



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI DELLA
BASILICATA**

Dottorato di Ricerca in

“Cities and landscapes: architecture, archaeology, cultural heritage, history and resources”

*“LA RISPOSTA IDROLOGICA DEI PICCOLI BACINI IDROGRAFICI ALLA SCALA DI
EVENTO E NEL DOMINIO DELLE FREQUENZE DI ACCADIMENTO: UN'ANALISI DEI
FENOMENI DOMINANTI MEDIANTE L'USO DI MODELLI IDROLOGICI IN CONTINUO
OPERANTI ALLA SCALA ORARIA”*

Settore Scientifico-Disciplinare

“CEAR-01/B”

Coordinatore del Dottorato

Dottorando

Prof.ssa *Guida Antonella*

Dott. *SILEO BIAGIO*

Relatori

Prof.ssa *Margiotta Maria Rosaria*

Prof. *Fiorentino Mauro*

Prof. *Ermini Ruggero*

Ciclo **XXXVIII**

Sommario

CAPITOLO 1 INTRODUZIONE.....	7
1.1 Contesto generale e obiettivi del lavoro.....	7
1.2 Inquadramento idrologico e motivazioni dello studio.....	9
1.3 Struttura del lavoro e approccio modellistico adottato.....	11
CAPITOLO 2 AREA STUDIO.....	12
2.1 Inquadramento geografico e morfologico.....	13
2.2 Geologia, pedologia e uso del suolo.....	16
2.3 Il bacino idrografico della Fiumarella di Corleto.....	17
2.3.1 Reti di monitoraggio e disponibilità dei dati.....	20
2.3.2 Caratteristiche geomorfologiche e di utilizzo del suolo.....	26
2.3.3 Riorganizzazione del data-set idrologico e strategie di pre-elaborazione.....	34
2.3.4 Eventi selezionati per la modellizzazione basata sugli eventi.....	41
CAPITOLO 3 METODI DI MODELLAZIONE IDROLOGICA: Q_T-DREAM, DREAM E HBV	43
3.1 Framework metodologico del Q _T -DREAM	43
3.2 Il modello DREAM.....	51
3.3 Implementazione del modello HBV a scala oraria.....	59
3.4 Pre-processing di input spaziali e temporali	62
3.5 Strategie per la determinazione dell'antecedent soil moisture.....	65
3.6 Calibrazione, validazione e valutazione delle prestazioni.	67
CAPITOLO 4 RISULTATI DELLA MODELLAZIONE IDROLOGICA NEI BACINI STRUMENTATI E NON STRUMENTATI: DAL DOMINIO DEL TEMPO AL DOMINIO DELLE FREQUENZE	71
4.1 Applicazione a scala regionale: Basilicata	73

4.2 Applicazione al bacino della Fiumarella di Corleto.....	79
4.3 Sintesi e prospettive del Q _T -DREAM	83
4.4 Prestazioni del modello DREAM sugli eventi.	85
4.5 Risultati del modello HBV in continuo alla scala oraria.....	107
4.6 Lettura complementare delle risposte di deflusso simulate e osservate	111
CAPITOLO 5 CONCLUSIONI.....	114
5.1 Sintesi dei risultati principali.....	114
5.2 Considerazioni sul modello Q _T -DREAM.....	115
5.3 Considerazioni sul confronto modellistico DREAM / HBV.....	115
5.4 Limiti e prospettive future.....	116
BIBLIOGRAFIA.....	118
APPENDICE A.....	126
A.1 Dati utilizzati	126
A.2 Correzione statistica	126
A.3 Ricostruzione del ciclo diurno della temperatura.....	127
A.4 Verifica della ricostruzione	128

Figura 2–1 Inquadramento territoriale	13
Figura 2–2 Modello Digitale di Elevazione	14
Figura 2–3 Pedologia	16
Figure 2–4 Classificazione in funzione dell'uso del suolo	17
Figura 2–5 Inquadramento territoriale	18
Figura 2–6 panoramica del versante destro.....	19
Figura 2–7 panoramica del versante sinistro.....	19
Figura 2–8 Stazione n°3 della rete di monitoraggio.	22
Figura 2–9 Particolari della vasca con stramazzo Thomson.....	23
Figure 2–10 Scala di deflusso Viparelli (1947)	24
Figure 2–11 Geometria della sezione di chiusura in corrispondenza della Stazione 2.....	25
Figure 2–12 Scala di deflusso analitica e rilievi idrometrici	25
Figura 2–13 Modello di Elevazione Digitale del Terreno e isoipse	27
Figura 2–14 Classificazione del terreno in funzione della pendenza.....	28
Figura 2–15 Classificazione in funzione dell'orientamento dei versanti	29
Figure 2–16 Curva Ipsometrica.....	30
Figura 2–17 Profilo longitudinale del corso d’acqua; in evidenza i tratti più ripidi (~1%).....	31
Figura 2–18 Mappa dell'unità Litologiche principali.....	32
Figura 2–19 Classificazione in funzione dell'uso del suolo CLC	34
Figura 2–20 Temperatura non ricostruita.....	36
Figura 2–21 Precipitazioni orarie alla stazione sul versante destro	37
Figura 2–22 Precipitazioni orarie alla sezione di chiusura	37
Figura 2–23 Precipitazioni orarie alla stazione sul versante sinistro	37

Figure 2–24 Serie di portate orarie alla sezione di chiusura	38
Figura 2–25 Serie di Pioggia oraria spazializzata (a 3 stazioni)	39
Figura 2–26 Aree d'Influenza rispetto a 3 stazioni	40
Figura 2–27 Aree di influenza rispetto a 4 stazioni	40
Figure 2–28 Serie giornaliera di Umidità del suolo a differente profondità	41
Figura 3–1 Meccanismo di ruscellamento per eccesso di infiltrazione	46
Figura 3–2 Meccanismo di ruscellamento per eccesso di saturazione.....	46
Figura 3–3 Schema di flusso del modello proposto	50
Figure 3–4 Schema concettuale semplificato (Manfreda et al., 2005).....	51
Figure 3–5 Flow Chart del modello DREAM.....	56
Figure 3–6 Quadro di riferimento per la calibrazione.....	57
Figure 3–7 Flowchart del modello HBV (Parajka 2019)	61
Figura 4–1 Confronto tra portate di progetto simulate con Q_T -DREAM e valori IF/TCIF	75
Figura 4–2 Idrogrammi di Progetto per il Bacino dell'Agri per i diversi Tempi di Ritorno.....	78
Figura 4–3 Mappa di ruscellamento simulata con Q_T -DREAM per il bacino dell'Agri a tempo di ritorno 200 anni.	78
Figura 4–4 Idrogrammi di progetto per i diversi tempi di ritorno	81
Figura 4–5 Mappa di runoff al tempo di ritorno di 200 anni, in corrispondenza del picco di piena.	81
Figura 4–6 Confronto tra le portate di progetto stimate con Q_T -DREAM e distribuzioni teoriche	83
Figura 4–7 Confronto tra la portata giornaliera simulata e quella registrata per il bacino della “Fiumarella di Corleto” (a) e curve di durata della portata (b) dell'intero periodo (NODES, 2025)	86
Figura 4–8 Evento del 20-02-2007	89

Figura 4–9 Evento 1-12-2013	90
Figura 4–10 Evento 18-2-2011	91
Figura 4–11 Evento 20-05-2010	92
Figura 4–12 Evento 23-05-2018	93
Figura 4–13 Evento 22-1-2009	94
Figure 4–14 Evento 24-11-2019	95
Figure 4–15 Evento 20-3-2007	96
Figure 4–16 Evento n°1 1-12-2013.....	98
Figura 4–17 Evento n°3 20-02-2007.....	99
Figura 4–18 Evento n°9 3-5-2018.....	100
Figura 4–19 Evento n°2 20-5-2010.....	101
Figura 4–20 Evento n°8 31-01-2014.....	102
Figura 4–21 Evento n°4 29-03-2007.....	103
Figura 4–22 Evento n°7 24-11-2019.....	104
Figura 4–23 Evento n°12 20-03-2007.....	105
Figura 4–24 Temperatura e Snow Water Equivalent.....	108
Figura 4–25 Precipitazione e umidità del suolo relativa.....	108
Figura 4–26 Componenti del deflusso con zoom sull'anno 2009.....	108
Figura 4–27 Confronto Simulato e Osservato.....	109
Figura 4–28 Scatter-Plot Osservato-Simulato.....	109
Figura 4–29 Confronto annuale tra simulato e osservato	110

Tabella 2–1 Variabili idro-meteorologiche disponibili alle diverse stazioni	21
Tabella 2–2 Tessitura del terreno	33
Tabella 4–1 Configurazioni modellistiche adottate	72
Tabella 4–2 Numerazione, area (km ²), tempo di ritardo (ore) e indice climatico alle sezioni strumentate dei bacini della Basilicata	74
Tabella 4–3 Parametri ed equazioni utilizzate per la calibrazione.....	75
Tabella 4–4 Portate di progetto stimate con IF/TCIF e Q _T -DREAM per diversi bacini e tempi di ritorno	76
Tabella 4–5 Eventi analizzati	87
Tabella 4–6 Eventi del bacino principale analizzati	88
Tabella 4–7 Eventi analizzati nel sottobacino.....	97

CAPITOLO 1 INTRODUZIONE

1.1 Contesto generale e obiettivi del lavoro

Negli ultimi decenni, l'aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi meteorici estremi ha accresciuto l'interesse verso i processi di generazione e concentrazione del ruscellamento superficiale, riconosciuti come una delle principali cause di danni idraulici e geomorfici nei territori collinari e montani (Rogger et al., 2012).

L'Appennino meridionale, e in particolare la Basilicata, rappresentano un laboratorio naturale ideale per questo tipo di analisi, per via dell'elevata variabilità morfoclimatica, della diffusa presenza di suoli a bassa permeabilità e della scarsa densità di bacini strumentati (Iacobellis & Fiorentino, 2000).

In tali contesti, la modellazione idrologica diventa uno strumento indispensabile per stimare portate e volumi di piena anche in assenza di osservazioni dirette, costituendo la base per la gestione del rischio idraulico e la pianificazione del territorio.

In letteratura, diverse esperienze hanno evidenziato come la carenza di osservazioni idrometriche nei piccoli bacini montani rappresenti una delle principali criticità nella stima delle piene e nella calibrazione dei modelli idrologici. Studi recenti condotti in Giappone, come quello di P.C. Shakti et al. (2018) sui bacini di Hikosan e Akatani nel Kyushu settentrionale, hanno dimostrato che l'utilizzo di modelli distribuiti consente di riprodurre in modo realistico la risposta idrologica anche in assenza di dati diretti, trasferendo i parametri da bacini strumentati a bacini non monitorati con caratteristiche morfoclimatiche simili. Tali risultati confermano la validità degli approcci fondati sulla similarità fisiografica e sull'integrazione di dati territoriali ad alta risoluzione (DEM, uso del suolo, suolo e precipitazione), evidenziando la necessità di modelli capaci di coniugare rappresentazione fisica e coerenza statistica. In questa prospettiva, il presente lavoro si inserisce nel solco di tali esperienze, proponendo un framework modellistico applicato ai bacini lucani per valutare la trasferibilità dei processi idrologici tra contesti strumentati e non strumentati.

La crescente incidenza di eventi convettivi intensi e la frammentazione del monitoraggio idrometrico rendono necessaria la costruzione di modelli trasferibili, in grado di integrare conoscenza fisica e approcci statistici (Sivapalan et al., 2003).

Una delle grandi sfide irrisolte dell'idrologia riguarda la simulazione del comportamento idrologico di bacini privi di dati osservativi, per i quali non è possibile calibrare direttamente un modello (Wagener et al., 2004; Blöschl, 2005). In tali casi, noti come bacini non strumentati (ungauged basins), il problema principale consiste nel dover stimare i parametri del modello e le relazioni di bilancio idrico a priori, senza il supporto di serie di portata. I primi approcci al problema si basavano su relazioni empiriche o regressioni tra parametri calibrati in bacini strumentati e variabili descrittive delle loro caratteristiche climatiche o fisiografiche; tuttavia, queste metodologie, pur fornendo indicazioni utili, non garantiscono coerenza fisica e trasferibilità su base regionale.

Negli ultimi anni, l'attenzione si è quindi spostata verso approcci distribuiti e fisicamente basati, in grado di riprodurre la risposta idrologica anche con un set minimo di dati di input, integrando l'informazione proveniente da variabili morfologiche, pedologiche e climatiche (Manfreda et al., 2005; Biondi et al., 2012).

In questa prospettiva si colloca il presente lavoro, il cui obiettivo principale è lo sviluppo e la validazione del modello Q_T -DREAM, un'evoluzione del modello distribuito fisicamente basato DREAM (Manfreda et al., 2005).

Il Q_T -DREAM è concepito per stimare idrogrammi e portate di progetto in bacini non monitorati, combinando la simulazione distribuita dei processi idrologici con la teoria delle distribuzioni derivate di piena (Iacobellis & Fiorentino, 2000; Biondi et al., 2012).

L'obiettivo generale del lavoro è duplice:

- verificare la capacità del Q_T -DREAM di produrre stime di portata fisicamente coerenti e statisticamente consistenti nei bacini lucani;
- testare la trasferibilità del metodo in contesti non strumentati, esplorando il passaggio concettuale e operativo dal dominio del tempo al dominio delle frequenze, ossia dalla simulazione diretta degli eventi osservati alla stima delle portate di progetto per tempi di ritorno prefissati.

La definizione di un modello idrologico adeguato alla simulazione degli eventi estremi rappresenta tuttora una sfida aperta. Recenti studi hanno dimostrato che la struttura del modello idrologico può esercitare un'influenza decisiva sulla capacità di riprodurre le piene estreme e gli idrogrammi di

progetto, spesso in misura comparabile o superiore a quella dei parametri di calibrazione (Van Kempen et al., 2021).

Differenze anche minime nella rappresentazione dei processi di infiltrazione, evapotraspirazione o baseflow possono infatti generare una notevole dispersione delle portate simulate, con impatti significativi sulla stima dei tempi di ritorno.

Questa evidenza sottolinea la necessità di modelli fisicamente coerenti, modulari e interpretabili, nei quali la descrizione dei processi sia esplicita e verificabile.

In tale prospettiva, il Q_T -DREAM risponde a questa esigenza integrando la simulazione distribuita dei processi di deflusso con la rappresentazione statistica nel dominio delle frequenze, riducendo l'incertezza strutturale e consentendo di derivare idrogrammi di progetto basati su relazioni fisiche piuttosto che empiriche.

1.2 Inquadramento idrologico e motivazioni dello studio

La Regione Basilicata costituisce un dominio di riferimento ideale per la modellazione idrologica distribuita. La complessa orografia appenninica, la forte variabilità pluviometrica e la diversità litologica determinano una risposta idrologica fortemente eterogenea tra i diversi bacini (Fiorentino et al., 2010). I principali sistemi fluviali Noce, Sinni, Agri, Basento e Bradano coprono un ampio spettro di condizioni climatiche e idrologiche, dai regimi montani umidi del settore tirrenico alle aree semi-aride del versante ionico.

In questo contesto, il modello sviluppato è stato applicato su scala regionale per valutare la capacità del modello di riprodurre idrogrammi di progetto e mappe distribuite di runoff in bacini caratterizzati da condizioni geomorfoclimatiche contrastanti.

Parallelamente, il bacino sperimentale della Fiumarella di Corleto (33,2 km²) è stato utilizzato come sito di validazione a scala locale, sfruttando la ricca base dati di precipitazioni, portate e contenuti idrici del suolo raccolti nel corso di oltre vent'anni di monitoraggio.

Pur essendo un bacino strumentato, la Fiumarella è stata intenzionalmente trattata come non strumentata nell'ambito della modellazione Q_T -DREAM, al fine di testare la robustezza e la trasferibilità del metodo.

Grazie all'impiego di dati geomorfologici ad alta risoluzione (DEM, uso del suolo, pedologia) e alla combinazione dei meccanismi di generazione del deflusso Hortoniano e Dunniano, l'approccio proposto consente una simulazione spazialmente distribuita e fisicamente coerente dei processi idrologici, riducendo l'incertezza strutturale tipica degli approcci empirici tradizionali (Van Kempen et al., 2021; Mesto et al., 2025).

Il modello è stato applicato per la stima delle distribuzioni di piena associate a differenti tempi di ritorno (30, 200 e 500 anni), al fine di valutarne la capacità di riprodurre in modo fisicamente coerente e statisticamente consistente il regime delle piene nei bacini analizzati, come discusso nei capitoli successivi (Mesto et al., 2025; Perrini et al., 2024).

La Basilicata, con la sua elevata diversità litologica e climatica, consente di rappresentare i due principali meccanismi di generazione del deflusso Hortoniano e Dunniano e di indagare la loro prevalenza in funzione delle condizioni di saturazione e delle caratteristiche del suolo (Dunne, 1991; Liu & De Smedt, 2004).

In modo analogo a recenti esperienze europee, come la Carta dei pericoli da ruscellamento superficiale elaborata dall'UFAM (2018) in Svizzera, l'approccio Q_T -DREAM integra dati climatici, pedologici e territoriali per produrre mappe distribuite di runoff in grado di individuare le aree potenzialmente più vulnerabili.

Dal punto di vista scientifico, il lavoro affronta anche il tema del passaggio dal dominio del tempo al dominio delle frequenze:

- nel primo, i modelli (DREAM e HBV) riproducono la dinamica osservata del deflusso nel tempo, su base oraria o giornaliera;
- nel secondo, il Q_T -DREAM opera nel dominio delle frequenze, stimando le portate di progetto e gli idrogrammi associati a differenti tempi di ritorno, in coerenza con le distribuzioni teoriche IF e TCIF (Iacobellis et al., 2011).

Questa transizione metodologica consente di trasferire la conoscenza sperimentale derivata dai bacini strumentati verso quelli non monitorati, mantenendo consistenza fisica e statistica, e fornendo un quadro operativo per la valutazione del rischio idraulico e la pianificazione della mitigazione nei contesti appenninici mediterranei.

1.3 Struttura del lavoro e approccio modellistico adottato

Il lavoro è organizzato in tre livelli modellistici integrati, che riflettono una progressione logica dal dettaglio fisico alla generalizzazione statistica.

- **Q_T-DREAM:** rappresenta il fulcro della tesi. È un modello distribuito a base fisica e statistica, che combina la struttura del DREAM con la teoria delle distribuzioni di piena IF/TCIF, consentendo di stimare idrogrammi e portate di progetto nel dominio delle frequenze. Questo approccio è stato applicato su scala regionale ai principali bacini lucani e su scala locale al bacino della Fiumarella di Corleto, trattato come non strumentato.
- **DREAM:** modello distribuito fisicamente basato (*Distributed model for Runoff, Evapotranspiration and Antecedent soil Moisture*; Manfreda et al., 2005), utilizzato per simulazioni a scala oraria e di evento. Ha permesso di analizzare i processi elementari di intercettazione, infiltrazione, percolazione ed evapotraspirazione, fornendo la base fisica per la costruzione del Q_T-DREAM.
- **HBV** – modello concettuale semi-distribuito (Bergström, 1992; Seibert & Vis, 2012), impiegato per la simulazione continua del bilancio idrologico e per la valutazione stagionale e interannuale del deflusso nel bacino della Fiumarella. I risultati HBV sono stati utilizzati per confrontare la risposta del modello fisico DREAM con quella concettuale HBV.

L'insieme dei tre modelli fornisce una visione progressiva e complementare della risposta idrologica:

- dai processi fisici elementari (DREAM),
- alla dinamica continua del bilancio idrico (HBV),
- fino alla rappresentazione probabilistica nel dominio delle frequenze (Q_T-DREAM).

Questa architettura modellistica consente di integrare osservazioni, simulazioni e analisi statistiche in un unico framework coerente, applicabile sia a bacini monitorati sia a contesti privi di dati.

Il lavoro mira così a contribuire allo sviluppo di strumenti predittivi robusti e trasferibili per la stima delle portate di progetto e la mitigazione del rischio da ruscellamento superficiale nei bacini appenninici mediterranei.

CAPITOLO 2 AREA STUDIO

La comprensione dei processi idrologici richiede un'analisi contestualizzata del territorio, capace di connettere le condizioni regionali alle risposte locali. Il capitolo descrive quindi il quadro geografico e ambientale della Basilicata e, in dettaglio, il bacino sperimentale della Fiumarella di Corleto, ponendo le basi per le successive applicazioni modellistiche. A scala regionale viene delineato il contesto fisico della Basilicata, che costituisce un dominio di riferimento ideale per applicazioni idrologiche su ampia scala grazie alla disponibilità di dati cartografici e idrometeorologici omogenei. A scala locale l'attenzione si concentra sul bacino della Fiumarella di Corleto, laboratorio sperimentale attrezzato e monitorato, nel quale sono analizzati in dettaglio i processi di afflusso e deflusso e la loro rappresentazione modellistica.

Questa organizzazione consente di: (i) inquadrare le principali eterogeneità regionali (morfologia, litologia, uso del suolo, clima) che condizionano la generazione e la concentrazione del deflusso; (ii) collegare il contesto regionale al caso studio della Fiumarella, dove la rete di monitoraggio e la conoscenza di dettaglio del territorio consentono di testare e calibrare i modelli, utilizzando come riferimento cartografico e climatico i data-set disponibili a scala regionale.

In questo quadro, la Basilicata costituisce un laboratorio naturale per lo studio dei processi idrologici tipici dei contesti appenninici mediterranei. L'elevata eterogeneità spaziale e la limitata presenza di grandi infrastrutture antropiche consentono di osservare la risposta quasi naturale dei bacini alle forzanti meteorologiche, con implicazioni dirette per la gestione del rischio idraulico e idrogeologico.

La combinazione di:

- condizioni climatiche contrastanti;
- diversità litologica e morfologica;
- disponibilità di dati di campo e da telerilevamento;

ha reso possibile condurre analisi idrologiche comparate su più bacini della regione, fornendo un quadro di riferimento utile per lo studio dei processi idrologici e per l'applicazione di modelli a diversa scala.

2.1 Inquadramento geografico e morfologico

La Regione Basilicata si estende per circa 10.000 km², confinando a nord con la Puglia, a ovest con la Campania e a sud con la Calabria (Figura 2-1).

Il territorio è prevalentemente montuoso e collinare:

- circa il 47% della superficie è occupata da rilievi appenninici,
- il 45% da colline,
- solo l'8% da aree pianeggianti costiere.

Le altitudini variano da pochi metri sul livello del mare nelle pianure ioniche fino a oltre 2000 m s.l.m. nel massiccio del Monte Pollino, che rappresenta la cima più elevata dell'Appennino lucano.



Figura 2-1 Inquadramento territoriale

La morfologia del territorio è fortemente influenzata dalla struttura geologica dell'Appennino meridionale, con una complessa alternanza di unità calcareo-dolomitiche, flysch e argille.

Le pendenze medie sono generalmente elevate, e la rete idrografica si presenta ramificata e ben sviluppata (Figura 2–22).

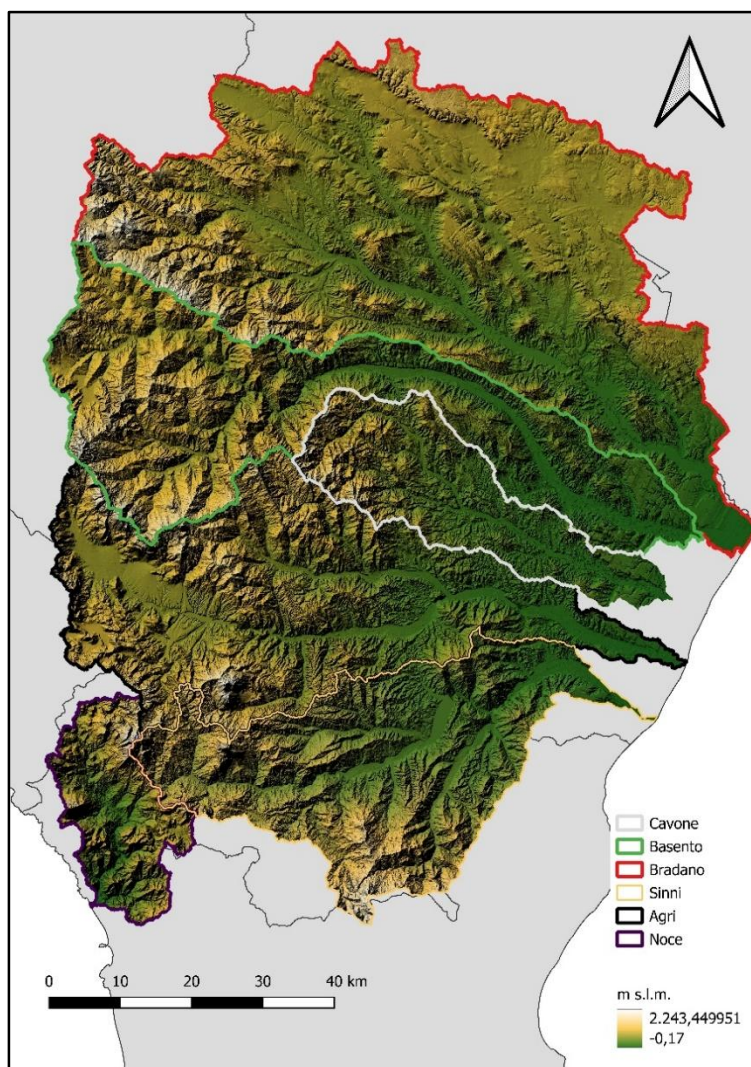


Figura 2–2 Modello Digitale di Elevazione

Il Modello Digitale di Elevazione (DEM) utilizzato è stato acquisito dal portale ufficiale RSDI (Rete Spaziale Dati Infrastrutturali) della Regione Basilicata, con risoluzione spaziale originaria di 5m. Ai fini della modellazione idrologica, il DEM è stato successivamente ricampionato a una risoluzione di 20m mediante procedura di upscaling, al fine di garantire coerenza con la discretizzazione spaziale del modello e ridurre il carico computazionale, mantenendo al contempo un'adeguata rappresentazione della morfologia del bacino.

