

Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Ingegneria Civile

Edile ed Ambientale

Tesi magistrale

MODELLAZIONE IDROLOGICA E
METEOROLOGICA DEL BACINO
IDROGRAFICO DEL MUSON DEI SASSI PER
LA PREVISIONE DELLE PIENE

Relatore: Ill.mo Ing. Rinaldo Andrea

Correlatore: Ing. Passadore Giulia

Studente: Margherita Fasiol

Padova, 8 Luglio 2015

Indice

| | |
|--|------------|
| Introduzione | 5 |
| CAPITOLO 1: Descrizione del Muson dei Sassi | 7 |
| 1.1 Descrizione geografica e morfologica..... | 7 |
| 1.2 Regime dei flussi..... | 11 |
| 1.3 Idrologia del Muson e opinione pubblica..... | 11 |
| CAPITOLO 2: I dati disponibili | 17 |
| 2.1 Dati morfologici..... | 17 |
| 2.2 Reti di canali e sottobacini idrologici..... | 29 |
| 2.3 Dati idrologici..... | 31 |
| 2.4 Previsione delle piogge..... | 33 |
| CAPITOLO 3: Modelli Matematici | 39 |
| 3.1 Kriging..... | 40 |
| 3.2 Equazione di bilancio di massa e valutazione della pioggia efficace..... | 55 |
| 3.3 Modello di Evapotraspirazione..... | 57 |
| 3.4 Dispersione dal letto del canale..... | 77 |
| 3.5 Modello Geomorfologico..... | 78 |
| 3.6 Pre – elaborazione dei dati di precipitazione previsti..... | 94 |
| 3.7 Parametri del modello..... | 98 |
| CAPITOLO 4: Risultati dei dati osservati | 101 |
| 4.1 Calibrazione dei parametri..... | 102 |
| 4.2 Risultati..... | 103 |
| CAPITOLO 5: Risultati del modello di previsione delle piene | 145 |
| 5.1 Analisi degli eventi..... | 146 |

| | |
|------------------------------------|------------|
| 5.2 Misuratore di performance..... | 173 |
| Conclusione | 175 |
| Bibliografia..... | 177 |

Introduzione

Il problema della gestione delle acque ha sempre accompagnato l'evoluzione della civiltà umana e numerosi sono gli interventi che, nei millenni, si sono susseguiti a questo scopo; le modificazioni climatiche degli ultimi anni stanno però portando ad una variazione dei fenomeni piovosi, che diventano più improvvisi, più intensi e più violenti. Questa modificazione dell'assetto delle precipitazioni rende manchevoli i vecchi manufatti, sia irrigui, che di protezione e di captazione e utilizzo delle acque. L'intera rete idrica e di utilizzazione andrebbe, quindi, riadattata alle odierne necessità, soprattutto in prospettiva di un futuro in cui queste caratteristiche tenderanno ad acuirsi e, con esse, i danni che ne conseguirebbero in caso di mancato intervento. La principale causa del pericolo idraulico è l'insorgere o il propagarsi di un'onda che il sistema ambiente non è in grado di riassorbire, spesso per motivi legati o a saturazione del suolo, o a interventi umani eccessivamente invasivi. Il danno che ne consegue non è soltanto umano ed economico, ma anche ambientale, con la distruzione di ecosistemi, manufatti umani e poli economici e industriali.

L'ingegneria non è del tutto disarmata di fronte a queste situazioni: in questa tesi magistrale è sviluppato e illustrato un modello idrologico il quale, accoppiato a un modello climatico, si prefigge come obiettivo la previsione, in tempo reale, delle precipitazioni e delle inondazioni in aree altamente urbanizzate, il calcolo del rischio associato a ogni singolo evento, o a ogni serie di eventi, e, quindi, la tempestiva allerta nel caso in cui il rischio idrologico superi la soglia di guardia. Questo modello non può chiaramente ridurre i danni economici legati alle piogge violente ma può, senza dubbio, essere uno strumento utile al servizio della popolazione. Gli aspetti idraulici coinvolti in queste modificazioni sono i volumi e i flussi trasportati nella rete di canalizzazione, ma anche le condizioni del suolo, la sua umidità, il suo indice di saturazione, la sua resistenza

al trasporto causato dall'acqua, la sua erodibilità rapportata all'intensità della precipitazione. Queste incognite, sommate a problemi già noti, come l'assenza di un piano di intervento e l'invasione da parte dell'uomo di territori fondamentali al pacifico sviluppo del fiume, induce a pensare a un aumento notevole del rischio di eventi sempre più dannosi. Per queste ragioni, lo sviluppo di strumenti matematici in grado di descrivere in modo efficiente i processi idrologici e idraulici che si verificano all'interno di un bacino durante gli eventi di deflusso, è essenziale al fine di fornire un adeguato supporto per piani ambientali della protezione civile.

Il modello, presentato in questa tesi, simula in modo adeguato i processi idrologici calibrati su serie storiche e consente di ottenere una accurata previsione delle zone inondate e dei livelli idraulici in relazione alle previsioni. La zona che è stata presa in esame per la realizzazione di questo modello è quella del bacino attorno a Castelfranco Veneto, in provincia di Treviso, in cui due fiumi, il Muson dei Sassi e l'Avenale, per via del loro regime di flusso irregolare e della veloce risposta idrologica che li caratterizza, arrecano spesso danni, nel bacino d'utenza di quella zona, come testimoniato dagli eventi alluvionali recenti registrati in loco (Ottobre 1998 e Gennaio 2009). Il modello idrologico implementato in questo studio è continuo nel tempo e nello spazio, e si basa sulla teoria geomorfologica della risposta idrologica; tale modello è associato all'ingresso, in input, a delle previsioni meteo fornite da modelli climatici, precedentemente elaborate per poter essere utilizzate nel modello di calcolo. Le previsioni sono state valutate nel corso di una serie di eventi di piena osservati dal 2011 al 2014. A questo scopo, è stato utilizzato un modello di previsione delle piogge, il LAMI. I risultati del modello sono stati valutati e confrontati con quelli del modello idrologico, al fine di valutare le principali fonti di incertezza per la previsione delle piene.

L'utilizzo di previsioni quantitative delle precipitazioni come input per un modello afflussi-deflussi permette la generazione di previsioni di scenari realistici, utili per pianificare correttamente, e in tempo reale, sistemi di allarme e protocolli di protezione dalle inondazioni.

CAPITOLO 1

Descrizione del Muson dei Sassi

1.1 **Descrizione geografica e morfologica**

Il Muson dei sassi è uno dei numerosi fiumi che attraversano il Veneto e si trova tra le province di Treviso, Vicenza e Padova; esso attraversa la cittadina di Castelfranco Veneto e si unisce con un fiume minore, ma dal comportamento vivace: l'Avenale. Le sorgenti del Musone-Muson de Sassi sono poste sulle colline di Asolo, principalmente nei comuni di Maser, Monfumo e Castelcucco, ai piedi del massiccio del Monte Grappa.

In tempi antichi, il fiume Muson scorreva dalla valle di Asolo verso la Piana e, da qui, si dirigeva verso la Laguna di Venezia. Questa conformazione geografica ha causato problemi alla laguna, a causa della grande quantità di sedimenti e materiale che il fiume era in grado di trasportare e rilasciare, minacciandone l'equilibrio idro- morfologico e innalzandone pericolosamente i livelli della marea.

Nel 1612 la Repubblica Serenissima di Venezia, tra i numerosi interventi per la tutela della città, deviò il Muson e lo fece confluire nel Brenta, il quale sfocia direttamente nel Mar Adriatico.

Questo canale artificiale di derivazione prese il nome di Muson dei Sassi mentre, tutt'ora, esiste il Muson Vecchio che sfocia, anch'esso, in laguna.

Il Muson dei Sassi è stato creato partendo da Castelfranco e procede in direzione sud per 25 km, con un tracciato perfettamente rettilineo; a questa forma si associano, purtroppo,

problemi legati al carattere torrentizio del fiume, con rapidi innalzamenti di livello e erosione delle sponde.

Gli idraulici veneziani avevano, infatti, progettato l'assetto del Muson dei Sassi per far confluire più velocemente possibile l'acqua nel fiume Brenta, trascurando il fatto che, con elevate portate, si verifica il rischio di tracimazione.

Il Muson può essere considerato composto da due parti: la prima parte, a nord di Castelfranco, che va da una quota di 1775 m di Cima Grappa a una di 40m a Castelfranco, che scola un bacino di circa 310 km quadrati e che raggiunge la sua massima portata nel punto in cui l'Avenale confluisce al suo interno, e la seconda parte, che confluisce nel Brenta a Ponte Vigodarzere, artificiale e arginata.

Questo studio comprende sia il bacino del Muson, che quello dell'Avenale e valuterà, quindi, la massima portata che verrà poi convogliata nel Brenta attraverso il secondo tratto del fiume, situato dopo Castelfranco.

Questo, tra l'altro, ospita opere di ingegneria idraulica molto importanti, che consentono al Muson dei Sassi di oltrepassare i fiumi Tergola e Vandura.

L'acqua che il Muson riceve in questo tratto viene pompata meccanicamente, ed è quella captata da un bacino di circa 32 km quadrati.

Nonostante tutti gli interventi presenti in questo secondo tratto, rimane comunque questo quello più incline a inondazioni, erosioni d'argine e brecce.

Visti i numerosi casi critici riscontrati nel bacino di affluenza del Muson negli ultimi anni, si stanno progettando altri interventi, tra cui delle casse di laminazione, che sono in fase di studio. Una di esse sarà situata nel comune di Spineda, nella zona di incontro tra Muson e Lastego, e potrà contenere un volume di 1 milione di m³ di acqua.

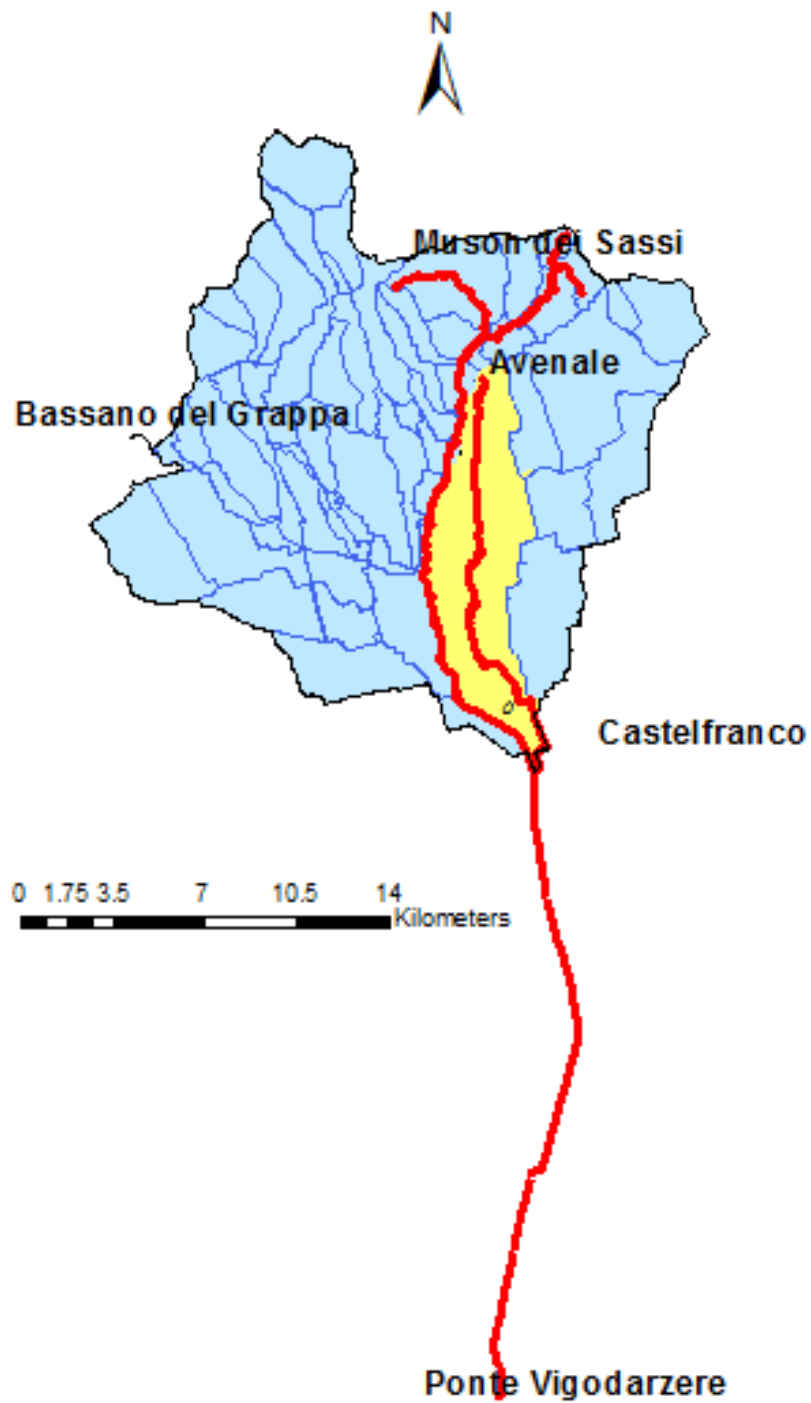


Figura 1.1: Bacino del Muson dei Sassi, con in evidenza il torrente Avenale e la sua zona di influenza



Figura 1.2: piena del Muson a Castelfranco del 26 ottobre 2010



Figura 1.3: piena del Muson a Castelfranco del 12 novembre 2012

1.2 Regime di flussi

Il Muson è caratterizzato da un regime di flussi molto irregolare e la sua portata varia notevolmente a seconda del regime di precipitazioni. Esso ha, infatti, una portata media di $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$, ma, per eventi con tempi di ritorno significativi (100 anni), si raggiungono i seguenti valori di portata massima stimata di: [10]

- $140 \text{ m}^3/\text{s}$ per il Muson a Castelfranco Veneto;
- $30 \text{ m}^3/\text{s}$ per l'Avenale a Castelfranco Veneto;
- $37 \text{ m}^3/\text{s}$ per il Lastego a Spineda;

Da questa stima risulta quindi, dopo la confluenza tra Musone Avenale, una portata di $170 \text{ m}^3/\text{s}$, con una capacità massima di progetto del canale Muson di $140 \text{ m}^3/\text{s}$.

Appare quindi evidente come, con eventi caratterizzati da tale tempo di ritorno, si abbiano problemi di allagamenti e rigurgiti sia prima che dopo Castelfranco.

Con gli eventi del 2012 è stato, inoltre, osservato come, per una portata di $110 \text{ m}^3/\text{s}$ a Castelfranco, che coincide con un periodo di ritorno di circa 50 anni, vi siano comunque stati problemi idraulici non indifferenti; queste osservazioni permettono, quindi, di avere consapevolezza di quanto sia necessario intervenire in questa zona.

1.3 Idrologia del Muson e opinione pubblica

Nel corso dei secoli, con il progredire della tecnica, l'uomo ha sempre focalizzato i suoi sforzi su progetti che lo agevolassero dal punto di vista economico, urbanistico e industriale, trascurando le esigenze della natura e dei suoi ecosistemi. Con la cementificazione e la trasformazione di zone rurali in zone fortemente cementificate, gli assetti di deflusso sono variati notevolmente: dove prima l'acqua veniva arrestata da vegetazione e terreno poroso, ora vi è il ruscellamento delle piogge. Inoltre, la costruzione di infrastrutture nei pressi dei fiumi e la deviazione di essi per motivi urbani, ha portato a

un incremento delle zone pericolose e a una modificazione dei regimi di captazione della rete idraulica in riferimento al proprio bacino.

La portata di picco in seguito ad un evento estremo è influenzata da molti fattori, tra cui l'intensità e la durata della precipitazione, la topografia e la geologia dei bacini di deflusso, le caratteristiche della vegetazione e le condizioni idrologiche precedenti all'evento. L'uso del suolo e le altre attività umane influenzano la portata massima e la frequenza delle inondazioni: le aree urbane, coperte da strade ed edifici, hanno minor capacità di laminare acqua. Quindi, nel momento in cui un suolo permeabile è sostituito da superfici impermeabili con ridotte capacità di infiltrazione, si accelera il processo di formazione di un'onda con minor tempo di corrivazione. Inoltre, i sedimenti e i detriti trasportati dall'acqua, che non trovano ostacoli, possono aumentare le conseguenze negative associate alle alluvioni, con enormi conseguenze legate a ponti o infrastrutture, che cedono davanti a enormi accumuli di materiale.



Figura 1.4: fenomeno di accumulo di materiale legato a un evento importante

Inoltre erosione e infiltrazione creano conseguenze disastrose sui rilievi arginali. Le numerose inondazioni recentemente osservate nel fiume Muson (1998, 2009, 2012) sono la prova della fragilità dell'equilibrio idrogeologico in zone con elevato livello di urbanizzazione.



Figura 1.5: breccia arginale eseguita per abbassare il livello del Muson in piena

La crescente consapevolezza dei problemi legati al dissesto idrogeologico induce la popolazione a essere più consapevole dell'importanza della sicurezza idraulica.

Dopo i tragici eventi di piena che hanno coinvolto la Provincia di Padova negli ultimi anni, il fiume Muson dei Sassi è stato scelto come un bacino pilota per i test, specificamente progettato per la realizzazione di modelli idrologici ed idraulici per la previsione delle inondazioni. "Smart Water " è un progetto europeo che mira a

raggiungere un strumento di supporto decisionale modulare per la gestione dei rischi connessi con gli eventi alluvionali, e che può essere collegato ad un fiume, a inondazioni, a precipitazioni o a eventi meteorologici [32]. In particolare, lo strumento si concentrerà sull'uso dei risultati dei contributi scientifici disponibili a livello europeo per la previsione delle piene, per ottenere uno strumento pratico e utile per arginare i danni.

Il progetto è co-finanziato dall'Ente di Protezione Civile dell'Unione Europea e coinvolge collaboratori internazionali provenienti da Italia, Grecia, Romania e Bulgaria che operano nel campo dell'ICT (Information and Communication Technology), dello studio delle acque e delle amministrazioni locali.

L'attività è finalizzata alla revisione e all'aggiornamento di un modello semplice e preciso che, una volta perfezionato, verrà pubblicato online e potrà essere facilmente fruibile.

Gli obiettivi del progetto sono i seguenti:

1. la produzione di informazioni e l'aumento della consapevolezza della cittadinanza sui problemi legati alle alluvioni;
2. la condivisione di informazioni tra gli Stati membri dell'UE in merito a tale tema, dalla raccolta dei dati alla pianificazione della gestione del rischio;
3. il rafforzamento dell'integrazione e della cooperazione tra enti locali coinvolti nella prevenzione dei rischi di inondazione;
4. l'integrazione del sistema di comunicazione tra le autorità regionali e locali;
5. la consegna di un strumenti di monitoraggio e di previsione in tempo reale al fine di prevenire gli eventi di piena;
6. l'incremento delle conoscenze e delle informazioni sugli eventi alluvionali.

In un primo momento il progetto sarà condotto in aree direttamente coinvolte nel progetto, Italia, Grecia, Romania e Bulgaria, e sarà poi promosso in tutti i Paesi dell'Unione Europea.

Un team di esperti internazionali ha lavorato nel riesame delle procedure di ottenimento dei dati e sui modelli già esistenti a livello europeo, al fine di individuare la migliore esecuzione del modello e le migliori pratiche per l'acquisizione e la standardizzazione dei dati territoriali utili per la prevenzione di eventi alluvionali. L'attuazione della Smart Water sfrutterà i dati in tempo reale delle precipitazioni ottenute da reti di sensori.

In relazione al progetto Smart Water, la Provincia di Padova sta coordinando lo sviluppo di un software che, basato su serie storiche e rilevazioni geografiche, sarà in grado di identificare un evento alluvionale, di evidenziare le aree di rischio e di identificare dove le inondazioni sono più inclini a verificarsi. Il software sviluppato in questo progetto sarà messo a disposizione dei servizi di protezione civile a livello comunale e provinciale.

CAPITOLO 2

I dati disponibili

Per costruire un modello di previsione delle inondazioni sono necessari molti dati di natura sia morfologica che meteorologica. In questo capitolo sono descritti i dati disponibili utilizzati in questo studio.

In particolare, i dati morfologici vengono utilizzati per definire la rete di flusso e i sottobacini idrografici; i dati meteorologici, ottenuti puntualmente nelle stazioni di misura, sono distribuiti spazialmente utilizzando un interpolatore Kriging per stimare la forzatura climatica per il modello idrologico, mentre le precipitazioni previste sono fornite da modelli meteorologici, opportunamente elaborati per definire gli scenari di previsione durante eventi selezionati.

2.1 Dati Morfologici

I dati morfologici per il bacino del Muson dei Sassi sono stati scaricati dal catalogo online dei dati cartografici del Veneto. Questi dati sono descritti nei paragrafi seguenti.

RETE IDROGRAFICA

La rete idrografica comprende tutti i fiumi, i torrenti e i canali di irrigazione di qualsiasi ordine. Si può notare che il bacino è caratterizzato da una densità di drenaggio molto fitta

e articolata, con canali e manufatti artificiali che alterano il normale layout del bacino, e questo rende difficile l'identificazione della rete principale.

DEM

Il Digital Elevation Map è una rappresentazione in 3D della superficie del terreno creato da dati planimetrici e di elevazione, e serve per descrivere quantitativamente la morfologia della zona di interesse.

Esso consiste in una griglia di celle quadrate di 5 m di lato, delle quali viene fornita anche l'elevazione.

Esso è stato creato a partire dalle linee di contorno della mappa tecnica del settore. Nel caso del bacino del fiume Muson l'elevazione va da 1775 m in Cima Grappa al 40 m a Castelfranco Veneto, ma, con l'eccezione del lato sud del Monte Grappa e delle colline intorno Asolo, la maggior parte del bacino è pianeggiante. La quota media del bacino è 184 m.

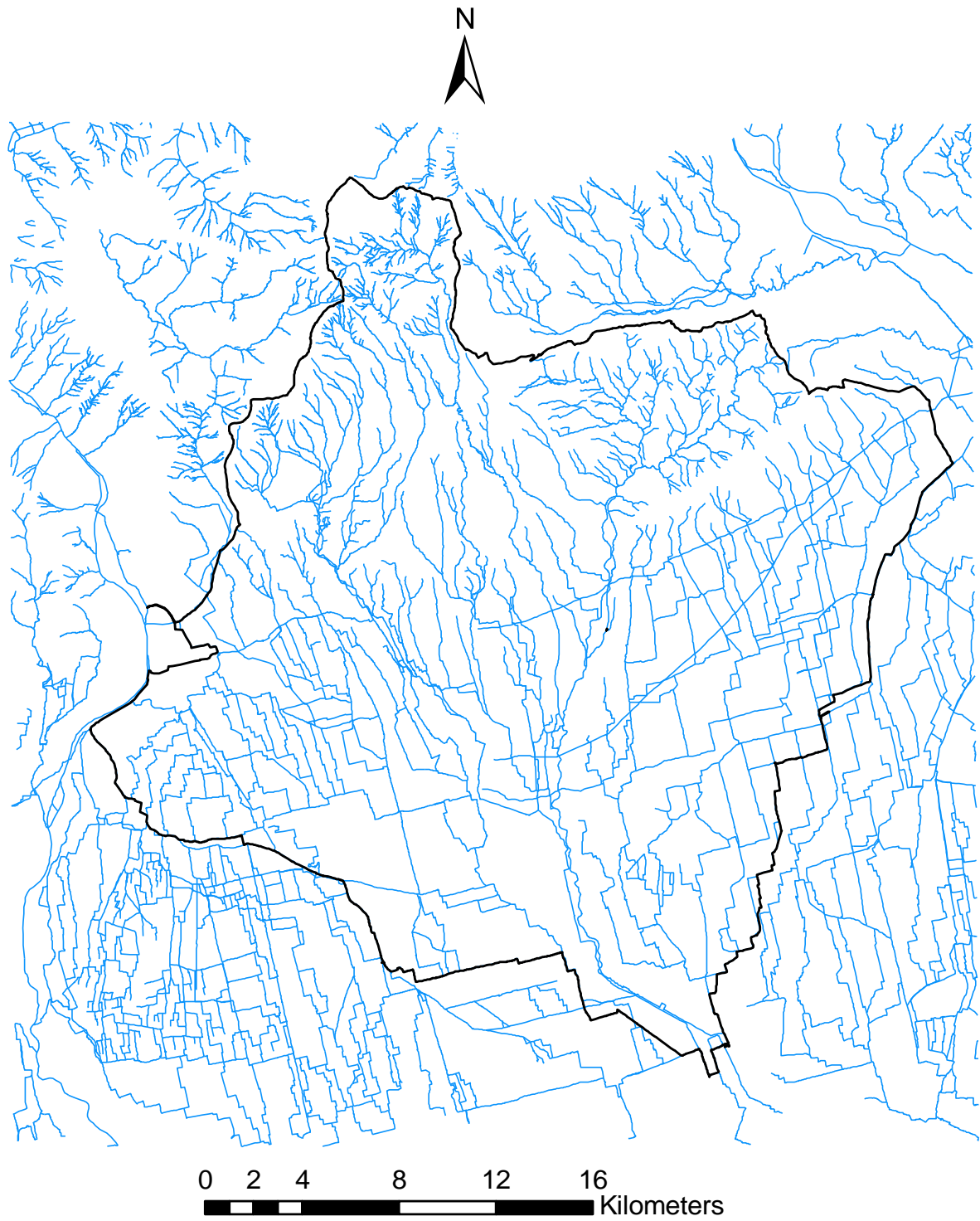


Figura 2.1: rete idrografica della zona in esame

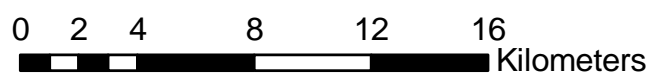
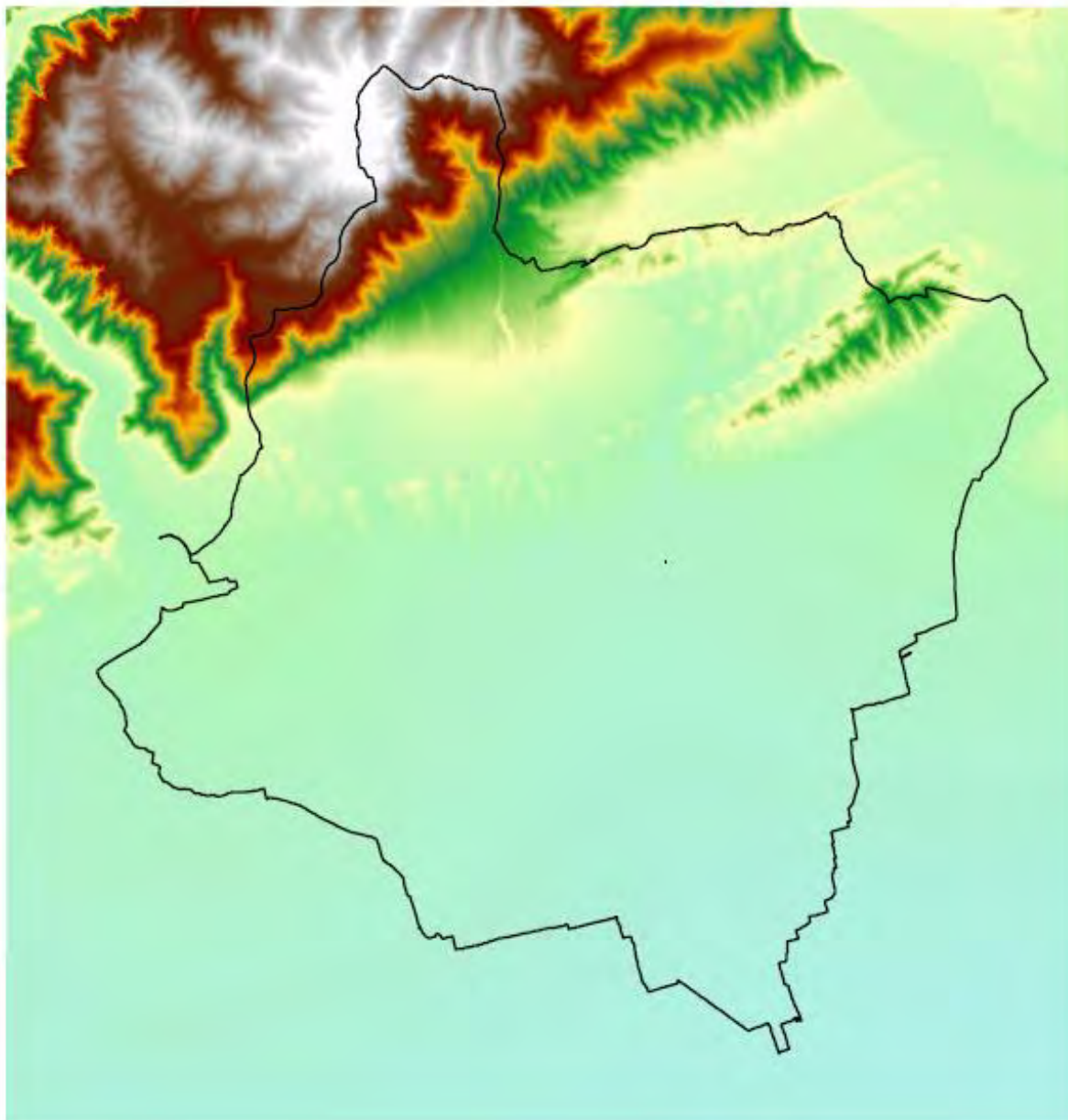


Figura 2.2: DEM della regione di studio. La linea continua indica il confine dell'area in esame

GEO- PEDOLOGIA

La geo-pedologia fornisce informazioni sul suolo nella zona di interesse, tra cui le loro caratteristiche morfologiche.

La granulometria del suolo controlla la capacità di infiltrazione del suolo e, quindi, la risposta idrologica del bacino.

La classificazione dei suoli è stata ottenuta dalla " Carta dei suoli" delle province fornita dalla Regione Veneto [2]. I tipi di terreno nella zona di captazione del Muson sono riportati nella Tabella 2.1 e mostrati in Figura 2.3.

Da un'analisi dello schema geo-pedologico, la zona pianeggiante è composta principalmente da ghiaie calcaree e, quindi, è caratterizzata da un elevato valore di permeabilità.

| SIGLA DEL SUOLO | DESCRIZIONE | PERMEABILITA' K [m/s] |
|-----------------|---|-----------------------|
| AA pianeggiante | Piano superiore Antico, conoidi glaciofluviali composto da ghiaie calcaree. | $8 * 10^{-4}$ |
| AR pianeggiante | Piano superiore recenti, conoidi fluviali alpini composti da ghiaie calcaree e limi. | $8 * 10^{-4}$ |
| BA pianeggiante | Piano inferiore Antico, piano di sotto della linea primaverile composto da sabbie calcaree. | $5 * 10^{-4}$ |
| RC collina | Colline prealpine, creste strette e allungate. Composti da calcari marnosi. | 10^{-4} |
| SA montagna | Prealpi con punte ondulate composto da calcari duri e stratificati. | 10^{-5} |
| SI montagna | Canyon nel pre- Alpi composto da rocce dolomitiche e calcari duri. | 10^{-5} |

Tabella 2.1: classificazione provinciale del suolo

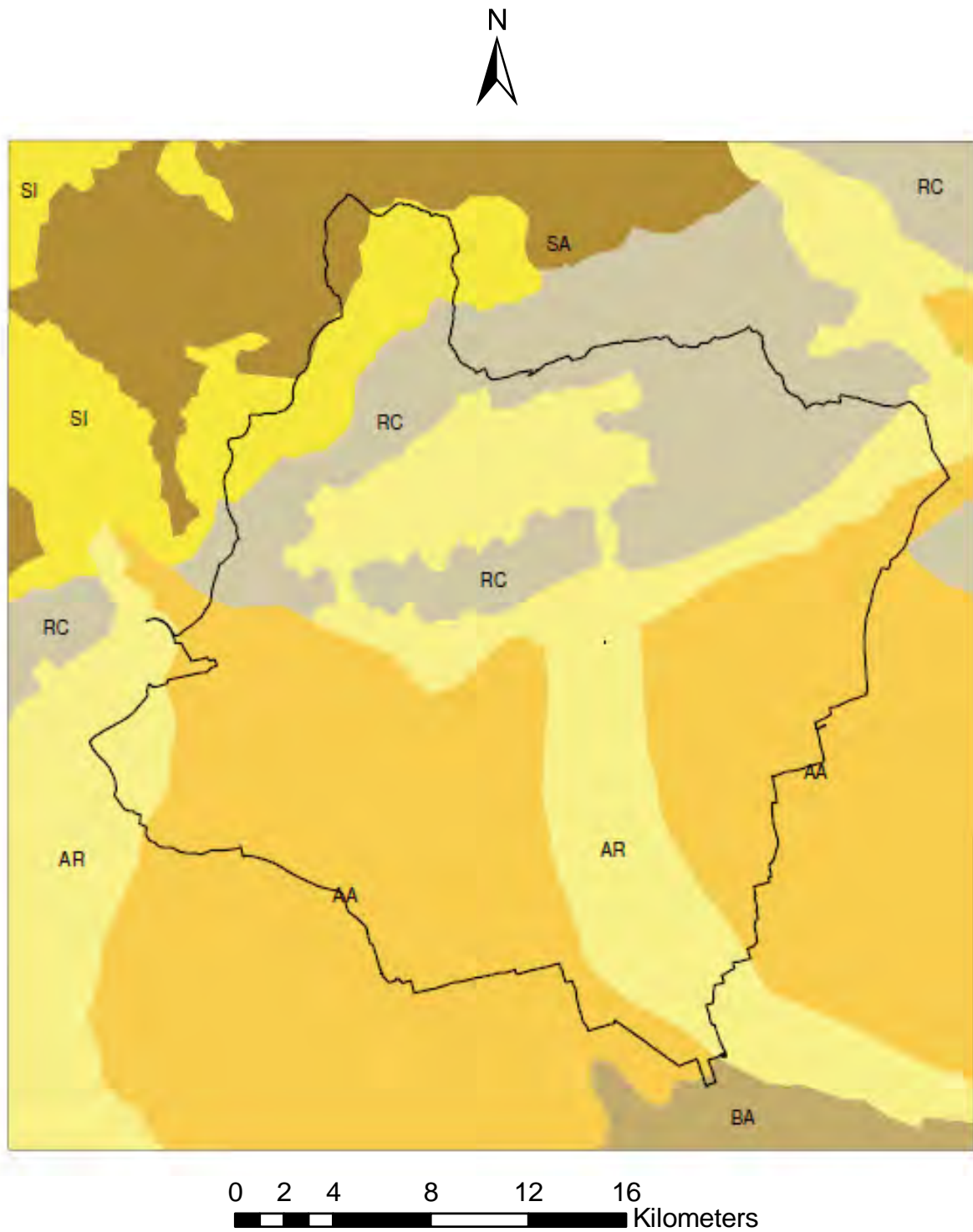


Figura 2.3: classificazione provinciale del suolo come in tabella 2.1

USO DEL SUOLO

La definizione di uso del suolo è importante per classificare le aree urbane e la vegetazione (la cui distinzione è critica per la generazione del deflusso), nonché per identificare le diverse tipologie colturali (richiesti dal modello di evapotraspirazione). L'area urbana è considerata impermeabile mentre l'area non-urbana permette l'infiltrazione delle precipitazioni. A partire dalla classificazione scaricata dal catalogo regionale, il bacino è stato riclassificato in dodici categorie differenti, come riportato nella Tabella 2.2 e mostrato nella Figura 2.4. Questa classificazione è stata ottenuta mediante tecniche di telerilevamento e si riferisce al 2009. In questo progetto, tuttavia, la distribuzione di uso del suolo è stata considerata costante per l'intero periodo di studio (2005-2014).













| Land use class | Area percentage (%) | Colour |
|-----------------------|----------------------------|---|
| Urban area | 21,01 |  |
| Water bodies | 0,05 |  |
| Bare soil | 9,18 |  |
| Soybean | 0,43 |  |
| Corn | 28,03 |  |
| Sunflower | 0,01 |  |
| Wood | 20,38 |  |
| Vineyard | 2,17 |  |
| Olive grove | 0,33 |  |
| Fruit plants | 0,31 |  |
| Pasture | 15,18 |  |
| Cereal | 2,94 |  |

Tabella 2.2: classificazione dell'uso del suolo

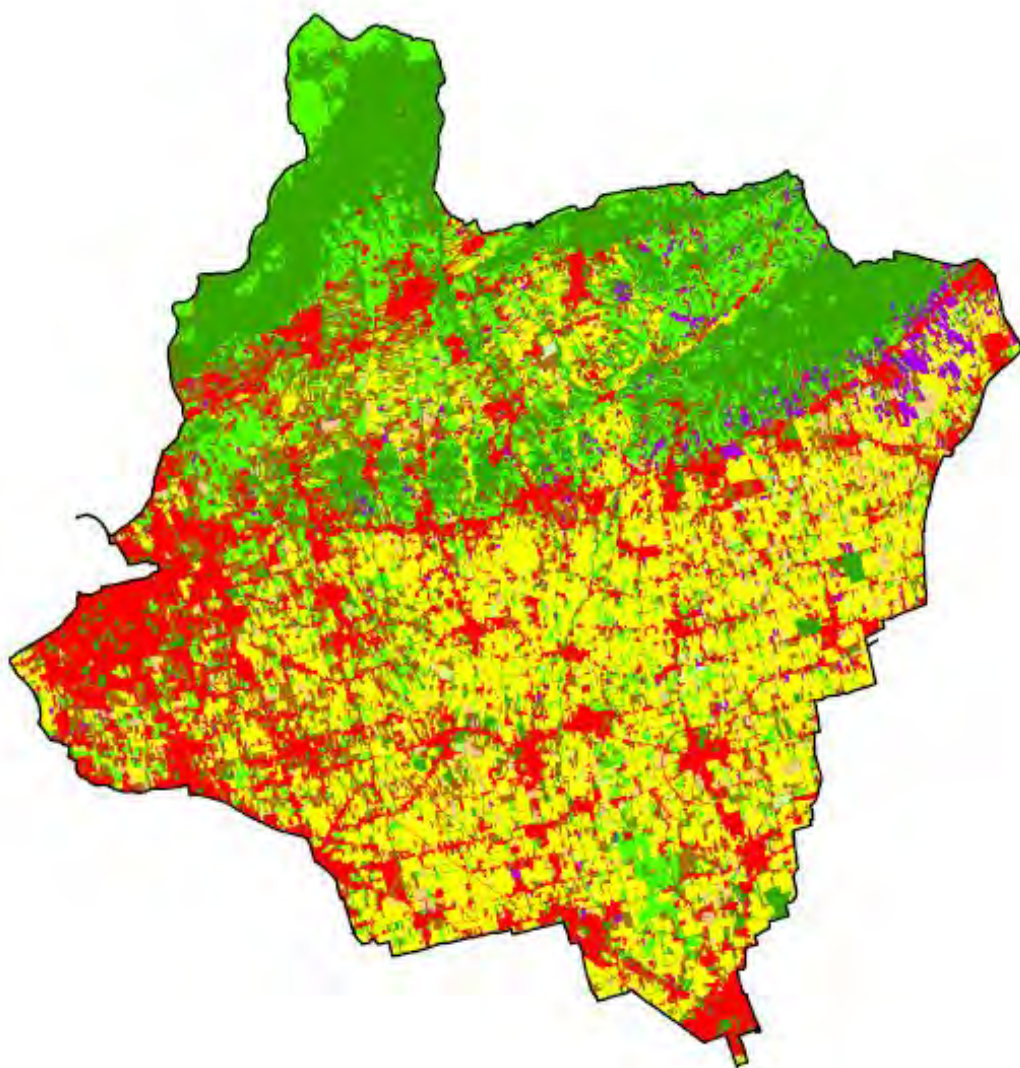


Figura 2.4: classificazione uso suolo come riportata in tabella 2.2

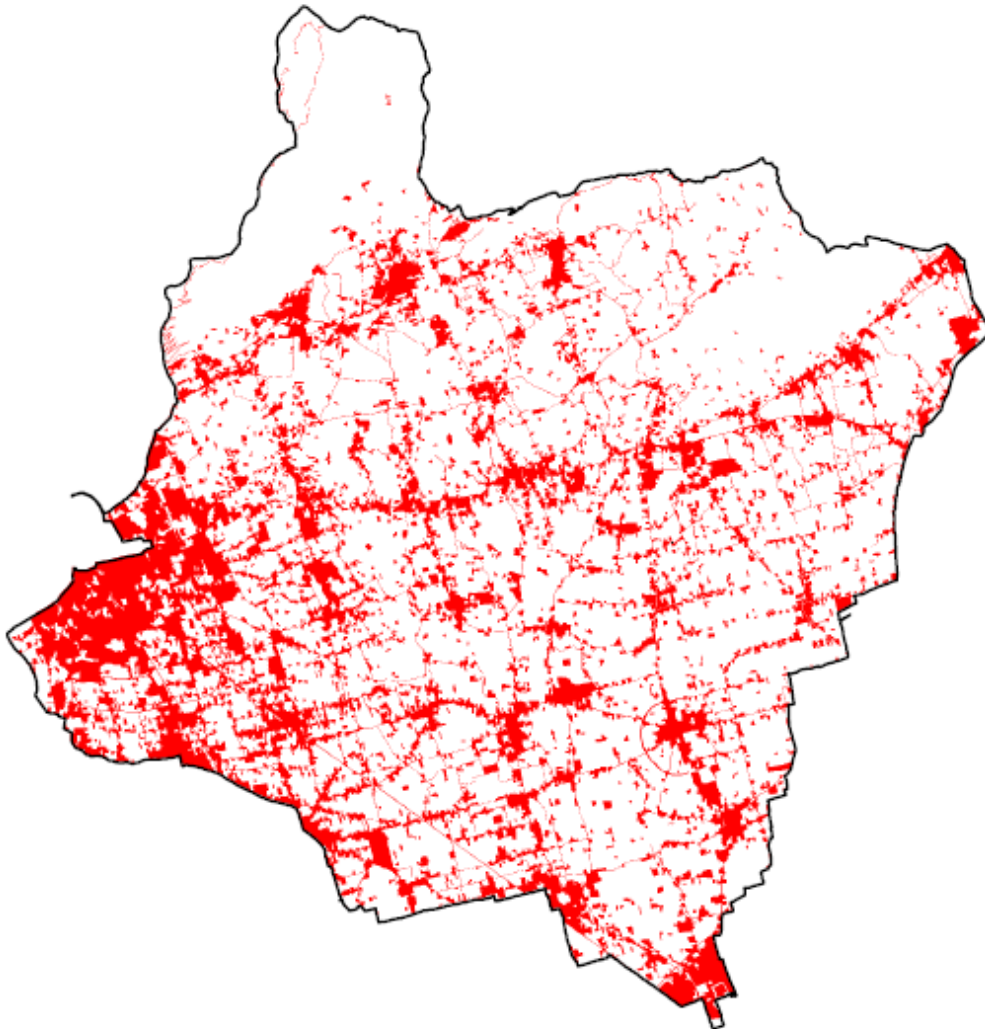


Figura 2.5: aree urbane nel bacino del Muson

IMPIANTI DI TRATTAMENTO DELLE ACQUE REFLUE

La presenza degli impianti di trattamento delle acque reflue, situati all'interno e vicino al bacino di utenza, svolge un ruolo importante per la quantificazione delle portate convogliate al Muson durante le piene. Infatti, le precipitazioni raccolte dal sistema fognario e trattate in questi impianti non sempre contribuisce alla formazione della portata del fiume Muson, in quanto solo alcuni di essi reimmettono acqua all'interno del bacino considerato. L'elenco degli impianti di depurazione delle acque reflue rilevanti per il Muson dei Sassi è riportata in Tabella 2.3, con la dicitura "In" e mostrato in Figura 2.6.

| Comune | Classificazione | P.E. | Posizionamento |
|---------------------------|--------------------------|-------------|-----------------------|
| Tezze sul Brenta | 1° cat > 13000 p.e. | 100000 | Out |
| Bassano del Grappa | 1° cat > 13000 p.e. | 96000 | Out |
| Castelfranco Veneto | 1° cat > 13000 p.e. | 67500 | Out |
| Cittadella | 1° cat > 13000 p.e. | 60000 | Out |
| Castelfranco Veneto | 1° cat > 13000 p.e. | 40000 | Out |
| Mussolente | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 12000 | In |
| Asolo | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 7500 | In |
| Maser | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 4990 | In |
| Crespano del Grappa | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 3500 | In |
| Cornuda | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 2500 | In |
| Fonte | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 2000 | In |
| Montebelluna | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 1500 | Out |
| San Zenone degli Ezzelini | 2° cat , 1000-12999 p.e. | 1000 | In |
| Cornuda | 2° cat , < 1000 p.e. | 980 | Out |
| Montebelluna | 2° cat , < 1000 p.e. | 600 | Out |
| San Zenone degli Ezzelini | 2° cat , < 1000 p.e. | 600 | In |
| Castelfranco Veneto | 2° cat , < 1000 p.e. | 400 | out |

Tabella 2.3: impianti di trattamento delle acque e loro principali caratteristiche



Figura 2.6: impianti di trattamento delle acque reflue; essi sono classificati come prima categoria se per più di 13000 abitanti equivalenti (rosse), seconda categoria per quelle che servono da 1000 a 12999 abitanti (arancioni) e terza categoria per quelle sotto ai 1000 abitanti (gialle). Le aree urbane sono le zone ombreggiate.

ZONE CARSICHE

Un fattore che influenza fortemente il termine di ruscellamento nel modello idrologico è il carsismo dell'area. A causa di suoli carsici, infatti, una quantità rilevante di acqua può scorrere sotto la superficie e incanalarsi nelle acque sotterranee senza raggiungere la rete principale. In figura sono evidenziate le porzioni che sono considerate carsiche (secondo la Regione Veneto) e che sono tratteggiate. Le aree carsiche coprono il 36% del bacino, con un impatto non trascurabile sulla risposta idrologica del fiume Muson.



Figura 2.7: zone carsiche

2.2 Rete di canali e sottobacini idrografici

Sulla base della rete idrografica (Figura 2.1), caratterizzata da un numero relativamente alto di canali, e del Digital Elevation Map (Figura 2.2), il bacino viene suddiviso manualmente in 85 sottobacini con una dimensione media di 5,25 km².

Le pendenze ridotte del terreno non consentono l'uso di metodi di estrazione automatica dei sottobacini (ad esempio gli algoritmi D8 o Dinf).

Questi metodi, partendo dalla mappa digitale del terreno, valutano la direzione di scorrimento dell'acqua da ciascun pixel della griglia, che può essere considerato singolarmente (D8) o in maniera multipla (Dinf). Imponendo una soglia sull'area contribuente di un singolo pixel, la rete di canali e sottobacini può essere poi scelta. Nel caso del fiume Muson, la pendenza del bacino è troppo dolce e la rete idrografica è troppo artificiale per consentire l'uso di procedure automatiche.

La figura 2.8 mostra la definizione della rete di deflusso ottenuta e la suddivisione del bacino in sottobacini, che sono componenti essenziali per l'utilizzo del modello idrologico. Poiché è già stata approfondita la modellazione della parte sinistra del bacino con sezione di chiusura a Castelfranco Veneto, e questa si è rivelata soddisfacente, si procede ora allo studio di tutto il bacino, per dimostrare come lo studio di una sua parte renda affidabile lo studio dell'intero bacino; se questo ampliamento risultasse soddisfacente, tale discorso si potrebbe estendere anche ad altre zone in cui gli idrometri misurano la portata in porzioni di bacino ma non ve ne sono di vicini alla sezione di chiusura.

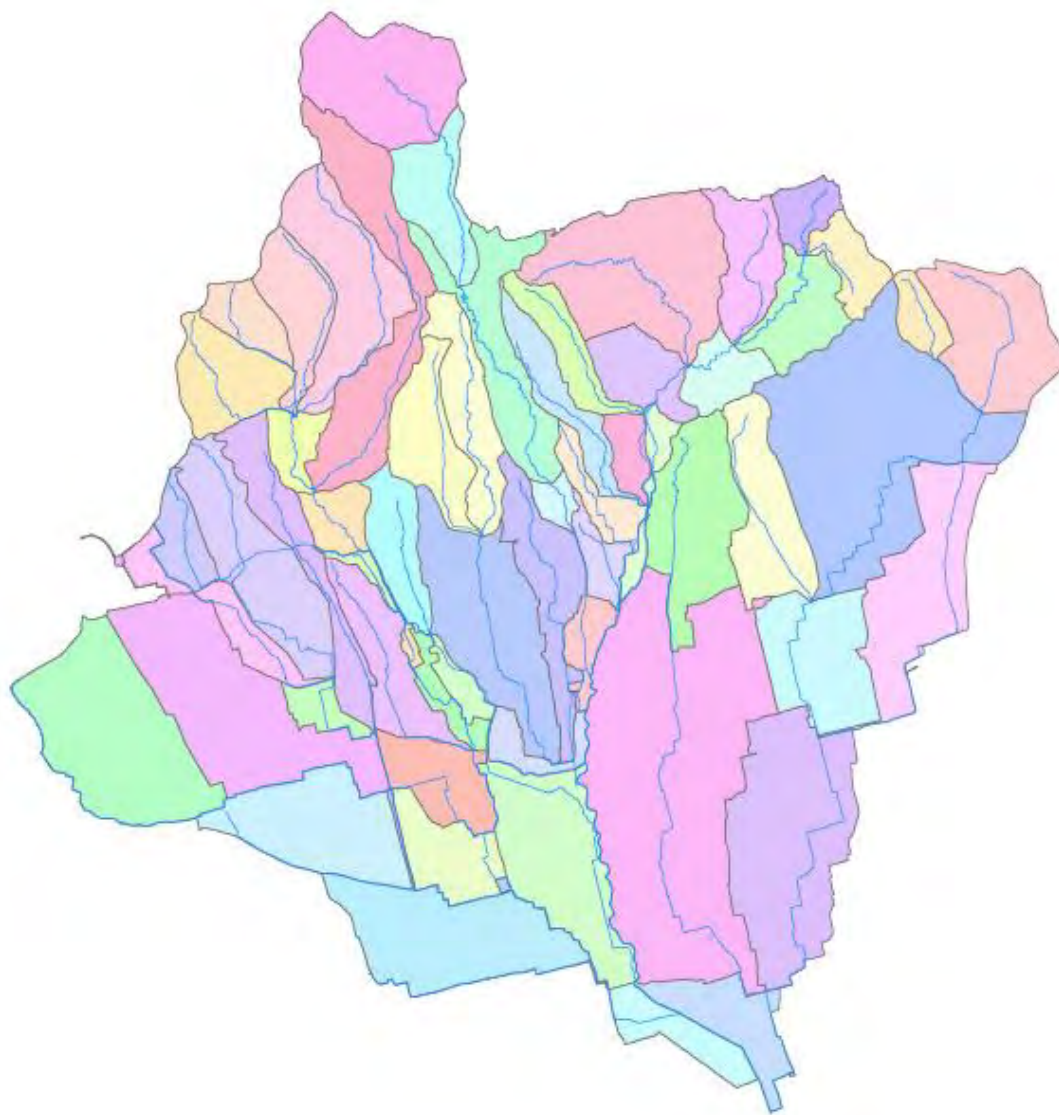


Figura 2.8: geometria del bacino, con rappresentazione dei canali e dei sottobacini evidenziati

2.3 Dati Idrologici

La descrizione accurata della distribuzione spazio-temporale delle precipitazioni e altre variabili meteorologiche svolge un ruolo chiave nella modellazione della risposta idrologica del fiume Muson. I dati meteorologici utilizzati per la calibrazione del modello sono i seguenti:

- H, misure orarie di precipitazioni nelle stazioni all'interno o nelle vicinanze del bacino del Muson [mm];
- Tmax e Tmin, misurazioni giornaliere della temperatura massima e minima nelle stazioni all'interno o nelle vicinanze del bacino del Muson [°C];
- Rmax e Rmin, misurazioni giornaliere dell'umidità relativa massima e minima dell'aria all'interno o nelle vicinanze del bacino del Muson;
- VV, velocità del vento media giornaliera nelle stazioni all'interno o nelle vicinanze del bacino del Muson [ms^{-1}];
- R, misurazione giornaliera della radiazione solare media nelle stazioni all'interno o nelle vicinanze bacino del Muson [$\text{MJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$];
- Q, misure orarie di portata nella stazione idrometrica di Castelfranco Veneto [m^3/s];

Una mappa e le dodici stazioni meteorologiche utilizzate in questo studio sono riportate in Figura 2.10 ed elencate nella Tabella 2.4. Queste si trovano all'interno o nelle vicinanze del bacino del Muson.

La stazione idrometrica di Castelfranco, che fornisce i dati di portata tra il 2000 e il 2014, è stata utilizzata come sezione intermedia di controllo. Tutti i dati disponibili sono forniti da ARPAV, Agenzia Regionale per l'Ambiente. Una corretta distribuzione spazio-temporale dei dati di precipitazioni e climatici è stata realizzata con il kriging.

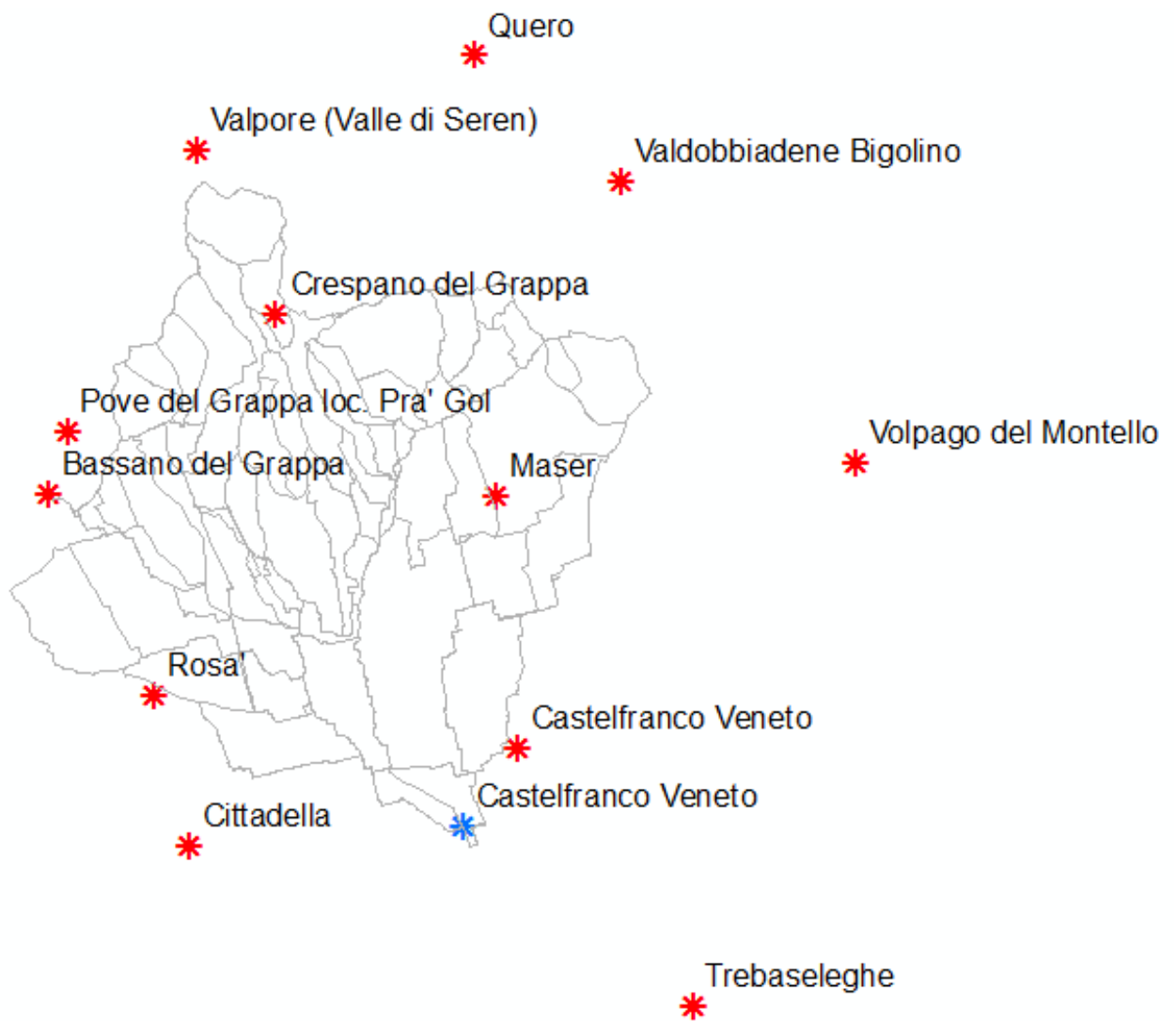


Figura 2.10: stazioni metereologiche in rosso, e stazione di misura delle portate di Castelfranco in blu

| Stazione Meteoreologica | Coordinate Gauss Boaga | | Quota m.s.m.m. | Anno di attivazione |
|----------------------------|------------------------|---------|-------------------|------------------------|
| | X | Y | | |
| Bassano del Grappa | 1712258 | 5073804 | 128 | 2000 |
| Castelfranco Veneto | 1729544 | 5064403 | 50 | 1989 |
| Cittadella | 1717437 | 5060795 | 56 | 1991 |
| Crespano del Grappa | 1720610 | 5080406 | 401 | 2002 |
| Maser | 1728768 | 5073708 | 101 | 1992 |
| Pove del Grappa | 1712940 | 5076113 | 675 | 1985 |
| Quero | 1727948 | 5089994 | 249 | 2002 |
| Rosà | 1716095 | 5066330 | 85 | 1991 |
| Trebaseleghe | 1736015 | 5054913 | 23 | 1995 |
| Valdobbiadene | 1733368 | 5054913 | 222 | 1992 |
| Valpore | 1717709 | 5086487 | 1275 | 2004 |
| Volpago | 1742000 | 5074920 | 125 | 1992 |

Tabella 2.4: elenco e principali caratteristiche delle stazioni metereologiche presenti nel bacino in esame

2.4 Previsione delle piogge

Gli scenari di previsione delle precipitazioni vengono generati mediante modelli climatici e metereologici. L'idea alla base modelli previsionali deterministici è quello di risolvere equazioni differenziali parziali (PDE) che controllano l'evoluzione delle condizioni atmosferiche, tra cui il movimento delle masse d'aria, l'evoluzione della temperatura, dell'umidità e della pressione su larga scala spaziale e ai diversi livelli l'atmosfera.

Le PDE che rappresentano le leggi della termodinamica e della fluidodinamica vengono risolte all'interno di una griglia di elementi caratterizzati da varie dimensioni, in un dominio che va da tutta la terra ad alcuni grandi porzioni del globo, a partire da condizioni

iniziali misurate (attraverso stazioni meteo, satelliti meteorologici, radiosonde) e, talvolta, anche utilizzando condizioni al contorno.

La previsione numerica del tempo utilizza modelli matematici dell'atmosfera per prevedere il meteo in base alle condizioni climatiche attuali rilevate da satelliti o da stazioni meteorologiche: esse vengono utilizzate come input, e, attraverso l'assimilazione di dati, producono in output file di temperatura, precipitazioni e altre variabili meteorologiche previste.

Il dominio orizzontale di modelli può essere globale, cioè coprire l'intera Terra, o regionale, cioè coprire solo una frazione della Terra; essi si differenziano sia per scala spaziale che per scala temporale. I modelli di circolazione globale (o GCM) considerano il mondo suddiviso in un certo numero di celle con una risoluzione spaziale dell'ordine di 1° (circa 100×100 km) e un orizzonte temporale fino a dieci giorni di previsione. La risoluzione temporale è da 3 a 6 ore e, poiché il dominio è chiuso, sono necessarie condizioni al contorno.

Questo tipo di modello è troppo approssimativo per la modellazione dei processi idrologici.

Il Centro europeo per le previsioni meteo Gamma opera un modello globale (sistema di previsioni Integrato o IFS - ECMWF) che descrive le scale sinottiche con una risoluzione orizzontale di $0,125^\circ$ (circa 12,5 km) e una risoluzione temporale di 6 ore per 3 giorni di previsione. Questo modello è usato per ricavare informazioni sulla variazione di clima e precipitazioni a risoluzione temporale minore, cioè nei modelli regionali.

I modelli regionali (noti anche come modelli di area limitata, o LAM) permettono l'uso di una grigliatura più fitta rispetto ai modelli globali perché il calcolo sulle risorse si concentra su aree caratterizzate da dimensioni ridotte; proprio per questo motivo tali modelli hanno risoluzioni spaziali e temporali più precise. Ciò consente di descrivere esplicitamente, per mezzo dei modelli regionali su piccola scala, fenomeni meteorologici che non possono essere rappresentati sulla griglia troppo rada di un modello globale, superando in tal modo il problema relativo alla discretizzazione di domini di grandi dimensioni. I modelli regionali utilizzano un modello globale per specificare le condizioni

al contorno del loro dominio. Pertanto, l'incertezza e gli errori, all'interno dei modelli regionali, sono imputabili in parte al modello regionale, e in parte a quello globale. [35]

Molti centri meteo operativi mirano a migliorare la risoluzione spaziale dei modelli numerici di previsione climatica, con il fine di produrre quindi una previsione più precisa. Infatti, una maggiore risoluzione risolverebbe il problema di over - parametrizzazione del modello stesso, e ne aumenterebbe la precisione. Le cellule sub - griglia per i LAM hanno una risoluzione spaziale dell'ordine di $0,01^\circ$ (circa 5×5 km) con una risoluzione temporale fino a 3 ore e un orizzonte temporale di qualche giorno. Questi modelli utilizzano condizioni al contorno derivate da GCM e forniscono informazioni sulle precipitazioni orarie su aree di circa $20 - 50$ km².

Il modello meteorologico regionale per la produzione di previsioni a breve termine utilizzato in Italia è COSMO - LAMI che sviluppa, migliora e mantiene un sistema di previsione meteo in una piccola area per generare automaticamente previsioni locali in topografie complesse.

Attualmente le applicazioni operative di tale modello sono COSMO -7 e COSMO -2.

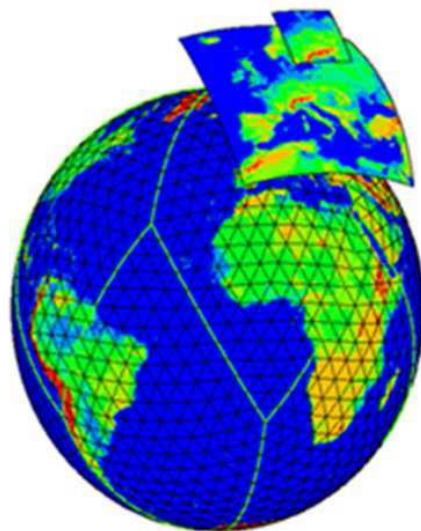


Figura 2.11: dominio del modello numerico di previsione

COSMO - 7 produce previsioni che sono disponibili fino a tre giorni di anticipo e coprono una zona del dominio che si estende su Europa centrale e occidentale, con una risoluzione spaziale di circa $0,0625^\circ$ (circa 7 km); i prodotti COSMO - 2, invece, sono disponibili fino a 48 ore di anticipo su un dominio che comprende l'Arco alpino, con una risoluzione spaziale di circa $0,025^\circ$ (circa 2,8 km). Le previsioni basate su queste due catene di modellazione sono fornite due volte al giorno, alle 0:00 e alle 12:00 UTC.

In questa trattazione, in particolare, si sceglie di utilizzare soltanto i metodi regionali, perché più precisi: l'analisi delle previsioni verrà quindi fatta riferendosi al modello LAMI. Un esempio del dominio dei modelli meteorologici è riportato in figura 2.11. Sono state sviluppate tecniche di post-elaborazione per migliorare la gestione delle uscite di questi modelli. I dati di previsione meteorologica (LAMI-7) necessari per costruire un modello di previsione delle piene sono stati forniti da ARPAV. L'elenco dei punti previsti dal modello che sono stati inclusi nello studio sono riportati nella Figura 2.12. Dal momento che LAMI ha una risoluzione molto dettagliata, sono necessari quarantanove punti per coprire l'area di interesse (quarantanove punti contro i venticinque punti che sarebbero occorsi volendo utilizzare la griglia ECMWF). Le figure 2.14 e 2.15 mostrano un esempio di uno zoom della griglia LAMI sopra il bacino di utenza dei dati forniti in un generico evento del 2014. Il modello LAMI offre tre ore di previsione delle precipitazioni cumulate [mm] assegnate a ogni cella della griglia per una previsione generica giornaliera.

