscono da quelli di sinistra solo perché gli assi sono in scala logaritmica, al fine di esaltare l'andamento delle portate più basse. In nero viene riportata la curva di regressione di 2° grado, mentre i colori adottati consentono ancora una volta di associare le portate $Q_i(t_r)$ ai corrispondenti nodi i del reticolo in figura 6.34.

A conferma di quanto affermato all'inizio della sezione, osservando la figura 6.33 si desume un elevatissimo grado di correlazione tra le $Q_i(t_r)$ e le aree A_i (CC pari a 0.999 per l'Araxisi e 0.996 per il Foddeddu), inoltre è possibile notare distintamente il diverso comportamento di alcuni insiemi di punti rispetto alla curva di regressione, calcolata mettendo in conto indistintamente tutte le sezioni del reticolo. Osservando le figure 6.31 e 6.32, nonostante la dispersione delle $q_i(t_r)$ sia naturalmente superiore (nel caso del MTM-GPD su AP, CC pari a 0.798 per l'Araxisi e 0.596 per il Foddeddu), è possibile ancora notare in modo evidente il comportamento differente degli

⁸Per la precisione le mappe in figura 6.34 sono ottenute con la distribuzione MTM-GPD (su AP). In ogni caso utilizzando le altre distribuzioni i risultati non differiscono apprezzabilmente, per cui le considerazioni esposte nel seguito possono essere considerate di carattere generale.

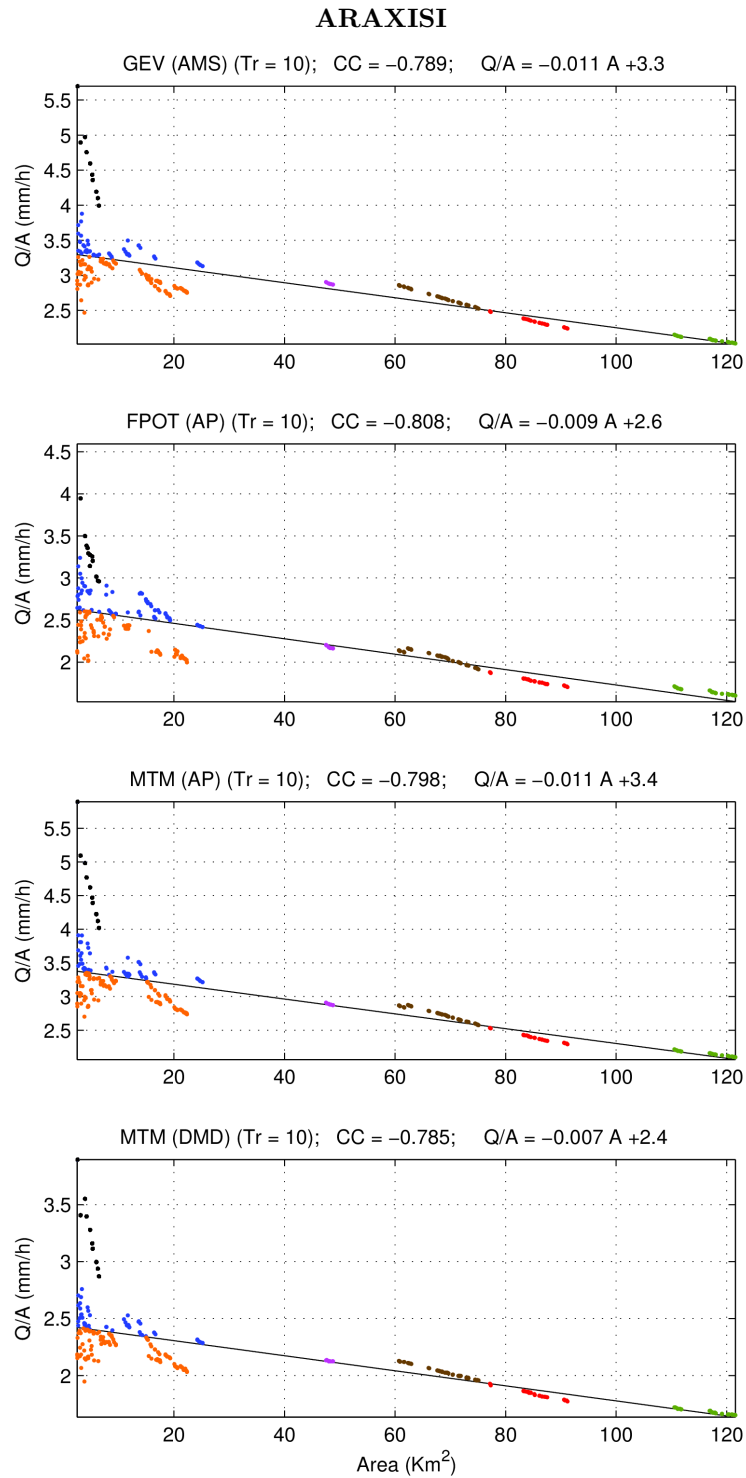


FIGURA 6.31: Scatterplot dei massimi deflussi specifici relativi ad un tempo di ritorno di 10 anni (punti di differente colore), determinati ai corrispondenti nodi del reticolo idrografico dell'Araxisi (mappa in figura 6.34), contro le corrispondenti aree dei sottobacini sottesi. Nei diagrammi viene rappresentata anche la corrispondente retta di regressione (linea nera): nell'intestazione si riporta l'espressione della retta di regressione e il coefficiente di correlazione.

insiemi di punti sopra menzionati, rispetto alla relativa retta di regressione (ottenuta considerando ancora una volta tutti i punti).

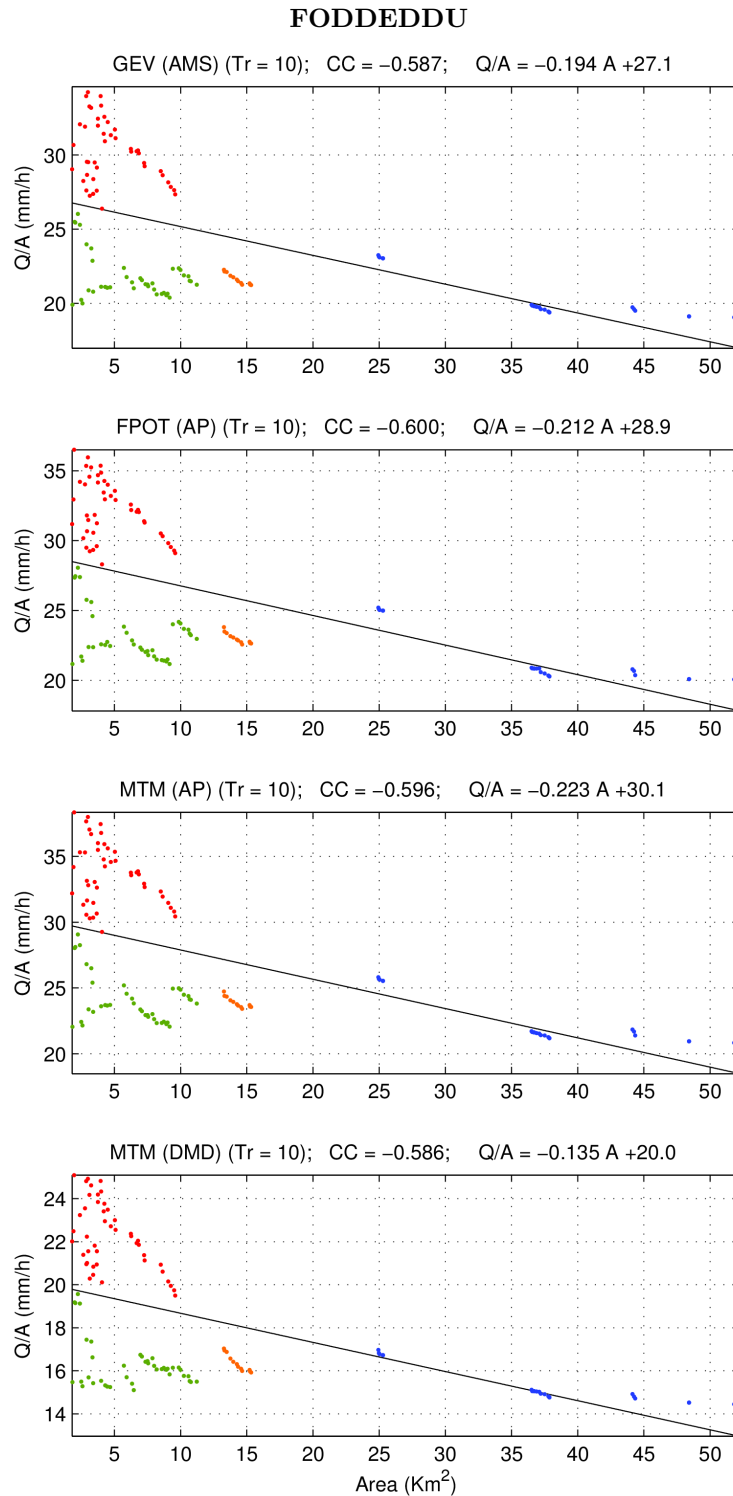


FIGURA 6.32: Come figura 6.31 ma per il bacino del Foddeddu.

Al fine di comprendere i motivi del diverso comportamento idrologico delle zone di bacino corrispondenti ai colori adottati nelle figure 6.31 ÷ 6.34, riportiamo in figura 6.35: le mappe del modello digitale del terreno con la posizione dei pluviografi e la suddivisione in poligoni di Thiessen, le mappe delle pendenze, dei suoli e della profondità del substrato roccioso. Tali mappe sono qui riportate in modo schematico, ma erano già state mostrate e discusse in precedenti sezioni della

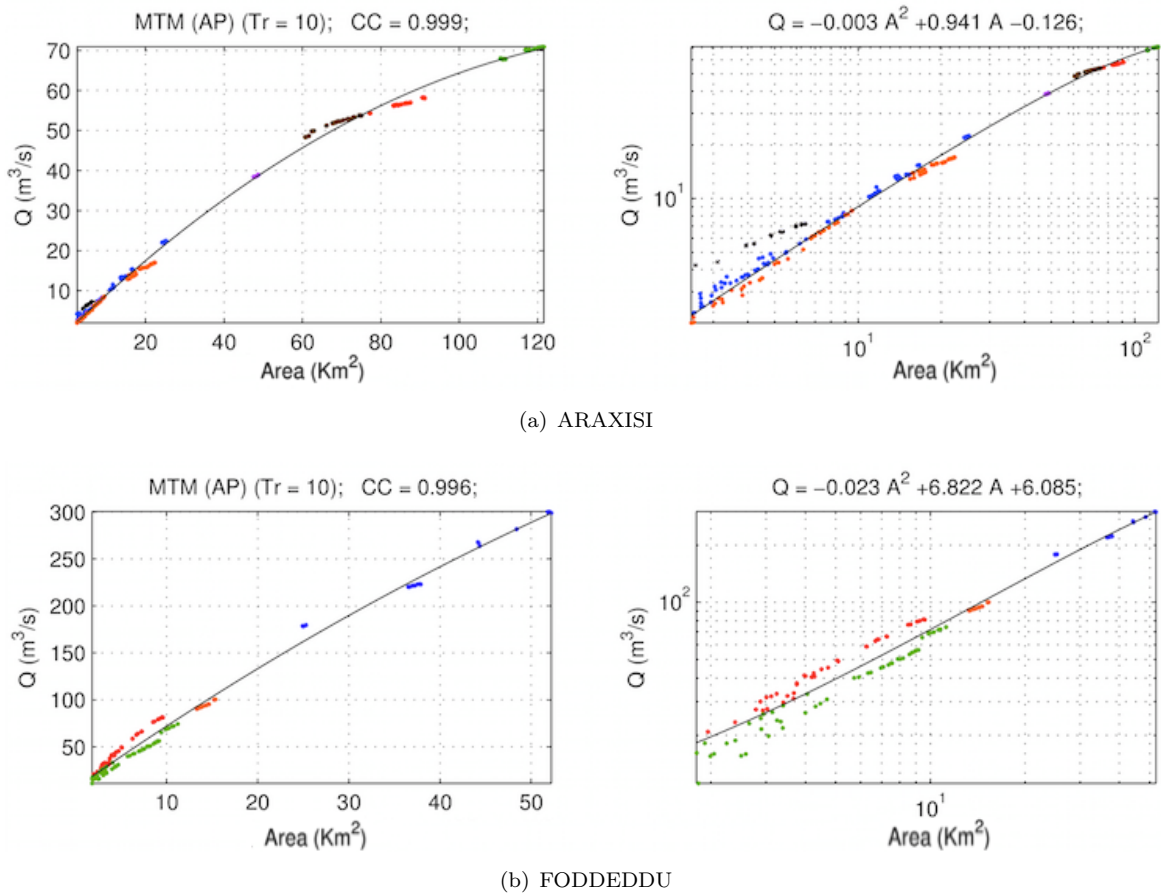


FIGURA 6.33: Scatterplot delle portate massime determinate con la distribuzione MTM-GPD (su AP) per un tempo di ritorno di 10 anni (punti di differente colore), relative ai nodi del reticolo idrografico dei due bacini studio (mappa in figura 6.34), contro le corrispondenti aree dei sottobacini. Nei diagrammi viene rappresentata anche la corrispondente curva di regressione di 2° grado (linea nera); nell'intestazione si riporta l'espressione della curva di regressione e il coefficiente di correlazione. I diagrammi di destra differiscono da quelli di sinistra solo perché gli assi cartesiani sono in scala logaritmica, per esaltare l'andamento delle portate più basse.

tesi, a cui si rimanda per i dettagli: nelle figure 3.2 e 3.3, il modello digitale di terreno e le mappe delle pendenze; nelle figure 3.4 e 3.5, le mappe dei suoli; nelle figure 6.9 le mappe del substrato roccioso. Per completare l'analisi, nella figura 6.36 riportiamo le distribuzioni delle frequenze cumulate delle precipitazioni orarie osservate nelle diverse stazioni pluviografiche.