Dal punto di vista geomorfologico, il territorio è stato suddiviso in bacini idrografici principali e sub-bacini in funzione della rete di drenaggio e delle caratteristiche del rilievo. L'analisi morfometrica ha permesso di derivare parametri quali pendenza media, indice di forma, lunghezza del reticolo idrografico e densità di drenaggio, utilizzati come input per la modellazione distribuita.

Il sistema idrografico lucano è caratterizzato da numerosi corsi d'acqua di medio-piccola dimensione, con regimi a prevalente carattere torrentizio, soggetti a forti escursioni stagionali.

I fiumi principali sono:

- Basento, che nasce dai rilievi appenninici centrali e attraversa la regione in direzione ovest-est, sfociando nel Mar Ionio presso Metaponto;
- Bradano, che delimita parzialmente il confine settentrionale e riceve contributi significativi dai rilievi interni;
- Cavone e Agri, che drenano la porzione meridionale della regione;
- Sinni, il più importante bacino meridionale, con sorgenti nel Pollino e foce presso Policoro;
- Noce, che scorre verso il Tirreno, rappresentando il principale corso d'acqua occidentale.

Le portate di questi corsi d'acqua presentano una forte variabilità temporale, con picchi invernali-primaverili e portate minime estive.

Tale comportamento riflette la stagionalità delle precipitazioni e l'elevata risposta idrologica dei bacini, spesso caratterizzati da bassi tempi di corrivazione e da una significativa componente di deflusso superficiale.

Il clima della Basilicata è di tipo mediterraneo temperato, ma con notevoli differenze locali dovute alla complessità orografica. Le aree costiere ioniche presentano un clima più mite e secco, con temperature medie annue intorno ai 17-18 °C e precipitazioni comprese tra 450 e 600 mm/anno. Le zone interne e montane mostrano invece condizioni più fredde e umide, con valori medi di precipitazione che raggiungono 1000-1200 mm/anno e temperature medie annue inferiori ai 12 °C. Il regime pluviometrico è di tipo autunno-invernale, con massimi tra novembre e febbraio e un marcato periodo secco estivo. La variabilità inter-annuale delle piogge è elevata, e gli eventi intensi, spesso concentrati in poche ore, rappresentano una delle principali cause di criticità idrogeologica.

2.2 Geologia, pedologia e uso del suolo

La stratigrafia della regione è costituita prevalentemente da litotipi calcareo-dolomitici nell'area appenninica, da flysch e marne nella fascia collinare e da depositi alluvionali recenti nelle aree di pianura. Le caratteristiche geolitologiche influenzano in modo determinante i processi di infiltrazione e ritenzione idrica: i calcari favoriscono la percolazione profonda, mentre le argille e i terreni limosi tendono a generare deflussi superficiali concentrati.

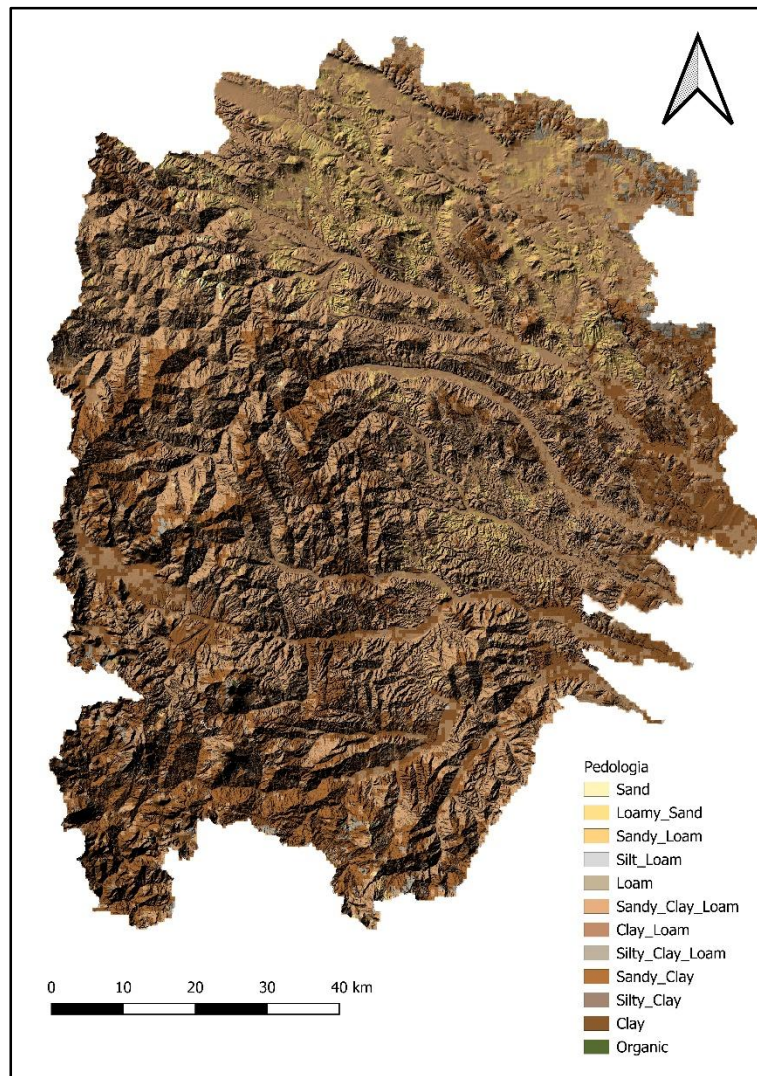


Figura 2-3 Pedologia

Dal punto di vista pedologico, i suoli risultano generalmente poco profondi sui versanti ripidi e più sviluppati nei fondo-valle e nelle pianure costiere (Figura 2-3).

L'uso del suolo è dominato da superfici agricole (seminativi, colture arboree e pascoli), con una quota significativa di aree boscate nei settori montani centrali e meridionali. Le aree urbanizzate sono limitate e concentrate nei principali centri abitati (Potenza, Matera, Policoro, Melfi) (Figura 2-4).

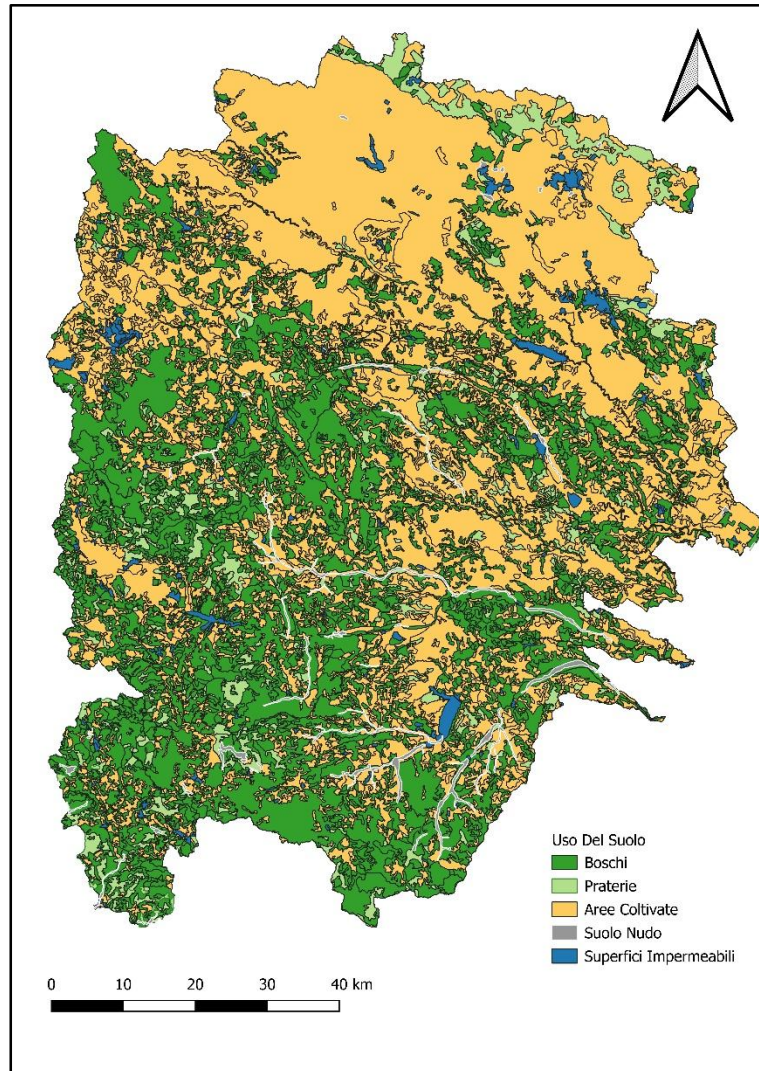


Figura 2-4 Classificazione in funzione dell'uso del suolo

2.3 Il bacino idrografico della Fiumarella di Corleto

Il bacino idrografico della Fiumarella di Corleto è situato nell'Appennino lucano, nel settore meridionale della Basilicata, e rappresenta un affluente del fiume Sauro, a sua volta tributario dell'Agri (Figura 2-5). Con una superficie complessiva di circa 33,2 km², il bacino costituisce un contesto sperimentale di particolare interesse per le ridotte dimensioni areali, la variabilità

geomorfologica e litologica e la disponibilità di una rete di monitoraggio idro-meteorologica attiva da oltre vent'anni. Al suo interno è presente un sottobacino sperimentale di 0,65 km², localizzato sul versante destro, che per omogeneità pedologica e copertura forestale è stato selezionato come area di dettaglio per lo studio dei processi idrologici a scala ridotta. Tale configurazione permette di analizzare i processi idrologici a più livelli spaziali: nel sottobacino sperimentale, dove la risposta è dominata dai processi di versante, e nell'intero bacino, dove il deflusso si concentra lungo la rete idrografica principale.

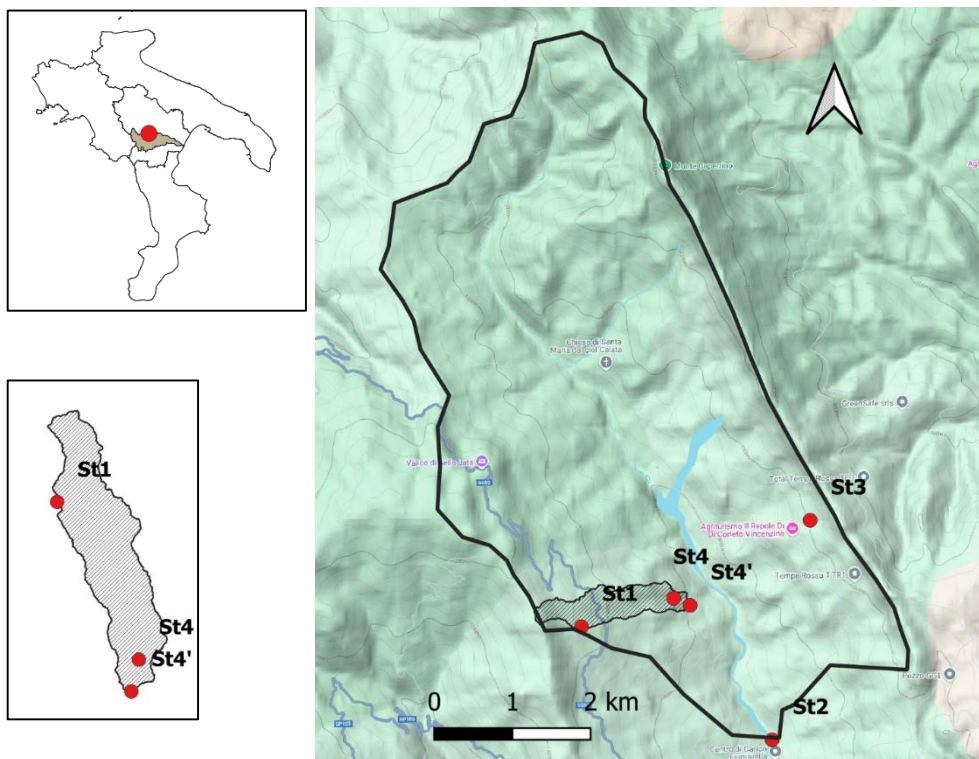


Figura 2-5 Inquadramento territoriale

Il bacino presenta una notevole variabilità altimetrica, con quote comprese tra 660 e 1500 m s.l.m. e una quota media di circa 1050 m s.l.m. Questa differenza altimetrica condiziona la distribuzione delle precipitazioni e i processi di deflusso superficiale e sotterraneo. Il clima è mediterraneo sub-umido, con precipitazioni annue medie comprese tra 600 e 720 mm, prevalentemente concentrate nei mesi autunnali e invernali. La temperatura media annua si attesta intorno ai 10 °C, mentre la portata media annua del corso d'acqua principale è di circa 1 m³/s.

Dal punto di vista geologico e pedologico, i due versanti mostrano caratteristiche distinte:

- il versante sinistro è costituito da terreni argilloso-marnosi, prevalentemente a uso agricolo (Figura 2–6)
- il versante destro è dominato da formazioni arenacee e conglomeratiche, coperte in gran parte da bosco (Figura 2–7).



Figura 2–6 panoramica del versante destro



Figura 2–7 panoramica del versante sinistro

Queste differenze condizionano in modo significativo l'infiltrazione e la generazione del deflusso: il versante boscato mostra maggiore capacità di ritenzione idrica, mentre le aree agricole presentano un deflusso superficiale più rapido. Tali contrasti sono stati parametrizzati nel modello DREAM

utilizzando mappe pedologiche distribuite, integrate con pedotransfer functions (PTF) per stimare capacità di campo, saturazione e conducibilità idraulica satura.

Negli anni Duemila il bacino è stato progressivamente attrezzato con strumentazioni idro-meteorologiche, inizialmente mirate alla misura delle precipitazioni e dei deflussi alla sezione di chiusura, e successivamente potenziate con sistemi di monitoraggio del contenuto idrico del suolo e delle portate nel sottobacino sperimentale. Questi interventi, avviati nel 2002 e consolidati nel 2006, hanno reso possibile disporre di una base dati ad alta risoluzione temporale e spaziale, indispensabile per l'analisi dei processi idrologici.

Parallelamente, è stata individuata un'area di 0,65 km² sul versante destro, caratterizzata da copertura forestale e da una maggiore omogeneità pedologica rispetto al bacino principale. Tale configurazione ha reso l'area idonea per indagini sperimentali ad alta risoluzione, permettendo di ridurre l'eterogeneità e facilitare l'interpretazione dei processi idrologici osservati. L'esperienza maturata in questo contesto, avviata già nei primi anni 2000 (Fiorentino et al., 2010) e consolidata da oltre un ventennio di studi, rappresenta oggi un riferimento per l'analisi comparata tra processi a scala di versante e risposte a scala di bacino (Dal Sasso et al., 2023).

2.3.1 Reti di monitoraggio e disponibilità dei dati

Dal 2002 il bacino è stato oggetto di una strumentazione idro-meteorologica avanzata, con l'obiettivo di raccogliere serie temporali ad alta risoluzione per lo studio dei processi idrologici e la calibrazione dei modelli distribuiti. La trasmissione dei dati avviene in tempo reale tramite rete GSM (Fiorentino et al., 2010). La rete di monitoraggio è distribuita su entrambi i versanti e comprende in Tabella 2-1:

- una stazione meteorologica completa sul versante destro, con pluviometro a bascula, termometro, igrometro, anemometro e sensore di radiazione globale;
- una stazione idrometrica alla chiusura del bacino, dotata di pluviometro a bascula e sensore a ultrasuoni per la misura del livello idrico;
- un pluviometro a bascula sul versante sinistro, per la caratterizzazione spaziale delle precipitazioni (in Figura 2-8, la strumentazione digitale per l'acquisizione);

- un sistema di monitoraggio dell'umidità del suolo, installato a partire dal 2006, costituito da 22 sonde TDR collocate in 11 punti a due profondità (30 e 60 cm), collegate a un sistema TDR100 con multiplexer SDMX50 (Onorati, 2008; Fiorentino et al., 2010);
- una sonda Odyssey, anch'essa installata nel 2006, posta in una vasca dotata di stramazzone triangolare per la misura continua del livello idrico nel sottobacino sperimentale.

Tabella 2-1 Variabili idro-meteorologiche disponibili alle diverse stazioni

Quantità meteo-idrol.	Risoluzione (min)	Data di inizio	Posizione
Umidità del suolo	60	Febbraio 2006	(4)
Precipitazione	10	Settembre 2002	(1)-(2)-(3)
Precipitazione nevosa	10	Settembre 2002	(1)
Livello idrometrico	15	Settembre 2002	(2)
Temperatura	60	Settembre 2002	(1)
Incidenza radiazione solare	60	Novembre 2004	(1)
Umidità relativa	60	Novembre 2004	(1)
Pressione atmosferica	60	Novembre 2004	(1)
Direzione del vento	10	Novembre 2004	(1)
Velocità del vento	10	Novembre 2004	(1)



Figura 2–8 Stazione n°3 della rete di monitoraggio.

Questa configurazione permette di caratterizzare in dettaglio la variabilità pluviometrica, i deflussi alla scala del bacino e del sottobacino, e le dinamiche di umidità del suolo necessarie per l'impostazione delle condizioni iniziali nei modelli idrologici.

La trasformazione delle altezze idrometriche $h(t)$ in portate $Q(t)$ è stata effettuata mediante scale di deflusso costruite sulla base della geometria delle sezioni di chiusura (Figura 2–9).

Nel sottobacino sperimentale, la sezione è chiusa da una vasca tarata con stramazzo triangolare Thomson ($\theta=90^\circ$), per la quale è stata applicata la formulazione proposta da Viparelli (1947) per stramazzi a V-notch:

$$Q = 0,303 \sqrt{2gH^{2,48}} \quad (2-1)$$

per $H = h - h_0$ dove h rappresenta la carica idrica sopra soglia e h_0 la quota dello sfioro dello stramazzo che è pari a 0,72 m dal fondo della vasca.

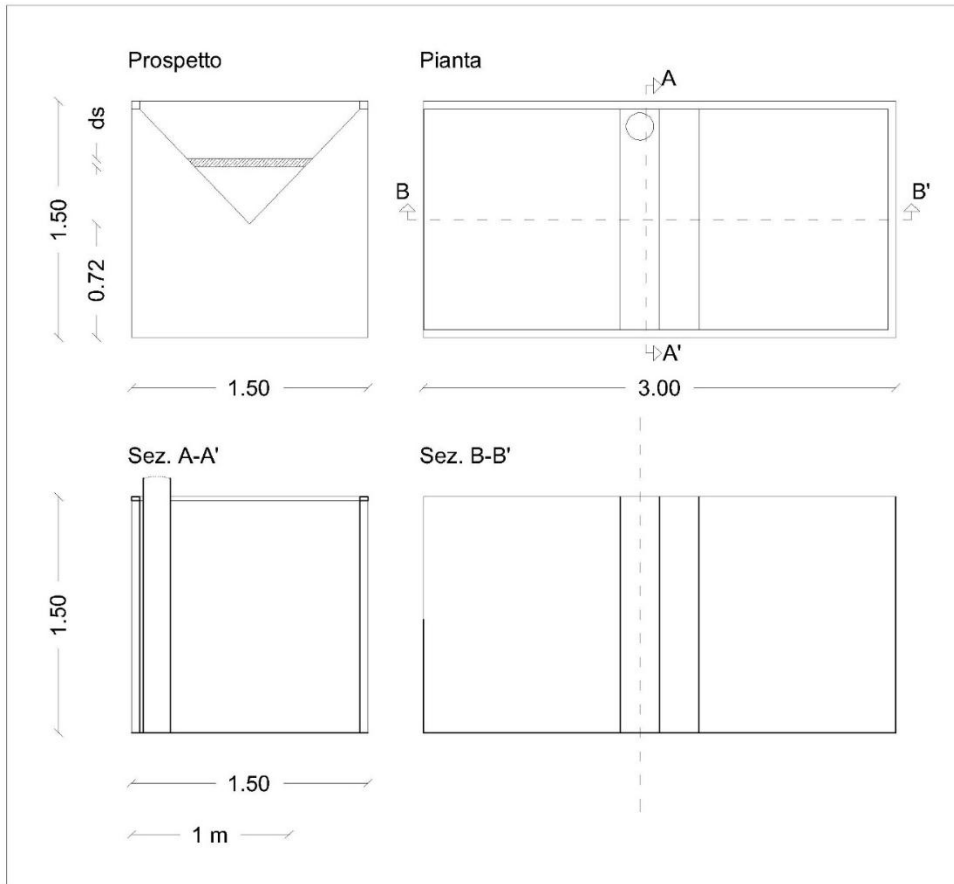


Figura 2-9 Particolari della vasca con stramazzo Thomson

La scala di deflusso determinata in maniera analitica non è supportata da rilievi idrometrici puntuali, pertanto non è possibile effettuare una validazione della curva teorica (Figura 2-10).

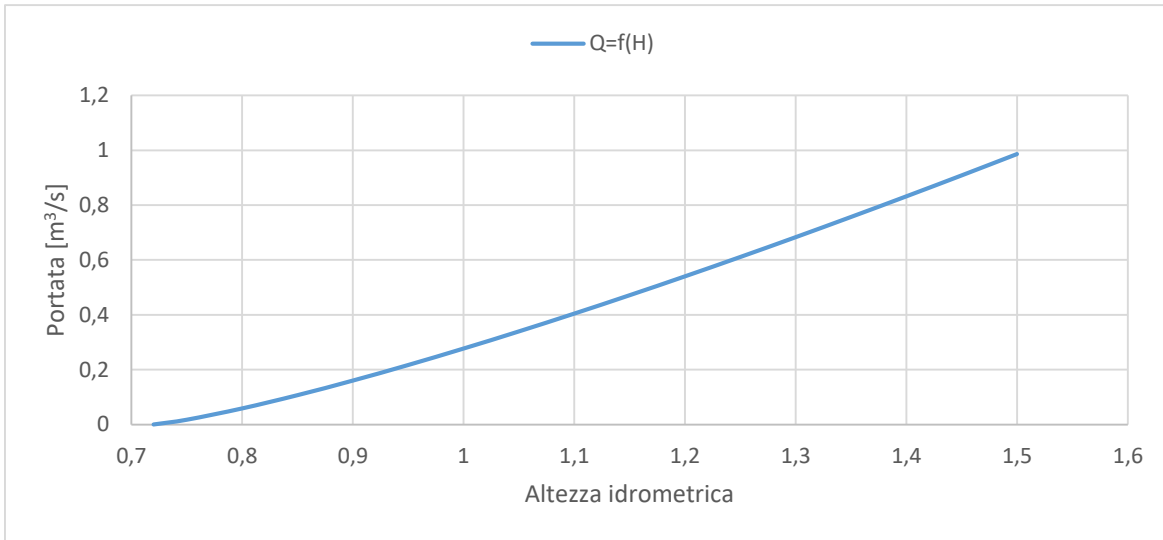


Figura 2-10 Scala di deflusso Viparelli (1947)

Per il bacino principale, la sezione di chiusura coincide invece con una briglia a doppio trapezio asimmetrico dotata di savanella laterale sulla parte destra (riferimento a direzione idraulica).

Le portate sono state stimate adottando la formulazione proposta da Forchheimer (1930):

$$Q(h) = 0.385 \cdot A^1(h) \cdot \sqrt{2gh} \quad \text{se } h \leq h_1 \quad (2-2)$$

$$Q(h) = 0.385 \cdot \left[A^1(h_1) \cdot \sqrt{2gh_1} + A^2(h - h_1) \cdot \sqrt{2g(h - h_1)} \right], \quad \text{se } h > h_1 \quad (2-3)$$

Dove:

- h_1 è pari a 0,29 m.
- h è l'altezza idrometrica misurata rispetto allo zero della briglia,
- A^1 è l'area in funzione dell'altezza all'interno della savanella,
- A^2 è l'area della parte eccedente la savanella.

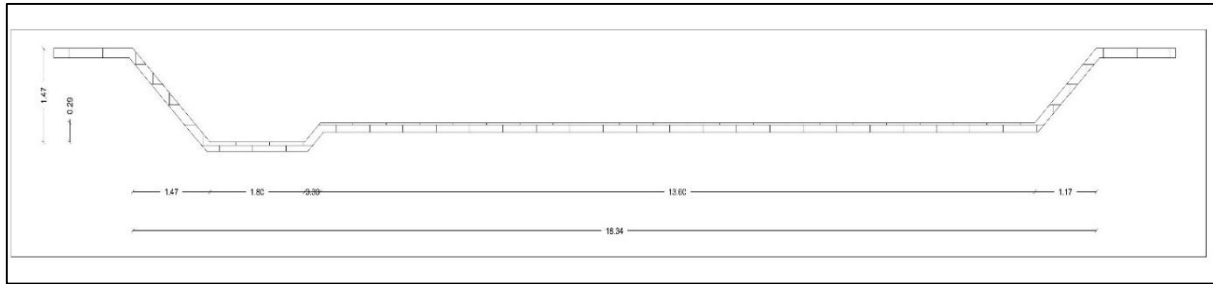


Figura 2-11 Geometria della sezione di chiusura in corrispondenza della Stazione 2

La scala di deflusso è stata rappresentata con una curva spezzata in due rami, con un cambio di pendenza dovuto all'incremento dell'area della sezione a partire da un'altezza di 0,29 m (Figura 2-11).