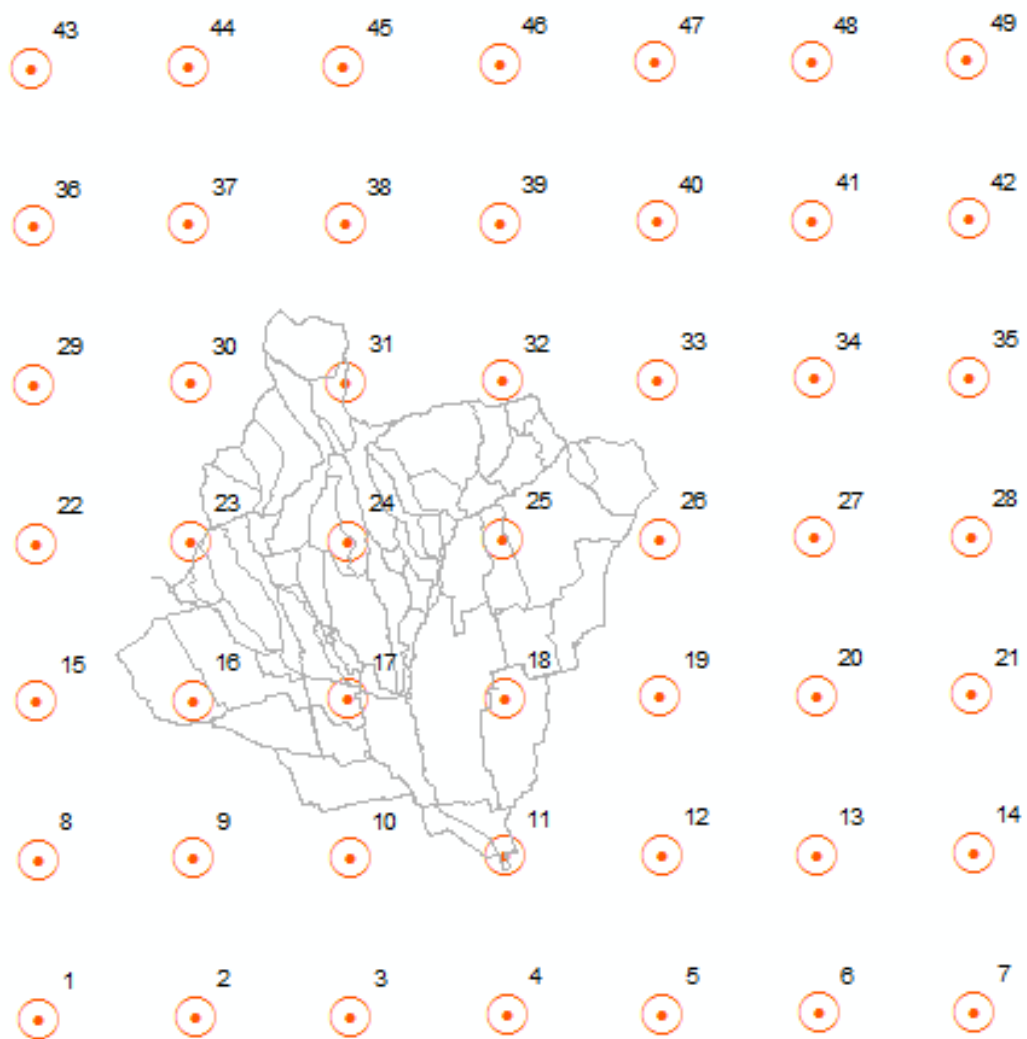


Figura 2.12: distribuzione spaziale punti LAMI

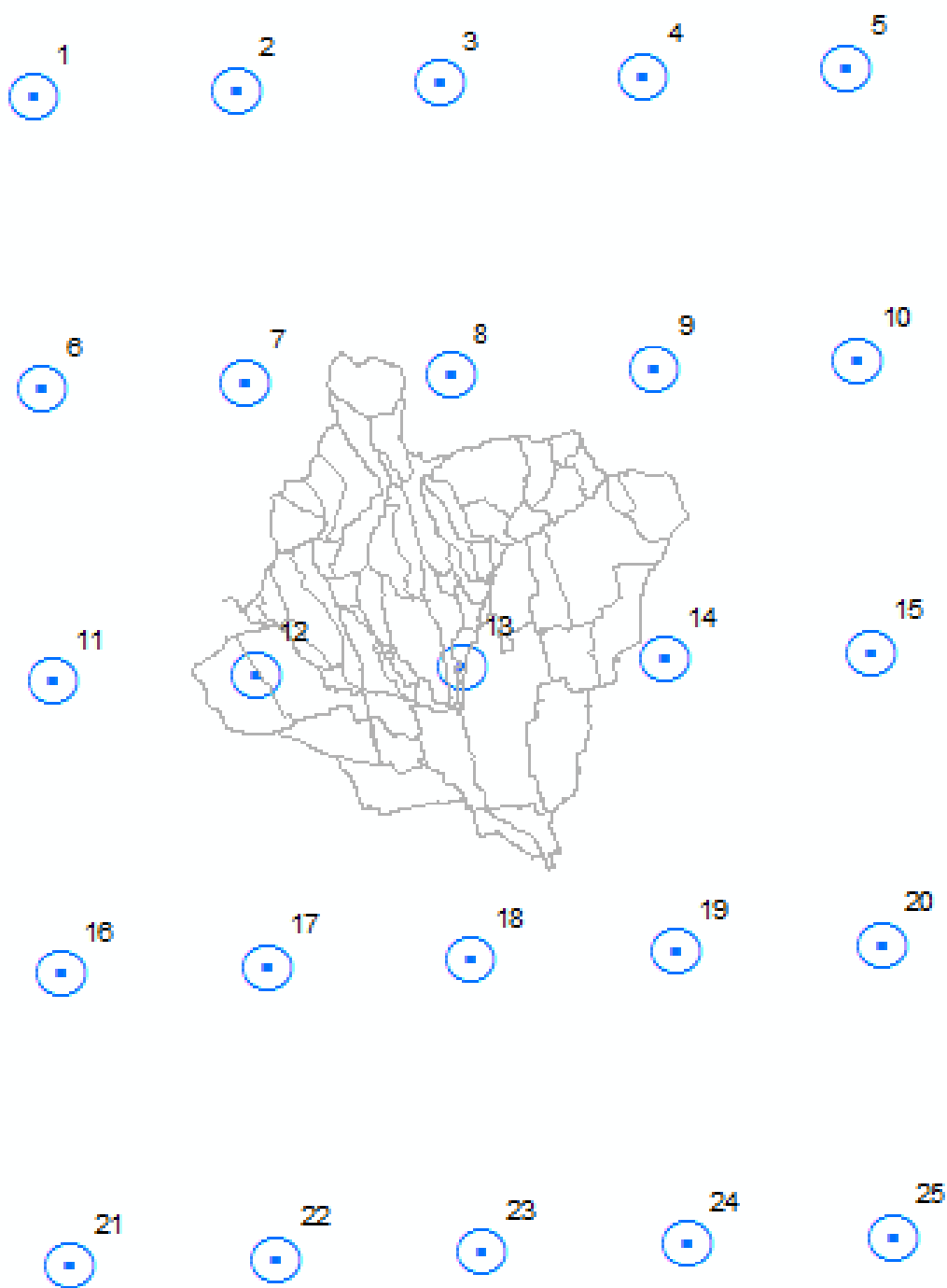


Figura 2.13: distribuzione spaziale punti ECMWF

CAPITOLO 3

Modelli matematici

La risposta idrologica di un bacino è il risultato di complessi processi climatici, ecologici e idrologici. Tutti questi processi devono essere valutati e modellati a opportune scale spaziali e temporali. I fenomeni principali che determinano la risposta idrologica di un bacino sono i seguenti:

1. il deflusso viene generato da ciascuna area contribuente di un bacino come risultato delle interazioni dinamiche tra le precipitazioni e l'umidità del suolo ;
2. le diverse componenti di deflusso contribuiscono al deflusso globale convogliando tutte nella rete principale ;
3. i flussi di acqua vengono incanalati all'interno della rete , come previsto dalla topologia della rete stessa .

Il modello utilizzato in questo progetto si concentra sui parametri che influiscono sulla descrizione dei processi fisici e idrologici, e, poiché utilizza informazioni ottenute dal modello digitale del terreno, tali parametri risulteranno dall'interpolazione geostatistica di misure puntuali di piogge e di altri dati climatici, oltre che dalla pedologia e dalle mappe di uso del suolo.

Sono descritti i meccanismi di infiltrazione e di separazione dei flussi che generano la portata totale e, per lo studio delle caratteristiche topografiche della captazione, si usa un approccio semplice, che descrive la ripartizione dei deflussi tra rapido (di superficie o nel sottosuolo) e lento (sotterraneo). I processi di trasporto lungo versanti e corsi d'acqua sono

invece descritti utilizzando un approccio Lagrangiano stocastico basato sulla distribuzione del tempo di residenza dell'acqua all'interno di un volume di controllo.

Su questo metodo si fonda la teoria geomorfologica della risposta idrologica che riguarda le distribuzioni dei tempi di permanenza e l'idrogramma unitario istantaneo dei flussi nei diversi percorsi di un bacino.

3.1 Kriging

La pioggia è un fenomeno naturale caratterizzato da elevata variabilità spaziale e temporale. Per utilizzare i modelli afflussi-deflussi è necessario descrivere con precisione i campi di precipitazione a partire da dati misurati con un set di indicatori meteorologici disponibili nell'area di studio. Se l'area del bacino è comparabile con la dimensione tipica delle celle convettive di pioggia, è possibile assumere la precipitazione come uniforme; altrimenti, quando le dimensioni del bacino supera la scala integrale dei campi di precipitazione, ad esempio durante eventi intensi, l'ipotesi di precipitazioni omogenea non è più valida.

Il Kriging è un interpolatore statistica, utile per i dati meteorologici, che permette stime lineari e ottimali di campi aleatori spazialmente distribuiti. Partendo da una serie di dati misurati nelle diverse stazioni il metodo consente di calcolare il più probabile valore di precipitazioni in qualsiasi punto arbitrario della regione. Ripetendo il calcolo per tutte le celle su una griglia regolare, è possibile determinare la distribuzione spaziale delle precipitazioni.

Supponendo che la pioggia, $z(x)$, sia in funzione della coordinata spaziale x , tale funzione è sconosciuta per tutti i punti della regione. Tuttavia può essere ricostruita partendo dalle misure disponibili e da altre considerazioni relative alla natura dei fenomeni fisici coinvolti. Per questo motivo la distribuzione delle precipitazioni viene studiata considerando un z spaziale con variabile casuale (x) , rispetto alla quale si suppone che le distribuzioni $Z(x)$ siano solo alcune delle realizzazioni equiprobabili infinite $Z(x)_1, Z$

$(x)_2, \dots, Z(x)_k$. Per descrivere in modo completo il comportamento della funzione z , vengono utilizzati i suoi momenti, che forniscono alcune informazioni sulle proprietà statistiche del campo stocastico. I momenti coinvolti nel calcolo sono:

- La media

$$\mu = E(z) = \int_{-\infty}^{+\infty} z f(z) dz \quad (3.1)$$

- La varianza

$$\sigma_z^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (z - \mu)^2 f(z) dz \quad (3.2)$$

- Il variogramma

$$\begin{aligned} \gamma(\bar{x}, \bar{h}) &= \frac{1}{2} \sigma^2 [Z(\bar{x} + \bar{h}) - Z(\bar{h})] \\ &= \frac{1}{2} E \left\{ \left[[Z(\bar{x} + \bar{h}) - Z(\bar{x})] - E[Z(\bar{x} + \bar{h}) - Z(\bar{x})] \right]^2 \right\} \end{aligned} \quad (3.3)$$

dove x è la rappresentazione vettoriale di un generico punto nello spazio e $x + h$ è il vettore delle coordinate di un punto lontano h da x ;

- L'autocovarianza

$$C(\bar{x}, \bar{h}) = E\{[Z(\bar{x} + \bar{h}) - \mu] \cdot [Z(\bar{x}) - \mu]\} \quad (3.4)$$

Gli ultimi due momenti possono essere collegati nella seguente relazione:

$$2\gamma(\bar{x}, \bar{h}) = \sigma^2(\bar{x}, \bar{h}) + \sigma^2(\bar{x}) - 2C(\bar{x}, \bar{h}) \quad (3.5)$$

Per risolvere il problema di interpolazione, devono essere introdotte due proprietà statistiche:

- Omogeneità (o stazionarietà), che consente di introdurre, in tutto il campo di $z(x)$, le proprietà statistiche ottenute dalle misure disponibili. In un campo stazionario le proprietà statistiche non variano nello spazio;
- Ergodicità, che significa che le osservazioni disponibili sono rappresentative dell'intera popolazione in esame. Dato un processo stocastico, indicato con $m(x)$ la media, calcolata su una singola realizzazione di N elementi, il processo è ergodico sulla media se, per N tende all'infinito, $m(x)$ va alla stesso risultato $\mu(x)$ per ogni realizzazione. In particolare il secondo ordine di stazionarietà implica le seguenti proprietà:

$$E|Z(\bar{x})| = \mu$$

$$C(\bar{x}, \bar{h}) = C(\bar{h})$$

$$\gamma(\bar{x}, \bar{h}) = \gamma(\bar{h})$$

In caso di campi omogenei le equazioni possono essere riscritte così:

$$\gamma(\bar{h}) = \sigma^2(z) - C_z(h) \quad (3.6)$$

Per h che tende all'infinito la covarianza va a zero, e così il variogramma tende alla varianza σ^2 ; d'altra parte, per h che tende a 0, il variogramma va a zero. Quindi, minore è la distanza tra due punti generici dello spazio, più è esatto il valore delle variabili casuali assunte in quei punti. Il variogramma dà una misura del grado di correlazione del campo casuale: quando il campo è fortemente correlato, il variogramma tende molto rapidamente al suo valore massimo, cioè al valore della varianza. In caso di campi di precipitazione, è possibile approssimare il comportamento del variogramma all'aumentare della distanza secondo la seguente legge esponenziale:

$$\gamma_h(r) = \sigma_h^2(1 - e^{-z}) \quad \text{con} \quad Z = \sqrt{\left(\frac{r_x}{I}\right)^2 + \left(\frac{r_y}{I}\right)^2} \quad (3.7)$$

dove r_x r_y rappresentano le componenti di un vettore radiale relative all'asse dalla distanza tra le coordinate dei due punti sui cui il variogramma è calcolato, $\sigma^2(h)$ è la varianza della variabile h , i è la scala integrale di h e rappresenta la distanza a cui il campo stocastico cessa di essere correlato .

KRIGIN DI UN CAMPO OMOGENEO

Una buona stima di $b_z(x_0, y_0)$, che identifica una variabile casuale appartenente a un campo omogeneo in un generico punto (x_0, y_0) , deve soddisfare le seguenti condizioni:

- i) l'assenza di un errore sistematico (cioè errore medio uguale a zero);
- ii) minima varianza degli errori:

$$E(\hat{z}_0 - z_0) = 0$$

$$\text{var}(\hat{z}_0 - z_0) = \min \quad (3.8)$$

Se $z_i(x_i, y_i)$ sono i valori di z misurati in n punti dello spazio, un stima ottimale di $b_z(x_0, y_0)$ è data dalla combinazione lineare delle osservazioni $z_i(x_i, y_i)$:

$$\hat{z} = \sum \lambda_{i0} \cdot z_i \quad (3.9)$$

Sostituendo l'equazione (3.9) nella prima delle condizioni (3.8) e sfruttando la linearità della media, è possibile verificare la prima condizione per la stima ottimale:

$$E|\hat{z}_0 - z_0| = E\left[\sum \lambda_{i0} \cdot z_i - z_0\right] = \mu - \mu = 0 \quad (3.10)$$

La seconda condizione, introducendo la definizione della varianza e sfruttando la relazione (3.10), diventa:

$$\text{var}(\hat{z}_0 - z_0) = E \left[\left((\hat{z}_0 - z_0) - E(\hat{z}_0 - z_0) \right)^2 \right] = E[(\hat{z}_0 - z_0)^2] = \min \quad (3.11)$$

Per semplificare la discussione è possibile trasformare il campo originale in un campo con media zero, introducendo la variabile $Y(x,y) : [Y(x,y) = z(x,y) - \mu]$, riducendo il problema in un problema di stima lineare :

$$\hat{Y}_0 = \sum \lambda_i \cdot Y_i \quad (3.12)$$

L'equazione diventa:

$$\text{var}(\hat{z}_0 - z_0) = \text{var}(\hat{Y}_0 - Y_0) = E \left[(\hat{Y}_0 - Y_0)^2 \right] \quad (3.13)$$

Sviluppando il quadrato e sfruttando la proprietà di linearità della media, si ottiene:

$$E \left[(\hat{Y}_0 - Y_0)^2 \right] = \sum_i \sum_j \lambda_{0i} \lambda_{0j} E(Y_i Y_j) + \sigma_Y^2 - 2 \sum_i \lambda_{0i} E(Y_i Y_0) \quad (3.14)$$

dove $E[(Y_i Y_k)]$ è la covarianza della variabile casuale $Y(x,y)$, valutata in i punti (x_i, y_i) e (x_k, y_k) :

$$E[(Y_i Y_k)] = C[(x_i, y_i) - (x_k, y_k)] = C(\bar{r}_{ik}) \quad (3.15)$$

imponendo

$$\sum \lambda_{0i} C(\bar{r}_{ik}) = C(\bar{r}_{0k})$$

$$\bar{r}_{ik} = (x_i - x_k)$$

$$\bar{r}_{0k} = (x_0 - x_k)$$

Sostituendo è possibile trovare l'espressione finale della funzione oggettiva:

$$var(\widehat{Y}_0 - Y_0) = \sum_i \sum_j \lambda_{0i} \lambda_{0j} C(\overline{r_{ij}}) + \sigma_Y^2 - 2 \sum_i \lambda_{0i} C(\overline{r_{0i}}) \quad (3.16)$$

Per trovare il valore del parametro λ che minimizza la funzione si calcola:

$$\frac{\vartheta (var(\widehat{Y}_0 - Y_0))}{\vartheta \lambda_{k0}} = 0 \quad k = 1, 2, \dots, n \quad (3.17)$$

La soluzione di questa equazione è data da un sistema lineare scritto in forma matriciale:

$$\tilde{C} \bar{\lambda} = \bar{C}_0 \quad (3.18)$$

Da cui si può ricavare, invertendola, λ

$$\bar{\lambda} = \tilde{C}^{-1} \bar{C}_0$$

Dove:

- \tilde{C} è la matrice di covarianza, in cui il generico elemento C_{ij} rappresenta l'autocovarianza della variabile casuale tra i punti che distano reciprocamente r_{ij} , cioè $C(r_{ij})$:

$$\tilde{C} = \begin{bmatrix} C_{11} & \dots & C_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{n1} & \dots & C_{nn} \end{bmatrix}$$

- C_0 è il vettore il cui generico elemento C_{0i} rappresenta l'autocovarianza della variabile casuale valutata nel punto (x_0, y_0) di tutte le osservazioni n .

Risolvendo il sistema lineare data dall'equazione (3.18) si possono derivare i pesi λ_{0i} che sono inseriti nell'equazione (3.9) per calcolare b_{20} . In corrispondenza della soluzione del sistema lineare, la funzione obiettivo (3.14) ha un minimo:

$$\sum \lambda_{0i} C(\overline{r_{ik}}) = C(\overline{r_{0k}})$$

Pertanto

$$[var(\widehat{Y}_0 - Y_0)]_{MIN} = \sigma_y^2 - \sum \lambda_i C(\bar{r}_{0i}) \quad (3.19)$$

da cui si deduce che la varianza dell'errore è inferiore alla varianza della variabile originale. Maggiore è la correlazione di campo, maggiore è $C(r_{0i})$ e la minore è l'errore nella procedura di stima.

KRIGIN IN UN CAMPO NON OMOGENEO

Considerando un dominio spaziale, che si assume essere un quadrato di lato L per semplicità, si possono definire le seguenti grandezze:

$$m_z = \frac{1}{L^2} \int_{L*L} z(\bar{x}) d\bar{x} \quad (3.20)$$

$$S^2(z) = \frac{1}{L^2} \int_{L*L} (z(\bar{x}) - m_z)^2 d\bar{x} \quad (3.21)$$

Mentre, in generale, per L tende all'infinito m tende alla media, non è vero che per tutti i campi delle variabili casuali, per L che tende all'infinito, $s^2(z)$ tenda asintoticamente ad un valore definito, e pari alla varianza. In alcuni casi, infatti, ci sono dei comportamenti anomali e $s^2(z)$ va all'infinito; ciò implica la non esistenza della varianza. Quindi, in campi non omogenei, è necessario utilizzare uno strumento più generale, cioè la covarianza. Per applicare il Kriging per l'interpolazione dei dati, viene introdotta un'ipotesi intrinseca, assumendo incrementi omogenei nel campo:

$$E[Z(\bar{x} + \bar{h}) - Z(\bar{x})] = \mu_\Delta(\bar{h})$$

$$var[Z(\bar{x} + \bar{h}) - Z(\bar{x})] = 2\gamma(\bar{x}, \bar{h}) = 2\gamma(\bar{h})$$

La funzione variogramma γ generalizza la varianza: essa infatti esiste anche quando la varianza è divergente. I risultati riguardanti la formulazione del Kriging sono analoghi alla formulazione ottenuta nel caso omogeneo:

$$E(\widehat{Z}_0) = \mu \quad (3.22)$$

$$var(\widehat{Z}_0 - Z_0) = \min$$

Sviluppando la prima delle condizioni (3.22), si ottiene la seguente condizione:

$$E\left(\sum_i^n \lambda_{i0} Z_i\right) = \sum_i^n \lambda_{i0} E(Z_i) = \mu \sum_i^n \lambda_{i0} \quad (3.23)$$

Da cui segue che

$$\sum_i^n \lambda_{i0} = 1 \quad (3.24)$$

Si nota qui come si ottenga un legame più restrittivo rispetto al caso stazionario, che può essere utilizzato per determinare la soluzione.

Dalla seconda condizione dell'equazione (3.22), si ottiene invece la seguente espressione:

$$E\left[\sum_1^n (\lambda_{i0} Z_i - Z_0)^2\right] = \min \quad (3.25)$$

Il variogramma fornisce informazioni sulla correlazione spaziale tra differenti punti del campo. Supponendo che la varianza $\sigma^2(z)$ esista, la relazione tra la covarianza e il variogramma può essere determinata come:

$$\gamma(\bar{r}) = \frac{1}{2} E[Z^2(\bar{x} + \bar{r}) + Z^2(\bar{x}) - 2Z(\bar{x} + \bar{r})Z(\bar{x})] \quad (3.26)$$

In caso di stazionarietà di secondo ordine, $E|z(\bar{x})| = \mu = cost$, e sfruttando la proprietà di linearità della media, è possibile scrivere la seguente equazione:

$$\sigma_z^2 = E[(Z(\bar{x} + \bar{r}) - \mu)^2] = E[Z^2(\bar{x} + \bar{r})] - \mu^2 \quad (3.27)$$

Sostituendo l'equazione (3.27) in (3.26), si ottiene infine:

$$\gamma(\bar{r}) = (\sigma_z^2 + \mu^2) - E[Z(\bar{x} + \bar{r}) \cdot Z(\bar{x})] \quad (3.28)$$

Nel frattempo, ricordando la definizione di covarianza

$$C(\bar{r}) = E[Z(\bar{x} + \bar{r}) \cdot Z(\bar{x})] - \mu^2 \quad (3.29)$$

e calcolando il prodotto, dopo aver usato la proprietà di linearità della media, si ottiene la seguente espressione:

$$\gamma(\bar{r}) = \sigma_z^2 - C(\bar{r}) \quad (3.30)$$

L'eq. (3.30) mostra che il variogramma contiene informazioni sulla correlazione del campo, e che $\sigma^2(z)$ e $C(r)$ perdono significato. In un caso non stazionario, dove il variogramma non è asintotico ad un valore finito, il problema può essere risolto ugualmente richiamando l'ipotesi intrinseca:

$$E|Z(\bar{x})| = \mu \quad (3.31)$$

$$\gamma(\bar{r}) = \frac{1}{2} E[(Z(\bar{x} + \bar{r})) - Z(\bar{x})^2]$$

Ora è necessario ridurre al minimo l'equazione (3.25). Calcolando il quadrato come la moltiplicazione di due somme si ottiene:

$$E[(\hat{z}_0 - z_0)^2] = E \left[\left(\sum_i \lambda_{0i} (Z_i - Z_0) \right) \cdot \left(\sum_j \lambda_{0j} (Z_j - Z_0) \right) \right] \quad (3.32)$$

Aggiungendo e sottraendo z_0 nell'equazione (3.26) si ottiene:

$$\gamma(\bar{r}_{ij}) = \frac{1}{2} E [(Z_i - Z_j)^2] = \frac{1}{2} E \left[\left((Z_i - Z_0) - (Z_j - Z_0) \right)^2 \right] \quad (3.33)$$

Calcolato il quadrato, e aggiunte le opportune condizioni al contorno, trovo:

$$E[(\hat{z}_0 - z_0)^2] = 2 \sum_i \lambda_{0i} \gamma(\bar{r}_{i0}) - \sum_i \sum_j \lambda_{0i} \lambda_{0j} \gamma(\bar{r}_{ij}) \quad (3.34)$$

L'espressione ottenuta ha una forma simile a quella ottenuta nel caso della omogenea ossia l'equazione (3.14), con la differenza che in questo caso vi è un vincolo di minimizzazione. Per determinare la soluzione uso il metodo dei moltiplicatori di Lagrange e costruisco una nuova funzione obiettivo.

Il problema è ora espresso dalla condizione

$$\min \left\{ \frac{1}{2} E[(\hat{z}_0 - z_0)^2] - \alpha \left(\sum \lambda_{i0} - 1 \right) \right\} \quad (3.35)$$

Con il seguente vincolo

$$\sum_i^n \lambda_{i0} = 1$$

Derivando l'equazione (3.35) rispetto a λ_{i0} e α si ottengono le seguenti condizioni:

$$\begin{cases} \frac{\partial f}{\partial \lambda_{ok}} = \gamma(\bar{r}_{ok}) - \sum \lambda_{i0} \gamma(\bar{r}_{ik}) - \alpha = 0 & k = 1, 2 \dots n \\ \frac{\partial f}{\partial \alpha} = \sum \lambda_i - 1 = 0 \end{cases} \quad (3.36)$$

La soluzione del problema diventa quindi

$$\begin{cases} \gamma(\bar{r}_{0k}) = \sum \lambda_{i0} \gamma(\bar{r}_{ik}) + \alpha = 0 \\ \sum \lambda_i = 1 \end{cases}$$

Che in forma compatta diventa

$$\begin{cases} \bar{\gamma}_0 = \tilde{\Gamma} \bar{\lambda} + \alpha \\ \sum \lambda_i = 1 \end{cases}$$

Dove

$$\bar{\lambda} = [\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n, \alpha]$$

$$\gamma_0 = [\gamma_{10}, \gamma_{20}, \dots, \gamma_{n0}, \alpha]$$

$$\tilde{\Gamma} = \begin{bmatrix} \gamma(r_{11}) & \dots & \gamma(r_{1n}) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

Eq. (3.1) fornisce una rappresentazione della soluzione generale del problema di interpolazione spaziale dei dati misurati in campi stocastici, ed è valido anche nel caso di campi di omogenei.

DISTRIBUZIONE SPAZIALE E TEMPORALE DEI DAI METERELOGICI

Per tutti i dati puntuali disponibili, le corrispondenti distribuzioni spaziale e temporali sono state stimate a partire dalle misure puntiformi con diversi indicatori.

Queste operazioni sono state eseguite in due fasi distinte;

1. calcolo del variogramma sperimentale e delle proprietà statistiche del campo di studio (varianza e scala integrale);
2. Determinazione della distribuzione spaziale dei dati meteorologici interpolando le misure con il krigin;

Il variogramma è stata valutato facendo la media dei variogrammi calcolati per tutti gli intervalli di tempo considerati. Il variogramma sperimentale è stato interpolato con la seguente legge esponenziale:

$$\gamma_h(r) = \sigma_h^2 |1 - e^{-Z}| \quad (3.37)$$

Con

$$Z = \sqrt{\left(\frac{r_x}{I}\right)^2 + \left(\frac{r_y}{I}\right)^2}$$

dove r_x r_y e rappresentano le componenti correlate della distanza dei due punti rispetto all'asse su cui si calcola il variogramma, $\sigma^2(h)$ è la varianza della variabile casuale h , I è la scala integrale di h e rappresenta la distanza a cui il campo stocastico non è più correlato. Questo metodo operativo implica alcune ipotesi a priori sulle caratteristiche spaziali e temporali dei dati. La stima dei parametri $\sigma^2(h)$ è stato ottenuto con il metodo dei minimi quadrati. Sotto l'ipotesi di stazionarietà delle condizioni, la macroscale dipende solo dalla distanza r_i tra i due punti rispetto ai quali è calcolato il variogramma. Indicando come $\gamma_i(r_i)$ la serie di variogrammi sperimentale, l'equazione (3.37) può essere scritta come:

$$\gamma_i(r_i) = \sigma^2 \left[1 - e^{-r_i/I}\right] \quad (3.38)$$

I parametri che meglio rappresentano la serie sperimentale rendono minimo l'errore quadratico, definito come:

$$\phi = \sum_{i=1}^n \left[\gamma_i(r_i) - \sigma^2 \left(1 - e^{-r_i/I}\right)\right]^2 \quad (3.39)$$

con n che è il numero dei dati sperimentali.

Imponendo le condizioni di minimo

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma^2} = \frac{\partial \phi}{\partial I} = 0 \quad (3.40)$$

Si ottiene il seguente sistema di equazioni:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \gamma_i(r_i) (1 - e^{-r_i/I})}{\sum_{i=1}^n (1 - e^{-r_i/I})^2} \\ \sum_{i=1}^n \gamma_i(r_i) r_i e^{-r_i/I} - \sigma^2 \sum_{i=1}^n (r_i) e^{-r_i/I} (1 - e^{-r_i/I}) \end{array} \right. \quad (3.41)$$

Risolvendo la seconda equazione del sistema (3.41), ad esempio con il Metodo della bisezione, si ottiene la scala integrale I e, sostituendo nella prima equazione, si riesce a determinare σ^2 .

Una volta che le proprietà statistiche dei campi osservati sono stimate, a partire dalle misure puntuali nelle stazioni meteorologiche disponibili, viene calcolata la distribuzione spaziale dei dati con l'interpolatore geostatistico Kriging, coprendo l'intera area di studio in cui si trova il bacino con una griglia di maglia 100 m.

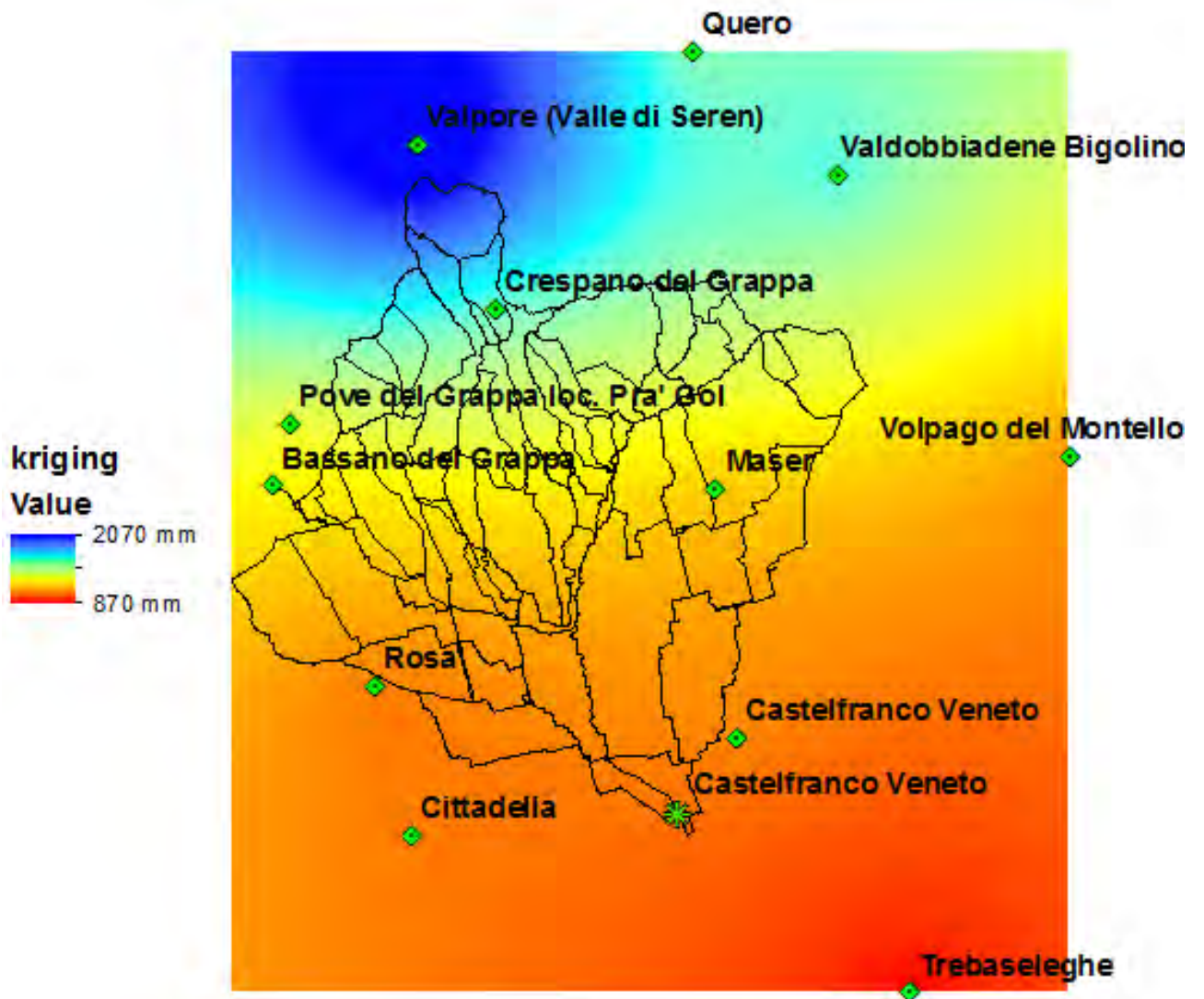


Figura 3.1: Kriging riferito alle precipitazioni cumulate dell'anno 2011

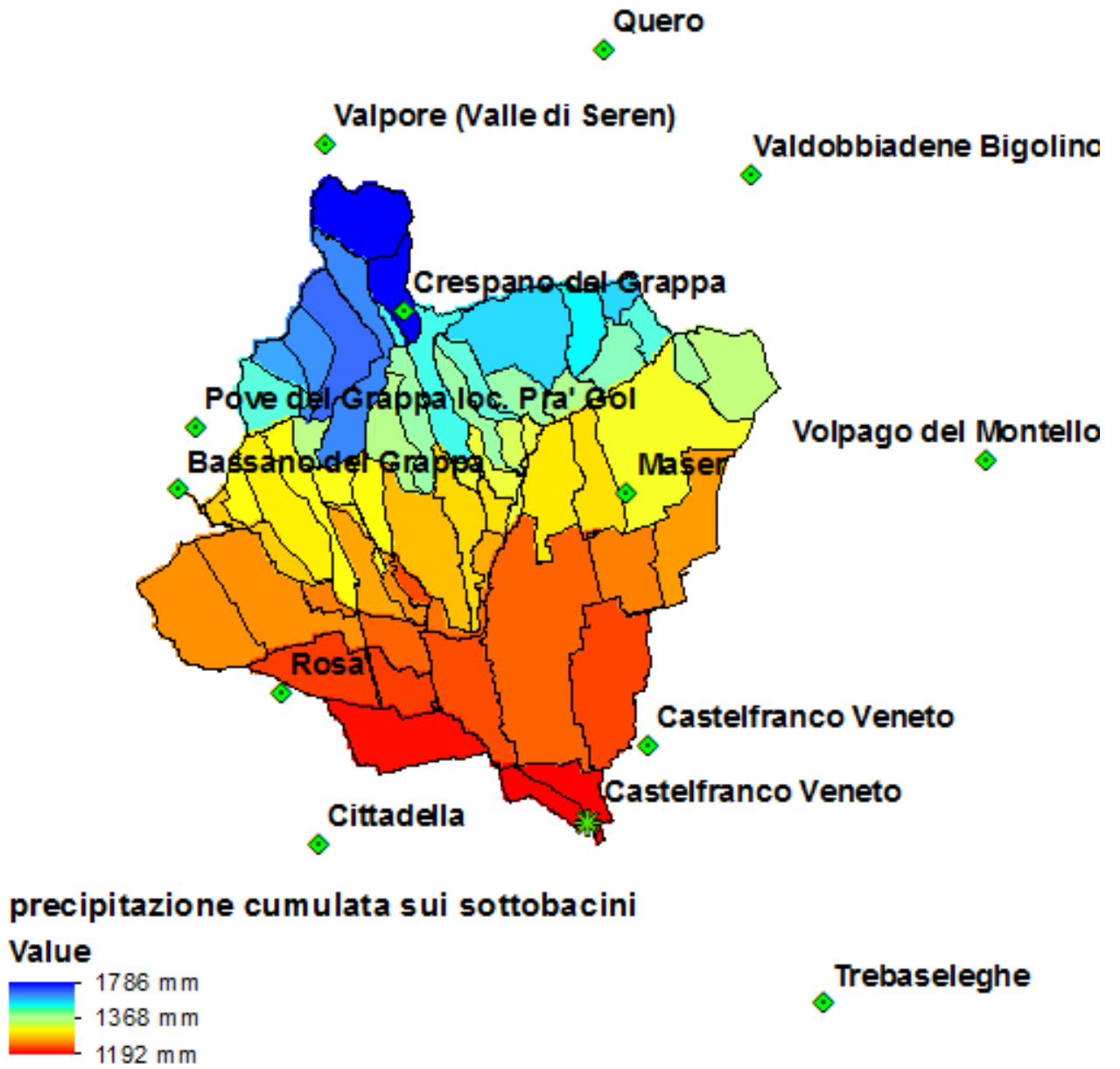


Figura 3.2: Distribuzione spaziale della precipitazione cumulata per l'anno 2004 – media sui sottobacini

3.2 Equazione di bilancio di massa e valutazione della pioggia efficace

Nel modello, adeguate equazioni del bilancio di massa sono utilizzate per identificare le effettive precipitazioni, che sono quella frazione della pioggia che contribuisce attivamente ai deflussi.

Considerando un volume di controllo ben definito che rappresenta un intero bacino (o un dato sottobacino), l'equazione di bilancio idrico può essere scritta come:

$$\frac{dV}{dt} = P - R - O - Q_{cs} - ET - Q_{disp} \quad (3.42)$$

Con

$$V = V_{rz} + V_{urb} + V_{rap} + V_{slow}$$

Di questi volumi:

- V è il volume totale di acqua immagazzinato nel sistema;
- V_{rz} è il volume relativo alla zona radicale;
- V_{urb} è il volume relativo alla zona urbana;
- V_{rap} è il volume con scorrimento rapido, o superficiale;
- V_{slow} è il volume a lento scorrimento, cioè quello profondo;
- P è la precipitazione totale;
- R è la percentuale che si infiltra, e che va ad esempio a ricaricare le falde;
- O è ciò che defluisce dalle aree urbane;
- Q_{cs} è la portata che esce dalla sezione di chiusura;
- ET è l'evapotraspirazione;
- Q_{disp} è la percentuale che viene dispersa dall'alveo;

Uno schema del volume di controllo ed i relativi flussi è rappresentata nella Figura 3.2.

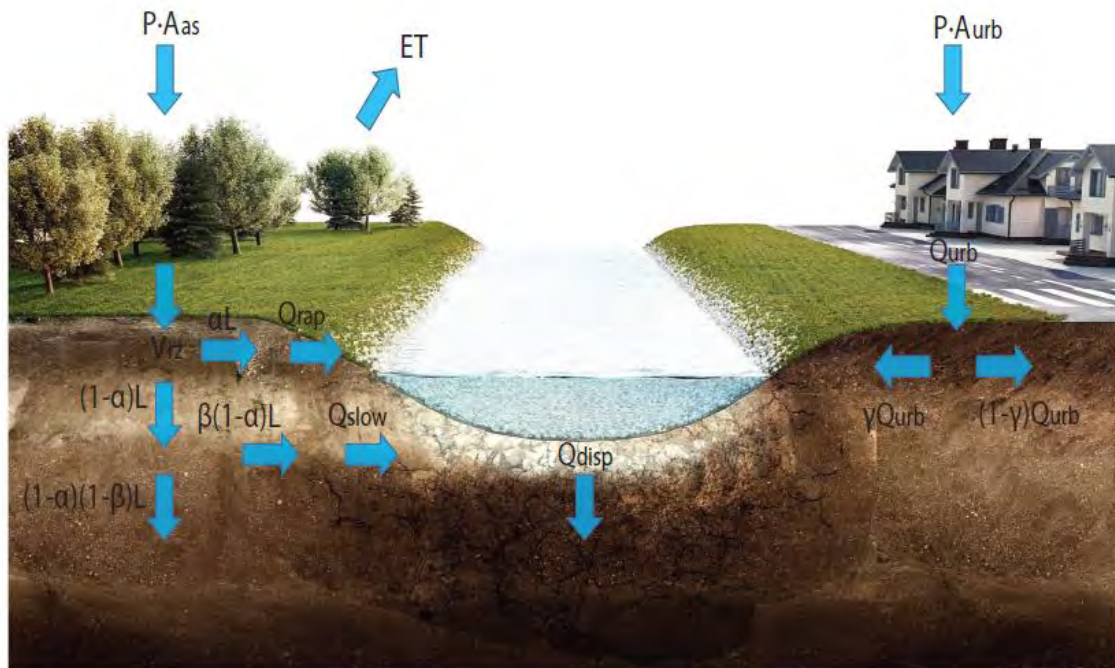


Figura 3.3: Controllo regime volume utilizzato per la generazione del diverso deflusso

La superficie totale del bacino è divisa in due aree: la zona urbana, Aurb, dove la precipitazione non è in grado di infiltrarsi, e la superficie attiva, la cui area è $A_{as} = A_{tot} - A_{urb}$, dove le precipitazioni si infiltrano e partecipano al bilancio idrico per la frazione della zona radicale.

Verticalmente, la superficie attiva è identificata da due serbatoi in serie: la zona radicale e l'acquifero profondo. La pioggia che cade sulla superficie attiva, $P \cdot A_{as}$, si infiltra nel terreno raggiungendo lo strato radicale.

Il bilancio idrico della zona radicale è il seguente:

$$\frac{dV_{rz}}{dt} = P \cdot A_{as} - L - ET \quad (3.43)$$

Dove:

- ET è l' evapotraspirazione (Sezione 3.3)
- L è la componente di lisciviazione che lascia la zona radicale tramite percolazione profonda, e che è dato da

$$L = K_0 s^c \quad (3.44)$$

In eq. (3.44)

- K_0 rappresenta la conducibilità idraulica satura, ed è determinata dalle mappe del terreno;
- c è l'esponente di Clapp e Hornberger [8], che viene valutato tipicamente in funzione del tipo di suolo;
- il termine s rappresenta il contenuto medio di acqua nella zona radicale, ed è espressa come

$$s = \frac{V_{rz}}{n \cdot Z_r \cdot A_{as}} \quad (3.45)$$

dove

- n è la porosità del suolo;
- Z_r è la profondità della zona radicale;

Il termine lisciviazione L viene quindi diviso, tramite un coefficiente α , in due diversi contributi: αL costituisce il deflusso rapido e sommerso della pioggia, mentre $(1 - \alpha) L$ rappresenta la percentuale che percola nel profondo.

Il coefficiente β identifica la parte della lisciviazione profonda $(1 - \alpha) L$ che contribuisce ai deflussi, mentre $(1 - \beta) (1 - \alpha) L$ identifica il contributo che va a ricaricare le acque sotterranee. La pioggia che cade sulla zona urbana $P \cdot A_{urb}$ costituisce l'effettiva precipitazione che coinvolge le aree urbane.

La distinzione tra le tre componenti di deflusso è utile nella descrizione della risposta idrologica del bacino in quanto sono caratterizzati da diversi processi di trasporto e quindi diversi tempi di risposta caratteristici. E' molto importante, quindi, una corretta ripartizione delle precipitazioni efficace in queste tre componenti di flusso, per migliorare la capacità del modello di riprodurre la risposta idrologica del bacino in esame.

3.3 Modello di evapotraspirazione

L'evapotraspirazione viene valutata con il metodo di FAO- Penman-Monteith [1], che si basa sull'equazione di conservazione dell'energia per lo strato del suolo che interagisce con l'atmosfera. Gli input relativi alla parte meteorologica si ottengono dall'

interpolazione spaziale dal Kriging. L'approccio usato per la stima dell'evapotraspirazione tiene conto anche della distribuzione spaziale delle diverse colture (ottenute mediante l'uso della carta del suolo) e stress idrico determinato dall'interazione tra l'acqua e le equazioni di conservazione dell'energia.

IL METODO FAO

L'evaporazione è il processo attraverso il quale l'acqua presente in superficie passa allo stato gassoso e fa scambi con l'atmosfera. Se l'acqua evapora da un bacino idrico o direttamente dal suolo il processo è chiamato evaporazione. Se l'evaporazione si verifica attraverso gli stomi, cioè le piccole aperture presenti sulla superficie delle foglie, tale processo è chiamato traspirazione. Tre condizioni sono necessarie per l'evapotraspirazione, cioè il processo combinato di evaporazione e traspirazione, e sono:

1. disponibilità di acqua superficiale;
2. disponibilità di energia sufficiente per il passaggio tra fase liquida/gassosa;
3. ci deve essere un meccanismo di trasporto che assicura la rimozione dell'acqua sotto forma di vapore dalla zona considerata. Senza questo meccanismo l'atmosfera raggiunge progressivamente una condizione di saturazione che non consente un'ulteriore evaporazione.

FATTORI METEOROLOGICI CHE INFLUENZANO L'EVAPOTRASPIRAZIONE

Il flusso di evapotraspirazione è determinato dall'equazione di conservazione dell'energia applicata sulla superficie del suolo. Per impostare questa equazione si considera un volume di controllo delimitato nella parte superiore della superficie del suolo e inferiormente da una superficie abbastanza profonda da assumere trascurabile il flusso di energia che passa attraverso essa nella scala temporale considerata. In questo modo, per un'area unitaria, il bilancio energetico può essere scritto come:

$$C \frac{dT_s}{dt} = R_h^\downarrow (1 - \alpha) + R_\alpha^\downarrow - R_s^\uparrow - H - \lambda E \quad (3.46)$$

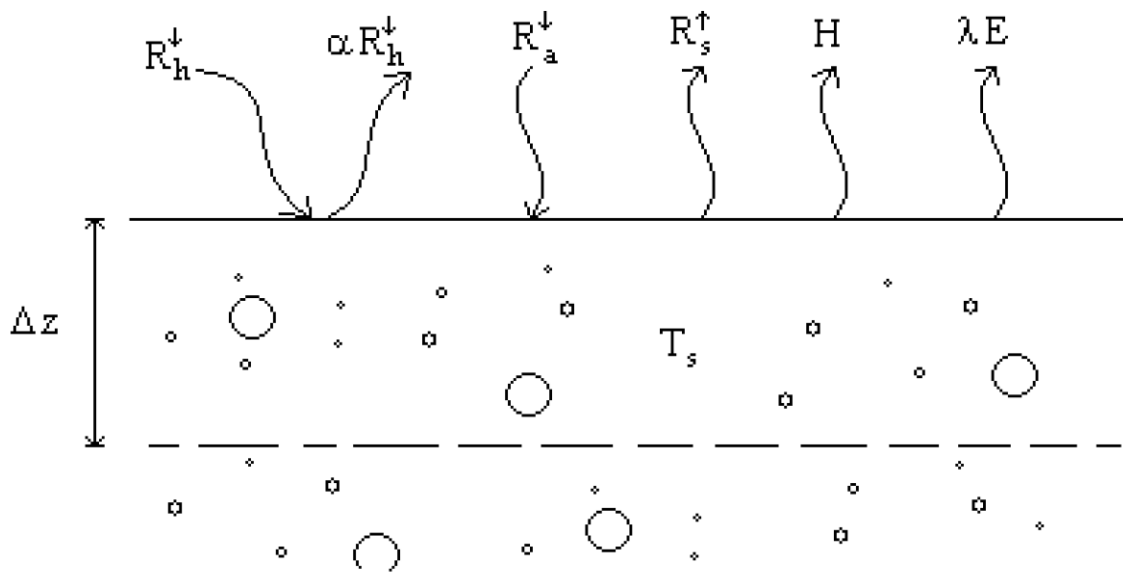


Figura 3.4: il bilancio energetico del suolo

dove:

- C è la capacità termica del terreno che può interagire con l'atmosfera;
- R_h^{\downarrow} è il flusso di radiazione solare evaporante in superficie;
- α è l'albedo del sistema, che è la frazione della radiazione solare riflessa;
- R_a^{\downarrow} è il flusso di radiazione emessa dall'atmosfera alla superficie;
- R_s^{\uparrow} è il flusso di radiazione emessa dalla superficie;
- H è il flusso di calore sensibile;
- E è il flusso di evapotraspirazione;
- λ è il calore latente di vaporizzazione ($\lambda = 2.25 \cdot 10^6 \text{ JKG}^{-1}$ per 10°C , ed è leggermente influenzato dalla temperatura).

Vale la pena notare che il termine evapotraspirazione è coinvolto sia nell'equazione di conservazione della massa (bilancio idrologico) che nell'equazione del risparmio energetico.

Le due componenti vengono così fortemente accoppiate e non è possibile risolvere un'equazione senza risolvere l'altra, almeno quando la componente di evapotraspirazione non è trascurabile (per esempio nelle simulazioni a lungo termine).

L'equazione di conservazione dell'energia, con la quale si descrivono lo stato dell'atmosfera e il trasporto del vapore, può essere utilizzata per determinare il flusso di evapotraspirazione in modo esplicito, ottenendo l'equazione di Penman-Monteith.

L'EQUAZIONE DI PENMAN-MONTEITH

Il flusso di evapotraspirazione è espresso dalla seguente espressione:

$$E = \frac{\rho}{r} (q_s - q_a) \quad (3.47)$$

nella quale r è la resistenza dell'atmosfera al trasporto di vapore (che dipende dalle condizioni di stabilità dell'atmosfera), q_s è l'umidità dell'aria specifica vicino alla superficie e q_a il suo valore al livello superiore.

Nella valutazione dell'evapotraspirazione è necessario valutare termini di resistenza supplementari, a causa della vegetazione e della tensione superficiale in terreni parzialmente saturi. La resistenza superficiale r_s , descrive la resistenza del flusso di vapore attraverso gli stomi aperti, la superficie fogliare e la superficie del terreno.

La resistenza aerodinamica r_a , descrive la resistenza della vegetazione alta, e coinvolge l'attrito che l'aria che scorre incontra sulle superfici vegetative.

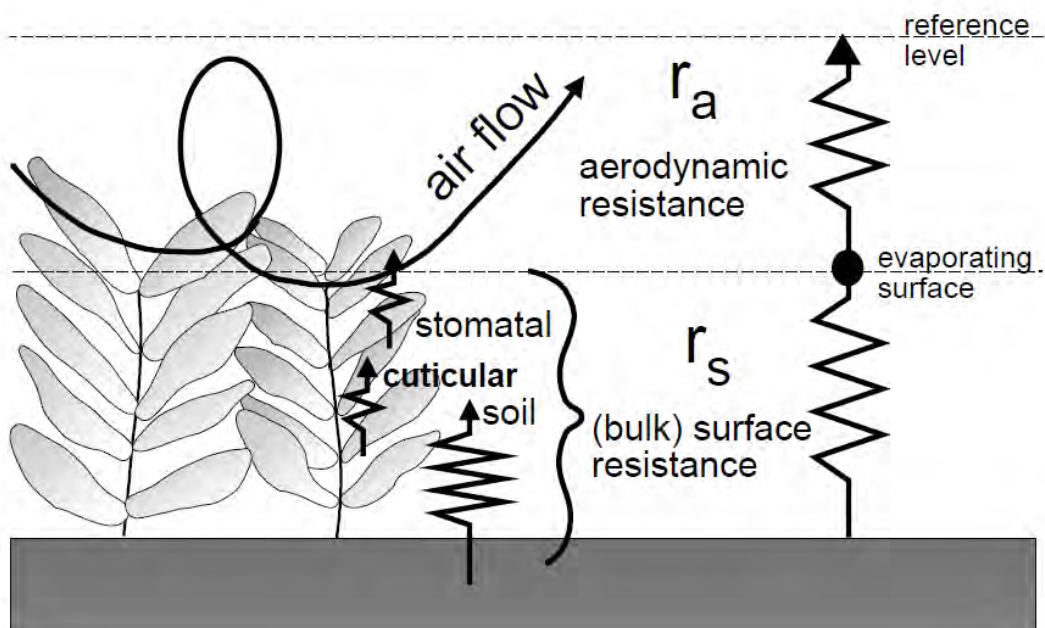


Figura 3.5: La rappresentazione semplificata della superficie e delle resistenze aerodinamiche per il flusso di vapore acqueo

Analogamente, il flusso evapotraspirazione può essere espresso come:

$$ET = \frac{\rho}{r_a + r_s} (q^*(T_s) - q_a) \quad (3.48)$$

dove si introduce la condizione che il vapore acqueo dei pori del terreno e negli stomi sia in condizione di saturazione alla temperatura superficiale T_s , cioè $q_s = q^*(T_s)$.

Analogamente, il flusso di calore H può essere espresso come:

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_s - T_a) \quad (3.49)$$

se vi è solo la resistenza aerodinamica r_a .

La (3.48) e (3.49) hanno bisogno, per la stima dei flussi, di misure a due livelli diversi per q e T (q_s , T_s e q_a , T_a).

Dal momento che l'equazione di bilancio energetico per la superficie è un'equazione indipendente che contiene ET è possibile rimuovere le due misure di livello. L'equazione di conservazione dell'energia (3.46) può essere espressa come:

$$H = R_n - G - \lambda ET \quad (3.50)$$

dove R_n è la radiazione solare netta sulla superficie, G è il flusso di calore del terreno, cioè il termine $C \frac{dT_s}{dt}$ nella 3.46.

Per combinare le due equazioni è necessario linearizzare l'espressione (3.48) dell'evapotraspirazione intorno al valore della temperatura dell'aria:

$$ET = \frac{\rho}{r_a + r_s} (q^*(T_a) + \left. \frac{dq^*}{dt} \right|_{T_a} (T_s - T_a) - q_a) \quad (3.51)$$

Assumendo

$$\left. \frac{dq^*}{dt} \right|_{T_a} = \frac{\epsilon}{p} \frac{de^*}{dt} = \frac{\epsilon}{p} \cdot \Delta$$

e rimuovendo $(T_s - T_a)$ tra la (3.49) e la (3.51) si ottiene:

$$ET = \frac{\rho}{r_a + r_s} \left(q^*(T_a) + \frac{\epsilon}{\rho C_p p} r_a H \Delta - q_a \right)$$

Definiamo ora

$$\gamma = \frac{C_p p}{\epsilon \lambda}$$

e utilizzando l'eq. (3.50) per esprimere H , il termine evapotraspirazione può essere espresso come:

$$\lambda ET = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} (R_n - G) + \frac{\rho \lambda}{r_a} [q^*(T_a) - q_a]}{1 + \frac{\Delta}{\gamma} + \frac{r_s}{r_a}} \quad (3.52)$$

Questa è l'equazione di Penman - Monteith che dice che il flusso di calore latente è dato dalla composizione dell'energia disponibile $R_n - G$ e la domanda di evaporazione atmosferica $\frac{\rho \lambda}{r_a} [q^*(T_a) - q_a]$.

Il trasferimento di calore e di vapore acqueo dalla superficie di evaporazione all'aria sopra la chioma della vegetazione è determinata dalla resistenza aerodinamica:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 (u_z)} \quad (3.53)$$

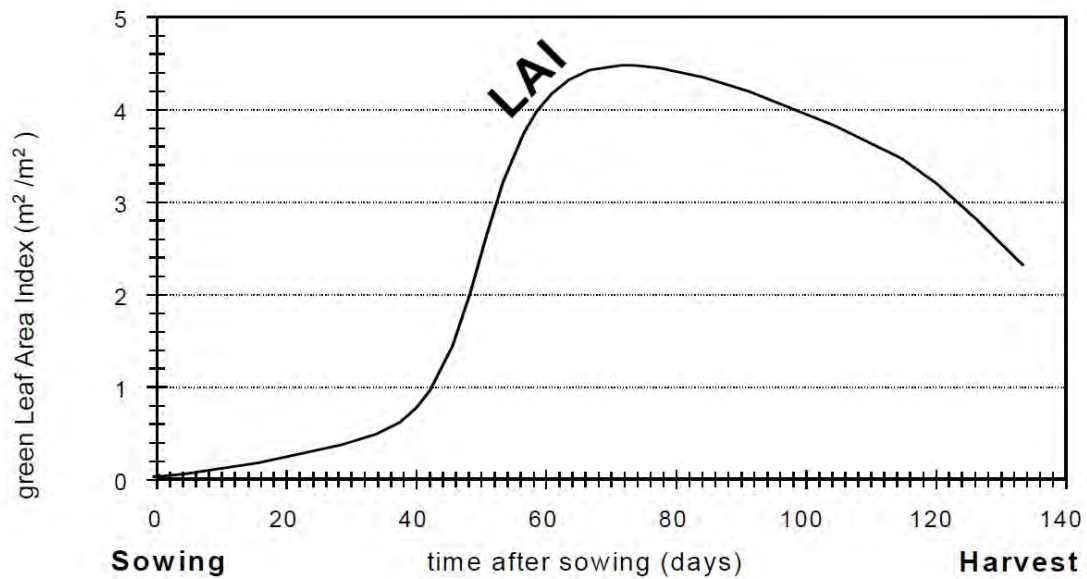


Figura 3.6: Presentazione tipica della variazione della green Leaf Area Index nella stagione di crescita per una coltura di mais

dove z_m è l'altezza alla quale vengono prese le misure del vento, z_{om} è la misura della rugosità che governa il trasferimento del momento, z_h è l'altezza a cui vengono effettuate le misure di umidità, Z_{oh} è la lunghezza di rugosità che governa il trasferimento termico e di vapore, d è l'altezza relativa al piano zero, U_z è la velocità del vento a quota z_m e k è la costante di von Karman.

La resistenza superficiale di massa descrive la resistenza del flusso di vapore attraverso la traspirazione delle colture e l'evaporazione dalla superficie del suolo. Un'approssimazione accettabile per esprimere la resistenza superficiale data da una fitta vegetazione è:

$$r_s = \frac{r_e}{LAI_{active}} \quad (3.54)$$

dove r_e è la resistenza di massa degli stomi delle foglie ben illuminate. Il LAI_{active} , cioè Leaf Area Index, è l'indice della superficie fogliare che contribuisce attivamente alla produzione di calore di superficie e di trasferimento del vapore. È generalmente la porzione superiore soleggiata di una chioma folla. Per una data coltura, il LAI_{active} cambia per tutta la stagione e normalmente raggiunge il suo massimo prima o durante la

fioritura (3.5). Il LAI_{active} dipende anche dalla densità di semina e dalla varietà delle colture. Una equazione generale per valutare il LAI_{active} è:

$$LAI_a = 0.5 LAI \quad (3.55)$$

che prende in considerazione il fatto che in genere solo la metà superiore della vegetazione contribuisce attivamente al trasferimento di calore di superficie e vapore.

PROCEDURA DI CALCOLO

- Pressione atmosferica

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$$

Che dà i valori in kPa a seconda della elevazione z rispetto al m.s.m.m. .

- Calore latente di vaporizzazione

Il calore latente di vaporizzazione λ , esprime l'energia necessaria per trasformare una massa d'acqua da liquida a vapore acqueo in condizioni di pressione costante e temperatura costante. λ varia solo leggermente al di sopra della temperatura normale con intervalli di un singolo valore di 2, 45MJkg⁻¹ come preso nella semplificazione dell'equazione di FAO-Penman-Monteith. Questo è il calore latente dell'aria a una temperatura di circa 20 ° C.

- Costante psicrometrica

La costante psicrometrico è data da:

$$\gamma = \frac{c_p p}{\epsilon \lambda}$$

dove $c_p = 1,013 \cdot 10^3 \text{ kg J}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e $\epsilon = 0,622$.

- Pressione media del vapore a saturazione

Poichè la pressione di vapore di saturazione è legata alla temperatura dell'aria, posso calcolarne uno in funzione dell'altro. La relazione è espressa da:

$$e^0(T) = 0.6108e^{\frac{17.27T}{T+237.3}} \quad (3.56)$$

dove $e^0(T)$ rappresenta la pressione di vapore di saturazione alla temperatura dell'aria T [kPa]. A causa della non linearità dell'equazione sopra, la pressione del vapore di saturazione media per un giorno, una settimana, dieci anni o un mese deve essere calcolato come media tra la pressione di vapore di saturazione in corrispondenza dei massimi e dei minimi giornalieri della temperatura dell'aria in quel periodo:

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2}$$

- Pendenza della curva di pressione di vapore di saturazione

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \cdot e^{\frac{17.27T}{T+237.3}} \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (3.57)$$

dove Δ è la pendenza della curva di pressione di vapore di saturazione alla temperatura dell'aria T [kPa°C -1] e la temperatura dell'aria T [°C] stessa.

- Pressione di vapore reale

Se non vi sono misure disponibili di e_a , la pressione effettiva del vapore può essere calcolata utilizzando l'umidità massima e minima relative come segue:

$$e_a = \frac{e^0(T_{max})RH_{min}/100 + e^0(T_{min})RH_{max}/100}{2}$$

con $e^0(T_{max})$ e $e^0(T_{min})$ rispettivamente la pressione di vapore saturo alla temperatura giornaliera massima e minima [kPa], e RH_{max} e RH_{min} umidità relativa massima e minima [%].

- Radiazione extraterrestre

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \text{sen}(\omega_s)] \quad (3.58)$$

dove la radiazione extraterrestre R_a rappresenta la radiazione solare ricevuta dallo strato superiore dell'atmosfera terrestre su una superficie orizzontale [MJm^{-2} giorni $^{-1}$], G_{sc} è la costante solare = $0.0820 \text{MJm}^{-2} \text{min}^{-1}$, d_r è l'inverso della distanza relativa Terra-Sole, φ è la latitudine [rad] e δ la declinazione solare, infine ω_s è l'angolo di tramonto.

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right) \quad (3.59)$$

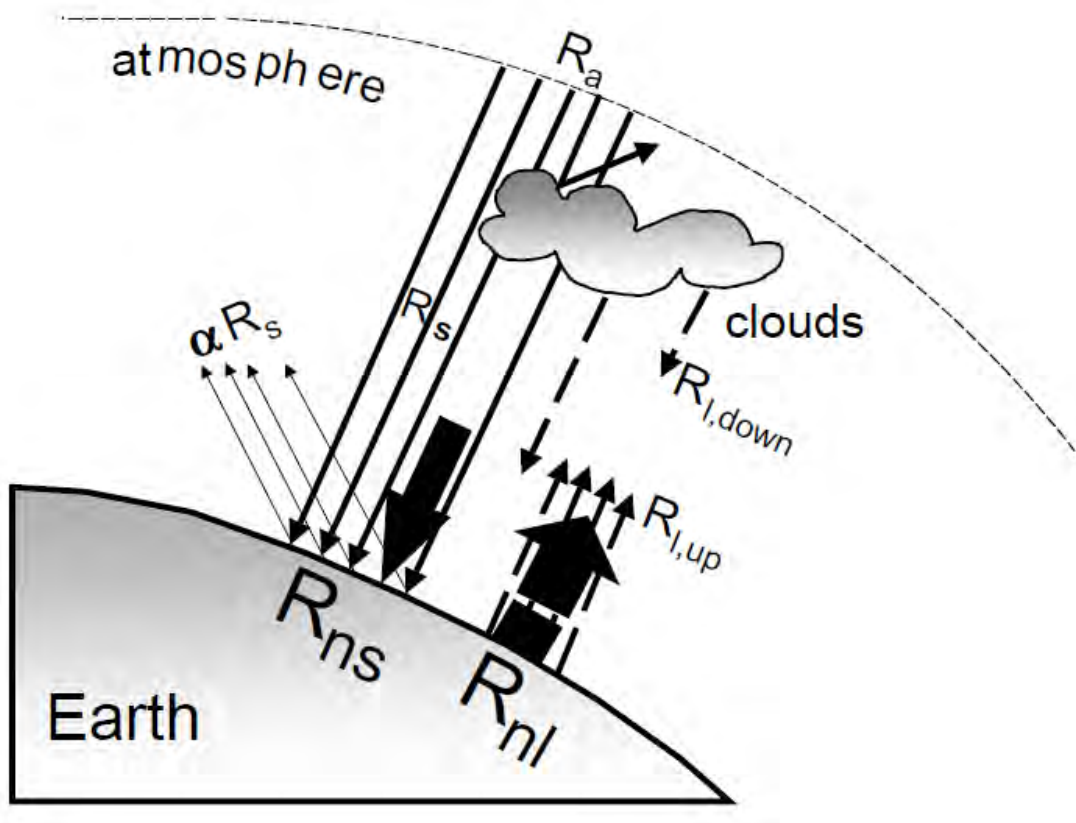


Figura 3.7: varie componenti della radiazione

$$\delta = 0.409 \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39 \right) \quad (3.60)$$

dove J è il numero del giorno nell'anno compreso tra 1 (il 1 gennaio) e 365 o 366 (31 dicembre).

$$\omega_s = \arccos(-\operatorname{tg}\phi \operatorname{tg}\alpha) \quad (3.61)$$

- La radiazione solare ad onde corte

La radiazione ad onde corte netta risultante dall'equilibrio tra radiazione solare in entrata e riflessa è dato da:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (3.62)$$

dove R_s è la radiazione solare in arrivo [$\text{MJm}^{-2} \text{giorni}^{-1}$] e α è l'albedo.