Il primo pattern ben individuabile nella risposta idrologica dei bacini è quello dato dalla posizione dei pluviografi, e quindi dalla schematizzazione del campo di precipitazione, che ricordiamo nel tRIBS viene effettuata attraverso i poligoni di Thiessen. Per il Foddeddu in particolare, il lato del poligono di Thiessen che individua le aree di competenza dei pluviografi C e D, è quasi coincidente con l'asta principale e divide pertanto il bacino in due versanti quasi indipendenti; d'altra parte la stazione E ha un'area di influenza minima. Si può notare dai diagrammi in figura 6.32 (e corrispondentemente anche in figura 6.33 e 6.34) che la retta di regressione separa chiaramente due famiglie di nodi a cui competono aree di sottobacino sino a 12 km²: la famiglia rossa con deflussi specifici maggiori (sopra la retta) e la famiglia verde con deflussi specifici minori (sotto

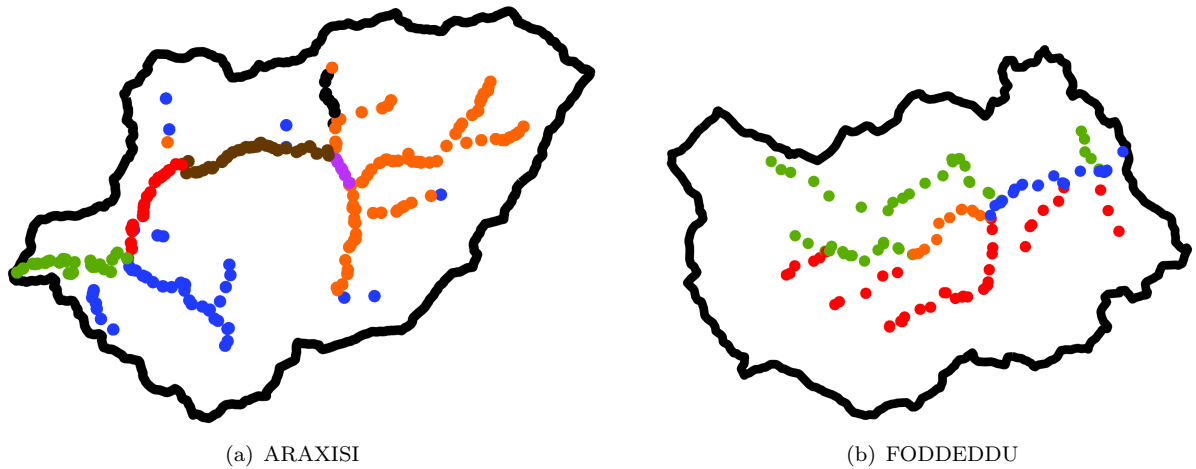


FIGURA 6.34: Mappe dei nodi del reticolo idrografico in cui sono state calcolate le portate massime per un assegnato tempo di ritorno (vedi figure 6.31, 6.32, 6.33). In particolare le mappe riportate sono state ottenute utilizzando la distribuzione MTM-GPD (su AP).

la retta). Come si può vedere dalle cdf delle precipitazioni orarie osservate (figura 6.36), ciò è dovuto proprio al diverso regime pluviometrico di due stazioni: la stazione di Arzana (C) ha registrato infatti precipitazioni generalmente inferiori rispetto a quella di Lanusei (D). Ancora in quest'ottica, la famiglia arancione presenta dei deflussi specifici piuttosto bassi (al di sotto della retta di regressione) in quanto si può notare, osservando l'intero reticolo idrografico in figura 6.29, che la corrispondente asta fluviale riceve apporti prevalentemente dalle aree di competenza della stazione di Arzana. Scendendo ancora verso valle, sebbene nella famiglia blu i contributi dei due versanti si mescolino, per i nodi corrispondenti ad aree di sottobacino tra i 35 e 40 km² è ancora distinguibile l'apporto proveniente dal grosso affluente Nord (ramo verde più lungo in figura 6.34), che abbassa di colpo il deflusso rispetto al resto della famiglia blu.

Facciamo notare che per entrambi i bacini, nei diagrammi delle figure 6.31 e 6.32 i punti tendono a disporsi a piccoli gruppi con una pendenza superiore rispetto alla retta di regressione. Ognuno di questi gruppetti rappresenta un segmento di reticolo idrografico da una confluenza alla successiva.

Per l'Araxisi anche se in modo meno marcato è ancora visibile il pattern creato dalla schematizzazione del campo di precipitazione sulla risposta idrologica. In questo caso il lato dei poligoni di Thiessen che divide le aree di influenza dei due pluviografi è trasversale rispetto al percorso dell'asta principale, e suddivide il bacino in due parti di estensione pressoché uguale. La famiglia di nodi arancioni presenta dei deflussi specifici piuttosto bassi (sotto la retta di regressione in figura 6.31) e sta nell'area di influenza della stazione di Desulo (A), che infatti presenta un regime di precipitazione leggermente meno intenso rispetto alla stazione di Sorgono (B) (figura 6.36). Invece il deflusso specifico della famiglia di nodi in nero, superiore a quello di tutta l'area di influenza della stazione di Desulo, risulta invece influenzato principalmente dai contributi del versante a Est (vedi reticolo idrografico in figura 6.29) caratterizzato da suoli con una risposta

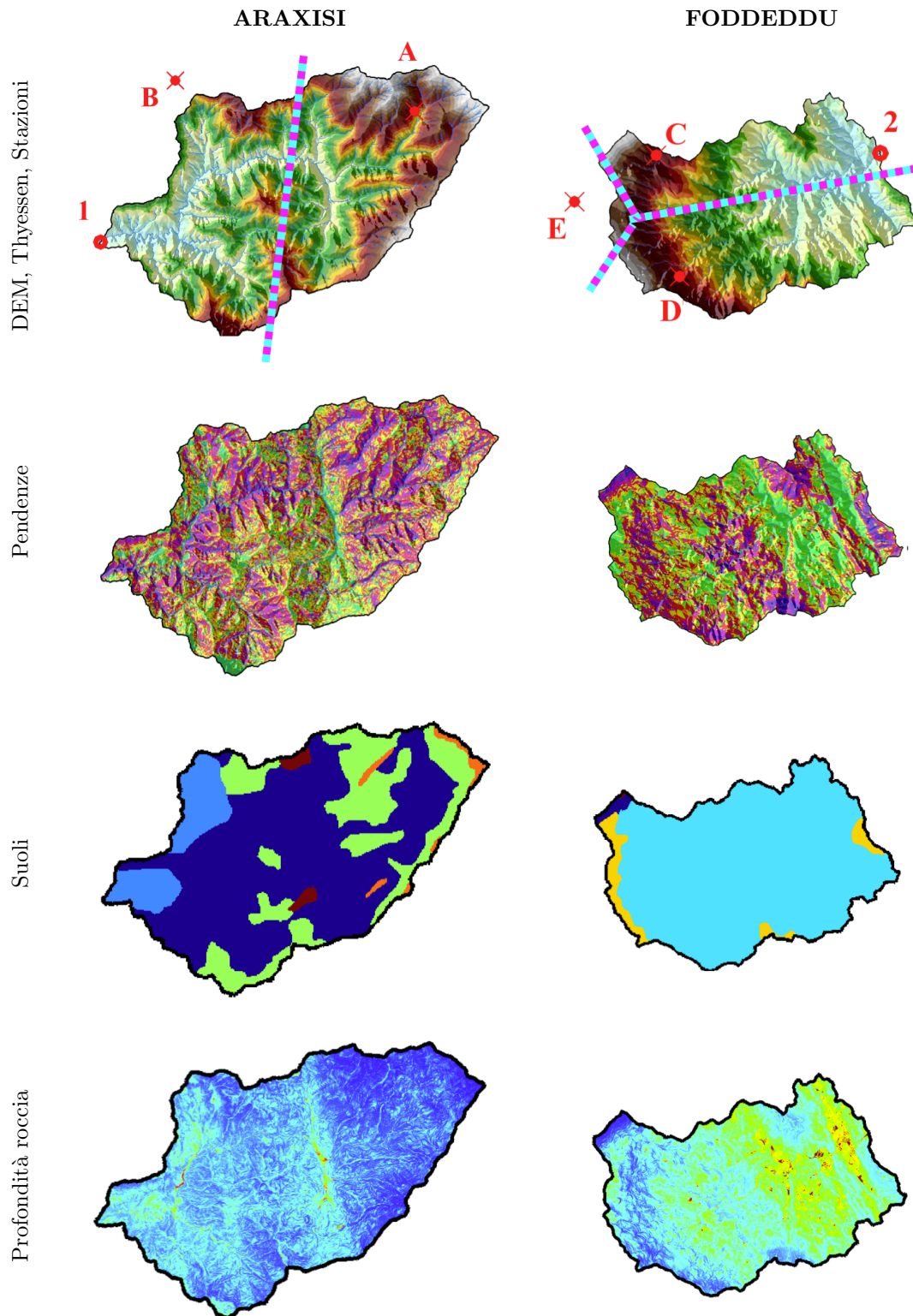


FIGURA 6.35: Modello digitale del terreno con posizione dei pluviografi e suddivisione in poligoni di Thiessen, mappe delle pendenze, dei suoli e della profondità del substrato roccioso. Tali mappe vengono riportate qui tutte insieme in maniera schematica, al fine di mostrare il comportamento idrologico delle diverse zone del bacino, ma sono state già mostrate e descritte in precedenti sezioni della tesi, a cui si rimanda per dettagli. Per le lettere corrispondenti alle stazioni pluviografiche si rimanda alla didascalia di figura 6.36.

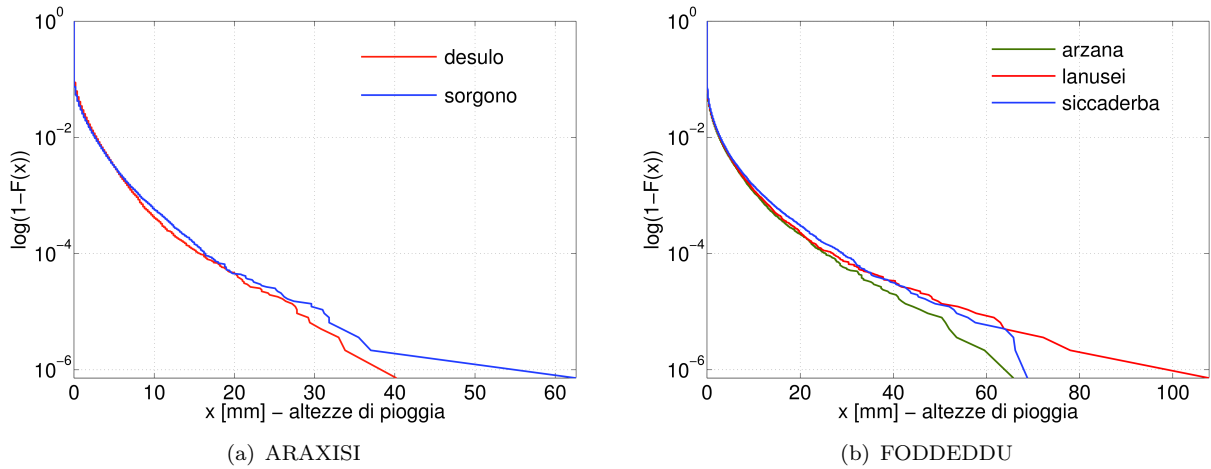


FIGURA 6.36: *CDF* delle precipitazioni orarie osservate nei pluviografi dei due bacini in studio. In riferimento alla figura 6.35 si ricordano le lettere associate ai diversi pluviografi: per l'Araxisi, Desulo (A), Sorgono (B); per il Foddeddu, Arzana (C), Lanusei (D), Sicca d'Erba (E).

impulsiva (campitura blu), unita a bassa profondità del substrato roccioso e alla forte pendenza di questo versante.

Continuando verso valle l'asta principale in figura 6.34 diventa prima marrone e poi rossa, mentre sul diagramma dei deflussi specifici di figura 6.31, le corrispondenti famiglie di punti stanno rispettivamente sopra e sotto la retta di regressione; per tempi di ritorno maggiori queste due famiglie di punti diventano più pendenti rendendo ancora più marcato questo comportamento. La ragione di questo comportamento può essere compreso osservando ancora una volta la carta pedologica in figura 6.35 e il reticolo idrografico in figura 6.29. Infatti il tratto di asta principale in marrone riceve notevoli contributi laterali da versanti impermeabili (campitura blu), mentre il tratto in rosso riceve contributi quasi unicamente dal versante Nord, costituito da suoli discretamente più permeabili (campitura azzurra), unito ad un versante poco pendente e profondità del substrato roccioso oltre i 5 m di profondità.

In definitiva questa sezione mette in luce che l'applicazione del modello idrologico distribuito, se da un lato offre la possibilità di determinare le variabili fisiche all'interno del bacino, d'altro lato marca distintamente queste variabili, oltre che attraverso le caratteristiche morfometriche e le proprietà attribuite ai suoli, anche nettamente con la schematizzazione spaziale del campo di pioggia. Nel prossimo paragrafo vedremo come questa specificità del modello si ripercuote nell'analisi dei singoli eventi, e debba essere messa in debita considerazione quando si implementa il modello in un sistema di allerta.

6.8.2 Mappe d'allerta: creazione e problematiche

Un importante vantaggio dell'utilizzo delle metodologie RFTDM con analisi di criticità basata su soglie di frequenze, è la possibilità di creare mappe di allerta, che forniscano informazioni sulla

pericolosità di un evento previsto anche nei punti interni del bacino.

Una volta preparato e calibrato il modello idrologico distribuito e il corrispondente modello statistico con l'analisi FFA, la creazione operativa di una mappa di allerta segue 4 semplici passi:

0. Nel passo zero il modello idrologico gira in continuo sulla base delle osservazioni in tempo reale, onde fornire lo stato attuale delle variabili fisiche del bacino;
1. Quando è imminente un evento intenso, il modello viene lanciato in avanti nel tempo utilizzando come input la forzante meteorologica prevista;
2. Su tutti i nodi di interesse del reticolo idrografico viene estratto l'idrogramma previsto;
3. Per ciascun nodo, il massimo di portata previsto viene convertito in frequenza di accadimento attraverso il modello statistico adottato;
4. Le frequenze di accadimento vengono interpolate spazialmente su un grigliato e plottate in un'opportuna scala cromatica che consenta di discernere le aree in cui secondo la simulazione si presenteranno le criticità.