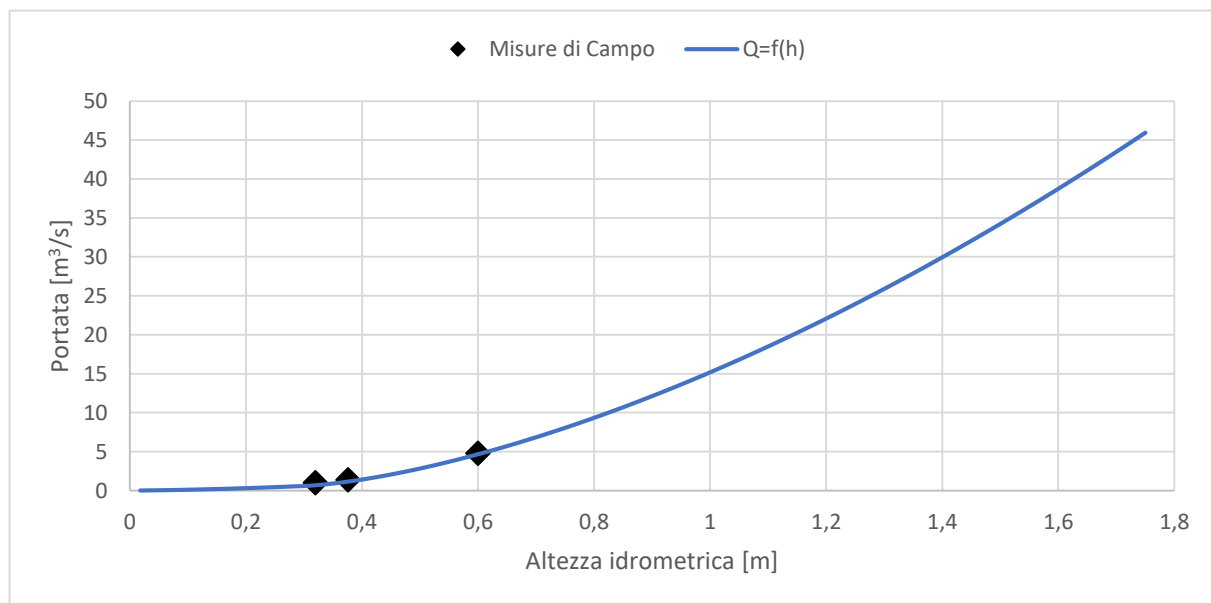


Figura 2-12 Scala di deflusso analitica e rilievi idrometrici

A differenza del sottobacino, per la sezione principale sono disponibili rilievi idrometrici di controllo, ottenuti mediante misure di velocità e tirante durante due eventi di piena (22 dicembre 2006 e 23 luglio 2007) (Figura 2-12). Questi punti hanno consentito di verificare la correttezza della curva teorica, costruita a partire dalla geometria della briglia. A essi si è aggiunto un ulteriore rilievo effettuato il 25 gennaio 2023, esterno al periodo di modellazione. Pur rappresentando un dato isolato, questa misura costituisce un riscontro indipendente e si colloca in buona corrispondenza con la curva teorica, confermandone la validità. Nel complesso, le scale di deflusso così definite consentono di convertire le serie temporali di livelli idrometrici in portate e di rendere

i dati direttamente utilizzabili per l'analisi e la modellazione idrologica. Tuttavia, va riconosciuto che la scarsità di rilievi sperimentali diretti comporta un margine di incertezza crescente verso le portate più elevate.

2.3.2 Caratteristiche geomorfologiche e di utilizzo del suolo

L'inquadramento geologico e geomorfologico del bacino è stato effettuato utilizzando la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Foglio 490 Stigliano), che individua tre principali unità:

- depositi di frana, diffusi soprattutto lungo i versanti argillosi,
- alternanze di arenarie e argille marnose,
- complessi argillosi, marnosi e calcarei.

Le prime sono caratterizzate da instabilità ricorrenti e bassa permeabilità, le seconde da permeabilità condizionata dalla fratturazione, mentre i complessi argilloso-marnosi mostrano comportamento plastico e propensione al ruscellamento superficiale.

Per la rappresentazione topografica di dettaglio sono state elaborate curve di livello a 10 m e hillshade da DEM, che permettono una lettura immediata della morfologia. Ulteriori carte derivate includono il reticolo idrografico, la carta delle pendenze classificate (espresse in percentuale e normalizzate) e la carta dell'uso del suolo (CORINE Land Cover 2013, RSDI Basilicata), riclassificata in funzione dei parametri idrologici.

2.3.2.1 Topografia, rete di drenaggio e pendenze

Il Modello Digitale di Elevazione (DEM) utilizzato è stato acquisito dal portale ufficiale RSDI (Rete Spaziale Dati Infrastrutturali) della Regione Basilicata, con risoluzione spaziale originaria di 5 m. A partire da tale base ad alta risoluzione, il DEM è stato successivamente ricampionato a differenti scale spaziali, in funzione delle specifiche esigenze dei modelli idrologici applicati e delle diverse configurazioni di simulazione. Le risoluzioni adottate per ciascun modello sono indicate nel Capitolo 4.

L'analisi del modello digitale del terreno ad alta risoluzione ha permesso di caratterizzare in dettaglio la distribuzione altimetrica del bacino mediante istogramma delle quote e curva ipsometrica, che evidenziano la prevalenza di superfici a media-alta quota e un profilo concavo, tipico di bacini soggetti a processi erosivi diffusi (Onorati, 2008). La morfologia mostra dorsali allungate e una marcata asimmetria dei versanti: quello destro più acclive e inciso, contrasta con il

versante sinistro caratterizzato da pendenze più dolci e superfici di piede-versante più ampie (Onorati, 2008).

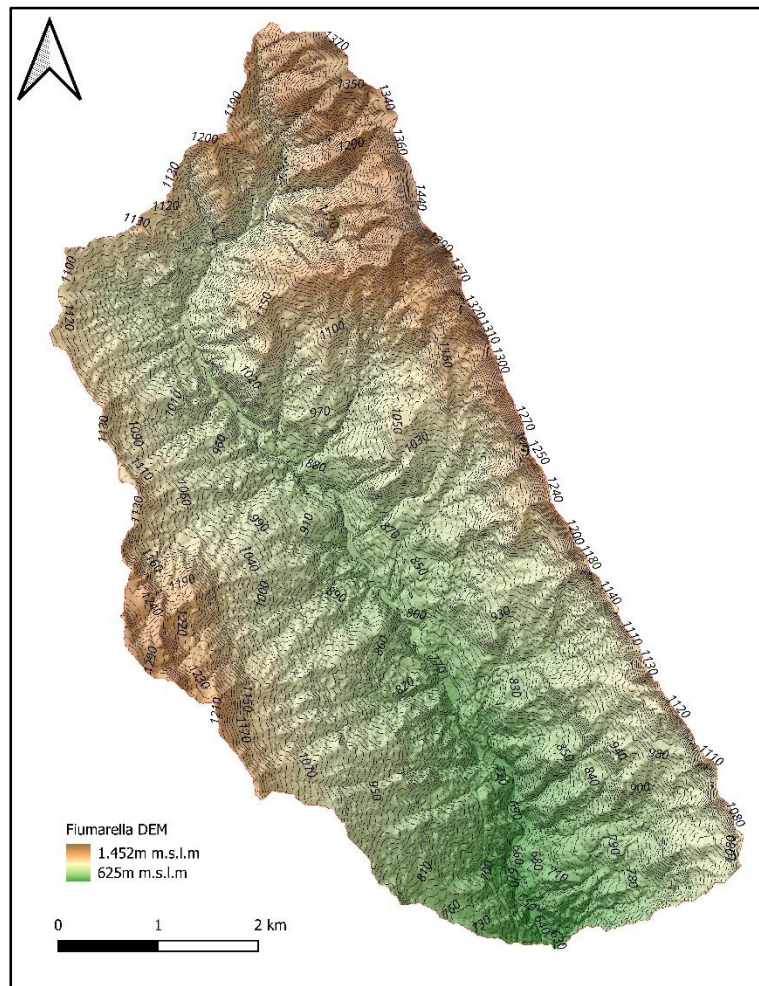


Figura 2–13 Modello di Elevazione Digitale del Terreno e isoipse

La rete di drenaggio derivata dal DEM, presenta un'organizzazione gerarchica ramificata con ordini superiori concentrati lungo l'asta principale. La densità di drenaggio risulta più elevata nei settori coerenti nella litologia (arenarie e conglomerati) mentre è meno sviluppata nei terreni argilloso-marnosi (Onorati, 2008) (Figura 2–13). La mappa delle pendenze mostra valori medio–alti lungo il versante destro connotato dalla forte presenza di boschi, con incisioni laterali a forte acclività, e valori più bassi e uniformi sul versante sinistro agricolo (Figura 2–14).

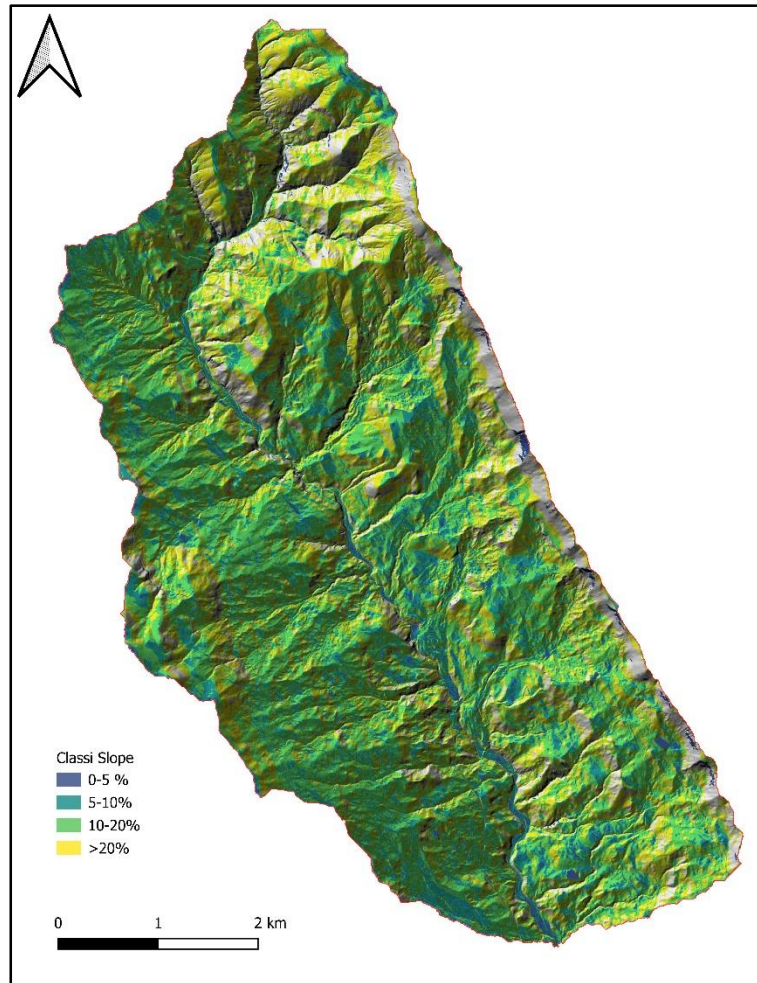


Figura 2–14 Classificazione del terreno in funzione della pendenza

L'informazione derivata dalla carta di aspect, sempre ottenuta dal DEM, evidenzia prevalenza di esposizioni sud-occidentali sul versante destro, con maggiore disponibilità di radiazione solare, e di esposizioni nord-orientali sul versante sinistro, con implicazioni sui regimi di evapotraspirazione e sui contenuti idrici stagionali del suolo (Figura 2–15).

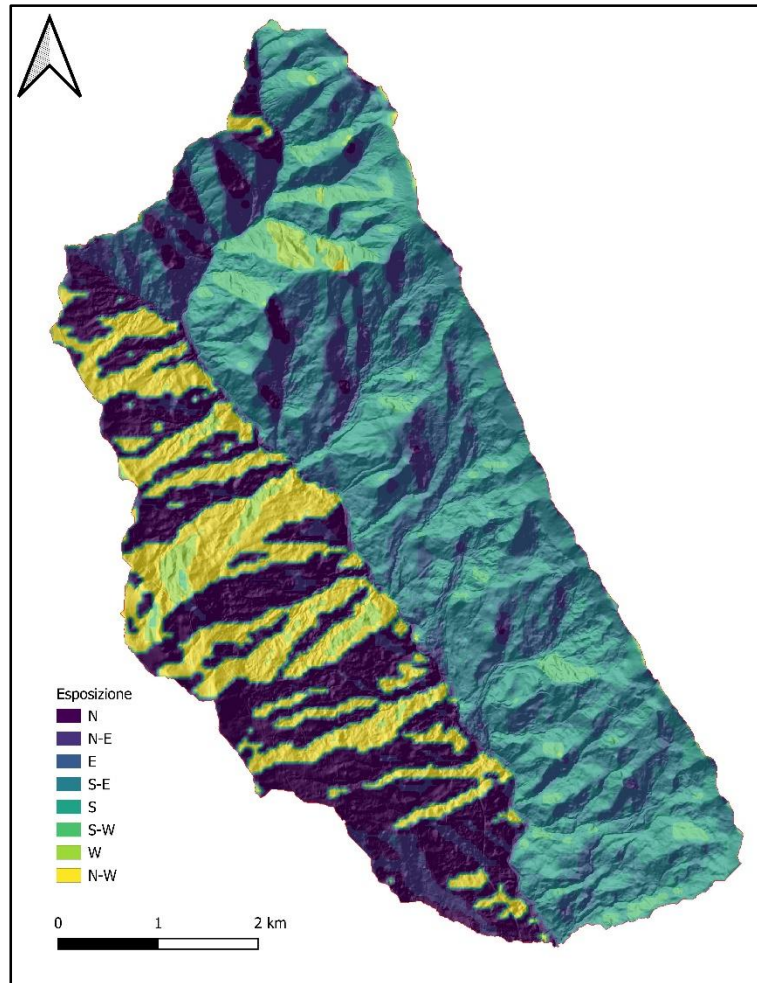


Figura 2–15 Classificazione in funzione dell'orientamento dei versanti

L'analisi morfometrica è stata completata mediante la costruzione della curva ipsografica e del profilo longitudinale dell'alveo principale. La curva ipsometrica (Figura 2–16) mostra un andamento misto concavo-convesso, con un Hypsometric Integral (HI) pari a 0,50. Questo valore, intermedio, è tipico di bacini in stadio di maturità geomorfologica, nei quali i settori di alta quota conservano rilievi relativamente pronunciati mentre le zone collinari e vallive mostrano una maggiore evoluzione erosiva. In termini idrologici, tale configurazione suggerisce una risposta composita, caratterizzata da contributi rapidi provenienti dai versanti acclivi e da contributi più lenti e diffusi provenienti dalle superfici a pendenza moderata. (Strahler, 1952; Pike & Wilson, 1971)

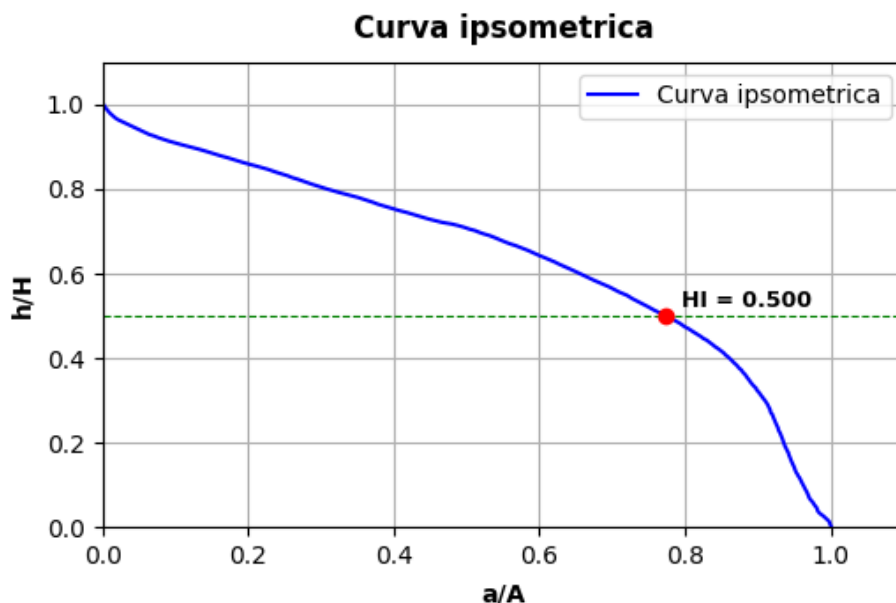


Figura 2–16 Curva Ipsometrica

Il profilo longitudinale dell'asta principale, ricavato dal tracciato altimetrico, ha una lunghezza di circa 11,6 km e un dislivello complessivo di circa 575 m (dalle quote di 1200 a 625 m s.l.m.), con una pendenza media pari a ~4,9%. Lungo il profilo sono osservabili alcune transizioni di pendenza: nei primi 3-4 km i tratti montani risultano più acclivi (pendenze fino all'11%), mentre a valle il gradiente si riduce progressivamente fino a 3-4%. Una re-inclinazione locale si registra attorno a 8,7 km dalla sorgente, seguita da un nuovo addolcimento verso la sezione di chiusura. Tali discontinuità possono essere ricondotte a variazioni litologiche e strutturali (passaggio da substrati più resistenti a formazioni più erodibili) e hanno implicazioni dirette sulla propagazione del deflusso e sulla forma degli idrogrammi osservati.

Complessivamente, la combinazione di un assetto ipsografico maturo e di un profilo longitudinale caratterizzato da tratti alternati più ripidi e più dolci evidenzia un bacino capace di generare risposte idrologiche rapide nei settori montani e di modulare il deflusso nei tratti di valle (Figura 2–17). Tuttavia, le osservazioni disponibili indicano che parte del deflusso potrebbe essere controllata anche da processi sub–superficiali, la cui reale incidenza rimane incerta in assenza di validazione sistematica dei dati. (Strahler, 1952; Pike & Wilson, 1971)

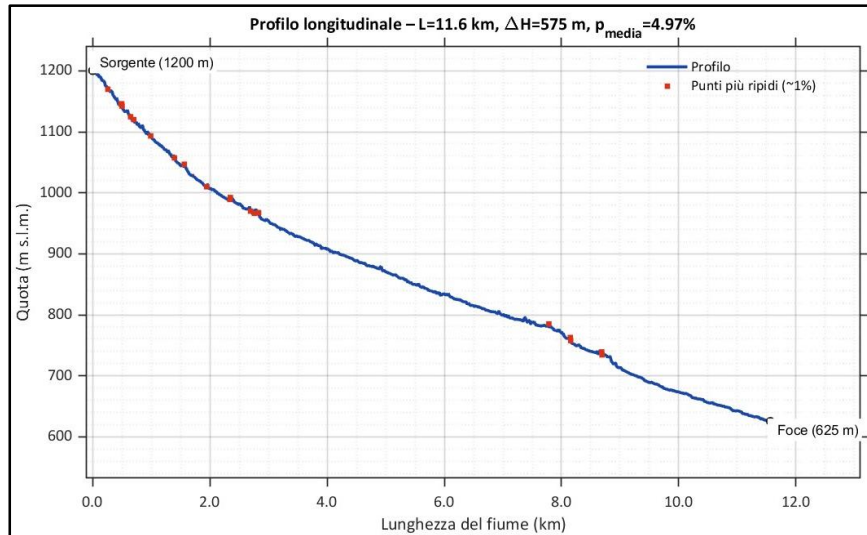


Figura 2–17 Profilo longitudinale del corso d'acqua; in evidenza i tratti più ripidi (~1%).

2.3.2.2 Tipi di suolo e proprietà idrologiche

La copertura pedologica del bacino è eterogenea e riflette la complessità geologica dell'area, come illustrato nella Figura 2–18: sul versante sinistro prevalgono unità argilloso-marnose, caratterizzate da bassa permeabilità e maggiore propensione al ruscellamento superficiale e a processi di instabilità; sul versante destro si sviluppano invece unità arenacee–conglomeratiche, tendenzialmente più permeabili, soprattutto laddove la fratturazione incrementa la conducibilità idraulica in profondità.

La prima caratterizzazione sistematica dei suoli del bacino è stata condotta da Carriero (2004, 2005), successivamente approfondita da Onorati (2008) e con la redazione di una carta suolo–paesaggio basata su campionamenti diretti e analisi granulometriche. Per le aree prive di indagini sperimentali, i dati sono stati integrati con il database europeo HYPRES (Wösten et al., 1999), consentendo di estendere la caratterizzazione pedologica a tutto il bacino.

Le proprietà idrauliche dei suoli sono state derivate integrando prove di laboratorio e pedotransfer functions (PTF) su base tessiturale. In particolare:

- θ_s (contenuto idrico a saturazione) secondo Saxton et al. (1986);
- θ_r (contenuto idrico residuo) secondo Vereecken et al. (1989, 1990);
- θ_{fc} (capacità di campo) e θ_{wp} (punto di appassimento) secondo Rawls et al. (1982);
- K_{sat} (conducibilità idraulica satura) secondo Cosby et al. (1984).

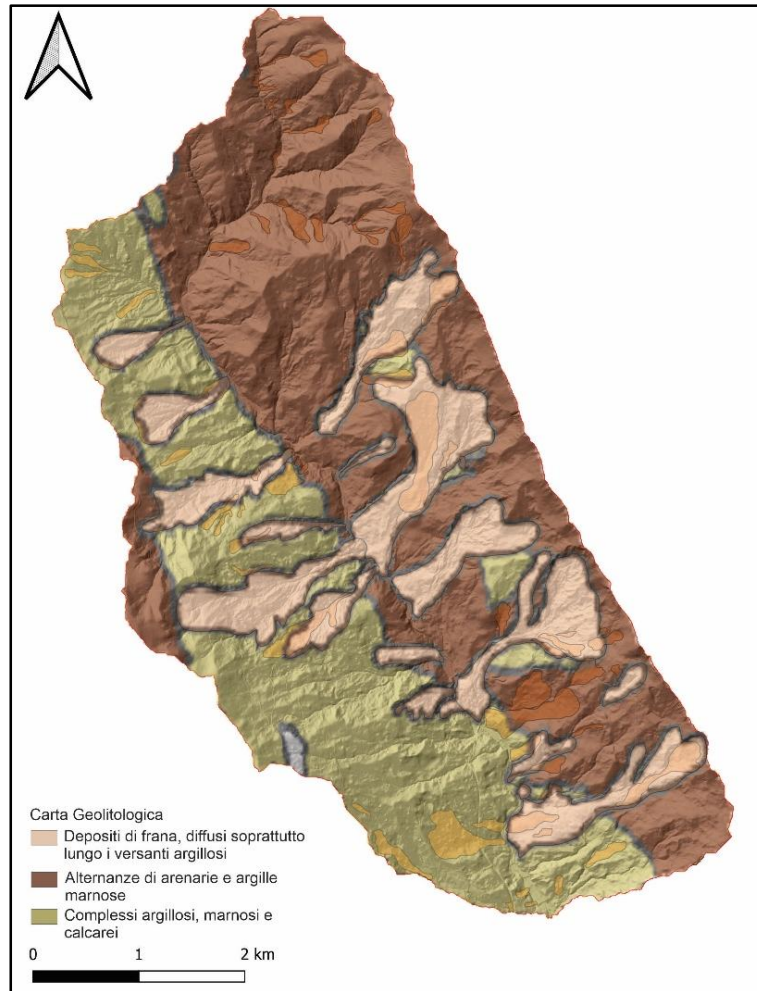


Figura 2-18 Mappa dell'unità Litologiche principali

Ulteriori indagini sperimentali condotte da Fiorentino et al. (2010) e Onorati (2008) hanno permesso di caratterizzare in dettaglio i suoli del transetto TDR:

- a 30 cm di profondità la tessitura media è pari a: 23,8% argilla, 26,3% sabbia, 49,9% limo, densità apparente di 1,20 g/cm³, e capacità di campo del 34,8%;
- a 60 cm di profondità si rilevano: 25,1% argilla, 27,9% sabbia, 47,0% limo, densità apparente di 1,40 g/cm³, e capacità di campo del 34,9%.

Questi valori confermano una moderata capacità di ritenzione idrica e una buona infiltrabilità degli strati superficiali, caratteristiche che rendono rilevanti le condizioni idriche antecedenti nel modulare la risposta di deflusso del bacino.

Per una sintesi, i principali parametri fisici e idrologici stimati per le diverse profondità sono riportati in Tabella , che integra i dati di campo e laboratorio con i valori ottenuti da PTF:

Soil depth [m]	Texture (average values)			Bulk Density γ_{dry} [kg/m ³]	Field Capacity θ_c [%]
	[%] Clay	[%] Sand	[%] Silt		
0.30	23.8	26.3	49.9	1200.0	28.1 ÷ 39.8
0.60	25.1	27.9	47.0	1400.0	32.7 ÷ 38.2

Tabella 2–2 Tessitura del terreno

2.3.2.3 Utilizzo del suolo e copertura vegetale

L'uso del suolo nel bacino si distribuisce principalmente tra aree boscate e superfici agricole, con una netta distinzione tra i due versanti. La vegetazione naturale favorisce l'infiltrazione e la ritenzione idrica, mentre le aree coltivate sono caratterizzate da risposte idrologiche più rapide. L'analisi delle mappe di copertura, integrate da dati satellitari, consente di quantificare le percentuali relative e di discutere il ruolo del paesaggio nella dinamica del deflusso. Per garantire la coerenza con il modello idrologico, le mappe di uso del suolo sono state sottoposte a riclassificazione, in modo da ridurre il numero di classi e renderle compatibili con i parametri richiesti dai Modelli. In particolare, è stata utilizzata la mappatura CORINE Land Cover (CLC, anno 2013) resa disponibile dal portale RSDI della Regione Basilicata, successivamente rielaborata per aggregare le categorie originali in classi funzionali deal punto di vista idrologico (ad esempio: bosco, coltivi, aree artificiali e aree adibite a pascolo). Tale riclassificazione ha consentito di associare a ciascuna cella del modello i parametri idraulici e di superficie garantendo una rappresentazione spazialmente distribuita delle diverse tipologie di copertura vegetale e utilizzo del suolo.

Oltre alle mappe di copertura del suolo (Figura 2–19), è stata impiegata anche la carta di aspect, derivata dal modello digitale del terreno. Questa informazione consente di distinguere l'esposizione dei versanti, influenzando sia i processi di evapotraspirazione, attraverso la diversa disponibilità di radiazione solare, sia le dinamiche di umidità del suolo e di innevamento. L'integrazione della mappa di aspect con i dati di uso del suolo ha permesso di affinare la caratterizzazione spaziale del bacino e di migliorare la rappresentazione delle condizioni microclimatiche nei modelli idrologici.