- Radiazione a onda lunga

Il tasso di emissione di energia a onde lunghe è proporzionale alla temperatura assoluta della superficie elevata alla quarta potenza. Questa relazione viene espressa quantitativamente dalla legge di Stefan - Boltzmann. Poiché l'umidità e la nuvolosità svolgono un ruolo importante, la legge di Stefan - Boltzmann viene corretta tenendo conto di questi due fattori nella stima del flusso in uscita di radiazioni a onda lunga

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,k}^4 + T_{min,k}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (3.63)$$

dove $T_{max,k}$ e $T_{min,k}$ sono la temperatura massima e minima assoluta durante il periodo di 24 ore, e_a è la pressione effettiva di vapore, R_s è la radiazione solare misurata o calcolata, R_{s0} è la radiazione con cielo chiaro e σ è la Costante di Stefan-Boltzmann [$= 4,903 \cdot 10^{-9} \text{MJ K}^{-4} \text{m}^{-2} \text{giorni}^{-1}$]. L'onda lunga di energia uscente dalla rete R_{nl} viene espressa in [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$].

La radiazione con cielo chiaro è:

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5}z)R_a \quad (3.64)$$

Con z elevazione in m.s.m.m. .

- Rete di radiazione

La radiazione netta è la differenza tra la radiazione ad onde corte in ingresso e la radiazione ad onde lunghe in uscita:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (3.65)$$

- Flusso di calore del suolo

Sono disponibili Modelli complessi per descrivere il flusso di calore del suolo. Dato che il flusso di calore del terreno è piccolo rispetto a R_n , in particolar modo quando la superficie è coperta da vegetazione e le fasi temporali di calcolo sono di 24 ore o più, esso può essere ignorato e quindi:

$$G_{day} \approx 0 \quad (3.66)$$

L'EQUAZIONE DI FAO-PENMANN-MONTIETH

Nel modello FAO Penman - Monteith viene fatta una distinzione tra evapotraspirazione di colture di riferimento (ET_0), evapotraspirazione delle colture in condizioni standard (ET_C) ed evapotraspirazione in condizioni non standard ($ET_{C,adj}$).

L'evapotraspirazione del raccolto di riferimento (ET_0), chiamata anche evapotraspirazione potenziale di riferimento, è la velocità di evaporazione che una coltura di riferimento avrebbe prodotto nel corso della sua stagione di crescita, in assenza di limitazioni indotte da stress idrico, nelle condizioni climatiche attuali. La coltura di riferimento è una ipotetica coltura con un'altezza di 12cm, una resistenza suolo-vegetazione fissa di 70s/m, e un albedo di 0,23; in pratica un pascolo attivo durante la stagione di crescita, con disponibilità di acqua illimitata.

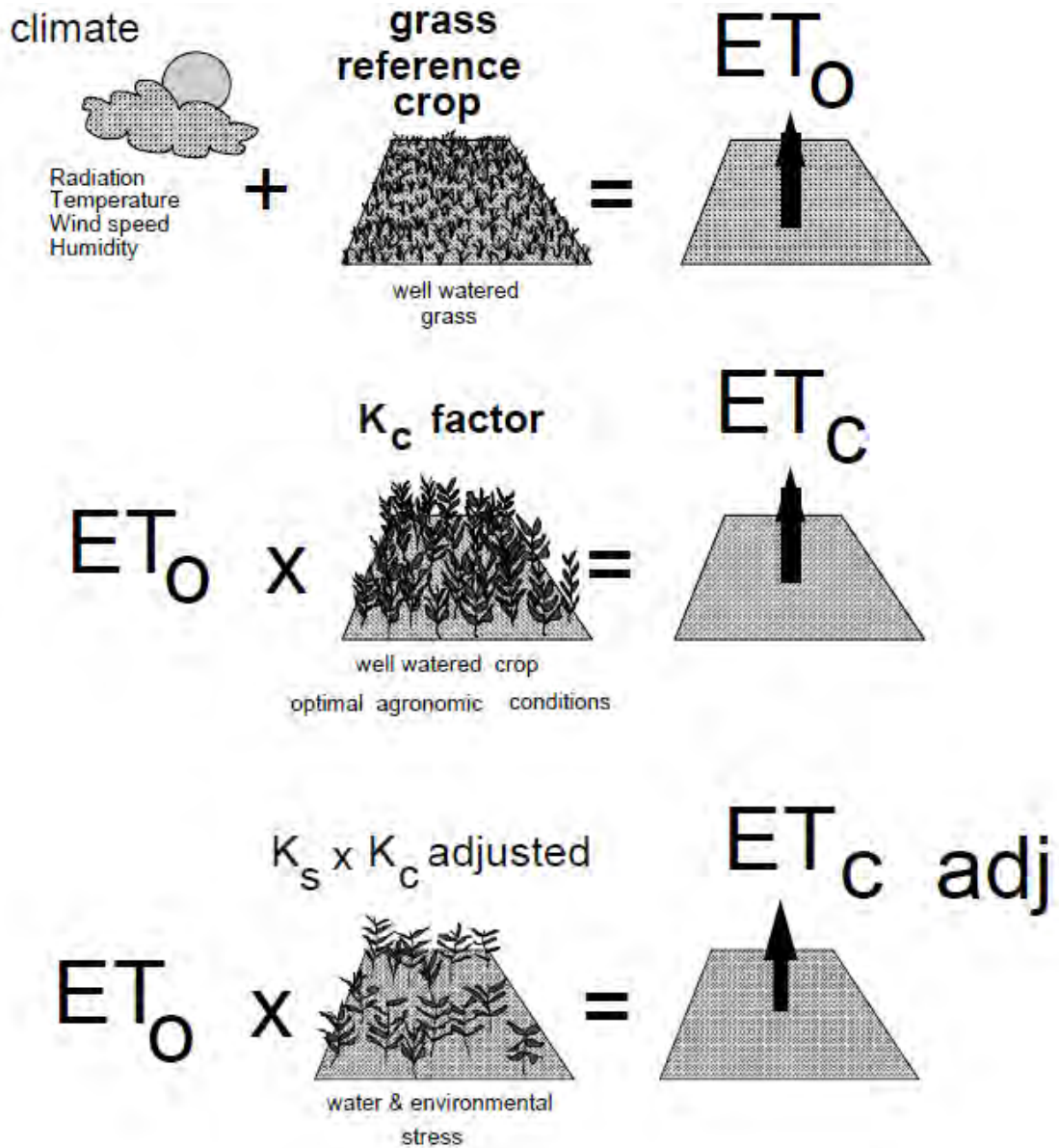


Figura 3.8: Evapotraspirazione di riferimento (ET_0), in condizioni standard (ET_c) e in condizioni non standard ET_c,adj

I soli fattori che influenzano ET_0 sono parametri climatici. Di conseguenza, ET_0 è un parametro climatico e può essere calcolato dai dati meteo. Il tasso di evaporazione ET_0 può essere espresso dall'equazione Penman - Monteith come segue:

$$\lambda ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\epsilon\lambda}{208R_d} \frac{\gamma u_2}{T} [e^0 - e_a]}{\gamma(1 + 0.34u_2) + \Delta} \quad (3.67)$$

L'evapotraspirazione delle colture in condizioni standard (ET_C), o evapotraspirazione potenziale, è il tasso di evaporazione relativo a colture libere da malattie, ben concimate, cresciute in grandi campi, in condizioni ottimali di umidità del terreno, e che abbiano raggiunto la piena produzione nelle condizioni climatiche date. Esso può essere calcolato per eventuali differenti colture come segue:

$$ET_C = K_C ET_0 \quad (3.68)$$

dove K_c è un coefficiente di coltura, ed è diverso per ogni coltura. L' evapotraspirazione in condizioni non standard ($ET_{C,adj}$) o evapotraspirazione reale ET , è il tasso di evaporazione di colture coltivate in gestione e con condizioni ambientali che differiscono dalle condizioni standard. $ET_{c,adj}$ viene calcolato utilizzando un coefficiente di stress idrico K_s e/o regolando K_c in modo da considerare tutte le tensioni e i vincoli ambientali che incidono sull'evapotraspirazione di una coltura.

$$ET_{C,adj} = K_s(s(t)) \cdot ET_C \quad (3.69)$$

dove $s(t)$ è l'umidità del terreno al tempo t (3.45).

ETC - COEFFICIENTE DOPPIO RACCOLTO

La FAO propone diversi approcci per la valutazione dei K_c . Le differenze di evaporazione e di traspirazione tra le colture di campo e la superficie di riferimento, che è l'erba, può essere valutato in un singolo coefficiente di coltura K_C o separato in due coefficienti: uno di coltura basale K_{CB} e un coefficiente di evaporazione del suolo K_e .

In questo progetto è stato utilizzato il secondo approccio, in modo da tenere conto in modo diverso dei contributi di evaporazione dal suolo e di traspirazione dalle piante. La somma delle due componenti non può superare un valore massimo determinato dalla disponibilità di energia. Il calcolo di K_e deve anche prendere in considerazione la disponibilità di acqua reale nel terreno attraverso un bilancio idrico quotidiano nella zona radicale. L'evapotraspirazione potenziale diventa:

$$ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_0 \quad (3.70)$$

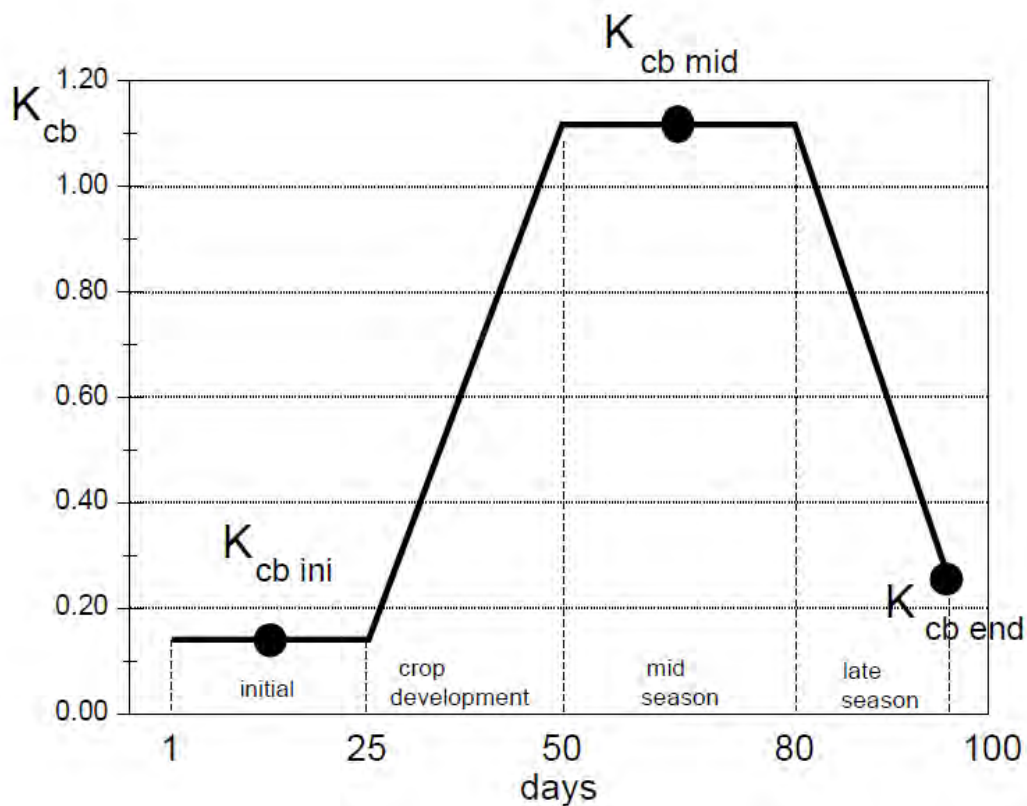


Figura 3.9: Curva del coefficiente colturale basale K_{cb} costruita per un raccolto di fagioli secchi rispettivamente a 25 50 80 e 100 giorni.

COMPONENTE DI TRASPIRAZIONE

I valori consigliati di K_{cb} sono elencati in [1] e sono riferiti a diversi periodi dell'anno; è quindi possibile costruire la curva K_{cb} , come mostrato nella Figura 3.8, che permette di determinare, per ogni giorno dell'anno, il valore del coefficiente.

Per la regolazione specifica in climi dove RH_{min} differisce dal 45 % o quando la velocità del vento è maggiore o minore di 2m/s, i valori di K_{cbmid} e di K_{cb} superiori a 0,45 vengono valutati con la seguente equazione:

$$k_{cb} = k_{cb(T_{ab})} + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \quad (3.71)$$

dove u_2 è il valore medio per la velocità del vento ogni giorno a 2 m di altezza sull'erba [ms^{-1}], RH_{min} è il valore medio dell'umidità giornaliera minima relativa [%] e h è l'altezza media della pianta.

COMPONENTE DI EVAPOTRASPIRAZIONE

Il coefficiente di evaporazione del suolo K_e descrive la componente di evaporazione di ET_c . Dove il terriccio è bagnato, dopo la pioggia o irrigazione, K_e è massima; dove la superficie del terreno è asciutta, K_e è piccolo e risulta addirittura pari a zero quando l'acqua rimane vicino alla superficie del suolo per l'evaporazione.

$$K_e = K_r(K_{cmax} - K_{cb}) \leq (f_{ew}K_{cmax}) \quad (3.72)$$

dove K_e è il coefficiente di evaporazione del suolo, K_{cb} è il coefficiente culturale basale, K_{cmax} è il valore massimo di K_c a seguito di pioggia o irrigazione, K_r è coefficiente di riduzione dell'evaporazione adimensionale, che dipende dalla profondità cumulativa dell'acqua evaporata dal terriccio, f_{ew} è la frazione del suolo che è sia esposto che bagnato, cioè la frazione della superficie del terreno in cui si verifica più evaporazione.

$$K_{c\ max} = \max \left(\left\{ 1.2 + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \right\} \{K_{cb} + 0.05\} \right) \quad (3.73)$$

dove h è l'altezza massima media delle piante durante il periodo di calcolo [m].

L'evaporazione dal suolo, considerando quello esposto, si può presumere avvenire in due fasi: una fase a energia limitata, e una fase di caduta del valore.

Quando la superficie del terreno è bagnata, K_r è 1. Quando il contenuto di acqua nella fascia superiore del terreno cala, K_r diminuisce e diventa zero quando la quantità totale di acqua che può evaporare dal terriccio è esaurita. La quantità di acqua che può esaurirsi per evaporazione, o il totale TEW di acqua evaporabile espressa in mm, nel corso di un ciclo di asciugatura completo può essere stimato come:

$$TEW = 1000(\theta_{FC} - 0.5\theta_{WP})Z_e \quad (3.74)$$

dove θ_{FC} è il contenuto idrico del suolo alla capacità di campo , θ_{WP} è il contenuto idrico del suolo al punto di appassimento e Z_e è la profondità dello strato di terreno superficiale che è soggetto a essiccazione mediante evaporazione.

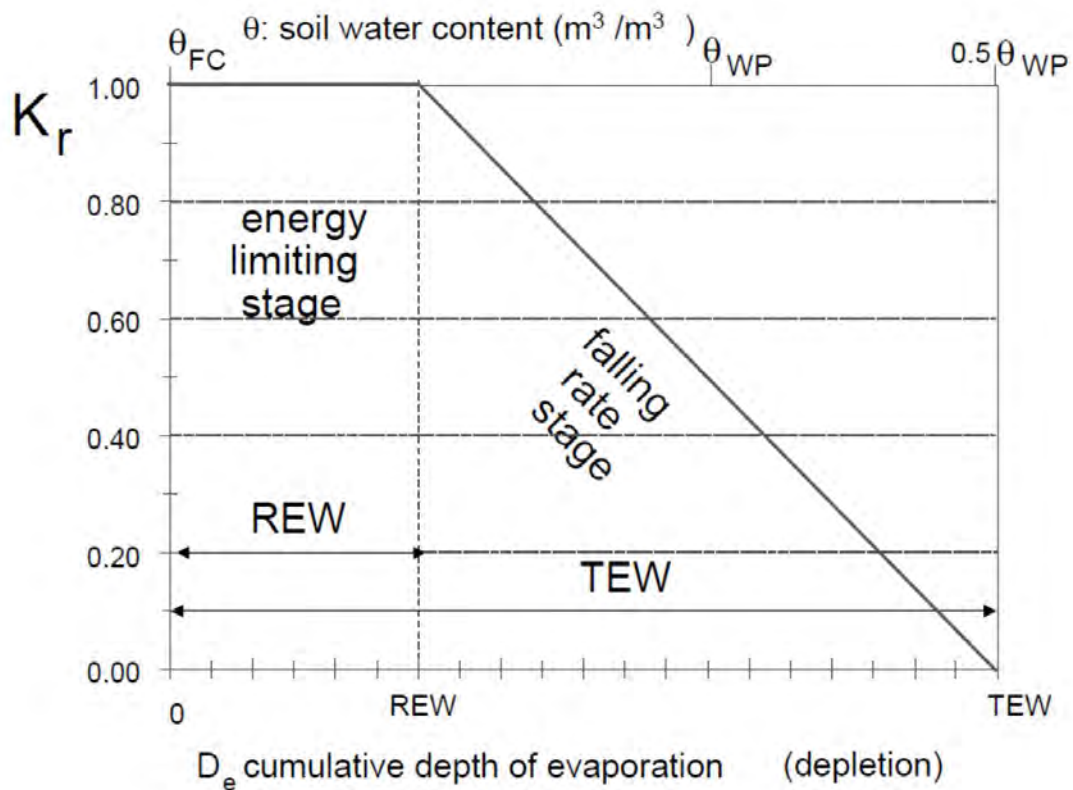


Figura 3.10: K_r coefficiente di riduzione dell'evaporazione dal suolo

La frazione della superficie del terreno in cui si verifica più evaporazione, f_{ew} è definita come:

$$f_{ew} = 1 - f_c \quad (3.75)$$

dove f_c è la frazione media di terreno esposta al sole e coperta dalla vegetazione.

COEFFICIENTE DI STRESS IDRICO

Le forze dell'acqua che agiscono sul terreno diminuiscono il suo potenziale energetico e lo rendono meno duttile per l'estrazione delle radici delle piante. Quando il suolo è bagnato, l'acqua ha un alto potenziale energetico (cioè leggermente negativo), ed è relativamente libera di muoversi ed è facilmente assorbita dalle radici delle piante. In terreni secchi, l'acqua ha un basso consumo energetico potenziale ed è fortemente

vincolata da forze capillari e assorbenti alla matrice suolo, ed è meno facilmente estratta dalla coltura.

Quando l'energia potenziale delle gocce d'acqua del terreno scende al di sotto di un valore di soglia, il raccolto è detto essere sottoposto a “stress idrico”.

Poiché il contenuto di acqua che supera la capacità di campo non può essere trattenuta e verrà scaricata, e il contenuto di acqua inferiore al punto di appassimento non può essere estratto dalle radici delle piante, il totale disponibile TAW di acqua nella zona della radice è la differenza tra il contenuto di acqua relativo alla capacità di campo e il punto di appassimento:

$$TAW = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP})Z_r \quad (3.76)$$

dove θ_{FC} è il contenuto di acqua di capacità di campo, θ_{WP} è il contenuto d'acqua al punto di appassimento e Z_r è la profondità di radicazione. Gli effetti dello stress idrico del suolo sulla coltura sono descritte riducendo il valore del coefficiente colturale. Questo si realizza moltiplicando il coefficiente colturale per il coefficiente di stress idrico K_s come mostrato in Figura 3.10.

Il θ_T di soglia è definito come:

$$\theta_T = \theta_{FC} - (\theta_{FC} - 0.5\theta_{WP}) \frac{RAW}{TAW} \quad (3.77)$$

dove RAW è l' acqua prontamente disponibile.

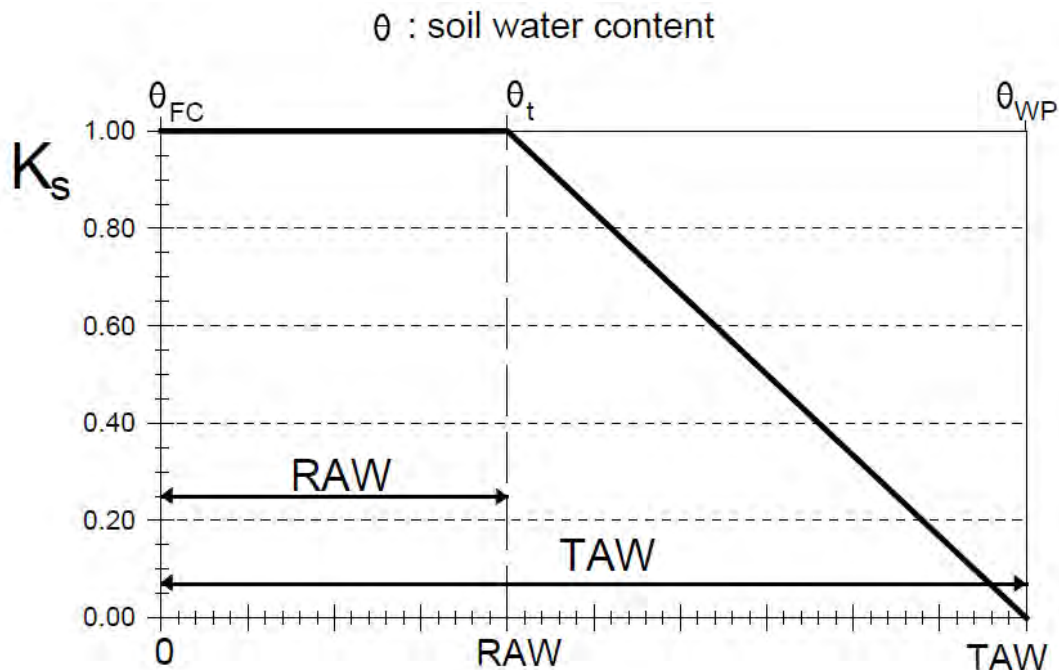


Figura 3.11: K_s coefficiente di stress idrico

3.4 Dispersione dal letto del canale

Il progetto TRUST (strumento per la valutazione regionale delle acque sotterranee per l'adattamento ai cambiamenti climatici) ha sviluppato una vasta gamma di strumenti per valutare l'effetto dei cambiamenti climatici sull'idrologia e sull'idrogeologia dell'acquifero del Veneto e del Friuli Venezia Giulia. Questi studi hanno prodotto molti dati relativi alla falda nella regione di studio. Una componente importante della dinamica delle acque sotterranee è la dispersione dal letto dei canali che alimentano direttamente le acque sotterranee [7].

La dispersione naturale dei principali corsi d'acqua della pianura del Nord - Est d'Italia (ad esempio Piave, Brenta, Astico, Tagliamento e Isonzo) è un processo estremamente rilevante, a causa della presenza di uno spesso strato composto da depositi di ghiaia nella zona.

Dal momento che il bacino Muson si trova all'interno dell'area di studio del progetto TRUST, essa è senza dubbio caratterizzata da significativi fenomeni di dispersione dal letto del fiume. La dispersione è stata considerata come spazialmente distribuita lungo l'intero corso del fiume. In particolare, una determinata percentuale di dispersione (POD) è applicata ad ogni componente di flusso (urbano, rapido e lento) che contribuisce a deflusso.

Tale percentuale è proporzionata alla lunghezza del canale considerato:

$$POD = k \cdot l_i \quad (3.78)$$

dove k [km^{-1}] è un parametro di calibrazione nel range $[0, 1]$ e l_i è il tratto canalizzato di collegamento dal sottobacino i -esimo alla presa.

Una vista schematica della dispersione dal letto del fiume è riportato in Figura 3.11.

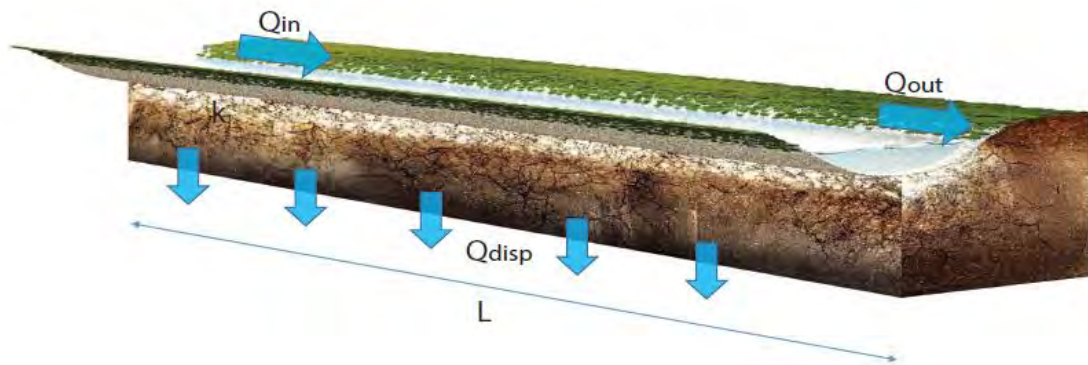


Figura 3.12: dispersione dal letto del canale

La portata prevista disperso dal letto del canale e la portata ridotta dal tasso di dispersione sono scritte come:

$$Q_{disp}(t) = kLQ_{in}(t) \quad (3.79)$$

$$Q_{out}(t) = Q_{disp}(t) - Q_{in}(t) \quad (3.80)$$

dove $Q_{in}(t)$ e $Q_{out}(t)$ sono gli afflussi ed i deflussi dal tratto considerato.

Questo processo permette di stimare la portata totale che ogni area contribuyente genera e che alla fine raggiunge la sezione di chiusura, tenendo conto della percentuale di dispersione che è supposto lungo il percorso canalizzato che collega tutte le aree alla sezione.

3.5 Modello geomorfologico

Il modello di flusso utilizzato in questo progetto è il modello geomorfologico: questo modello determina la risposta idrologica del bacino a partire dalle sue caratteristiche morfologiche. Il modello si basa sul tempo che una goccia d'acqua, iniettata in un certo punto della captazione, impiega ai raggiungere la sezione di chiusura, e che dipende dai percorsi di flusso disponibili e dalla morfologia della rete fognaria.

La molteplicità di situazioni che caratterizzano il cammino della goccia all'interno del bacino rende inapplicabile un approccio deterministico del problema e richiede un approccio probabilistico. Le variabili probabilistiche associate ad ogni possibile percorso devono essere specificate attraverso lo studio della morfologia del bacino. La scala spaziale utilizzata ha un'influenza rilevante su queste caratteristiche. Per questo motivo la scala spaziale deve essere scelta in funzione della dimensione dell'area contribuyente, richiedendo una definizione più precisa della rete e per i più piccoli bacini d'utenza.

Lo studio delle distribuzioni del tempo di residenza è uno strumento adatto per affrontare i processi complessi coinvolti nella risposta idrologica a scala di bacino. Questa complessità deriva dal supporto fisico in cui i processi afflussi-deflussi prendono parte, che sono formazioni naturali eterogenee. Sulla base di questa eterogeneità, è ovvio che i modelli deterministici sono troppo primitivi per descrivere tali processi [25].

Si consideri una particella di acqua in movimento in un volume di controllo, sottoposto a un moto convettivo idrologico, e che ha una traiettoria che, al momento $t \neq 0$, è noto solo con una certa probabilità.

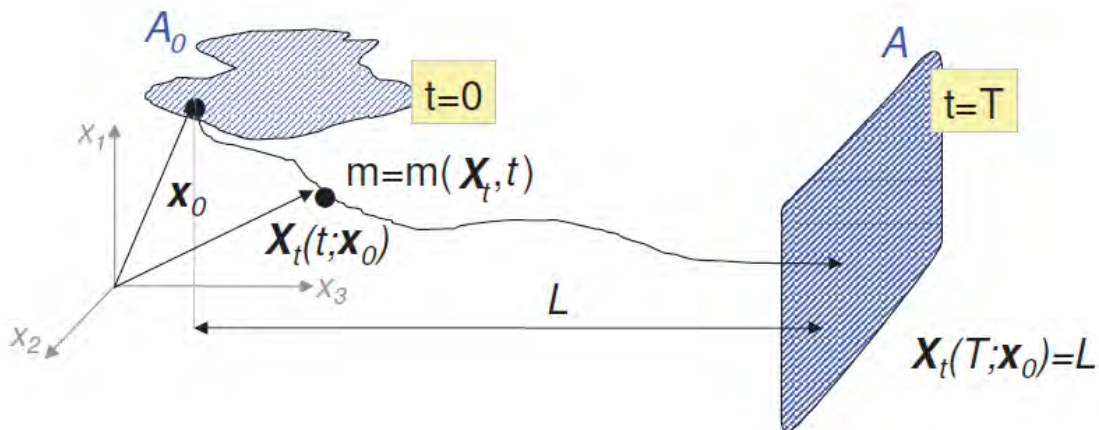


Figura 3.13: schema della traiettoria di una particella di massa m

Essendo $m(x_0, t_0)$ la massa iniziale di una particella dell'acqua iniettata al tempo t_0 in posizione iniziale $X_0(t_0) = x_0$ (Figura 3.12), ogni traiettoria è definita dalle Coordinate lagrangiane :

$$X(t) = X(t; x_0, t_0) = x_0 + \int_0^t u(X(\tau), \tau) d\tau \quad (3.81)$$

dove $u(X, t)$ rappresenta il vettore velocità euleriana. Tale notazione sottolinea il carattere di Lagrange dell'analisi in cui tutte le proprietà dipendono dalla traiettoria della particella. La distribuzione spaziale della concentrazione nel volume di controllo V è dato da [33]:

$$C(x, t; x_0, t_0) = \frac{m}{\Phi} \cdot \delta(x - X(t; x_0, t_0)) \quad (3.82)$$

dove:

- i) Φ è la porosità del terreno, la parte attiva del volume di trasporto ;
- ii) $\int_V C\Phi dx = m$;
- iii) δ è la funzione di Dirac.

La distribuzione δ è definita da due proprietà integrali:

$$\int_{-\infty}^{\infty} dx\delta(x) = 1 \quad (3.83)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x)\delta(x - x_0)dx = f(x_0) \quad (3.84)$$

L'equazione (3.82) suggerisce che la concentrazione sia diversa da zero solo nel punto in cui la particella è localizzata (cioè nella sua traiettoria). Si può notare come il sistema sopra descritto debba essere generalizzato per essere applicato alla teoria della risposta idrologica, che è tipicamente caratterizzata da vaste aree di iniezione e grande variabilità temporale.

I processi idrologici definiscono l'evoluzione nel tempo e nello spazio della traiettoria della particella $X(t; x_0, t_0)$, che è trattata come una variabile casuale, i cui movimenti sono caratterizzati dalla distribuzione di probabilità $g(x, t)$; così $g(x, t)dX$ è la probabilità della particella di essere collocata, al tempo t , in un intorno di un generico punto X . La media delle n possibili realizzazioni (cioè dei percorsi della particella), varia a causa della natura non ripetitiva dei sistemi naturali ed è espressa dalla seguente relazione ([12], [33]):

$$\langle C(x, t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{m(X, t)}{\phi} \cdot \delta(x - X) g(X, t) dX \quad (3.85)$$

Il caso particolare di un soluto passivo, la cui massa si conserva nel tempo e nello spazio, è significativo per lo studio dei processi di trasporto legati alla risposta idrologica alla scala spaziale del bacino. Essendo il soluto passivo è possibile impostare $m(x, t) \approx m$, e supporre che il materiale trasportato non influenzi il flusso del campo. Integrando l'equazione (3.85) [33] si ottiene:

$$\langle C(x, t) \rangle = \frac{m}{\phi} g(x, t) \quad (3.86)$$

dove la media della concentrazione è proporzionale alla densità di probabilità dei movimenti delle particelle.

Un importante collegamento tra il metodo di Lagrange sopra descritto e un approccio euleriano consiste nella determinazione di un rapporto tra la densità probabilistica delle particelle in movimento $g(x, t)$, e la distribuzione del tempo di residenza nella sezione di controllo corrispondente alla sezione di chiusura del bacino.

Questa relazione è rappresentata come un barriera assorbente che ogni particella iniettata nel volume di controllo v , deve attraversare in un tempo finito τ , con una probabilità uguale a uno. Il tempo del primo passaggio τ , o tempo di permanenza, è definito come l'intervallo tra l'iniezione della particella e il suo passaggio per la sezione di controllo.

L'incertezza nella definizione della traiettoria X implica che il tempo di arrivo τ sia una variabile casuale caratterizzata da una probabilità non superiore a $P(\tau < t) = P(t, x_0, t_0)$. Il legame tra l'approccio euleriano e l'approccio lagrangiano è dato dalla seguente relazione:

$$P(\tau < t) = 1 - P(\tau > t) = 1 - \int_V g(x, t; x_0, t_0) dx \quad (3.87)$$

$\int_V g(x, t; x_0, t_0) dx$ rappresenta la probabilità che la particella sia all'interno del volume di controllo al tempo t , cioè che il tempo di permanenza sia superiore a t .

Sostituendo la relazione (3.86) nell'equazione (3.87) si ottiene la relazione fondamentale:

$$P(\tau > t) = \frac{\phi}{m} \int_V \langle C(x, t) \rangle dx = \frac{\langle M(t) \rangle}{m}$$

dove $\langle M(t) \rangle$ è la media della massa presente nel volume di controllo al tempo t , mentre m rappresenta la massa totale iniettata. Derivando entrambi i lati dell'equazione e ricordando che $f(t)$ è la densità di probabilità del tempo di permanenza, è possibile ottenere, per un'iniezione unitaria:

$$f(t) = \frac{dP(\tau < t)}{dt} = -\frac{dP(\tau > t)}{dt} = -\frac{1}{m} \frac{d \langle M(t) \rangle}{dt} \quad (3.88)$$

Dopo l'iniezione, il bilancio di massa nel volume di controllo può essere scritto come:

$$\frac{d \langle M(t) \rangle}{dt} = -Q(t) \quad (3.89)$$

dove $Q(t)$ è la massa della portata in uscita dal volume V di controllo. Da questa osservazione e dall'equazione (3.88), si ottiene:

$$f(t) = \frac{Q(t)}{m} \quad (3.90)$$

La densità di probabilità dei tempi di residenza $f(t)$ coincide con la portata che lascia il volume di controllo dopo un'iniezione istantanea di una massa unitaria di acqua m . Il significato fisico di eq (3.90) è chiaro: in idrologia superficiale, quando l'input è il flusso dato dalle precipitazioni, la densità di probabilità del tempo di residenza è l'idrogramma istantaneo unitario. La determinazione di $f(t)$ corrisponde a identificare la distribuzione di probabilità del diverso percorso per le varie particelle che cadono sul bacino. Per fare questo, all'interno del bacino sono identificati alcuni stati distinti e, dalla loro composizione, è possibile avere tutto il diverso percorso che le particelle d'acqua possono compiere.

Chiamato Ω l'ordine del bacino, è definito come $C_i, 1 \leq i \leq \Omega$, il versante del bacino che scarica nel canale i . Si assuma che, al principio [29], tutte le particelle di acqua si trovino in stato di versante.

Questo particelle, inizialmente collocate in una regione a quota h_i , devono comportarsi secondo le seguenti regole:

- i. l'unico passaggio consentito da uno stato h_i è : $h_i \rightarrow C_i, 1 \leq i \leq \Omega$;
- ii. l'unico passaggio consentito da una stato c_i è: $C_i \rightarrow C_j$ con $j > i, i = 1, 2, \dots, \Omega$;
- iii. lo stato $C_{\Omega+1}$ definisce la sezione di chiusura del bacino idrografico (o della barriera assorbente).

Tali norme definiscono un set, Γ , di modi, γ , che una goccia potrebbe seguire nel suo percorso fino alla sezione di chiusura (ad esempio 3.13). Ogni particella d'acqua trascorrere un certo periodo di tempo, T_x , in ogni stato attraverso cui passa; questa è una variabile aleatoria caratterizzata da un $f_x(t)$ densità di probabilità. Supponendo l'indipendenza statistica del tempo di residenza all'interno due stati diversi, si ottiene che il tempo di permanenza complessiva entro un percorso γ ; generico, è:

$$T_\gamma = T_{x1} + T_{x2} + \dots + T_{xk} \quad (3.91)$$

con $x_1, \dots, x_k \in (h_1, \dots, h_\Omega, C_1, \dots, C_\Omega)$. Dalla indipendenza statistica della variabile casuale T_{x_i} risulta che la densità di probabilità della somma dei tempi di residenza T_γ è la convoluzione delle singole densità di probabilità:

$$f_\gamma(t) = f_{x1} * \dots * f_{xk} \quad (3.92)$$

nella quale l'asterisco indica l'operatore di convoluzione.

La distribuzione di densità dei tempi di permanenza $f_\gamma(t)$ alla sezione di chiusura di un sistema, in cui inizialmente la massa è distribuita su tutto il dominio ([29] , [17]), è data da:

$$f(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) f_\gamma(t) \quad (3.93)$$

dove $P(\gamma)$ è la probabilità di una particella di essere in un generico percorso $\gamma = \{x_1, \dots, x_k\}$; questa probabilità, in caso di precipitazioni uniformi, è dato dal rapporto tra l'area contribuente relativa al percorso γ e la superficie totale.

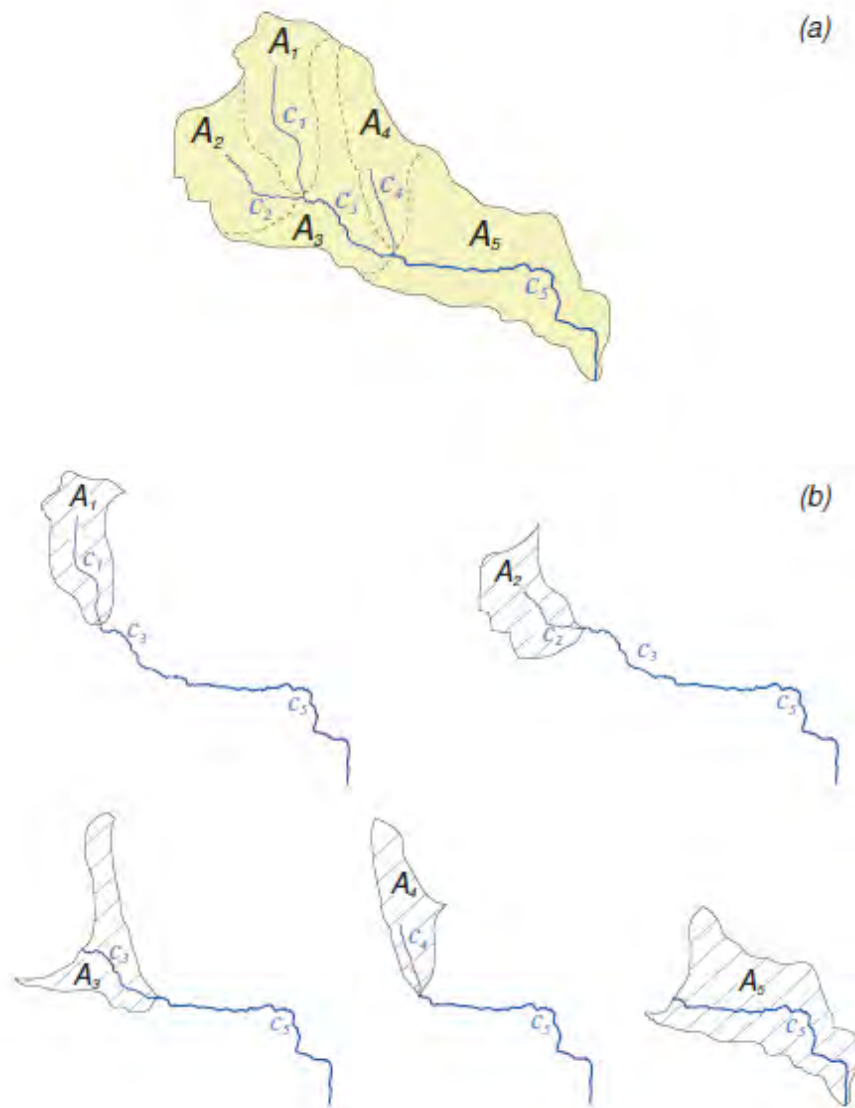


Figura 3.14: Identificazione del percorso possibile per una particella di acqua in un generico bacino idrografico

L'equazione (3.93) mostra come, durante il processo di trasporto, l'impulso di precipitazioni subisca una dispersione a causa della eterogeneità dei possibili percorsi di particelle (cioè la dispersione geomorfologica [25]).

La questione del tempo di permanenza nel versante richiede alcune considerazioni in relazione ai processi di trasporto all'interno delle regioni montagnose. In particolare, dovrebbe essere riconosciuto che la velocità delle particelle aumenta di almeno un ordine di grandezza ogni qual volta che l'acqua raggiunge i canali. Per modellare la distribuzione del tempo di permanenza al di fuori della rete canalizzata, viene introdotto una funzione di densità di probabilità esponenziale:

$$f_{h_i}(t) = K_{h_i} e^{-K_{h_i} t} \quad (3.94)$$

dove h_i è il flusso sul versante i -esimo, che può essere urbano, rapido e lento a seconda della componente di flusso considerata. Il parametro k_{h_i} di tale distribuzione definisce i tempi di risposta idrologica per la componente di flusso considerato; proprio per questo motivo diversi valori di k_{h_i} vengono poi utilizzati per definire la risposta delle aree urbane, il flusso rapido dalle zone principali e la risposta lenta delle acque sotterranee poco profonde. Inoltre, questi valori dipendono anche dalla dimensione del sottobacino:

$$K_{urb_i} = \frac{1}{t_{urb} \cdot (A_{urb}(i)/A_{urb\ mean})^{0.5}} \quad (3.95)$$

$$K_{rap_i} = \frac{1}{t_{rap} \cdot (A_{as}(i)/A_{as\ mean})^{0.5}} \quad (3.96)$$

$$K_{prof_i} = \frac{1}{t_{prof} \cdot (A_{tot}(i)/A_{mean})^{0.5}} \quad (3.97)$$

dove t_{urb} , t_{rap} e t_{prof} sono rispettivamente i tempi di permanenza media, per una sorgente con dimensione media di riferimento $A_{mean}(i)$ rispettivamente nell'area urbana, nel deposito a rapido scorrimento nel sottosuolo, e nella zona profonda; $A_{urb}(i)$ e $A_{urb\ mean}$ sono l'area del sottobacino i -esimo e l'area urbana media sull'intera bacino; $A_{as}(i)$ e $A_{as\ mean}$ sono la superficie attiva del sottobacino i -esimo e la superficie attiva media su tutto il bacino idrografico; $A_{tot}(i)$ e A_{mean} sono l'area totale dell' i -esimo sottobacino e l'area media di tutti i sottobacini. La dipendenza dall'area di ogni sottobacino viene

introdotto per esprimere il fatto che grandi sottobacini saranno caratterizzati da una risposta idrologica più lenta.

TRASPORTO DI MASSA CON DISPERSIONE NELLA RETE DI CANALIZZAZIONE

La componente geomorfologica che nasce dalla eterogeneità dei percorsi di flusso (eq.(3.93)) non è l'unica fonte di dispersione presente nel sistema. Esiste, infatti, una componente idrodinamica dispersiva agente nelle singole parti del canale relativa alla fluttuazione turbolenta della velocità. Per spiegare e quantificare questa componente, si prenda in considerazione il movimento del fluido in una sezione generica del corso d'acqua di lunghezza L . Il campo di flusso $u(x,t)$ all'interno di questa parte al tempo t può essere ripartito in due termini: una componente media $\langle u \rangle = E [u(x,t)]$ e un componente fluttuante $u'(x,t)$:

$$u(x,t) = \langle u \rangle + u'(x,t) \quad (3.98)$$

Integrando la precedente equazione posso calcolare la posizione X della particella al generico istante t :

$$X(t) = \langle X \rangle + X'(t; X_0, t_0) + X_B(t)$$

Dove

$$\begin{aligned} \langle X \rangle &= \langle u \rangle t \\ X'(t) &= \int_0^t u'(x(\tau), \tau) d\tau \end{aligned}$$

e X_0 è la posizione della particella al tempo $t=0$; il termine $X_B(t)$ definisce la componente isotropica e browniana del flusso, che è matematicamente definito da $\langle X_B \rangle = 0$, ha media zero e varianza pari a $\langle X_B^2 \rangle = 2D_B t$, con D_B coefficiente di diffusione.

Per caratterizzare la densità di probabilità del movimento $g(x,t)$, viene utilizzato il modello di Fokker-Planck:

$$\frac{\partial g(x,t)}{\partial t} + \sum_i \langle u \rangle_i \frac{\partial g(x,t)}{\partial x_i} = \sum_i \sum_j D_{ij}(t) \frac{\partial^2 g(x,t)}{\partial x_i \partial x_j} \quad (3.99)$$

dove $D_{ij}(t)$ è il tensore di dispersione. La funzione $g(x,t)$ caratterizza la probabilità che la traiettoria di una particella sia x , al tempo t ; la probabilità massima è data dalla traiettoria media $\langle X \rangle_i = \langle u \rangle_i t$. Il termine $\langle u \rangle_i \frac{\partial g(x,t)}{\partial x_i}$

tende a spostare la massima probabilità lungo la traiettoria media, mentre la parte destra dell'equazione considera la probabilità di avere il movimento rispetto alla traiettoria media, dovuto alla fluttuazione turbolenta della velocità. È da notare che, matematicamente, i termini diffusivi di solito sono anisotropici e dipendono dal tempo, mentre sono indipendenti dallo spazio [30], diversamente dal modello di Fickian.

Le equazioni idrodinamiche che descrivono la dipendenza spaziale e temporale della profondità $y(x,t)$ del moto vengono trasformate in equazioni che valutano la forma della densità di probabilità $g(x,t)$. Si consideri l'equazione De Saint - Venant:

$$\frac{\partial E}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{v^2}{2g} + \frac{p}{\gamma} + h \right) = -\frac{\beta}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - j \quad (3.100)$$

dove v è la velocità media della sezione, p è la pressione in un punto generico e h l'elevazione di quel punto relativo ad un piano di riferimento. È possibile notare che:

$$\frac{p}{\gamma} + h = y + z$$

dove y è la profondità del moto, mentre z è l'elevazione del fondo relativo al piano di riferimento. Imponendo α , cioè il coefficiente di Coriolis, uguale a 1 come di consueto per i problemi di carattere fluviale [30], l'equazione (3.100) diventa:

$$\frac{1}{g}V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = -\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - j \quad (3.101)$$

Che significa

$$\frac{1}{g}V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial x} = -\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + i_f - j \quad (3.102)$$

con i_f pendenza del fondo.

Aggiungendo l'equazione di continuità per una corrente monodimensionale

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (3.103)$$

si ottiene il sistema di equazioni necessario per studiare la propagazione di un'onda di piena.

Assumendo una sequenza di flussi permanenti ($\partial V / \partial t = 0$) e trascurando l'accelerazione locale ($\partial V / \partial x = 0$), si ottiene il modello ondulatorio parabolico:

$$j = i_f - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (3.104)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (3.105)$$

Questa è una buona approssimazione quando le onde non sono troppo ripide, ed è quindi adatto per lo studio della propagazione dell'onda di piena nei canali.

Supponiamo ora, per semplicità, che il canale sia rettangolare, e che quindi l'area sia esprimibile come $A = B y$. Le equazioni diventeranno:

$$j = i_f - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (3.106)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \quad (3.107)$$

L'equazione che regola il flusso sarà:

$$Q = CA^\gamma j^{\frac{1}{2}} = CA^\gamma \left(i_f - \frac{\partial y}{\partial x} \right) \quad (3.108)$$

Con $\gamma=3/2$.

Derivando la Q rispetto a x

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial Q}{\partial A} \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial j} \frac{\partial j}{\partial x} = \frac{\partial Q}{\partial A} B \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{\partial Q}{\partial j} \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (3.109)$$

e sostituendola nell'equazione di continuità si ottiene:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial A} \frac{\partial y}{\partial x} = \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial j} \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (3.110)$$

Derivando ora la Q rispetto a A e a j:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial Q}{\partial A} = C_\gamma A^{\gamma-1} j^{1/2} = \frac{3}{2} v = a \\ \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial j} = \frac{A}{B_\gamma j} C_\gamma A^{\gamma-1} \frac{1}{2} j^{1/2} = \frac{ay}{3\sqrt{i_f - \frac{\partial y}{\partial x}}} \sim \frac{ay}{3i_f} = D_h \end{array} \right. \quad (3.111)$$

Definendo a la celerità di propagazione dell'onda di piena e D_h la dispersione idrodinamica si può formulare l'equazione di diffusione con componente convettiva:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + a \frac{\partial y}{\partial x} = D_h \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (3.112)$$

Introducendo la variabile indipendente $s=x-at$, la scrittura si può semplificare in:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = D_H \frac{\partial^2 y}{\partial s^2} \quad (3.113)$$

Moltiplicando per s^2 e integrando a destra e a sinistra si ottiene:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} s^2 \frac{\partial y}{\partial t} ds = \int_{-\infty}^{+\infty} D_H s^2 \frac{\partial^2 y}{\partial s^2} ds = D_H |s^2 \frac{\partial y}{\partial s} - 2sy| + 2D_H \int_{-\infty}^{+\infty} y ds \quad (3.114)$$

Ponendo

$$\lim_{s \rightarrow \pm\infty} s^2 \frac{\partial y}{\partial t} = 0$$

e

$$\lim_{s \rightarrow \pm\infty} sy = 0$$

Si può riscrivere l'equazione come:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-\infty}^{+\infty} s^2 y ds = 2D_H \int_{-\infty}^{+\infty} y ds \quad (3.115)$$

Si noti che, supponendo che il baricentro $y(s)$ sia origine per la coordinata spaziale, si può definire la varianza di $y(s)$ come:

$$\sigma^2(s) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} s^2 y ds}{\int_{-\infty}^{+\infty} y ds} \quad (3.116)$$

La varianza costituisce una misura di quanto 'dispersa' sia la massa rispetto al baricentro della distribuzione.

L'Eq. (3.115) fornisce :

$$\frac{d\sigma^2}{dt} = 2D_H \quad (3.117)$$

in cui è stato tenuto conto del fatto che

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-\infty}^{+\infty} y ds = \frac{\partial M}{\partial t} = 0$$

dal momento che la massa totale M deve essere conservata.

L'equazione diventa

$$\sigma^2(t) \propto 2D_H t \quad (3.118)$$

Questa relazione indica che la varianza $y(s)$ aumenta linearmente con il tempo, proporzionalmente al coefficiente di dispersione. Questa è una delle proprietà generali dell'equazione di dispersione (3.112).

IDROGRAMMA ISTANTANEO UNITARIO GEOMORFOLOGICO

Dalla relazione $f(t) = -\frac{d}{dt} \int g(x, t) dx$ e risolvendo eq.(3.99) con le appropriate condizioni al contorno, si può ottenere la densità di probabilità dei tempi di residenza in un canale. Le condizioni al contorno sono:

- i. una barriera riflettente in $x=0$

$$\left| \langle u(t) \rangle g(x, t) - D_L \frac{\partial g}{\partial x} \right|_{x=0} = \delta(t) \quad (3.119)$$

- ii. una barriera assorbente per $x = L$, e quindi $g(L, t) = 0$.

Per ottenere una soluzione esatta è utile introdurre la trasformata di Laplace:

$$\hat{f}(s) = \int_0^\infty f(t) e^{-st} dt \quad (3.120)$$

Antitrasformando questa equazione si ottiene:

$$f(t) = \int_0^\infty \hat{f}(s) e^{st} ds$$

La trasformata di Laplace ha le seguenti proprietà:

$$(\widehat{f * g})(s) = \hat{f}(s)\hat{g}(s)$$

che permette di derivare la seguente soluzione:

$$f_c(t) = \frac{L(\gamma)}{(4\pi D_H t^3)^{1/2}} \exp\left(-\frac{(L - at)^2}{4D_H t}\right) \quad (3.121)$$

dove $L(\gamma)$ è la lunghezza del percorso γ .

Ricordando l'espressione utilizzata per la funzione di densità di probabilità dei tempi di permanenza per lo stato versante h (eq. (3.94)), e assumendo costanti i valori D_h e di accelerazione dell'onda lungo la rete dei canali, l'idrogramma istantaneo geomorfologico unitario può essere scritto come:

$$f_h^i(t) = k_{h_i} \exp(-k_{h_i} t) * \frac{L(\gamma_i)}{(4\pi D_H)^{1/2}} t^{-3/2} \exp\left(-\frac{(L(\gamma) - at)^2}{4D_H t}\right) \quad (3.122)$$

dove k_{h_i} può riferirsi a componenti del flusso urbano, veloce o lento. In questo progetto le probabilità di scelta di un percorso sono incluse nella formulazione delle precipitazioni efficace descritta nella Sezione 3.2. Quindi, il deflusso prodotto dalle diverse componenti di portata all'uscita dell'intero bacino (origine dai vari sottobacini) è scritto come:

$$Q_h(t) = \sum_{i=1 \rightarrow N_{sub}} \int_0^t j_{eff,h}^i(\tau) f_h^i(t - \tau) d\tau \quad (3.123)$$

dove $j_{eff,h}$ è la pioggia efficace relativa alla componente di flusso considerato nel sottobacino i -esimo.

A partire dai tassi di pioggia effettivi calcolati al punto 3.2, le tre diverse componenti del deflusso, cioè il contributo rapido αL , il contributo lento $\beta(1 - \alpha)L$ e il contributo delle aree urbane $P \cdot Aur$, opportunamente ridotte della percentuale dispersa secondo l'eq. (3.80) possono essere calcolate nella sezione di chiusura del bacino attraverso gli idrogrammi geomorfologici istantanei unitari come riportato in eq. (3.123):

$$Q_{rap}(t) = (1 - kl_i) \sum_{i=1 \rightarrow N_{sub}} \int_0^t \alpha L(\tau) f_{rap}^i(t - \tau) d\tau \quad (3.124)$$

$$Q_{slow}(t) = (1 - kl_i) \sum_{i=1 \rightarrow N_{sub}} \int_0^t \beta(1 - \alpha) L(\tau) f_{slow}^i(t - \tau) d\tau \quad (3.125)$$

$$Q_{urb}(t) = (1 - kl_i) \sum_{i=1 \rightarrow N_{sub}} \int_0^t P(\tau) A_{urb} f_{urb}^i(t - \tau) d\tau \quad (3.126)$$

dove L è la lunghezza dalla testa del canale alla fine e i si riferisce al sottobacino i -esimo.

Solo una frazione di Q_{urb} , definito dal coefficiente γ , contribuisce alla formazione del deflusso, mentre la porzione $(1-\gamma)$ parte dal sistema per raggiungere le piante per il trattamento delle acque. Si è ipotizzato che il coefficiente γ non rimanga costante durante l'anno, ma vari stagionalmente: nel periodo caldo dell'anno, generalmente caratterizzato da precipitazioni ridotte, il volume di acqua che arriva al fiume è minore. L'idea per risolvere questa situazione è di avere un serbatoio di acqua piovana di laminazione per accumulare temporaneamente l'eccesso di portata o di precipitazione; questo permette di bypassare il sovraccarico idraulico della rete fognaria interno la captazione e allo stesso tempo di evitare l'iniezione diretta in acqua nel canale, riducendo i flussi di punta e levigando le fluttuazioni del livello di colmo. Tuttavia l'assunzione di una perdita d'acqua dalla zona urbana può essere giustificata sulla base del fatto che i principali impianti di depurazione della zona si trovano fuori dal bacino (Figura 2.6). Inoltre, processi di evaporazione si verificano anche sulla superficie urbana e non sono esplicitamente considerati nel bilancio di massa nelle aree urbane e nel termine generale ET . La portata totale è quindi data dalla seguente equazione:

$$Q_{fin}(t) = \gamma Q_{urb}(t) + Q_{rap}(t) + Q_{slow}(t) \quad (3.127)$$

che evidenzia i diversi contributi al deflusso.

3.6 Pre-elaborazione dei dati di precipitazioni previste

I dati di pioggia previsti devono essere pre-trattati per renderli gestibili dal modello idrologico. Il modello adottato per la pre-elaborazione è parametrico (quindi nessun parametro deve essere calibrato) e funziona come un elaboratore di dati in grado di rendere la pioggia prevista adatta per essere usata in input per il modello geomorfologico, permettendo il passaggio da valori puntuali a valori mediati sulla superficie.

Il pre-trattamento inizia con il calcolo delle coordinate dei punti centrali appartenenti alla rete di utenza (una griglia con maglie con lato di 100 m) che copre l'intera area in cui è situato il bacino. Vengono poi identificate le coordinate di quarantanove cellule LAMI che coprono la bacino di utenza (Figura 2.12).

I dati forniti consentono una previsione di tre giorni e comprendono valori di precipitazione medi previsti con una risoluzione di tre ore, in una griglia con dimensione di 7 chilometri. Sarebbe stato possibile stimare la distribuzione spaziale e temporale delle precipitazioni utilizzando il Kriging, ma la sua complessità dal punto di vista computazionale ha reso preferibile l'utilizzo del metodo di interpolazione bilineare applicato sul baricentro delle cellule LAMI per valutare la distribuzione spaziale dei dati di pioggia. Innanzitutto, il modello calcola le distanze euclidee tra il baricentro delle cellule LAMI e il baricentro di ciascuna cella DTM che definisce la griglia per trovare i quattro punti LAMI più vicini. Dal momento che i punti di LAMI si riferiscono a coordinate geografiche ruotate, mentre le coordinate del terreno sono piane e legate all'elevazione h , non per tutti i pixel si riesce a ottenere una configurazione quadrata. Proprio per questa ragione si sceglie di attribuire arbitrariamente ad ogni pixel i quattro punti LAMI più vicini mediante un'associazione grafica. L'interpolazione lineare è applicata per definire la quantità di pioggia di competenza di ciascun pixel appartenente al bacino Muson; essa risulterà essere la media pesata sulle distanze delle precipitazioni previste nei quattro punti LAMI più vicini al pixel (Figura 3.14). Una volta che vengono calcolate le precipitazioni previste su ogni singolo pixel viene calcolata la media sui vari sottobacini per ottenere la pioggia prevista su ogni sottobacino del bacino (Figura 3.15). Le precipitazioni previsto hanno un time step di tre ore per un tempo di previsione complessivo di 72 ore.

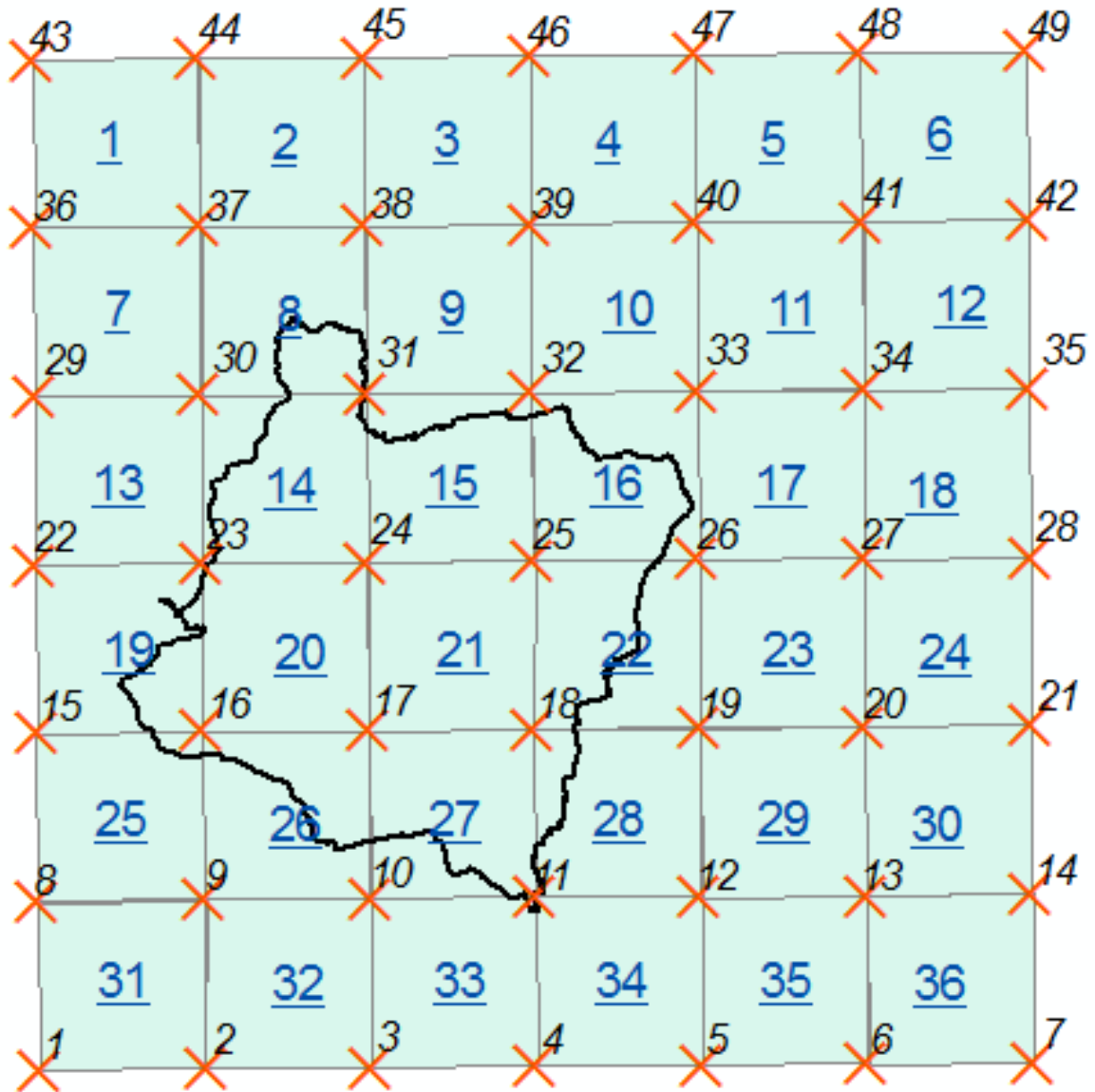


Figura 3.15: attribuzione arbitraria di ogni pixel del sottobacino a uno dei 36 quadrati di appartenenza e relativi vertici LAMI, numerati secondo questo schema

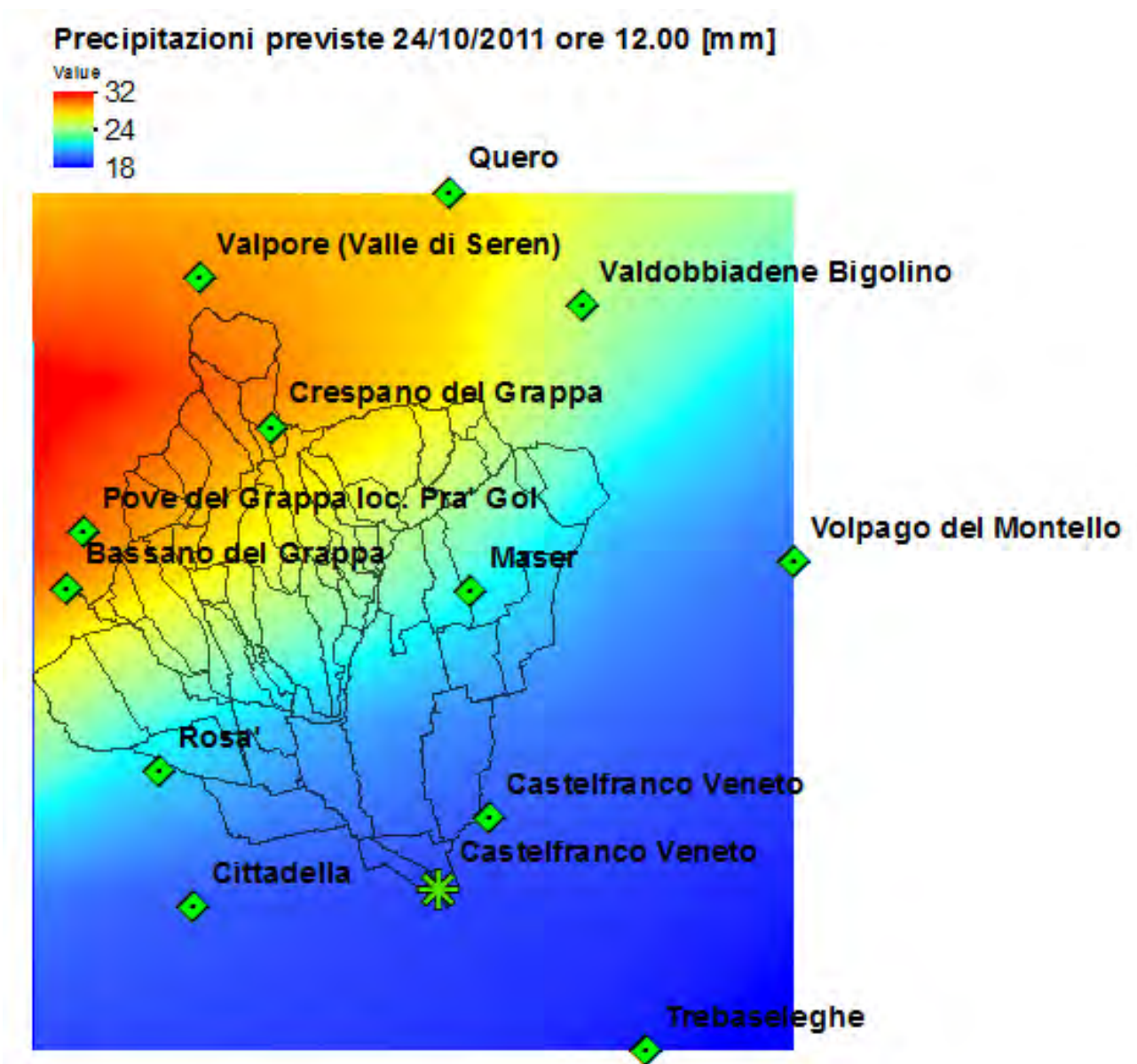


Figura 3.16: La distribuzione spaziale delle precipitazioni fornite dal modello climatico LAMI il 24/10/2011 ore 12:00

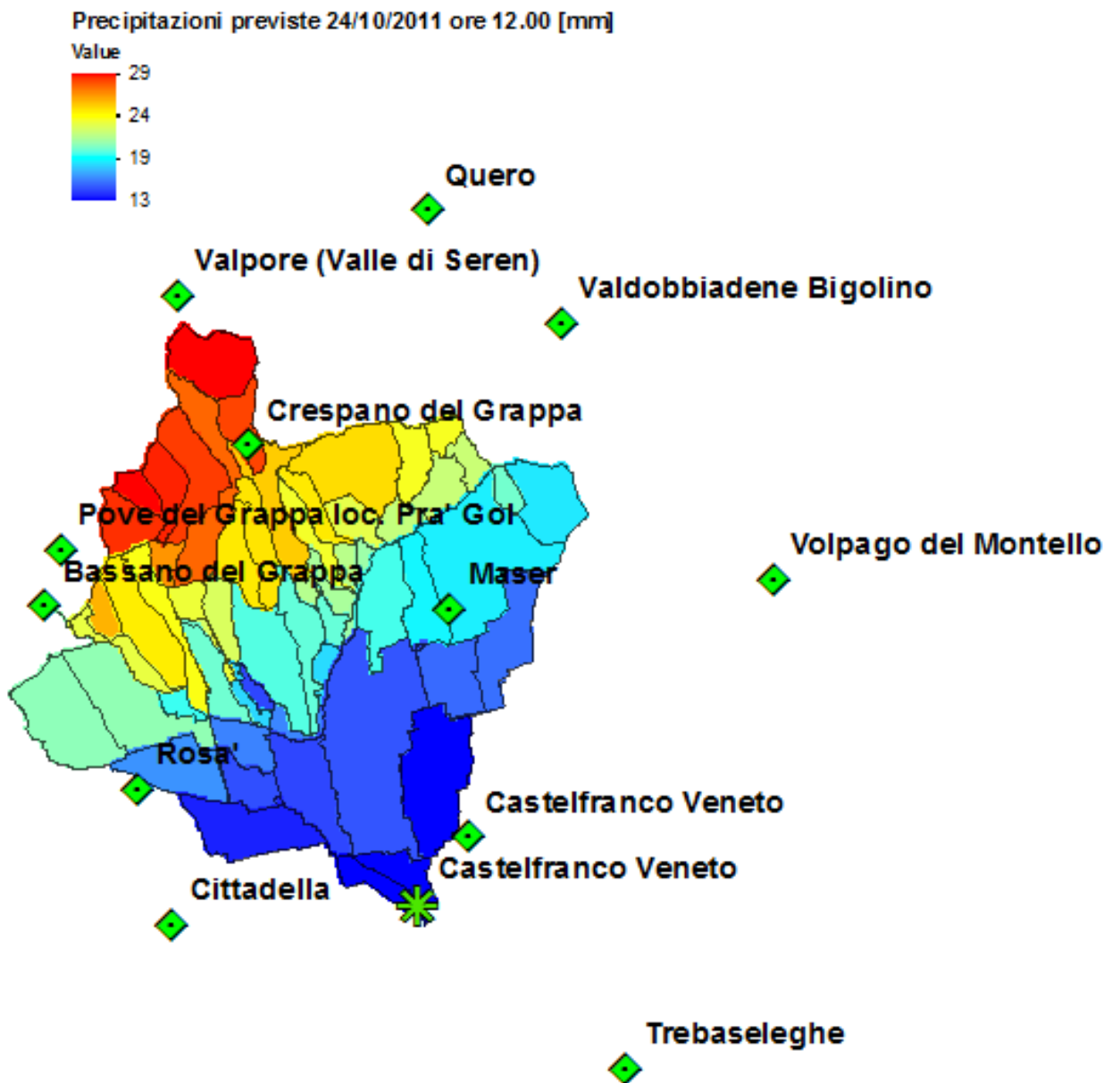


Figura 2.17: La distribuzione spaziale delle precipitazioni fornite dal modello climatico LAMI il 24/10/2011 ore 12:00 mediata sui sottobacini

Le precipitazioni oraria è quindi ottenuta con un modello di disaggregazione che permette una scomposizione della cumulata trioraria mediante una disaggregazione uniforme attraverso la quale valuta la partizione di pioggia dividendo il volume di precipitazioni in tre parti uguali.