Nelle figure 6.37 e 6.38 si riportano rispettivamente per l'Araxisi e il Foddeddu, le mappe di allerta create con la distribuzione MTM-GPD per quattro diversi eventi, insieme alle altezze di pioggia cumulate misurate ai pluviografi utilizzate per la simulazione. La scala cromatica utilizzata è conforme all'assunzione (comune) di porre come soglia di criticità un tempo di ritorno pari a 2 anni, sebbene come discusso nel capitolo 1 ed evidenziato da (Ntelekos et al., 2006), il tempo di ritorno a cui fare riferimento dovrebbe essere basato sulle caratteristiche idrografiche (con range da 1 sino a 32 anni). Quest'approccio ci svincola dalla determinazione della portata critica in ogni sezione e consente di individuare:

- con il blu, le zone sicure;
- con il verde le zone di attenzione;
- con il giallo le zone di allerta;
- con il rosso le zone ad alta criticità.

Gli eventi che abbiamo deciso di riportare presentano la particolarità che uno dei pluviografi ha misurato una precipitazione abbastanza diversa dall'altro, situazione che come discusso nel capitolo 4 è abbastanza comune nel territorio in esame. Si tratta di eventi in cui la simulazione individua una parte del bacino in condizione di allerta o alta criticità, e l'altra in condizione di sicurezza o al più di attenzione, mostrando chiaramente sulla mappa il pattern di schematizzazione della precipitazione con i poligoni di Thiessen adottata dal tRIBS (vedasi le mappe in alto nella

ARAXISI

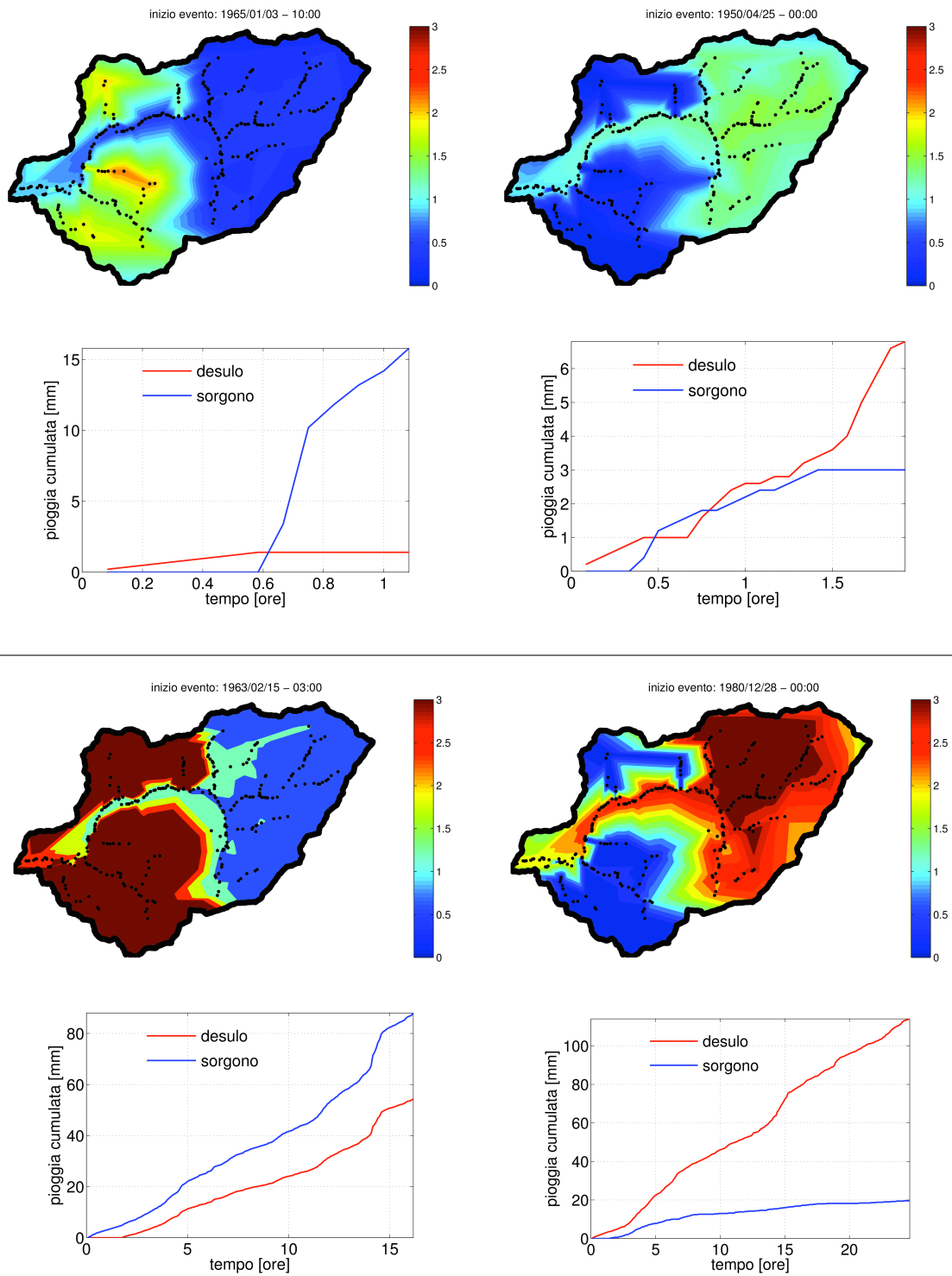


FIGURA 6.37: Mappe di allerta create con la distribuzione MTM-GPD per quattro diversi eventi occorsi nel bacino dell'Araxisi. I punti in nero rappresentano i nodi del reticolo idrografico in cui sono effettivamente state calcolate le frequenze delle portate massime previste durante l'evento. Sulla destra delle figure, la palette di colori associati ai tempi di ritorno di tali portate. Sotto ogni mappa vengono riportate le altezze di pioggia cumulate misurate ai pluviografi e utilizzate dal modello per la simulazione.

FODDEDDU

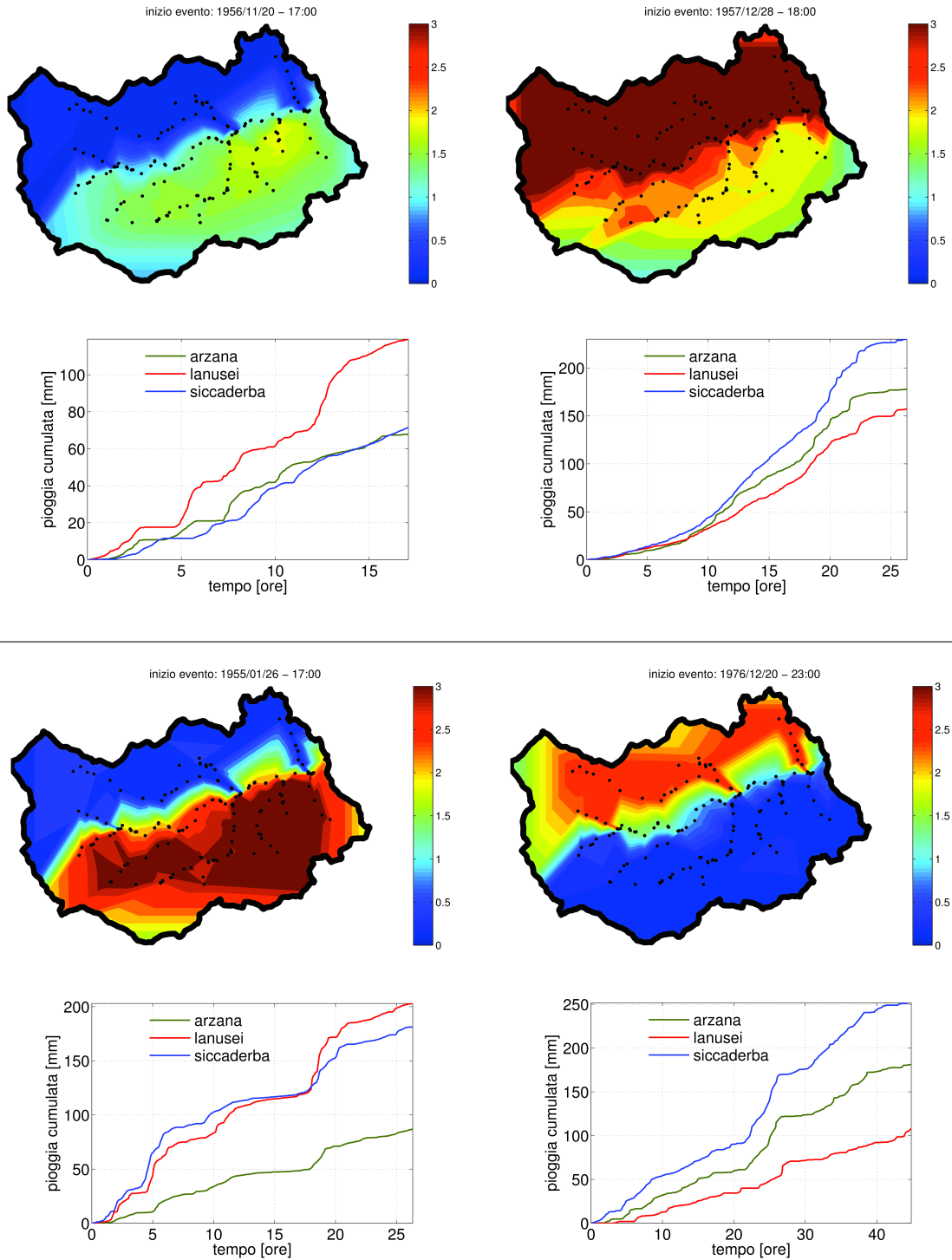


FIGURA 6.38: Come figura 6.37 ma per il bacino del Foddeddu.

figura 6.35). Sebbene i casi mostrati siano delle situazioni estreme, essi non sono isolati, e molto spesso nella risposta idrologica simulata per i due bacini è chiaramente visibile il pattern della precipitazione adottata. Bisogna rilevare che una schematizzazione spaziale della precipitazione diversa, ad esempio un' *inverse distance*, se da un lato nasconderebbe certe nette disomogeneità,

non renderebbe comunque conto della effettiva variabilità spaziale della precipitazione (Tabios and Salas, 1985), che risulta molto forte in queste zone caratterizzate da una complessa orografia (vedi capitolo 4).

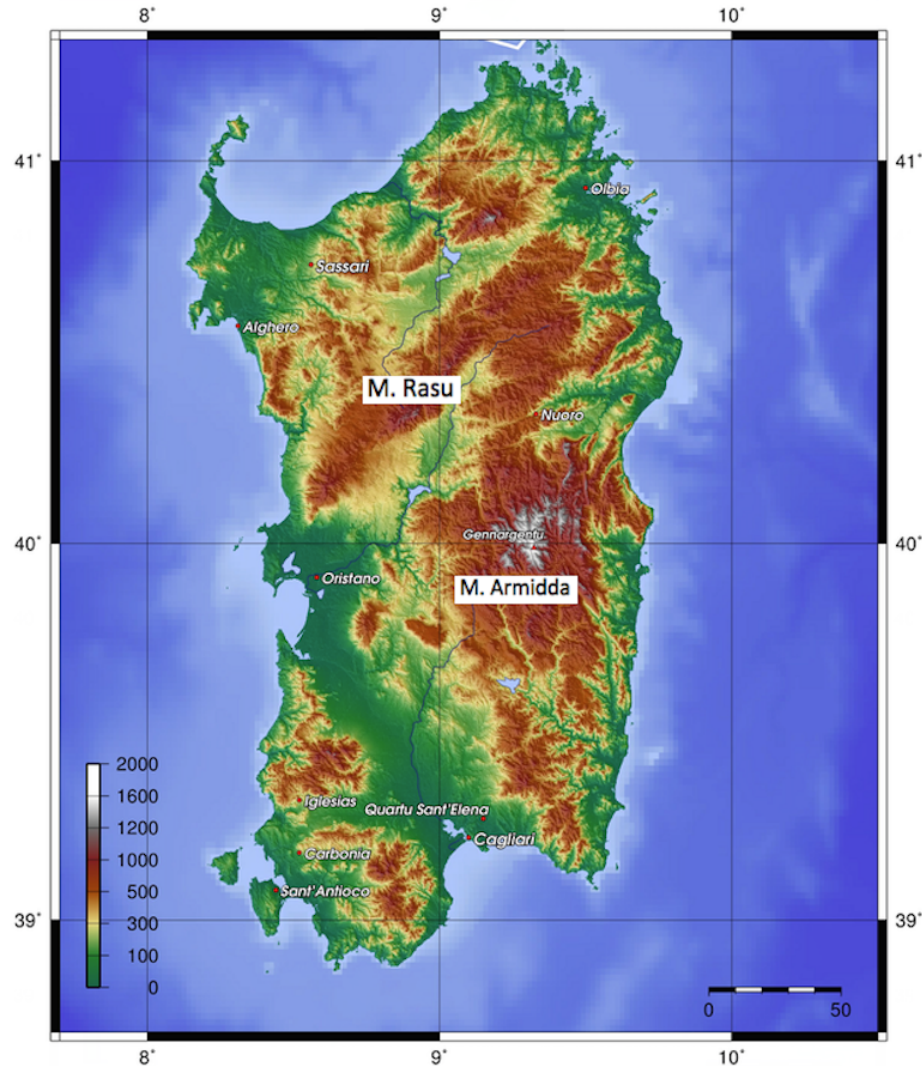


FIGURA 6.39: Posizioni del radar esistente (Monte Rasu) e del radar da installare (Monte Armidda) nel territorio Sardo.

Per quanto concerne l'utilizzo di dati radar, rimangono le incertezze discusse nei capitoli 1 e 3 legate alle barriere orografiche e alla distanza radar-bacino, che possono impedire di individuare con accuratezza l'evoluzione delle celle meteoriche troppo basse; pertanto tali misurazioni non possono fare a meno dell'integrazione con dati di terra. Nel caso specifico l'unico radar-doppler meteo presente in Sardegna è sul Monte Rasu (figura 6.39), e nella fattispecie, il suo raggio è ostacolato dalla catena montuosa del Gennargentu; per tale motivo la Protezione Civile ha previsto l'installazione di un ulteriore radar sul Monte Armidda, in tal modo sarà possibile monitorare con maggiore accuratezza l'area in studio.

In definitiva l'utilizzo di una rete pluviografica non sufficientemente densa risulta un punto di

criticità, e deve essere considerato con attenzione quando si utilizza un modello a parametri distribuiti per l'analisi dei nodi interni del reticolo, anche se questo è stato molto ben parametrizzato e calibrato. Pertanto le mappe di allerta, che in ogni caso vanno incrociate con le mappe degli elementi a rischio, non possono essere considerate un prodotto finito di immediata fruibilità, ma vanno di volta in volta sapientemente interpretate.