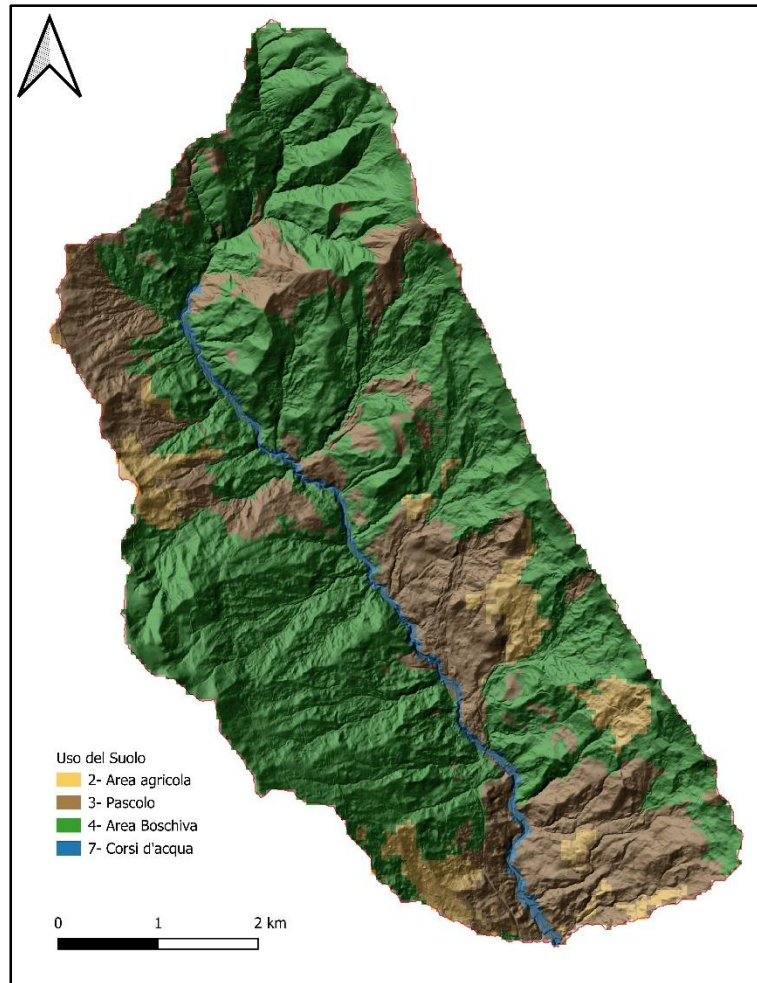


Figura 2–19 Classificazione in funzione dell'uso del suolo CLC

Ad eccezione del DEM, tutte le carte tematiche presentate sono già riportate nella loro forma riclassificata per la modellazione idrologica. Le procedure adottate per la riclassificazione (classi di pendenza, aggregazione CORINE, parametri idraulici) e la quantificazione delle relative percentuali di superficie sono discusse nel Capitolo 3.

2.3.3 Riorganizzazione del data-set idrologico e strategie di pre-elaborazione

Nonostante la ricchezza della rete di monitoraggio installata a partire dal 2002, le serie osservate presentano inevitabili discontinuità dovute a malfunzionamenti strumentali, interruzioni della trasmissione dati o limiti operativi legati a condizioni estreme. Inoltre, alcune variabili non erano immediatamente disponibili in forma utilizzabile e hanno richiesto procedure di trasformazione preliminare. Per questo motivo è stato condotto un processo sistematico di riorganizzazione del

data-set idrologico, finalizzato a garantire serie temporali coerenti, complete e direttamente impiegabili nei modelli idrologici distribuiti.

Le principali attività hanno riguardato:

- Controllo di qualità: tutte le serie sono state sottoposte a verifiche di coerenza interna ed esterna, con identificazione e correzione di valori anomali, picchi non giustificati o misure nulle/negative. Sono stati effettuati controlli incrociati, ad esempio confrontando i volumi di precipitazione registrati dai diversi pluviometri o verificando la compatibilità tra livelli idrometrici e portate stimate.
- Ricostruzione delle lacune: diverse variabili hanno richiesto procedure specifiche.
 - 1) Per la temperatura è stato applicato un metodo di regressione lineare che utilizza i dati satellitari disponibili di temperatura massima e minima giornaliera, combinati con le osservazioni orarie della stazione meteorologica locale, al fine di ricostruire serie complete di temperatura oraria. I dati satellitari utilizzati provengono da prodotti di rianalisi climatica a scala giornaliera, che forniscono campi di temperatura dell'aria prossima alla superficie con copertura spaziale continua. La procedura di ricostruzione ha previsto due passaggi principali: (i) la stima delle temperature giornaliere massime e minime nel sito di studio mediante regressione lineare tra i dati satellitari e le osservazioni disponibili; (ii) la ricostruzione del profilo orario della temperatura attraverso una funzione di interpolazione giornaliera vincolata ai valori di temperatura minima e massima stimati. In questo modo è stato possibile ricostruire una serie temporale oraria coerente con i valori giornalieri di temperatura massima, minima e media osservati. La serie originale di temperatura, caratterizzata da lacune dovute a malfunzionamenti strumentali e interruzioni della registrazione, è mostrata in Figura 2–20. I dettagli completi della procedura adottata per la ricostruzione delle serie orarie sono riportati nell'Appendice A.

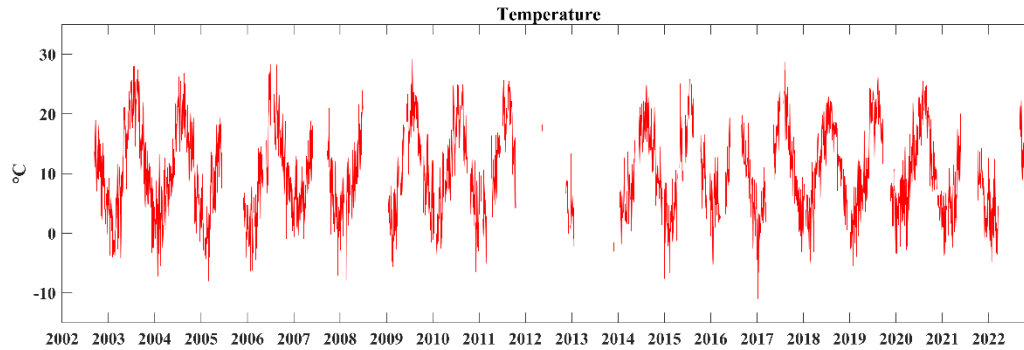


Figura 2-20 Temperatura non ricostruita

- 2) Per la precipitazione, nei casi di assenza del dato, le serie sono state integrate mediante interpolazione spaziale basata sul metodo delle distanze inverse al quadrato. La stima del valore in un punto generico del dominio si ottiene combinando le osservazioni disponibili nelle stazioni più vicine. L'influenza di ciascuna stazione decresce al crescere della distanza dal punto di interesse: in altre parole, maggiore è la distanza, minore è il peso attribuito all'osservazione. Questo principio è espresso attraverso la relazione dell'interpolazione con peso inverso della distanza (IDW), in cui il contributo di ogni stazione è inversamente proporzionale a una potenza della distanza che la separa dal punto da stimare.

$$P_x = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{P_i}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^N 1/d_i^2} \quad (2-4)$$

La formula tiene conto di: delle distanze tra il punto incognito e le stazioni di misura d_i ; del numero di stazioni considerate P_i ; dell'esponente della potenza, che controlla quanto rapidamente decresce l'influenza con la distanza.

Inoltre, per garantire la continuità richiesta dal modello HBV, alla rete è stata affiancata una stazione pluviometrica limitrofa disponibile con dati orari, anche se priva di ulteriori metadati. Le serie orarie risultanti per le tre stazioni pluviometriche sono riportate nei seguenti grafici (Figura 2-21-23).

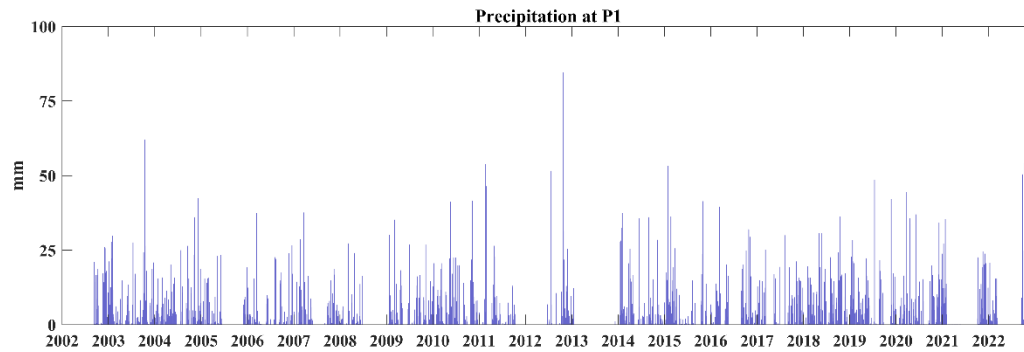


Figura 2–21 Precipitazioni orarie alla stazione sul versante destro

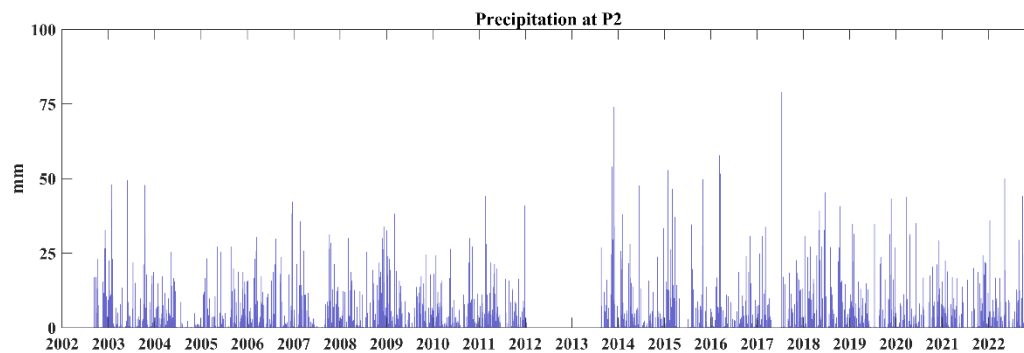


Figura 2–22 Precipitazioni orarie alla sezione di chiusura

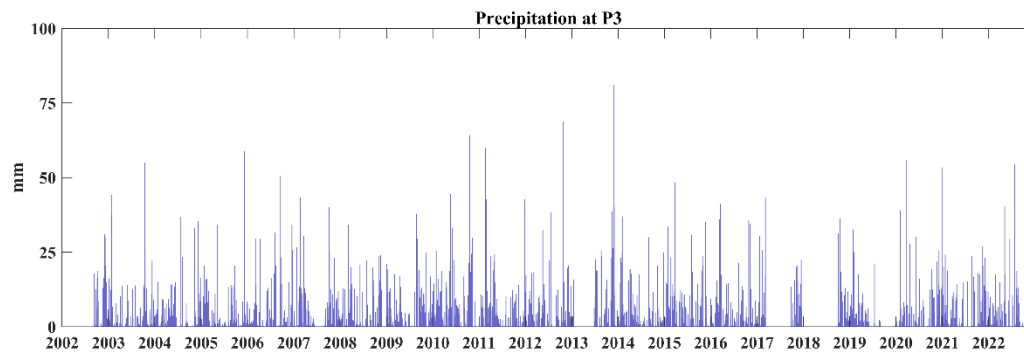


Figura 2–23 Precipitazioni orarie alla stazione sul versante sinistro

- 3) Per le portate, i livelli idrometrici sono stati trasformati in deflussi utilizzando scale di deflusso tratte dalla letteratura (Viparelli, 1947 per lo scolmatore Thompson e Forchheimer, 1930 per il bacino principale). La serie oraria, ricavata per il bacino principale è mostrata in Figura 2–24.

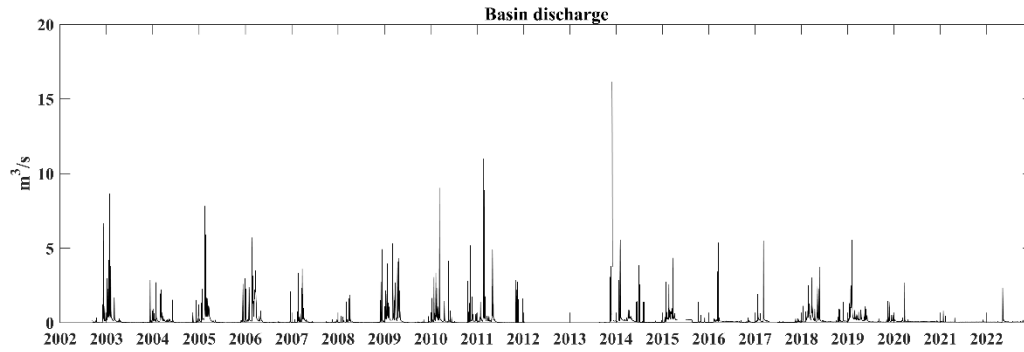


Figura 2–24 Serie di portate orarie alla sezione di chiusura

- Aggregazione temporale: le misure originarie, acquisite con passo sub-orario (10-15 minuti), sono state aggregate a scale maggiori secondo procedure differenziate:
 - 1) le serie pluviometriche sono state sommate per il passaggio da sub-orario a orario e da orario a giornaliero;
 - 2) le serie idrometriche sono state convertite mediante media dei valori per ottenere portate orarie e giornaliere;
 - 3) le serie di temperatura sono state aggregate dalle osservazioni orarie ai valori massimi, minimi e medi giornalieri.
- Omogeneizzazione spaziale: per la distribuzione spaziale delle precipitazioni sono stati costruiti poligoni di Thiessen, attraverso l'utilizzo della seguente formula.

$$P_M = \frac{\sum_{i=1}^N A_i P_i}{\sum_{i=1}^N A_i} \quad (2-5)$$

Dove: A_i è l'area di pertinenza della stazione i -esima, determinata mediante applicativo QGIS attraverso la scomposizione di poligoni di Voronoi, e P_i è la precipitazione osservata dall' i -esimo pluviometro.

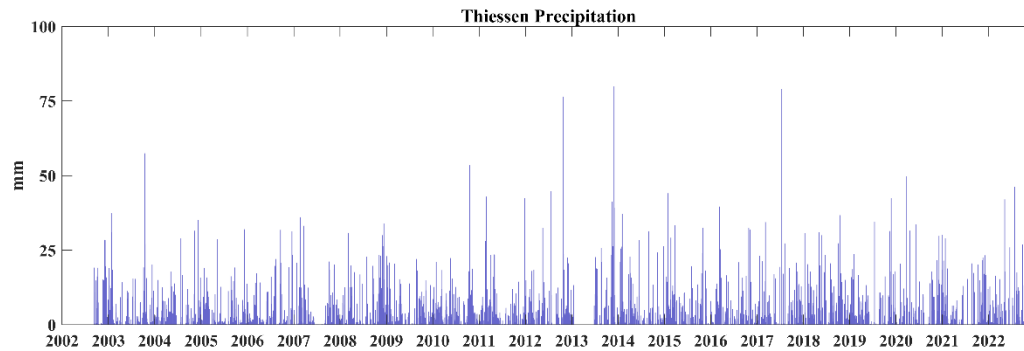


Figura 2–25 Serie di Pioggia oraria spazializzata (a 3 stazioni)

La configurazione originaria si basava su tre stazioni pluviometriche, corrispondenti alle misure disponibili sul bacino (Figura 2–25). Tuttavia, a causa di discontinuità e lacune presenti nelle serie, per garantire una copertura temporale continua si è resa necessaria l'integrazione di una quarta stazione pluviometrica limitrofa. Entrambe le geometrie dei poligoni (a 3 e a 4 stazioni) sono riportate nelle Figura 2–26 e Figura 2–27; a testimonianza della diversa disponibilità e gestione dei dati pluviometrici. Per il sottobacino sperimentale, interamente ricompreso nell'area di influenza di una sola stazione, non si è resa necessaria alcuna interpolazione.

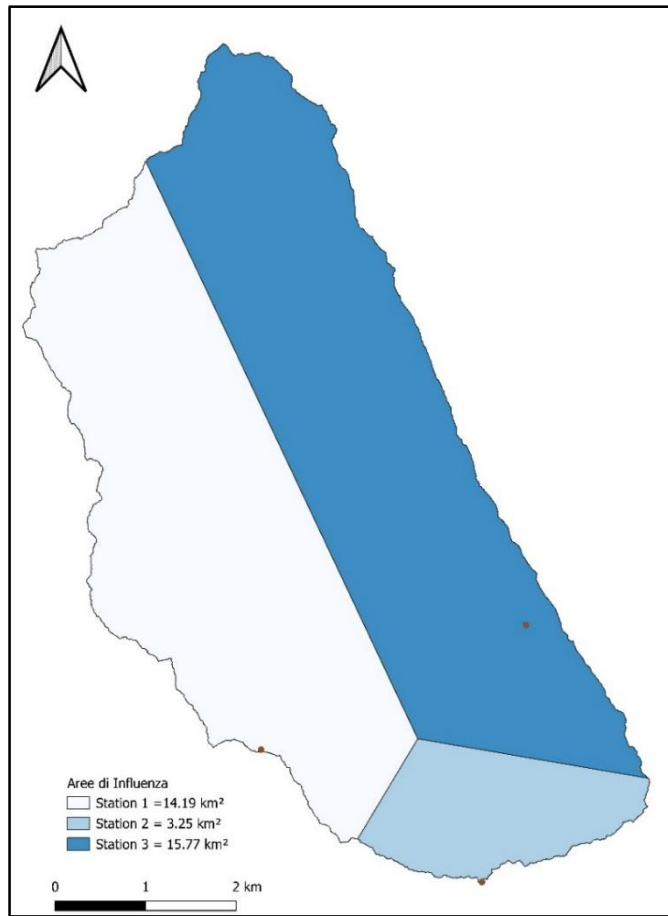


Figura 2-26 Aree d'Influenza rispetto a 3 stazioni

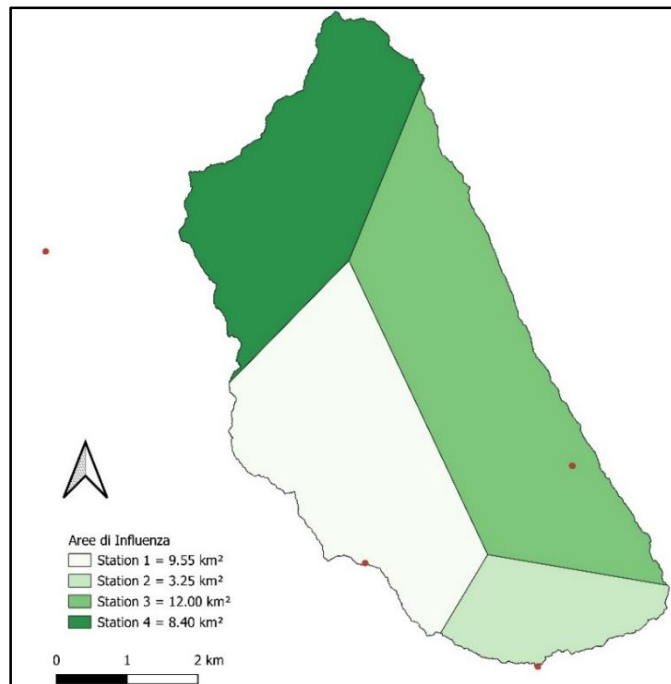


Figura 2-27 Aree di influenza rispetto a 4 stazioni

- Umidità del suolo¹: i dati acquisiti dal 2006 tramite 22 sonde TDR, installate lungo un transetto a due profondità (30 e 60 cm), sono stati rielaborati per descrivere la dinamica di ricarica e svuotamento degli strati superficiali. La serie giornaliera dell'umidità media osservata è riportata nel seguente grafico (Figura 2–28).

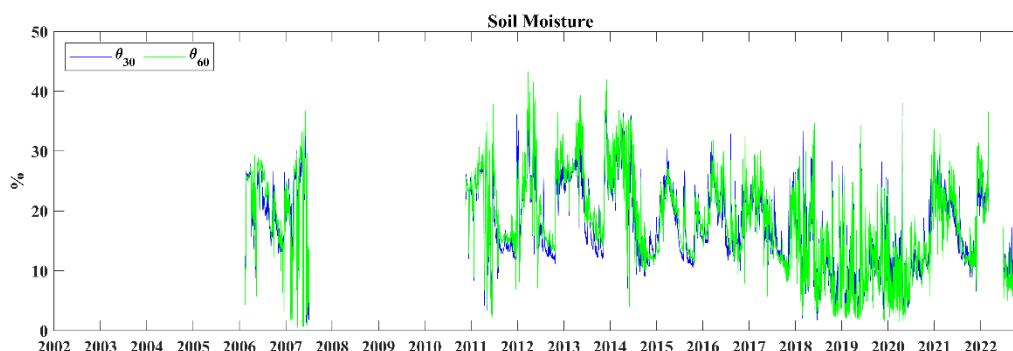


Figura 2–28 Serie giornaliera di Umidità del suolo a differente profondità

Nel corso degli anni la rete di monitoraggio ha mostrato alcune criticità legate a condizioni ambientali severe. Le stazioni idrometriche sono state più volte soggette a danneggiamenti dovuti a piene intense, mentre nel sottobacino sperimentale si sono verificati problemi di accumulo di sedimenti e detriti nella vasca di misura. Durante l'inverno il gelo ha frequentemente interferito con il corretto funzionamento delle sonde. Questi fattori hanno limitato in alcuni periodi la continuità delle osservazioni, introducendo la necessità di ulteriori operazioni di ricostruzione e controllo dei dati, come riportato da Aung et al. (2025).

Nonostante tali difficoltà, il processo di riorganizzazione ha consentito di ottenere un data-set idrologico coerente e utilizzabile per la modellazione. Le serie ricostruite e aggregate garantiscono una base solida sia per la caratterizzazione delle condizioni medie del bacino, sia per l'analisi della risposta idrologica a eventi estremi.

2.3.4 Eventi selezionati per la modellazione basata sugli eventi

Ai fini della modellazione idrologica è stata effettuata una selezione di eventi pluviometrici e idrologici rappresentativi, estratti dal data-set osservativo lungo il periodo 2002–2022.

¹ I valori di umidità del suolo sono riportati a titolo indicativo; la presenza di problemi strumentali ne limita l'affidabilità e tali dati non sono stati utilizzati direttamente nelle simulazioni modellistiche.

La scelta si è basata su criteri ben definiti, finalizzati a garantire sia la varietà stagionale sia la disponibilità di dati completi per la simulazione:

- Intensità e durata delle precipitazioni, includendo sia eventi brevi e concentrati sia piogge più prolungate e diffuse;
- Condizioni idriche antecedenti, valutate sulla base delle serie osservate di umidità del suolo, utilizzate esclusivamente a scopo interpretativo per classificare gli eventi in condizioni iniziali secche o umide, senza impiego diretto come input del modello.
- Completezza dei dati, privilegiando gli eventi per i quali erano disponibili registrazioni continue di precipitazione, portata e umidità del suolo senza lacune significative;
- Disponibilità contemporanea delle principali variabili della rete idrologica, condizione necessaria per confrontare in modo coerente i diversi processi;
- Distribuzione stagionale, con l'obiettivo di includere eventi caratteristici dei diversi periodi dell'anno (autunno piovoso, inverno umido, primavera con eventi misti pioggia/neve);
- Inclusione di eventi estremi, tra cui l'episodio del 1° dicembre 2013, che ha interessato simultaneamente il bacino principale e il sottobacino sperimentale, generando una risposta idrologica particolarmente intensa.

La caratterizzazione dettagliata di tali eventi costituisce la base per le simulazioni a scala di evento descritte nel Capitolo 3, consentendo di valutare la capacità dei modelli di riprodurre dinamiche idrologiche eterogenee e condizioni meteorologiche di diversa severità, come illustrato nel Capitolo 4. Nel complesso, la selezione degli eventi ha permesso di costruire un insieme rappresentativo di condizioni meteorologiche e idrologiche.

CAPITOLO 3 METODI DI MODELLAZIONE IDROLOGICA:

Q_T-DREAM, DREAM E HBV

L'analisi idrologica moderna si fonda sull'integrazione di diversi approcci di modellazione, in grado di rappresentare i processi di generazione del deflusso e di stimare le piene di progetto in contesti caratterizzati da diversa disponibilità di dati. Secondo quanto discusso da Rogger et al. (2012), nessuna singola metodologia: statistica, deterministica o ibrida, può garantire stime affidabili in ogni condizione, poiché ciascuna è soggetta a ipotesi e limiti specifici. In tale prospettiva, il presente capitolo descrive tre modelli idrologici complementari:

- Q_T-DREAM, concepito per la stima di portate di progetto in bacini non strumentati mediante trasferimento dei livelli di probabilità associati alle portate di piena;
- DREAM, modello distribuito fisicamente basato, adatto alla simulazione di eventi a scala di evento;
- HBV, modello concettuale in configurazione distribuita, utilizzato per la simulazione continua del bilancio idrologico.

Questa combinazione multi-modello consente di confrontare approcci empirici e process-based, migliorando la comprensione dei meccanismi afflusso-deflusso e riducendo le incertezze connesse alla limitata copertura osservativa dei bacini appenninici.

3.1 Framework metodologico del Q_T-DREAM

Il modello proposto nasce come evoluzione del modello distribuito DREAM (Manfreda et al., 2005), con l'obiettivo di stimare idrogrammi e portate di progetto in bacini scarsamente monitorati, producendo al contempo mappe di ruscellamento superficiale coerenti con le caratteristiche morfologiche e climatiche dei bacini. L'approccio si fonda su una combinazione tra simulazioni distribuite dei processi idrologici e un trasferimento statistico basato sulle distribuzioni di quantile, in grado di garantire coerenza con le osservazioni disponibili nei bacini strumentati.