Il modello di previsione elabora e fornisce le precipitazioni orarie per ogni sottobacino del bacino, analizzando eventi di pioggia avvenuti nel periodo 2011-2014.

Gli eventi previsti e simulati devono essere confrontati con le precipitazioni osservate durante gli eventi passati selezionati per valutare la capacità del modello afflussi-deflussi di riprodurre una previsione delle piene.

3.7 Parametri del modello

I parametri del modello sviluppato si considerano uniformi sui diversi sottobacini. Il modello utilizza una descrizione spazialmente distribuita delle caratteristiche dell'area, specificando per ciascun sottobacino i seguenti parametri.

1. Parametri per il modulo di produzione del deflusso:
 - conduttività idraulica satura del suolo, K_c [mm / s];
 - α coefficiente che determina la ripartizione dell'acqua che si infiltra nel terreno tra la componente rapida e lenta del deflusso;
 - Profondità di zona radicale, Z_r [mm];
 - c coefficiente di Clapp-Hornberger (che permette di calcolare la percentuale d'infiltrazione in funzione dell'umidità del suolo);
 - β coefficiente che determina la parte della lisciviazione profonda che contribuisce alla formazione del deflusso lento e della parte che ricarica le acque sotterranee;
 - γ_1 coefficiente che determina la porzione di deflusso urbano che contribuisce alla portata e la porzione che esce dal sistema nella maggior parte dell'anno;
 - γ_2 coefficiente che determina la porzione di deflusso urbano che contribuisce alla portata e la porzione che esce dal sistema nel periodo più caldo dell'anno (da giugno a fine settembre);

- Porosità, n ;
- k [km^{-1}] coefficiente che definisce la percentuale di dispersione dai canali;

Parametri dinamici:

- a [m / s] celerità dell'onda di piena;
- D_h [m^2 / s] coefficiente di dispersione;
- T_{urb} [h] tempo di permanenza medio dell'acqua per la componente di deflusso urbano;
- T_{rap} [h] tempo di permanenza medio dell'acqua per la componente di deflusso rapido;
- T_{slow} [h] tempo di permanenza medio dell'acqua della componente di deflusso lento;

2. Parametri per la valutazione del flusso di evapotraspirazione:

- θ_{FC} contenuto di acqua a capacità di campo;
- θ_{WP} Contenuto di acqua a punto di appassimento;

Alcune considerazioni devono essere fatte per la conducibilità idraulica satura K_0 , essendo esso correlato alle caratteristiche geo - pedologiche del terreno. Per ridurre il numero di parametri da calibrare, si assume un valore costante della conduttività idraulica satura globale (K_0) ottenuto moltiplicando il valore di K_b , caratteristica dei diversi sottobacini e calcolata sulla base delle informazioni geopedologiche (Figura 2.1), per un coefficiente K_c , che è costante per tutto il bacino e deve essere calibrato (Eq. 3.129).

$$K_0 = K_c \cdot K_b \quad (3.128)$$

CAPITOLO 4

Risultati da dati osservati

Ogni ciclo del modello idrologico è composto di due fasi:

1. il calcolo spazio temporale della distribuzione delle piogge sul bacino;
2. la trasformazione della precipitazione in deflussi i quali, tenendo conto del ruscellamento, dell'infiltrazione, dell'evaporazione, si sviluppano lungo diversi percorsi; calcolando la convoluzione dei volume di pioggia a seconda della loro ripartizione, può essere creato un modello afflusso-deflussi, e costruire la rete di canalizzazione.

Nella prima parte l'input è composto o da i dati di precipitazione osservati, che vengono adeguatamente ripartiti sul bacino, o dalle precipitazioni previste dal modello climatico.

Non sono necessari parametri di calibrazione, perché non necessari per l'interpolazione e la disaggregazione in questa fase.

Nella seconda fase occorre invece introdurre parametri che rappresentino in modo quanto più caratteristico possibile il comportamento reale del bacino, in modo da ricreare nel modello una condizione quanto più simile a quello reale.

4.1 Calibrazione dei parametri

La calibrazione dei parametri non verrà discussa nel dettaglio in questa tesi. In un precedente elaborato tale studio è stato fatto sulla zona occidentale del bacino, e si è quindi deciso di utilizzare gli stessi parametri anche per la zona orientale dell'Avenale, sul Brenton e sul Muson meridionale, essendo aree con la stessa connotazione idrologica. La calibrazione, avvenuta attraverso il metodo Monte Carlo, aveva portato a trovare il seguente set di parametri per definire il sistema:

- coefficiente per la valutazione della conducibilità idraulica satura, $K_c = 616,12 \text{ mm/s}$;
- coefficiente per definire la percentuale di acqua che si infila nel suolo tra la componente rapida e quella lenta del $\alpha = 0,24$;
- spessore di suolo collaborante, $Z_r = 563,62 \text{ mm}$;
- coefficiente di Clapp-Hornberger, $c = 24,60$;
- Coefficiente per il partizionamento del deflusso profondo tra deflusso lento e ricarica di falda, $\beta = 0,68$;
- tempo di residenza medio in area urbana, $t_{\text{urb}} = 1,23 \text{ h}$;
- tempo di residenza medio per il deflusso rapido, $t_{\text{rap}} = 3,42 \text{ h}$;
- tempo di residenza medio per il deflusso lento, $t_{\text{slow}} = 521,11 \text{ h}$.
- porosità, $n = 0,3$;
- celerità dell'onda, $a = 3,5 \text{ m/s}$;
- coefficiente di dispersione, $D_h = 1000 \text{ m}^2/\text{s}$;
- Contenuto di acqua nel terreno, $\theta_{\text{FC}} = 0,4$;
- contenuto di acqua nel punto di appassimento, $\theta_{\text{WP}} = 0,1$.
- coefficiente di dispersione in alveo, $k = 0,02 \text{ km}^{-1}$.
- coefficiente di partizione della componente di deflusso urbano in una parte che genera portata e in una parte che esce dal sistema durante la maggior parte dell'anno, $\gamma_1 = 0,33$;
- coefficiente di partizione della componente di deflusso urbano in una parte che genera portata e in una parte che esce dal sistema durante la parte dell'anno che va dal 1 giugno al 30 settembre, $\gamma_2 = 0,04$.

Dopo una serie di simulazioni si ritiene opportuno ridurre il coefficiente di dispersione k a un valore più prossimo allo 0 rispetto a quello sopracitato, che comportata una perdita eccessiva di volumi negli idrogrammi.

4.2 Risultati

Il modello idrologico sviluppato in questo studio è convalidato applicando l'insieme di parametri calibrati per il periodo dal 2004 al 2014. La portata modellata nella sezione intermedia viene confrontata con la portata misurata a Castelfranco Veneto e, in caso di buona corrispondenza tra dato reale e dato simulato, si procede con la simulazione nella sezione di chiusura, fornendo risultati che saranno discussi di anno in anno per regimi orari, giornalieri e settimanali.

Verranno poi valutati separatamente gli eventi più significativi per meglio comprendere la capacità del modello di simulare eventi ad alta portata. Mentre per l'anno 2005 le condizioni iniziali sono state imposte, per gli anni successivi le condizioni iniziali sono le condizioni finali dell'anno precedente.

Va preliminarmente tenuto conto del fatto che le portate reali sono misurate con idrometro situato a Castelfranco, mentre la sezione di chiusura in fase di studio è situata dopo la confluenza tra Musone e Avenale, e si avranno quindi una portata e dei volumi maggiori. Non essendoci strumenti di verifica nel tratto successivo alla sezione di chiusura, appare ragionevole ritenere che, se il modello si rivela valido nella sezione intermedia, allora lo sarà anche nella sezione finale.

ANNO 2005

Il 2005 è caratterizzato da basse precipitazioni e piccole portate, e questo fatto sembra negativamente influenzare le prestazioni del modello. Le portate modellate sono infatti superiori a quelle reali, con una sovrastima dei picchi, forse a causa della scarsa capacità del modello di simulare il drenaggio su terreni particolarmente asciutti.

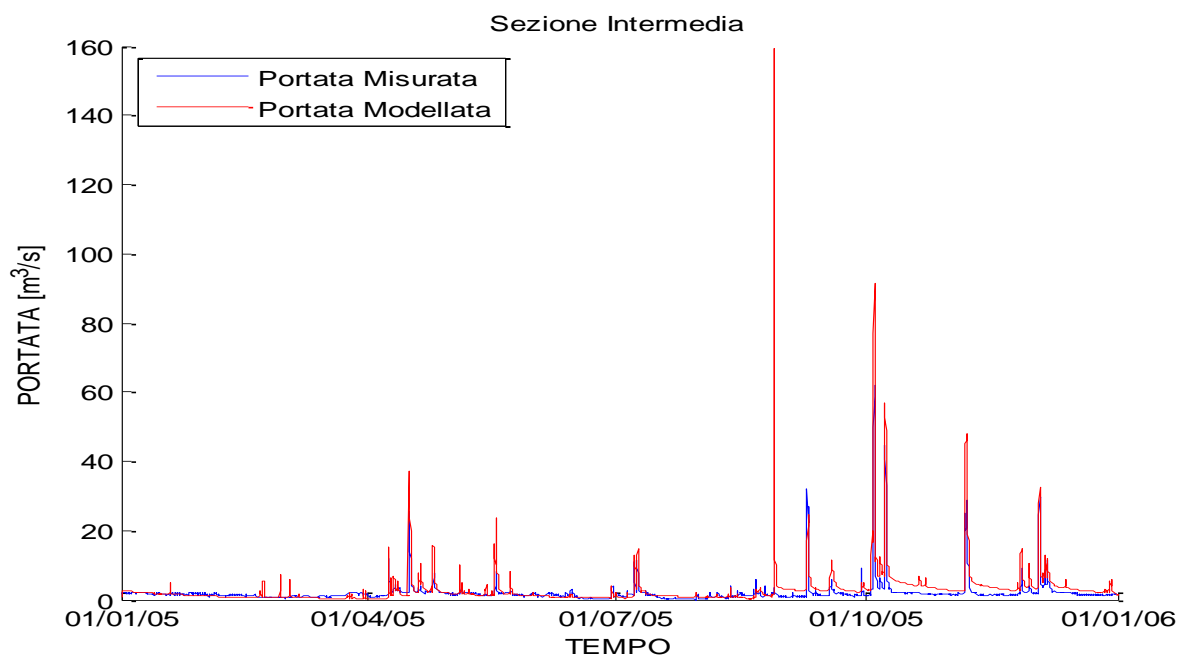


Figura 4.1: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2005

La rappresentazione delle portate a Castelfranco Veneto è comunque soddisfacente nella quasi totalità del fenomeno, picchi e cavi coincidono abbastanza, escluso un evento completamente fuori scala stimato con una portata, chiaramente irrealistica, di 160 m³/s. (Fig. 4.1)

Si procede quindi a riportare i grafici relativi alla sezione di chiusura. (Fig. 4.2)

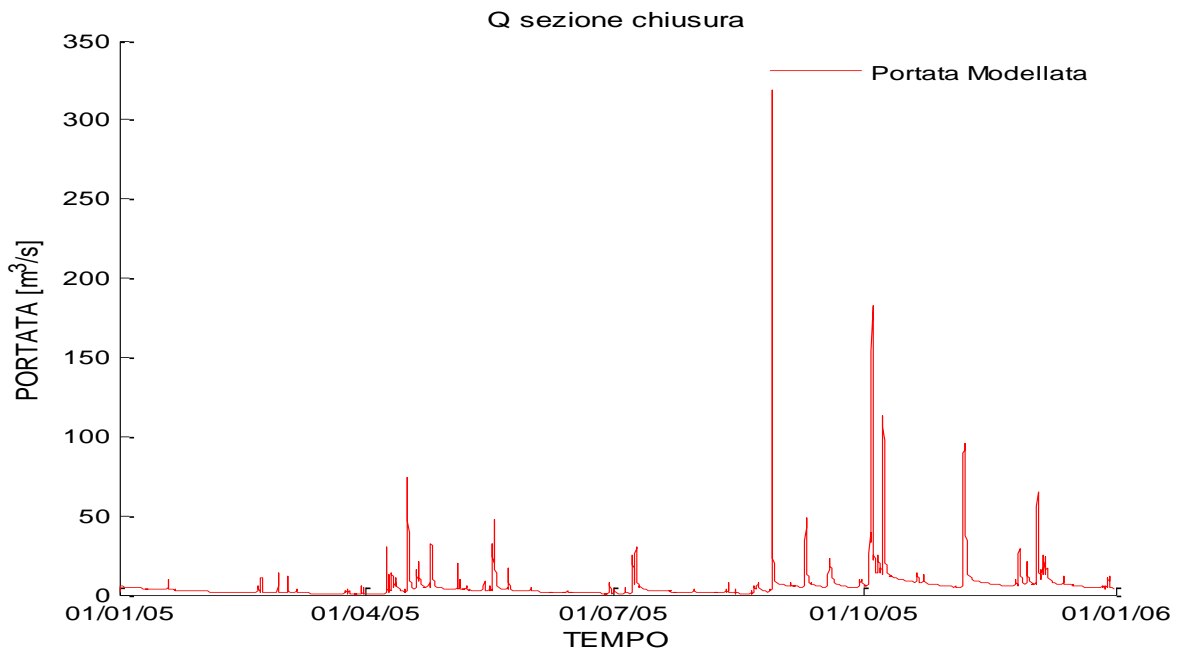


Figura 4.2: portata misurato modellato nella sezione di chiusura per l'anno 2005

La stessa valutazione fatta per la sezione intermedia può essere fatta anche per la sezione di chiusura; la riproduzione è fedele se si esclude il fenomeno del settembre, che raggiunge la quota decisamente irragionevole di 320 m^3/s .

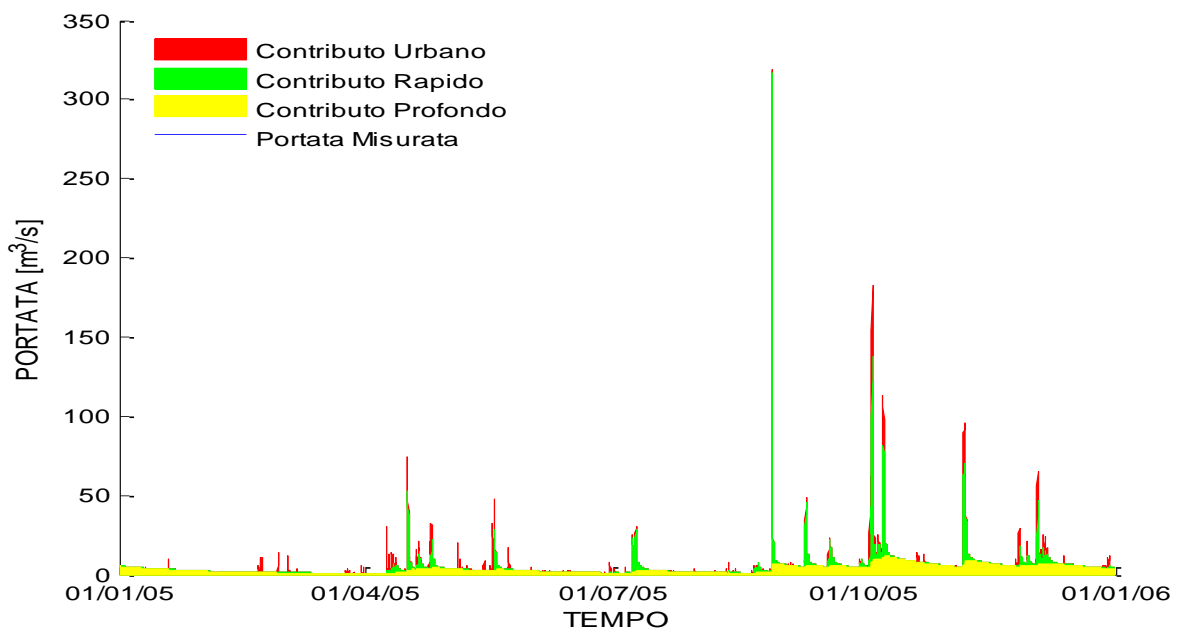


Figura 4.3: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2005

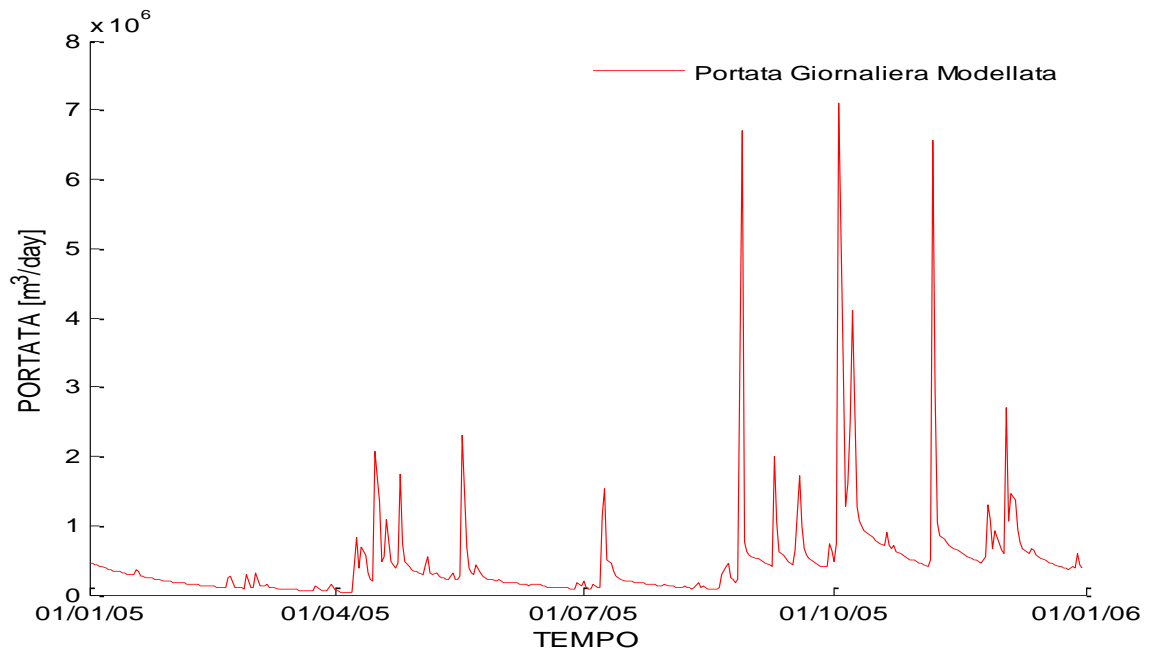


Figura 4.4: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2005

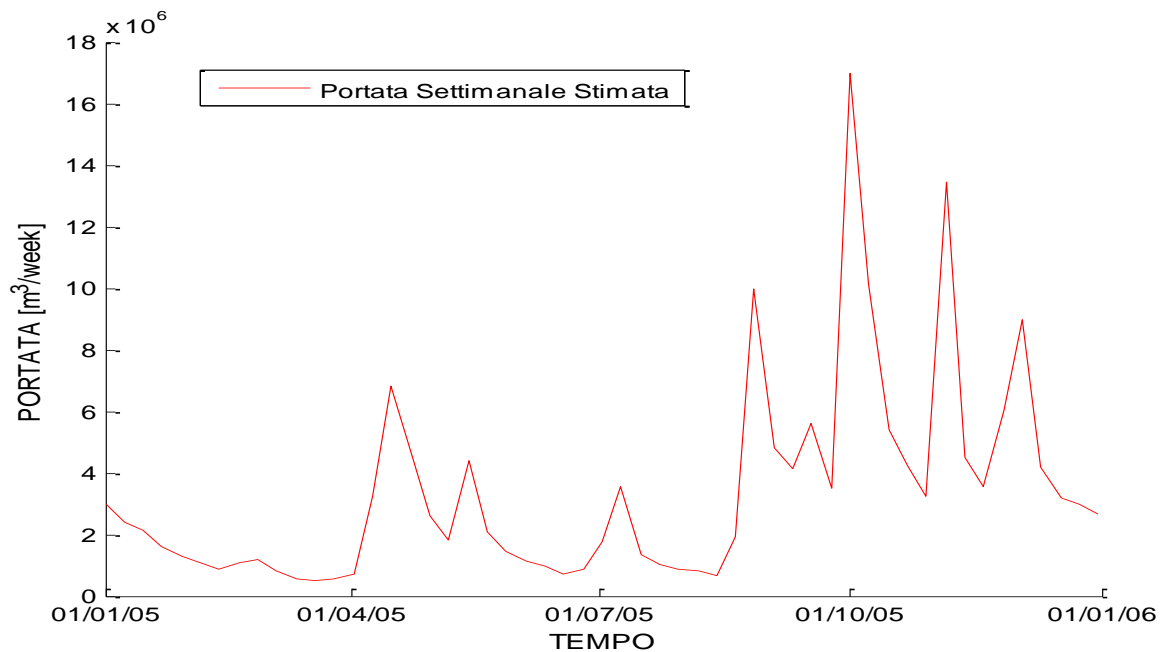


Figura 4.5: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2005

Se si esegue uno zoom sull'evento più rilevante dell'anno, svoltosi tra il 30 settembre e il 15 ottobre caratterizzato da una portata di picco di quasi $120 \text{ m}^3/\text{s}$.

Anche qui si effettua prima un dettaglio sulla sezione intermedia (fig. 4.6) e, poiché questo è valido, si procede con il dettaglio della sezione finale (Fig. 4.7). Nella sezione di Castelfranco Veneto tutto l'evento viene sovrastimato, e si suppone quindi che vi sia lo stesso fenomeno anche nella sezione di chiusura.

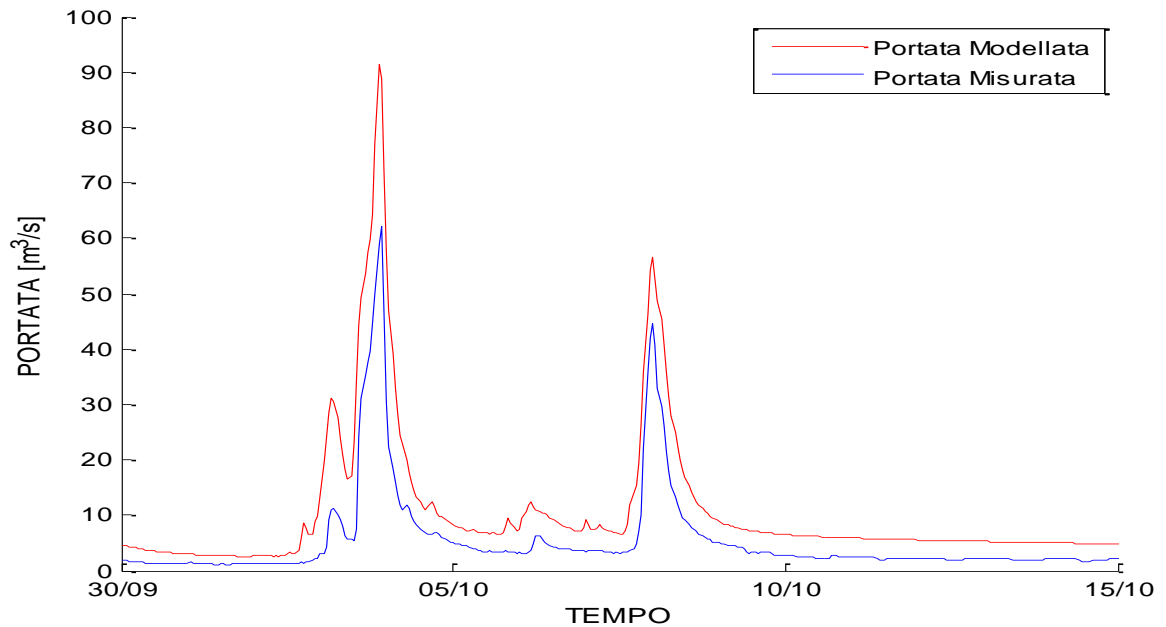


Figura 4.6: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 01/10/2005 al 13/10/2005 nella sezione intermedia

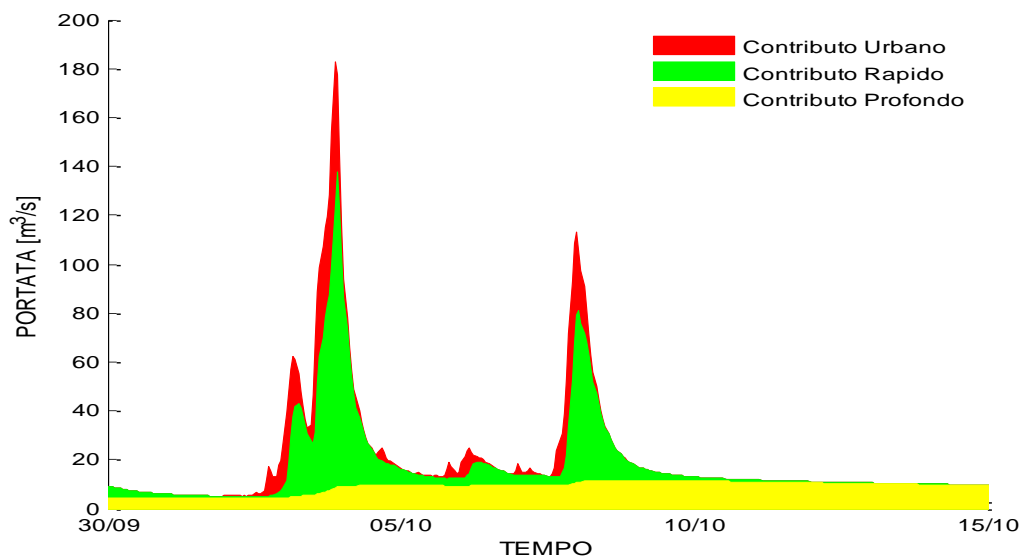


Figura 4.7: portata modellata nella sezione di chiusura dell'evento dal 01/10/2005 al 13/10/2005

ANNO 2006

Il comportamento idrologico del Muson dei Sassi nel corso del 2006 è davvero simile a quello osservato nel corso del 2005, con basse precipitazioni e basse portate.

Tuttavia, la prestazione del modello appare migliorato rispetto al precedente anno, fornendo buoni risultati sia durante le precipitazioni che durante i periodi di magra.

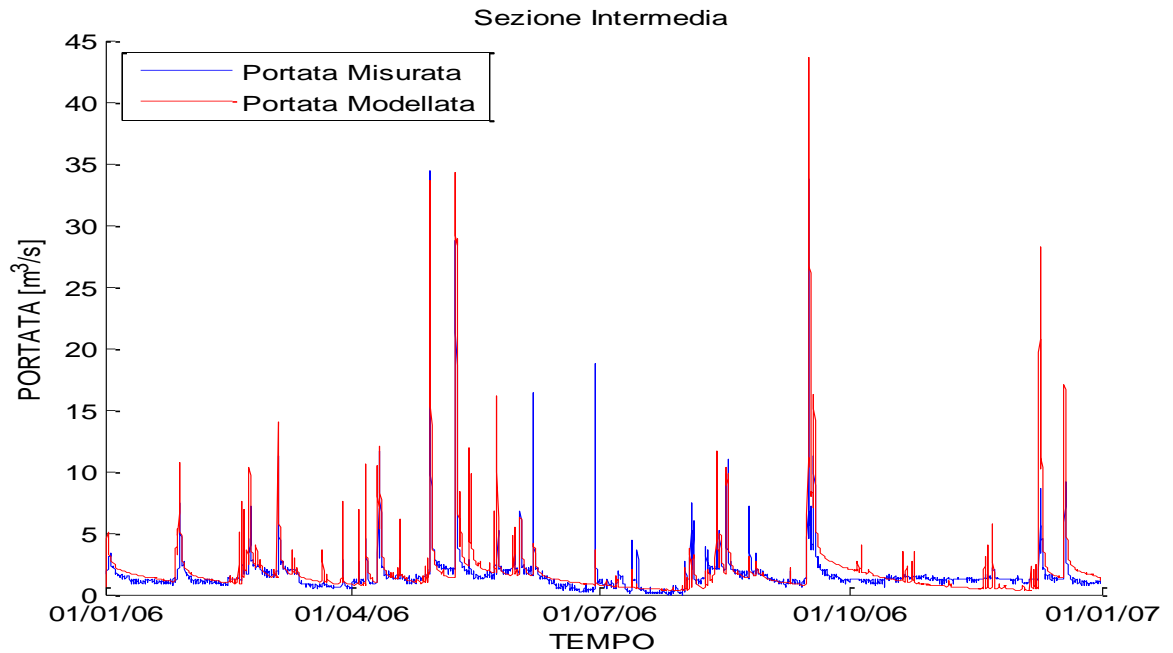


Figura 4.8: Confronto tra portata misurato e modellato nella sezione intermedia per l'anno 2006

Nella sezione intermedia (Fig. 4.8) vi è una buona corrispondenza tra la portata simulata e quella reale, compresi i valori massimi dei picchi di portata avvenuti a fine primavera e a fine autunno, e si può quindi procedere all'analisi dell'intero bacino (Fig. 4.9).

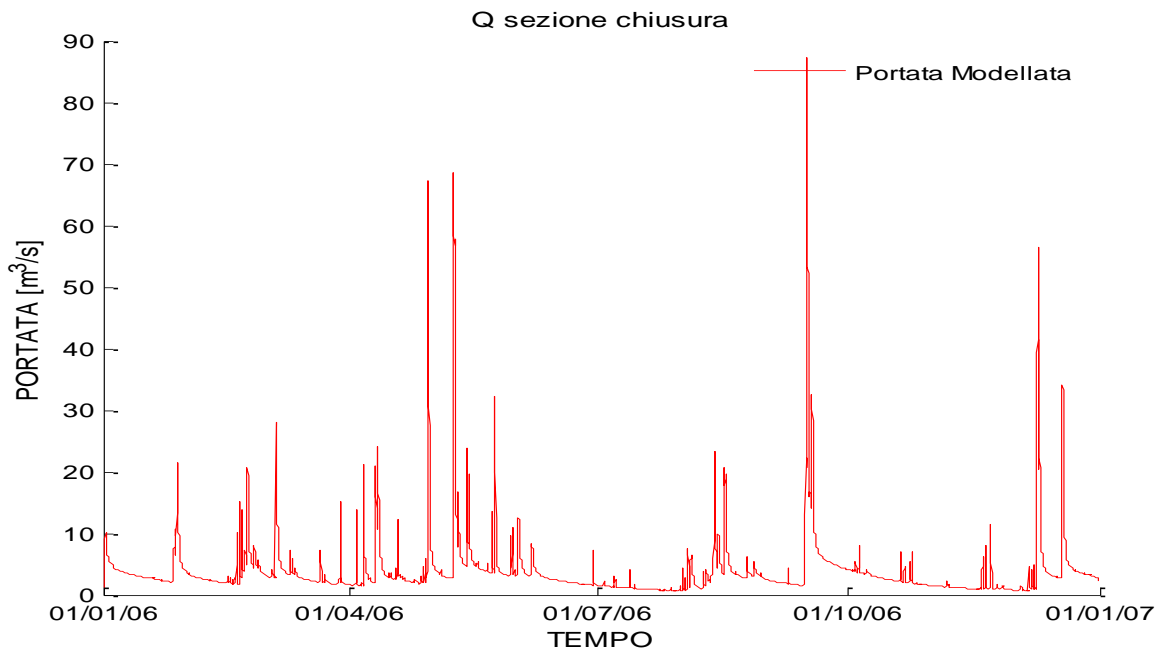


Figura 4.9: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2006

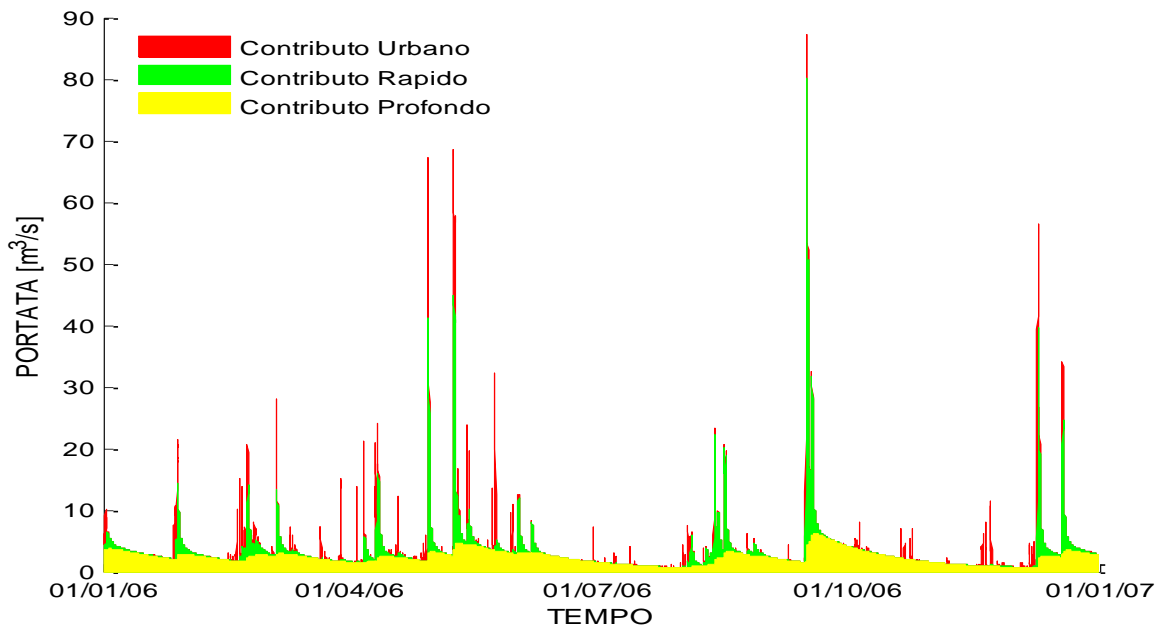


Figura 4.10: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2006

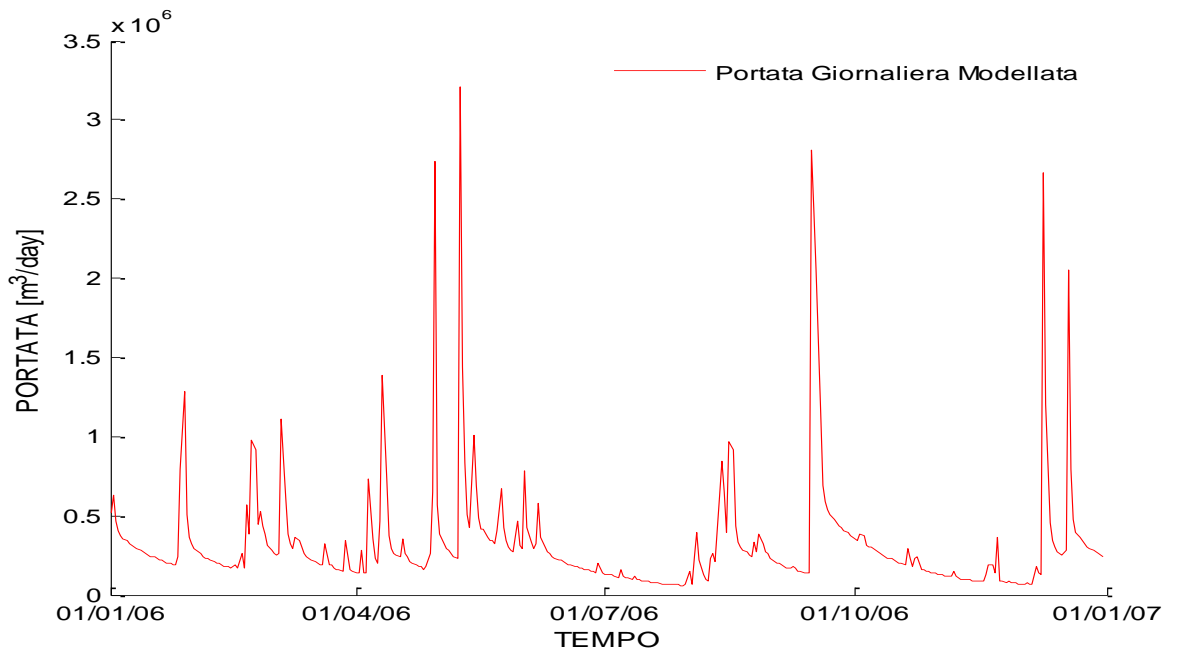


Figura 4.11 portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2006

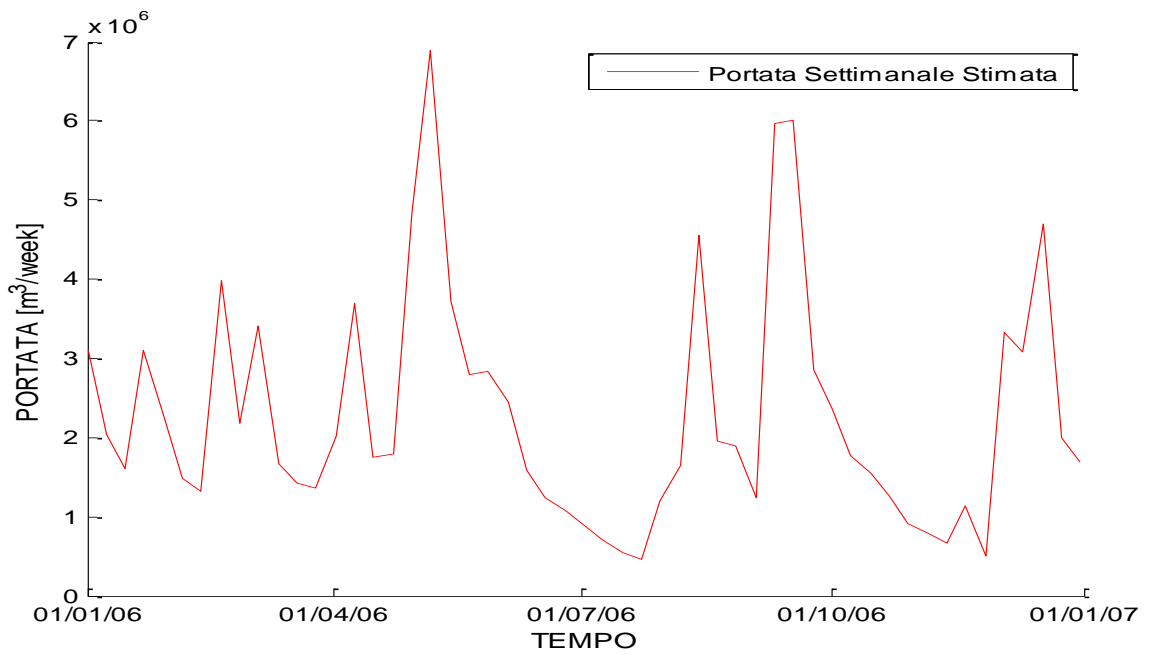


Figura 4.12: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2006

In tutto il periodo si nota una sovrastima delle portate settimanali (Fig. 4.12).

Si studia l'evento critico del 2006 (Fig. 4.13 e 4.14), compreso tra il 28 aprile e il 5 maggio, in cui non si raggiungono livelli allarmanti di portata (35 m³/s), ma in cui comunque si può apprezzare la capacità del modello nel riprodurre la piena; ci si aspetterà una buona stima anche nella sezione di chiusura.

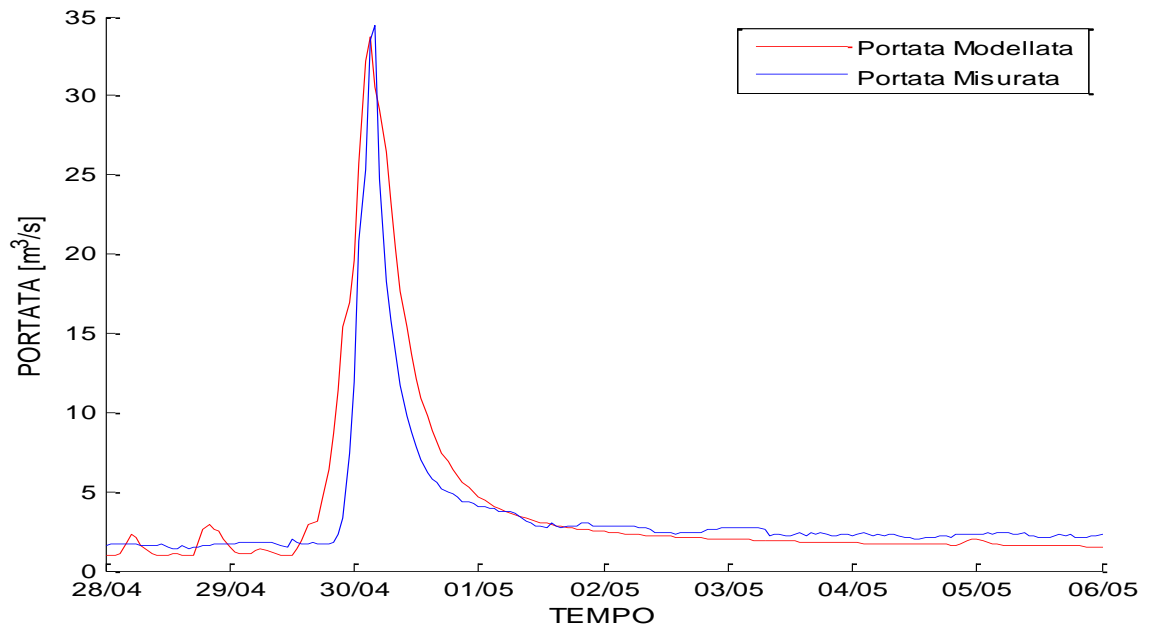


Figura 4.13: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 28/04/2006 al 4/05/2006 nella sezione intermedia

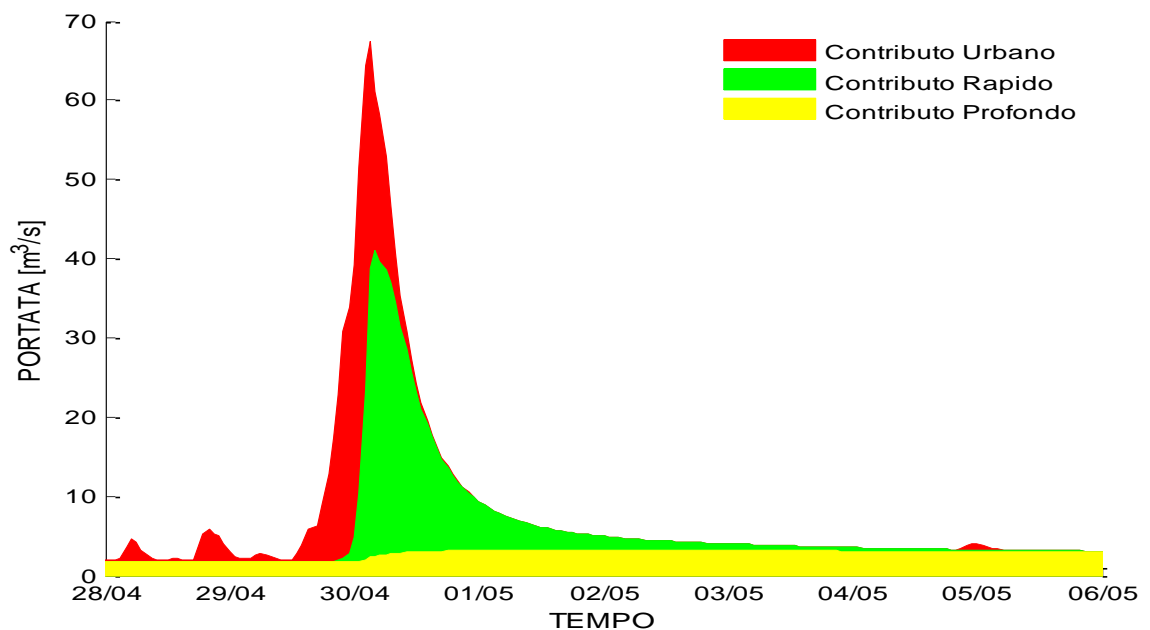


Figura 4.14: portata modellata nella sezione di chiusura dell'evento dal 28/04/2006 al 4/05/2006

ANNO 2007

Analogamente ai due anni precedenti, il 2007 è un anno molto siccitoso, caratterizzato da portate basse e modesti eventi piovosi.

Anche per l'anno 2007 si procede con lo stesso iter; è evidente subito una apprezzabile corrispondenza tra evento modellato e misurato nella fase più secca, e una sovrastima dei picchi nella fase primaverile. (Fig. 4.17)

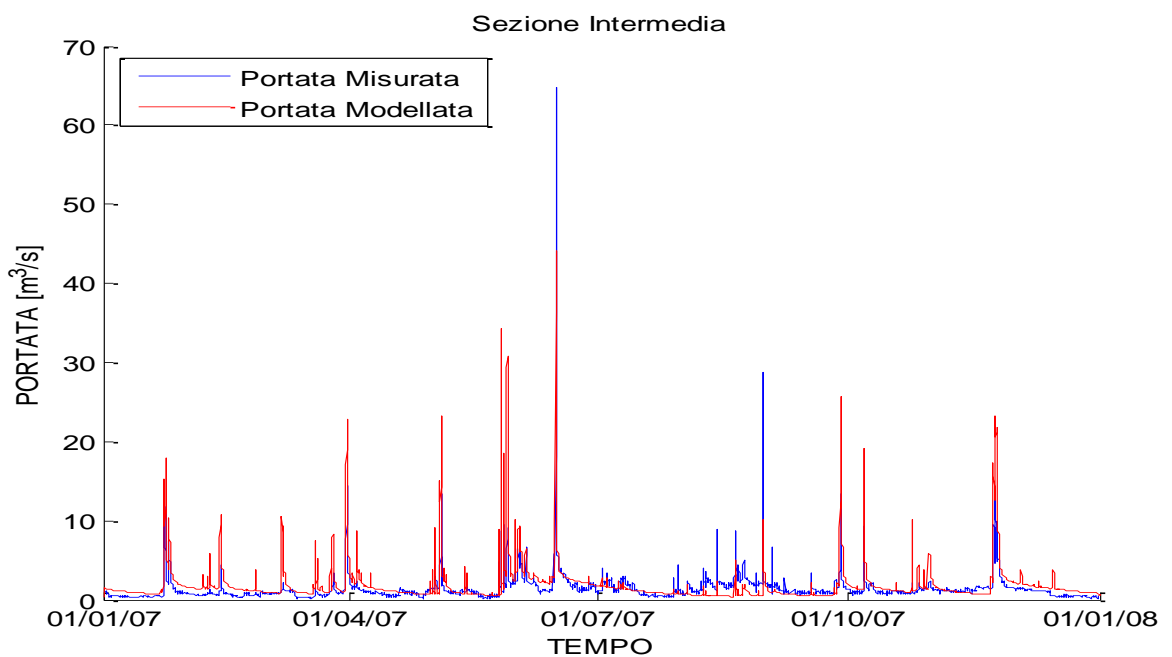


Figura 4.17: confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2007

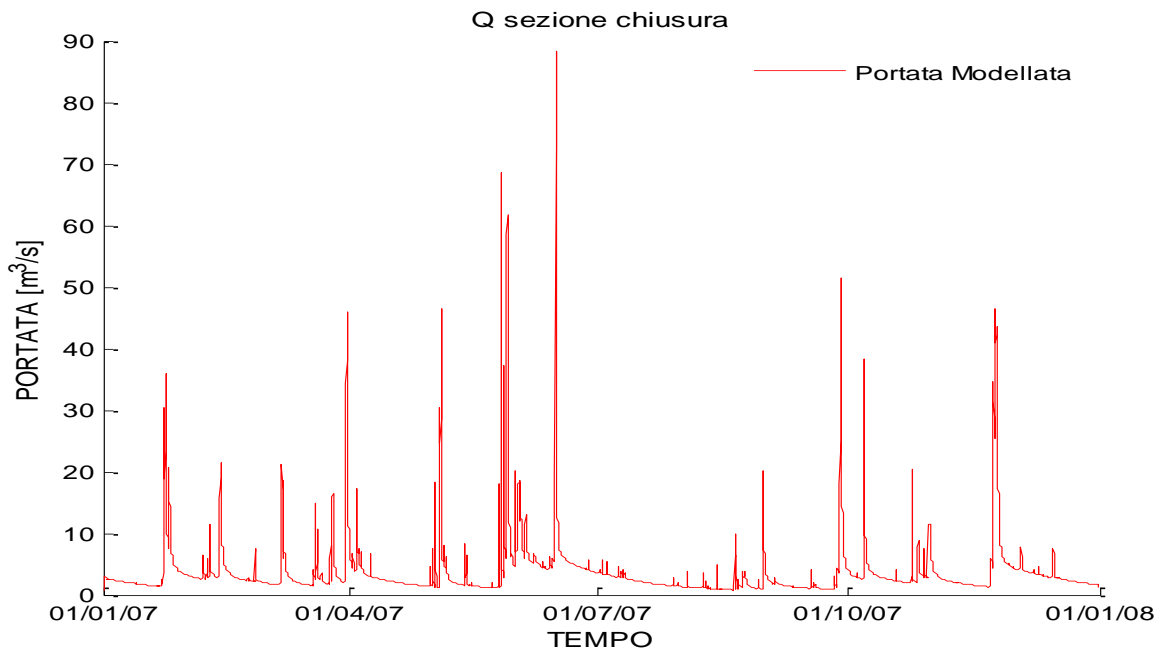


Figura 4.18: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2007

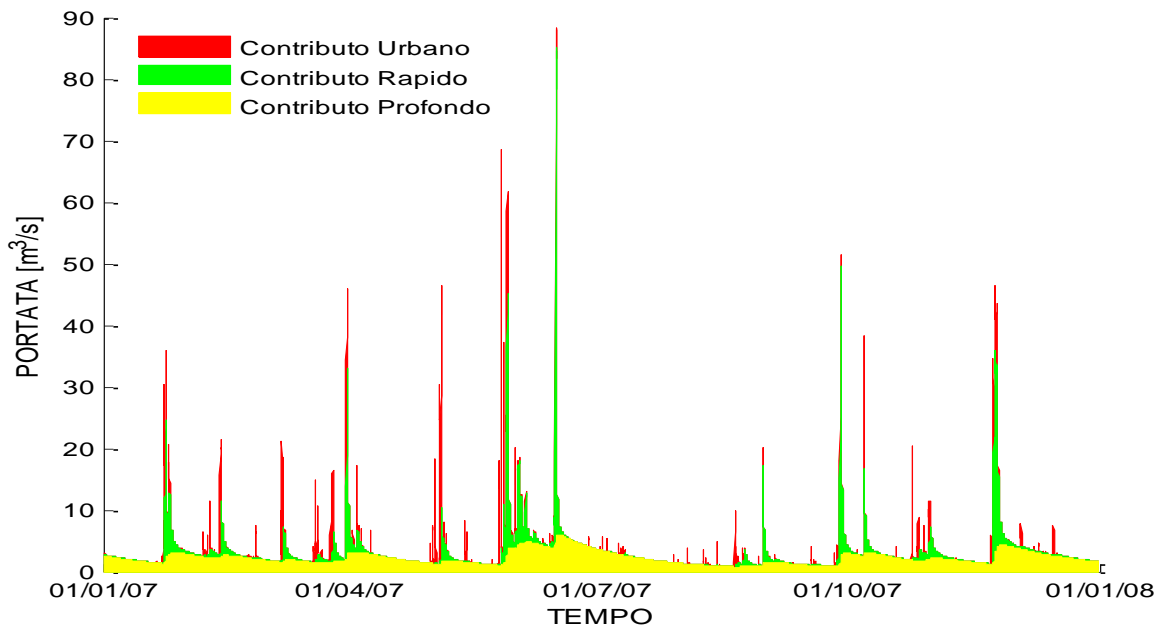


Figura 4.19: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2007

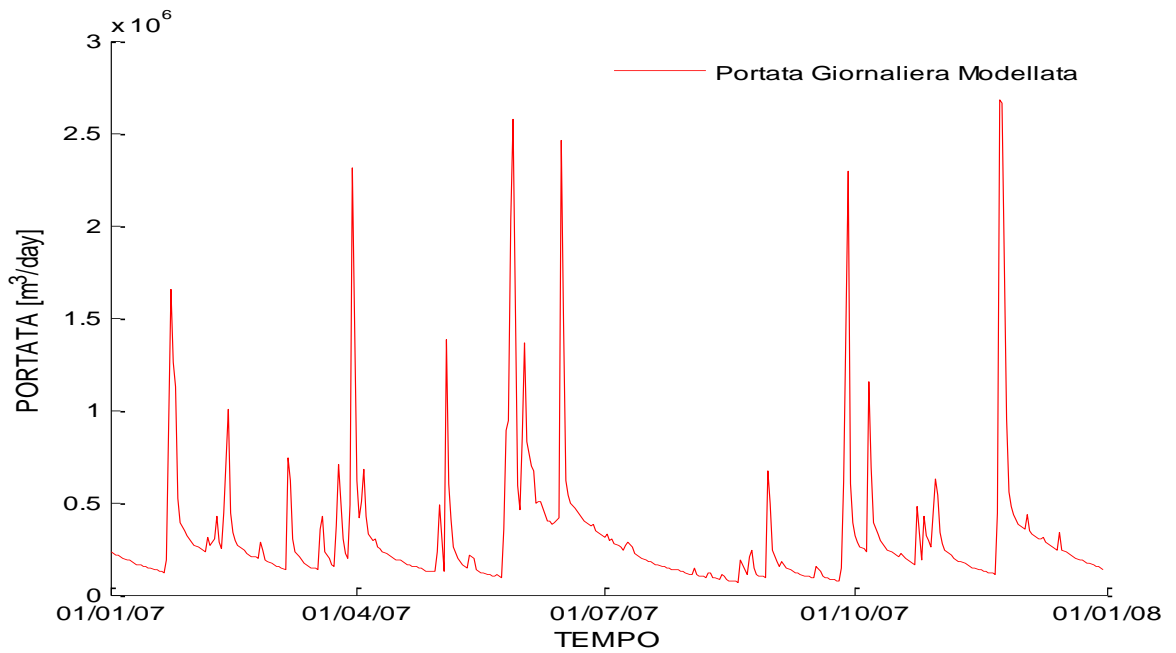


Figura 4.20: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2007

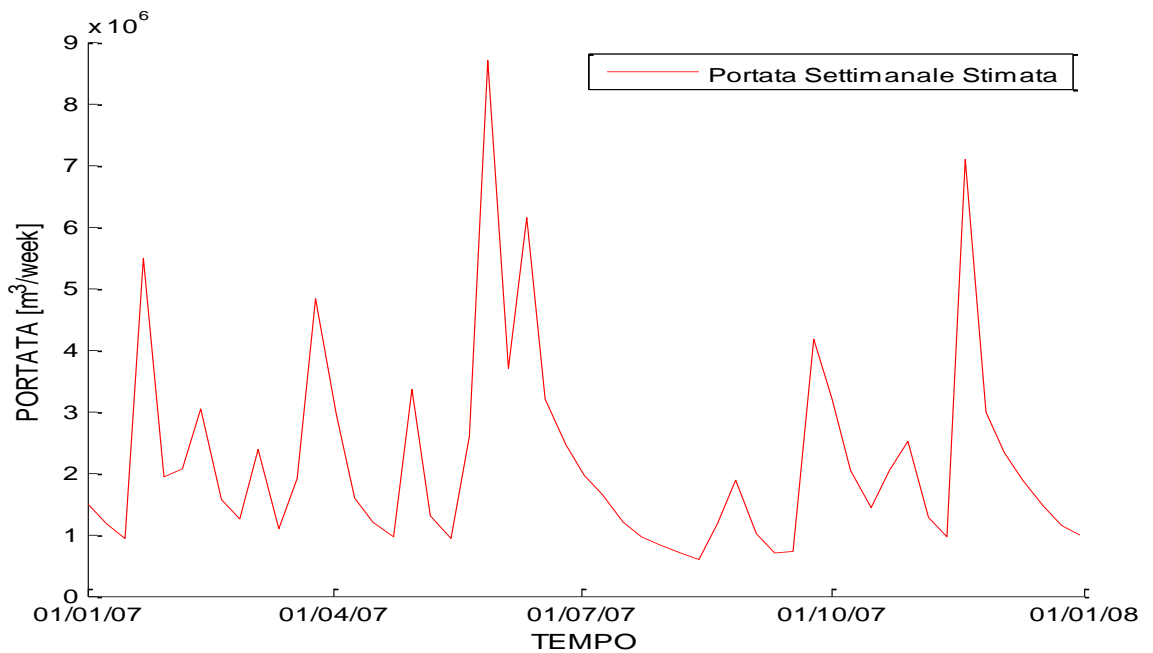


Figura 4.21: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2007

Studiando nel dettaglio l'evento tra il 14 e il 18 giugno, che raggiunge i $45 \text{ m}^3/\text{s}$, si nota una sottostima del picco, ma una fedele riproduzione della realtà sia nella fase di crescita che in quella di decrescenza (Fig. 4.22). Un evento di questa portata non è

eccezionale di per sé ($70 \text{ m}^3/\text{s}$), ma lo diventa se lo si rapporta agli altri avvenuti nello stesso anno; proprio per questo può essere considerato statisticamente poco probabile, e il modello fa quindi fatica a rappresentarlo correttamente.