6.9 Conclusioni

Nel presente capitolo sono state proposte, implementate e testate delle tecniche di previsione delle piene, che abbiamo chiamato *RFTDM* (Runoff and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling), basate sull'utilizzo di un modello idrologico fisicamente basato a parametri distribuiti, il *tRIBS*: si tratta di un DHM "idrologicamente completo", in cui la topografia del terreno è rappresentata attraverso una maglia triangolare TIN, e in cui gli input possono essere sia dati puntuali che spaziali a varie risoluzioni spazio-temporali. Nella fattispecie la forzante meteorologica è costituita dalle precipitazioni ai pluviografi a scala temporale di un quarto d'ora e dall'evapotraspirazione potenziale a scala oraria.

Il modello è stato inizialmente parametrizzato secondo valori di letteratura, e successivamente è stata condotta un'analisi di sensitività sui parametri. Per entrambi i bacini è stata riscontrata una maggior dipendenza del modello dalla conduttività idraulica satura alla superficie K_s , dal corrispondente coefficiente di decadimento f , dal rapporto di anisotropia della conducibilità in condizioni di saturazione A_s , e dall'indice di distribuzione della dimensione dei pori m . Il processo di calibrazione basato sulle portate osservate alla sezione di chiusura, è stato eseguito pertanto su questi soli parametri. In particolare sono stati eseguiti differenti passi (sia automatici che manuali), considerando separatamente diverse parti della serie storica delle portate, nell'ottica di isolare i processi idrologici di bacino più influenzati da un parametro piuttosto che da un altro.

Al termine della calibrazione il modello è stato fatto girare su uno storico di 64 anni sull'Araxisi e 54 sul Foddeddu. Dal confronto tra le portate simulate e quelle osservate abbiamo rilevato i seguenti punti:

- Il *tRIBS* fornisce dei risultati complessivamente migliori sull'Araxisi rispetto al Foddeddu;
- Nel caso dell'Araxisi il modello stima correttamente le portate medio-alte, mentre tende a sovrastimare le portate basse e medie;
- Nel caso del Foddeddu il modello è abbastanza in accordo con l'idrogramma osservato sino a portate di $100 \text{ m}^3/\text{s}$, ma tende a sottostimare il deflusso di base lontano dagli eventi;
- Il modello non sempre riesce a replicare il comportamento impulsivo del Foddeddu, che pare avere caratteristiche variabili nel tempo. E' stata in effetti riscontrata la necessità di

utilizzare dei valori di K_s e f variabili nel tempo e dipendenti dalle condizioni climatiche del bacino;

- Il Foddeddu manifesta nella realtà un marcato effetto *dumping* per le precipitazioni basse: gli eventi di pioggia di lieve entità inducono nel modello dei modesti picchi, che nella realtà non vengono osservati;
- In generale il tRIBS, nonostante le incertezze dovute al campionamento spaziale della precipitazione, riesce a riprodurre correttamente la variabilità dell'idrogramma osservato (soprattutto per gli eventi più severi). Coerentemente il tempo al picco viene previsto quasi sempre perfettamente;
- Il tRIBS fornisce performance migliori rispetto ai modelli concettuali, ma alcuni di questi (ad esempio il modello basato sul UH di Clark) forniscono dei risultati non molto inferiori;
- Il tRIBS fornisce generalmente una stima del picco migliore rispetto ai modelli concettuali, ma tende a sottostimarli leggermente.

Il modello tRIBS preparato e calibrato è stato quindi implementato nella procedura di previsione delle piene RFTDM, secondo due approcci differenti: (i) *Metodo diretto*, in cui allarme è basato sul confronto diretto tra la portata prevista dal modello e quella critica; (ii) *Metodo statistico*, in cui l'allarme è basato sul confronto tra la frequenza di superamento associata alla portata prevista dal modello e la frequenza critica. L'approccio statistico richiede in particolare una fase preliminare di analisi di frequenza (*FFA*) dei massimi di portata, che può essere eseguita utilizzando diverse tecniche. Nel presente lavoro sono state testate 5 diverse tecniche basate su 3 diverse distribuzioni statistiche: *Gumbel* e *GEV*, la cui stima dei parametri viene eseguita sui massimi annui di portata (*AMS*); *GPD*, la cui stima dei parametri viene eseguita sulle portate massime interannuali, selezionate secondo 3 diversi criteri. Tali criteri di selezione sono basati su due diverse teorie: (i) *Filtered Peak Over Threshold* (*FPOT*, [Claps and Laio \(2003\)](#)), in cui la stima dei parametri viene eseguita sulle eccedenze dei picchi interannuali (*AP*), selezionando la soglia in modo tale da rimuovere il rumore di fondo dalle portate creato da eventi progressi, e rispettare contemporaneamente, l'indipendenza tra picchi consecutivi e che il campione delle relative eccedenze sia distribuito secondo una Poisson-Pareto; (ii) *Multi Threshold Method* (*MTM*, [Deidda \(2010\)](#)), che utilizza una semplice parametrizzazione soglia-invariante della distribuzione *GPD*, in cui i parametri della distribuzione dipendono solo dalla climatologia e vengono stimati attraverso la mediana dei parametri stessi calcolati in un appropriato range di soglie. In particolare l'MTM è stata applicata su quattro diversi campioni, selezionati in modo tale da rispettare la sola ipotesi di indipendenza, ovvero: i picchi interannuali *AP* della serie storica e tre diverse sottoserie di portate massime giornaliere (*DMD*).

I risultati dei test di adattamento delle distribuzioni scelte ai dati hanno mostrato che:

- Tra le distribuzioni basate sugli AMS, la GEV si adatta bene ai dati, anche quando questi mostrano delle anomale fluttuazioni, mentre la Gumbel non fornisce risultati soddisfacenti;
- La tecnica FPOT risulta molto sensibile alla scelta della soglia adottata per il filtraggio degli AP, inoltre non sempre i test prescritti per la sua applicazione vengono contemporaneamente superati, rendendo laboriosa la stima dei parametri;
- La tecnica MTM è molto meno sensibile al range di soglie scelto per la stima dei parametri, di conseguenza il processo di adattamento ai dati risulta abbastanza rapido. Fornisce inoltre un adattamento ai dati leggermente migliore rispetto alla FPOT;
- A prescindere dall'onere computazionale, tutti gli adattamenti ai dati con le GPD hanno fornito dei risultati piuttosto buoni;
- Nel caso dell'Araxisi i parametri stimati sui dati osservati e quelli stimati sui simulati non differiscono significativamente, presumibilmente ciò dipende dai buoni risultati ottenuti dal modello nel replicare le portate medio-alte;
- Nel caso del Foddeddu i parametri della GPD stimati sulla base degli AP, che si usi FPOT o MTM, sono molto simili; ciò è riconducibile al basso deflusso di base, che rende meno influente l'effetto del filtraggio eseguito sugli AP dalla tecnica FPOT.
- Per l'applicazione delle tecniche MTM preferiamo l'utilizzo degli AP rispetto ai DMD, perché la stima dei parametri risulta più stabile.

Analogamente a quanto eseguito nel caso delle metodologie di previsione RTCM, anche le tecniche RFTDM sono state testate su un gran numero di eventi della serie storica, scelti con due criteri diversi: (i) eventi indipendenti di durata pari a 6 ore, il cui inizio è stato scelto in maniera casuale (tipo A); eventi selezionati sulla base dello scroscio di pioggia (tipo B). Le diverse tecniche RFTDM sono state messe a confronto tra loro, e con le tecniche RTCM, sulla base di tre metriche d'errore che mettono in conto, la probabilità di prevedere correttamente un evento, la frequenza di falsi allarmi, e l'abilità complessiva di un modello di intraprendere un'azione corretta. I principali risultati ottenuti sono:

- Le performance complessive delle tecniche RFTDM appaiono superiori alle RTCM, soprattutto nel caso dell'Araxisi, mentre nel caso del Foddeddu le differenze sono minori e le tecniche RTCM forniscono comunque risultati discreti;
- Le tecniche RFTDM si dimostrano assai vantaggiose rispetto alle RTCM quando il deflusso di base è non trascurabile, e al crescere dell'estensione del bacino;
- La superiorità complessiva delle tecniche RFTDM rispetto alle RTCM è in gran parte dovuta alla capacità di fornire una frequenza di falsi allarmi decisamente più bassa;

- Nel caso dell'Araxisi i metodi statistici forniscono globalmente performance leggermente migliori, in particolare GEV e FPOT-GPD. Nel caso del Foddeddu i risultati migliori vengono raggiunti dal metodo diretto e dal GEV;
- Per entrambi i bacini le tecniche MTM hanno mostrato la migliore capacità di prevedere correttamente gli eventi critici;
- Le performance delle tecniche basate sulla FFA migliorano con la lunghezza delle osservazioni di portata (e quindi la dimensione del campione);
- Nel complesso l'utilizzo delle *portate-trasformate-in-frequenze* non ha fornito il vantaggio atteso rispetto al confronto diretto tra le portate, ma ciò potrebbe in parte essere dovuto all'intensivo processo di calibrazione, nonché al disturbo introdotto dalle incertezze dovute al campionamento del campo di pioggia e alla determinazione delle portate;
- Non è stata rilevata una diretta correlazione tra le performance di previsione e l'accuratezza delle distribuzioni di frequenza utilizzate per le FFA .

Dal momento che le performance di previsione sono ovviamente dipendenti dal valore assunto per la portata critica di riferimento Q_c , è stata indagata la variabilità delle metriche POD , FAR e CSI al variare di tale soglia. Di seguito i principali risultati ottenuti:

- Al crescere di Q_c , le tecniche RTCM rimangono una valida alternativa alle RFTDM nel caso del Foddeddu, mentre per l'Araxisi le performance degradano troppo rapidamente con la soglia critica;
- Le tecniche RFTDM risultano sempre superiori rispetto alle RTCM, e tale superiorità cresce all'aumentare della portata critica (soprattutto per l'Araxisi). Tale risultato è in gran parte ascrivibile alla più bassa frequenza dei falsi allarmi fornita dalle RFTDM;
- La variazione delle performance dei diversi modelli appartenenti alle RTCM al crescere della Q_c è molto simile: non si rileva un modello che migliori o peggiori in modo significativo rispetto agli altri;
- Al crescere della portata critica, i metodi statistici (in particolare quelli basati su FPOT-GPD e MTM-GPD) non presentano l'atteso miglioramento rispetto al metodo diretto, che anzi si posiziona generalmente tra i modelli migliori;
- Considerando come termine di valutazione la capacità dei modelli di ottimizzare contemporaneamente le tre metriche, possiamo affermare che il metodo diretto e l'MTM-GPD sono quelli che forniscono sotto ogni condizione e bacino le maggiori garanzie, con POD sempre sufficientemente alte a fronte di FAR abbastanza basse;

- Il fattore dominante sulle performance ottenute è comunque rappresentato dalla metodologia di previsione scelta (RTCM o RFTDM), piuttosto che dai modelli in esse implementati.

Sfruttando l'abilità del modello distribuito di fornire informazioni idrologiche nei punti interni del bacino, sono state simulate in un gran numero di nodi del reticolo idrografico, le serie storiche di portate relative a tutto il periodo di osservazione della precipitazione e temperatura. Sono state condotte quindi delle analisi di frequenza sui massimi di portata simulati, ed è stata indagata se esistesse una dipendenza con alcune caratteristiche dei corrispondenti sottobacini e/o con la forzante di precipitazione. I risultati hanno evidenziato per entrambi i bacini:

- Una marcata dipendenza delle portate di assegnato tempo di ritorno dall'area del bacino, mentre nessuna significativa correlazione con altre caratteristiche morfometriche è stata individuata;
- Nel pattern spaziale dei deflussi specifici è chiaramente riconoscibile la schematizzazione assunta per il campo di pioggia e i diversi regimi pluviometrici registrati dai pluviografi, oltre ovviamente alle caratteristiche morfometriche e alle proprietà attribuite ai suoli.

Questo secondo risultato mette in luce una specificità del modello molto delicata, che può influenzare significativamente le mappe di allerta per i singoli eventi previsti, anche in bacini di ridotta estensione come quelli studiati (121 e 53 km²). Nell'ultima parte del lavoro viene infatti mostrato come spesso nelle mappe di allerta relative ad eventi di diversa durata, sia ancora visibile il pattern della precipitazione adottata come input del modello. In definitiva possiamo affermare che anche cambiando la schematizzazione della precipitazione, l'utilizzo di una rete pluviografica non sufficientemente densa risulta un punto di criticità, da considerare con attenzione quando si utilizza un modello a parametri distribuiti per l'analisi delle portate nei nodi interni del reticolo, anche se il modello è stato molto ben parametrizzato e calibrato.

Capitolo 7

Conclusioni

Le piene improvvise o *Flash Floods* sono tra le più frequenti calamità naturali con elevato rischio di danni ad esseri umani, beni e strutture. Gli eventi studiati nel presente lavoro sono causati da fenomeni di origine meteorologica piuttosto intensi, generalmente localizzati e di origine convettiva, che avvengono in bacini caratterizzati da risposta idrologica molto rapida, per cui il relativo preavviso deve essere basato sulla previsione meteorologica, coadiuvata dal *nowcasting* e da osservazioni di precipitazione (o preferibilmente anche altre variabili) a terra in tempo reale. Si tratta di bacini di estensione ridotta (in genere al di sotto dei 1000 km²) le cui caratteristiche morfologiche (es. bacini montani caratterizzati da versanti piuttosto ripidi) o di impermeabilità dei suoli e della copertura (es. bacini urbani) gli rendono potenzialmente soggetti a tali fenomeni.

Un grosso problema che riguarda i bacini montani è che sono spesso non strumentati o comunque coperti da una rete pluviografica piuttosto rada, e il radar (se presente) può non riuscire a catturare l'evolvere delle celle convettive perché disturbato dall'orografia, a meno che non venga integrato da osservazioni a terra in tempo reale. A tale inconveniente si affianca quello della scala spazio-temporale dei dati meteorologici utilizzati, che generalmente non è sufficientemente fine per garantire una corretta modellazione dei processi idrologici di bacino connessi alle Flash Floods.