La cornice teorica di riferimento è costituita dal modello di distribuzioni derivate di piena introdotto da Iacobellis & Fiorentino (2000), che esprime la portata al colmo come il prodotto di due variabili stocastiche: il deflusso medio per unità di area e l'area effettivamente contribuente all'evento di

piena. Quest'ultima non è costante, ma varia in funzione delle condizioni di saturazione e della distribuzione spaziale della precipitazione, introducendo il concetto di partial area coverage.

In questo contesto, il framework Q_T -DREAM utilizza eventi pluviometrici di progetto derivati dalle Curve di Probabilità Pluviometrica (CPP) disponibili per la Regione Basilicata, sviluppate nell'ambito degli studi VAPI. Per ciascun tempo di ritorno considerato (30, 200 e 500 anni), le altezze di precipitazione sono state determinate mediante i coefficienti regionali spazialmente distribuiti, ottenuti combinando i parametri pluviometrici locali con i coefficienti di scala associati al tempo di ritorno.

La distribuzione temporale della precipitazione è stata definita mediante uno ietogramma sintetico di tipo Chicago, caratterizzato da un andamento dell'intensità decrescente nel tempo. La durata complessiva dell'evento è stata assunta pari a quattro volte il tempo di corrivazione del bacino, al fine di garantire lo sviluppo completo dell'idrogramma di piena e della successiva fase di recessione. Il tempo di corrivazione è stato stimato mediante analisi distribuita dei tempi di flusso lungo la rete di drenaggio, individuando il tempo massimo di percorrenza idraulica all'interno del bacino. Lo ietogramma così costruito è stato successivamente discretizzato con passo temporale orario, coerentemente con la configurazione temporale del modello.

L'effetto della riduzione areale della precipitazione è stato considerato in modo implicito attraverso la discretizzazione spaziale del bacino. In particolare, per bacini con superficie superiore a 25 km², la precipitazione è stata redistribuita mediante suddivisione in sottobacini idrologicamente coerenti, evitando l'applicazione di un unico coefficiente globale di riduzione areale. Tale approccio consente di rappresentare in modo più realistico la variabilità spaziale dell'evento pluviometrico e la conseguente attivazione progressiva delle aree contribuenti alla formazione della piena, in coerenza con il concetto di partial area coverage.

Tale formalizzazione permette di tenere conto del fatto che, in un dato evento, solo una parte del bacino contribuisce attivamente al colmo di piena. Inoltre, la distribuzione delle piene viene collegata a un indice climatico capace di discriminare i bacini a prevalenza di processi Hortoniani da quelli Dunniani, fornendo una lettura fisicamente e climaticamente fondata della variabilità regionale delle portate di piena. In questa prospettiva, la rappresentazione dei meccanismi di generazione del deflusso costituisce un aspetto centrale, poiché consente di collegare la dinamica degli eventi pluviometrici alla risposta idrologica del bacino.

Un elemento preliminare da considerare è il bilancio idrico del suolo, che rappresenta il nucleo del modello DREAM e viene ereditato anche nella struttura del Q_T-DREAM. Il contenuto di umidità nello strato di suolo idrologicamente attivo viene aggiornato a ogni passo temporale mediante la relazione:

$$S_{t+\Delta t} = S_t + I_t + RS_t - RG_t - ET_{veg} \quad (3-1)$$

Dove:

- $S_t = \theta_t D$ contenuto idrico al tempo t ; in cui θ_t è il contenuto volumetrico di umidità e D strato di profondità.
- I_t è l'infiltrazione nel suolo;
- RS_t è lo scambio superficiale;
- RG_t è la ricarica della falda;
- ET_{veg} rappresenta l'evapotraspirazione reale.

Questa equazione descrive come le condizioni idriche del suolo evolvono nel tempo e costituisce la base per l'attivazione dei due schemi di generazione del deflusso.

Il ruscellamento superficiale può infatti originarsi da due processi principali: il meccanismo Hortoniano (Figura 3-), o per eccesso di infiltrazione, e il meccanismo Dunniano (Figura 3-), o per eccesso di saturazione. Nel primo caso, l'acqua piovana non riesce a infiltrarsi nel suolo perché l'intensità della precipitazione eccede la capacità istantanea di infiltrazione, che tende a decrescere con il tempo per effetto della saturazione progressiva e di fenomeni fisici quali il compattamento del suolo o l'occlusione dei pori. Questo processo è tipico di eventi brevi e intensi, frequenti in climi semi-aridi e sub-umidi caratterizzati da precipitazioni convettive.

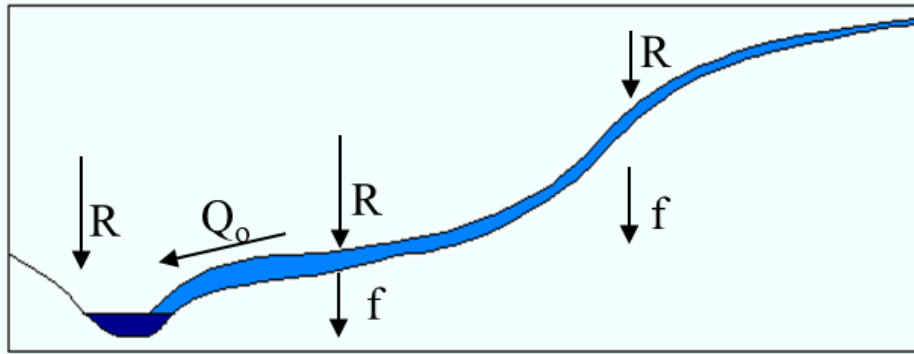


Figura 3-1 Meccanismo di ruscellamento per eccesso di infiltrazione

Nel secondo caso, invece, il ruscellamento si verifica quando il terreno è già saturo o quasi saturo, per effetto delle condizioni di umidità antecedente o della risalita della falda: in queste circostanze, anche precipitazioni di intensità moderata generano deflusso superficiale, poiché la capacità di immagazzinamento del suolo è esaurita. Questo meccanismo è più comune in bacini umidi o montani, in presenza di suoli poco permeabili o di bacini con falda superficiale.

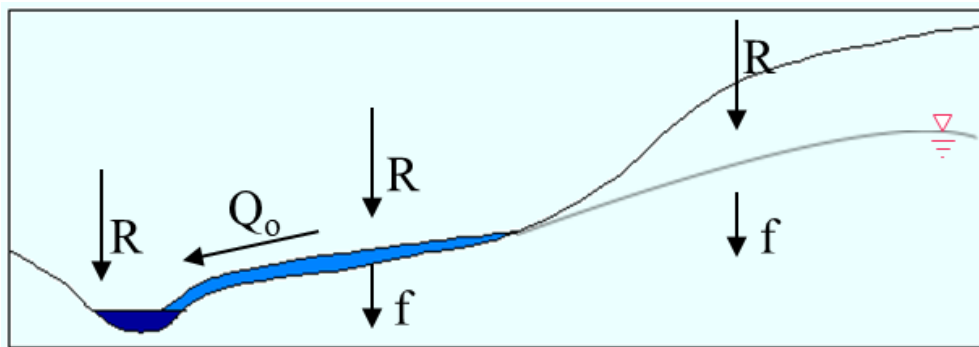


Figura 3-2 Meccanismo di ruscellamento per eccesso di saturazione

Nella realtà, i due meccanismi non si escludono ma spesso coesistono, attivandosi con pesi diversi a seconda delle condizioni locali e delle caratteristiche dell'evento. Ad esempio, in un medesimo bacino un evento convettivo intenso può attivare processi Hortoniani nelle aree meno sature, mentre un evento prolungato e diffuso può dar luogo a processi Dunniani nelle zone a maggiore umidità antecedente.

Il modello Q_T -DREAM tiene conto di questa variabilità consentendo di rappresentare entrambi gli schemi di generazione del deflusso e di selezionare implicitamente, sulla base di indici climatici o di parametri idrologici locali, il meccanismo prevalente.

Nel modello, i due meccanismi vengono formalizzati attraverso equazioni di bilancio idrico.

Nel caso Dunniano (eccesso di saturazione), il deflusso superficiale si attiva quando la precipitazione netta eccede la capacità di residua d'immagazzinamento del suolo ossia:

$$R_t = P_{net,t} - (S_{max} - S_{t-1}) \text{ se } P_{net,t} \geq (S_{max} - S_{t-1}) \quad (3-2)$$

e pertanto

$$I_t = P_{net,t} - R_t \text{ se } P_{net,t} > 0 \quad (3-3)$$

Dove:

- R_t è il ruscellamento,
- $P_{net,t}$ è la precipitazione netta,
- S_{max} è la capacità massima di ritenzione del suolo,
- S_{t-1} è lo stato idrico al passo precedente

In questo schema, il suolo agisce come un serbatoio che una volta saturo genera direttamente deflusso superficiale.

Nel caso Hortoniano (eccesso di infiltrazione), l'infiltrazione è funzione decrescente dello stato idrico del suolo:

- Se $S_t \leq S_c$

$$I_t = \max(0, S_{max} - S_t) \quad (3-4)$$

- Se $S_t > S_c$

$$I_t = \left[1 - C \left(\frac{S_t}{S_{max}} \right)^\alpha \right] \cdot P_t \quad (3-5)$$

Dove:

- S_t è lo stato idrico del suolo,
- S_c è la soglia di saturazione critica (contenuto d'acqua alla capacità di campo)
- C e α sono parametri che descrivono la conducibilità idraulica effettiva e la non linearità della relazione infiltrazione-saturazione (Liu e De Smedt, 2004; Dunne, 1991),
- P_t è la precipitazione lorda

In questo caso, il deflusso si manifesta quando l'intensità della pioggia supera la capacità di infiltrazione istantanea del suolo.

Queste formulazioni permettono al modello Q_T -DREAM di simulare la transizione tra condizioni di suolo secco e saturo, rappresentando in maniera flessibile la variabilità dei processi di generazione del deflusso in diversi contesti climatici e pedologici. (Perrini et al., 2024) In questo modo le simulazioni mantengono coerenza con i processi fisici e permettono una più corretta ricostruzione degli idrogrammi di piena e delle mappe di runoff.

Affinché tale formulazione possa essere applicata in modo realistico, è necessario disporre di informazioni spaziali che descrivano le principali caratteristiche morfologiche, pedologiche e d'uso del suolo del bacino, elementi che controllano i processi di infiltrazione, evapotraspirazione e generazione del deflusso.

Tali dati forniscono i parametri di base per il calcolo del bilancio idrico e permettono di rappresentare la variabilità spaziale dei processi idrologici a differenti scale di discretizzazione, in funzione della disponibilità e qualità dei dati.

Nel contesto del presente lavoro, queste informazioni derivano da strati geospaziali opportunamente pre-processati: modello digitale del terreno, uso del suolo e carte pedologiche. Successivamente integrati con gli idrogrammi di progetto.

Essi costituiscono la base dati del Q_T -DREAM, su cui si fondano il calcolo dell'evoluzione del contenuto idrico del suolo e l'attivazione dei processi di generazione del deflusso.

Le condizioni iniziali di umidità del suolo rappresentano un elemento determinante per l'attivazione dei due schemi di generazione del deflusso. In questo metodo esse sono sintetizzate attraverso un unico parametro adimensionale che descrive lo stato idrico antecedente del suolo, modulando la transizione tra processi Dunniiani e Hortoniani.

L'approccio consente di esplorare in modo sintetico l'effetto delle condizioni iniziali sulla risposta idrologica del bacino, mantenendo un numero limitato di parametri e una chiara interpretazione fisica. Una trattazione più dettagliata delle strategie adottate per la definizione dell'umidità antecedente nei tre modelli considerati è riportata nel §3.5

Gli sviluppi successivi al modello delle distribuzioni derivate hanno fornito il quadro teorico che costituisce la base metodologica su cui si fonda il Q_T -DREAM. Claps, Fiorentino & Iacobellis

(2000) hanno mostrato come i parametri delle distribuzioni di piena possano essere messi in relazione con descrittori fisici e geomorfoclimatici dei bacini, rafforzando il legame tra analisi statistica regionale e processi idrologici. Su questa linea si colloca anche il modello TCIF di Iacobellis et al. (2011), che distingue tra piene ordinarie e straordinarie e permette di rappresentare con maggiore realismo la variabilità degli eventi estremi. L'analisi condotta su 33 bacini dell'Italia meridionale ha dimostrato che i parametri delle distribuzioni teoriche possono essere correlati a variabili morfoclimatiche facilmente derivabili in ambiente GIS (pendenza media, uso del suolo, indici di aridità, coefficiente di deflusso), consentendo di estendere la stima delle portate anche a bacini non monitorati.

In continuità con questi approcci, Biondi et al. (2012) hanno proposto una gerarchia di strumenti per la stima delle portate di progetto, articolata in diversi livelli di complessità, dai metodi empirici speditivi fino ai modelli completamente distribuiti e fisicamente basati. In questo quadro il Q_T-DREAM si colloca al livello più avanzato, poiché integra le capacità fisiche del DREAM con la coerenza statistica delle distribuzioni IF/TCIF. Il modello non rappresenta quindi un semplice sviluppo indipendente, ma un'evoluzione naturale che incorpora i principali contributi teorici post-VAPI, traducendoli in uno strumento operativo per la costruzione di idrogrammi di progetto e di mappe distribuite di ruscellamento.

Il modello DREAM, nella sua formulazione originale, rappresenta i bilanci idrici a scala di cella, includendo infiltrazione, percolazione, evapotraspirazione e generazione del deflusso.

Nell'impostazione adottata questa struttura, descritta nella Figura 3-, viene utilizzata per generare griglie distribuite di runoff nello spazio e nel tempo (Rain-on-Grid), ottenute attraverso un'unica simulazione a scala di bacino e applicabili a tutte le sezioni di interesse. L'uso del modello consente poi di ricondurre le simulazioni alla distribuzione statistica dei colmi osservati nei bacini strumentati, garantendo consistenza con la teoria delle distribuzioni derivate.

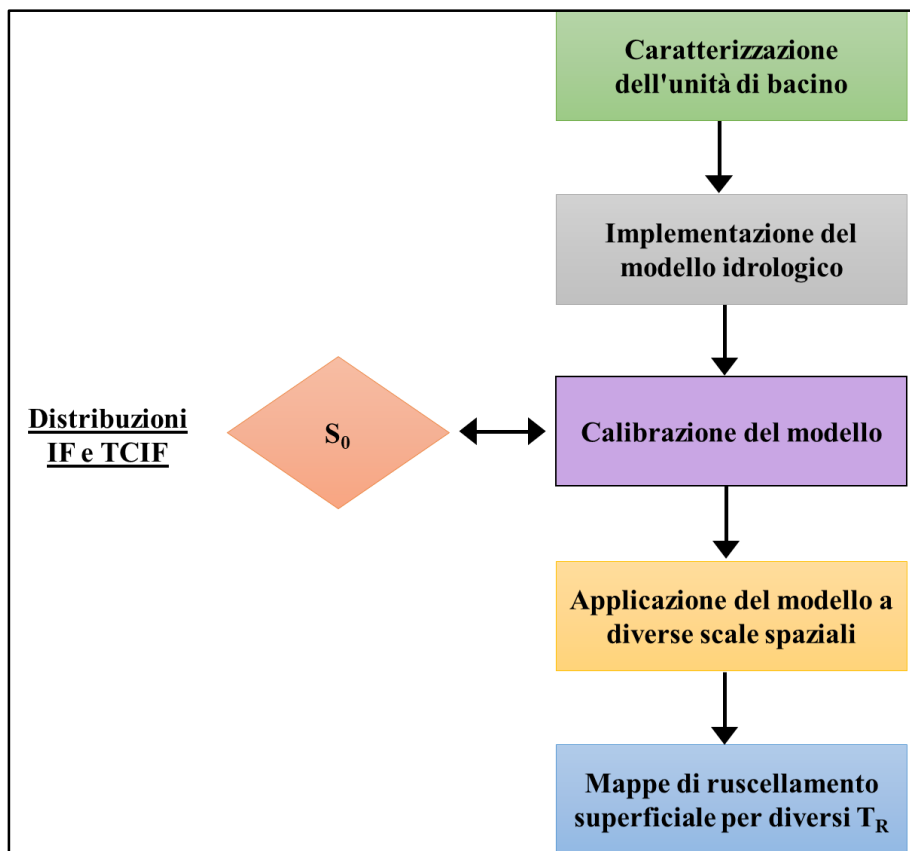


Figura 3-3 Schema di flusso del modello proposto

L'aspetto innovativo è quindi duplice: da un lato, la capacità di integrare i processi idrologici fisici (attraverso DREAM) con le distribuzioni teoriche di piena (IF/TCIF), dall'altro la possibilità di trasferire questa informazione a bacini non strumentati, mantenendo sia la coerenza interna tra bacino e sottobacini, sia la compatibilità con i regimi di frequenza osservati. Gli output consistono in idrogrammi di progetto per diversi tempi di ritorno e in mappe di ruscellamento superficiale, che rappresentano non solo un indicatore idrologico ma anche uno strumento operativo per la pianificazione territoriale e la gestione del rischio idraulico.

Un ulteriore elemento distintivo è che la calibrazione del modello si riduce essenzialmente alla stima di un solo parametro, lo stato idrico antecedente del suolo (S_0), che governa l'attivazione dei meccanismi di generazione del deflusso e consente di mantenere bassa l'incertezza parametrica, garantendo al tempo stesso la trasferibilità del metodo in bacini non strumentati.

In sintesi, Q_T -DREAM rappresenta un punto di incontro tra la solidità teorica delle distribuzioni derivate di piena e la versatilità operativa di un modello distribuito. La sua capacità di produrre stime fisicamente consistenti delle portate di progetto e di generare mappe di runoff a scala di

bacino lo rende particolarmente adatto a contesti caratterizzati da carenza di dati, come quelli dell'Appennino meridionale, garantendo al tempo stesso la trasferibilità a scenari futuri di cambiamento climatico e d'uso del suolo, anche grazie alla dipendenza da un solo parametro di calibrazione.

3.2 Il modello DREAM

L'approccio di simulazione idrologica adottato in questo studio si basa sull'utilizzo del modello fisicamente basato e distribuito DREAM (Distributed model for Runoff, Evapotranspiration, and Antecedent soil Moisture simulation), che consente una rappresentazione dettagliata della risposta idrologica del bacino in condizioni meteorologiche e di superficie del terreno variabili (Manfreda et al., 2005). Il modello simula i principali processi idrologici quali l'intercettazione della vegetazione, l'infiltrazione, lo stoccaggio dell'acqua nel suolo, il deflusso superficiale, il deflusso laterale sotterraneo, il deflusso di base e l'evapotraspirazione (Figura 3–). La struttura del modello è costruita in modo da tenere conto dell'eterogeneità spaziale, discretizzando il bacino idrografico in unità computazionali elementari derivate dal DEM e assegnando proprietà variabili del suolo e dell'uso del suolo a ciascuna cella della griglia.

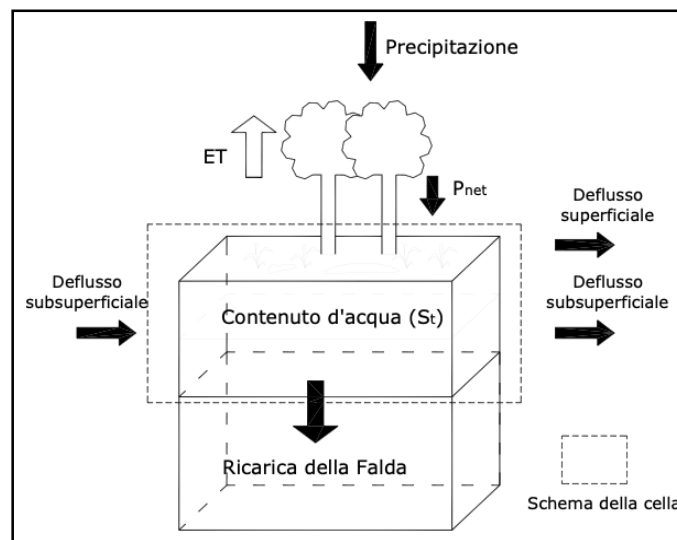


Figura 3–4 Schema concettuale semplificato (Manfreda et al., 2005)

Dopo l'inserimento dei dati geomorfologici, il modello procede dalla valutazione della pioggia totale (P_{tot}), parte della quale è intercettata dalla vegetazione e soggetta a evaporazione.

L'intercettazione è rappresentata da un serbatoio con capacità massima proporzionale al Leaf Area Index (LAI), secondo la formulazione di Dickinson (1984):

$$w_{sc} = 0.2 \cdot LAI \quad (3-6)$$

dove LAI è espresso come funzione del suo valore massimo potenziale (Milella et al., 2012). Il bilancio sull'intercettazione è regolato dall'equazione:

$$\frac{\Delta w_c}{\Delta t} = p_v - e_c \quad (3-7)$$

Dove:

- w_c è l'acqua immagazzinata sulla vegetazione,
- p_v la pioggia incidente, ed
- e_c l'evaporazione dalla chioma.

La pioggia netta che raggiunge il suolo è quindi calcolata come:

$$P_{net,t} = P_{tot} - Int \quad (3-8)$$

Dove Int rappresenta la quantità di pioggia intercettata.

In termini implementativi, la logica del modello prevede che:

- se la pioggia totale è inferiore alla capacità residua della chioma, essa viene interamente trattenuta;
- se la pioggia supera la capacità di accumulo, l'eccesso defluisce come P_{net} ;
- lo stoccaggio sulla chioma viene aggiornato considerando l'evaporazione diretta, che riduce progressivamente il volume immagazzinato.

In questo modo, il modello tiene conto del duplice effetto della vegetazione: da un lato la riduzione della pioggia effettivamente disponibile per l'infiltrazione, dall'altro l'incremento delle perdite dirette per evaporazione.

Il termine di maggiore rilievo tra le perdite idrologiche è rappresentato dall'evapotraspirazione, particolarmente significativa nei bacini mediterranei. Nel modello essa è distinta in due componenti:

- evaporazione dalle depressioni superficiali (E_0);

- evapotraspirazione dalla vegetazione (ET_{veg}).

La partizione tra suolo nudo e vegetato è descritta mediante l'equazione di Eagleson (1982):

$$M = 1 - e^{-\mu LAI} \quad (3-9)$$

dove:

- M è la frazione di suolo coperto da vegetazione,
- LAI l'indice di area fogliare,
- μ un coefficiente di estinzione che varia in funzione dell'uso del suolo (ad es. 0.35 per prati, 0.45 per colture erbacee, 0.5–0.77 per aree boscate; Larcher, 1975).

L' ET_{veg} cresce linearmente con l'umidità del suolo fino a un grado di saturazione pari a 0.75, oltre il quale la traspirazione assume il valore potenziale:

$$(EP' = EP - e_{wc}) \quad (3-10)$$

come espresso da Rigon et al., 2002. Inoltre l'evaporazione reale dalle superfici libere è invece proporzionale all'evaporazione potenziale (EP).

Il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale (EP) è stato effettuato utilizzando dati climatici disponibili e, nei casi di limitata disponibilità di osservazioni di temperatura, mediante relazioni empiriche adattate al contesto mediterraneo (Thornthwaite, 1948; Claps & Sileo, 2001). Quest'ultimo metodo, in particolare, consente di stimare la temperatura media mensile a partire da valori medi annui e dalla quota, fornendo un approccio robusto per bacini con copertura strumentale incompleta.

L'acqua che non viene persa per evaporazione o traspirazione è quindi disponibile per i processi successivi, in primo luogo l'infiltrazione. La possibilità che l'acqua netta infiltri nel suolo dipende dalla conducibilità idraulica satura (K_s) e dall'umidità antecedente.

Se:

$$P_{net,t} > K_s \quad (3-11)$$

si attiva il processo di infiltrazione, calcolata secondo la formula di De Smedt et al. (2000):

$$Infiltration = \min \left\{ S_{max} - S_t, P_{net,t} \cdot \left[1 - C_p \left(\frac{S_t}{S_{max}} \right)^\alpha \right] \right\} \quad (3-12)$$

dove C_p è il coefficiente potenziale di ruscellamento e α il coefficiente di attenuazione.

La pioggia in eccesso viene aggiornata come:

$$P_{net,t+1} = P_{net,t} - Infiltration \quad (3-13)$$

In funzione del grado di saturazione del suolo, l'acqua in eccesso genera ruscellamento superficiale, percolazione profonda o deflusso laterale.

Quando:

$$S_t > S_c \quad (3-14)$$

si innesca il processo di percolazione verso la falda, governato dall'equazione:

$$RG_t = K_s \left(\frac{S_t}{S_{max}} \right)^\beta \quad (3-15)$$

dove:

$$\beta = (2 + 3m)/m \quad (3-16)$$

con m indice della distribuzione dimensionale dei pori (Eagleson, 1978).

Se il contenuto idrico del suolo all'istante t supera la capacità massima di immagazzinamento del suolo:

$$S_t > S_{max} \quad (3-17)$$

si attiva il deflusso sotterraneo, redistribuito tra le celle attraverso un'espressione che tiene conto dell'indice topografico (W_i) e dei valori di saturazione relativa, secondo la relazione:

$$RS_{t,j} = \left(\frac{W_j \sum_{i=1}^{N(t)} \max[c(S_{t,i} - S_{c,i}), 0]}{\sum_{i=1}^{N(t)} W_i} \right) - \max[c(S_{t,i} - S_{c,i}), 0] \quad (3-18)$$

La portata oraria simulata totale (Q_h) risulta dalla somma del:

- ruscellamento diretto
- contributo da acque sotterranee
- deflusso laterale

Il deflusso orario alla chiusura del bacino è calcolato sommando i contributi di ciascuna cella, ciascuno ritardato in funzione del tempo di corrivazione locale, secondo l'equazione:

$$Q_h = \sum_{d=1}^{\tau_{\max}} R_t - f_t (f_t = d) \quad (3-19)$$

dove f_t rappresenta il tempo impiegato dall'acqua per raggiungere la sezione di chiusura e τ_{\max} il tempo massimo di corrivazione.