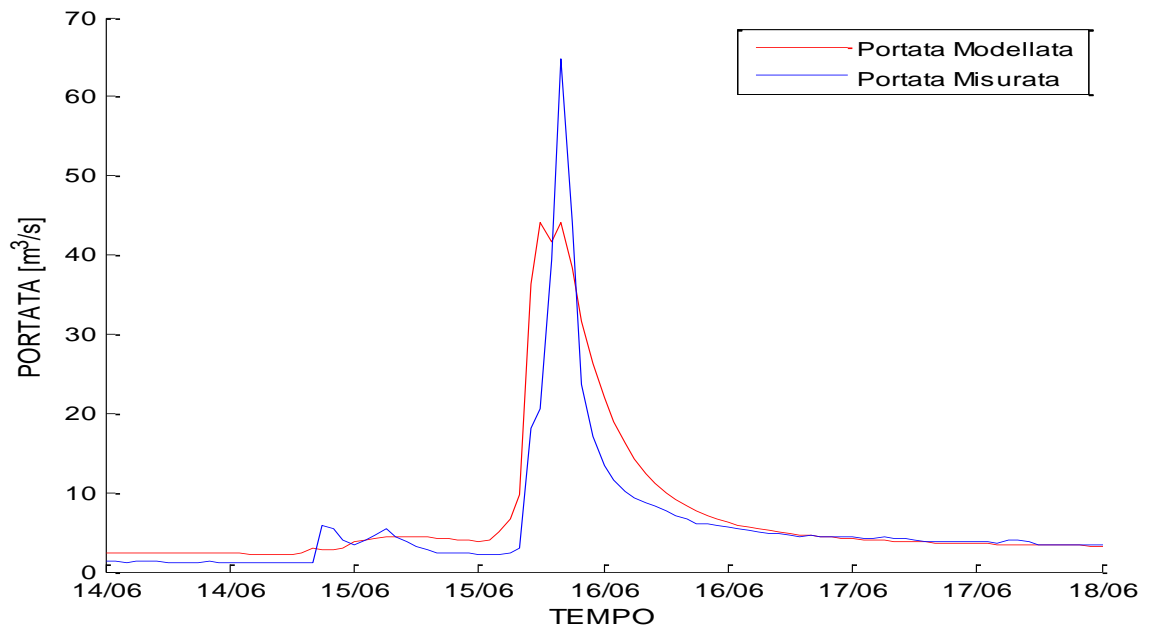


Figura 4.22: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 14/06/2007 al 18/06/2007 nella sezione intermedia

Questa sottostima si suppone si ripeterà anche nella sezione di chiusura. (Fig. 4.23)

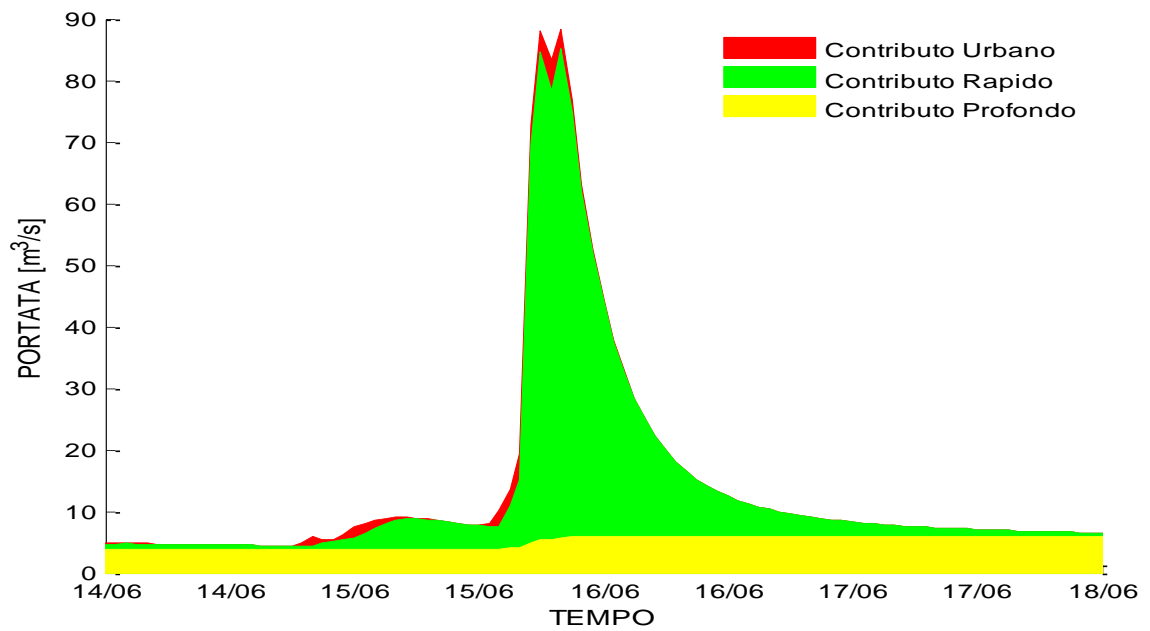


Figura 4.23: portata modellata nella sezione di chiusura dell'evento dal 14/06/2007 al 18/06/2007

ANNO 2008

Il modello idrologico fornisce risultati notevoli nel corso dell'anno 2008. Si può notare che l'intero anno è caratterizzato da un elevato numero di eventi piovosi e le rappresentazioni del modello, in termini di tempi e di picchi, sono soddisfacenti, eccetto una leggera sovrastima degli eventi (Fig. 4.24).

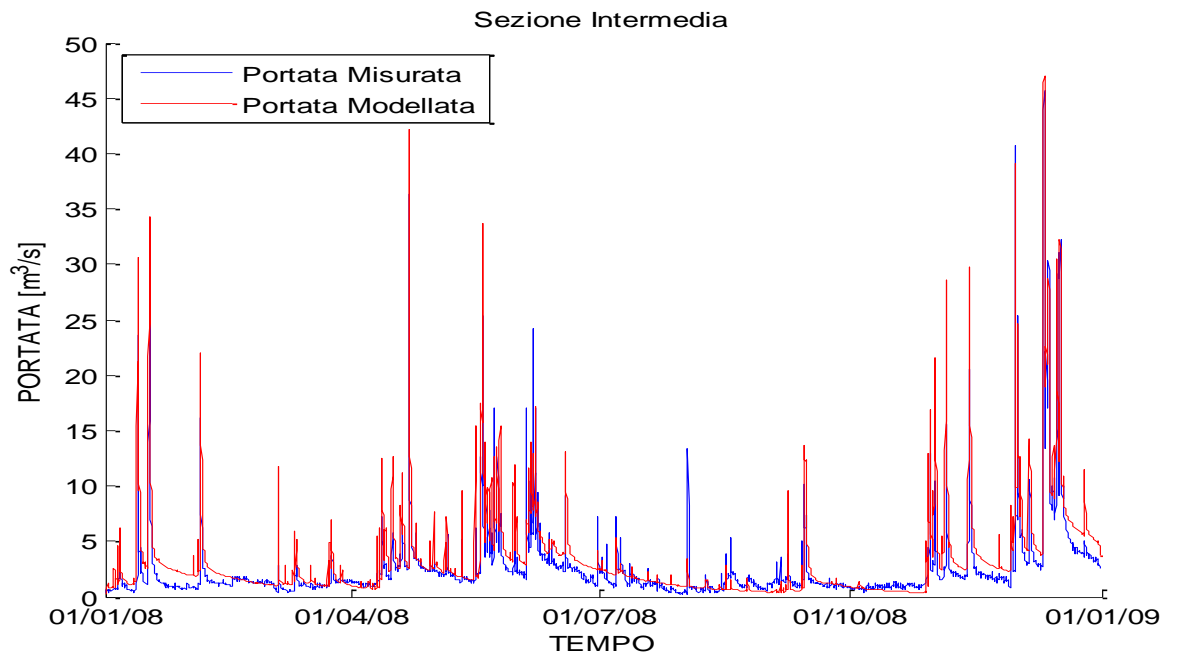


Figura 4.24: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2008

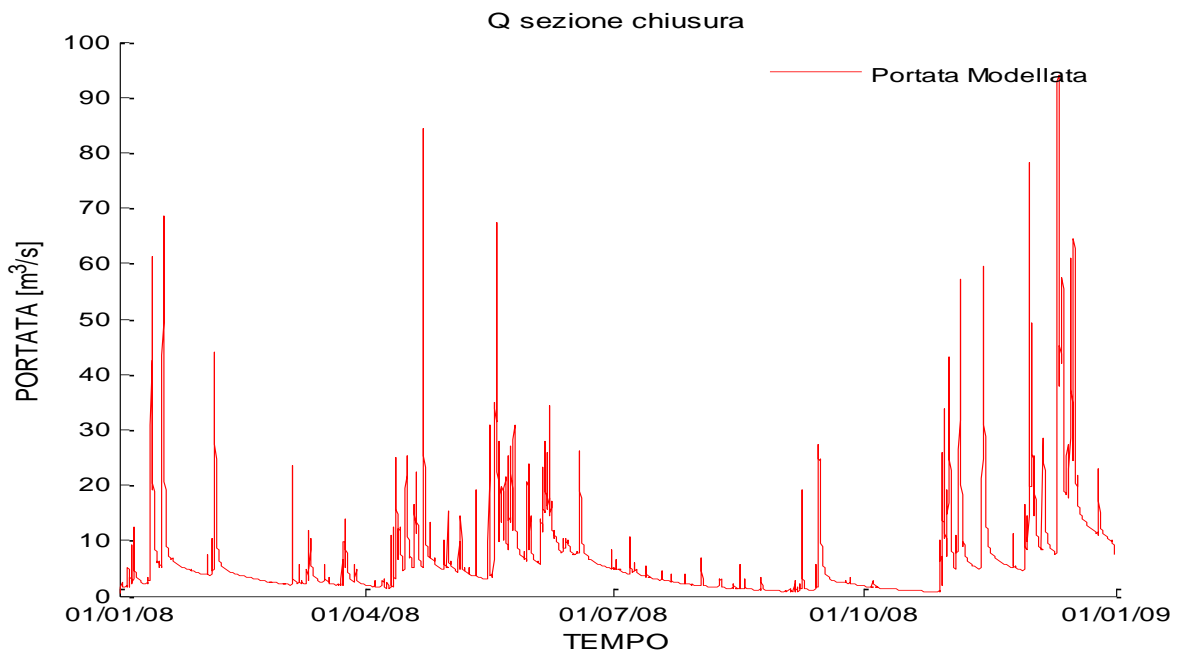


Figura 4.25: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2008

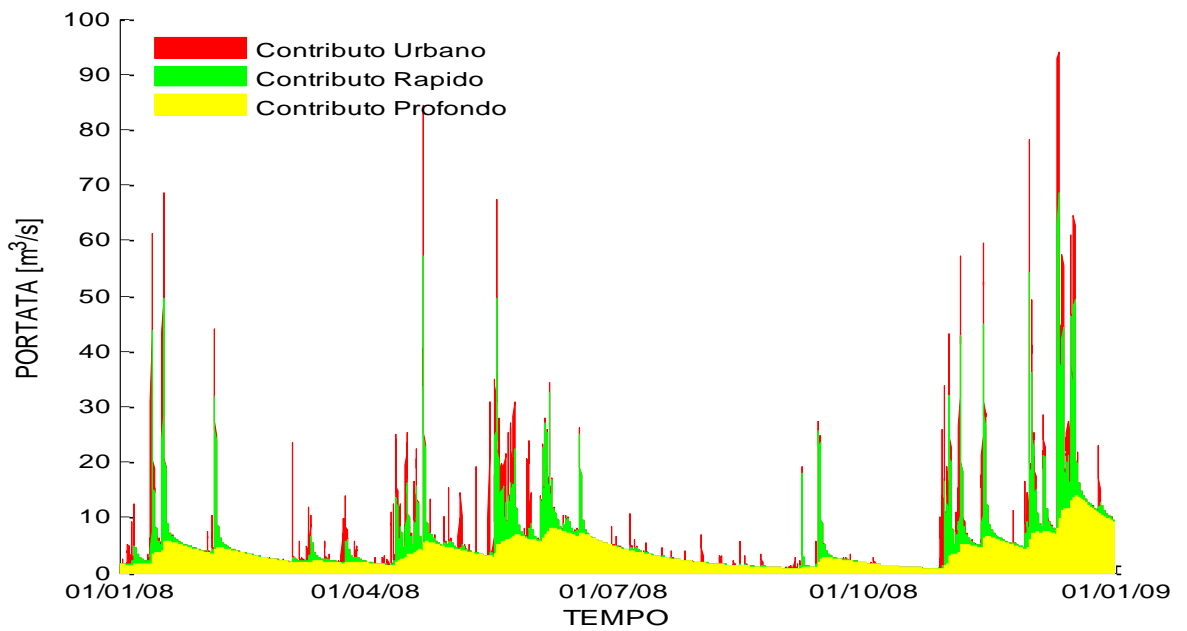


Figura 4.26: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2008

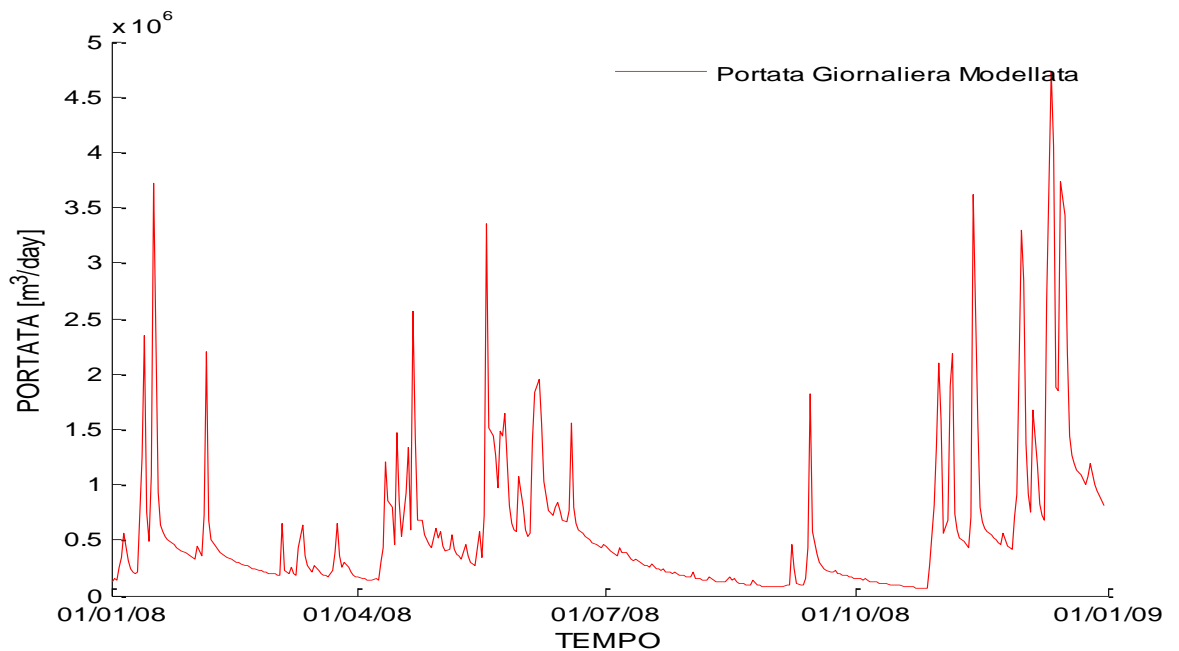


Figura 4.27: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2008

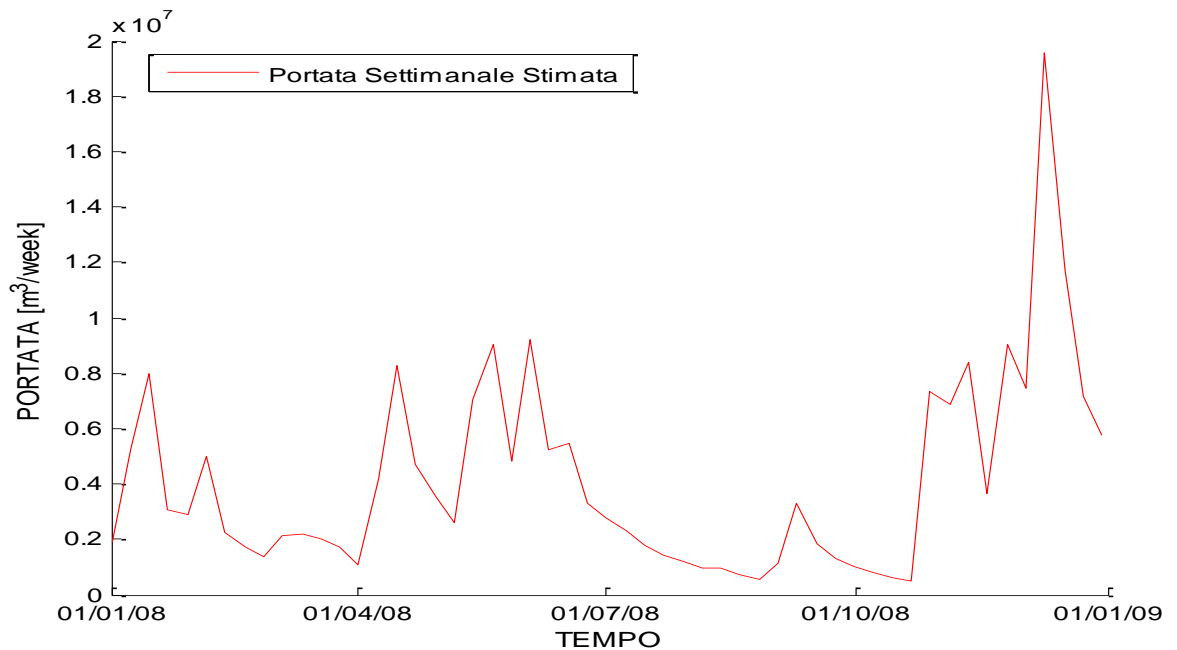


Figura 4.28: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2008

L'evento più critico, avvenuto tra l'8 e il 20 dicembre 2008 e sviluppatosi in modo decisamente articolato, è rappresentato perfettamente dal modello in tutte le sue variabili, volumi, picchi e tempi (Fig. 4.29). Si può quindi ritenere che la modellazione sia soddisfacente anche per quanto riguarda la sezione di chiusura del bacino (Fig. 4.30).

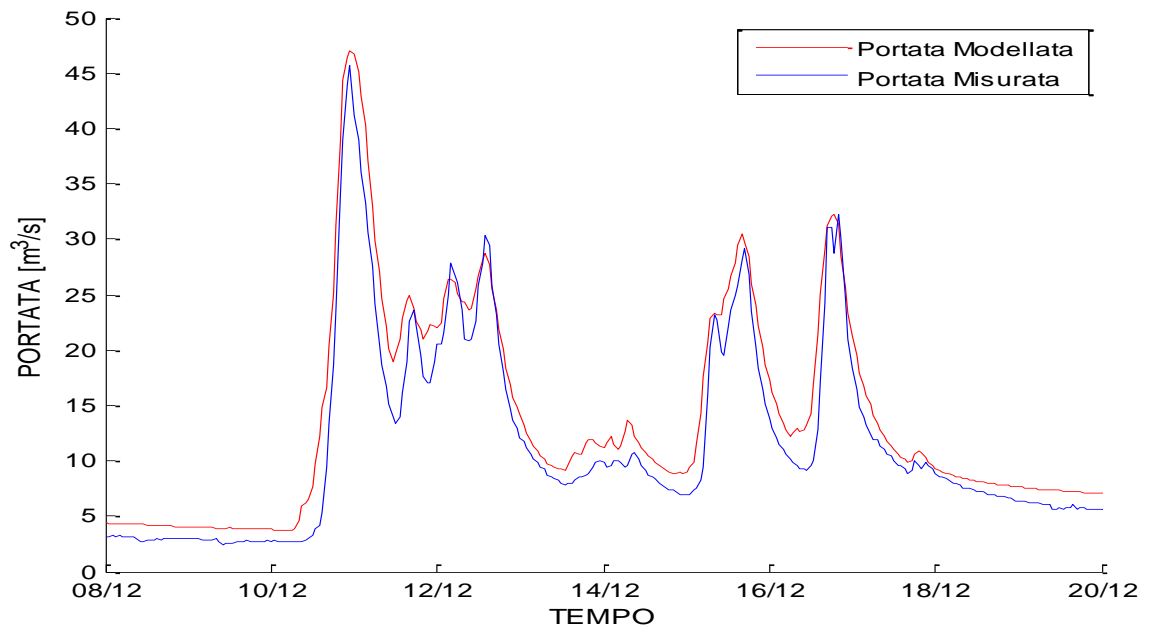


Figura 4.29: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 08/12/2008 al 20/12/2008 nella sezione intermedia

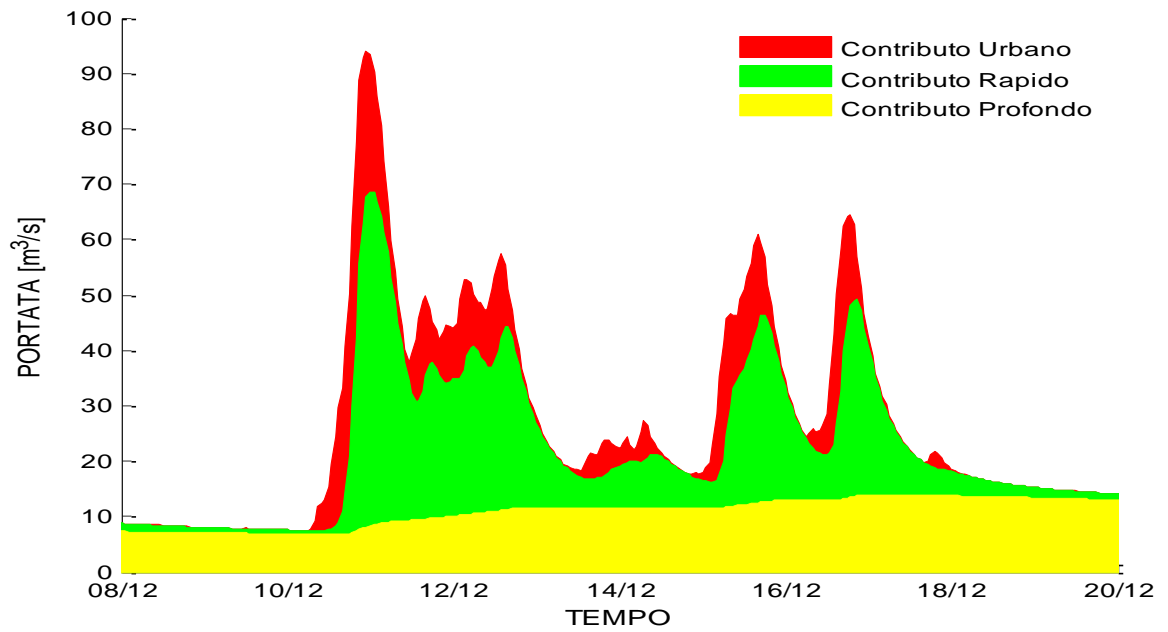


Figura 4.30: portata modellata nella sezione di chiusura nell'evento dal 08/12/2008 al 20/12/2008

ANNO 2009

Nell'anno 2009 vi è un'ottima modellazione dell'evento, escluso l'importante evento di settembre (quasi 80 m³/s).

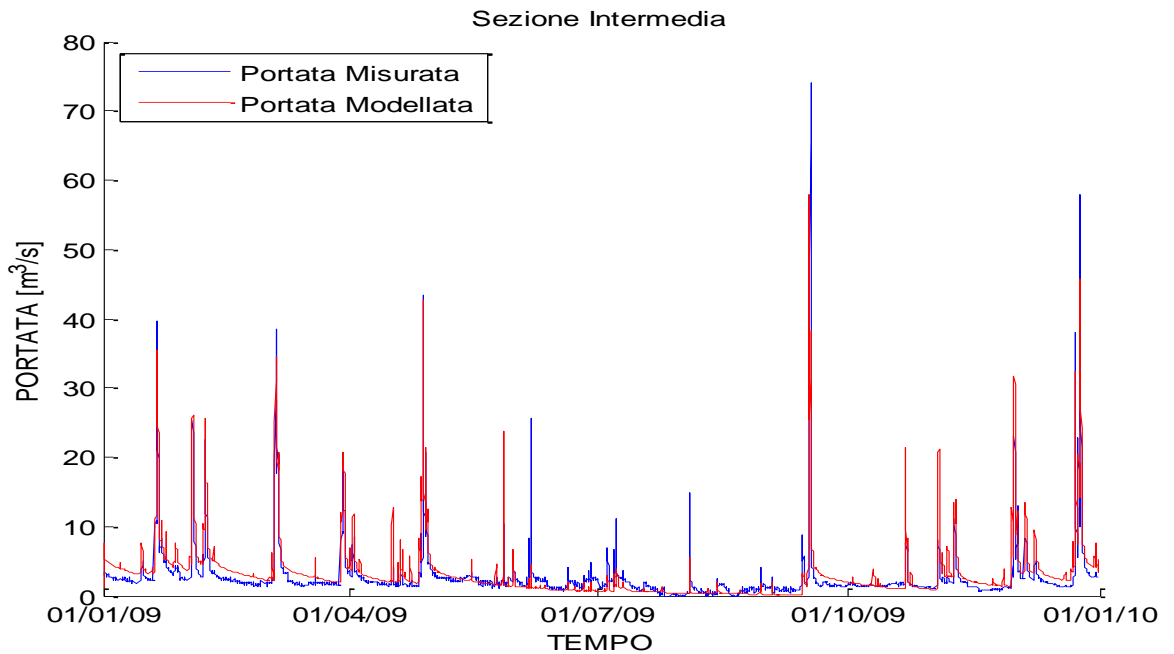


Figura 4.31: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2009

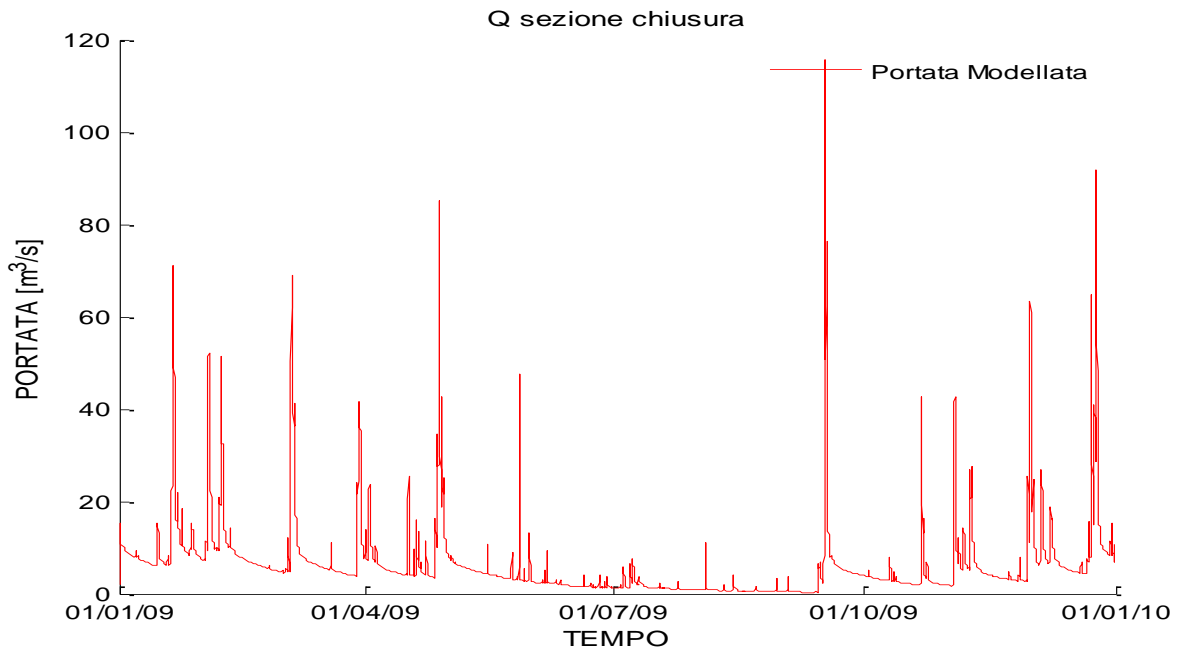


Figura 4.32: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2009

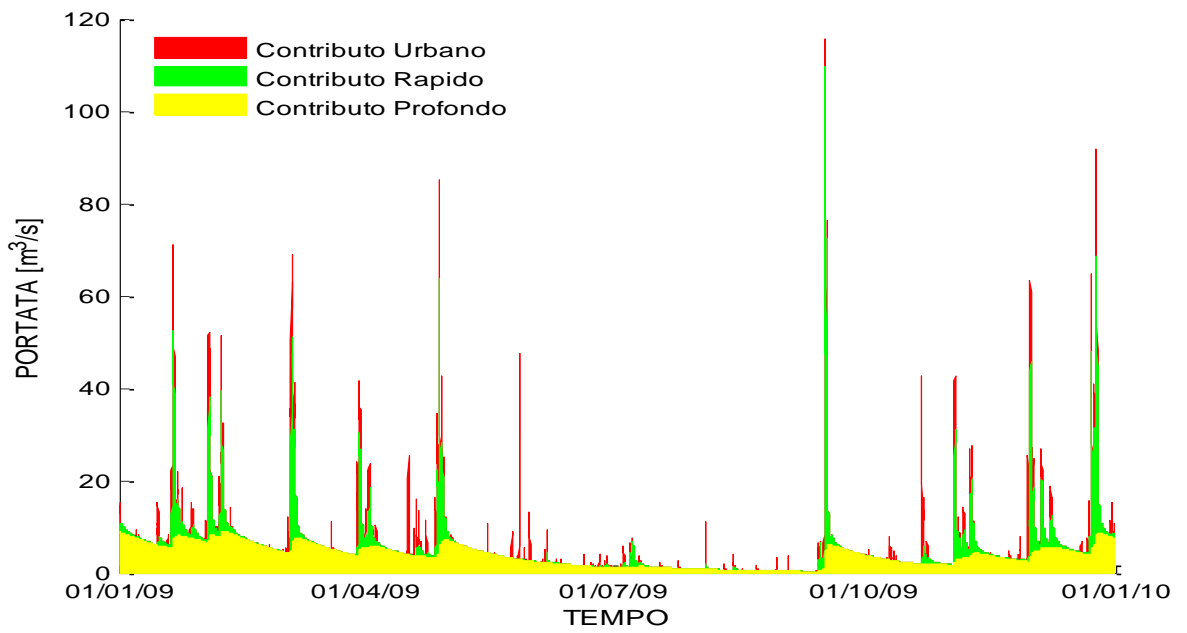


Figura 4.33: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2009

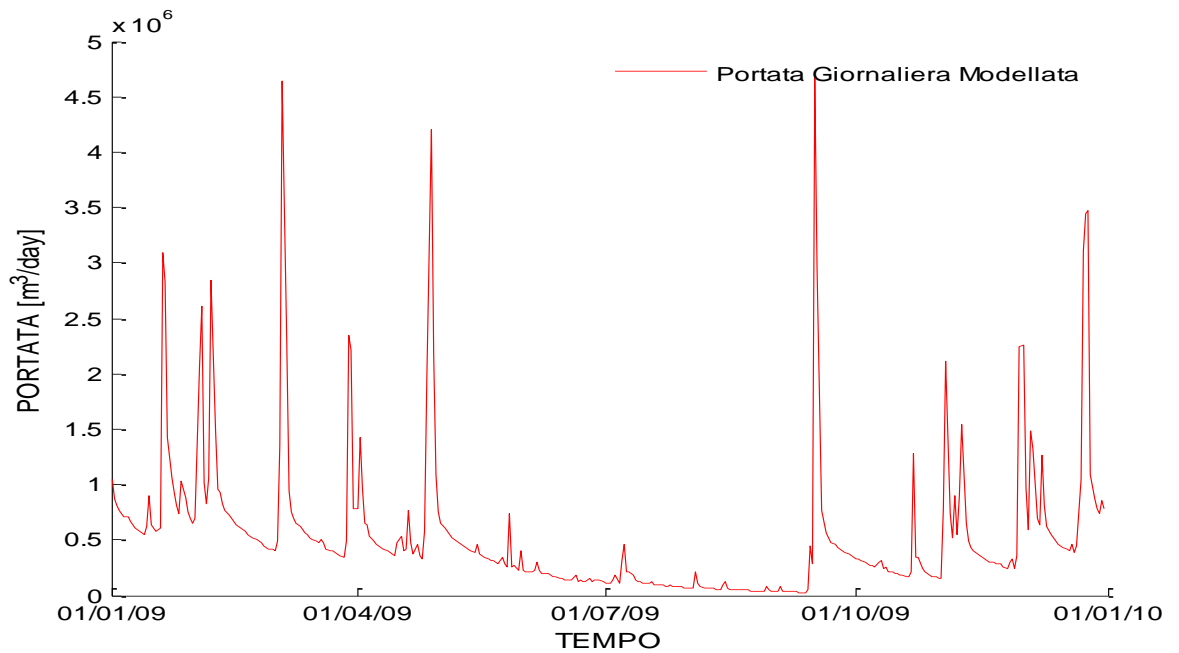


Figura 4.34: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2009

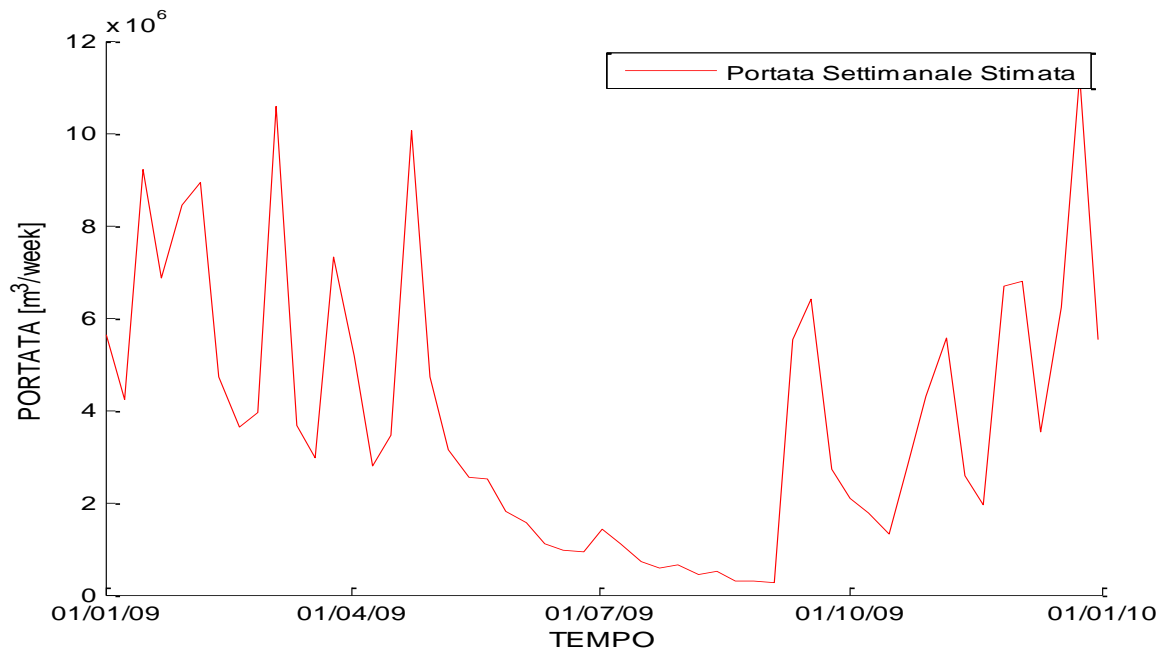


Figura 4.35: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2009

Concentrandosi in particolare sull'evento dal 15 al 20 settembre 2009 (Fig. 4.36 e 4.37), che si aggira attorno agli $80 \text{ m}^3/\text{s}$, risultano perfetti i tempi di sviluppo dell'onda di piena, mentre i picchi risultano invertiti. Questo problema può essere imputabile a una erronea distribuzione spazio-temporale della precipitazione. Le fasi di magra sono invece perfettamente modellate.

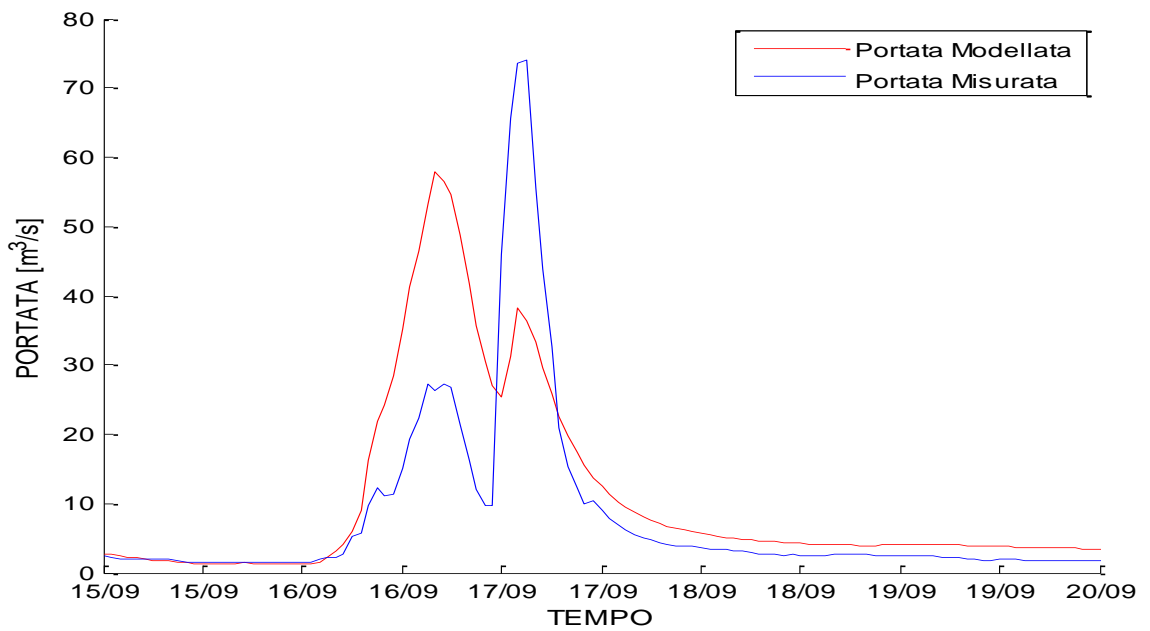


Figura 4.36: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 15/09/2009 al 20/09/2009 nella sezione intermedia

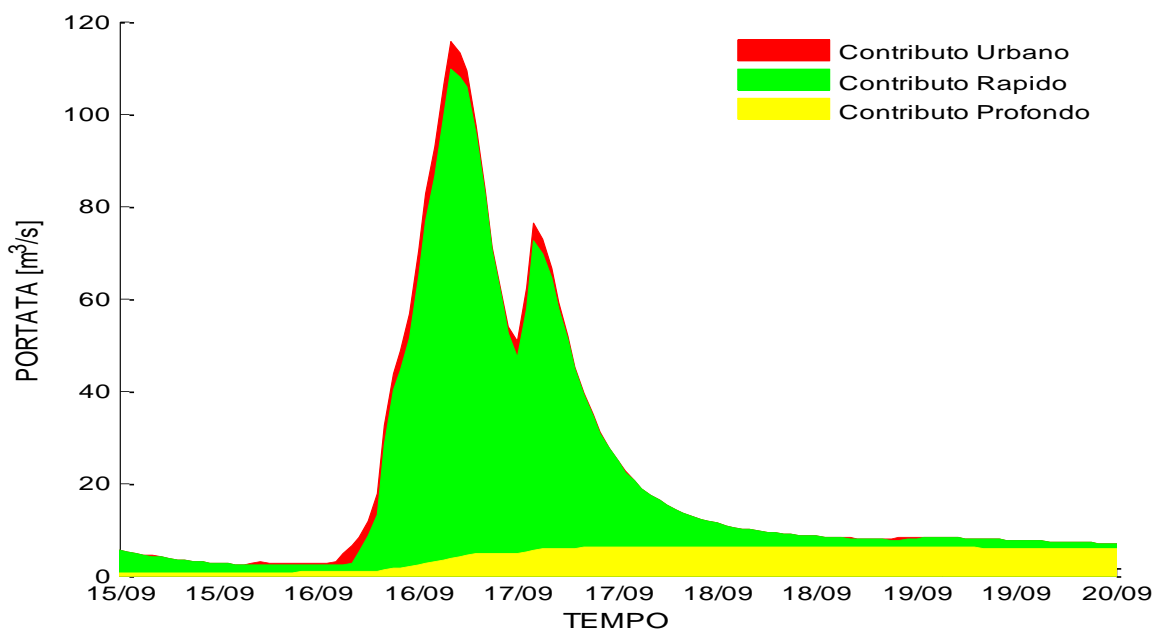


Figura 4.37: portata modellata nella sezione di chiusura dell'evento dal 15/09/2009 al 20/09/2009

ANNO 2010

Relativamente al 2010, le immagini raffigurano le buone prestazioni del modello prodotte durante l'intero anno. La portata media è la più grande portata media osservata durante tutto il periodo di studio (2005-2014). Tutti gli eventi di punta sono ottimamente simulati, e i periodi di magra risultano essere leggermente sovrastimati dal modello (Fig. 4.38).

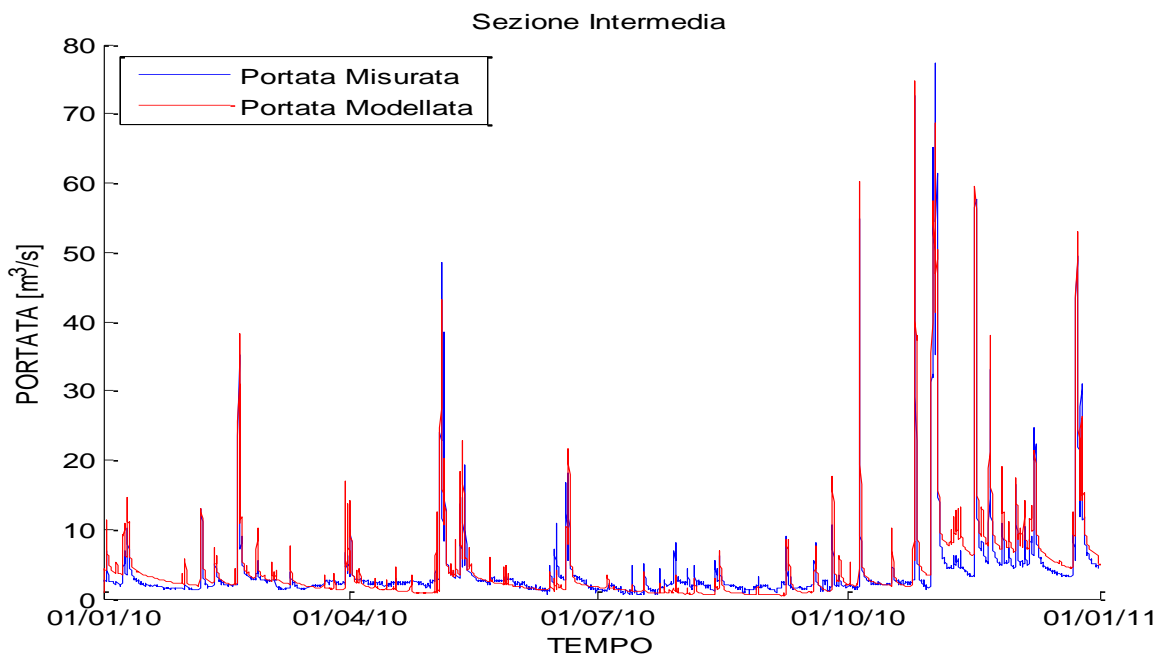


Figura 4.38: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2010

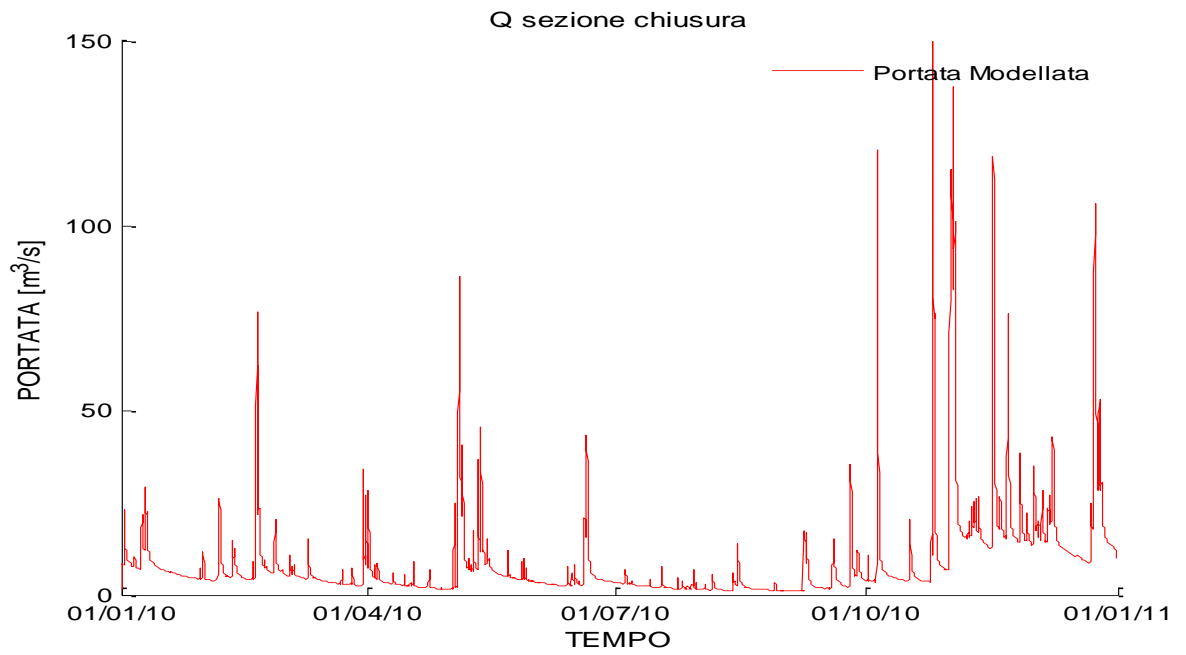


Figura 4.39: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2010

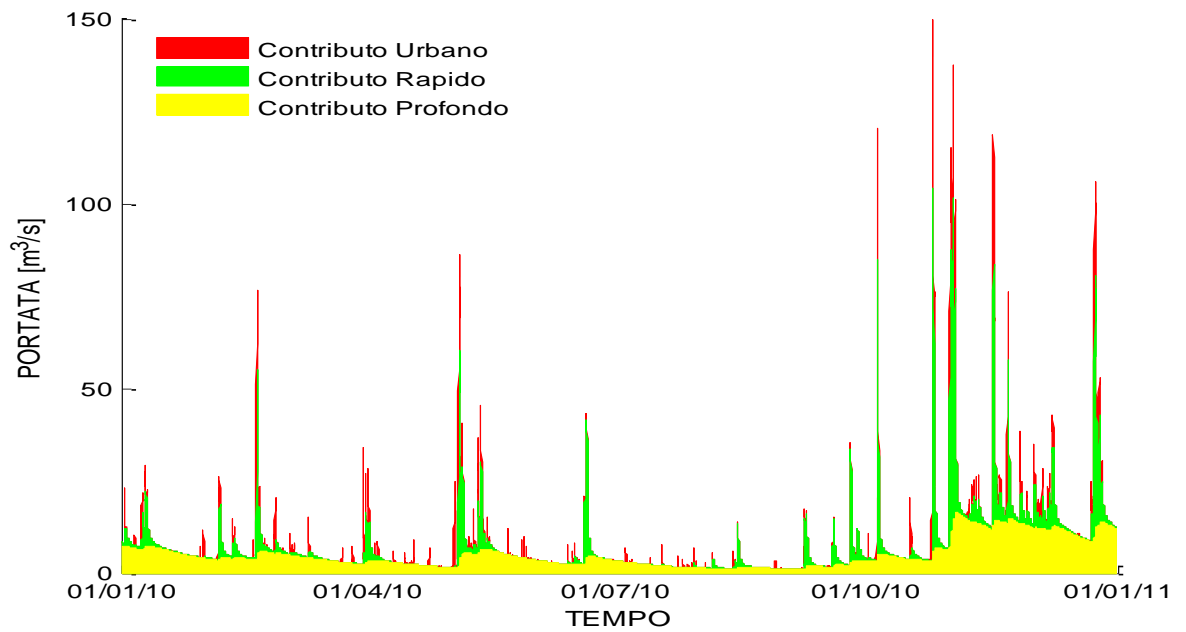


Figura 4.40: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2010

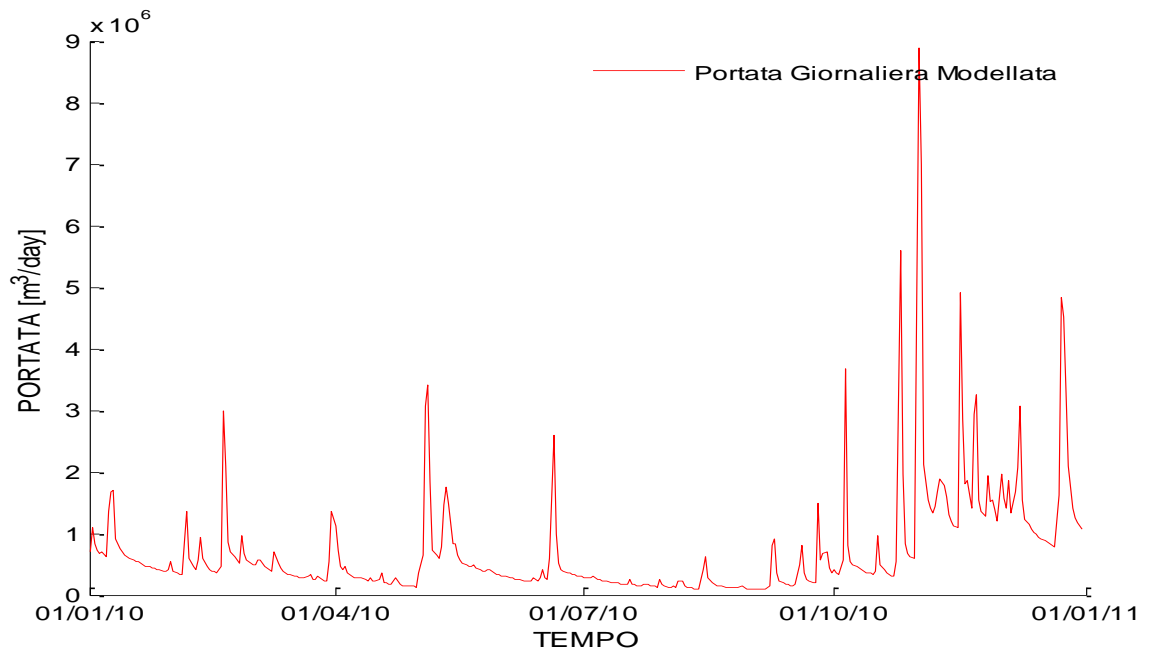


Figura 4.41: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2010

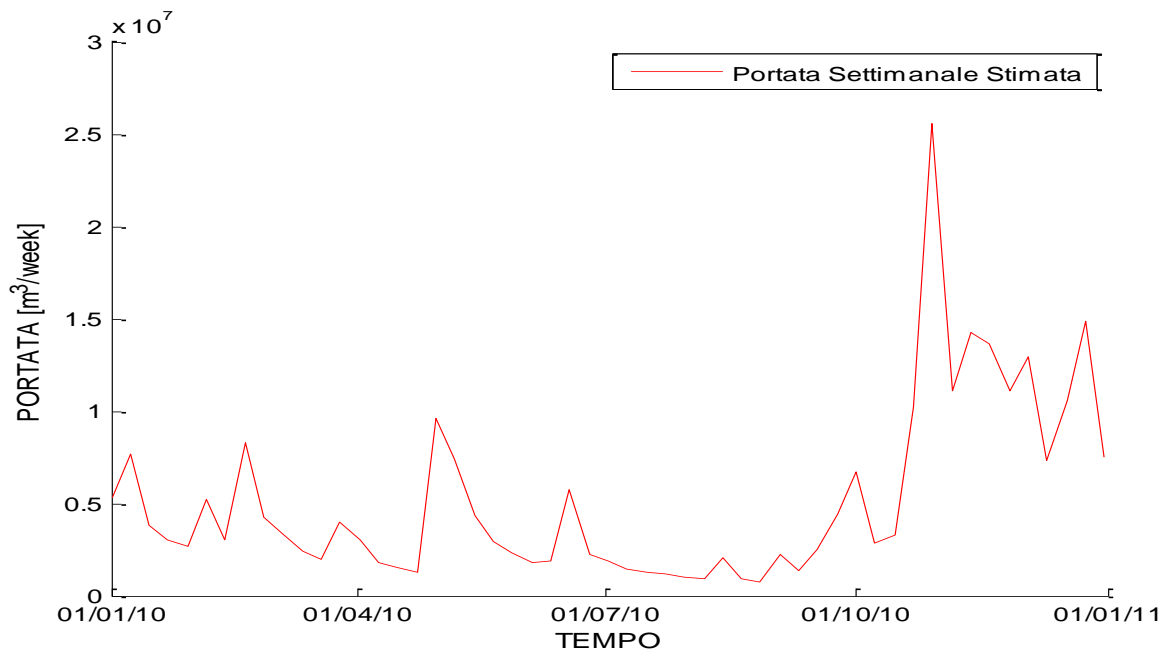


Figura 4.42: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2010

Anche per l'evento più gravoso dell'ottobre 2010, la rappresentazione risulta fedele (Fig.4.43).

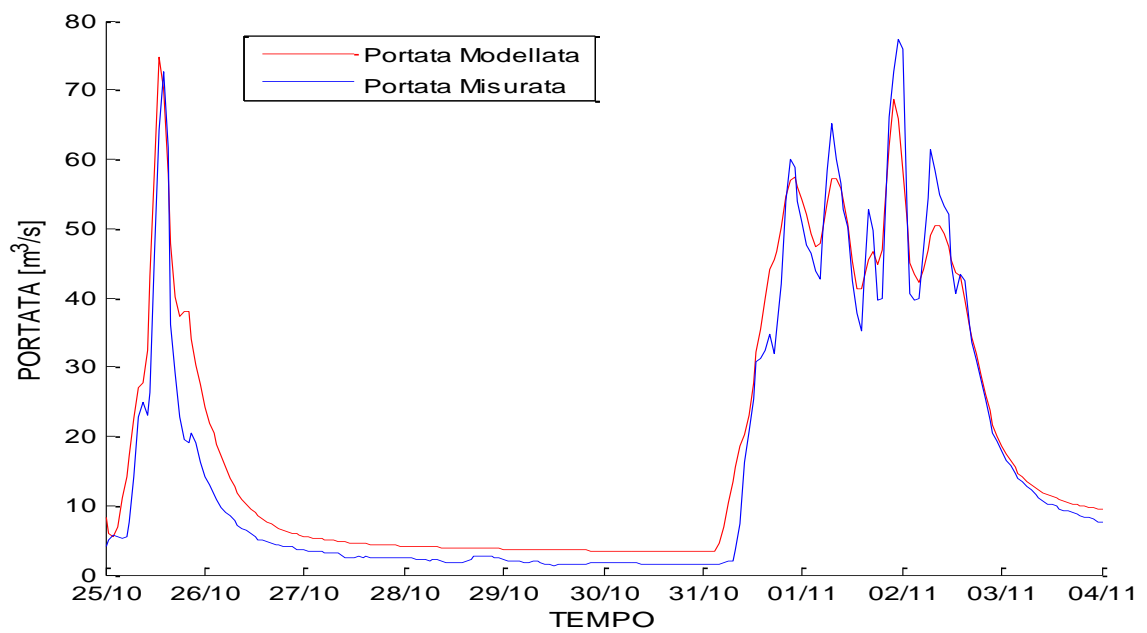


Figura 4.43: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 25/10/2010 al 04/11/2010 nella sezione intermedia

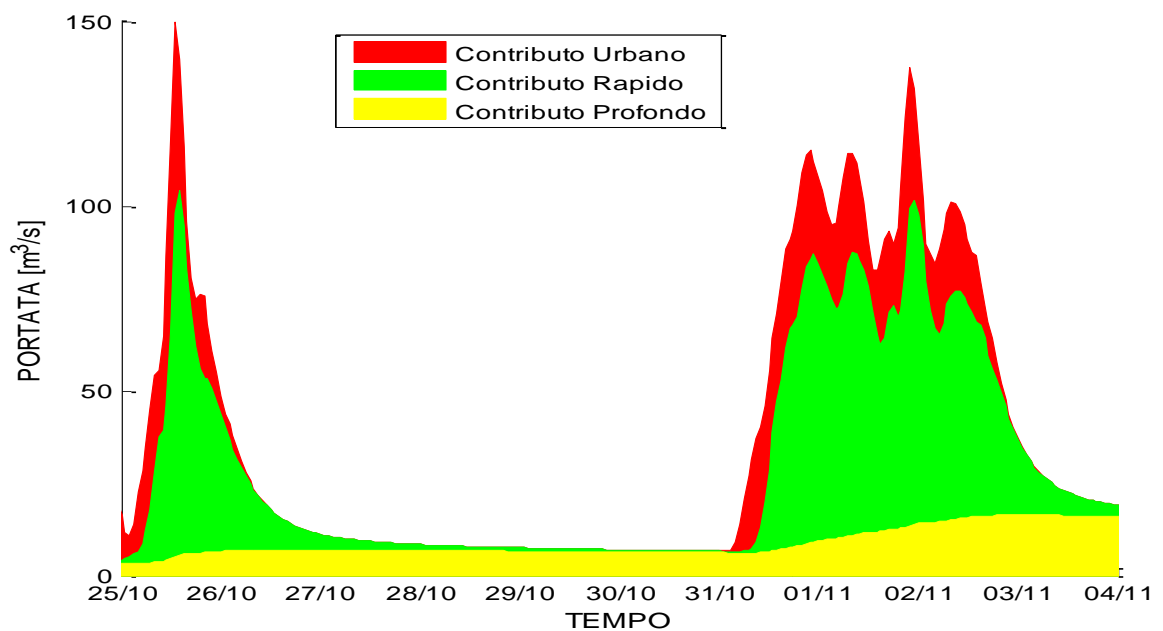


Figura 4.44: portata nella sezione di chiusura dell'evento dal 25/10/2010 al 04/11/2010

ANNO 2011

Il modello rappresenta in modo soddisfacente questo anno, escluse una sottovalutazione dei picchi autunnali e una sottovalutazione della portata nei mesi siccitosi, dai cui appare un luglio eccezionalmente piovoso (Fig. 4.45).

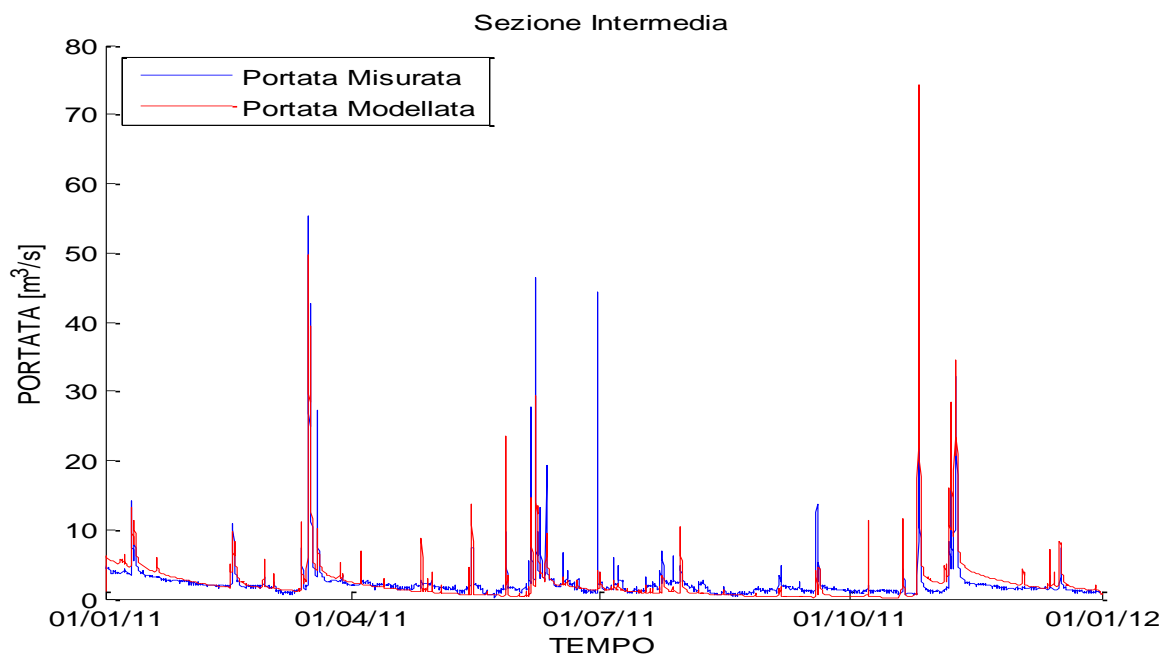


Figura 4.45: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2011

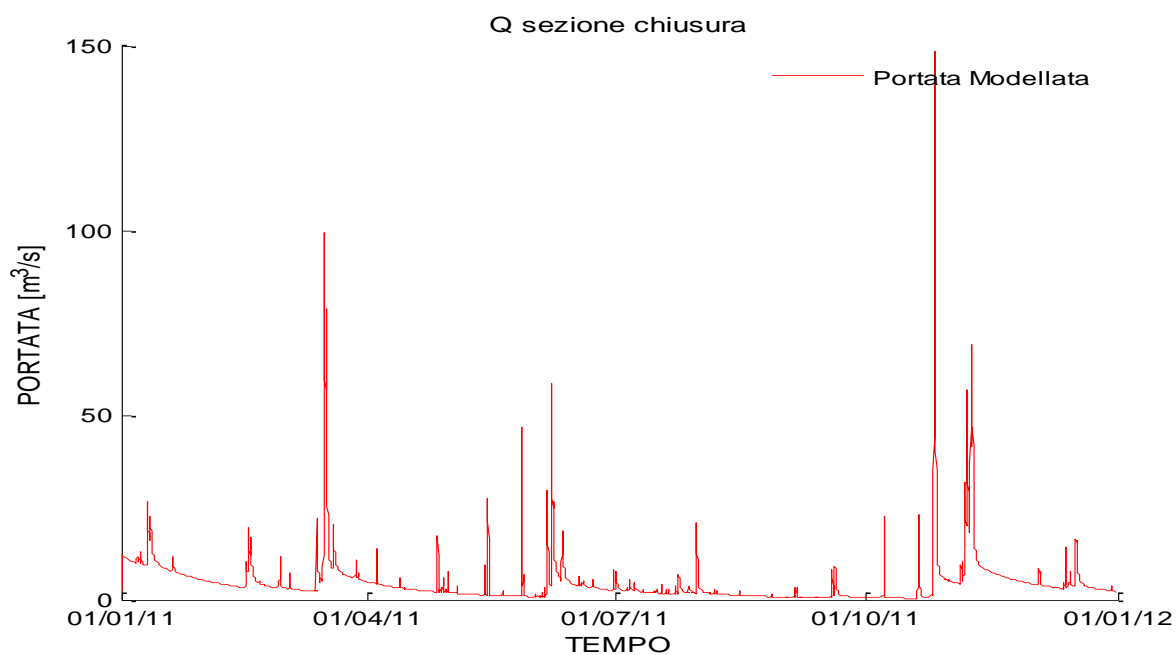


Figura 4.46: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2011

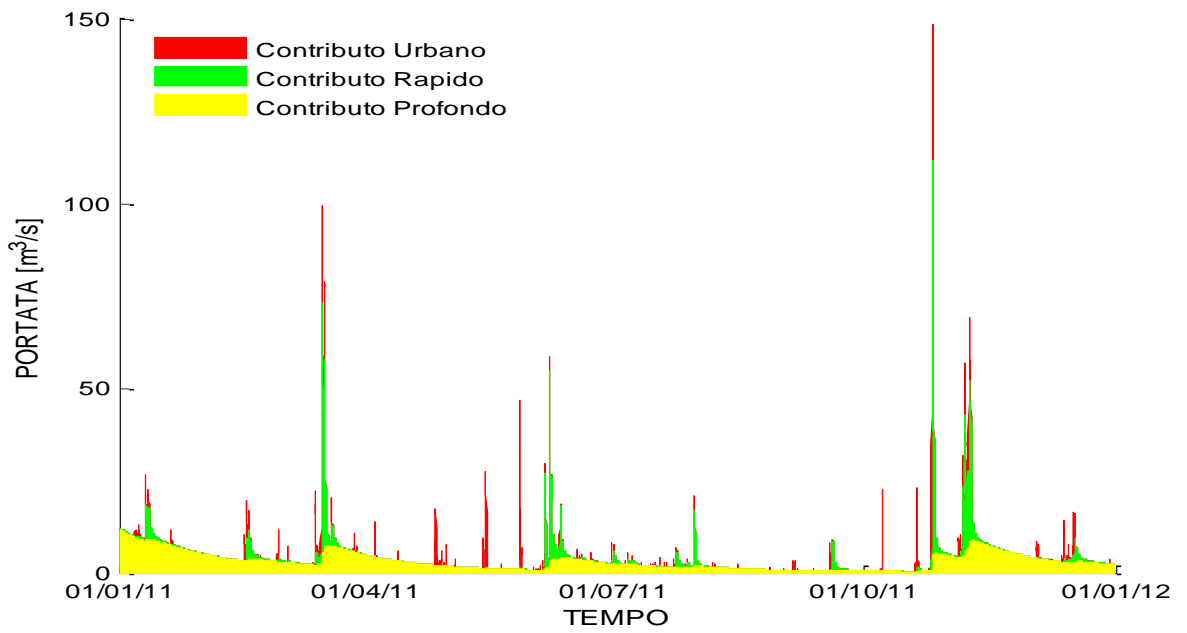


Figura 4.47: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2011

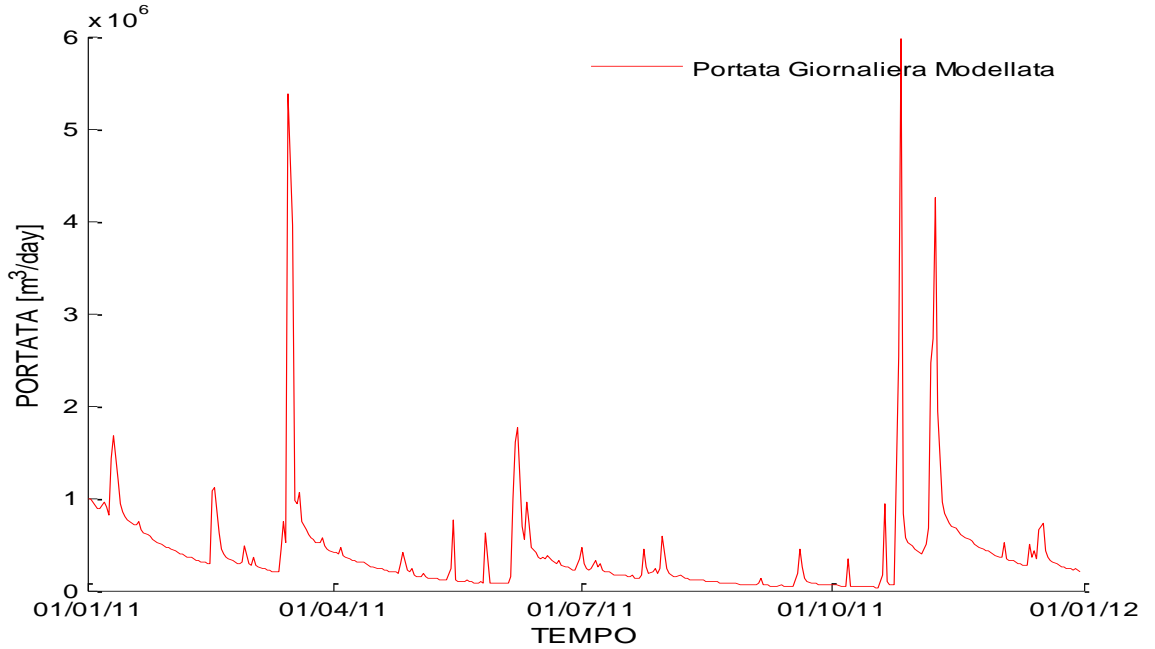


Figura 3.48: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2011

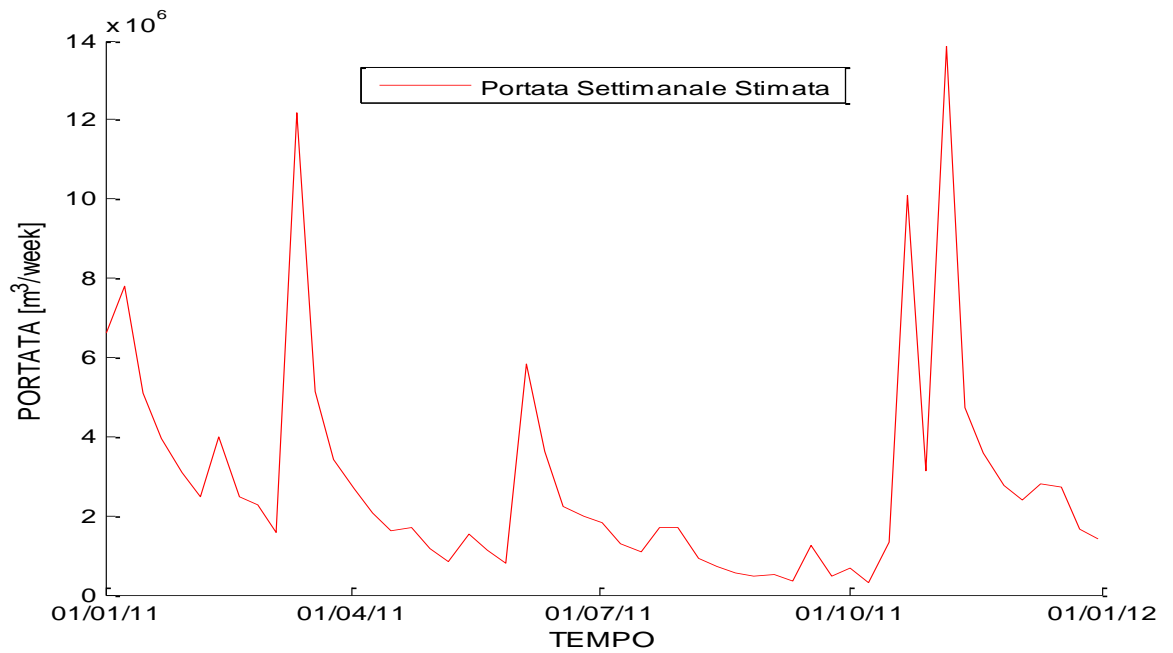


Figura 4.49: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2011

Se ora si prende in esame l'evento massimo dell'ottobre 2011, si nota una cattiva approssimazione dei picchi, con una eclatante sovrastima sia di picchi che di volumi (Fig. 4.50).