Al fine di creare delle metodologie operative per l'allerta dalle Flash Floods che massimizzino la probabilità di prevedere un evento critico (riduzione dei danni causati dall'impatto degli allagamenti) e contemporaneamente minimizzino la frequenza dei falsi allarmi (abbassamento dell'errata percezione del pericolo e riduzione dei costi delle misure preventive), sono stati condotti negli anni molteplici studi con approcci diversi: i) applicazione di modelli idrologici concettuali, fisicamente basati, reti neurali, etc.; ii) utilizzo di modelli idrologici a parametri concentrati, semidistribuiti e distribuiti; iii) comparazione tra pioggia prevista e soglie pluviometriche (tecniche *RCM*), o comparazione diretta tra portata prevista e soglia di deflusso critica (tecniche *FCM*). Questi approcci sono stati combinati dagli autori in maniera differente, ma ciascuna metodologia derivata

ha in comune con le altre la determinazione dello stato di umidità del bacino immediatamente antecedente l'evento, in quanto ritenuto il fattore dominante della suscettibilità alla Flash Flood.

Nel presente lavoro sono state condotte alcune ricerche su diversi modelli di preannuncio delle piene improvvise in alcuni bacini montani, in cui la precipitazione viene misurata attraverso un numero ridotto di pluviografi. I dati di riferimento sono prevalentemente ad alta risoluzione temporale (5 minuti), provenienti dalla rete pluviografica e idrometrica regionale (*ADIS*). Nella prima fase è stato condotto uno studio preliminare sull'influenza della densità della rete pluviografica sulla sensitività e accuratezza della risposta idrologica di due semplici modelli afflussi-deflussi: uno a parametri concentrati e l'altro a parametri distribuiti. Nella seconda e terza fase sono state proposte, implementate e testate diverse tecniche di previsione delle Flash Floods, basate su 2 differenti approcci: i) un'approccio basato su modelli idrologici concettuali a parametri concentrati, con tecnica di previsione RCM, che pertanto esegue il confronto tra la pioggia prevista e la corrispondente soglia pluviometrica; ii) un approccio basato su un modello distribuito e fisicamente basato (idrologicamente completo), il *TRIBS*, con tecnica di previsione FCM, che pertanto esegue il confronto diretto tra portata massima prevista e portata critica. In quest'ultimo caso è stata proposta, implementata e testata anche una variante, nella quale il confronto viene eseguito nel dominio delle frequenze anziché nel dominio delle portate.

7.1 Riepilogo delle attività di ricerca

L'obiettivo principale della tesi è stata l'implementazione e il test di diverse metodologie di previsione delle piene improvvise, qui proposte, in 2 piccoli bacini della Sardegna (l'Araxisi di estensione pari a 121 km² e il Foddeddu 53 km²), coperti da una rete pluviografica di bassa densità, situazione usuale in molte regioni mediterranee. L'intero studio è stato condotto a partire da dati di pioggia e portata ad alta risoluzione temporale, per lo più pari a 5 minuti. In particolare l'Araxisi e il Foddeddu sono provvisti rispettivamente di 2 e 3 pluviografi, e una stazione idrometrica alla sezione di chiusura ciascuno. Il lavoro è stato diviso in 3 fasi successive, una preliminare di analisi delle problematiche connesse alla simulazione dei processi idrologici in bacini scarsamente strumentati, e due di applicazione delle procedure di previsione proposte. Nel seguito illustreremo brevemente le tre fasi:

1. Analisi su sensitività e accuratezza della risposta idrologica al variare della densità della rete pluviografica;
2. Previsione delle piene improvvise attraverso modelli idrologici concettuali a parametri concentrati e soglie pluviometriche;
3. Previsione delle piene improvvise attraverso modello idrologico distribuito fisicamente basato e soglie di frequenza delle portate massime.

A seguire nella sezione successiva mostreremo sinteticamente i risultati ottenuti in ciascuna fase

Analisi su sensitività e accuratezza della risposta idrologica al variare della densità della rete pluviografica

In questa fase è stata condotta un'indagine preliminare di tipo statistico sull'impatto che la densità della rete pluviografica ha sulla sensitività e sulla accuratezza della simulazione dei processi idrologici di bacino durante gli eventi di piena. E' stata inoltre ricercata la densità ottimale della rete che consentisse di ottenere in termini probabilistici una risposta idrologica affidabile. Il caso studio, oltre ai due bacini principali (Araxisi e Foddeddu), è stato ampliato con altri 10 bacini facenti parte del sistema del Flumendosa, il più importante dei sistemi idrici sardi, andando a costituire un set di 12 bacini di estensione variabile da 15 a ~ 1800 km². Per la simulazione dei processi idrologici sono stati adottati due semplici modelli afflussi-deflussi ad evento: un modello a parametri concentrati e un modello a parametri distribuiti semplificato.

Il problema del campionamento spaziale della pioggia è stato affrontato con un approccio di tipo statistico, generando attraverso una procedura di *downscaling*, per un periodo di 80 anni, campi di precipitazione sintetici ad alta risoluzione ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km} \times 5 \text{ min}$), che sono stati assunti come "precipitazione di riferimento" per l'area in studio. Tali campi di precipitazione utilizzati come input dei due modelli idrologici hanno consentito di ottenere i corrispondenti idrogrammi di "portata di riferimento".

Al fine di studiare la sensibilità della risposta idrologica in relazione alla densità della rete pluviografica, è stato supposto che la serie storica di pioggia estratta da una singola cella ($1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$) sia equivalente alla registrazione effettuata da un potenziale pluviografo fittizio, ed è stato considerato un numero variabile di potenziali pluviografi, distribuiti casualmente fra i punti del grigliato. Quindi per estensioni della rete variabili da 1 fino a 30 pluviografi (per ciascun bacino considerato), sono stati selezionati in modo casuale 100 combinazioni spaziali indipendenti di pluviografi, ottenendo altrettanti "scenari di precipitazione", che utilizzati come input dei due modelli afflussi-deflussi, hanno consentito di realizzare per ogni estensione della rete un *ensemble* di 100 corrispondenti "scenari di portata".

Coerentemente con la finalità di studiare un sistema di previsione affidabile delle portate critiche, le performance dei modelli sono state valutate attraverso diverse metriche d'errore che mettessero in conto sia la forma dell'intero idrogramma che singolarmente il picco di portata. Le performance della modellazione concentrata e distribuita sono state studiate, al variare dell'estensione del bacino e della rete pluviografica, sia in termini di range di variabilità all'interno di ciascun ensemble, che di dipendenza delle stesse performance dalla severità dell'evento. Inoltre il quadro sintetico creato ha consentito di eseguire delle valutazioni probabilistiche sull'estensione minima che una rete pluviografica deve avere per potere eseguire simulazioni sufficientemente accurate.

Infine dal momento che per l'Araxisi e il Foddeddu sono disponibili lunghe serie di concomitanti osservazioni di pioggia e portata (dal 1933 al 1983, anche se non continui) alla risoluzione temporale di 5 minuti, è stato eseguito un confronto con un caso reale. In questo caso la "portata di riferimento" è stata ovviamente derivata dalle osservazioni idrometriche, mentre gli "scenari di precipitazione" sono stati ottenuti attraverso tutte le possibili combinazioni dei pluviografi esistenti; i corrispondenti "scenari di portata" sono stati ottenuti, analogamente al caso sintetico, attraverso i due modelli afflussi-deflussi.

Predisposizione della metodologia di previsione delle piene improvvise attraverso modelli idrologici concettuali a parametri concentrati e soglie pluviometriche (tecniche RTCM)

Nella seconda e terza fase del lavoro il caso studio è stato limitato ai bacini Araxisi e Foddeddu, utilizzando i dati ad alta risoluzione osservati ai pluviografi e alle stazioni idrometriche. In particolare nella seconda fase sono state proposte, implementate e testate alcune metodologie di previsione delle piene improvvise, ispirate al sistema americano FFG, di rapida e semplice applicazione operativa, e facilmente trasferibili a numerosi altri bacini (anche non strumentati) con un ridotto sforzo: abbiamo chiamato tali metodologie *RTCM* (*Rainfall Thresholds based on Conceptual Models*). Si tratta di metodologie puramente deterministiche, basate sull'applicazione di modelli concettuali a parametri concentrati in modalità inversa, per la stima di soglie pluviometriche correlate, in funzione dell'umidità del bacino e della durata dell'evento, alla portata critica alla sezione di chiusura del bacino.

Sotto l'ipotesi di linearità della risposta del bacino e di pioggia uniformemente distribuita, può essere calcolata la soglia di deflusso per una determinata durata della precipitazione, in funzione della portata critica fissata e del picco dell'idrogramma unitario. Successivamente tale soglia di deflusso, sulla base dello stato di umidità del bacino, viene convertita in soglia pluviometrica, che può essere confrontata direttamente con la pioggia osservata in tempo reale o prevista per la stessa durata sul bacino. Il grande vantaggio di questo approccio è che l'informazione confrontata e scambiata è la sola *pioggia*, il che semplifica le comunicazioni sullo stato del bacino tra idrologi, meteorologi e Protezione Civile.

Sono stati implementati e testati differenti modelli afflussi-deflussi, combinando diversi meccanismi di depurazione perdite (CN-SCS e Green-Ampt) e 8 diversi modelli UH per la simulazione del processo di trasformazione del deflusso: sono stati utilizzati sia UH parametrizzati sulla base delle indicazioni di letteratura, sia calibrati con i dati osservati. Analogamente alla prima fase, i modelli sono stati valutati sia in termini di capacità di predizione dell'intera forma dell'idrogramma, che di sola portata al picco.

Sulla base di questi modelli afflussi-deflussi, le metodologie RTCM sono state elaborate per ciascun bacino sotto forma di curve operative di previsione, che consentono di determinare le soglie

pluviometriche per un evento piovoso di una certa durata, nota la precipitazione caduta nei 5 giorni antecedenti. La capacità previsionale delle curve operative è stata testata valutando contemporaneamente sia la probabilità di prevedere correttamente l'evento critico, che la frequenza dei falsi allarmi, essendo tali grandezze tra loro dipendenti, nel senso che il miglioramento di una delle due porta in qualche modo ad un degrado dell'altra. La procedura è stata valutata in termini statistici escludendo l'incertezza legata alla previsione, e applicandola sia ad eventi completi definiti sulla base della durata dello scroscio di pioggia, che ad eventi di durata prefissata (da 3 a 24 ore) ma con istante iniziale scelto in modo casuale.

Predisposizione della metodologia di previsione delle piene improvvise attraverso modello idrologico distribuito fisicamente basato e soglie di frequenza delle portate massime (tecniche RFTDM)

Nella terza fase del lavoro è stata proposta, implementata e testata una procedura di previsione delle piene, che abbiamo chiamato *RFTDM* (*Runoff and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling*), basata sull'applicazione di un sofisticato modello idrologico distribuito e fisicamente basato, capace di simulare in continuo tutti i processi idrologici di bacino: il *TIN based Real Time Integrated Basin Simulator*, tRIBS (Ivanov et al., 2004a,b). Il modello adottato rappresenta la topografia del terreno attraverso una maglia triangolare TIN, che viene utilizzata anche come base computazionale; tale impostazione ha il vantaggio di ridurre le celle di calcolo (Voronoi) rispetto alla classica maglia rettangolare, con conseguente maggiore rapidità di esecuzione. Sul modello è stata eseguita una intensa calibrazione, indipendente per i due bacini in studio, sulla base delle portate alla sezione di chiusura, cercando di riprodurre sia i periodi umidi che quelli asciutti, con affinamento particolare sugli eventi intensi.

Rispetto alla metodologia RTCM, l'applicazione della modellazione distribuita è decisamente più onerosa e perciò non adatta ad un'applicazione relativamente rapida a tutti i singoli bacini regionali; d'altra parte può fornire un dettaglio di tutte le grandezze idrologiche all'interno del bacino, dando la possibilità di analizzare le criticità da Flash Flood in tutto il reticolo idrografico. La metodologia RFTDM è stata implementata per funzionare secondo due approcci differenti: (i) *Metodo diretto*, in cui l'allarme è basato sul confronto tra la portata prevista dal modello e quella assunta come critica; (ii) *Metodo statistico*, in cui l'allarme è basato sul confronto tra la frequenza di superamento associata alla portata prevista dal modello e la frequenza critica. Il secondo approccio prevede che venga eseguita un'analisi di frequenza (FFA) sui massimi di portata storici, osservati e simulati (sulla base dei dati meteorologici osservati). In particolare abbiamo testato 5 differenti tecniche FFA, basate su tre differenti distribuzioni statistiche, e utilizzando differenti campioni per la stima dei parametri: (i) Gumbel e GEV, con stima dei parametri sui massimi annui di portata (AMS); (ii) FPOT-GPD (Claps and Laio, 2003), con stima dei parametri sulle eccedenze dei picchi interannuali (AP) filtrati; (iii) MTM-GPD (Deidda, 2010), con stima dei parametri sugli AP non filtrati, o sulle portate massime giornaliere (DMD).

La capacità previsionale delle tecniche RFTDM è stata messa a confronto con quella delle curve operative RTCM, sulla base delle metriche e sugli stessi eventi di controllo di cui al sottoparagrafo precedente. Inoltre è stata indagata per tutte le metodologie (RTCM o RFTDM), la dipendenza della capacità previsionale dal valore della portata critica assunto.

Sfruttando l'abilità della modellazione distribuita di simulare le serie storiche di portata in molteplici nodi del reticolo idrografico, è stata studiata la dipendenza delle portate di assegnato tempo di ritorno, dalle caratteristiche dei corrispondenti sottobacini, e/o dalla forzante di precipitazione. Infine, sulla scorta delle FFA applicate a tali serie di portata, viene mostrato come elaborare mappe di allerta per gli eventi previsti, e quali sono le relative criticità dovute all'utilizzo di una rete pluviografica poco densa.

7.2 Risultati ottenuti

Discutiamo nel seguito una sintesi dei risultati ottenuti, utilizzando la stessa suddivisione per tematiche della sezione precedente.

Risultati dell'analisi di sensitività e accuratezza della risposta idrologica al variare della densità della rete pluviografica

Le prime analisi condotte hanno riguardato il range di variabilità delle performance relativo ad una determinata densità della rete pluviografica: i risultati hanno mostrato che, come atteso, tale range diminuisce al crescere della densità della rete pluviografica, diventando pertanto meno importante la configurazione spaziale dei pluviografi. Contestualmente è stato riscontrato che nel caso dei bacini più piccoli, i due modelli afflussi-deflussi forniscono risultati analoghi, mentre al crescere della dimensione del bacino, il modello a parametri distribuiti fornisce range di variabilità diventa via via minori rispetto al modello a parametri concentrati. Il confronto con il caso reale ha consentito inoltre di rafforzare e contestualizzare l'evidenza che, avendo pochi pluviografi disponibili, anche nel caso di piccoli bacini, la loro ubicazione assume un ruolo chiave per la simulazione dei processi idrologici.