Nella letteratura il modello DREAM è stato utilizzato sia su scala giornaliera, per analisi di lungo periodo e bilanci idrici (Manfreda et al., 2005), sia su scala oraria, per la simulazione di eventi intensi e concentrati (Perrini et al., 2024). Nel presente lavoro, l'applicazione del DREAM è stata condotta esclusivamente a scala oraria e a scala di evento, per analizzare la risposta del bacino della Fiumarella durante precipitazioni intense e di breve durata. Questa configurazione è stata ritenuta la più coerente con la qualità e disponibilità dei dati e con l'obiettivo della tesi, ossia la riproduzione della dinamica degli idrogrammi di piena.

La trasformazione afflusso-deflusso è quindi controllata dalle proprietà idrauliche del suolo, stimate tramite funzioni pedotransfer, mentre il routing avviene attraverso un approccio a serbatoi lineari differenziati. Il modello è stato applicato su scala giornaliera per valutare la dinamica stagionale e interannuale del bacino. Parallelamente, nella configurazione a scala di evento con passo orario, il modello è stato impiegato per simulare la risposta idrologica del bacino durante precipitazioni di diversa intensità e durata, con particolare attenzione alla riproduzione dei processi di generazione del deflusso rapido e alla forma degli idrogrammi di piena. In particolare, mentre la configurazione giornaliera è stata sviluppata in modalità continua, l'applicazione oraria è stata utilizzata esclusivamente a scala d'evento, focalizzandosi su finestre temporali ristrette legate a precipitazioni di diversa intensità. Questa flessibilità consente a DREAM di essere uno strumento utile sia per l'analisi di eventi estremi che per lo studio dei bilanci idrologici nel lungo termine.

Lo schema seguente illustra la logica interna del modello idrologico DREAM; descrive concettualmente il bilancio idrico del suolo e la generazione delle diverse componenti del deflusso (superficiale, ipodermico e sotterraneo), sulla base di valori di soglia e meccanismi di redistribuzione.

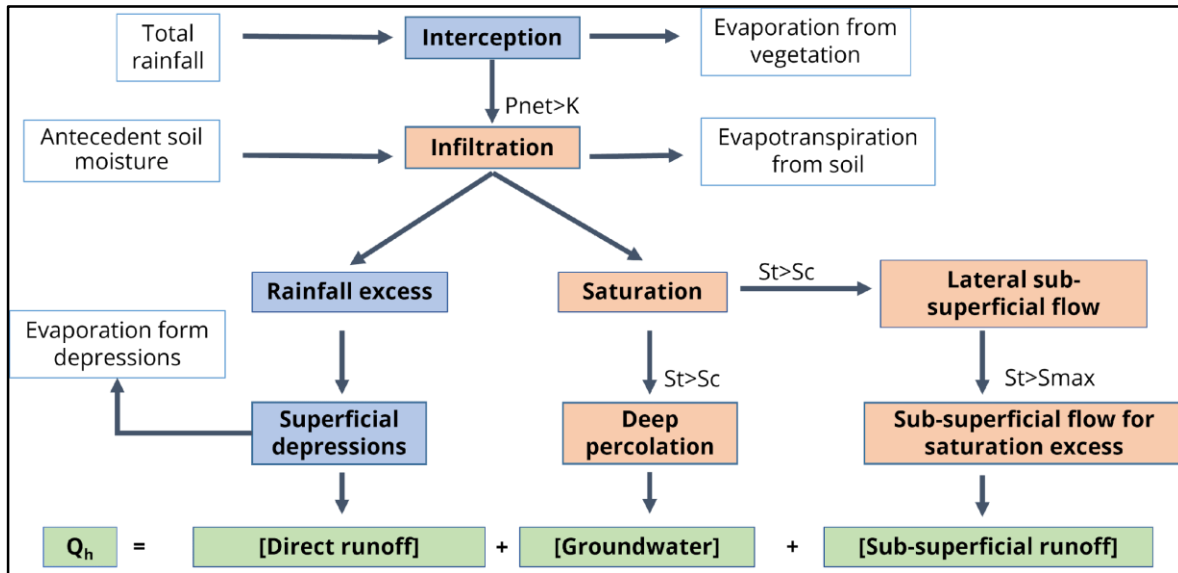


Figura 3-5 Flow Chart del modello DREAM

A scala giornaliera, la modellazione del bacino della Fiumarella di Corleto è stata sviluppata nell'ambito delle attività del progetto NODES (Deliverable, 2025), con l'obiettivo di analizzare il comportamento idrologico di lungo periodo del bacino nel periodo 2003–2011 e caratterizzare i principali componenti del bilancio idrico. Questa fase preliminare ha permesso di investigare i principali processi idrologici, tra cui la generazione del deflusso, la dinamica stagionale dell'umidità del suolo, la persistenza della portata di base e i runoff ratios su base evento, offrendo una visione approfondita della risposta del bacino in condizioni climatiche variabili. I risultati ottenuti in questa configurazione hanno inoltre fornito un riferimento metodologico e parametrico utile per le successive applicazioni del modello.

Per questo scopo è stato sviluppato un framework di calibrazione dedicato, testato su tre diverse strategie:

- Approccio A: calibrazione mono-obiettivo basata esclusivamente sul deflusso totale;
- Approccio B: calibrazione multi-obiettivo basata sul deflusso totale e sulla separazione della baseflow;

- Approccio C: calibrazione multi-obiettivo comprensiva di deflusso totale, baseflow e chiusura del bilancio idrico annuale.

Ogni approccio è stato implementato sotto quattro differenti configurazioni di parametri:

- Configurazione 1: parametri uniformi su tutto il bacino;
- Configurazione 2: parametri distribuiti nello spazio derivati da funzioni pedotransfer (PTF);
- Configurazione 3: parametri distribuiti con fattori di scala calibrati;
- Configurazione 4: configurazione 3 arricchita con costanti di recessione della baseflow (K_g) osservate.

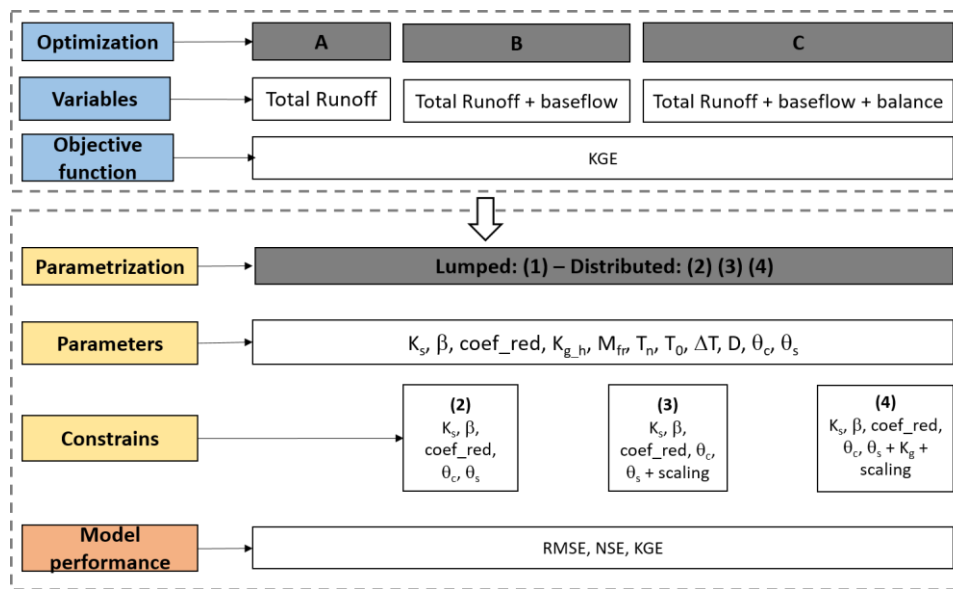


Figure 3–6 Quadro di riferimento per la calibrazione.

Nella configurazione a scala giornaliera, l'ottimizzazione dei parametri del modello è stata eseguita tramite un algoritmo genetico evolutivo (Genetic Algorithm-GA), applicato a ciascuna combinazione di approccio e configurazione. La valutazione delle performance è stata condotta utilizzando indicatori statistici standard: Efficienza di Nash–Sutcliffe (NSE), Errore Quadratico Medio (RMSE) ed Efficienza di Kling–Gupta (KGE), al fine di ottenere una visione complessiva in termini di accuratezza e affidabilità della simulazione.

Inoltre, è stato eseguito un confronto con tre indicatori di portata rappresentativi di differenti condizioni di flusso: bassa (LQ), media (MQ) e alta (HQ), selezionati in linea con quanto proposto in Sikorska-Senoner (2021) e Gnann et al. (2021).

A partire dalla configurazione a scala giornaliera descritta in precedenza, nel presente lavoro di dottorato il modello DREAM è stato riconfigurato a scala oraria per la simulazione della risposta idrologica del bacino durante eventi di precipitazione intensi.

La configurazione a scala di evento è stata progettata con l'obiettivo di riprodurre la risposta idrologica del bacino durante precipitazioni intense e concentrate nel tempo, focalizzandosi sui processi di generazione del deflusso rapido e sulla forma degli idrogrammi di piena. A differenza della configurazione giornaliera, che riproduce in continuo il comportamento idrologico di lungo periodo, l'approccio a scala di evento si concentra su finestre temporali ristrette, corrispondenti ai singoli eventi di piena. Questa scelta consente di rappresentare in modo più realistico i processi di generazione del deflusso rapido e la dinamica degli idrogrammi senza la necessità di simulare l'intero periodo d'osservazione. Il routing del deflusso è implementato attraverso un doppio serbatoio lineare, che distingue tra i contributi superficiali e quelli sotterranei (Perrini et al., 2024).

Le performance del modello sono state valutate simulando gli eventi di piena selezionati e descritti nel Capitolo 2, rappresentativi di differenti condizioni idrometeorologiche. I risultati della calibrazione e validazione sono discussi nel Capitolo 4.

La calibrazione è stata condotta seguendo un approccio fisicamente basato e specifico per ciascun evento, coerente con metodologie recenti che mirano a ridurre l'equifinalità limitando il numero di parametri da regolare a quelli con rilevanza idrologica diretta. I parametri calibrati includono: il coefficiente di attenuazione del deflusso, la soglia di capacità di campo per l'attivazione dell'infiltrazione e aggiustamenti percentuali alla conducibilità idraulica satura (K_s). I range dei parametri sono stati vincolati entro limiti fisicamente plausibili, informati da misure in campo (es. dati TDR di umidità del suolo) e da stime derivate tramite PTF.

La calibrazione della configurazione oraria è stata effettuata manualmente attraverso un processo iterativo, evitando l'utilizzo di algoritmi di ottimizzazione automatica. Questa scelta è motivata dal fatto che i parametri specifici del modulo di evento, in particolare quelli associati al routing e alla risposta rapida del bacino, non risultano direttamente trasferibili dalla configurazione giornaliera e richiedono una regolazione mirata per ciascun evento simulato. Le performance del modello sono state valutate tramite una combinazione di indicatori: KGE, NSE, RMSE e errore relativo nella stima della portata di picco. Questa strategia di configurazione ha permesso di riprodurre

accuratamente una vasta gamma di risposte di piena, dalle situazioni più moderate a quelle caratterizzate da elevata complessità e incertezza meteorologica.

Nel materiale originario il modello DREAM è stato sperimentato anche a scala giornaliera per lo studio dei bilanci idrologici stagionali e inter-annuali. Tuttavia, nell'ambito della presente tesi si è scelto di focalizzare l'attenzione esclusivamente sulla configurazione a scala di evento e a passo orario, in quanto più adatta a rappresentare la risposta idrologica del bacino durante episodi di precipitazione e più coerente con gli obiettivi di analisi delle dinamiche di piena.

3.3 Implementazione del modello HBV a scala oraria

Il modello HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) è stato implementato con configurazione distribuita e risoluzione oraria per simulare in continuo la risposta idrologica del bacino principale della Fiumarella di Corleto. A differenza del DREAM, il modello non è stato applicato al sottobacino sperimentale, in quanto l'elevata eterogeneità spaziale e il numero limitato di osservazioni non avrebbero consentito una calibrazione robusta a scala così ridotta.

L'adozione di una scala oraria consente di investigare con maggiore accuratezza la dinamica degli eventi di piena, permettendo di simulare in dettaglio la risposta del bacino a eventi meteorologici concentrati nel tempo, quali piogge intense di breve durata. In particolare, la configurazione oraria del modello permette di analizzare la cosiddetta dinamica del deflusso a breve termine, ovvero l'evoluzione temporale delle portate generate nell'arco di poche ore in seguito a un impulso pluviometrico.

Questa dinamica include aspetti cruciali del comportamento idrologico del bacino, quali:

- il tempo di risposta tra l'inizio della precipitazione e l'incremento della portata alla sezione di chiusura;
- la forma dell'idrogramma di piena, con particolare riferimento alla fase di crescita, al picco massimo e alla recessione;
- l'interazione tra precipitazioni, condizioni iniziali di umidità del suolo e caratteristiche morfologiche e pedologiche locali;
- il bilanciamento tra componenti di deflusso rapido (runoff superficiale) e ritardato (baseflow e flussi laterali sotterranei), che condizionano la persistenza del deflusso anche oltre la fine della pioggia.

La capacità del modello di riprodurre in modo realistico tali fenomeni è fondamentale per una corretta interpretazione del comportamento idrologico del bacino, soprattutto in contesti montani caratterizzati da forte variabilità spaziale e temporale delle precipitazioni.

La struttura del modello HBV è distribuita ma di tipo concettuale, basata su un sistema di serbatoi accoppiati ispirato al modello afflussi-deflussi di Nash. L'architettura di simulazione comprende quattro moduli principali (Lindström et al., 1997; Parajka 2019):

- Modulo meteorologico: distingue tra precipitazioni liquide e solide in base a soglie di temperatura. Le nevicate vengono accumulate in un serbatoio neve, mentre le piogge liquide alimentano direttamente il suolo. La fusione nivale è calcolata con il metodo degree-day, secondo cui il volume di acqua rilasciato è proporzionale alla differenza tra temperatura media e soglia di fusione (DDF).

$$DDF = DDF_{rf} \cdot DDF_f + f_{rad} \cdot R \quad (3-20)$$

Dove:

- R [W/m^2], radiazione solare;
 - f_{rad} [-], fattore d'irraggiamento solare;
 - DDF_{rf} [-], fattore di aumento per eventi di pioggia sulla neve;
 - DDF_f [-], fattore di aumento per le zone glaciali in estate.
- Bilancio idrico del suolo: l'acqua disponibile (pioggia + fusione nivale) viene ripartita tra evapotraspirazione, infiltrazione e stoccaggio. La capacità di campo (FC) e le condizioni di saturazione regolano la partizione tra infiltrazione e deflusso.
 - Modulo di generazione del deflusso: lo stoccaggio nel suolo alimenta due serbatoi lineari in cascata (Nash-cascade) che rappresentano rispettivamente il deflusso rapido (superficiale) e il deflusso base (sotterraneo).
 - Modulo di routing: i contributi generati dai serbatoi vengono sommati e trasformati in portata alla sezione di chiusura, tenendo conto dei tempi di ritardo e di smorzamento dell'onda di piena.

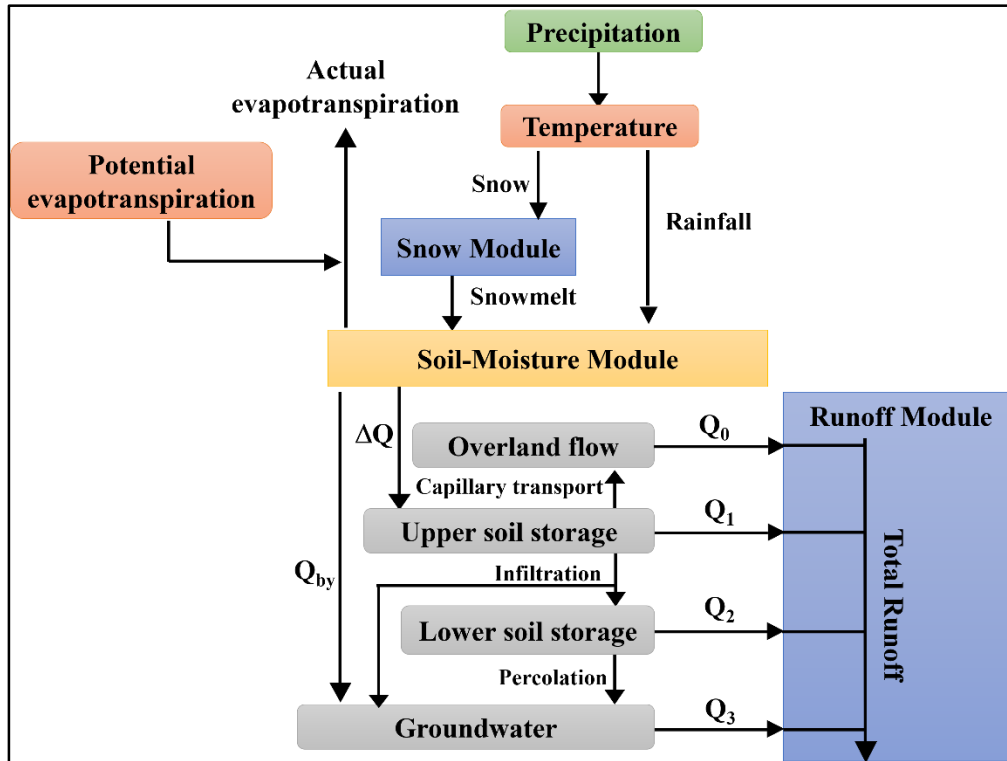


Figura 3-7 Flowchart del modello HBV (Parajka 2019)

Il modello è stato applicato su una griglia regolare, scelta come compromesso tra livello di dettaglio morfologico e sostenibilità computazionale. Le specifiche relative alla risoluzione spaziale adottata sono discusse nel Capitolo 4, in relazione agli esperimenti numerici condotti. I principali parametri geospaziali (pendenza, aspect, uso del suolo, proprietà pedologiche) sono stati classificati in intervalli regolari e assegnati a ciascuna cella, consentendo una rappresentazione distribuita della variabilità fisica del bacino.

Nonostante la ricca rete idrometeorologica disponibile, i dati osservativi presentano alcune discontinuità. Per questo motivo, la definizione delle condizioni iniziali non è stata fissata a priori, ma ottenuta tramite una fase di spin-up. Seguendo l'approccio di Parajka et al. (2007), il modello è stato fatto evolvere verso uno stato idrologico coerente con le forzanti meteorologiche, riducendo l'impatto delle incertezze iniziali.

La calibrazione è stata condotta su base oraria, selezionando periodi idrologici significativi lungo la simulazione continua. Sono state adottate tecniche di surrogate optimization (emulatori gaussiani, modelli a base radiale), che permettono di esplorare lo spazio parametrico riducendo il

numero di simulazioni necessarie. I parametri calibrati includono: soglie di attivazione del deflusso, costanti di perdita, capacità di campo e coefficienti di trasferimento del runoff.

La validazione è stata effettuata tramite una batteria di indici statistici (NSE, KGE, RMSE, errore relativo sul picco), evidenziando una buona coerenza tra idrogrammi simulati e osservati, soprattutto in termini di timing e durata degli eventi.

Nel complesso, il modello HBV si è dimostrato adatto alla modellazione a scala oraria e continua del bacino della Fiumarella di Corleto. L'attivazione del modulo nivale ha garantito una rappresentazione più realistica dei processi invernali e di transizione stagionale, ampliando la capacità predittiva rispetto a un approccio limitato alle sole piogge liquide. Sebbene rimanga un modello concettuale nella formulazione dei processi, la sua implementazione distribuita lo rende idoneo a cogliere la variabilità spaziale del bacino, fornendo robustezza e flessibilità, particolarmente utili per la gestione di eventi multipli e simulazioni di lungo periodo.

3.4 Pre-processing di input spaziali e temporali

L'integrazione dei dati osservativi e geospaziali in un modello idrologico richiede una fase preliminare di pre-elaborazione, necessaria per garantire la coerenza formale e sostanziale degli input rispetto alle esigenze del framework modellistico.

Nel presente lavoro, le procedure di pre-elaborazione sono state strutturate per garantire la compatibilità dei dati di input con le tre configurazioni modellistiche adottate: Q_T -DREAM, DREAM e HBV, ciascuna caratterizzata da una diversa risoluzione temporale e da specifici requisiti spaziali. Tale armonizzazione consente di mantenere coerenza tra simulazioni basate su osservazioni e applicazioni a bacini scarsamente monitorati, assicurando la confrontabilità dei risultati.

Nel caso del Q_T -DREAM, la fase di pre-elaborazione ha previsto la costruzione di un database geospaziale uniforme su tutto il territorio regionale, comprendente le principali variabili morfometriche (quota, pendenza, area contribuyente), pedologiche (capacità di campo, contenuto idrico a saturazione, conducibilità idraulica) e di uso del suolo (tipologia vegetale, copertura, permeabilità). Questi dati, derivati da fonti regionali e nazionali e successivamente armonizzati in ambiente GIS, sono stati discretizzati su una griglia regolare di 20×20 m, coerente con l'impostazione distribuita del modello. Le mappe così ottenute rappresentano gli input di base per

la simulazione del bilancio idrico e della generazione del deflusso, e sono state integrate con gli ietogrammi di progetto calcolati a partire dalle curve di possibilità pluviometrica (CPP) di ciascuna area. In tal modo, il Q_T-DREAM può stimare la risposta idrologica anche in bacini non strumentati, garantendo coerenza tra i dati morfologici, pedologici e climatici di ingresso.

Nel caso del bacino della Fiumarella di Corleto, i data-set idrometeorologici e territoriali, descritti nel Capitolo 2 e già sottoposti a procedure di controllo di qualità, ricostruzione delle lacune e armonizzazione temporale e spaziale, sono stati ulteriormente rielaborati al fine di renderli operativi nei due modelli considerati. Un passaggio cruciale ha riguardato la trasformazione delle serie pluviometriche, originariamente disponibili con passo di 10 minuti. Come discusso nel Capitolo 2, tali dati sono stati aggregati a scala oraria mediante somma cumulativa delle altezze di pioggia nei sei intervalli sub-orari, garantendo la compatibilità con la risoluzione temporale dei modelli.

Nel caso del DREAM, le precipitazioni sono state organizzate a scala di evento oraria, assicurando la coerenza tra input pluviometrici e condizioni iniziali; per l'HBV, invece, le serie sono state strutturate in forma continua a passo orario, così da consentire lo spin-up del bilancio idrico nel lungo periodo.

Inoltre nella fase di pre-elaborazione, i poligoni di Thiessen sono stati utilizzati in maniera differenziata dai due modelli:

- DREAM ha mantenuto la configurazione a tre stazioni, in quanto applicato a scala di evento e quindi meno sensibile a discontinuità di lungo periodo;
- HBV, invece, ha richiesto la configurazione a quattro stazioni per poter disporre di una serie continua a passo orario, condizione necessaria per l'inizializzazione del modello.

Durante questa fase, sono stati effettuati controlli di consistenza per verificare la conservazione dei volumi totali e la corretta rappresentazione degli eventi intensi, con particolare attenzione alle piogge di breve durata che, se non correttamente aggregate, possono indurre distorsioni nella stima dei deflussi rapidi.

La disaggregazione temporale è stata condotta con approcci differenti a seconda della configurazione modellistica:

- per il DREAM, le precipitazioni e le portate sono state selezionate e preparate a scala di evento oraria, con particolare attenzione alla coerenza tra input pluviometrici e condizioni iniziali;
- per l'HBV, le serie sono state organizzate in forma continua a passo orario, per consentire l'inizializzazione e lo spin-up del modello su lunghi periodi, in linea con il suo schema concettuale.

Dal punto di vista geospaziale, i dati di input sono stati uniformati a una risoluzione regolare compatibile con entrambi i modelli. A partire dal Modello Digitale del Terreno (DEM), sono stati derivati parametri morfometrici quali pendenza, esposizione e contributo areale, successivamente riclassificati in intervalli regolari per consentire l'assegnazione di valori numerici univoci a ciascuna cella.

In particolare:

- la pendenza è stata suddivisa in intervalli regolari, per distinguere le aree pianeggianti da quelle più ripide: 0-5%, 5-10%, 10-15%, 15-20%, e >20%;
- l'aspect è stato riclassificato in settori angolari (N, NE, E, ...) per cogliere eventuali differenze di esposizione ai venti e alla radiazione solare;
- l'uso del suolo è stato aggregato in categorie funzionali: Insediamento, Agricoltura, Pascolo, Zona Boscata, Roccia o terreno nudo, Ghiacciai, e Corsi d'acqua.
- il modello digitale del terreno invece è stato categorizzato in fasce altimetriche: < 550 m, 550-650 m, 650-750 m, 750-850 m, 850-950 m, 950-1050 m, e >1050 m s.l.m.

Questa classificazione regolare consente di analizzare la distribuzione altimetrica del bacino e di valutare le differenze potenziali nella dinamica delle precipitazioni e della temperatura, in coerenza con gli schemi di interpolazione delle forzanti meteorologiche.

Analogamente, le carte pedologiche sono state rielaborate per definire gruppi omogenei di proprietà idrologiche, facilitando l'integrazione con le funzioni pedotransfer impiegate nella stima dei parametri. (Saxton et al., 1986; Wosten et al., 1999)

Una differenza sostanziale tra Q_T -DREAM, DREAM e HBV riguarda non tanto la natura spaziale, poiché tutti operano in configurazione distribuita, quanto la modalità con cui la distribuzione è rappresentata e gestita. I primi due modelli, di tipo fisicamente basato, descrivono i processi

idrologici a scala di cella mantenendo esplicitamente l'eterogeneità dei parametri morfologici, pedologici e d'uso del suolo. L'HBV, pur adottando anch'esso un approccio distribuito, rappresenta un modello concettuale in cui le proprietà vengono aggregate per sottobacini topologicamente connessi, così da semplificare la struttura numerica e garantire efficienza computazionale nelle simulazioni di lungo periodo.