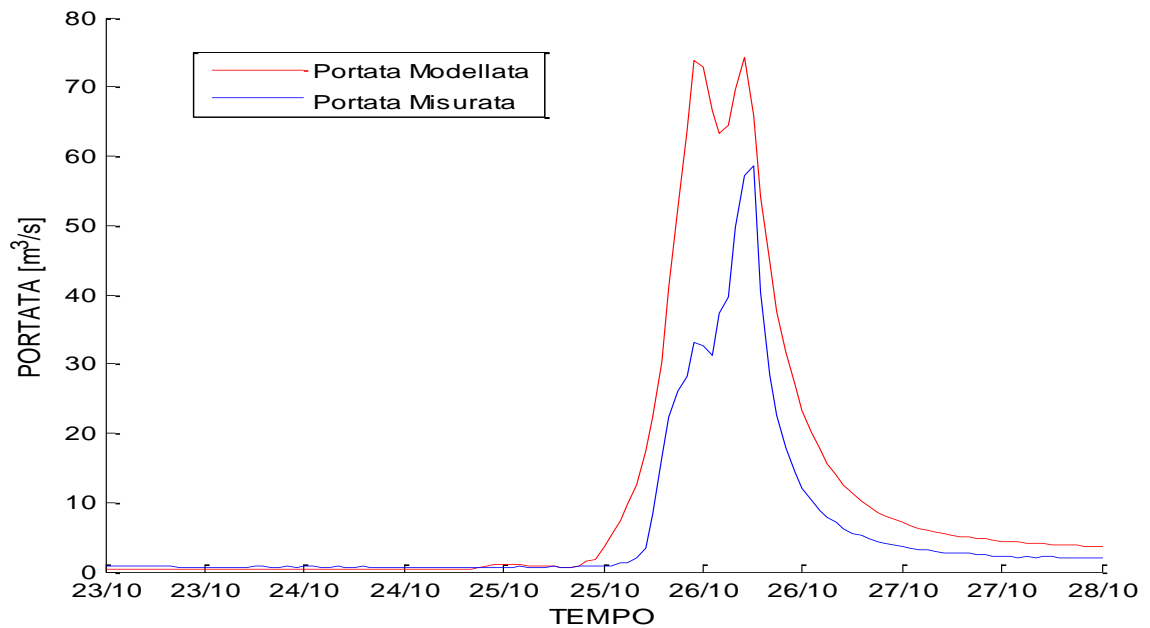


Figura 4.50: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 23/10/2011 al 28/10/2011 nella sezione intermedia

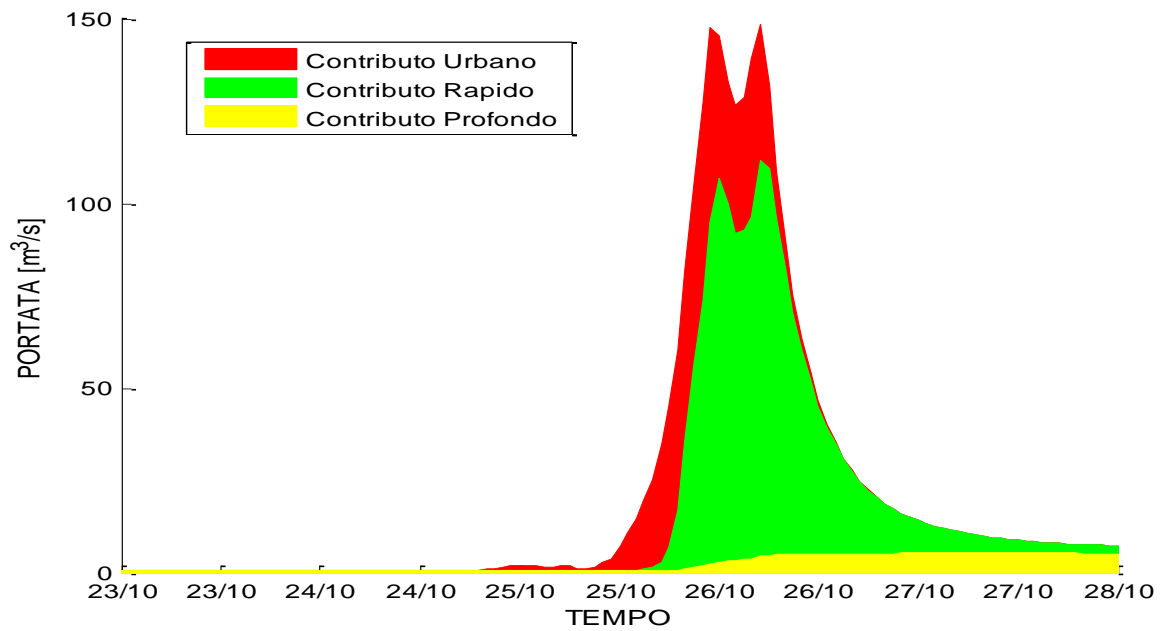


Figura 4.51: portata modellata nella sezione di chiusura dell'evento dal 23/10/2011 al 28/10/2011

ANNO 2012

Osservando l'idrografia sviluppata nel corso del 2012, si evidenzia un regime di flusso irregolare del Muson dei Sassi, con una portata piccolissima durante tutto l'anno, esclusi alcuni eventi più considerevoli in novembre (Fig. 4.52).

La risposta del modello idrologico è eccellente.

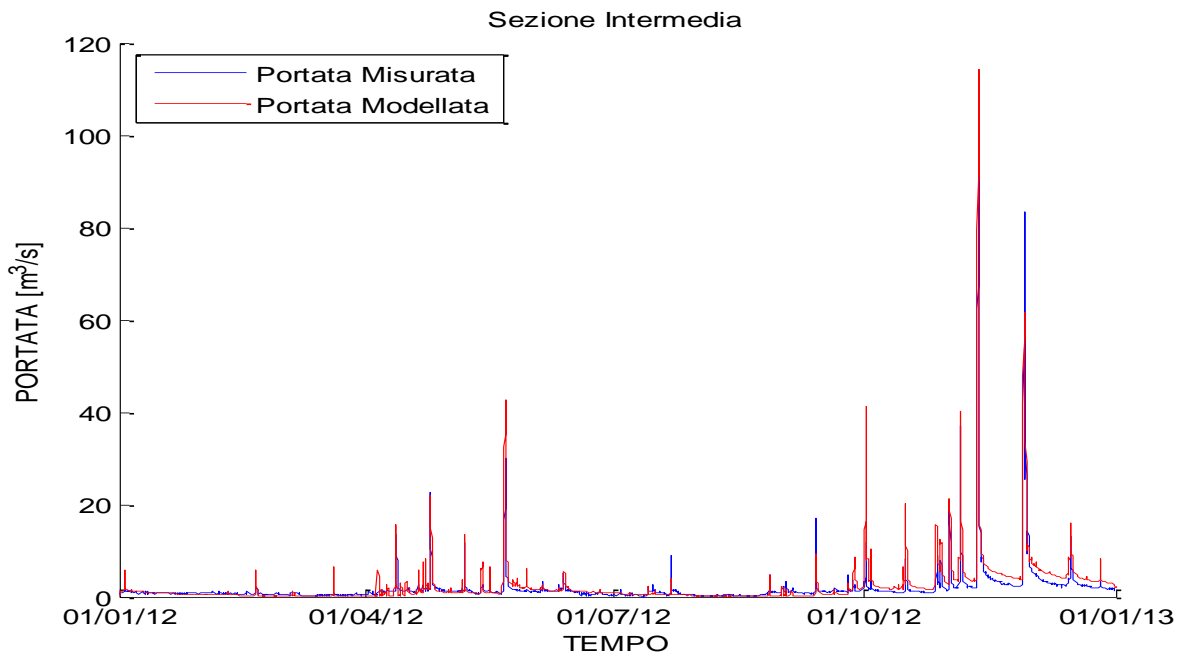


Figura 4.52: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2012

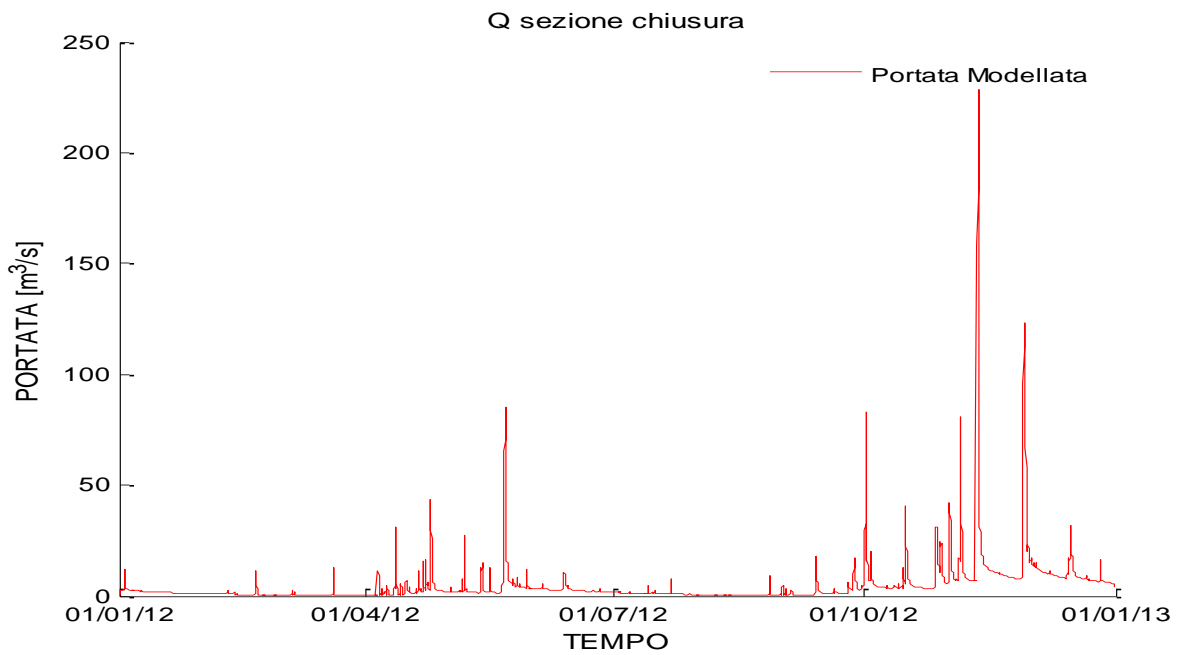


Figura 4.53: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2012

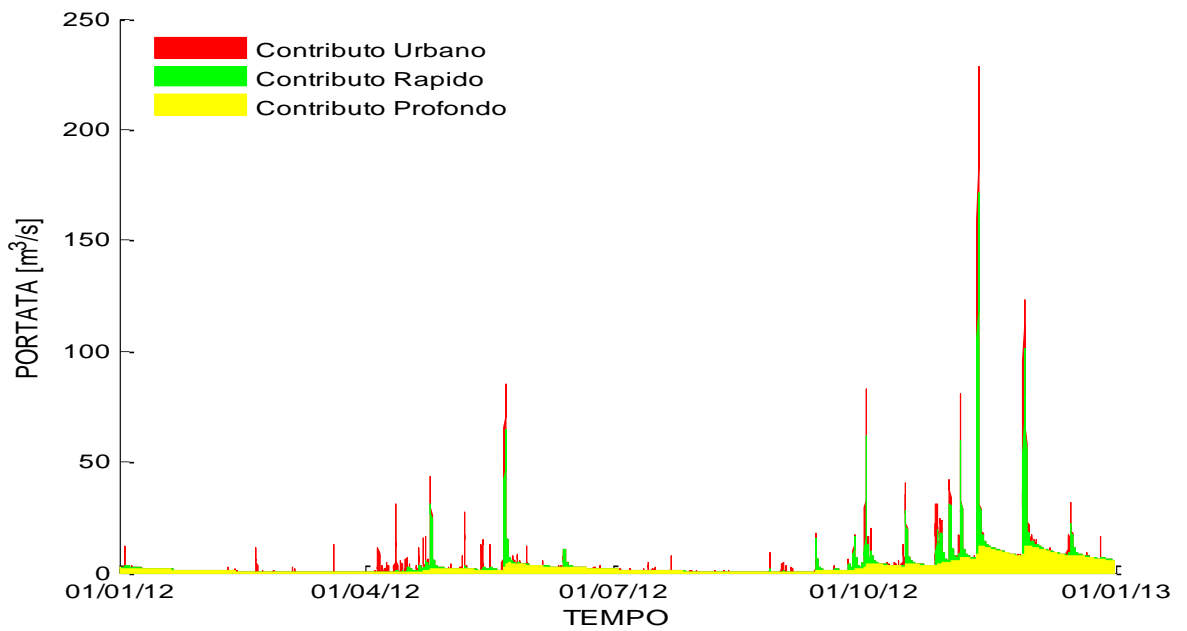


Figura 4.54: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2012

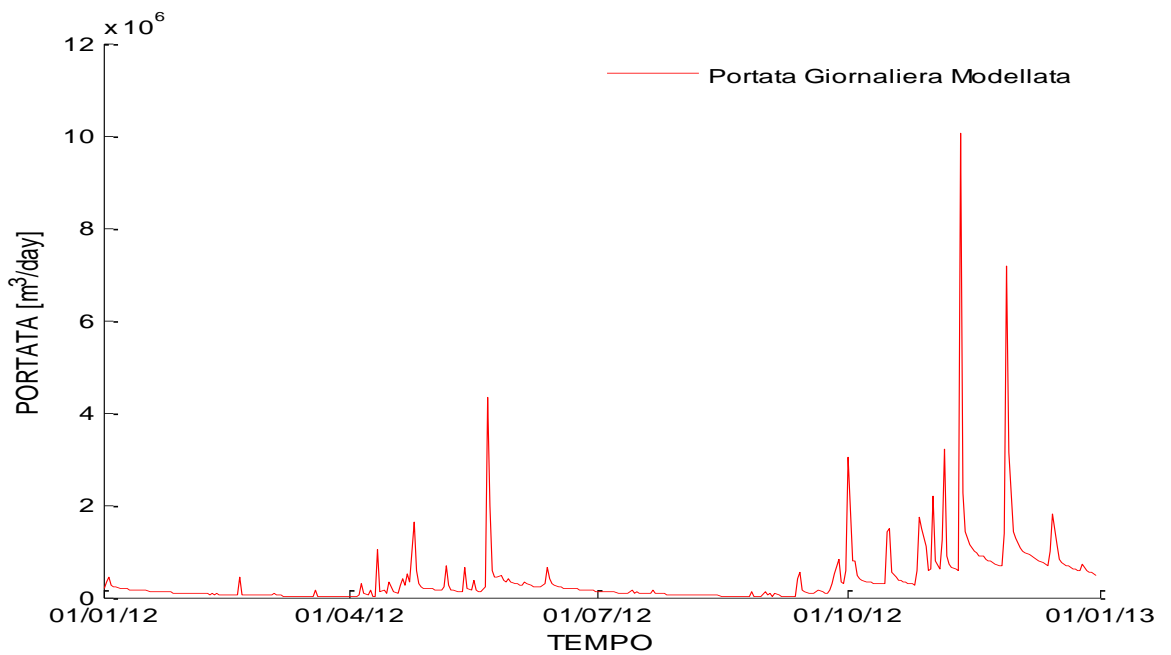


Figura 4.55: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2012

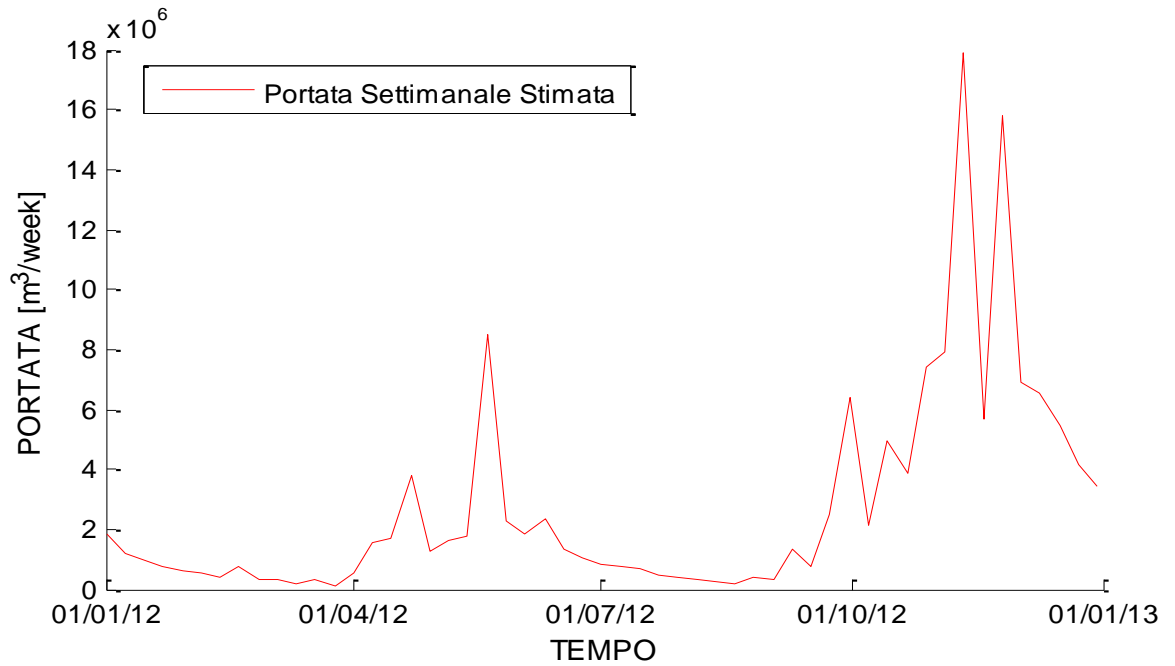


Figura 4.56: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2012

Se si osserva l'evento massimo intorno all'11 novembre, che supera i $100\text{m}^3/\text{s}$, si può apprezzare come il modello approssimi quasi perfettamente il picco (Fig. 4.57).

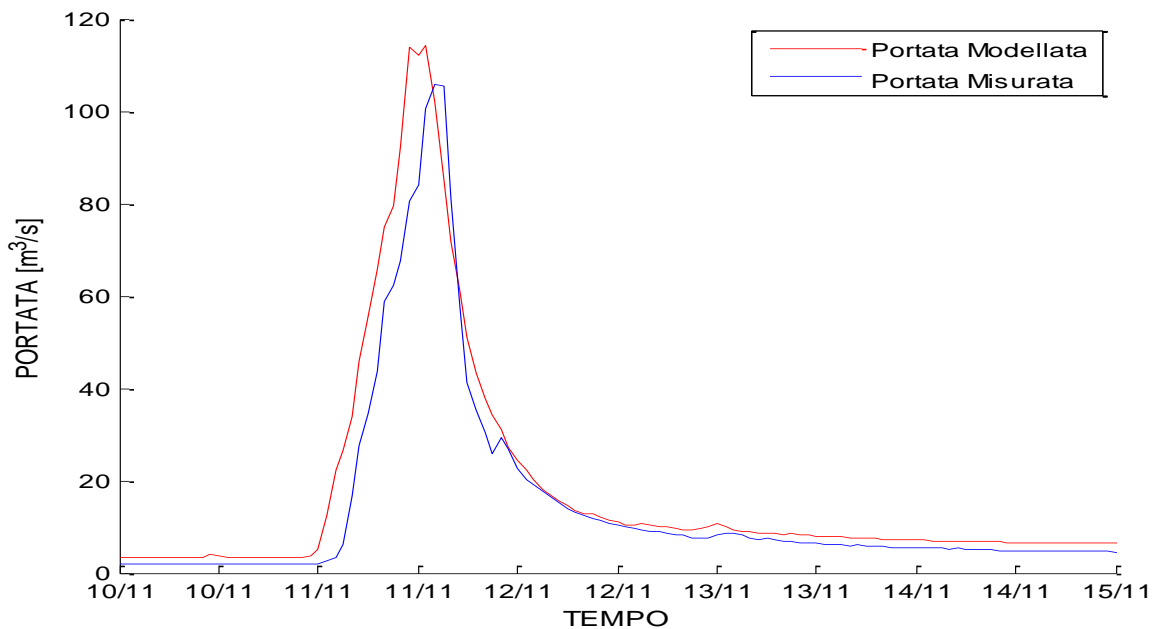


Figura 4.57: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 10/11/2012 al 15/11/2012 nella sezione intermedia

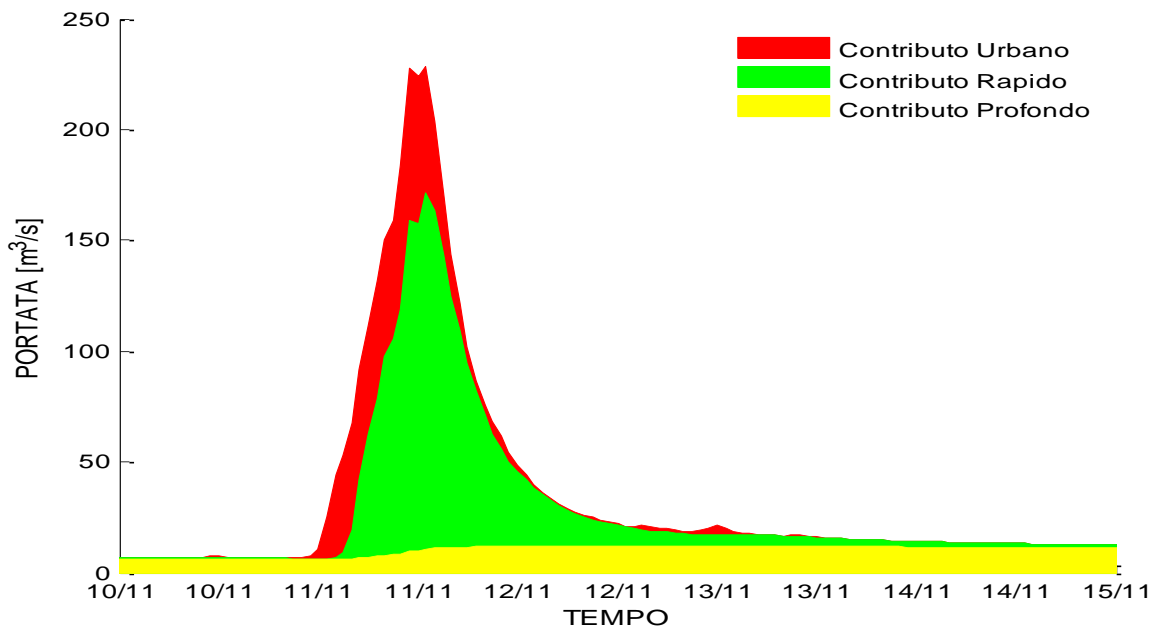


Figura 4.58: portata modellata nella sezione di chiusura nell'evento dal 10/11/2012 al 15/11/2012

ANNO 2013

I risultati ottenuti sono molto affidabili, eccetto che nella fase siccitosa, durante la quale i deflussi bassi sono sottovalutati (Fig. 4.59).

Una causa di questa stima errata può essere che, durante il 2013, l'alta frequenza di eventi di precipitazione abbia innalzato il livello della falda, riducendo il volume che si infila in profondità.

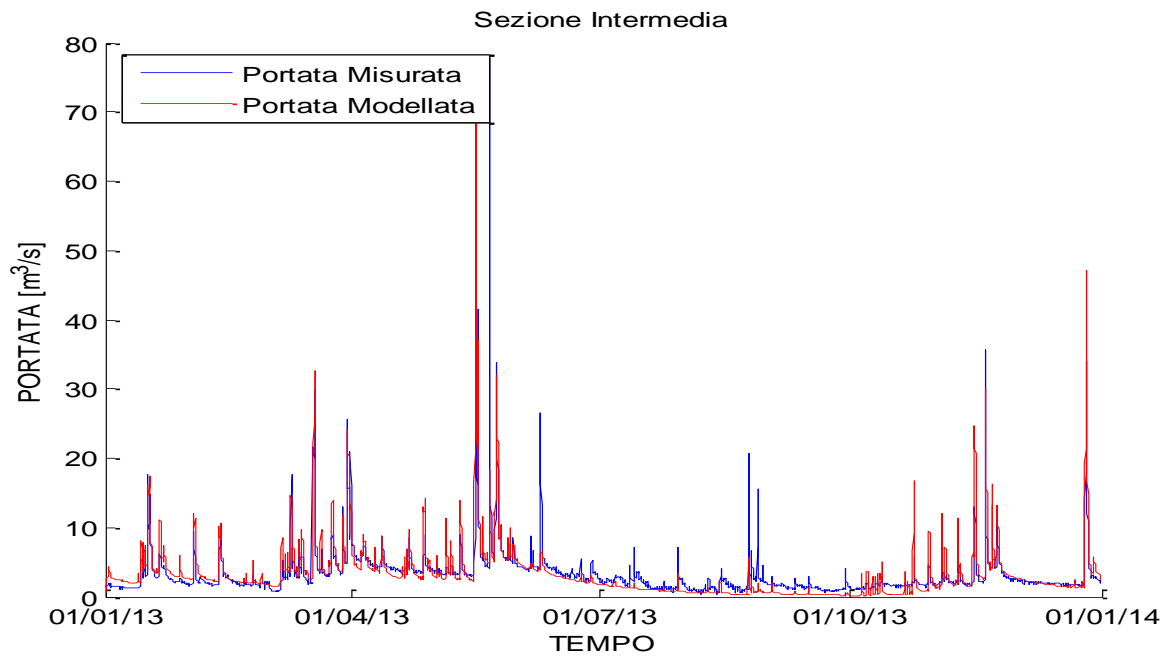


Figura 4.59: Confronto tra portata misurato e modellato nella sezione intermedia per l'anno 2013

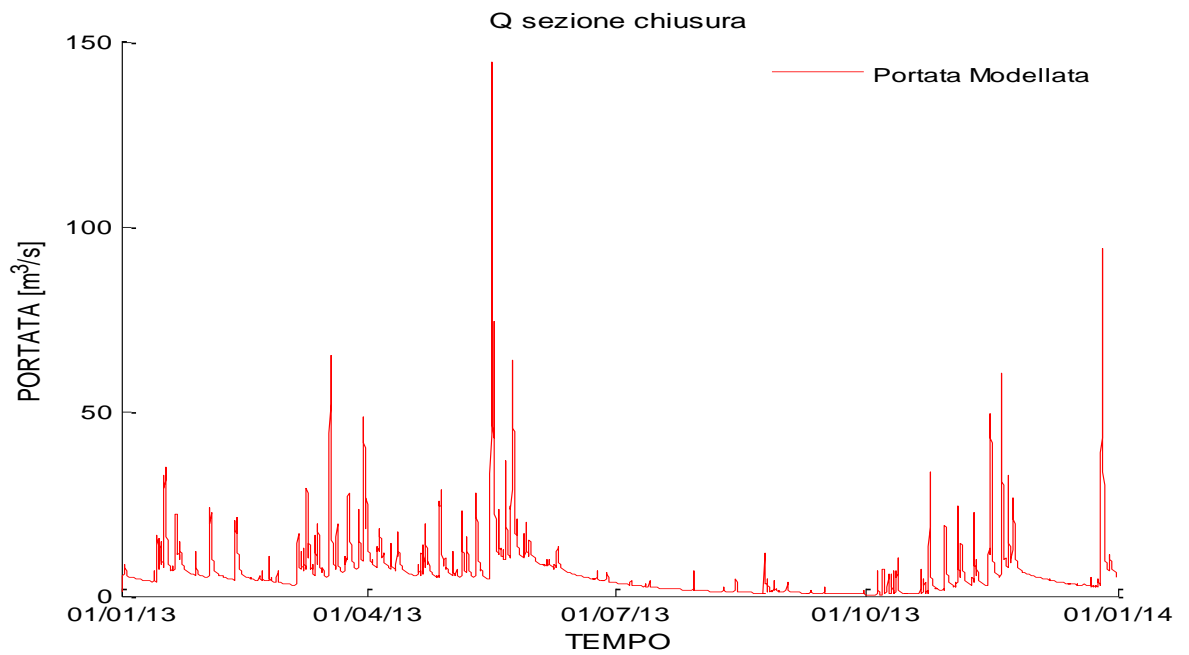


Figura 4.60: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2013

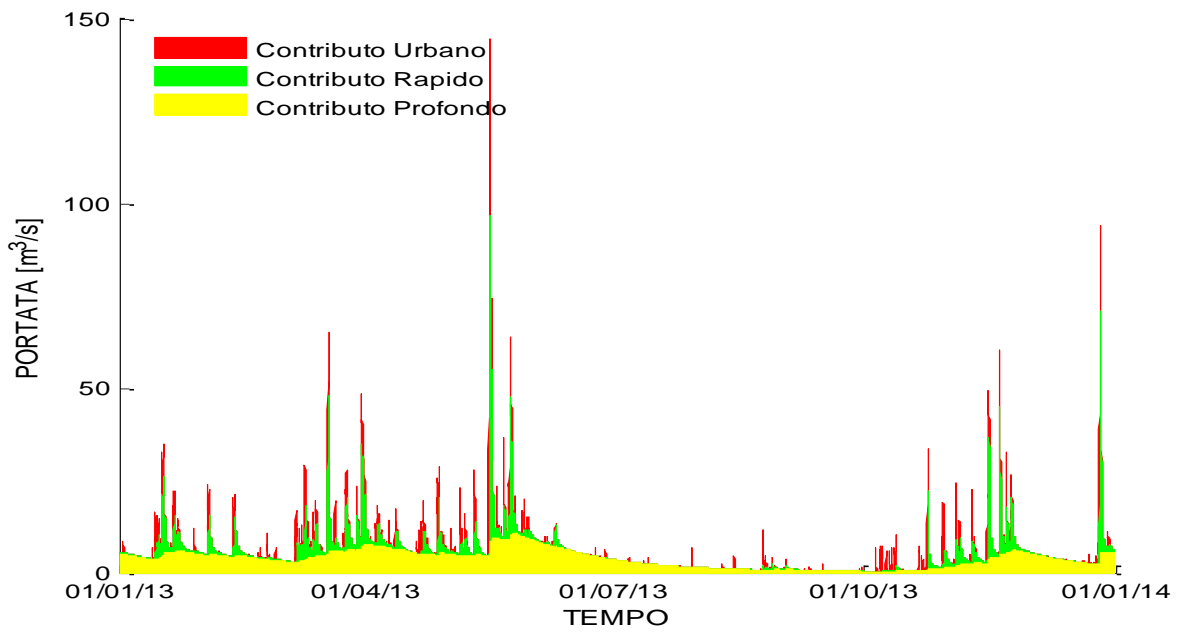


Figura 4.61: portata modellata nella sezione di chiusura scomposta nelle tre differenti componenti di deflusso per l'anno 2013

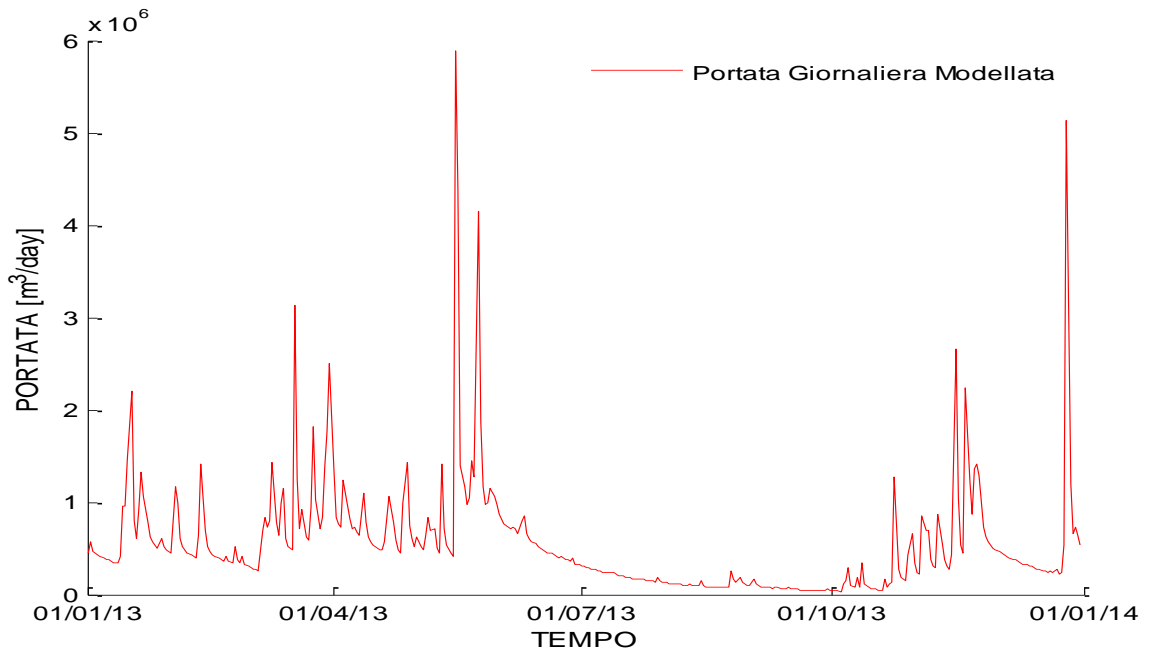


Figura 4.62: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2013

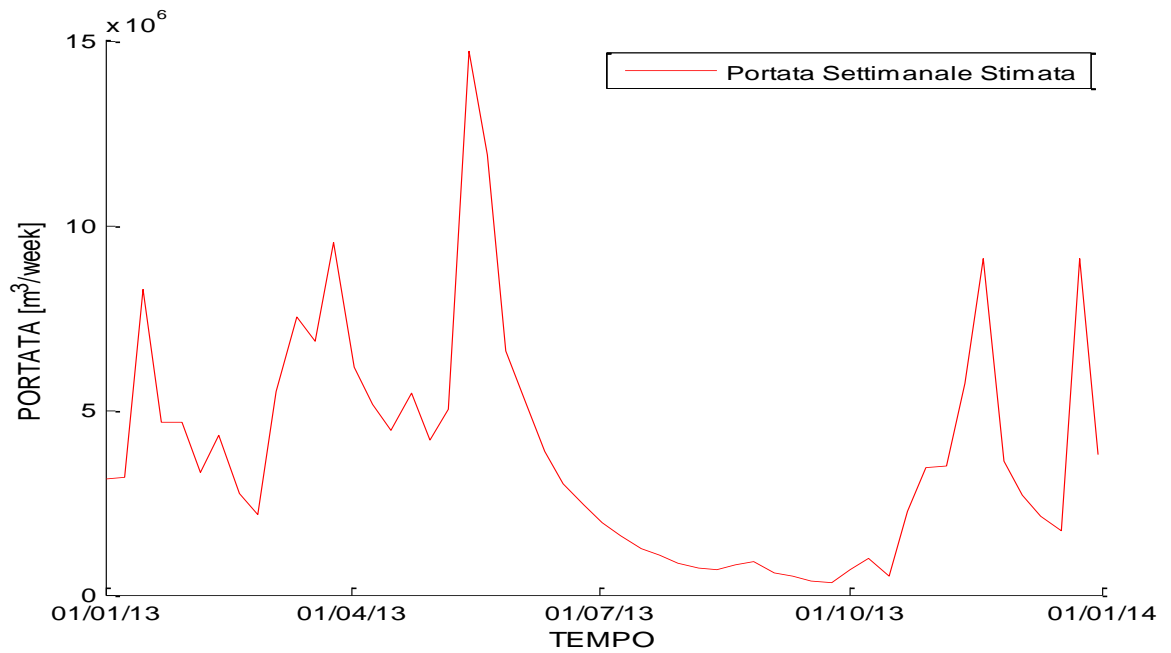


Figura 4: portata settimanale modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2013

Facendo un dettaglio sull'evento di maggio (Fig. 4.64 e 4.65), l'evento dal 16 al 20 maggio è ben rappresentato, mentre quello del 22 maggio viene decisamente sottostimato. Probabilmente il modello non è tarato sufficientemente bene per rilevare fenomeni così gravosi e improvvisi. E' ipotizzabile, vista l'anomalia di questa misurazione, un qualche errore nella lettura o nel responso degli strumenti di misura.

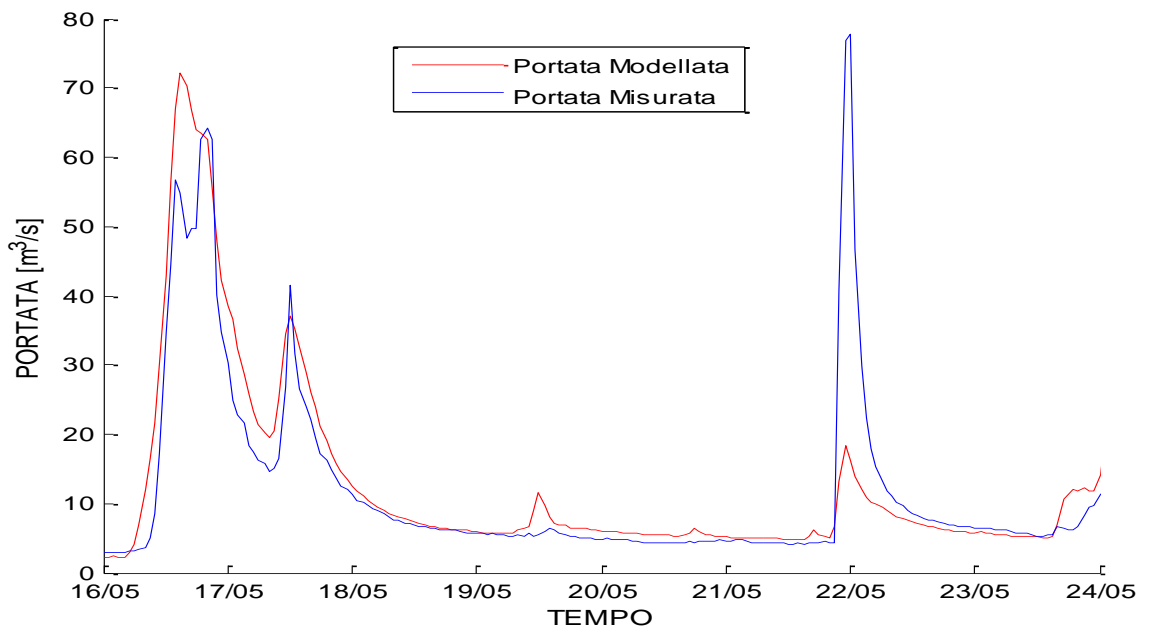


Figura 4.64: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 16/05/2013 al 24/05/2013 nella sezione intermedia

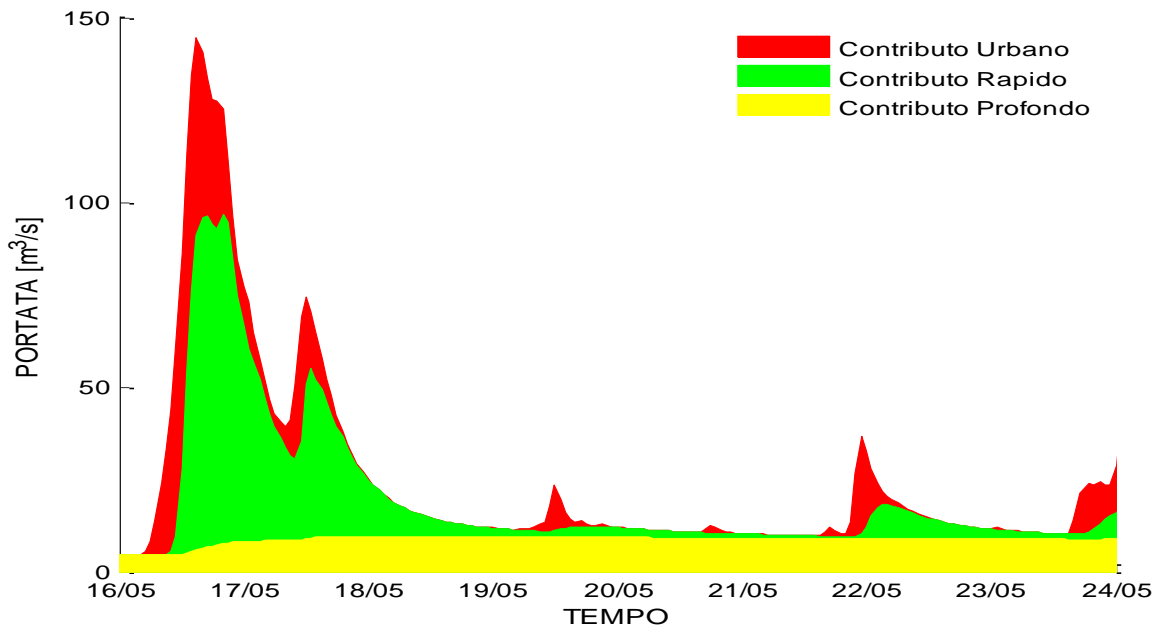


Figura 4.65portata modellata nella sezione di chiusura nell'evento dal 16/05/2013 al 24/05/2013

ANNO 2014

Il 2014 è stato simulato fino al 24 luglio. I risultati di questo periodo a scala orari sono illustrati nella Figura 4.66 e Figura 4.67. Le performance del modello sono molto buone fino ad aprile, per poi subire un drastico calo.

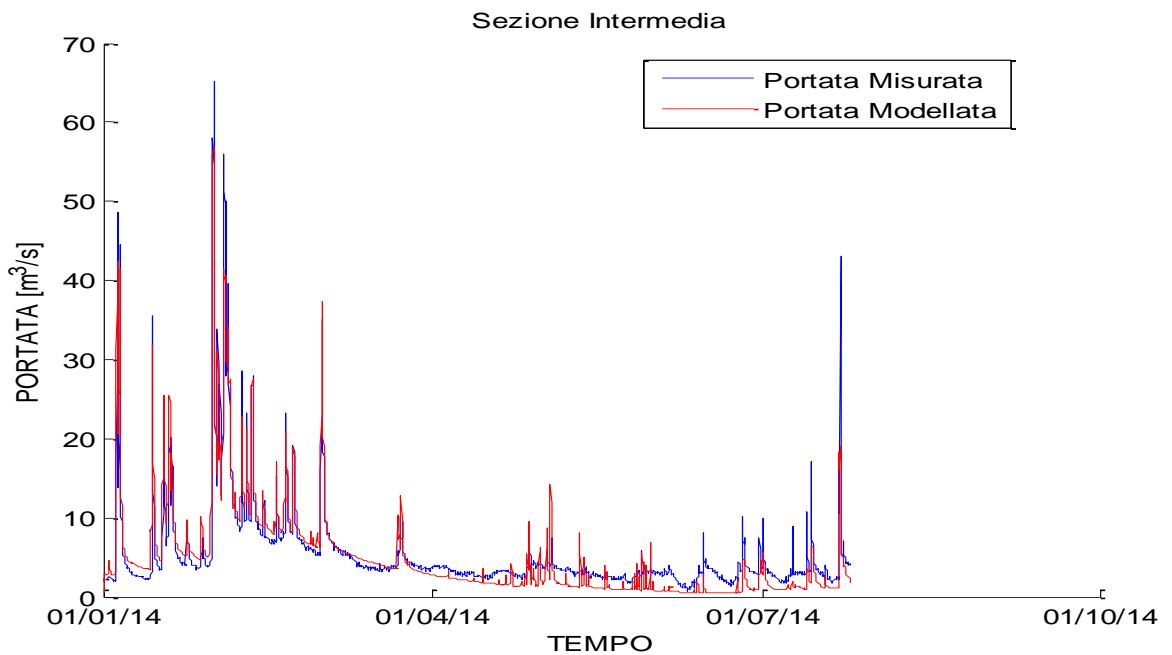


Figura 4.66: Confronto tra portata misurata e modellata nella sezione intermedia per l'anno 2014

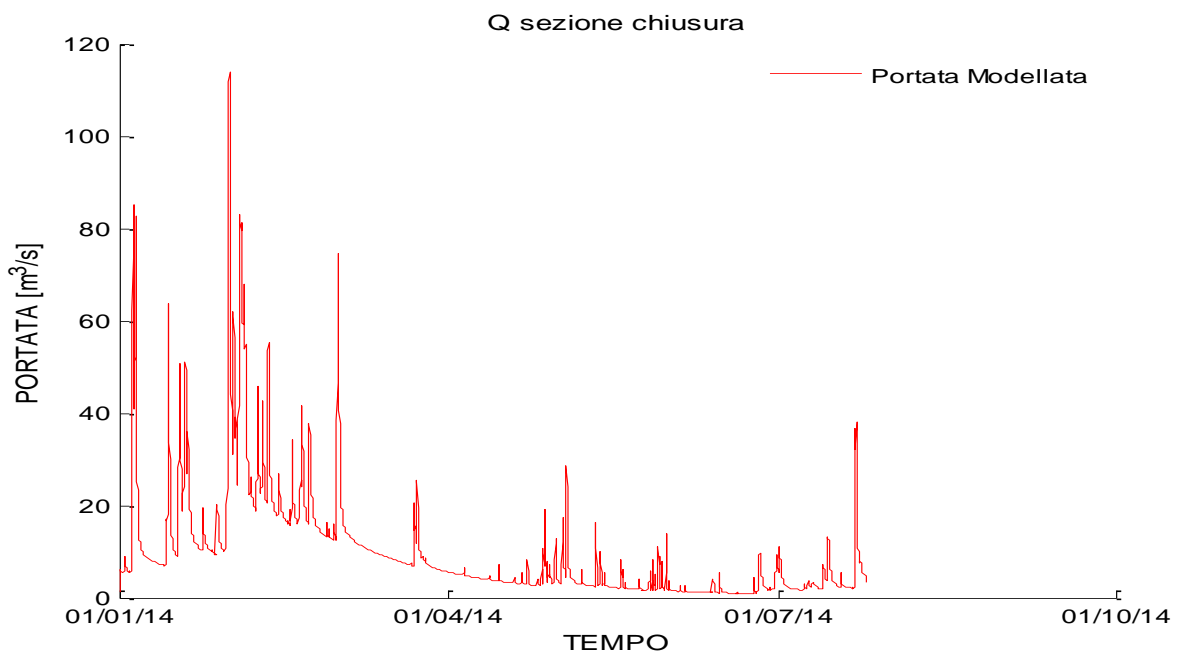


Figura 4.67: portata modellata nella sezione di chiusura per l'anno 2014

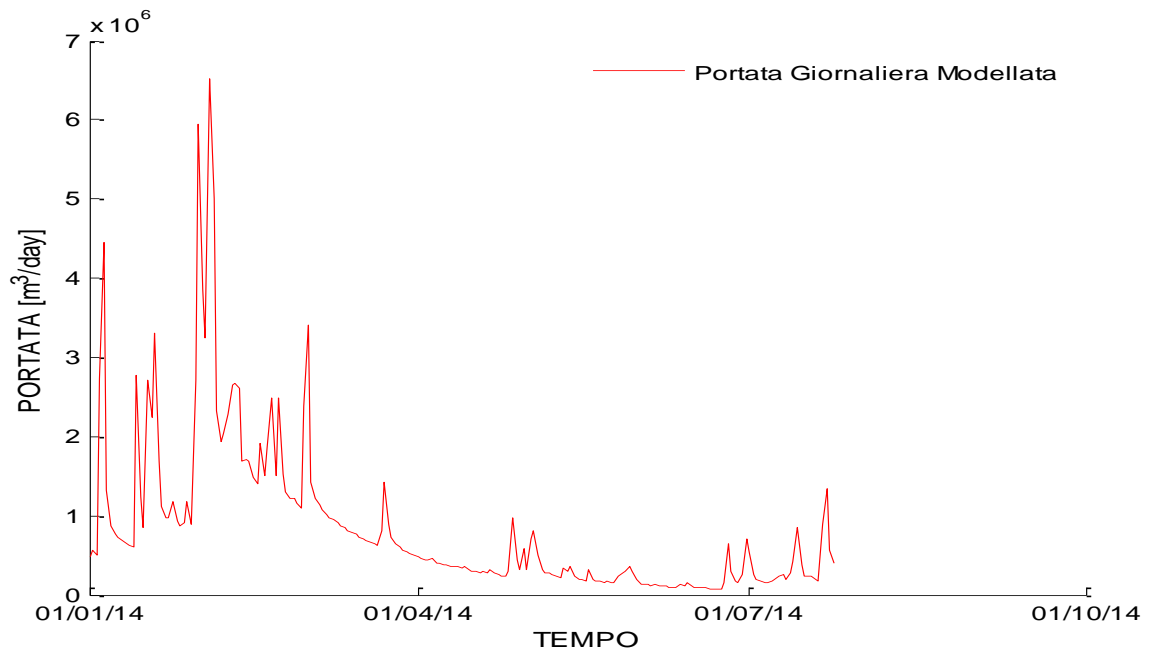


Figura 4.68: portata giornaliera modellata nella sezione di chiusura nell'anno 2014

Concentrandosi sulla manifestazione osservata tra il 29 gennaio e il 10 febbraio 2014 (Fig. 4.69 e 4.70) la forma di dell'idrogramma è correttamente rappresentata dal modello.

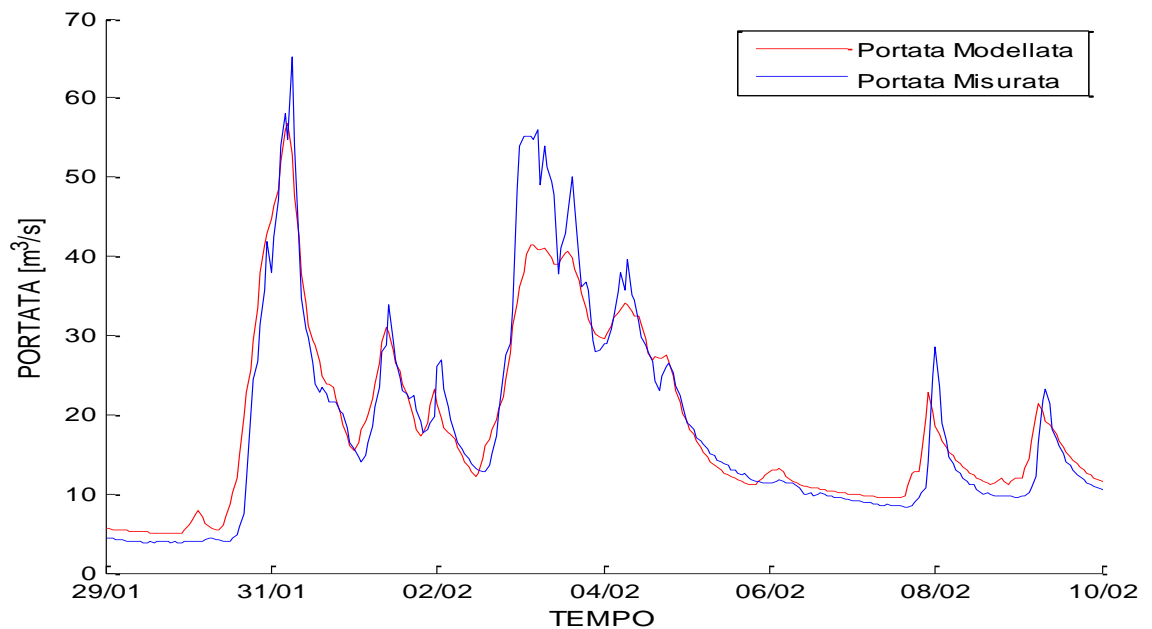


Figura 4.69: confronto tra portata misurata e modellata nell'evento dal 29/01/2014 al 10/02/2014 nella sezione intermedia

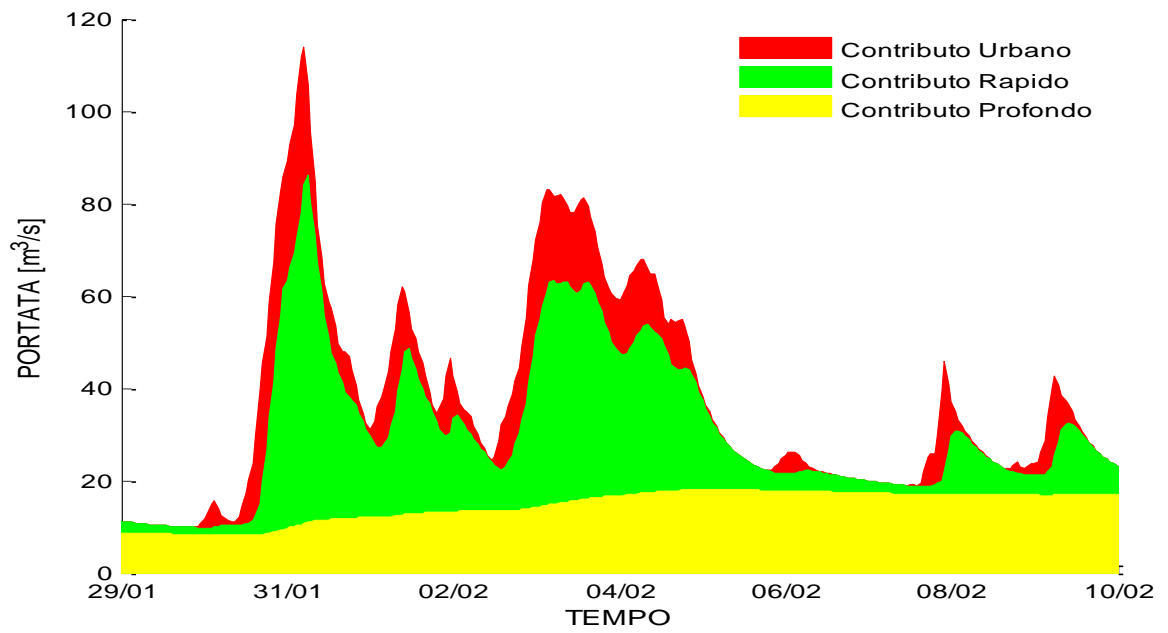


Figura 4.70: portata modellata nella sezione di chiusura nell'evento dal 29/01/2014 al 10/02/2014

CAPITOLO 5

Risultati del modello di previsione delle piene

Le simulazioni di previsione dei flussi vengono effettuate con la produzione di scenari di simulazione attraverso il modello climatico durante una serie di eventi di piena selezionati durante il periodo 2011-2014. Infatti, i dati di previsione meteorologici forniti da ARPAV sono disponibili a partire dal 2011.

Le portate previste vengono quindi confrontate con il deflussi simulati dal modello geomorfologico implementato con i dati di pioggia osservati e con le portate misurate alla sezione di chiusura di Castelfranco. I risultati sono discussi evento per evento a scala temporale oraria, mettendo in evidenza l'affidabilità della previsione man mano che ci si avvicina all'istante del picco. Il tempo di previsione (che nel modello sarà definito come "ora"), è il momento in cui i dati previsto (prodotti dal modello climatico) sostituiscono le precipitazioni osservate nella simulazione. Il tempo in cui la previsione inizia a essere attendibile è molto importante perché può essere molto utile per lo sviluppo di sistemi di allerta in tempo reale e di protocolli protezione dalle inondazioni.

È necessario anche qui specificare come i dati misurati siano riferiti alla sezione idrometrica intermedia, e non alla sezione di chiusura del bacino, mentre le portate modellate dal modello geomorfologico siano invece riferite alla sezione di chiusura. Le misurazioni effettuate con l'idrometro sono quindi da considerare come "linea guida" per l'andamento del profilo dell'onda di piena, mentre dal punto di vista numerico si auspica a una rassomiglianza tra curva modellata dal modello geomorfologico e curva prevista dal modello climatico.

5.1 Analisi degli eventi

EVENTO 26 OTTOBRE 2011

L'evento alluvionale osservato il 26 ottobre 2011 è stato modellato con i campi di pioggia prodotti dal modello LAMI a partire dal 24 ottobre. L'evento è caratterizzato da un deflusso massimo di 58,7 m³/s, che sovrastimata leggermente (sia in termini di volumi che per quanto riguarda il picco) le precipitazioni generate dal modello afflussi-deflussi quando vengono utilizzate le precipitazioni osservate.

Nell'esercizio di previsione delle inondazioni sono stati utilizzati quattro differenti "ora", che vanno dal 24 ottobre alle 00:00, cioè 54 ore prima del picco di flusso osservato, al 26 ottobre alle ore 00.00, qualche ora prima di quando si verifica l'evento massimo. In questo modo è possibile osservare il miglioramento dell'attendibilità del modello man mano che ci si avvicina all'evento caratteristico, e si può valutare con quale anticipo il modello di previsione è soddisfacente.

Figura 5.1, 5.2 e 5.3 mostrano che la risposta idrologica prevista è abbastanza sensibile al tempo di previsione. Figura 5.4, 5.5 e 5.6 mostrano che gli errori del modello sono in gran parte a causa del travisamento dei corrispondenti volumi pioggia.

La simulazione fatta il 24 ottobre alle 00:00 è la migliore in termini di picchi e volumi di deflusso, e può essere considerata soddisfacente (Fig. 5.7). Invece, quando il tempo della previsione è vicino all'evento (Figura 5.8) la sopravvalutazione del deflusso è enorme sia in termini di picco che di volumi di flusso.

I confronti tra la portata modellata con le precipitazioni osservate e la portata modellata con le precipitazioni previste ottenuta utilizzando diversi "ora" sono illustrati nelle Figure 5.7, 5.8 e 5.9.

Le prestazioni altalenanti del modello climatico in questo caso mettono in luce la forte relazione tra precipitazioni e l'affidabilità della produzione idrologica prevista. La precisione nella previsione delle precipitazioni è di fondamentale importanza per la previsione delle piene.