Un altro importante riscontro riguarda l'influenza della severità degli eventi sulle performance dei modelli. In particolare è stato rilevato che la qualità delle simulazioni idrologiche si riduce nel caso degli eventi a bassa severità; tale tendenza, utilizzando il modello a parametri concentrati, è tanto maggiore quanto più grande l'estensione del bacino. Nei casi trattati abbiamo rilevato che le performance del modello a parametri concentrati tendono in genere a diminuire con il crescere dell'estensione del bacino (maggiormente nel caso di eventi a severità bassa), mentre nel caso del modello distribuito rimangono quasi costanti. Ciò ha portato un interessante risultato: il modello distribuito fornisce probabilisticamente risultati migliori rispetto al modello a parametri

concentrati solo per bacini di estensione superiore ai 300 km², risultati simili dai 100 ai 300 km², risultati in qualche misura peggiori sotto i 100 km².

Allo scopo di dare indicazioni utili a fini pratici, è stata indagata l'estensione minima della rete pluviografica necessaria (*PNS*) ad ottenere probabilisticamente una sufficiente accuratezza delle simulazioni idrologiche. Coerentemente con quanto già discusso, con il modello a parametri concentrati il *PNS* aumenta con l'estensione del bacino, andando nei casi esaminati da 7 a 16 pluviografi, mentre con il modello a parametri distribuiti il *PNS* rimane pressoché costante, andando da 8 a 9 pluviografi. La dipendenza dalla severità dell'evento è altresì visibile, in particolare il *PNS* cresce con il diminuire della severità; nel caso di modello a parametri concentrati, il *PNS* per eventi di severità pari a 1 ÷ 30 mm è fortemente dipendente dalla dimensione del bacino, tant'è che per il bacino più grande (~1800 km²) il *PNS* raggiunge i 26 pluviografi.

Si fa notare infine che entrambi i modelli hanno mostrato una tendenza a sovrastimare il picco di portata, in misura tanto maggiore quanto meno densa è la rete. D'altra parte la previsione del tempo al picco è risultata sempre sufficientemente accurata anche con un numero ridotto di pluviografi.

Le analisi sul caso reale, pur essendo limitate dal numero ridotto di pluviografi disponibili, e dalle incertezze inerenti le misure di precipitazione e portata, e la valutazione del deflusso di pioggia, hanno fornito indicazioni che da un lato sembrano confermare i risultati ottenuti nel caso sintetico, d'altro lato hanno consentito di rilevare alcune criticità della configurazione spaziale dei pluviografi in relazione alla morfologia dei bacini.

Risultati dell'applicazione delle tecniche RTCM per la previsione delle piene

In prima battuta sono state valutate le performance dei modelli afflussi-deflussi da implementare nelle tecniche di previsione RTCM, indagando sia l'abilità nel riprodurre globalmente la forma dell'idrogramma, che singolarmente il picco di piena. La valutazione è stata condotta su un insieme di eventi della serie storica selezionati in modo da risentire poco degli effetti negativi connessi al campionamento spaziale della precipitazione.

Per quanto concerne i meccanismi di depurazione delle perdite di bacino, il metodo SCS-CN ha fornito risultati sempre simili e a volte leggermente superiori rispetto al metodo di Green-Ampt (nella versione CN4GA). Questo fatto, insieme alla maggiore facilità di applicazione del SCS-CN, ci ha convinti a preferirlo per le successive applicazioni. Per quanto riguarda gli 8 modelli di trasformazione del deflusso, le performance globalmente più soddisfacenti, sono state ottenute con i modelli UH empirico, di Clark e GUH, mentre in genere i meno affidabili sono risultati gli UH del SCS e di Snyder.

Le metriche hanno evidenziato una maggiore abilità nella previsione del picco di piena rispetto all'intera forma dell'idrogramma, ma in ogni caso i risultati ottenuti sono sembrati, viste le

incertezze di base, tutto sommato abbastanza soddisfacenti. L'applicazione dei diversi modelli agli eventi del Foddeddu ha fornito in genere performance più soddisfacenti rispetto all'Araxisi, anche per via delle minori incertezze nella determinazione del deflusso di pioggia. Ancora, i modelli parametrizzati attraverso calibrazione diretta sui dati osservati e l'UH empirico, non sempre hanno fornito miglioramenti significativi rispetto all'utilizzo delle relazioni regionalizzate tratte dalla letteratura (ancorchè ricavate in paesi diversi).

Le tecniche RTCM basate sui modelli idrologici proposti, sintetizzabili con abachi contenenti le curve operative, sono state testate su un gran numero di eventi della serie storica, divisi in due classi: (i) eventi di assegnata durata (da 3 a 24 ore), in cui l'istante iniziale è stato scelto in maniera casuale (*tipo A*); eventi completi selezionati sulla base dello scroscio di pioggia, con durata della precipitazione non superiore alle 24 ore (*tipo B*). Per entrambi i tipi di evento considerati, in congruenza con quanto rilevato dalla valutazione dei modelli idrologici, le performance delle tecniche RTCM sono risultate migliori nel caso del Foddeddu rispetto all'Araxisi, per il quale anzi i risultati sono stati poco soddisfacenti. Ciò è legato a tre fattori: comportamento del Foddeddu più impulsivo che riduce l'incertezza insita nella separazione delle componenti di deflusso; le tecniche RTCM non considerano il livello in alveo prima dell'evento e perciò sono meno penalizzate quando il deflusso di base è basso; minore estensione del Foddeddu rispetto all'Araxisi.

Non è stata rilevata una correlazione tra le performance di previsione delle tecniche RTCM e le performance di simulazione dei corrispondenti modelli idrologici di base, ma spesso le tecniche di previsione che hanno fornito i risultati migliori hanno alla base modelli idrologici che hanno mostrato buone performance di simulazione. Si noti che, per eventi tipo A di durata superiore alle 9 ore, le differenze tra i diversi metodi di previsione sono poco significative. Infine si osservi che, per gli eventi tipo A di durata sino alle 3 ore¹ (o poco più per l'Araxisi), la risposta idrologica del bacino alle piogge iniziate già prima dell'inizio dell'evento considerato, crea spesso un certo disturbo e una corrispondente degradazione delle performance. Per durate superiori i risultati migliorano decisamente e in particolare le performance superiori vengono raggiunte per durate pari a 9 ore per l'Araxisi e 12 ore per il Foddeddu.

Risultati dell'applicazione delle tecniche RFTDM per la previsione delle piene

In prima battuta, sul modello tRIBS inizialmente parametrizzato secondo valori di letteratura, è stata condotta un'analisi di sensitività sui parametri, che ha ristretto per entrambi i bacini, la dipendenza del modello principalmente da: conduttività idraulica satura alla superficie K_s , corrispondente coefficiente di decadimento f , rapporto di anisotropia della conducibilità in condizioni di saturazione A_s , indice di distribuzione della dimensione dei pori m . Il successivo processo di calibrazione è stato eseguito pertanto su questi soli parametri, considerando separatamente diverse parti della serie storica delle portate, in modo tale da focalizzare l'attenzione sui processi idrologici di bacino più sensibili ai diversi parametri.

¹I risultati relativi a durate inferiori alle 3 ore non sono stati riportati nella presente tesi.

Il tRIBS calibrato ha mostrato in generale una piuttosto buona capacità di riprodurre la variabilità dell'idrogramma osservato, in particolare sulle portate medio-alte e in genere comunque per gli eventi più severi. I risultati complessivamente migliori sono stati ottenuti sull'Araxisi, mentre sul Foddeddu non sempre si è riusciti a riprodurre con sufficiente accuratezza il comportamento impulsivo del Foddeddu (per il quale si ritiene necessario l'utilizzo di valori di K_s e f variabili nel tempo e con le condizioni del bacino) e l'effetto *dumping* per le precipitazioni di lieve entità riscontrabile nelle osservazioni di portata. Inoltre dal confronto a livello di evento con i modelli concettuali, abbiamo rilevato che il tRIBS fornisce generalmente performance migliori, anche se alcuni modelli concettuali (ad esempio UH Clark) forniscono dei risultati non molto inferiori.

Il modello è stato fatto girare su uno storico di 64 anni sull'Araxisi e 54 sul Foddeddu, e sulle serie dei massimi di portata simulati e osservati sono stati condotti dei test di adattamento con le 5 tecniche FFA proposte. L'esame dei risultati ha mostrato che tra le distribuzioni basate sugli AMS, la GEV si adatta bene ai dati, mentre la Gumbel non fornisce in genere risultati soddisfacenti; d'altra parte tutti gli adattamenti ai dati eseguiti con la GPD hanno fornito dei risultati piuttosto buoni. In particolare la tecnica FPOT è risultata molto sensibile alla soglia adottata per il filtraggio degli AP, e perciò piuttosto laboriosa nella stima dei parametri; d'altra parte la tecnica MTM è molto meno sensibile al range di soglie scelto per la stima dei parametri, e il processo di adattamento ai dati risulta abbastanza rapido. È interessante notare che la stima dei parametri eseguita con la FPOT differisce dalla MTM, solo quando il deflusso di base è non trascurabile e il tempo di risposta del bacino si allunga, in questo caso infatti l'effetto del filtraggio sugli AP è più influente sulla composizione del campione. Infine rileviamo che l'utilizzo degli AP rispetto ai DMD, per l'applicazione della tecnica MTM, fornisce una stima dei parametri più stabile.

Le diverse tecniche RFTDM sono state messe a confronto tra loro, e con le tecniche RTCM, su un gran numero di eventi estratti dalla serie storica (appartenenti alle stesse classi viste nel sottoparagrafo precedente). I test hanno mostrato che le tecniche RFTDM si dimostrano assai vantaggiose rispetto alle RTCM quando il deflusso di base è non trascurabile, e al crescere dell'estensione del bacino; infatti utilizzando le RFTDM abbiamo riscontrato un deciso miglioramento nel caso dell'Araxisi. In generale la superiorità delle tecniche RFTDM rispetto alle RTCM è da ascrivere alla frequenza di falsi allarmi decisamente più bassa.

Nel complesso l'utilizzo delle *portate-trasformate-in-frequenze* non ha fornito il vantaggio atteso rispetto al confronto diretto tra le portate, anche se è stato rilevato che le tecniche basate sulla FFA migliorano con la lunghezza delle osservazioni di portata. Ancora, non è stata rilevata una diretta correlazione tra le performance di previsione e l'accuratezza dell'adattamento delle distribuzioni di frequenza utilizzate per le FFA. Per quanto concerne le performance migliori, nel caso dell'Araxisi vengono ottenute con i metodi statistici basati su GEV e FPOT-GPD, nel caso del Foddeddu con il metodo diretto e ancora col metodo statistico basato sulla GEV; d'altra

parte, per entrambi i bacini le tecniche MTM hanno mostrato la migliore capacità di prevedere correttamente gli eventi critici.

Dal momento che le performance delle tecniche di previsione dipendono dal valore assunto per la portata critica di riferimento Q_c , è stata indagata la variabilità delle metriche *POD*, *FAR* e *CSI* fornite dalle tecniche RTCM e RFTDM, al variare di tale soglia. I risultati hanno confermato che, anche al crescere di Q_c , le tecniche RTCM rimangono una valida alternativa alle RFTDM nel caso del Foddeddu, mentre per l'Araxisi le performance degradano troppo rapidamente, a causa del deflusso di base non trascurabile. In ogni caso le tecniche RFTDM risultano sempre superiori rispetto alle RTCM, principalmente grazie alla frequenza dei falsi allarmi sensibilmente più bassa per le RFTDM. Per quanto riguarda le RTCM, al variare di Q_c non si rileva alcun modello che migliori o peggiori in modo significativo rispetto agli altri, per via dell'architettura abbastanza lineare della metodologia. È importante rilevare che i metodi statistici non presentano il miglioramento sperato rispetto al metodo diretto, al crescere della portata critica; possiamo anzi affermare che il metodo diretto insieme al MTM-GPD forniscono, sotto ogni condizione e bacino, le maggiori garanzie, con *POD* sempre sufficientemente alte a fronte di *FAR* abbastanza basse. Infine evidenziamo che il fattore dominante sulle performance ottenute è rappresentato dalla metodologia di previsione scelta (RCM o RFTDM), piuttosto che dai modelli in esse implementati.

Nell'ultima fase del lavoro è stata indagata l'abilità del modello distribuito di fornire informazioni idrologiche nei punti interni del bacino. In particolare sono state condotte delle analisi di frequenza sui massimi di portata simulati per tutta la serie storica, su un gran numero di nodi del reticolo idrografico. Dai risultati è stata rilevata una marcata dipendenza delle portate di assegnato tempo di ritorno dall'area dei corrispondenti sottobacini, ed è stato evidenziato come il pattern spaziale dei deflussi specifici del bacino è distintamente marcato, oltre che dalle caratteristiche morfometriche e dalle proprietà attribuite ai suoli, anche e in modo significativo dalla schematizzazione assunta per il campo di pioggia, e quindi dai corrispondenti regimi pluviometrici registrati dai pluviografi. Tale specificità, se unita all'utilizzo di una rete pluviografica non sufficientemente densa, risulta un punto di criticità che può influenzare significativamente la creazione di mappe di allerta per gli eventi previsti. Infatti viene mostrato come spesso le mappe di allerta (relative ad eventi di diversa durata) siano parzialmente distorte dalla schematizzazione della precipitazione adottata come input del modello.

7.3 Possibili sviluppi in campo scientifico e operativo

Nella presente tesi abbiamo proposto, implementato e testato, metodologie di diversa concezione per la previsione delle piene in piccoli bacini caratterizzati da una risposta idrologica molto rapida all'evento piovoso, utilizzando reti pluviografiche ad alta risoluzione temporale ma poco dense (situazione spesso riscontrabile nella pratica). Interessanti sviluppi possono essere auspicabili sia dal punto di vista scientifico che operativo.

Da un punto di vista scientifico, le metodologie di previsione potrebbero essere testate utilizzando le lunghe serie storiche di pioggia sintetica ad alta risoluzione spazio-temporale già ottenute con la procedura di downscaling nel capitolo 4. Ciò consentirebbe di eseguire analisi comparative su bacini di differente dimensione, utilizzando come riferimento dati privi di errori di misura, e darebbe tra l'altro la possibilità di valutare i potenziali miglioramenti delle capacità previsionali derivanti da una maggiore conoscenza della variabilità spaziale della precipitazione. Peraltro sarebbe interessante testare le procedure RFTDM con vari livelli di calibrazione del modello tRIBS, in modo da indagare se i *metodi statistici* possano diventare effettivamente vantaggiosi rispetto al *metodo diretto*, quando la calibrazione del modello non è molto spinta.