Questa diversità di impostazione ha richiesto procedure di pre-processing differenziate: l'estrazione cella per cella delle proprietà fisiche e idrologiche per i modelli basati su processi, e l'aggregazione in unità idrologiche omogenee per quello concettuale. In tutti i casi, la coerenza spaziale e temporale degli input è stata verificata attraverso controlli di consistenza interna e analisi di compatibilità tra formati, al fine di ridurre gli errori legati a interpolazioni o discrepanze di risoluzione.

In questo senso, la fase di pre-elaborazione non rappresenta un mero passaggio tecnico, ma un momento diagnostico essenziale: consente di valutare la qualità dei dati disponibili e la loro adeguatezza rispetto alle diverse finalità dei tre schemi modellistici dalla stima di portate di progetto in bacini non monitorati, alla simulazione di eventi a scala oraria, fino alla riproduzione continua dei bilanci idrologici stagionali.

3.5 Strategie per la determinazione dell'antecedent soil moisture.

La corretta definizione delle condizioni iniziali di umidità del suolo rappresenta uno degli aspetti più delicati e al tempo stesso più influenti nella modellazione idrologica. Numerosi studi (Seibert, 1999; Bárdossy & Das, 2008; Parajka et al., 2007) hanno infatti mostrato come la risposta di un bacino idrografico a un evento pluviometrico sia fortemente condizionata dall'umidità antecedente: essa regola la partizione tra infiltrazione e deflusso superficiale, controlla la dinamica della ricarica sotterranea e contribuisce a definire la forma e l'intensità dell'idrogramma di piena.

In letteratura, diverse strategie sono state proposte per trattare questo problema, spaziando da approcci basati su dati osservati diretti (es. sonde TDR o remote sensing) a procedure indirette che affidano al modello stesso l'evoluzione verso uno stato di equilibrio coerente.

Nel presente lavoro sono state adottate strategie differenziate in funzione del modello e della scala di applicazione:

- QT-DREAM: in questo schema, la condizione idrica antecedente del suolo (S_0) costituisce l'unico parametro di calibrazione e governa l'attivazione dei due meccanismi di generazione del deflusso, Dunniano e Hortoniano. Essa viene espressa come contenuto idrico del suolo mediante le seguenti relazioni:

$$S_0 = S_c + (S_{max} - S_c) \cdot v \quad (3-21)$$

$$S_0 = S_{wp} + (S_c - S_{wp}) \cdot v \quad (3-22)$$

Dove:

- S_{wp} è il contenuto idrico al punto di appassimento;
- S_c è la capacità di campo;
- S_{max} è il contenuto d'acqua a saturazione;
- v è il coefficiente adimensionale che modula il grado di saturazione iniziale.

Valori elevati di questi coefficienti rappresentano condizioni di suolo già prossimo alla saturazione, che favoriscono processi Dunniani; viceversa valori bassi indicano suoli più asciutti, predisposti all'attivazione di processi di tipo Hortoniani.

- DREAM - bacino principale: le simulazioni a scala di evento sono state inizializzate assumendo come condizione di partenza lo stato di capacità di campo del suolo. Questa scelta riflette l'ipotesi di una condizione idrologica media ed equilibrata, frequentemente adottata in letteratura per simulazioni a scala di evento in bacini montani (Lindström et al., 1997; Seibert, 1999). L'utilizzo della capacità di campo riduce l'influenza di condizioni iniziali arbitrarie o non osservabili e garantisce un riferimento comune per la comparazione di eventi con diversa intensità pluviometrica.
- DREAM - sottobacino sperimentale: in questo caso l'umidità antecedente è stata trattata come variabile critica. Si è fatto ricorso alle misure TDR disponibili, pur riconoscendo la presenza di limiti legati alla qualità e alla non validazione sistematica del dato. Per questo motivo, la stima delle condizioni iniziali è stata accompagnata da controlli di coerenza interna, ad esempio verificando la compatibilità con le precipitazioni antecedenti e con i livelli di portata osservata. In alternativa, per gli eventi in cui i dati TDR risultavano mancanti o non affidabili, sono state applicate procedure surrogate basate su scenari di saturazione (suolo secco, umido o saturo), in grado di restituire una gamma plausibile di

condizioni iniziali. L'analisi ha mostrato che il valore iniziale di umidità influenza in modo significativo la capacità del modello di riprodurre il volume e il timing del deflusso, soprattutto negli eventi più rapidi e intensi. Tale sensibilità conferma quanto riportato in letteratura sull'importanza delle condizioni iniziali a scala ridotta (Seibert, 1999; Bárdossy & Das, 2008).

- HBV: nella configurazione distribuita e a scala oraria, opera su serie continue e non richiede l'imposizione di condizioni iniziali puntuali per ogni evento. In accordo con quanto proposto da Parajka et al. (2007), è stato adottato un periodo di spin-up che consente al modello di "auto-calibrarsi" sulle condizioni idrologiche iniziali, lasciando che l'evoluzione del bilancio idrico porti il sistema verso uno stato coerente con le forzanti meteorologiche. Questa procedura riduce l'impatto delle incertezze nei dati osservati e consente di mantenere una maggiore stabilità nella simulazione di lungo periodo. L'utilizzo di tecniche di surrogate optimization ha ulteriormente facilitato l'esplorazione dello spazio dei parametri, rendendo meno sensibile il modello alla scelta iniziale.

Nel complesso, l'esperienza condotta ha evidenziato come la strategia di inizializzazione condizioni in modo sostanziale l'affidabilità delle simulazioni. Un approccio basato su valori fissi, come quello adottato per il bacino principale, offre stabilità e confrontabilità; l'uso di dati osservati diretti, come nel sottobacino, aumenta il realismo ma introduce maggiori incertezze; infine, la formulazione sintetica del Q_T -DREAM e lo spin-up automatico dell'HBV rappresentano due modalità complementari per trattare in maniera efficiente e fisicamente coerente le condizioni iniziali del sistema su scale e finalità diverse.

3.6 Calibrazione, validazione e valutazione delle prestazioni.

La fase di calibrazione e validazione rappresenta un passaggio cruciale nella modellazione idrologica, poiché consente di verificare la capacità dei modelli di riprodurre in maniera affidabile la risposta osservata o attesa del bacino.

In questo studio sono state adottate procedure differenziate per Q_T -DREAM, DREAM e HBV, coerenti con la loro diversa struttura concettuale e scala operativa, mentre la valutazione delle prestazioni è stata condotta attraverso un insieme di indicatori statistici e idrologici comunemente impiegati in letteratura.

Il modello Q_T -DREAM non richiede una calibrazione estesa su serie temporali osservate, ma si fonda su un approccio fisico-statistico che collega le portate simulate alle distribuzioni teoriche di piena IF/TCIF. L'unico parametro di calibrazione è lo stato idrico antecedente del suolo (S_0), che regola la transizione tra meccanismi Dunniani e Hortoniani di generazione del deflusso. Il valore di S_0 viene tarato confrontando le portate di progetto simulate con quelli ricavati da bacini strumentati e dalle distribuzioni regionali di piena, così da garantire coerenza tra comportamento idrologico e frequenze di piena osservate.

La validazione del modello è quindi di tipo idrologico-statistico: si verifica la consistenza fisica delle portate simulate e la stabilità spaziale dei risultati piuttosto che l'aderenza puntuale a una serie osservata.

Questa impostazione, basata su un solo parametro con chiara interpretazione fisica, riduce l'equifinalità e consente l'applicazione del modello anche in bacini privi di osservazioni dirette.

Per DREAM, la calibrazione è stata condotta a scala di evento, con approccio manuale e iterativo. I parametri oggetto di aggiustamento sono stati pochi e direttamente interpretabili: la soglia di capacità di campo per l'infiltrazione, la conducibilità idraulica satura (K_s) e il coefficiente di attenuazione del deflusso. Le stime iniziali sono state ottenute tramite funzioni pedotransfer e misure dirette di contenuto idrico del suolo (sonde TDR), e successivamente raffinate entro range fisicamente plausibili. Questa scelta, pur rinunciando ad algoritmi di ottimizzazione automatica, ha garantito un allineamento trasparente con le osservazioni e una maggiore interpretabilità fisica dei risultati.

Per HBV, al contrario, la calibrazione è stata effettuata in continuo su serie orarie, adottando tecniche di surrogate optimization (ad esempio emulatori gaussiani e modelli a base radiale), in grado di esplorare in maniera efficiente lo spazio parametrico riducendo il numero di simulazioni richieste. Sono stati calibrati parametri come soglie di attivazione del deflusso, capacità di campo, coefficienti di perdita e costanti di trasferimento. La procedura è stata condotta su sotto-periodi rappresentativi, così da preservare la generalità del modello anche in condizioni idrologiche variabili.

La validazione ha seguito logiche diverse: per DREAM, sono stati analizzati anche eventi non inclusi nella calibrazione giornaliera, verificando la capacità del modello di riprodurre volumi totali, picchi e tempi di risposta; per HBV, è stato adottato un approccio split-sample, con

suddivisione delle serie in periodi di calibrazione e validazione, al fine di testare la stabilità delle prestazioni su condizioni stagionali differenti.

Gli indicatori di performance utilizzati non sono stati introdotti esclusivamente per confrontare DREAM e HBV, ma rappresentano strumenti standard della modellistica idrologica.

La Nash–Sutcliffe Efficiency (NSE) è definita come:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs,t} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (3-23)$$

Dove $Q_{obs,t}$ e $Q_{sim,t}$ sono rispettivamente i valori osservati e simulati al tempo t , e \bar{Q}_{obs} è la media osservata.

Valori prossimi a 1 indicano un'ottima capacità predittiva, mentre valori negativi denotano prestazioni peggiori di una stima basata sulla media.

La Kling–Gupta Efficiency (KGE), sviluppata per superare alcune limitazioni del NSE, si esprime come:

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 (\beta - 1)^2 (\gamma - 1)^2} \quad (3-24)$$

Dove:

- r è il coefficiente di correlazione lineare;
- β rappresenta il bias relativo;
- γ il rapporto tra le deviazioni standard normalizzate.

L'Errore Quadratico Medio (RMSE) è stato utilizzato per quantificare la deviazione media tra simulato e osservato:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2} \quad (3-25)$$

mentre l'errore relativo sulla portata di picco è stato calcolato come:

$$RE_{Q_{max}} = \frac{Q_{sim}^{max} - Q_{obs}^{max}}{Q_{obs}^{max}} \cdot 100 \quad (3-26)$$

con particolare rilevanza per DREAM, applicato a scala di evento.

Accanto a queste metriche quantitative, sono state condotte verifiche idrologiche qualitative: coerenza del lag time tra pioggia e deflusso, realismo della fase di recessione, conservazione dei volumi totali.

Come evidenziato da Beven (2006), il problema dell'equifinalità rimane centrale nella modellistica idrologica: combinazioni diverse di parametri o modelli possono produrre prestazioni simili sugli output.

Per questo motivo, la calibrazione è stata accompagnata da analisi di sensibilità per individuare i parametri più influenti e ridurre la gamma di soluzioni equivalenti.

L'incertezza è stata inoltre gestita attraverso: (i) la definizione di intervalli di confidenza per le simulazioni e (ii) l'analisi della risposta del modello alle variazioni parametriche.

Nel complesso, le procedure di calibrazione, validazione e valutazione delle prestazioni hanno mostrato come i tre modelli rappresentino strumenti complementari, con diverso grado di complessità e requisiti di dati:

- il Q_T -DREAM, basato su un solo parametro, privilegia la trasferibilità e la coerenza statistica;
- il DREAM, fisicamente basato, offre una descrizione di dettaglio dei processi a scala di evento;
- l'HBV, distribuito e continuo, garantisce robustezza operativa nel lungo periodo.

Il confronto tra questi approcci non va letto unicamente in termini di performance numeriche, ma come un'occasione per analizzare le relazioni tra complessità modellistica, disponibilità di dati e capacità predittiva, soprattutto in presenza di fenomeni di equifinalità e incertezza.

CAPITOLO 4 RISULTATI DELLA MODELLAZIONE

IDROLOGICA NEI BACINI STRUMENTATI E NON

STRUMENTATI: DAL DOMINIO DEL TEMPO AL DOMINIO

DELLE FREQUENZE

I capitoli precedenti hanno illustrato nel dettaglio i modelli DREAM, HBV e Q_T-DREAM, evidenziandone la struttura concettuale e le procedure di calibrazione. In questo capitolo vengono presentati i risultati delle applicazioni modellistiche, con l'obiettivo di valutare la risposta idrologica dei bacini lucani in relazione alla disponibilità dei dati e alla scala di analisi. Per facilitare l'interpretazione dei risultati e la lettura comparata delle simulazioni, la Tabella 4– sintetizza le principali differenze tra le configurazioni modellistiche adottate, con particolare riferimento alla risoluzione spaziale, al tipo di approccio e alla scala operativa.

Nel contesto della modellazione idrologica, una distinzione fondamentale riguarda la differenza tra bacini strumentati (gauged) e non strumentati (ungauged). Nei primi, la calibrazione dei parametri è possibile grazie alle serie osservate di portata, mentre nei secondi tale procedura non è attuabile, rendendo necessario ricorrere a strategie di trasferimento o regionalizzazione dei parametri a partire da bacini idrologicamente simili (parameter transposition). La ricerca recente ha mostrato come la similarità idrologica, basata su fattori morfoclimatici, pedologici e d'uso del suolo, costituisca il criterio più efficace per estendere l'applicabilità dei modelli a contesti privi di osservazioni dirette. In questi casi, oltre ai dati quantitativi, anche informazioni qualitative o indirette (soft data, osservazioni di campo, evidenze morfologiche, cronache storiche) assumono valore nel supportare la definizione dei parametri idrologici, come discusso da Blöschl, (2006).

Il Q_T-DREAM si colloca esattamente in questo ambito: rappresenta un'evoluzione metodologica del modello distribuito DREAM e introduce un passaggio concettuale dal dominio del tempo, in cui i modelli tradizionali simulano la dinamica del deflusso su eventi osservati o serie continue, al dominio delle frequenze, nel quale portate e idrogrammi di progetto vengono stimati in funzione della loro probabilità di accadimento.

Questa impostazione consente di superare i limiti legati alla disponibilità di dati osservati, estendendo la modellazione idrologica a bacini non strumentati o scarsamente monitorati, mantenendo al tempo stesso coerenza fisica e statistica con i bacini di riferimento.

Per verificare la robustezza e la trasferibilità del metodo, il framework idrologico è stato applicato dapprima su scala regionale all'intero distretto idrografico della Basilicata, analizzando cinque bacini principali (Noce, Sinni, Agri, Basento e Bradano) caratterizzati da condizioni morfoclimatiche eterogenee. Successivamente, il modello è stato testato sul bacino della Fiumarella di Corleto, considerato come sottobacino interno all'Agri e trattato intenzionalmente come non strumentato, per valutarne la capacità di restituire stime coerenti con le osservazioni disponibili.

A seguire, vengono presentati i risultati dei modelli DREAM e HBV, applicati rispettivamente a scala di evento e in simulazione continua sul bacino strumentato della Fiumarella di Corleto. Questa seconda parte consente di confrontare le prestazioni nel dominio del tempo, evidenziando le differenze nella rappresentazione dei processi di generazione del deflusso e nel bilancio idrico. Per ragioni di coerenza espositiva, i risultati sono quindi organizzati secondo un percorso che va dal dominio delle frequenze (Q_T -DREAM) al dominio del tempo (DREAM e HBV).

Modello	Tipo di modello	Risoluzione spaziale	Scala temporale	Motivazione della risoluzione
DREAM (bacino principale)	Distribuito fisicamente basato	80 m	Oraria / Giornaliera	Rappresentare la variabilità topografica e pedologica a scala di versante.
DREAM (sottobacino)	Distribuito fisicamente basato	5 m	Oraria	Necessario per catturare pendenze elevate e dinamiche rapide del flusso.
HBV	Concettuale distribuito (semi-distribuito)	200 m	Oraria / Continua	Risoluzione coerente con la struttura a sottobacini e con disponibilità dei dati.
Q_T -DREAM	Distribuito statistico-fisico	20 m	Eventi / Frequenze	Selezionata per garantire dettaglio geomorfologico e stabilità nel calcolo del runoff.

Tabella 4-1 Configurazioni modellistiche adottate

Il capitolo si conclude con una riflessione comparativa sulle tre configurazioni modellistiche adottate, valutando la loro efficacia nei diversi contesti (bacini strumentati vs non strumentati), la trasferibilità dei risultati e il potenziale impiego operativo. In particolare, viene evidenziato come

la scelta del modello sia stata guidata dalla scala e dalla disponibilità dei dati, e non da una loro piena integrazione metodologica.

4.1 Applicazione a scala regionale: Basilicata

L'applicazione del modello Q_T-DREAM è stata estesa a scala regionale, con l'obiettivo di testarne la capacità di stimare idrogrammi e portate di progetto in un insieme di bacini campione della Basilicata. Questa regione rappresenta un laboratorio naturale di particolare interesse idrologico per la marcata eterogeneità morfoclimatica che la caratterizza. I settori occidentali e tirrenici, come i bacini del Noce e dell'alto Sinni, sono soggetti a precipitazioni abbondanti e distribuite durante tutto l'anno, con eventi di tipo stratiforme e persistente. Al contrario, le aree interne e orientali (Agri, Basento e Bradano) si collocano in un contesto più secco e mediterraneo, con precipitazioni medie annue più basse e maggiore frequenza di eventi convettivi brevi e intensi. Questa varietà di condizioni rende la Basilicata un banco di prova ideale per valutare l'affidabilità del modello in contesti climatici e idrologici differenti.

Le precipitazioni di progetto, necessarie come input per il modello, sono state derivate dalle curve di possibilità pluviometrica disponibili per la Basilicata (Va.Pi., 2001). A partire da tali curve sono stati costruiti ietogrammi sintetici di tipo Chicago a intensità decrescente, con durata pari a due volte il tempo di corrivazione del bacino, e associati a tempi di ritorno prefissati. Questi ietogrammi hanno costituito l'input pluviometrico per le simulazioni.

L'applicazione ha riguardato cinque bacini principali: Noce, Sinni, Agri, Basento e Bradano, caratterizzati da condizioni morfologiche e pedologiche eterogenee. In realtà, i test sono stati condotti non sull'intero bacino, ma sulle sezioni idrometriche e sui sottobacini strumentati afferenti a tali corsi d'acqua (ad esempio Noce a La Calda, Sinni a Valsinni, Agri a Tarangelo, Basento a Pignola e Menzena, Bradano a Ponte Colonna e S. Giuliano).

I bacini tirrenici (Noce, alto Sinni) sono prevalentemente montani e forestati, mentre quelli ionici (Agri, Basento, Bradano) presentano coperture più agricole e litologie argillose (Tabella 4–). In questo contesto, per “bacini strumentati” si intendono i sottobacini monitorati corrispondenti a sezioni idrometriche dotate di misure di portata. Queste sezioni fungono da riferimento per il confronto tra le stime modellistiche e le distribuzioni teoriche di piena, permettendo di valutare l'affidabilità del Q_T-DREAM in condizioni osservate. Questa diversità di condizioni è funzionale a verificare la capacità del modello di adattarsi a differenti meccanismi di generazione del deflusso.

Le principali caratteristiche dei sottobacini strumentati, utilizzati come riferimento per la validazione del modello, sono riportate nella seguente tabella.

Bacino	Stazione di misura	n.	Area (km²)	τA (h)	I
Noce	La Calda	33	43	1.3	1.58
Sinni	Pizzutello	20	232	2.4	1.26
	Valsinni	19	1140	5.6	0.57
Agri	Tarangelo	18	511	8.9	0.47
Basento	Pignola	15	42	2.9	0.7
	Menzena	17	1382	6	0.08
Bradano	Ponte Colonna	13	462	4.3	-0.08
	S. Giuliano	14	1657	7.1	-0.17

Tabella 4-2 Numerazione, area (km²), tempo di ritardo (ore) e indice climatico alle sezioni strumentate dei bacini della Basilicata

Questa diversità di condizioni è funzionale a verificare la capacità del modello di adattarsi a differenti meccanismi di generazione del deflusso.

Il modello è stato applicato in configurazioni sia Hortoniana sia Dunniana, per valutare in quali contesti ciascun meccanismo risultasse prevalente.

Dalle verifiche sui sottobacini strumentati emerge che la configurazione Dunniana è risultata la più adatta nella maggior parte dei casi (Noce, Sinni, Agri, Basento), mentre l'approccio Hortoniano ha trovato riscontro principalmente nel Bradano, caratterizzato da condizioni più semi-aride e limitata capacità infiltrativa. Questa distinzione è coerente con il quadro teorico delle distribuzioni derivate di piena proposto da Iacobellis & Fiorentino (2000), che collega la variabilità della risposta idrologica all'indice climatico e alla prevalenza dei due meccanismi.

La calibrazione del modello si è limitata alla definizione del parametro S_0 , (Tabella 4-) rappresentativo dello stato idrico antecedente del suolo. Tale parametro, di natura fisica, governa l'attivazione dei due schemi di generazione del runoff e risulta quindi fondamentale per adattare la simulazione alle diverse condizioni climatiche.

Bacino	Parametrizzazione adottata	Coefficiente ν	Condizione iniziale
Sinni	Eq. (A)	0.25	Umidità intermedia, tra campo e saturazione
Bradano	Eq. (A)	0.2	Suolo vicino alla capacità di campo
Basento	Eq. (B)	0.9	Suolo molto umido, quasi saturo
Agri	$(S_t = S_c)$	0	Umidità pari alla capacità di campo
Noce	$(S_t = S_c)$	0	Umidità pari alla capacità di campo

Tabella 4-3 Parametri ed equazioni utilizzate per la calibrazione

I risultati ottenuti mostrano che il confronto tra le portate simulate dal Q_T -DREAM e i valori di progetto IF/TCIF nelle sezioni strumentate fornisce un buon livello di coerenza, con differenze generalmente contenute. La relazione tra i due insiemi di valori presenta una correlazione molto elevata ($R^2 \approx 0.99$; Figura 4-), con una pendenza prossima all'unità, a conferma che il modello distribuito riesce a riprodurre in modo realistico le portate di progetto.

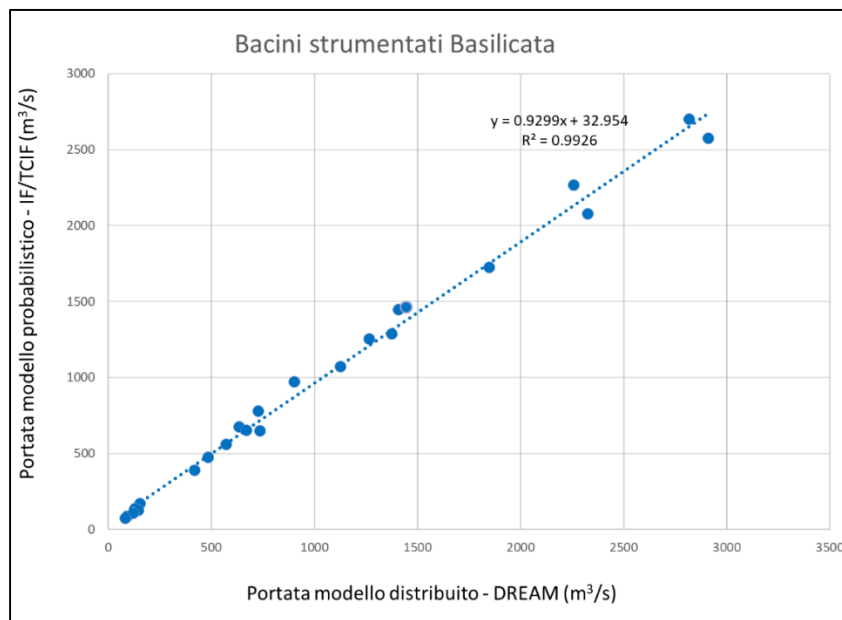


Figura 4-1 Confronto tra portate di progetto simulate con Q_T -DREAM e valori IF/TCIF

Dall'analisi delle singole sezioni emergono scostamenti generalmente compresi entro $\pm 10-15\%$, con valori più contenuti nei bacini di maggiore estensione (Sinni a Valsinni, Agri a Tarangelo), dove la risposta idrologica media tende a smussare le differenze locali.

Bacino	n.	Modello	T_R	$Q_{IF/TCIF}$	Q_{dream}	Differenza [%]
Noce a La Calda	33	IF	30	84.08	92.69	10.20%
			200	138.34	129.96	-6.10%
			500	169.78	153.12	-9.80%
Sinni a Pizzutello	20	IF	30	475.38	485.65	2.20%
			200	675.35	636	-5.80%
			500	780.63	728.99	-6.60%
Sinni a Valsinni	19	TCIF	30	1253.5	1265.2	0.90%
			200	2079.4	2326.7	11.90%
			500	2574.4	2911.5	13.10%
Agri a Tarangelo	18	IF	30	389.12	420.3	8.00%
			200	561.1	573.42	2.20%
			500	651.69	671.15	3.00%
Basento a Pignola	15	IF	30	74.9	82.48	10.10%
			200	108.21	121.97	0.127
			500	125.67	146.62	16.70%
Baento a Menzena	17	IF	30	970.7	903	-7.00%
			200	1464.7	1444	-0.014
			500	1727.1	1848	7.00%
Bradano a Ponte Colonna	13	TCIF	30	649.5	736.32	13.40%
			200	1070.4	1127	0.053
			500	1286.3	1375	6.90%
Bradano a S. Giuliano	14	TCIF	30	1446.2	1409	-2.60%
			200	2268	2259.1	-0.004
			500	2702.5	2818	4.30%

Tabella 4-4 Portate di progetto stimate con IF/TCIF e Q_T -DREAM per diversi bacini e tempi di ritorno

Alcune discrepanze più marcate si osservano in bacini minori o in condizioni limite di tempo di ritorno elevato (Tabella 4-).

Nel complesso, il test sulle porzioni strumentate ha evidenziato che l'impostazione adottata non si limita a produrre valori puntuali di portata, ma mantiene coerenza con il quadro probabilistico IF/TCIF anche a diverse scale di bacino. Questo aspetto è cruciale perché garantisce che il modello sia in grado di integrare la rappresentazione fisica dei processi con la consistenza statistica delle distribuzioni derivate.