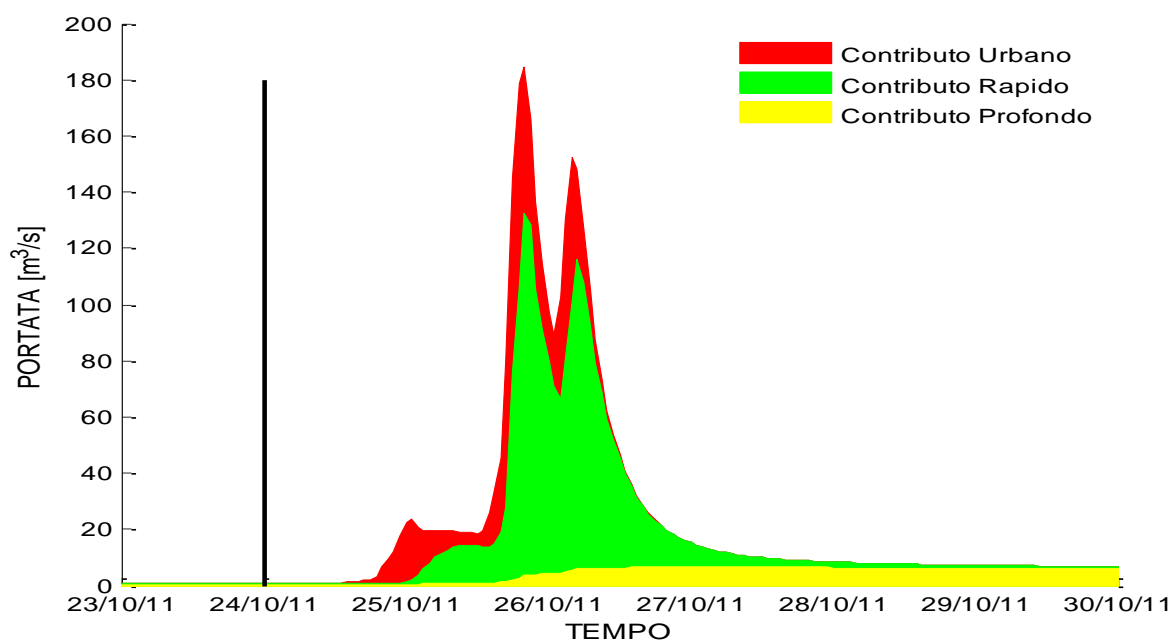


Figura 5.1: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 24/10/2011 ore 00.00

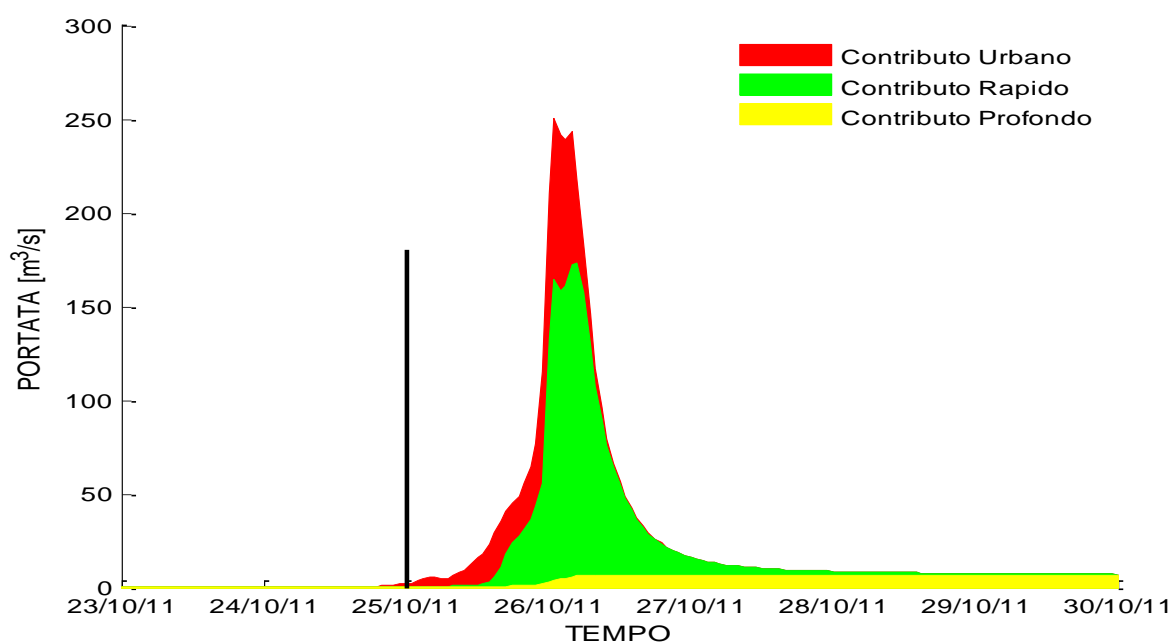


Figura 5.2: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 25/10/2011 ore 00.00

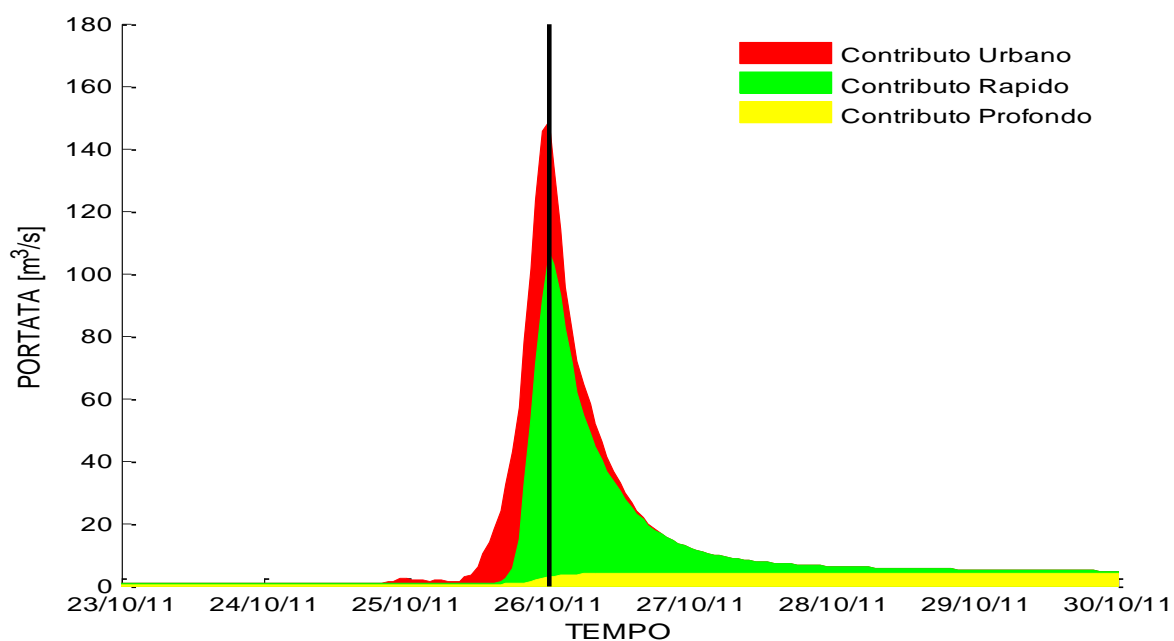


Figura 5.3: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 26/10/2011 ore 00.00

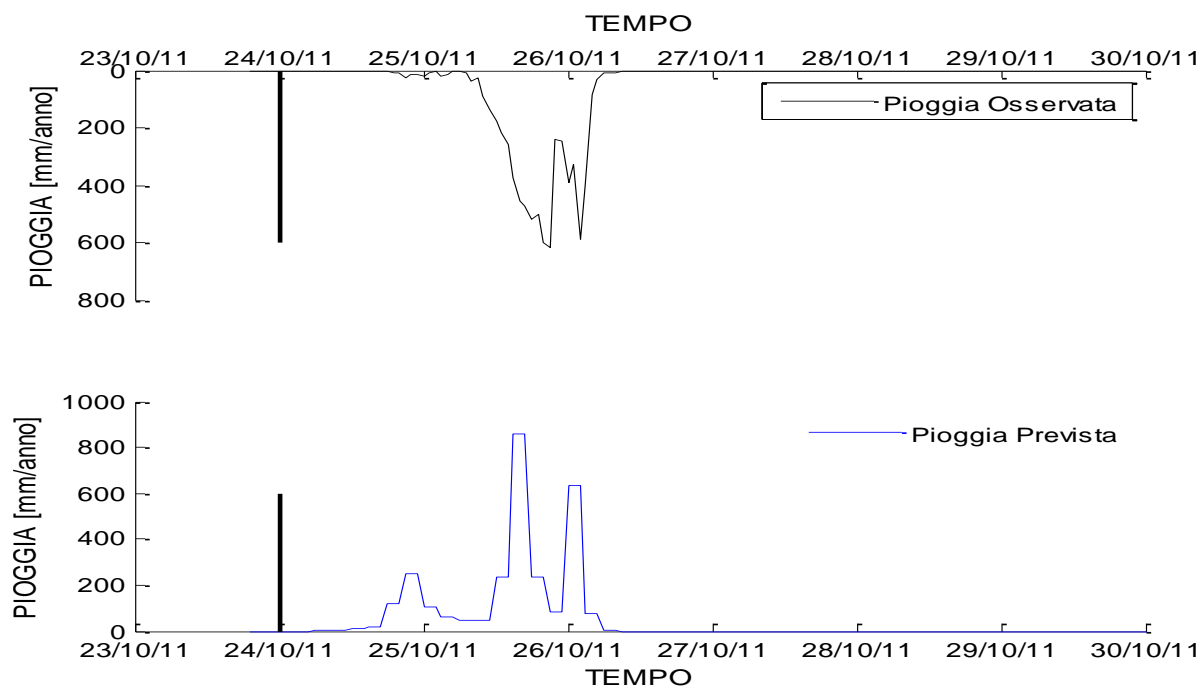


Figura 5.4: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 24/10/2011 ore 00.00

Risultati del modello di previsione delle piene

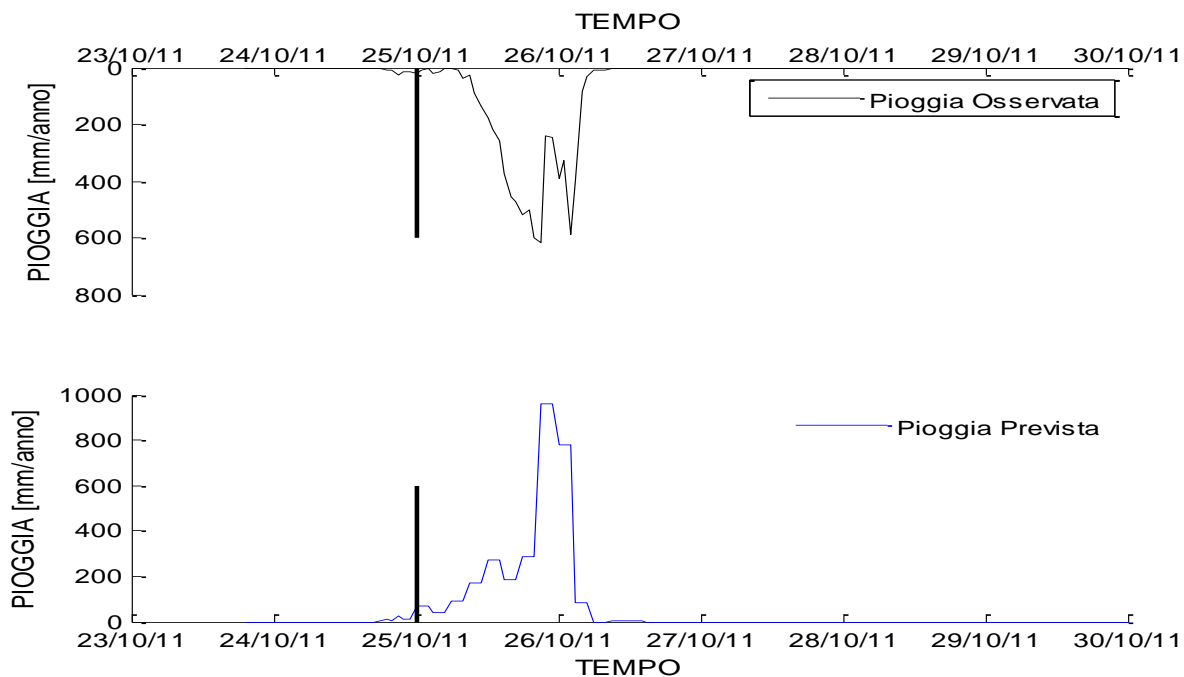


Figura 5.5: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 25/10/2011 ore 00.00

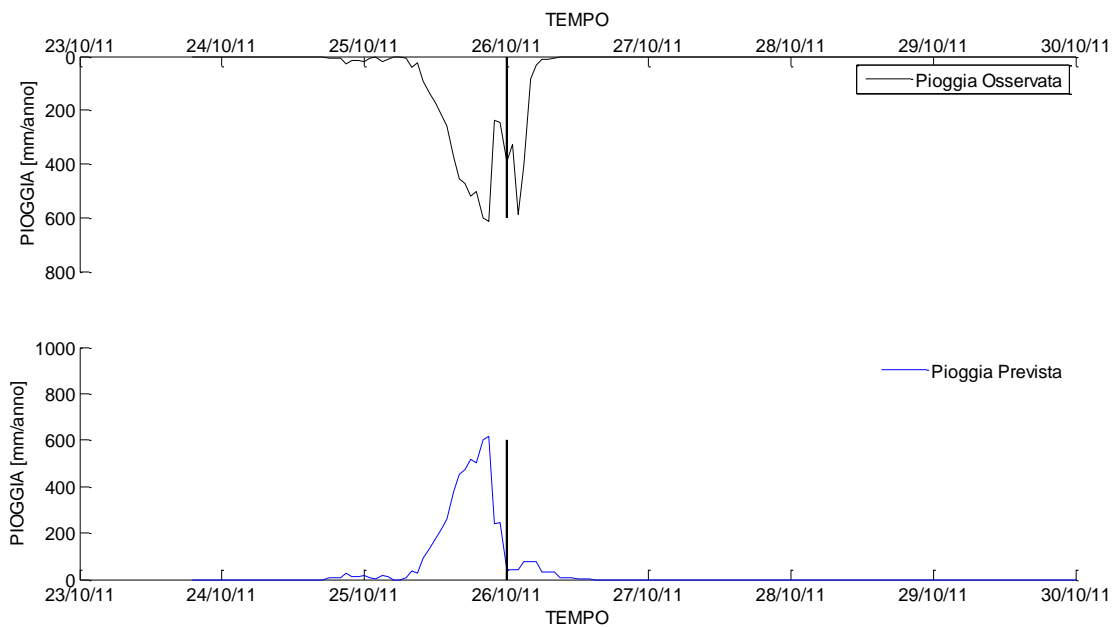


Figura 5.6: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 26/10/2011 ore 00.00

Risultati del modello di previsione delle piene

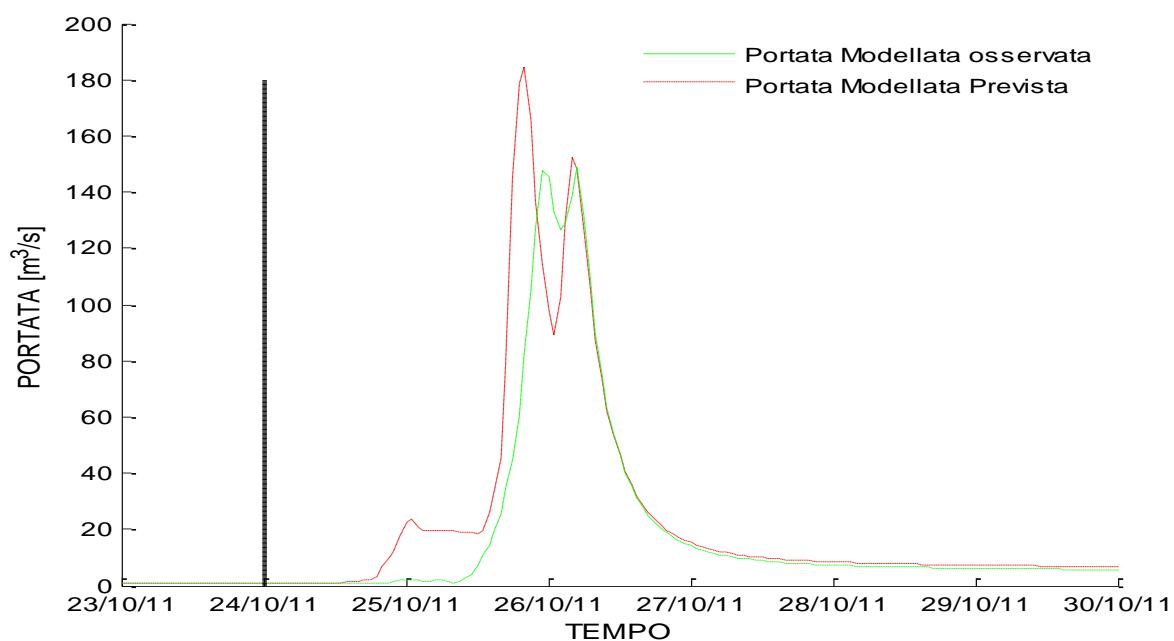


Figura 5.7: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 24/10/2011 ore 00.00

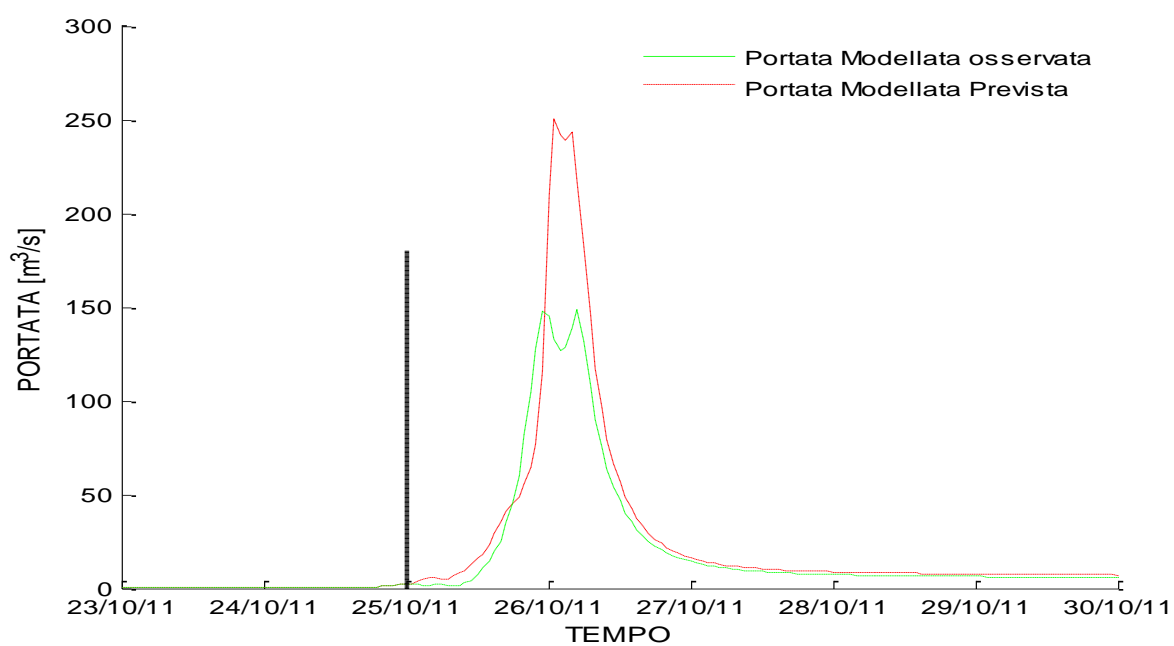


Figura 5.8: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 25/10/2011 ore 00.00

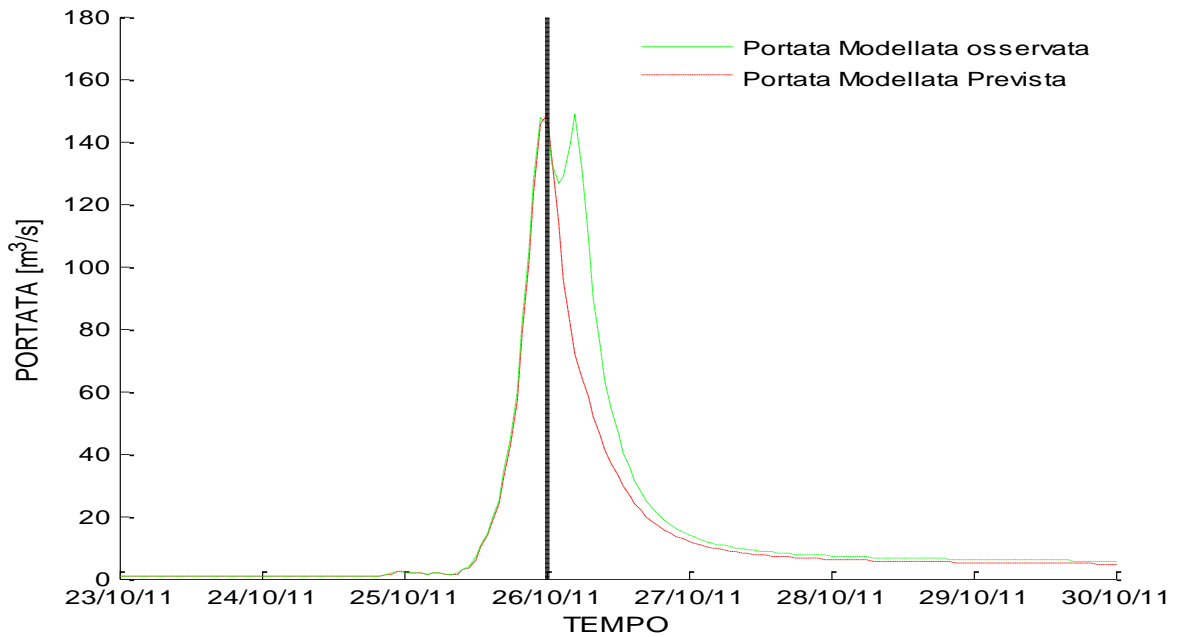


Figura 5.9: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 26/10/2011 ore 00.00

EVENTO 11 NOVEMBRE 2012

Figura 5.10, 5.11 e 5.12 rappresentano il confronto tra la portata misurata e la portata LAMI-prevista per la previsione che si estende dal 10 novembre alle 00:00 all'11 novembre alle 00:00. Questi tre scenari sono il risultato di una disaggregazione uniforme della precipitazione prevista.

Nel primo caso e nel secondo il modello climatico sovrastima leggermente il volume di precipitazioni (Fig. 5.13 e 5.14), e ne anticipa il picco di qualche ora. Tuttavia, i risultati possono ritenersi soddisfacenti sia dal punto di vista dei picchi che da quello dei volumi (Fig. 5.16 e 5.17). In corrispondenza invece del terzo “ora” la modellazione della previsione è assolutamente errata (Fig. 5.15 e 5.18).

Questo è il più importante evento durante l'intero periodo di studio, e il modello risulta riprodurre in modo abbastanza soddisfacente le necessità, tranne che nel momento subito precedente all'evento.

Risultati del modello di previsione delle piene

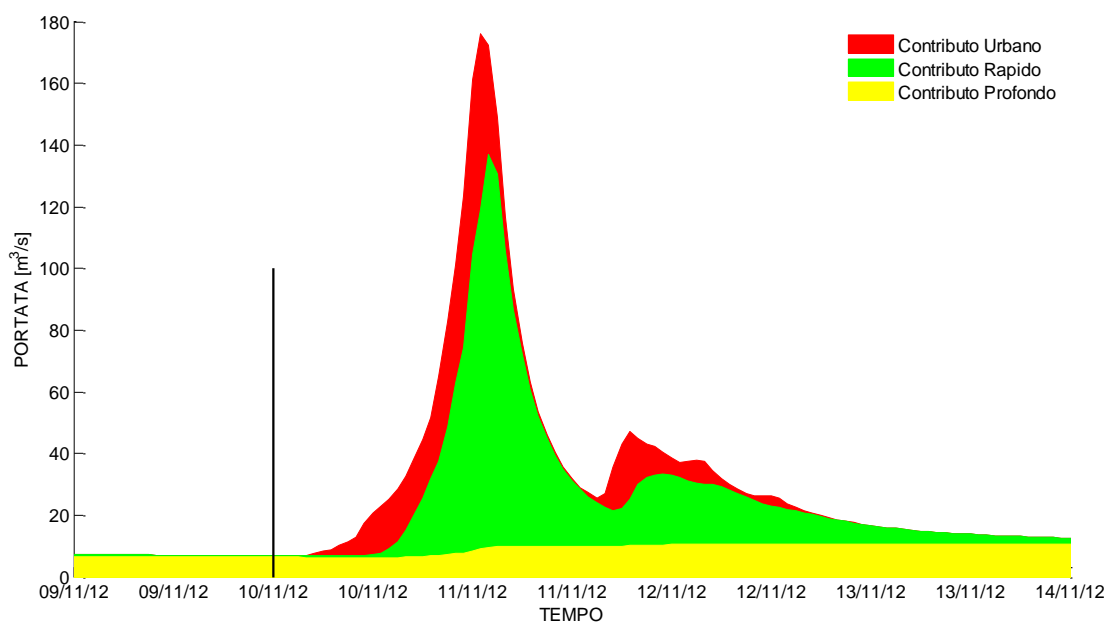


Figura 5.10: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 00.00

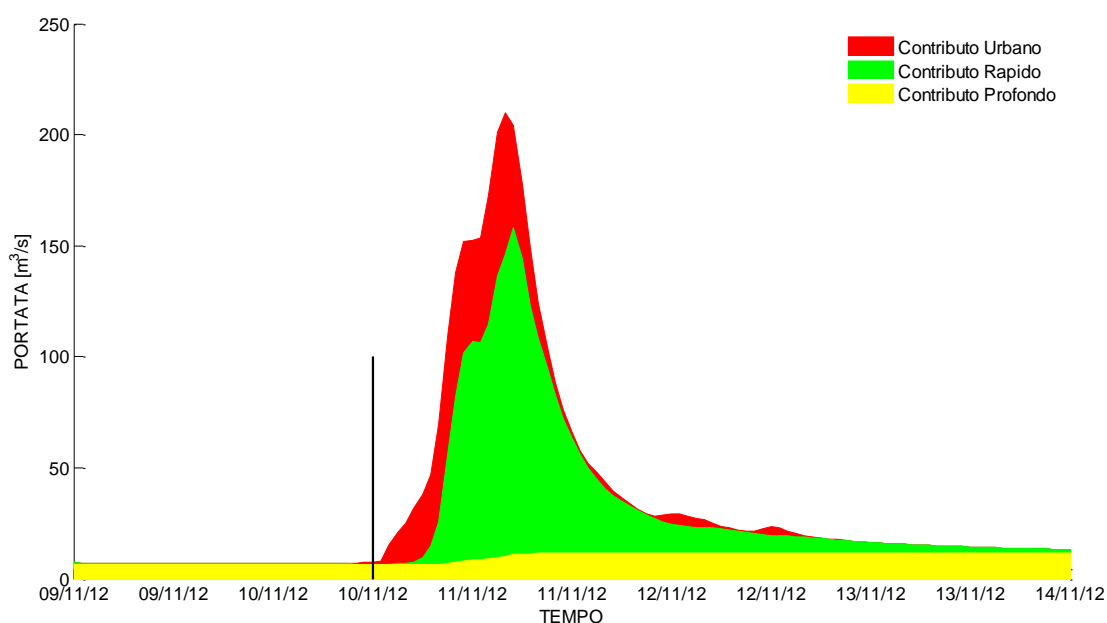


Figura 5.11: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 12.00

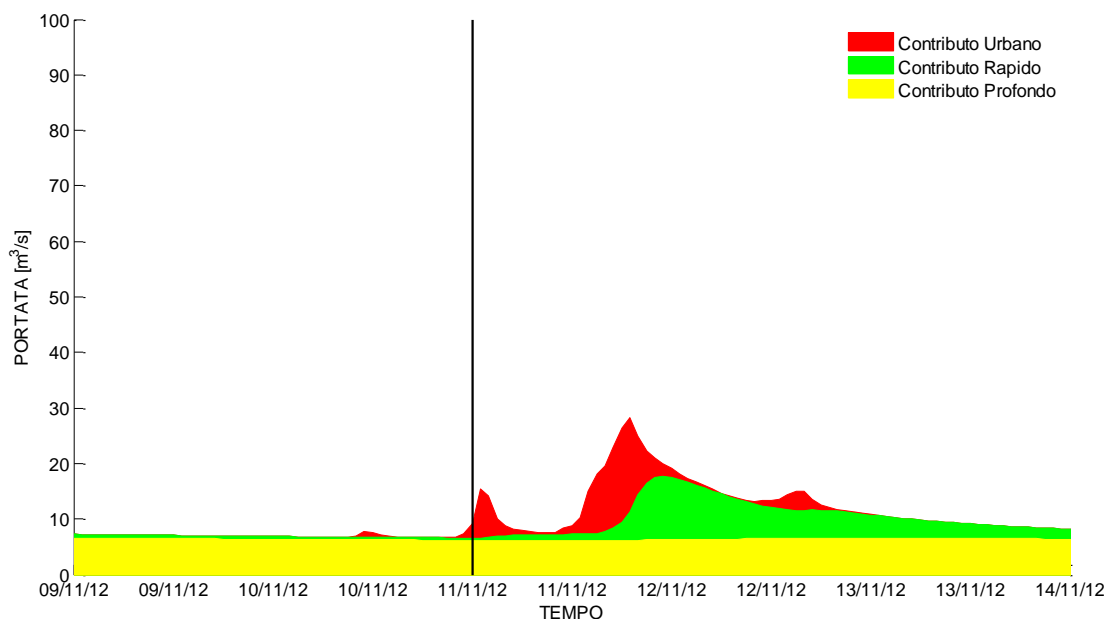


Figura 5.12: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 11/11/2012 ore 00.00

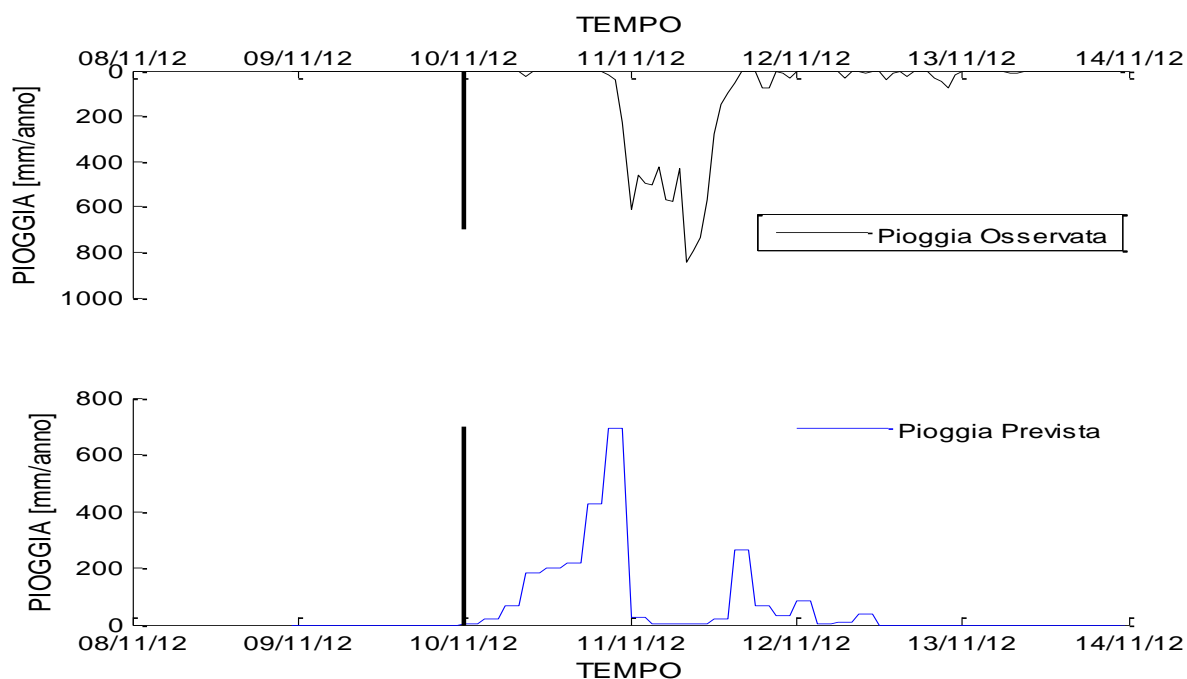


Figura 5.13: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 00.00

Risultati del modello di previsione delle piene

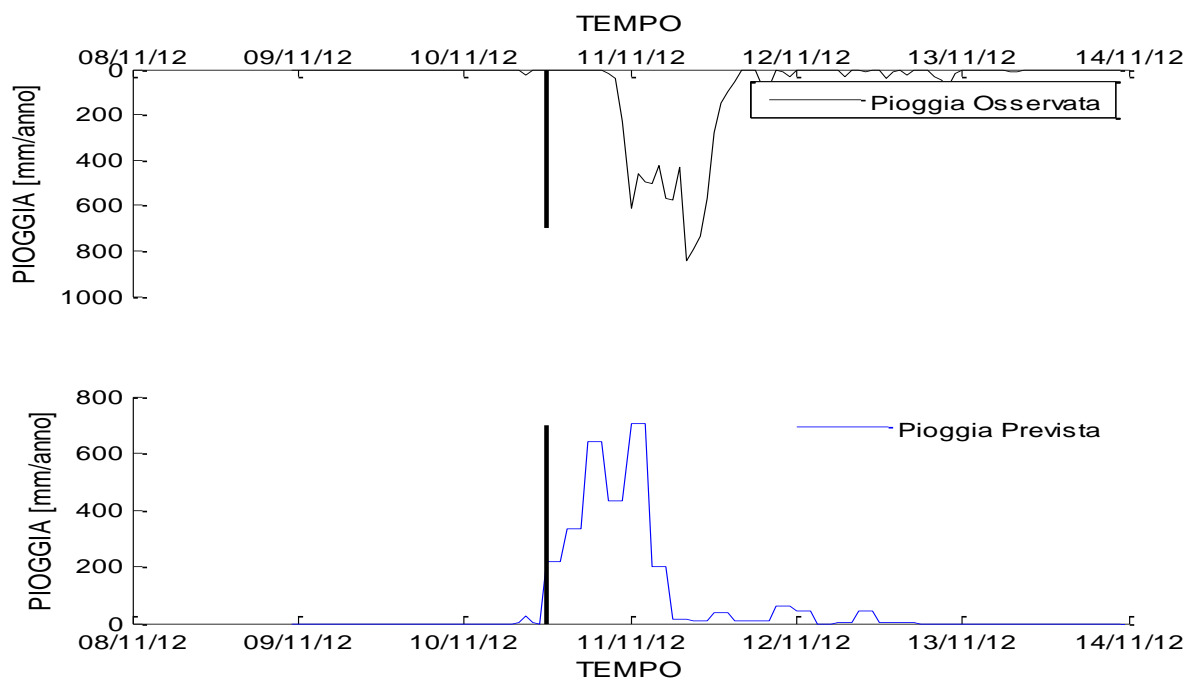


Figura 5.14: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 12.00

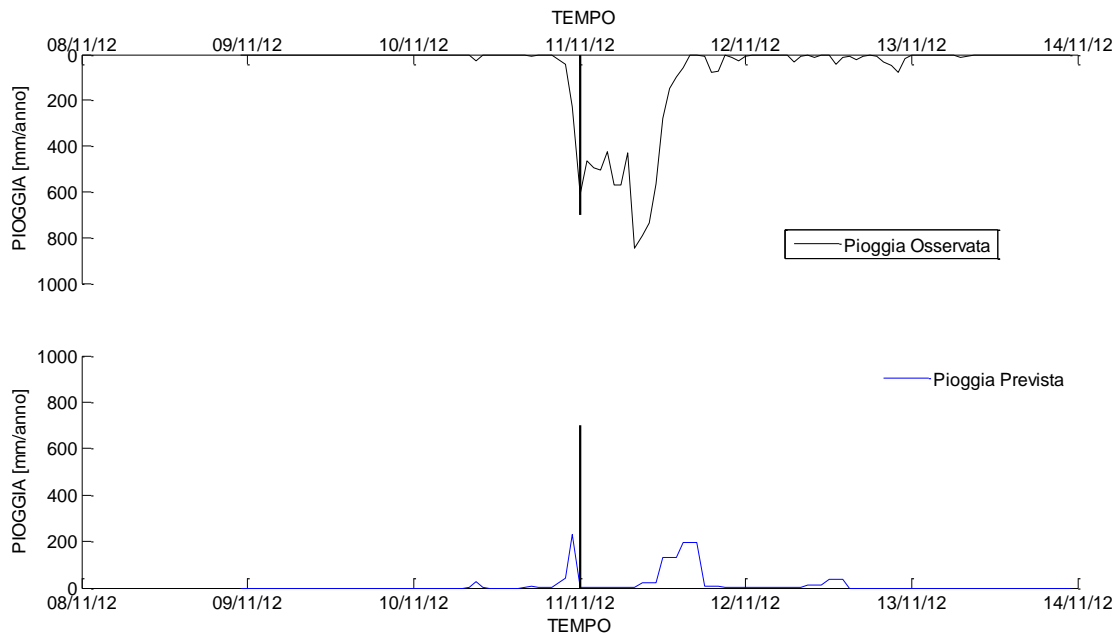


Figura 5.15: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 11/11/2012 ore 00.00

Risultati del modello di previsione delle piene

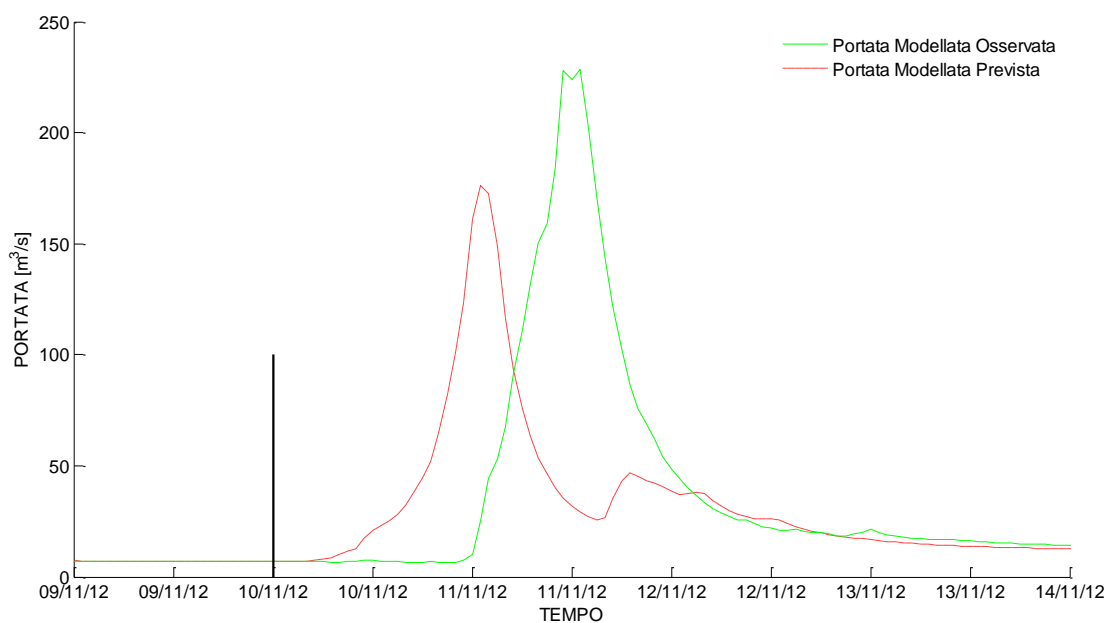


Figura 5.16: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 00.00

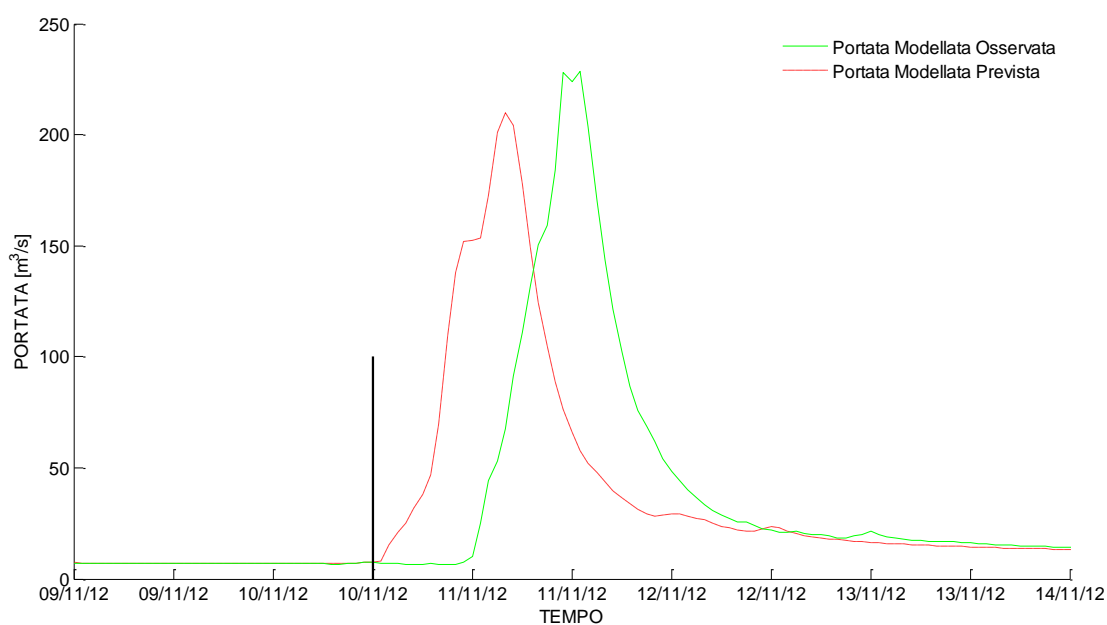


Figura 5.17: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 10/11/2012 ore 12.00

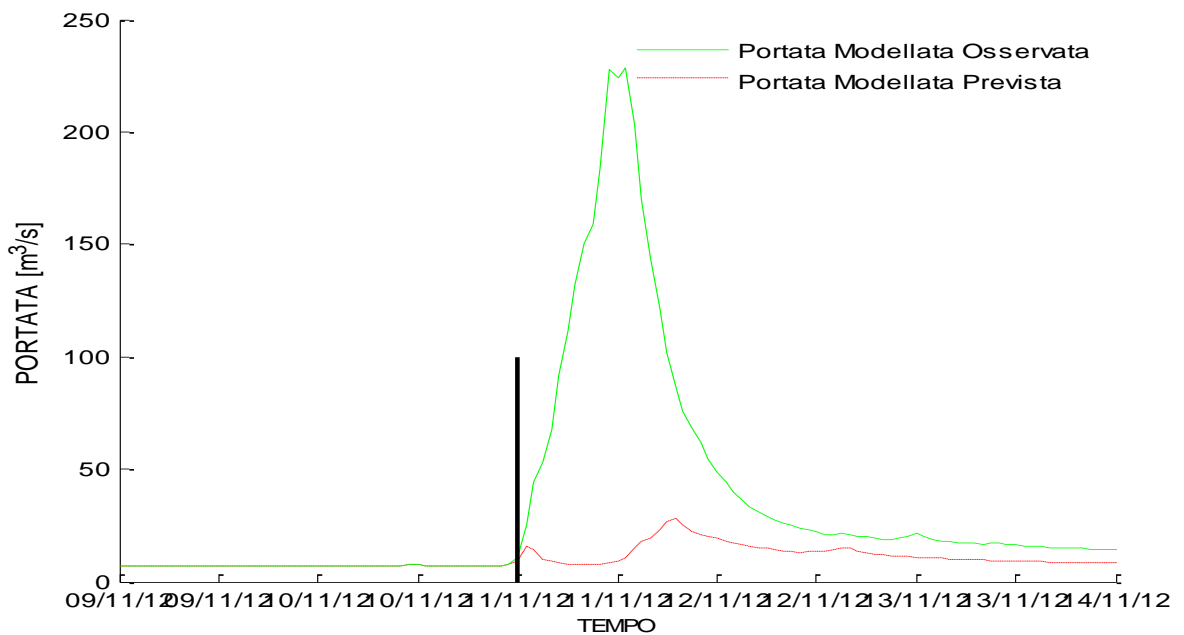


Figura 5.18: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 11/11/2012 ore 00.00

EVENTO 29 NOVEMBRE 2012

Un secondo evento straordinario è stato osservato durante l'autunno del 2012. Tale evento è stato simulato utilizzando il campo di precipitazione prodotta dai modelli climatici disponibili. Tale evento, caratterizzato da una portata massima di $83,50 \text{ m}^3/\text{s}$, non è la più grande evento osservato nel corso dell'anno, ma è uno degli eventi più importanti che si sono verificati durante l'intero periodo di studio. Per l'esercizio di previsione delle piene, sono stati utilizzati quattro diversi tempi di previsione, che vanno dal 27 novembre alle ore 00:00 a 29 novembre alle ore 12:00. Figura 5.19, 5.20, 5.21 e 5.22 rappresentano il confronto tra portata osservata nella sezione intermedia e modellata nella sezione di chiusura, scomposta nelle diverse componenti di deflusso.

Mentre al primo “ora” si ha una sopravvalutazione delle portate (Fig. 5.27), successivamente vi è una leggera sottovalutazione del picco che si accentua man mano che ci si avvicina all'evento (Fig. 5.28, 5.29, 5.30).

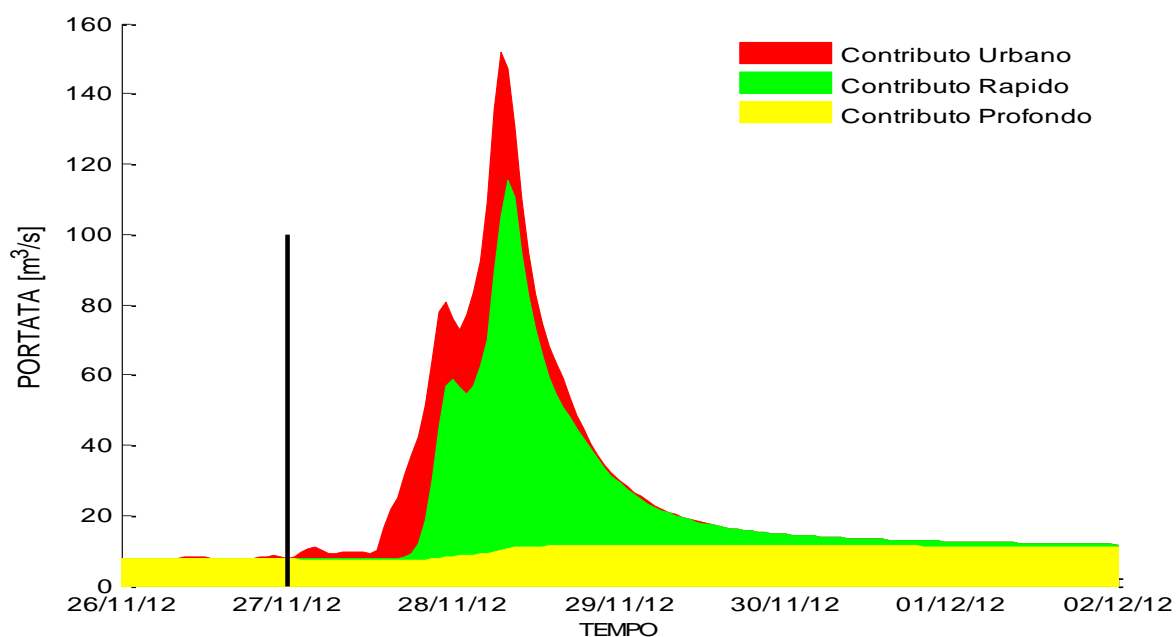


Figura 5.19: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 27/11/2012 ore 00.00

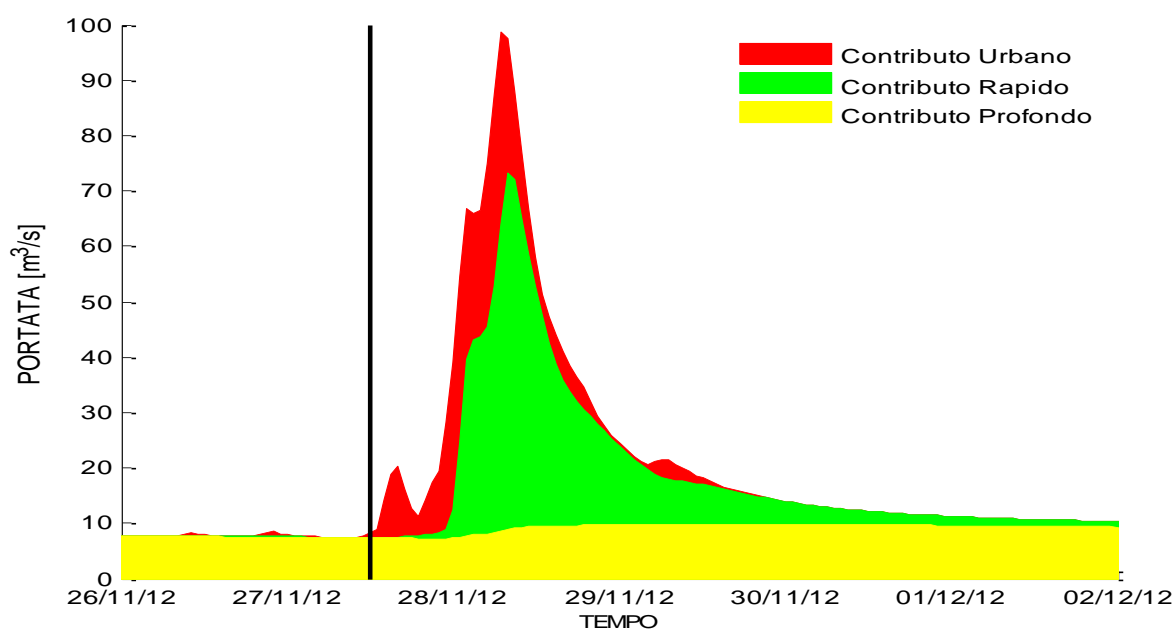


Figura 5.20: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 26/11/2012 ore 12.00

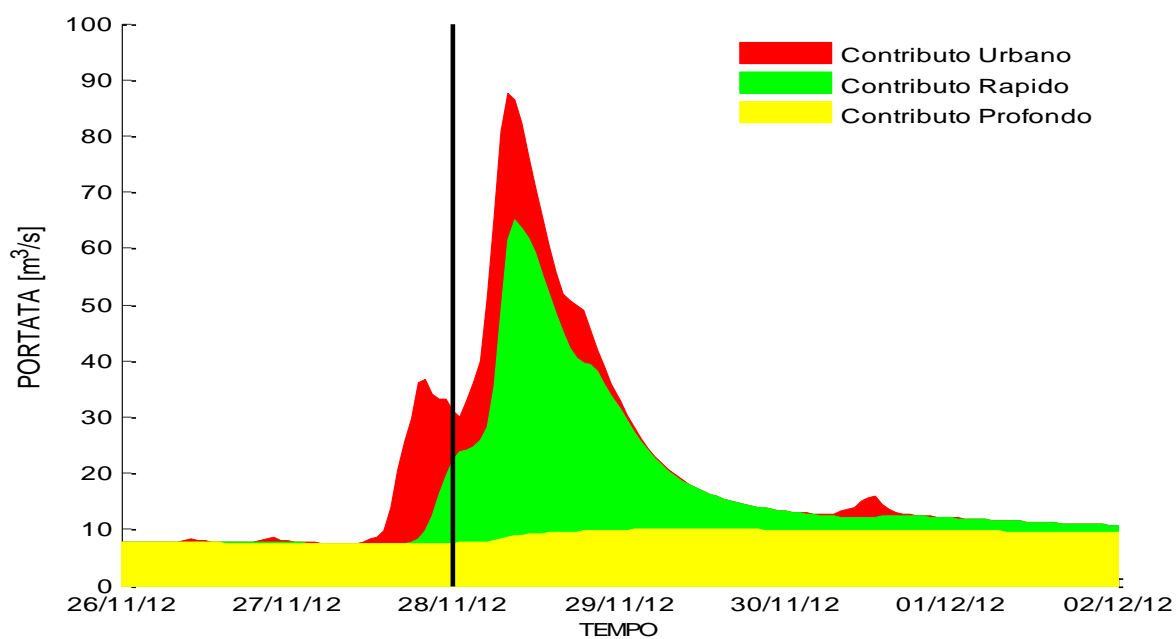


Figura 5.21: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 00.00

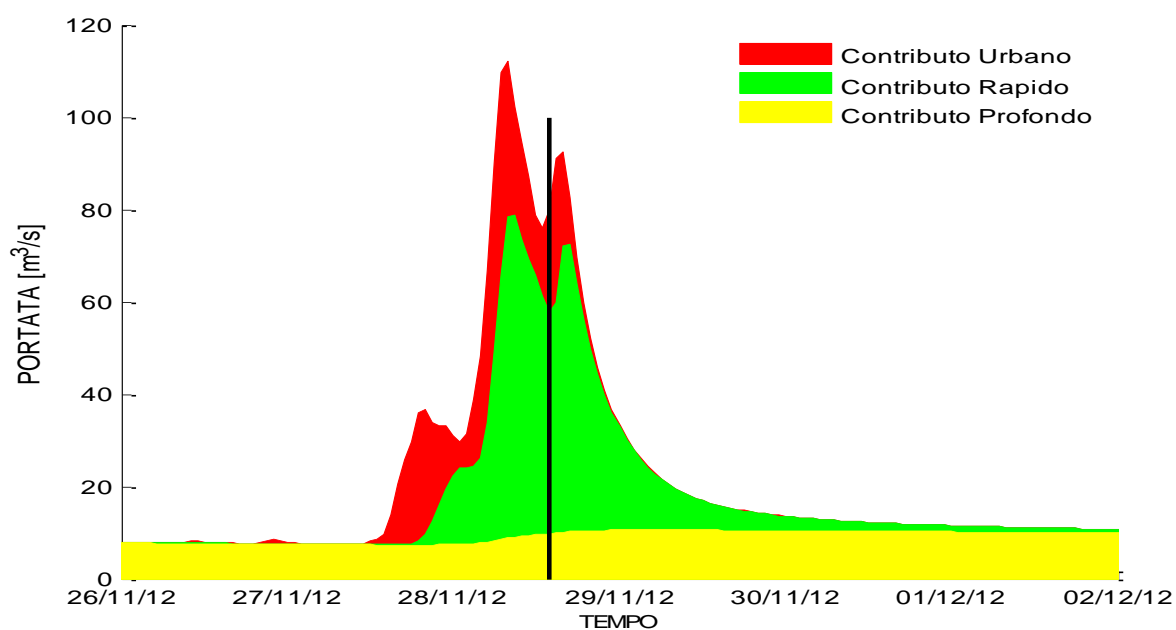


Figura 5.22: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 14.00

Risultati del modello di previsione delle piene

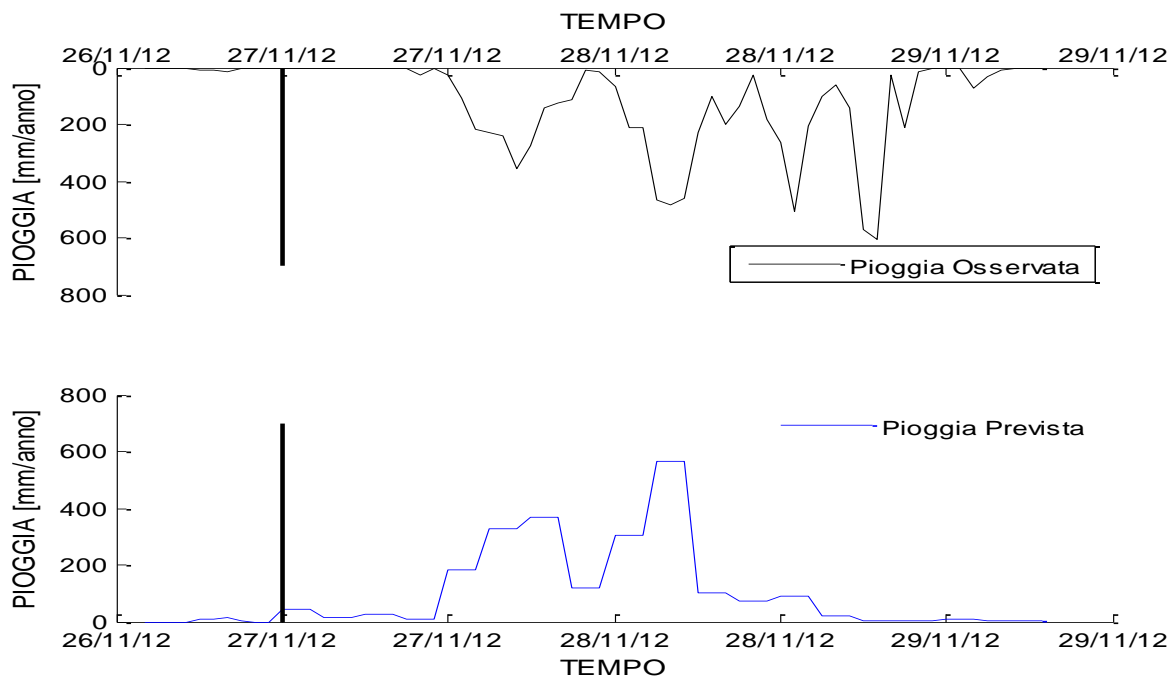


Figura 5.23: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 27/11/2012 ore 00.00

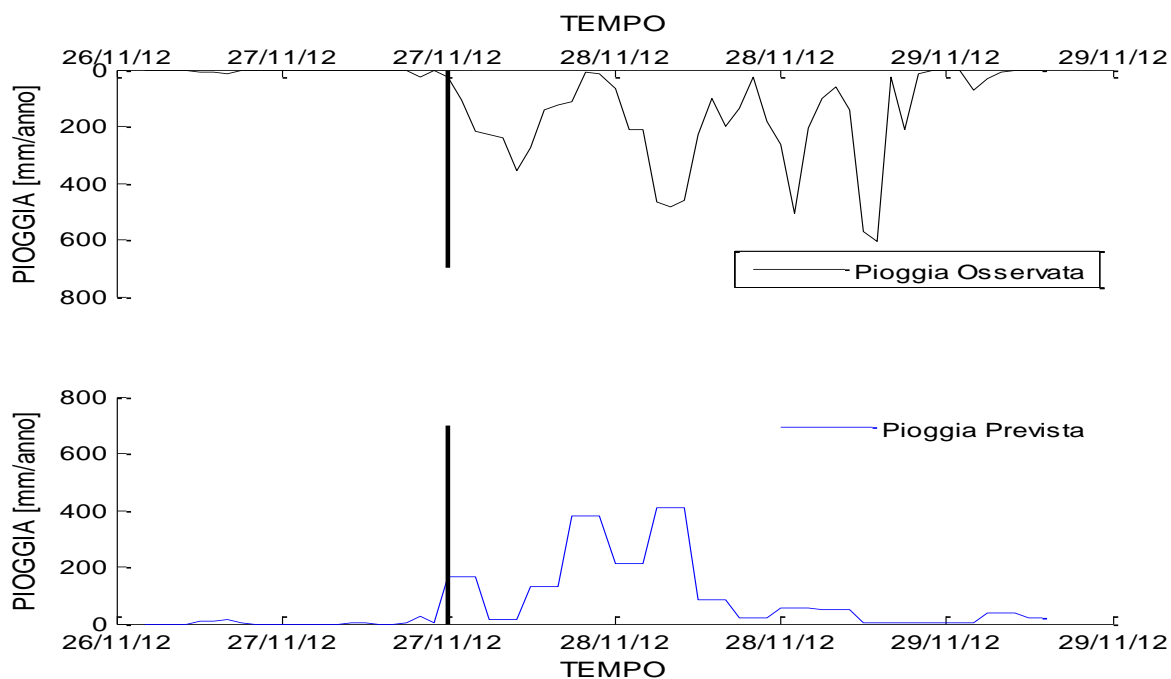


Figura 5.24: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 27/11/2012 ore 12.00

Risultati del modello di previsione delle piene

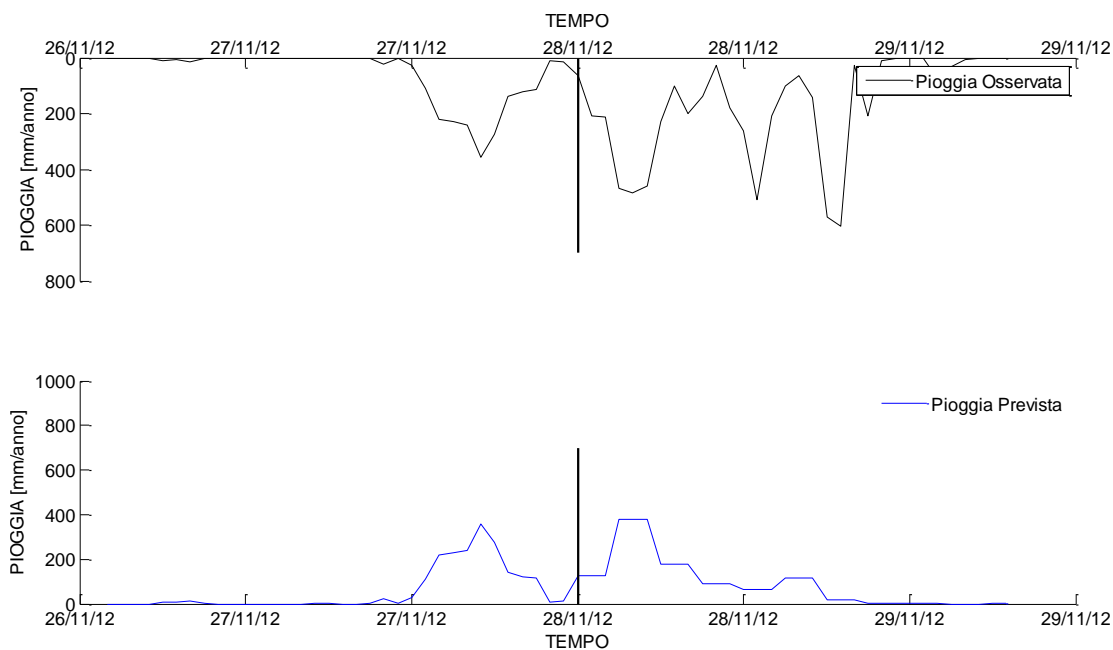


Figura 5.25: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 00.00

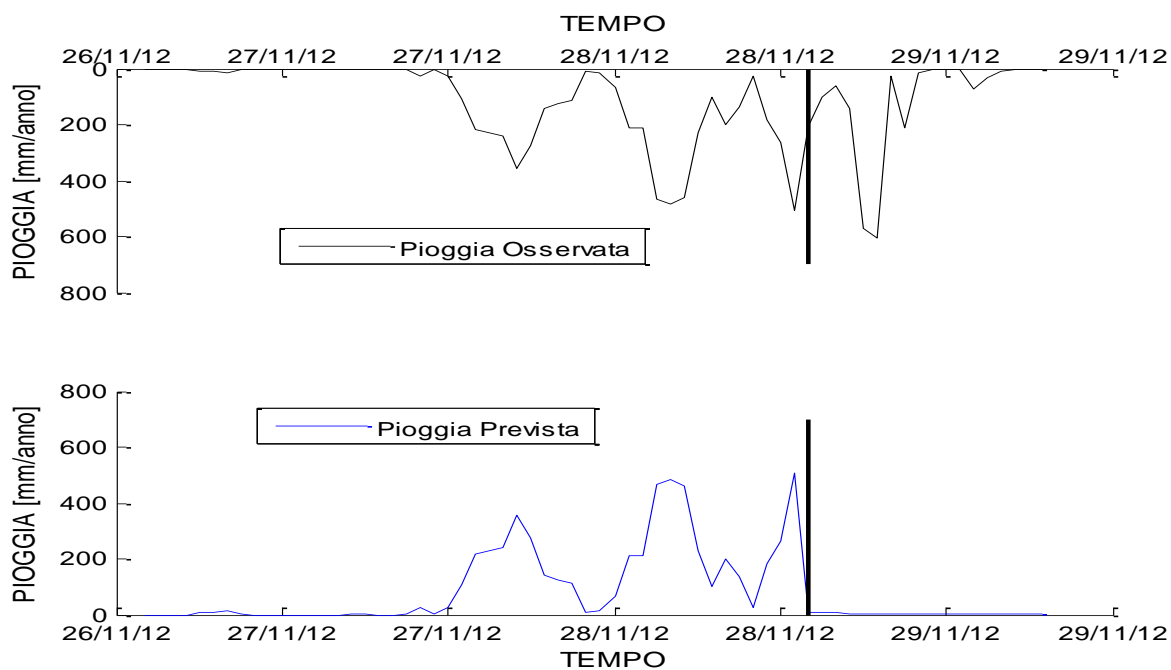


Figura 5.26: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 14.00

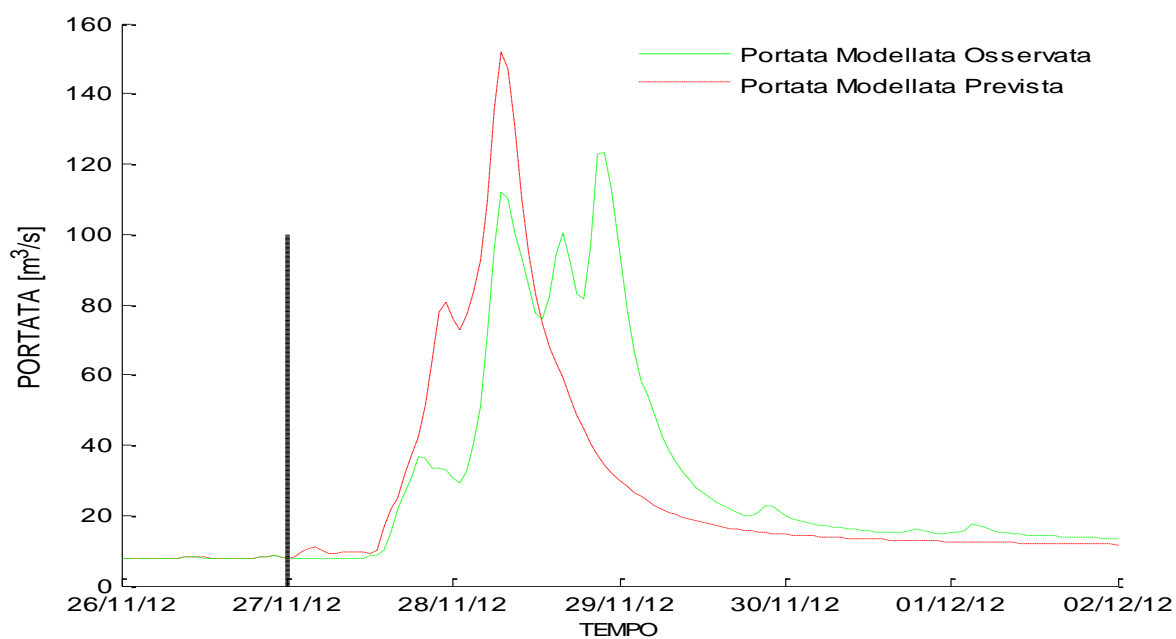


Figura 5.27: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 27/11/2012 ore 00.00

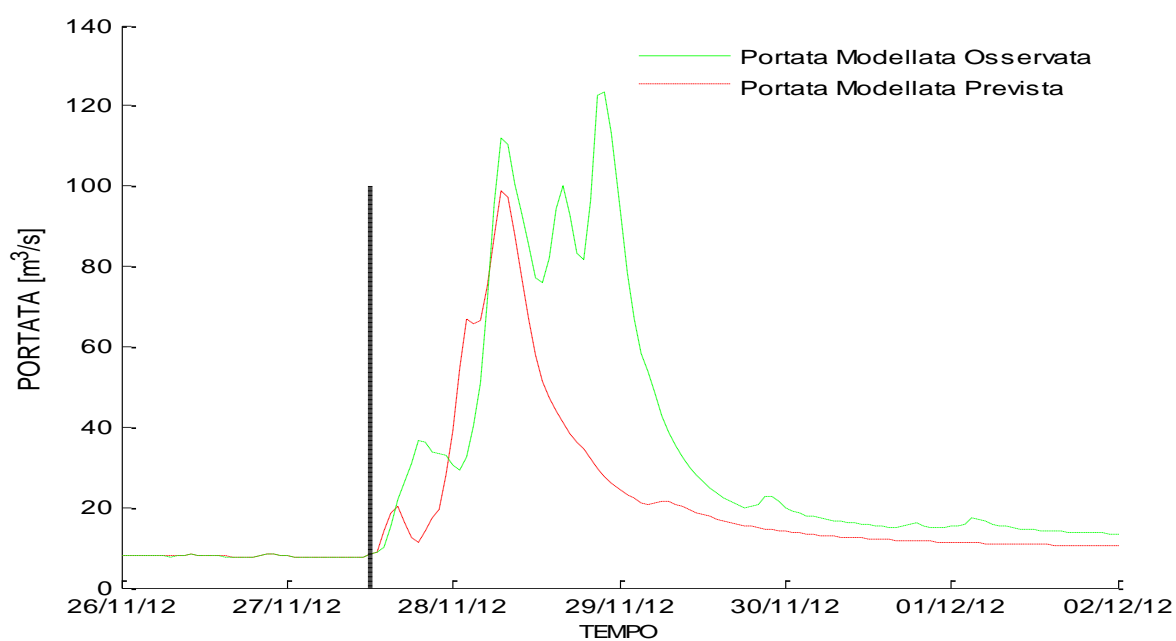


Figura 5.28: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 27/11/2012 ore 12.00

Risultati del modello di previsione delle piene

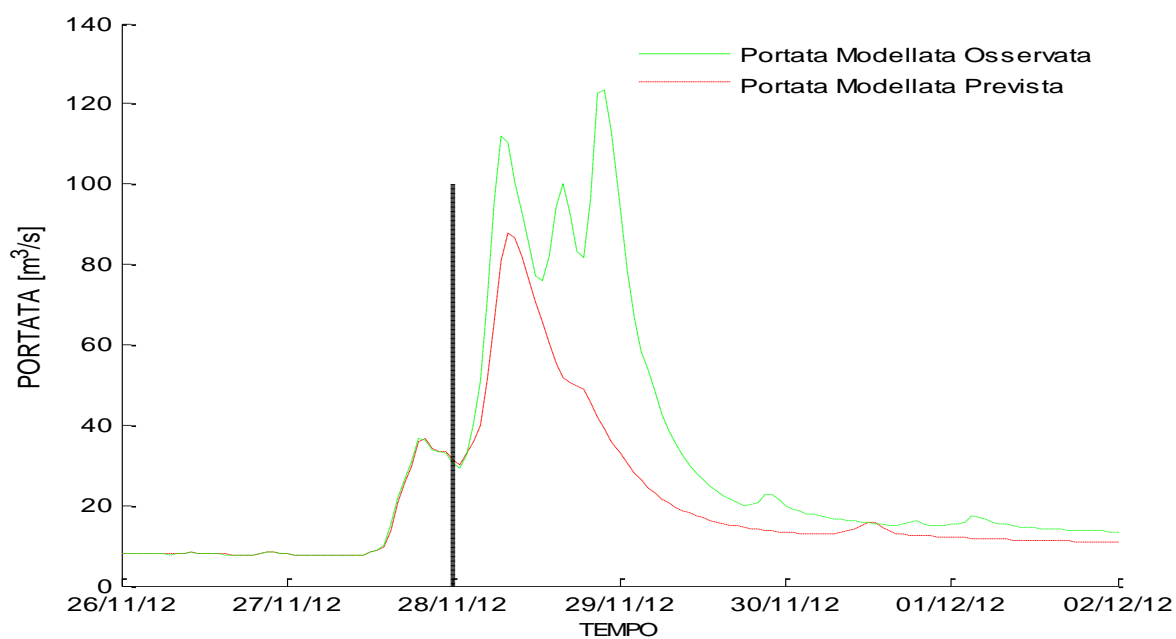


Figura 5.29: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 00.00

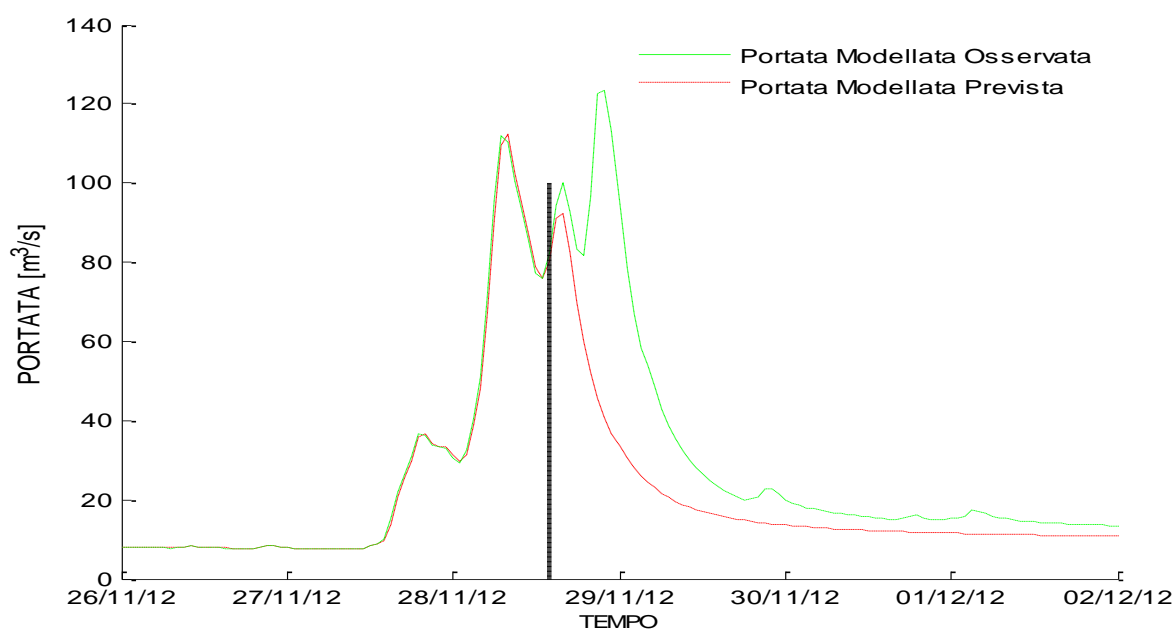


Figura 5.30: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 28/11/2012 ore 14.00

EVENTO 16 MAGGIO 2013

Con picchi di circa $70 \text{ m}^3/\text{s}$, l'evento osservato il 16 maggio 2013 è uno degli eventi più gravosi dell'anno. Le precipitazioni previste prodotte dal modello climatico sono state utilizzate per simulare gli eventi tra il 15 e il 16 maggio 2013. Per la simulazione della previsione delle piene sono stati utilizzati tre differenti "ora", che coprono dal 15 maggio alle 12:00 (33 ore prima del picco di flusso osservato) al 16 maggio alle 10:00 (11 ore prima del picco di flusso osservato). Figura 5.31, 5.32 e 5.33 mostrano che l'idrogramma modellato ha una portata massima che varia a seconda del tempo di previsione. L'evento del 16 maggio alle 10.00 è perfettamente rappresentato.