Nell'immediato futuro la metodologia RTCM potrebbe essere facilmente testata su un gran numero di bacini Sardi in quanto la Regione ha appena ultimato la digitalizzazione di tutte le strisce pluviografiche delle proprie stazioni. Oltretutto sarebbe interessante integrare la procedura con un modello idrologico semplice in funzionamento continuo che fornisca lo stato di umidità del bacino; anche se ciò in parte vanificherebbe la semplicità delle curve operative proposte, d'altra parte potrebbe consentire di mettere in conto il livello in alveo all'inizio dell'evento, che, come abbiamo riscontrato, penalizza la procedura al crescere dell'estensione del bacino. Si potrebbe in tal modo indagare sino a quali dimensioni dei bacini le curve operative possono essere ragionevolmente applicate.

Da un punto di vista operativo, la metodologia RTCM nell'attuale configurazione potrebbe già essere applicata ad ampia scala sui piccoli bacini sardi (e non solo) con un limitato sforzo. Per quanto concerne l'applicazione operativa della metodologia RFTDM, dato l'onere per la preparazione e calibrazione del modello tRIBS che ne rende praticamente impossibile l'applicazione a numerosi singoli bacini, l'implementazione potrebbe avvenire su un unico bacino di grandi dimensioni, ad esempio proprio il Flumendosa. In questo modo potrebbe essere sfruttata la capacità del modello di simulare le portate nei nodi interni, tanto più che per il Flumendosa son disponibili osservazioni di portata in un certo numero di sezioni intermedie, oltre a misurazioni di svariate altre variabili climatiche in diversi punti del bacino. D'altra parte si tratterebbe di simulare il sistema reale, che è piuttosto articolato e presenta varie interconnessioni e sbarramenti, il che renderebbe la calibrazione piuttosto complessa. Tale sforzo potrebbe però essere in parte giustificato dall'interesse che questo bacino ha sempre rivestito in campo regionale e mediterraneo.

Un altro interessante sviluppo potrebbe essere l'uso di osservazioni di precipitazione da radar per la correzione delle distorsioni nelle mappe di allerta, riscontrabili quando si utilizzano reti pluviografiche poco dense. Lo studio potrebbe essere presto realizzabile in quanto la Protezione Civile sta incrementando la copertura radar sul territorio Sardo con l'installazione di un secondo radar (vedi figura [6.39](#)).

Rimane invece da segnalare l'annosa problematica della mancanza di osservazioni di portate. Ricordando che tali misurazioni vengono eseguite in maniera limitatissima ormai da vent'anni, il che non consente di avere per gli eventi piovosi intensi dei riscontri effettivi in termini di deflusso.

Abbreviazioni

AMC: Antecedent soil Moisture Condition

AMS: Annual Maxima Series

AP: Actual Peaks

CDF: Cumulative Distribution Function

DHM: Distributed Hydrological Model

DMD: Daily Maximum Discharge

EPIC: European Precipitation Index based on simulated Climatology

FCM: Flow Comparison Methods

FFA: Flood Frequency Analysis

FP: Filtered Peaks

FSA: Flood Susceptibility Assessment procedures

GEV: Generalized Extreme Value Distribution

GPD: Generalized Pareto Distribution

MAP: Mean Areal Precipitation

MSM: Mean Soil Moisture

PDS: Partial Duration Series

PNS: Proper Network Size

PWM: Probability Weighted Moments

QPE: Quantitative Precipitation Estimates

RCM: Rainfall Comparison Methods

TIN: Triangular Irregular Network

UH: Unit Hydrograph

SISTEMI E MODELLISTICA IDROLOGICA

CN-SCS: Curve Number - Soil Conservation Service

CN4GA: Curve Number *for* Green Ampt

DH: Drop Heuristic Method

FFG: Flash Flood Guidance

GFFG: Physically-derived Gridded Flash Flood Guidance Model

HL-RMS: Hydrology Laboratory Research Modelling System

EFAS: European Flood Alert System

FPOT: Filtered Peak Over Threshold

HRAP: Hydrologic Rainfall Analysis Projection

MLFN: MultiLayer Neural Network

MSM: Matching Strip Method

MTM: Multi Threshold Method

tRIBS: TIN-based Real-time Integrated Basin Simulator

LEPS: Limited-Area Ensemble Prediction System

PAI-OFF: Process Modelling and Artificial Intelligence for Online Flood Forecasting

PDM: Probability Distributed Moisture Model

PoNN: Polynomial Neural Network

RFTDM: Runoff and Frequency Thresholds based on Distributed Modelling

RIWS: Road Inundation Warning System

RTCM: Rainfall Thresholds based on Conceptual Models

SAC: Sacramento Soil Moisture ACcounting Model

ISTITUZIONI, ENTI, GRUPPI DI RICERCA

ADIS: Agenzia regionale del Distretto Idrografico della Sardegna

ARPAS: Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Sardegna

COSMO: COnsortium for Small-scale MOdeling

DICAAR: Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e ARchitettura

IACWD: Interagency Advisory Committee on Water Data

NRCS: National Resource Conservation Service

NWS: National Weather Service

RAS: Regione Autonoma della Sardegna

RFC: River Forecasting Center

SCS: Soil Conservation Service

UniCa: Università degli Studi di Cagliari

USACE: United States Army Corps of Engineers

USGS: United States Geological Survey

WFO: Weather Forecasting Office

METRICHE

CC: Correlation Coefficient

CCmod: Correlation Coefficient **modified**

CSI: Critical Success Index

FAR: False Alarm Rate

NSE: Nash Sutcliffe Efficiency

TPE: Total Peak Error

RB: Relative Bias

REP: Relative Error in Peak

RETP: Relative Error in Time to Peak

NRMSE: Normalized Root Mean in Square Error

POD: Probability Of Detection

PROGETTI DI RICERCA

DMIP: Distributed Model Intercomparison Project

HYDRATE: HYdrometeorological Data Resources And
Technology for Effective Flash Flood Forecasting

Bibliografia

- A. S. Al-Wagdany and A. R. Rao. Estimation of the velocity parameter of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. *Water Resources Management*, 11(1):1–16, 1997. ISSN 0920-4741. doi: 10.1023/A:1007923906214.
- L. Alfieri and J. Thielen. A european precipitation index for extreme rain-storm and flash flood early warning. *Meteorological Applications*, 2012. ISSN 1469-8080. doi: 10.1002/met.1328.
- L. Alfieri, J. Thielen, and F. Pappenberger. Ensemble hydro-meteorological simulation for flash flood early detection in southern switzerland. *Journal of Hydrology*, 424 425(0):143–153, 2012. ISSN 0022-1694.
- R. G. Allen, L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith, et al. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-fao irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300: 6541, 1998.
- F. Anctil, N. Lauzon, V. Andréassian, L. Oudin, and C. Perrin. Improvement of rainfall-runoff forecasts through mean areal rainfall optimization. *Journal of Hydrology*, 328(3–4):717–725, 2006. ISSN 0022-1694. The {ICWRER} - Symposium in Dresden, Germany.
- V. Andreassian, C. Perrin, C. Michel, I. Usart-Sanchez, and J. Lavabre. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1 4):206–223, 2001. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00437-1.
- P. Arnaud, C. Bouvier, L. Cisneros, and R. Dominguez. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Journal of Hydrology*, 260(1 4):216–230, 2002. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00611-4.
- P. Arnaud, J. Lavabre, C. Fouchier, S. Diss, and P. Javelle. Sensitivity of hydrological models to uncertainty in rainfall input. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 56(3):397–410, 2011.

- E. Arnone, L. V. Noto, C. Lepore, and R. L. Bras. Physically-based and distributed approach to analyze rainfall-triggered landslides at watershed scale. *Geomorphology*, 133:121–131, 2011.
- A. Aru. Carta dei suoli della sardegna 1:250'000. Technical report, Regione Autonoma della Sardegna, Assessorato Programmazione, Bilancio ed Assetto del Territorio, 1992.
- M. G. Badas, R. Deidda, and E. Piga. Modulation of homogeneous space-time rainfall cascades to account for orographic influences. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(3):427–437, 2006. doi: 10.5194/nhess-6-427-2006.
- G. Bastin, B. Lorent, C. Duqu, and M. Gevers. Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of rain gauge locations. *Water Resources Research*, 20(4):463–470, 1984. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR020i004p00463.
- P. B. Bedient and W. C. Huber. *Hydrology and floodplain analysis*. Addison-Wesley, 1992. ISBN 9780201517118.
- G. Blöschl, C. Reszler, and J. Komma. A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environmental Modelling Software*, 23(4):464–478, 2008. ISSN 1364-8152.
- M. Borga, E. N. Anagnostou, G. Blöschl, and J. D. Creutin. Flash flood forecasting, warning and risk management: the {HYDRATE} project. *Environmental Science Policy*, 14(7):834–844, 2011. ISSN 1462-9011. Adapting to Climate Change: Reducing Water-related Risks in Europe.
- R. J. C. Burnash, R. L. Ferral, and R. A. McGuire. A generalized stream flow simulation system, conceptual modeling for digital computers. Technical report, US National Weather Service and California Department of Water Resources, Sacramento, 1973.
- M. C. Cabral, L. Garrote, R. L. Bras, and D. Entekhabi. A kinematic model of infiltration and runoff generation in layered and sloped soils. *Advances in water resources*, 15(5):311–324, 1992.
- M. Camporese, C. Paniconi, M. Putti, and S. Orlandini. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46(2), 2010. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2008WR007536.
- D. Caracciolo, E. Arnone, and L. Noto. Influence of spatial precipitation sampling on hydrological response at the catchment scale. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3):544–553, 2014. doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000829.

- T. M. Carpenter, J. A. Sperflage, K. P. Georgakakos, T. Sweeney, and D. L. Fread. National threshold runoff estimation utilizing {GIS} in support of operational flash flood warning systems. *Journal of Hydrology*, 224(1–2):21–44, 1999. ISSN 0022-1694.
- T.G. Chapman and A.L. Maxwell. Baseflow separation - comparison of numerical methods with tracer experiments. *Hydrology and Water Resources Symposium: Water and the Environment, Barton, Australia*, 23:539–545, 1996.
- C. D. Cheng, S. J. Cheng, J. C. Wen, and J. H. Lee. Effects of raingauge distribution on estimation accuracy of areal rainfall. *Water Resources Management*, 26(1):1–20, 2012. ISSN 0920-4741. doi: 10.1007/s11269-011-9898-7.
- E. C. Childs and M. Bybordi. The vertical movement water in stratified porous material: 1. infiltration. *Water Resources Research*, 5(2):446–459, 1969.
- V. T. Chow, D. R. Maidment, L. W. Mays, et al. *Applied hydrology*. McGraw-Hill Education, 1988.
- P. Claps and F. Laio. Can continuous streamflow data support flood frequency analysis? an alternative to the partial duration series approach. *Water Resources Research*, 39(8), 2003. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2002WR001868.
- C. O. Clark. Storage and the unit hydrograph. *Trans. Am. Soc. Civil Engrs., ASCE*, 110: 1419–1446, 1945.
- W. T. Collins. Runoff distribution graphs from precipitation occurring in more than one time unit. *Civil Engineering*, 9(9):559–561, 1939.
- F. D’Asaro and G. Grillone. Empirical investigation of curve number method parameters in the mediterranean area. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(10):1141–1152, 2012. doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000570.
- J. W. Deardorff. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 83(C4):1889–1903, 1978.
- R. Deidda. Rainfall downscaling in a space-time multifractal framework. *Water Resources Research*, 36(7):1779–1794, 2000.

- R. Deidda. A multiple threshold method for fitting the generalized pareto distribution to rainfall time series. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12):2559–2575, 2010. doi: 10.5194/hess-14-2559-2010.
- R. Deidda and M. Puliga. Sensitivity of goodness-of-fit statistics to rainfall data rounding off. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(18):1240–1251, 2006. ISSN 1474-7065. Time Series Analysis in Hydrology.
- R. Deidda, M. G. Badas, and E. Piga. Space-time scaling in high-intensity tropical ocean global atmosphere coupled ocean-atmosphere response experiment (toga-coare) storms. *Water resources research*, 40(2), 2004.
- R. Deidda, G. Querzoli, A. Triverio, M. G. Badas, and A. Seoni. Valutazione e previsione dei processi idrologici al suolo di rilevante impatto socio-economico, utilizzando dati di previsione meteorologica. Technical report, UniCA, MIUR, 2005.
- R. Deidda, G. Mascaro, E. Piga, and G. Querzoli. An automatic system for rainfall signal recognition from tipping bucket gage strip charts. *Journal of Hydrology*, 333(2):400–412, 2007.
- R. Deidda, A. Seoni, Mascaro G., and Delitala. A. M. Res-mar, programma operativo di cooperazione transfrontaliera italia–francia “marittimo 2007-2013. Technical report, ARPAS e UniCA, 2012.
- R. Deidda, A. Seoni, Mascaro G., and Delitala. A. M. Soglie pluviometriche di allerta e vigilanza per la regione sardegna. Technical report, ARPAS e UniCA, 2013.
- A. M. S. Delitala, D. Cesari, P. A. Chessa, and M. N. Ward. Precipitation over sardinia (italy) during the 1946–1993 rainy seasons and associated large-scale climate variations. *International Journal of Climatology*, 20(5):519–541, 2000. ISSN 1097-0088.
- Q. Duan, S. Sorooshian, and V. Gupta. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4):1015–1031, 1992. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/91WR02985.
- K. Eckhardt. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2):507–515, 2005. ISSN 1099-1085. doi: 10.1002/hyp.5675.
- A.D. Feldman and U.S. HEC. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS: Technical Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2000.

- F.F.G.I.T. Flash flood guidance improvement team final report. Technical report, National Weather Service, River Forecast Center, Development Management Team, Sacramento, 2003. URL <http://www.nws.noaa.gov/oh/rfcdev/docs/ffgitreport.pdf>.
- B. A. Forman, E. R. Vivoni, and S. A. Margulis. Evaluation of ensemble-based distributed hydrologic model response with disaggregated precipitation products. *Water Resources Research*, 44(1-18), 2008.
- K. P. Georgakakos. A generalized stochastic hydrometeorological model for flood and flash-flood forecasting: 1. formulation. *Water Resources Research*, 22(13):2083–2095, 1986. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR022i013p02083.
- K. P. Georgakakos. Analytical results for operational flash flood guidance. *Journal of Hydrology*, 317(1–2):81–103, 2006. ISSN 0022-1694. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.009>.
- F. Giorgi. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), 2006. ISSN 1944-8007. doi: 10.1029/2006GL025734.
- A. Gires, C. Onof, C. Maksimovic, D. Schertzer, I. Tchiguirinskaia, and N. Simoes. Quantifying the impact of small scale unmeasured rainfall variability on urban runoff through multifractal downscaling: A case study. *Journal of Hydrology*, 442 443(0):117–128, 2012. ISSN 0022-1694. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.005>.
- S. Grimaldi, A. Petroselli, and N. Romano. Green-ampt curve-number mixed procedure as an empirical tool for rainfall–runoff modelling in small and ungauged basins. *Hydrological Processes*, 27(8):1253–1264, 2013. ISSN 1099-1085. doi: 10.1002/hyp.9303.
- S. D. Grimshaw. Computing maximum likelihood estimates for the generalized pareto distribution. *Technometrics*, 35(2):185–191, 1993.
- H. A. P. Hapuarachchi, Q. J. Wang, and T. C. Pagano. A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological Processes*, 25(18):2771–2784, 2011. ISSN 1099-1085. doi: 10.1002/hyp.8040.
- G. H. Hargreaves. Defining and using reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(6):1132–1139, 1994.
- G. H. Hargreaves and R. G. Allen. History and evaluation of hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129(1):53–63, 2003.

- A. T. Hjelmfelt Jr. Investigation of curve number procedure. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(6):725–737, 1991.
- J. R. M. Hosking. L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, pages 105–124, 1990.
- Z. Hu and S. Islam. Prediction of ground surface temperature and soil moisture content by the force-restore method. *Water Resources Research*, 31(10):2531–2539, 1995.
- I.P.C.C. Ipcc (intergovernmental panel on climate change), climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. contribution of working group ii to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press*, 976, 2007.
- I.P.C.C. Ipcc (intergovernmental panel on climate change), climate change and water, technical paper of the intergovernmental panel on climate change. *IPCC Secretariat, Geneva*, 210, 2008.
- V. Y. Ivanov, E. R. Vivoni, R. L. Bras, and D. Entekhabi. Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully-distributed physically-based approach. *Journal of Hydrology*, 298(1–4):80–111, 2004a. ISSN 0022-1694. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP).
- V. Y. Ivanov, E. R. Vivoni, R. L. Bras, and D. Entekhabi. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, 40(11), 2004b. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2004WR003218.
- A. G. Koutroulis and I. K. Tsanis. A method for estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin: Case study for the 13 14 january 1994 flood, giofiros basin, crete, greece. *Journal of Hydrology*, 385(1 4):150–164, 2010. ISSN 0022-1694.
- W. F. Krajewski, V. Lakshmi, K. P. Georgakakos, and S. C. Jain. A monte carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. *Water Resources Research*, 27(1):119–128, 1991. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/90WR01977.
- J. Lee. Comparison of existing methods for building triangular irregular network, models of terrain from grid digital elevation models. *International Journal of Geographical Information System*, 5(3):267–285, 1991.

- M. T. Lee, D. Blank, and J. W. Delleur. A program for estimating runoff from indiana watershed. part ii. assembly of hydrologic and geomorphologic data for small watersheds in indiana. Technical Report 23, Purdue University Water Resource Research Center, Lafayette, 1972.
- J. D. Lin. On the force-restore method for prediction of ground surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 85(C6):3251–3254, 1980.
- L. Liuzzo, L. V. Noto, E. R. Vivoni, and G. La Loggia. Basin-scale water resources assessment in oklahoma under synthetic climate change scenarios using a fully distributed hydrologic model. *Journal of hydrologic engineering*, 15(2):107–122, 2009.
- J. P. Looper and B. E. Vieux. An assessment of distributed flash flood forecasting accuracy using radar and rain gauge input for a physics-based distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 412–413(0):114–132, 2012. ISSN 0022-1694. Hydrology Conference 2010.
- M. L. V. Martina, E. Todini, and A. Libralon. A bayesian decision approach to rainfall thresholds based flood warning. *Hydrology and earth system sciences*, 10(3):413–426, 2006.
- G. Mascaro, E. R. Vivoni, and R. Deidda. Implications of ensemble quantitative precipitation forecast errors on distributed streamflow forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, 11(1), 2010.
- G. Mascaro, M. Piras, R. Deidda, and E. R. Vivoni. Distributed hydrologic modeling of a sparsely-monitored basin in sardinia, italy, through hydrometeorological downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17:4143–4158, 2013. doi: 10.5194/hess-17-4143-2013.
- R. H. McCuen and W. M. Snyder. A proposed index for comparing hydrographs. *Water Resources Research*, 11(6):1021–1024, 1975. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR011i006p01021.
- P. V. Medeiros, F. F. N. Marcuzzo, C. Youlton, and E. Wendland. Error autocorrelation and linear regression for temperature-based evapotranspiration estimates improvement1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 48(2):297–305, 2012.
- J. D. Michaud and S. Sorooshian. Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resources Research*, 30(10):2765–2775, 1994. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/94WR01273.
- J. L. Monteith et al. Evaporation and environment. In *Symp. Soc. Exp. Biol*, volume 19, page 4, 1965.

- R. J. Moore. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques*, 30(2):273–297, 1985. ISSN 0262-6667. doi: {10.1080/02626668509490989}.
- R. J. Moore, S. J. Cole, V. A. Bell, and D. A. Jones. Issues in flood forecasting: ungauged basins, extreme floods and uncertainty. *IAHS-AISH publication*, pages 103–122, 2006.
- H. J. Morel-Seytoux and J. Khanji. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research*, 10(4):795–800, 1974.
- J. E. Nash. The form of the instantaneous unit hydrograph. *IAHS AISH Publ.*, 42:114–118, 1957.
- J.E. Nash and J.V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models part i - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290, 1970. ISSN 0022-1694.
- R. J. Nathan and T. A. McMahon. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7):1465–1473, 1990. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR026i007p01465.
- J.-P. Naulin, O. Payrastre, and E. Gaume. Spatially distributed flood forecasting in flash flood prone areas: Application to road network supervision in southern france. *Journal of Hydrology*, 486(0):88–99, 2013. ISSN 0022-1694.
- S. P. Neuman. Wetting front pressure head in the infiltration model of green and ampt. *Water resources research*, 12(3):564–566, 1976.
- D. Norbiato, M. Borga, S. Degli Esposti, E. Gaume, and S. Anquetin. Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 362(3–4):274–290, 2008. ISSN 0022-1694.
- D. Norbiato, M. Borga, and R. Dinale. Flash flood warning in ungauged basins by use of the flash flood guidance and model-based runoff thresholds. *Meteorological Applications*, 16(1):65–75, 2009. ISSN 1469-8080. doi: 10.1002/met.126.
- A. A. Ntelekos, K. P. Georgakakos, and W. F. Krajewski. On the uncertainties of flash flood guidance: Toward probabilistic forecasting of flash floods. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5): 896–915, 2014/02/24 2006. doi: 10.1175/JHM529.1.
- U.S. N.W.S. *National Weather Service Manual 10-950*, 2002. <http://www.nws.noaa.gov/directives/010/archive/pd01009050a.pdf>.

- E. Pardo-Iguzquiza. Optimal selection of number and location of rainfall gauges for areal rainfall estimation using geostatistics and simulated annealing. *Journal of Hydrology*, 210(14):206–220, 1998. ISSN 0022-1694. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00188-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00188-7).
- H. L. Penman. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120–145, 1948.
- D. H. Pilgrim, T. G. Chapman, and D. G. Doran. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33(4):379–400, 1988.
- M. Piras. *Evaluation of climate change impacts on the hydrologic response of a sparsely-monitored basin in Sardinia, Italy, through distributed hydrologic simulations and hydrometeorological downscaling*. Phd thesis, Università degli Studi di Cagliari, 2014.
- M. A. Pulina. Annali sassaresi: L'evapotraspirazione potenziale in sardegna in funzione dello studio del regime idrico dei suoli. Technical report, Università di Sassari, Facoltà di Agraria, 1986.
- W. Rawls, D. Brakensiek, and N. Miller. Green ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(1):62–70, 1983. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:1(62).
- S. Reed, J. Schaake, and Z. Zhang. A distributed hydrologic model and threshold frequency-based method for flash flood forecasting at ungauged locations. *Journal of Hydrology*, 337(34):402–420, 2007. ISSN 0022-1694. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.015>.
- I. Rodríguez-Iturbe and J. B. Valdés. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15(6):1409–1420, 1979. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR015i006p01409.
- R. Rosso. Nash model relation to horton order ratios. *Water Resources Research*, 20(7):914–920, 1984. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR020i007p00914.
- A. J. Rutter, K. A. Kershaw, P. C. Robins, and A. J. Morton. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9(0):367–384, 1971–1972. ISSN 0002-1571.
- A. J. Rutter, A. J. Morton, and P. C. Robins. A predictive model of rainfall interception in forests. ii. generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, pages 367–380, 1975.

- G. Sabol. Clark unit hydrograph and runoff parameter estimation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1):103–111, 1988. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1988)114:1(103).
- W.A. Scharffenberg and U.S. HEC. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS: User's Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2001.
- J. A. Schmidt, A. J. Anderson, and J. H. Paul. Spatially-variable, physically-derived flash flood guidance. *Conference on Hydrology, American Meteorological Society, San Antonio, 6B.2*, 2007.
- G. H. Schmitz and J. Cullmann. Pai-off: A new proposal for online flood forecasting in flash flood prone catchments. *Journal of Hydrology*, 360(1, 4):1–14, 2008. ISSN 0022-1694.
- U.S. SCS. *SCS National Engineering Handbook*. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, 1974. URL <http://books.google.it/books?id=LwIUAAAAAYAAJ>.
- M. L. Segond, H. S. Wheater, and C. Onof. The significance of spatial rainfall representation for flood runoff estimation: A numerical evaluation based on the lee catchment, {UK}. *Journal of Hydrology*, 347(1 2):116–131, 2007. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.09.040.
- D. Seo, T. Lakhankar, J. Mejia, B. Cosgrove, and R. Khanbilvardi. Evaluation of operational national weather service gridded flash flood guidance over the arkansas red river basin. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 2013. ISSN 1752-1688. doi: 10.1111/jawr.12087.
- M. B. Smith, V. I. Koren, Z. Zhang, S. M. Reed, J. J. Pan, and F. Moreda. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of Hydrology*, 298(1 4):267–286, 2004a. ISSN 0022-1694. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP).
- M. B. Smith, D. J. Seo, V. I. Koren, S. M. Reed, Z. Zhang, Q. Duan, F. Moreda, and S. Cong. The distributed model intercomparison project (dmip): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298(1 4):4–26, 2004b. ISSN 0022-1694. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP).
- M. B. Smith, V. Koren, Z. Zhang, Y. Zhang, S. M. Reed, Z. Cui, F. Moreda, B. A. Cosgrove, N. Mizukami, and E. A. Anderson. Results of the dmip 2 oklahoma experiments. *Journal of Hydrology*, 418:17–48, 2012.
- R. E. Smith, C. Corradini, and F. Melone. Modeling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research*, 29(1):133–144, 1993. cited By (since 1996)58.

- W. M. Snyder. Hydrograph analysis by the method of least squares. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 81:1–24, 1955.
- T. L. Sweeney. *Modernized areal flash flood guidance [microform] / Timothy L. Sweeney*. U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Hydrology ; Available from the National Technical Information Service Silver Spring, Md. : Springfield, VA, 1992.
- G. Q. Tabios and J. D. Salas. A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 21(3):365–380, 1985. ISSN 1752-1688. doi: 10.1111/j.1752-1688.1985.tb00147.x.
- V. Te Chow, D.R. Maidment, and L.W. Mays. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Civil Engineering Series. MCGRAW-HILL Higher Education, 1988. ISBN 9780071001748.
- J. E. VanderKwaak and K. Loague. Hydrologic-response simulations for the r-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research*, 37(4):999–1013, 2001. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2000WR900272.
- J. Vaze, D. A. Post, F. H. S. Chiew, J. M. Perraud, J. Teng, and N. R. Viney. Conceptual rainfall–runoff model performance with different spatial rainfall inputs. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):1100–1112, 2013/08/07 2011. doi: 10.1175/2011JHM1340.1.
- G. Villarini and W. F. Krajewski. Empirically based modelling of radar-rainfall uncertainties for a c-band radar at different time-scales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643):1424–1438, 2009.
- G. Villarini, W. F. Krajewski, A. A. Ntelekos, K. P. Georgakakos, and J. A. Smith. Towards probabilistic forecasting of flash floods: The combined effects of uncertainty in radar-rainfall and flash flood guidance. *Journal of Hydrology*, 394(1):275–284, 2010.
- E. R. Vivoni, V. Y. Ivanov, R. L. Bras, and D. Entekhabi. On the effects of triangulated terrain resolution on distributed hydrologic model response. *Hydrological Processes*, 19(11):2101–2122, 2005.
- E. R. Vivoni, D. Entekhabi, R. L. Bras, V. Y. Ivanov, M. P. Van Horne, C. Grassotti, and R. N. Hoffman. Extending the predictability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting. *Journal of Hydrometeorology*, 7(4), 2006.

- T. H. M. Volkmann, S. W. Lyon, H. V. Gupta, and P. A. Troch. Multicriteria design of rain gauge networks for flash flood prediction in semiarid catchments with complex terrain. *Water resources research*, 46(11), 2010.
- M. S. Wigmosta, L. W. Vail, and D. P. Lettenmaier. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water resources research*, 30(6):1665–1679, 1994.
- É.M. Wilson. *Engineering Hydrology*. Macmillan titles of interest to civil engineers. Palgrave Macmillan, 1990. ISBN 9780333517178.
- D. E. Woodward, J. A. Van Mullem, R. H. Hawkins, , and A. Plummer. Curve number completion study. MD 38, Consultant’s Rep. to United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service, Beltsville, 2010.
- C. Yoo, J. Kim, and J. Yoon. Uncertainty of areal average rainfall and its effect on runoff simulation: A case study for the chungju dam basin, korea. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 16(6):1085–1092, 2012. ISSN 1226-7988. doi: 10.1007/s12205-012-1646-x.