Di conseguenza, i volumi di precipitazione sono molto sensibili al tempo di previsione (Fig. 5.37, 5.38 e 5.39).

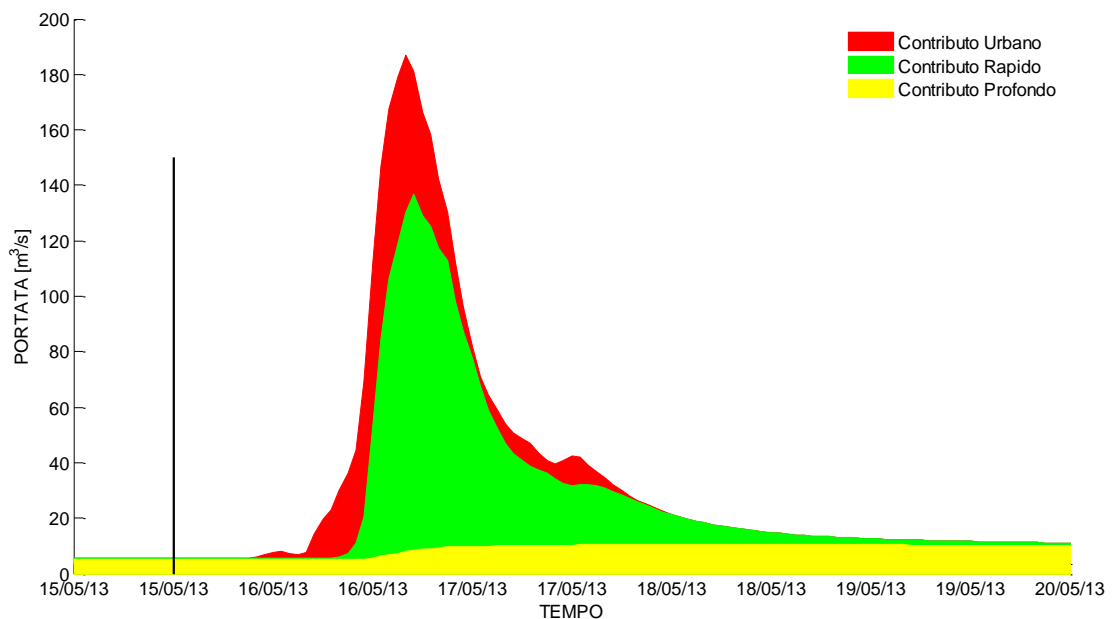


Figura 5.31: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 15/05/2013 ore 12.00

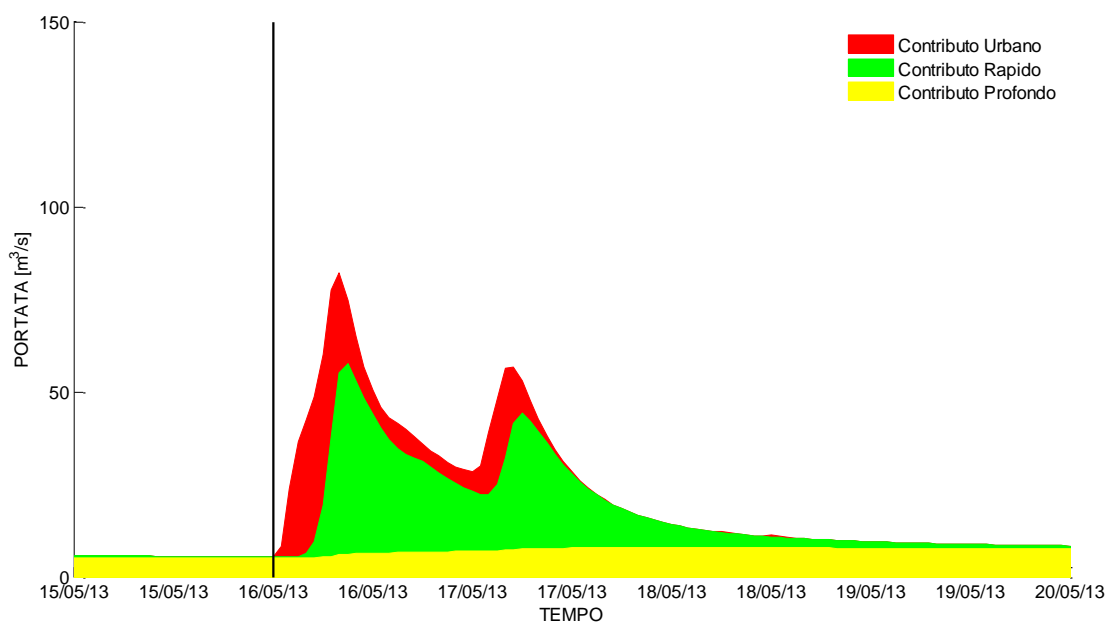


Figura 5.32: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 00.00

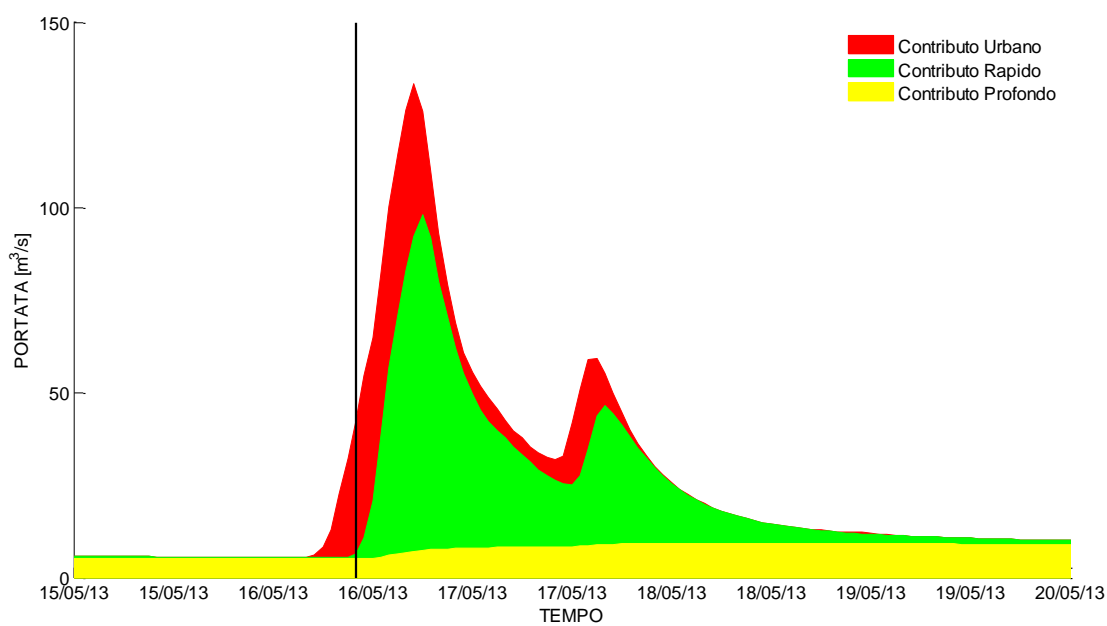


Figura 5.33: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 10.00

Risultati del modello di previsione delle piene

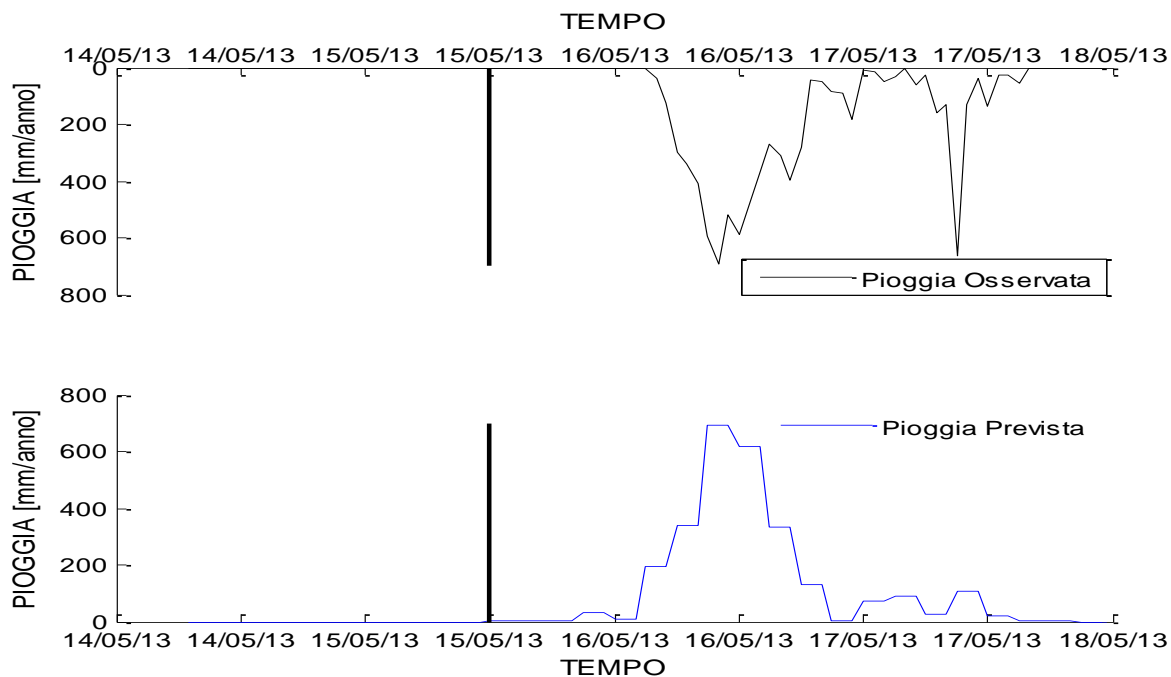


Figura 5.34: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 15/05/2013 ore 12.00

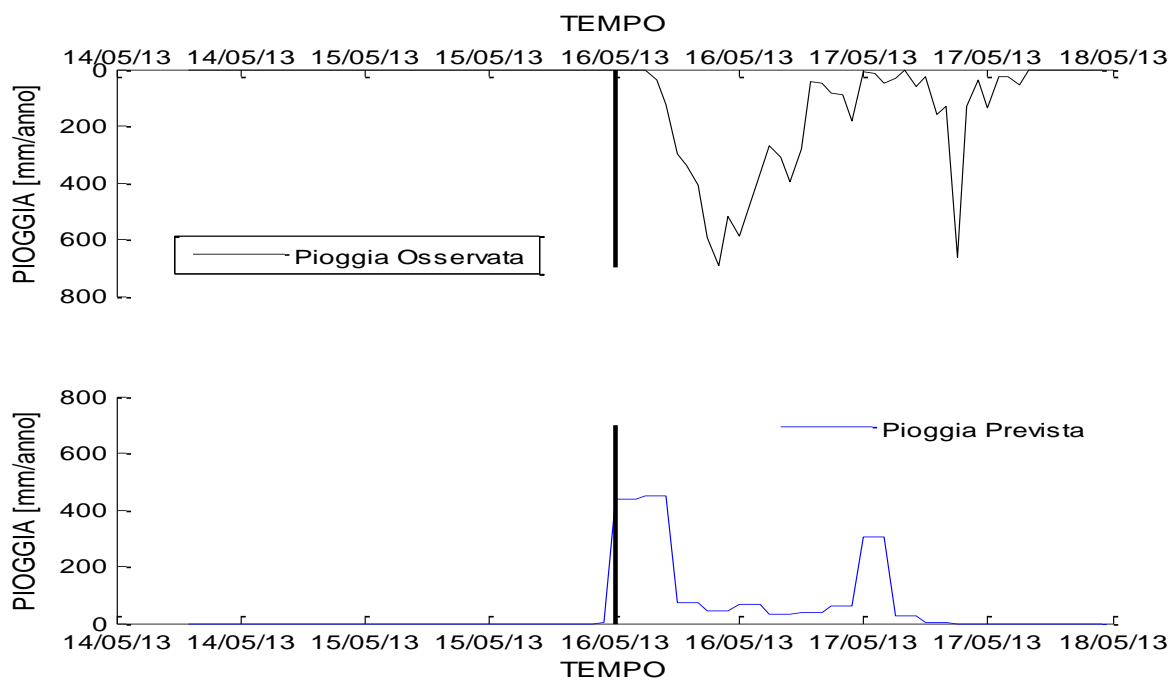


Figura 5.35: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 00.00

Risultati del modello di previsione delle piene

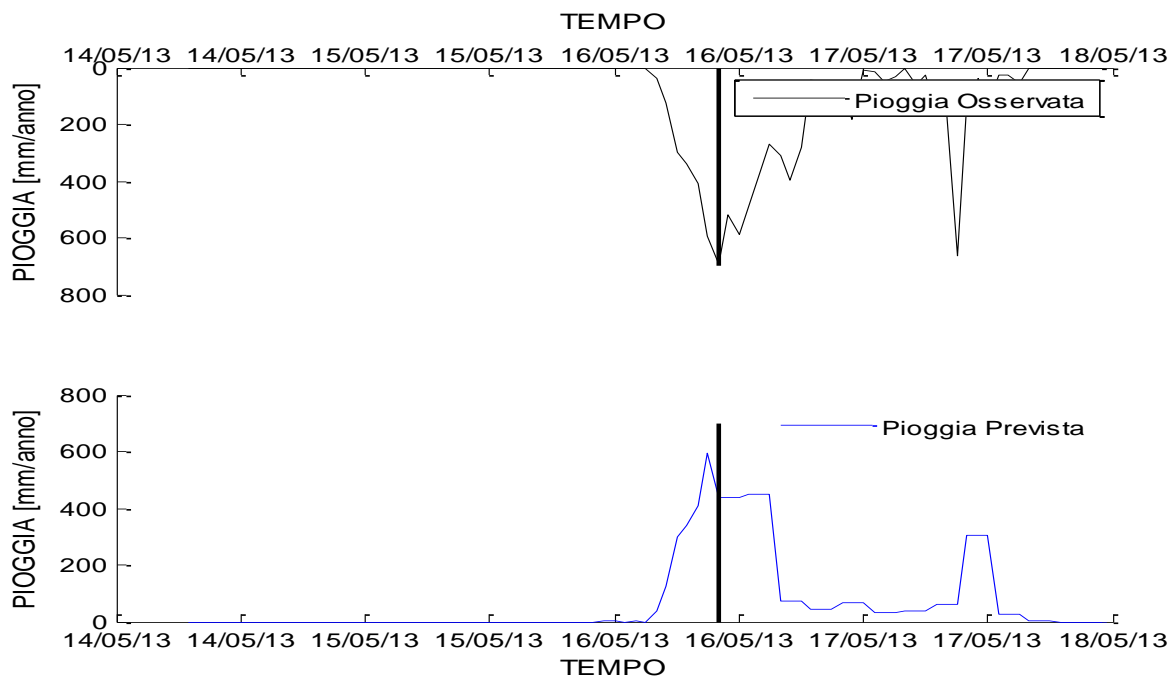


Figura 5.36: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 10.00

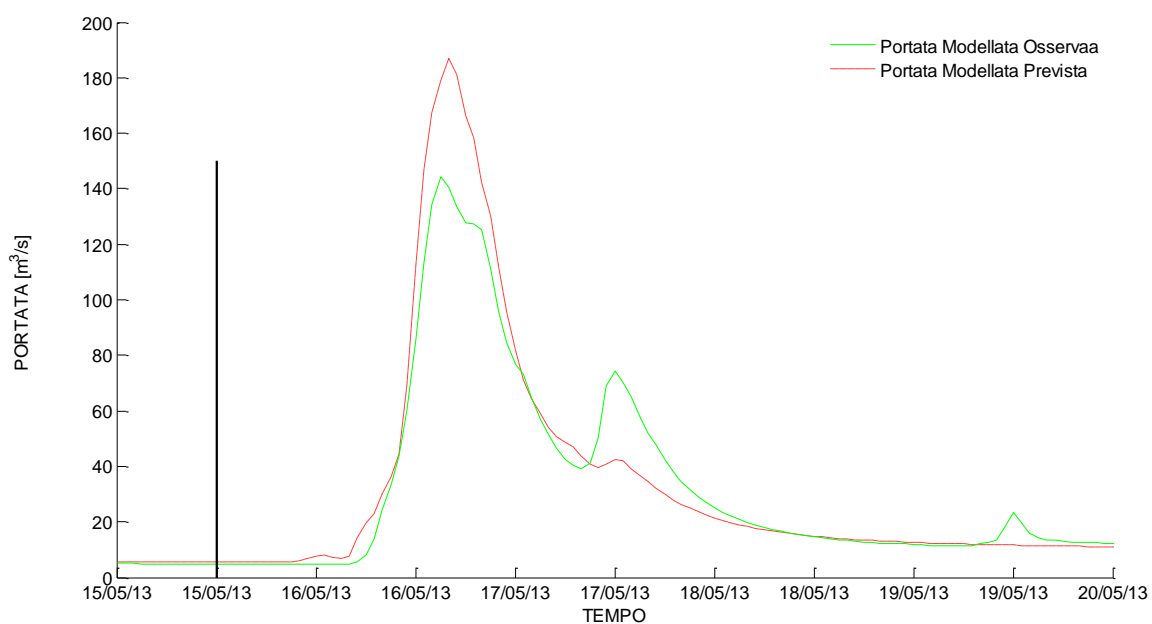


Figura 5.37: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 15/05/2013 ore 12.00

Risultati del modello di previsione delle piene

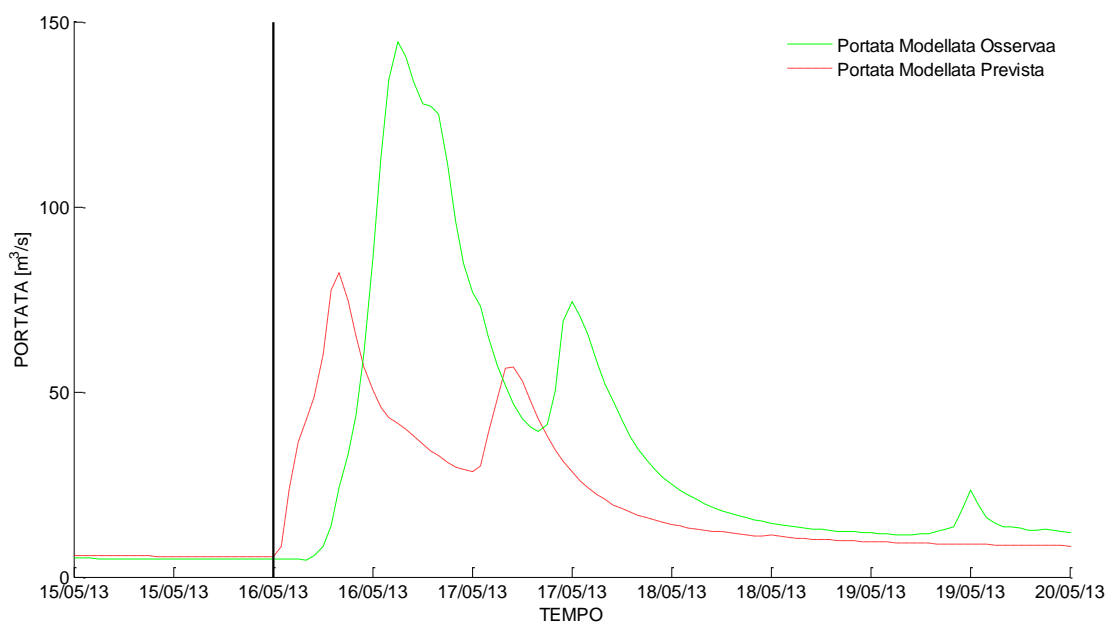


Figura 5.38: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 00.00

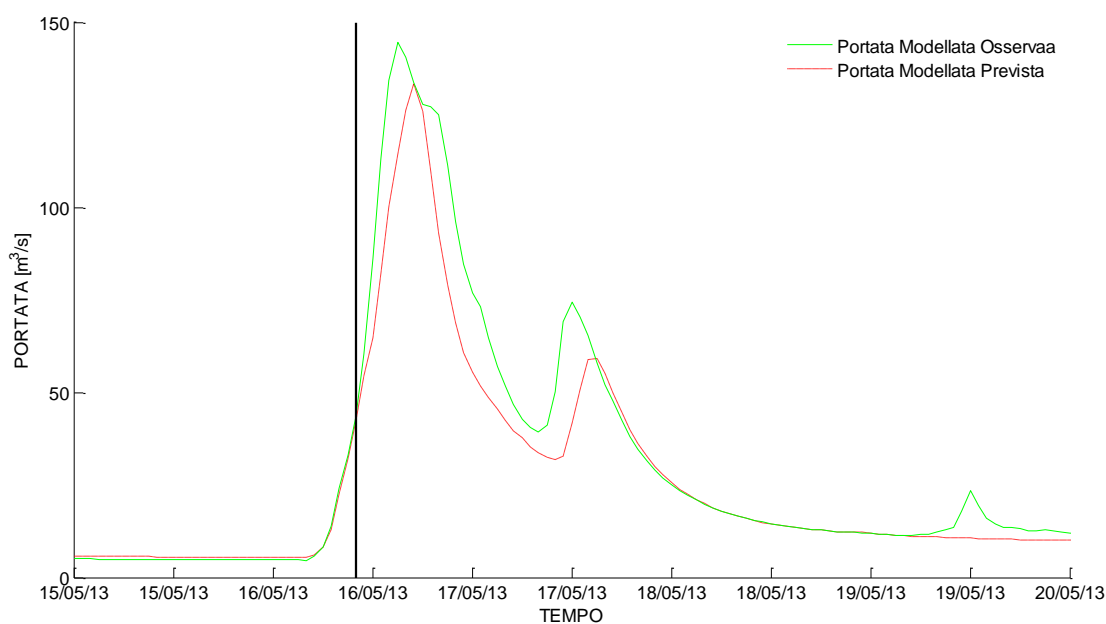


Figura 5.39: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 16/05/2013 ore 10.00

Si nota subito come la precipitazione vari molto, sia per forma che per valore massimo, da uno start temporale a un altro.

EVENTO 31 GENNAIO 2014

Per riprodurre l'evento che si è verificato in 31 gennaio sono stati utilizzati dati di precipitazione a partire dal 29 Gennaio 2014. Sono utilizzati tre momenti di previsione, che vanno dal 29 gennaio alle 16:00 al 31 gennaio alle ore 20.00, per la simulazione di previsione durante l'evento considerato. La risposta idrologica modellata è più allungata nel tempo rispetto all'idrogramma osservato, e i volumi sono assolutamente fuori scala (Fig. 5.40, 5.41 e 5.42). Questo è il risultato di una scarsa rappresentazione delle precipitazioni (Fig. 5.43, 5.44 e 5.45). Pertanto, le Figure 5.46, 5.47 e 5.48 mostrano che gli idrogrammi ottenuti utilizzando le precipitazioni osservate sono molto simili alle portate osservate, mentre l'idrogramma ottenuto con precipitazioni previste è molto diverso, ed è poco sensibile al tempo di previsione.

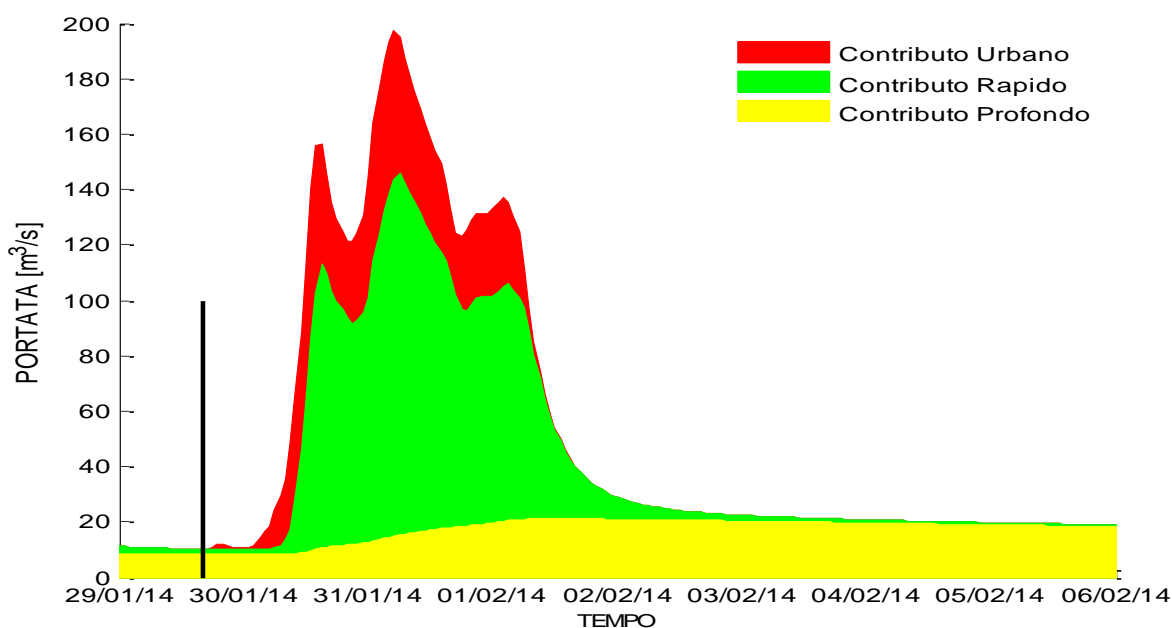


Figura 5.40: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 29/01/2014 ore 16.00

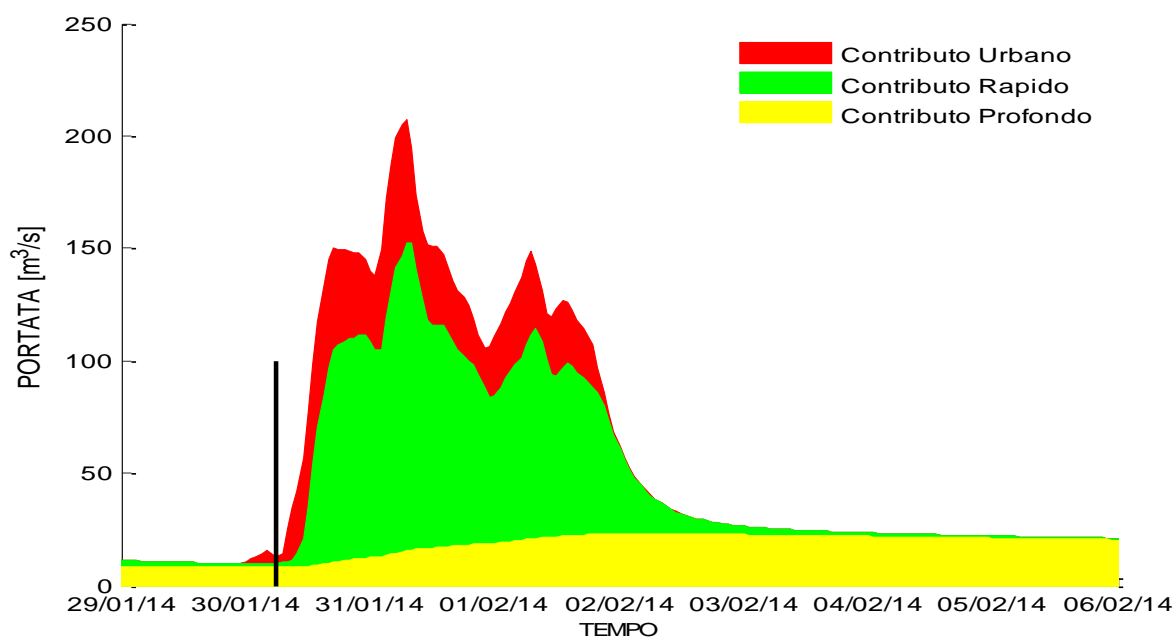


Figura 5.41: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 30/01/2014 ore 06.00

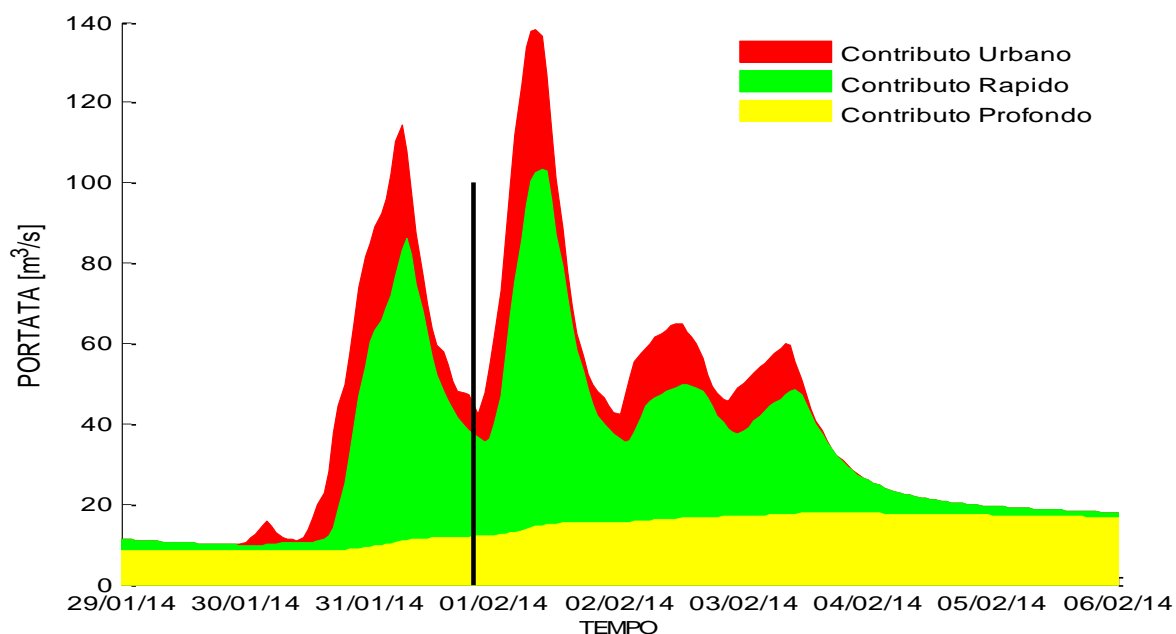


Figura 5.42: Deflussi previsti nella sezione di chiusura, differenziati a seconda dei vari contributi. Il tempo di previsione è il 31/01/2014 ore 20.00

Risultati del modello di previsione delle piene

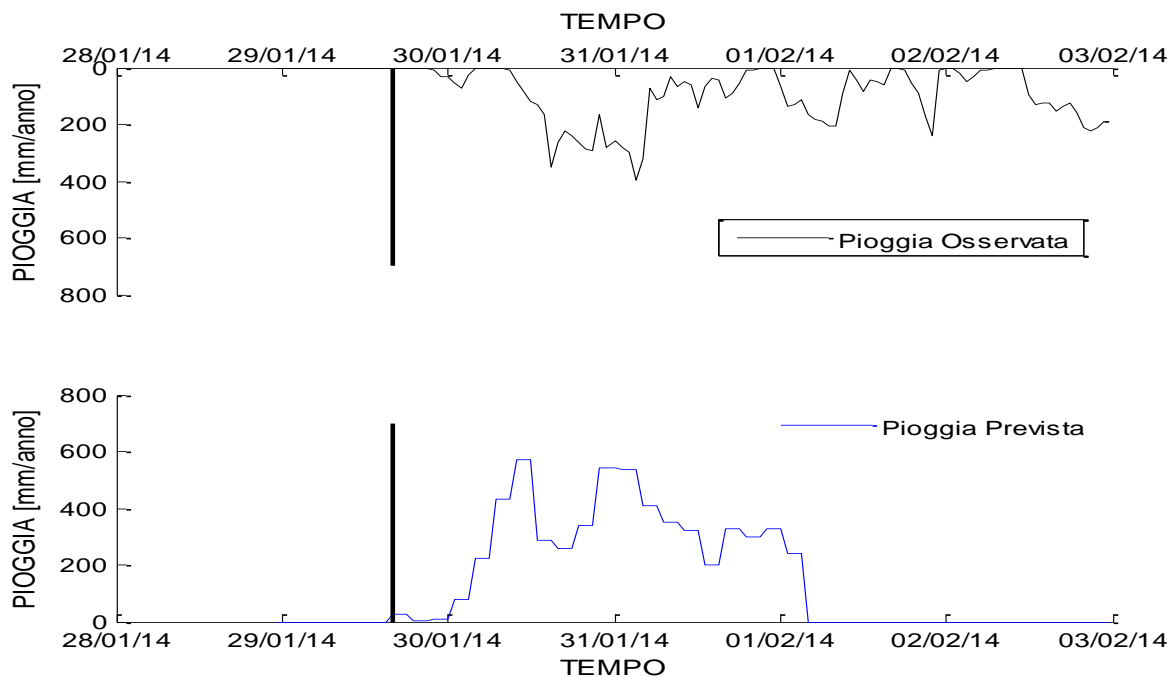


Figura 5.43: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 29/01/2014 ore 16.00

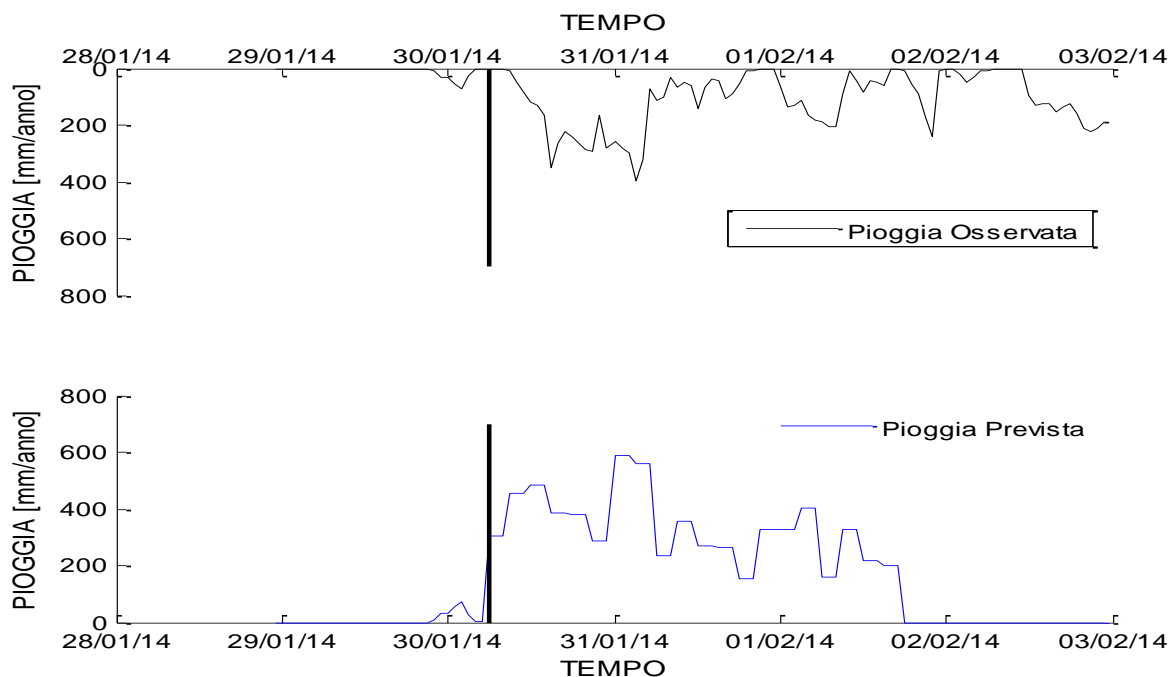


Figura 5.44: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 30/01/2014 ore 06.00

Risultati del modello di previsione delle piene

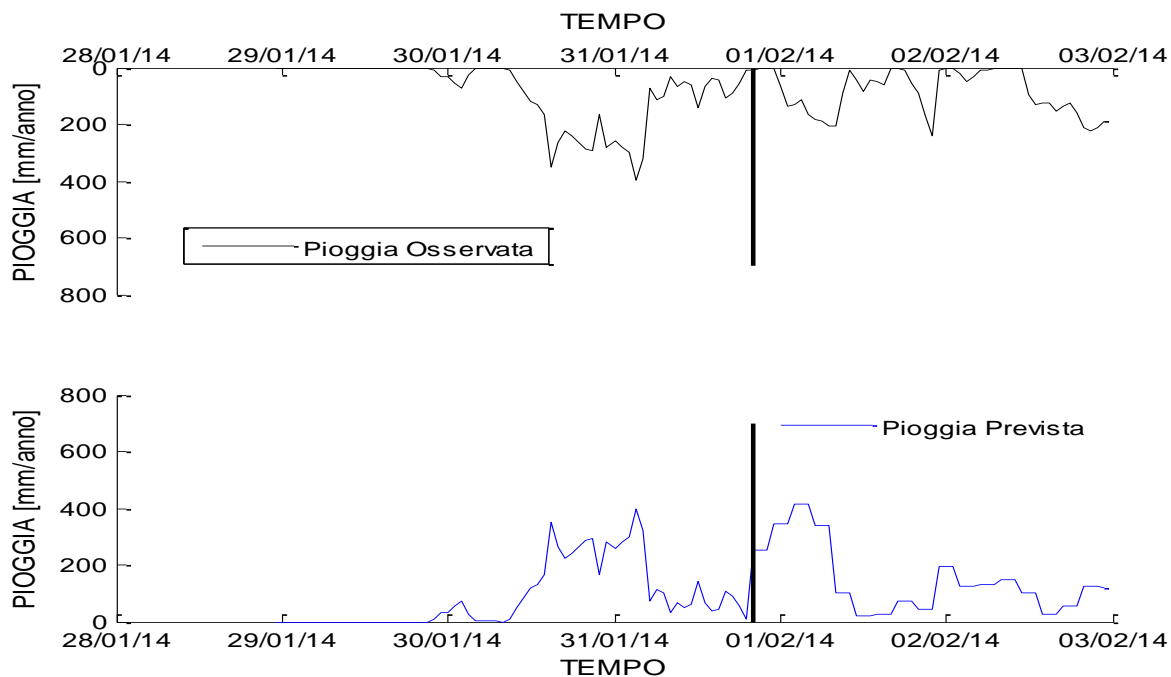


Figura 5.45: confronto tra pioggia misurata e prevista. Il tempo di previsione è il 31/01/2014 ore 20.00

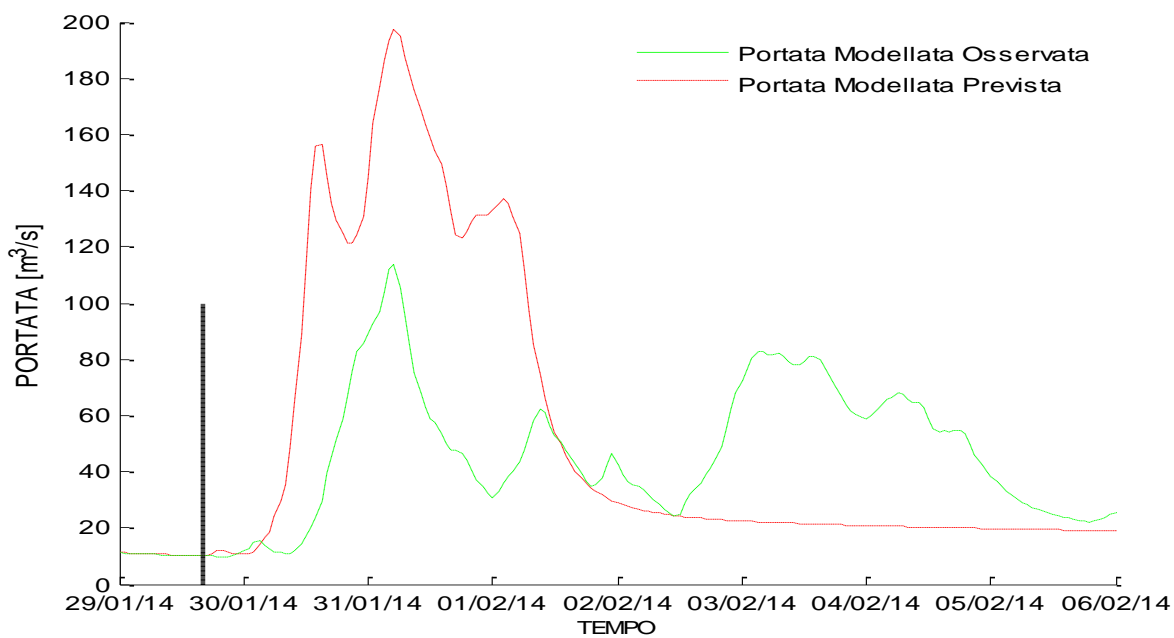


Figura 5.46: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 29/01/2014 ore 16.00

Risultati del modello di previsione delle piene

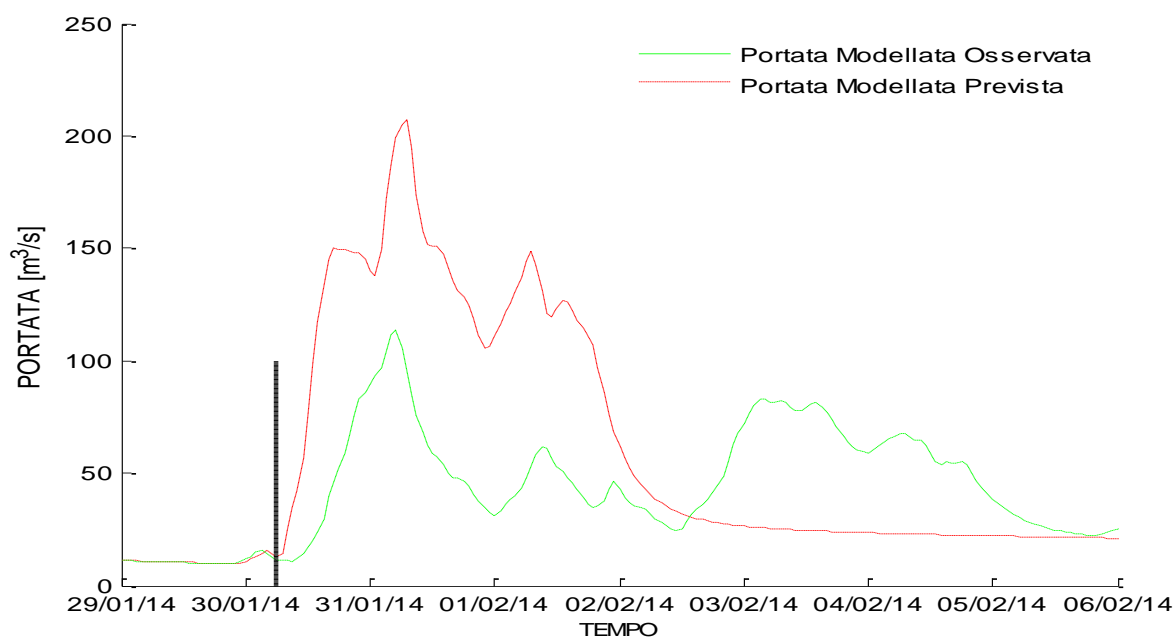


Figura 5.47: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 29/01/2014 ore 16.00

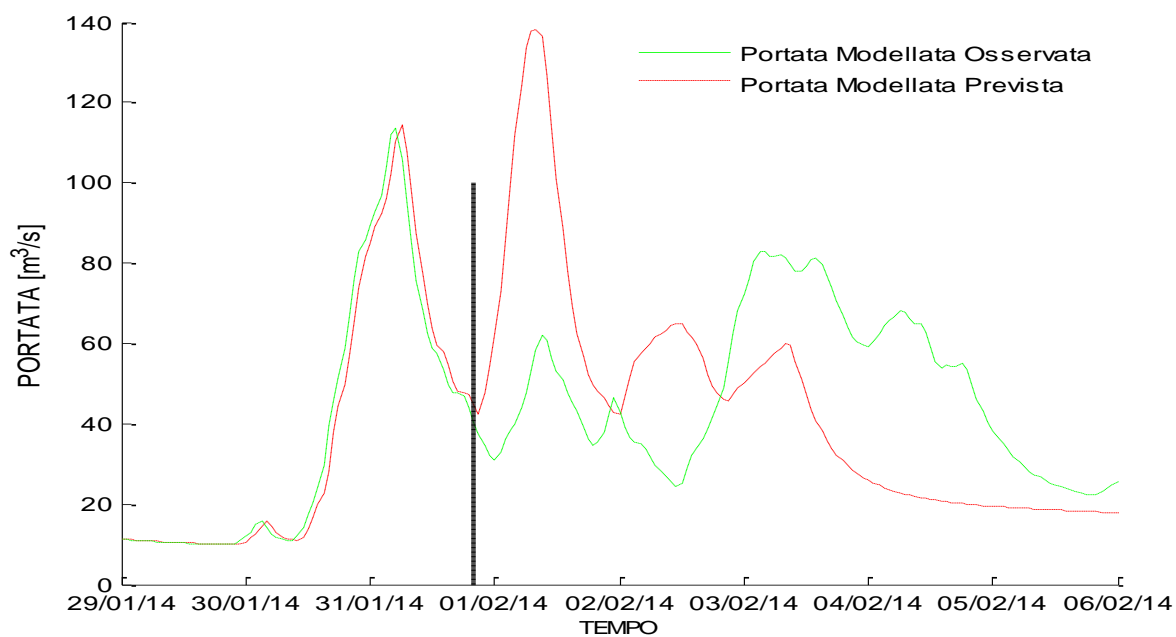


Figura 5.48: Confronto tra portata modellata e prevista nella sezione di chiusura. Il tempo di previsione è il 31/01/2014 ore 20.00

5.2 Misuratore di performance

Gli obiettivi di un modello afflussi-deflussi, in termini di inondazioni, sono una rappresentazione corretta dei picchi (tempi e l'entità), e una buona rappresentazione dei tempi di recessione del fenomeno, che permette l'identificazione della condizione di saturazione del suolo prima e dopo il verificarsi dell'evento. Per valutare le prestazioni del modello, è necessario definire un indice per quantificare la somiglianza tra la risposta idrologica modellata e osservata. I principali metodi di confronto fra idrogrammi di piena si basano sulla deviazione standard dell'errore. L'indice più diffuso in idrologia è l'efficienza E di Nash-Sutcliffe, che è definito come:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - Q_{mod}(t))^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - Q_{mean})^2}$$

dove $Q_{obs}(t)$ e $Q_{mod}(t)$ sono le portate osservate e modellate al momento $t = 1, 2, \dots, N$, e Q_{mean} è la media delle portate osservate. Quando $E = 1$ vi è una misura perfetta del modello con le osservazioni ($Q_{mod} = Q_{mean}$). E è inferiore a 1 quanto la curva modellata non riproduce le osservazioni.

Questo indice è stato utilizzato anche per valutare le prestazioni durante la fase di calibrazione, come indicato nella Sezione 4.1.

L'indice di Nash-Sutcliffe è stato calcolato separatamente per la pioggia prevista e per la portata modellata durante gli eventi considerati al punto 4.3.

NSJ e NSQ, che rappresenta l'indice di efficienza per la portata delle precipitazioni prevista e modellata rispettivamente, sono stati poi confrontati secondo i seguenti criteri:

- se $NSQ = NSJ$ significa che il modello non modifica l'errore delle precipitazioni previste introdotte dal modello climatico;
- se $NSQ < NSJ$ significa che il modello aumenta l'errore di previsione delle precipitazioni introdotto dal modello climatico;
- se $NSQ > NSJ$ significa che il modello leviga l'errore nella previsione delle precipitazioni introdotto dal modello climatico.

In tutti i casi in cui NSJ è positivo, NSQ è nel range (0,6-1) che tipicamente definisce modelli accettabili. Finché i bacini idrografici agiscono come integratori nello spazio e

nel tempo, si è in grado di integrare gli errori commessi durante precipitazioni. Tuttavia, la non linearità del legame tra precipitazioni e portata efficace riduce fortemente la performance del modello quando il modello climatico è troppo povero (per esempio, $NSJ < 0$).

Vale la pena notare che i valori di NSQ sono in genere piuttosto dipendenti dal tempo di previsione specifico, e si hanno quindi alcune preoccupazioni nell'applicare questo tipo di modelli a sistemi di allarme reali e piani della protezione civile.

Conclusione

L'obiettivo del progetto è quello di sviluppare un modello accoppiato climatico-idrologico atto a monitorare e prevedere le dinamiche del deflusso nel fiume Muson dei Sassi in tempo reale, fornendo così un utile supporto per gestire i sistemi di allarme e gli eventuali piani di emergenza durante i fenomeni di piena. Questa tesi ha testato un programma di previsione dei flussi a breve termine utilizzando le previsioni di pioggia quantitative e una simulazione di afflussi-deflussi con un modello fisicamente basato. Campi di precipitazione previsti sono stati ottenuti dal modello climatico LAMI, che opera in diversi settori e con una risoluzione spaziale descritta da una griglia con maglia di lato lungo 7 km. La procedura di previsione è stata testata su un set di eventi di piena selezionati e osservati durante il periodo 2011-2014. L'indipendenza di sviluppo tra i modelli di previsione meteorologica e quelli geomorfologici permette una previsione multimodello basata sul confronto dei risultati forniti dai vari modelli. In particolare, gli eventi principali sono riprodotti sia in termini di volumi che di picchi, e si ottengono valori del parametro di efficienza di Nash - Sutcliffe generalmente più grandi di 0,9 nel corso dei principale eventi di piena modellati.

I campi di precipitazione di tre ore forniti dei modelli climatici sono stati opportunamente scomposti mediante una disaggregazione uniforme, in modo da preservare volume complessivo di precipitazioni durante la disaggregazione.

Le prestazioni del modello idrologico ottenuto utilizzando precipitazioni osservate è testato nel corso di un decennio, dal 2005 al 2014. I risultati indicano che le prestazioni sono abbastanza buone sia nel lungo termine e per singoli eventi di piena.

I risultati ottenuti accoppiando modello idrologico e climatico in selezionati fenomeni alluvionali mostrano che gli idrogrammi relativi alle piogge previste sono spesso sensibili al tempo in cui la previsione viene fatta rispetto al fenomeno in esame. Tale sensibilità al tempo di previsione aumenta quando l'idrogramma unitario ha articolazione complessa ed è caratterizzato da picchi multipli. Nonostante questa limitazione, i risultati dei modelli

sono stati nel complesso soddisfacenti; in molti casi, infatti, l'efficienza di Nash-Sutcliffe di deflussi calcolati sulla base di precipitazioni previste superano lo 0,6.

L'esercizio di previsione dei flussi sul bacino evidenzia l'affidabilità dello strumento sviluppato in questa tesi per le applicazioni di previsione delle inondazioni. I valori di picco sono in più casi adeguatamente descritti dal modello con alcune eccezioni, che sono da imputare all'imprecisione dei modelli climatici.

Tuttavia, il miglioramento della precisione della previsione della precipitazione e una maggiore uniformità tra gli scenari di precipitazione prevista emessa nei giorni precedenti agli eventi sarebbe utile per migliorare l'affidabilità complessiva del modello idro-climatici.

Ulteriori miglioramenti del modello sono fattibili; in particolare, si potrebbe implementare un metodo per stimare in modo più preciso l'umidità proveniente dal suolo, e si potrebbe stimare meglio il deflusso che si origina nelle aree urbane. Infine se altri modelli climatici fossero inseriti in questo quadro, si potrebbe aumentare ulteriormente l'affidabilità della previsione.

Bibliografia

- [1] ALLEN, R.G., L.S. PEREIRA, D. RAES, AND M. SMITH (1998), *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*, FAO Irrigation and drainage paper 56, Roma.
- [2] ARPAV (2005), Carta dei suoli del Veneto.
- [3] ARPAV (2008), Considerazioni sulla scala di deflusso del fiume Muson dei Sassi a Castelfranco Veneto, Livelli e Portate Anni 2004-07, Relazione n° 08/08.
- [4] ARPAV (2011), Livelli e portate medie giornaliere del torrente Muson dei Sassi a Castelfranco Veneto negli anni 2008-10, Relazione n° 07/11.
- [5] BATES, B.C., Z.W. KUNDZEWICZ, S. WU, J.P. PALUTIKOF, Eds. 2008. *Climate change and water. Technical paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC Secretariat, Geneva.
- [6] BEVEN, K.J. (2001), *Rainfall-Runoff Modelling*, Wiley, Chichester.
- [7] CIMOLINO, A., A. CISOTTO, I. SACCARDO, A. DEANA, AND A. MARIN (2011), *Le campagne di misura per la valutazione delle dispersioni in alveo*, chapter 6 of “Il progetto TRUST Life+”.
- [8] CLAPP, R.B., AND G.N. HORNBERGER (1978), *Empirical equations for some soils hydraulic properties*, Water Resour. Res., 14(8), 601-604.
- [9] COLLISCHONN, W., R. HAAS, I. ANDREOLLI, AND C.E.M. TUCCI (2005). *Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from regional weather-prediction model*, Journal of Hydrology, 305, 87-98.
- [10] D'ALPAOS, L. (2003), *Studio idraulico mediante un modello matematico per la simulazione degli eventi di piena lungo le aste dei corsi d'acqua dell'area pedemontana in sinistra Brenta e confluenti nel Muson dei Sassi*.
- [11] D'ALPAOS, L. (2006), *Propagazione delle onde di piena lungo l'asta del Muson dei Sassi mediante modello bidimensionale*, Dipartimento IMAGE, Università di Padova.
- [12] DAGAN, G. (1989). *Flow and transport in porous formations*, Springer-Verlag,

Berlin-Heidelberg.

- [13] DIETRICH, W.E., AND T. DUNNE (1993), *The channel head, in Channel Network Hydrology*, edited by K. Beven and M.J. Kirkby, pp. 176-219, John Wiley, New York.
- [14] DOLCINE', L., H. ANDRIEU, AND M.N. FRENCH (1998). *Evaluation of a conceptual rainfall forecasting model from observed and simulated rain events*, Hydrology and Earth System Sciences, 2, 173-182.
- [15] FERRI, M., D. NORBIATO, M. MONEGO, A. GALLI, S. GUALDI, E. BUCCHIGNANI, AND F. BARUFFI (2010). *Impact of climate change on hydrological regimes and water resources in TRUST (LIFE + 2007) project*, Proc. Hydropredict 2010 Conference, Prague, Czech Republic.
- [16] GENIO CIVILE DI PADOVA (2011), Studio idraulico dell'asta del torrente Muson dei Sassi nel tratto di competenza del Genio Civile di Padova da Castelfranco Veneto (TV) alla confluenza nel fiume Brenta.
- [17] GUPTA, V.K., E. WAYMIRE AND C.T. WANG (1980), *A Representation of an Instantaneous Unit Hydrograph from Geomorphology*, Water Resources Research, 16, 5, 855-862.
- [18] KARL, T.R., G.A.MEEHL, C.D.MILLER, S.J. HASSOL, A.M.WAPLE, AND W.L.MURRAY (2008). *Weather and Climate Extremes in Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*, Washington D.C.
- [19] KONRAD C.P., (2003), *Effects of urban development on floods*, U.S. Geology Survey, Science for a changing world.
- [20] MARANI, M. (2003), *Processi e modelli dell'idrometeorologia*, Dipartimento IMAGE, Università di Padova.
- [21] MARANI, M., S. BASSO, F. ZAMBON, AND G. BOTTER (2010), *Modellazione matematica del bacino idrografico del fiume Brenta, relazione tecnica*, Centro Internazionale di Idrologia.
- [22] MONTGOMERY, D.R., AND W.E. DIETRICH (1989), *Source areas, drainage density and channel initiation*, Water Resour. Res., 25, 1907-1918.
- [23] MORGILLO, A. (2011), *Preliminary results with very high resolution COSMO model for the forecast of convective events*, Consortium for Small-Scale Modelling, Newsletter, 11, 52-60, Hydrometeorological Regional Service ARPASIMC, Bologna.

- [24] PEDDER, M.A., M. HAILE, AND A.J. THORPE (2000). *Short period forecasting of catchment-scale precipitation*. Part I: the role of Numerical Weather Prediction, *Hydrology and Earth System Sciences*, 4, 627-633.
- [25] RINALDO, A., AND I. RODRIGUEZ-ITURBE (1996), *Geomorphological theory of the hydrologic response*, *Hydrol. Processes*, 10(6), 803-844.
- [26] RINALDO A., A. BELLIN, M. FERRI, M. MARANI, R. RIGON, A. FORNASIERO, AND S. SILVESTRI (2002), *Modellazione matematica del bacino idrografico del fiume Brenta*, Dipartimento IMAGE, Università di Padova.
- [27] RINALDO, A., G. BOTTER, E. BERTUZZO, A. UCCELLI, T. SETTIN, AND M. MARANI(2006), *Transport at basin scales: 1. Theoretical framework*, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 19-29.
- [28] ROBERTSON, D.E., D.L. SHRESTHA, AND Q.J. WANG (2013). *Post-processing rainfall forecasts from numerical weather prediction models for short-term streamflow forecasting*, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3587-3603.
- [29] RODRIGUEZ-ITURBE I. AND J.B. VALDES (1979), *The geomorphologic structure of hydrologic response*, *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420.
- [30] RODRIGUEZ-ITURBE, I., AND A. RINALDO (1997), *Fractal River Basins*, Cambridge University Press.
- [31] SCHATTLER, U. (2013). *A description of the Nonhydrostatic Regional COSMOModel*. Part V: Preprocessing: Initial and Boundary Data for the COSMOModel. Consortium for Small-Scale Modelling, Germany.
- [32] SMART WATER (Simple Management of Risks Through a Web Accessible Tool for UE Regions) www.smartwaterproject.eu.
- [33] TAYLOR, G.I. (1921). *Diffusion by continuous movements*, *Proc. London Math. Soc. Ser. A*, 20, 196-211.
- [34] TESINI, M.S., C. CACCIAMANI, AND T. PACCAGNELLA (2010). *Statistical properties and validation of Quantitative Precipitation Forecast*. Consortium for Small-Scale Modelling, Newsletter, 10, 45-54. Hydrometeorological Regional Service ARPASIMC, Bologna.
- [35] WARNER, T.T. (2010), *Numerical Weather and Climate Prediction*, Cambridge University Press.

Anche questa avventura è finita, la fatica è stata tanta ma la soddisfazione di aver raggiunto questo traguardo è immensa.

Voglio ringraziare prima di tutto i miei genitori, che non hanno smesso di credere in me e nelle mie capacità nemmeno un attimo, e che mi hanno sempre sostenuta, incoraggiata e motivata, e la nonna, che non ha smesso un istante di essere orgogliosa di me.

Un doveroso grazie va alle mie amiche preziose Elisa Lucia e Elena che, anche non capendo nulla di quello che facevo, fingevano comunque di credere che fosse una cosa fichissima, e che sono un pilastro indistruttibile della mia vita.

Voglio poi ringraziare di cuore Martina e Ester, che mi hanno accompagnato in quasi tutta la mia convivenza padovana rendendola una fase meravigliosa e che non potrò mai dimenticare, e Laura, che mi ha stimolata a lasciare i miei porti sicuri e a spingermi verso nuovi orizzonti e nuove sfide.

Non posso non ringraziare qui anche Enrico e Massimiliano, compagni fedeli di lezione, di studio e di avventure, e di tutto quello che verrà.

Non vedo l'ora di condividere con tutti voi anche i prossimi traguardi.