Dal confronto con le metodologie tradizionali emergono diversi elementi di interesse. Rispetto al VAPI, l'approccio proposto consente di ottenere non solo portate di progetto puntuali ma anche idrogrammi completi e mappe distribuite di runoff, fornendo così informazioni aggiuntive utili alla pianificazione territoriale. Per ragioni di sintesi, le analisi vengono qui riportate solo per il bacino dell'Agri, assunto come caso rappresentativo dell'applicazione regionale.

In questo caso sono stati prodotti idrogrammi di progetto per diversi tempi di ritorno e, parallelamente, mappe distribuite di ruscellamento per tutte le ore degli eventi simulati. Tra questi risultati, un esempio significativo è fornito dagli idrogrammi di progetto simulati per l'intero bacino dell'Agri (Figura 4-): essi sono stati ricavati applicando il modello a scala di bacino, con parametri calibrati sulla sezione idrometrica di Tarangelo, e mostrano l'evoluzione temporale del deflusso per diversi tempi di ritorno.

Questa rappresentazione consente di valutare non solo i valori di colmo, ma anche la dinamica di piena, arricchendo l'analisi rispetto alle sole portate di progetto fornite dalle distribuzioni statistiche.

Accanto agli idrogrammi di progetto, l'approccio Q_T -DREAM consente di produrre mappe distribuite di ruscellamento per i diversi tempi di ritorno. La Figura 4- mostra, a titolo di esempio, la distribuzione spaziale del deflusso superficiale simulato per il bacino dell'Agri con tempo di ritorno di 200 anni, corrispondente all'ora del picco di piena individuato nell'idrogramma di progetto.

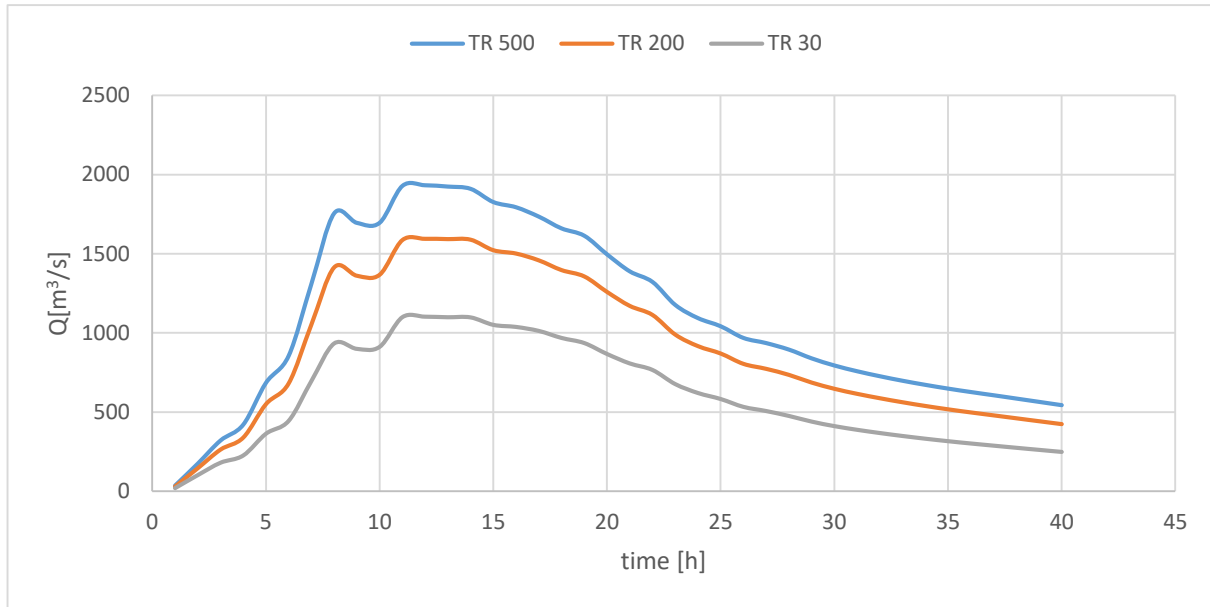


Figura 4-2 Idrogrammi di Progetto per il Bacino dell'Agri per i diversi Tempi di Ritorno

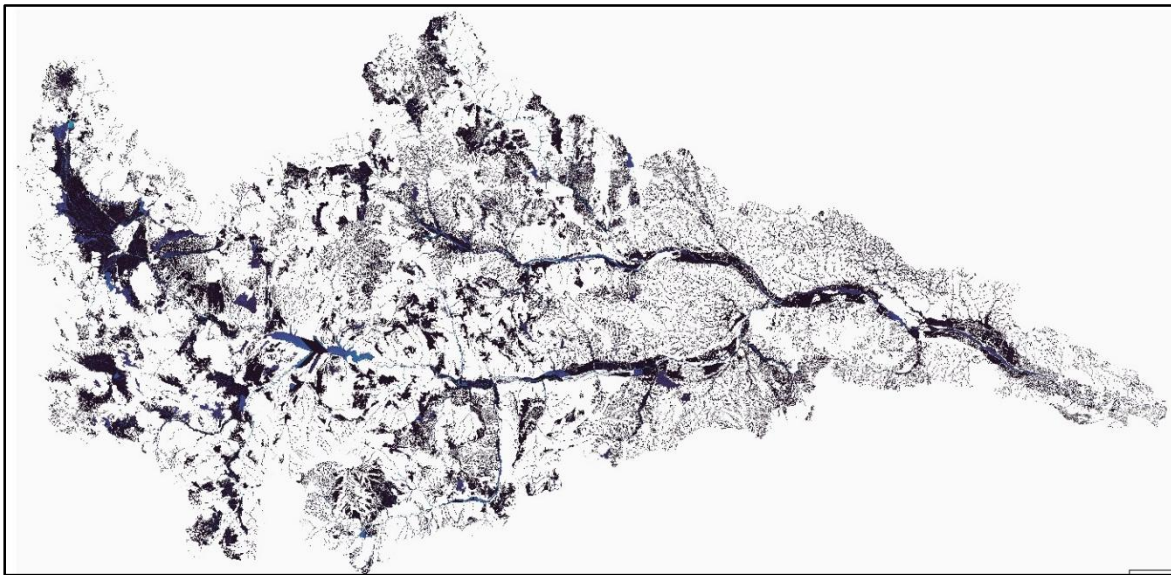


Figura 4-3 Mappa di ruscellamento simulata con Q_T -DREAM per il bacino dell'Agri a tempo di ritorno 200 anni.

La distribuzione spaziale mostra come i contributi più consistenti provengano dai sottobacini montani e dalle aree caratterizzate da litologie argillose e pendenze accentuate, che generano un ruscellamento rapido e concentrato. Al contrario, le zone a copertura vegetale più fitta e con suoli a maggiore capacità di ritenzione mostrano un effetto attenuante, contribuendo meno significativamente al deflusso.

Questa rappresentazione fornisce un'informazione complementare rispetto alle portate di colmo e agli idrogrammi, permettendo di individuare i settori del bacino maggiormente responsabili delle piene e quindi più critici in termini di vulnerabilità idraulica e gestione del rischio.

Rispetto alle distribuzioni IF/TCIF, l'approccio mantiene la coerenza con la teoria delle distribuzioni derivate, ma vi integra un quadro fisicamente basato capace di tenere conto di infiltrazione, saturazione e condizioni antecedenti. Infine, rispetto ai modelli distribuiti più complessi, il framework idrologico si distingue per la semplicità parametrica, legata essenzialmente a S_0 , e per la possibilità di essere applicato su vasta scala con dati relativamente limitati. Questa impostazione si colloca pienamente nella gerarchia metodologica proposta da Biondi et al. (2012), in cui la metodologia presentata rappresenta l'evoluzione più avanzata e fisicamente consistente delle procedure di stima delle portate di progetto post-VAPI.

L'analisi regionale ha evidenziato che, nella quasi totalità dei casi, la configurazione Dunniana rappresenta il meccanismo prevalente, in coerenza con le condizioni di saturazione ricorrenti nei bacini montani e collinari della Basilicata. Solo il Bradano, per via del contesto più semi-arido e della minore capacità infiltrativa, ha mostrato una risposta più coerente con lo schema Hortoniano. Questo risultato conferma che il modello è in grado di adattarsi a differenti regimi pluviometrici, pur mostrando una netta prevalenza dei processi di tipo Dunniano a scala regionale.

In sintesi, l'applicazione della metodologia proposta ai bacini della Basilicata ha dimostrato la solidità del metodo su scala regionale, evidenziandone la capacità di fornire stime affidabili delle portate di progetto e di produrre mappe distribuite di runoff. Questi risultati rappresentano un passo fondamentale verso l'utilizzo operativo del modello per la gestione del rischio idraulico in contesti scarsamente monitorati.

4.2 Applicazione al bacino della Fiumarella di Corleto

Il bacino della Fiumarella di Corleto è dotato sia di idrometro per la misura della portata sia di una rete pluviometrica; tuttavia, nell'ambito di questo lavoro è stato trattato intenzionalmente come non strumentato. Questa scelta metodologica ha consentito di simulare la condizione tipica di molti piccoli bacini appenninici privi di monitoraggio sistematico, verificando al tempo stesso la capacità dell'approccio di fornire stime di progetto anche in assenza di serie storiche di deflusso, pur mantenendo la possibilità di validare i risultati con le osservazioni disponibili. Per la calibrazione del modello è stata adottata come riferimento la sezione idrometrica di Tarangelo, appartenente al

bacino dell'Agri, caratterizzata da serie storiche affidabili. Le simulazioni sono state poi condotte sul dominio spaziale della Fiumarella utilizzando la stessa impostazione parametrica, così da garantire coerenza con le caratteristiche geomorfologiche e climatiche regionali. In questo modo, un bacino effettivamente monitorato è servito come base per trasferire i parametri a un sottobacino volutamente trattato come non strumentato, testando la trasferibilità del metodo.

Gli input utilizzati per la Fiumarella hanno incluso il modello digitale del terreno, le carte pedologiche e l'uso del suolo, integrati con le precipitazioni di progetto definite a scala regionale. L'unica condizione iniziale adattata è stata lo stato idrico antecedente del suolo (S_0), ricavato dai valori già attribuiti all'Agri. La sequenza operativa ha previsto la generazione del deflusso tramite DREAM e il successivo trasferimento per quantili, così da ricondurre i valori simulati alle distribuzioni di frequenza osservate.

Gli output del modello includono idrogrammi di progetto corrispondenti a differenti tempi di ritorno (Figura 4–29). I risultati mostrano come il bacino della Fiumarella, caratterizzato da ridotte dimensioni e da tempi di concentrazione rapidi, presenti colmi di piena relativamente pronunciati. In particolare, al crescere del tempo di ritorno si osserva un aumento dell'altezza del colmo (da circa 55 m³/s per TR = 30 anni a circa 75 m³/s per TR = 500 anni), mentre la forma complessiva dell'idrogramma resta sostanzialmente invariata, con tempi di recessione simili. Questa evidenza è coerente con le caratteristiche morfologiche del bacino, che favoriscono risposte idrologiche concentrate e sensibili all'intensità della precipitazione.

Le mappe di ruscellamento sono state prodotte per tutte le ore degli eventi simulati e per ciascun tempo di ritorno. Tuttavia, nel caso della Fiumarella, la ridotta estensione del bacino e i tempi di concentrazione molto rapidi determinano un'evoluzione spaziale poco variabile nel corso dell'evento: le differenze tra le mappe risultano quindi limitate, soprattutto tra i diversi tempi di ritorno. Per ragioni di sintesi, viene riportata a titolo d'esempio la mappa corrispondente al tempo di ritorno di 200 anni, in corrispondenza del picco di piena (Figura 4–).

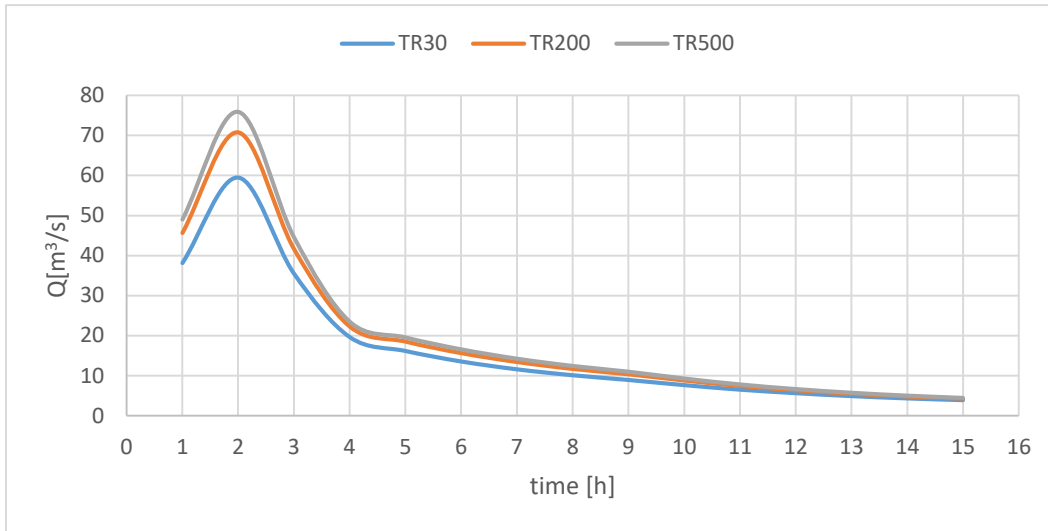


Figura 4–29 Idrogrammi di progetto per i diversi tempi di ritorno

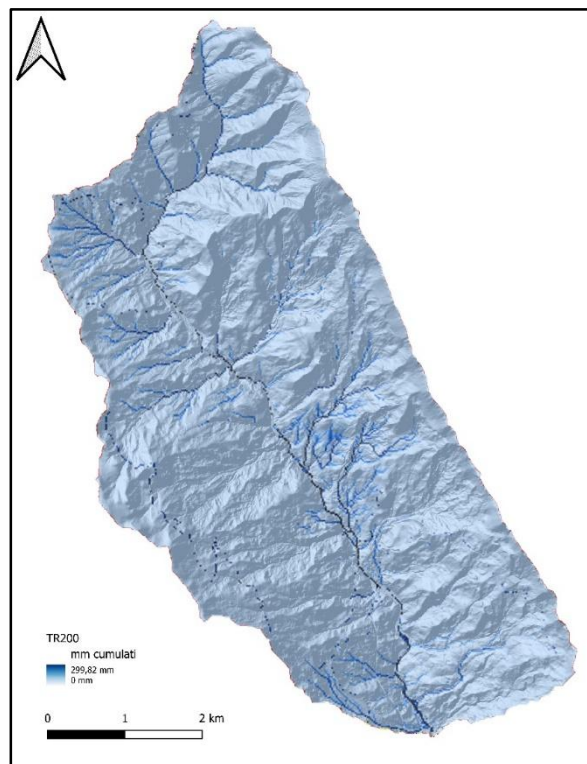


Figura 4–5 Mappa di runoff al tempo di ritorno di 200 anni, in corrispondenza del picco di piena.

La distribuzione spaziale del deflusso mette in evidenza il ruolo dei versanti acclivi e delle zone caratterizzate da substrati argillosi, che forniscono i contributi principali al ruscellamento. Al contrario, le aree con maggiore copertura vegetale mostrano una capacità più elevata di attenuare i deflussi superficiali. I valori riportati dal raster rappresentano quantitativi di deflusso simulato

(espressi in mm cumulati sull'evento), con celle prossime a zero che indicano assenza o scarsa produzione di runoff e valori più alti che corrispondono alle aree a maggiore contributo idrologico.

Questa rappresentazione cartografica, pur riferita a un solo istante, permette di individuare le zone potenzialmente più vulnerabili del bacino e fornisce informazioni utili per la pianificazione di interventi di mitigazione. Nel complesso, le mappe confermano la coerenza del modello con le caratteristiche geomorfologiche locali e mostrano come, anche in un bacino di piccola scala, il Q_T-DREAM riesca a restituire un quadro spaziale del deflusso significativo e fisicamente interpretabile. Questi risultati forniscono un'informazione spaziale di immediato interesse per la gestione del rischio, consentendo di individuare le aree più vulnerabili.

Il confronto con le metodologie statistiche consolidate (Log-Pearson III, GEV, VAPI) evidenzia un comportamento dipendente dal tempo di ritorno (Figura 4-). Per TR = 30 anni, il modello sovrastima in modo marcato rispetto a tutte le distribuzioni. Per TR = 200 anni, le stime risultano ancora superiori a VAPI e LPIII, posizionandosi verso il margine alto dell'inviluppo (più vicine a Gumbel). Per TR = 500 anni, invece, il valore simulato è sostanzialmente in linea con Gumbel/SQRT e rientra nell'inviluppo delle distribuzioni teoriche.

Questa dinamica mette in evidenza come lo schema distribuito non riproduca in modo uniforme tutte le scale di frequenza. Per tempi di ritorno più brevi (TR = 30 anni), la sovrastima potrebbe riflettere un'eccessiva sensibilità del modello alle condizioni iniziali del suolo o alla struttura degli ietogrammi sintetici, che amplificano il colmo rispetto a quanto stimato dalle distribuzioni probabilistiche. Viceversa, per TR elevati (500 anni), il modello tende a convergere verso le curve superiori dell'inviluppo (Gumbel, SQRT), fornendo valori coerenti con l'ipotesi di eventi estremi di lunga durata e forte contributo areale.

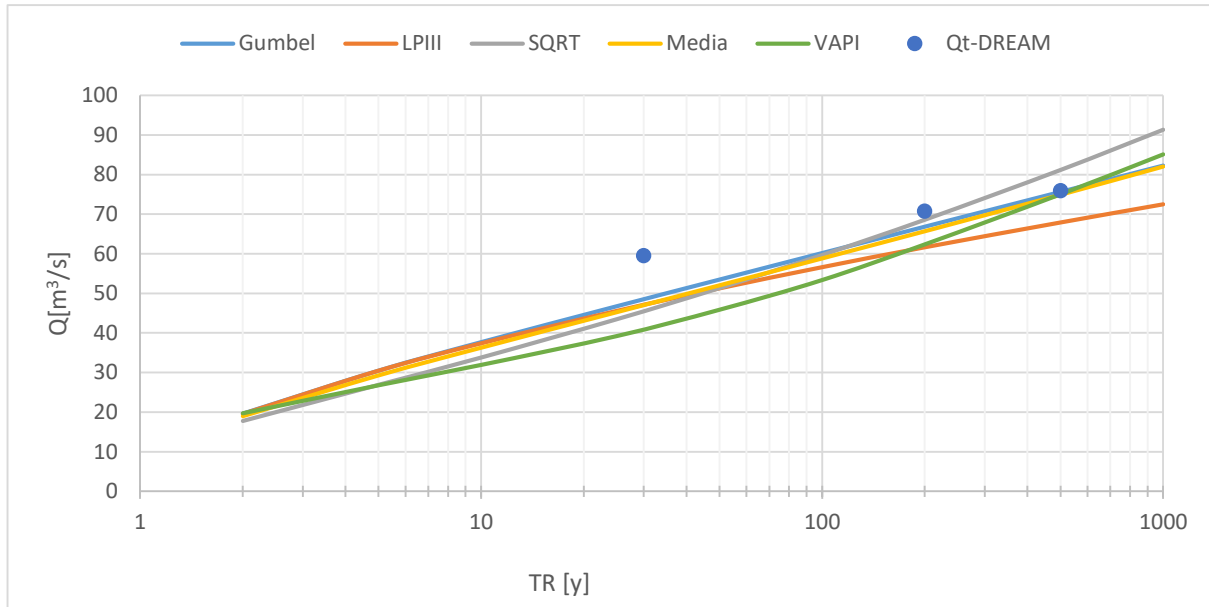


Figura 4–6 Confronto tra le portate di progetto stimate con QT-DREAM e distribuzioni teoriche

In questo senso, le differenze osservate non devono essere lette come un limite intrinseco, ma come il risultato della diversa natura degli approcci: le distribuzioni statistiche derivano da estrapolazioni di serie storiche relativamente corte, mentre il Q_T -DREAM conserva il legame con i processi fisici che governano il deflusso, enfatizzando gli scenari di pioggia intensa su suoli saturi. Questo spiega la maggiore coerenza a TR alti e le discrepanze più evidenti a TR bassi.

Nel complesso, l'esperienza sulla Fiumarella conferma la trasferibilità del modello a bacini di piccola scala, mostrando la capacità di riprodurre serie di portate realistiche e di collocarsi in coerenza con le metodologie statistiche consolidate. Il valore aggiunto dell'approccio risiede nella possibilità di derivare non solo portate di progetto puntuali, ma anche idrogrammi e mappe distribuite di runoff, fornendo strumenti operativi di immediato interesse per la pianificazione idraulica e la gestione del rischio nei contesti appenninici.

4.3 Sintesi e prospettive del Q_T -DREAM

Lo schema modellistico presentato si configura come un'evoluzione metodologica capace di integrare la modellazione distribuita dei processi idrologici con l'analisi di frequenza delle piene. Rispetto ai modelli discussi nei capitoli precedenti, che operano nel dominio del tempo (DREAM su eventi singoli e HBV in simulazioni continue), questa impostazione compie un passo ulteriore poiché permette di derivare portate e idrogrammi di progetto direttamente nel dominio delle

frequenze, mantenendo allo stesso tempo il legame con i processi fisici che regolano la generazione del deflusso.

L'applicazione regionale in Basilicata ha dimostrato la capacità dell'approccio di adattarsi a condizioni idrologiche e climatiche molto eterogenee, garantendo livelli di coerenza soddisfacenti rispetto alle distribuzioni IF e TCIF e scarti contenuti anche tra bacini principali e sottobacini. In particolare, nelle sezioni idrometriche analizzate le differenze tra le portate simulate e quelle teoriche risultano generalmente comprese entro $\pm 10-15\%$, con valori più contenuti nei bacini di maggiore estensione (Sinni e Agri) e lievi scostamenti più marcati nei bacini minori o per tempi di ritorno molto elevati.

L'aspetto innovativo della metodologia risiede nella duplice natura: da un lato la semplicità parametrica, con la calibrazione ridotta essenzialmente alla definizione dello stato idrico antecedente S_0 ; dall'altro la capacità di generare non solo valori puntuali di portata, ma anche una descrizione completa e spazialmente esplicita della risposta idrologica, tramite idrogrammi e mappe di ruscellamento. Questo rende lo strumento particolarmente adatto alla pianificazione idraulica e alla gestione del rischio in aree dove il monitoraggio idrometrico e pluviometrico è disomogeneo o discontinuo.

Accanto ai punti di forza, vanno riconosciuti alcuni limiti: la dipendenza dalla disponibilità di bacini strumentati affidabili per il trasferimento dei quantili, la sensibilità alle condizioni iniziali del suolo e la qualità degli input pluviometrici. Si tratta di aspetti che delineano i margini di miglioramento futuri, i quali potranno essere affrontati mediante l'integrazione di nuove fonti dati (ad esempio radar e satelliti) e attraverso strategie di regionalizzazione più robuste.

In definitiva, l'approccio discusso rappresenta un ponte metodologico tra modelli idrologici basati su serie temporali e analisi statistiche in frequenza. Questo duplice ancoraggio, fisico e probabilistico, ne conferma il potenziale come strumento operativo per la stima delle piene di progetto e per la rappresentazione spaziale del deflusso in bacini non o scarsamente strumentati, garantendo al tempo stesso la trasferibilità a scenari futuri di cambiamento climatico e di uso del suolo.

4.4 Prestazioni del modello DREAM sugli eventi.

La risposta idrologica dei piccoli bacini rimane complessa e difficile da quantificare in modo accurato, specialmente durante eventi estremi come le piene, e rappresenta una delle principali sfide nel campo della modellazione idrologica (Sellami et al., 2016). In questo contesto, l'applicazione di modelli distribuiti a scala di bacino costituisce un efficace strumento di analisi e gestione delle risorse idriche, consentendo di simulare i processi di deflusso in condizioni reali e di valutare le implicazioni legate ai cambiamenti ambientali e alle scelte di pianificazione.

A scala giornaliera, il modello DREAM è stato applicato nell'ambito delle attività del progetto NODES (2025) per analizzare la dinamica idrologica di lungo periodo del bacino della Fiumarella di Corleto nel periodo 2003-2011 e caratterizzare i principali componenti del bilancio idrico. L'obiettivo principale era valutare la capacità del modello di riprodurre i processi di precipitazione efficace, evapotraspirazione reale, infiltrazione e contributo della portata di base, nonché di rappresentare la stagionalità della risposta idrologica del bacino.

Le simulazioni giornaliere, analizzate da Dal Sasso et al. (2025), hanno evidenziato una buona coerenza tra portate simulate e osservate, con una capacità predittiva stabile nelle fasi di magra e un realismo elevato nella ricostruzione dei volumi annuali di deflusso. Le configurazioni basate su parametri distribuiti derivati da funzioni pedotransfer (PTF) e su calibrazione multi-criterio hanno fornito i risultati più robusti, migliorando la rappresentazione del bilancio idrico complessivo e la coerenza spaziale dei processi di infiltrazione e drenaggio.

L'analisi ha mostrato che il modello è in grado di catturare adeguatamente la stagionalità della risposta idrologica, con una riduzione significativa delle discrepanze tra fasi di piena e di magra rispetto alle configurazioni mono-criterio. I risultati più affidabili sono stati ottenuti per la calibrazione 2003–2008 e validazione 2008–2011, con valori medi di NSE compresi tra 0.55 e 0.70 e KGE tra 0.60 e 0.80, a conferma della stabilità predittiva del modello (Figura 4–).

L'analisi del bilancio idrico annuale ha evidenziato valori medi di evapotraspirazione potenziale pari a circa 550 mm/anno, un deflusso medio di 150-170 mm/anno, e un contenuto idrico nel suolo che segue l'andamento stagionale delle precipitazioni.

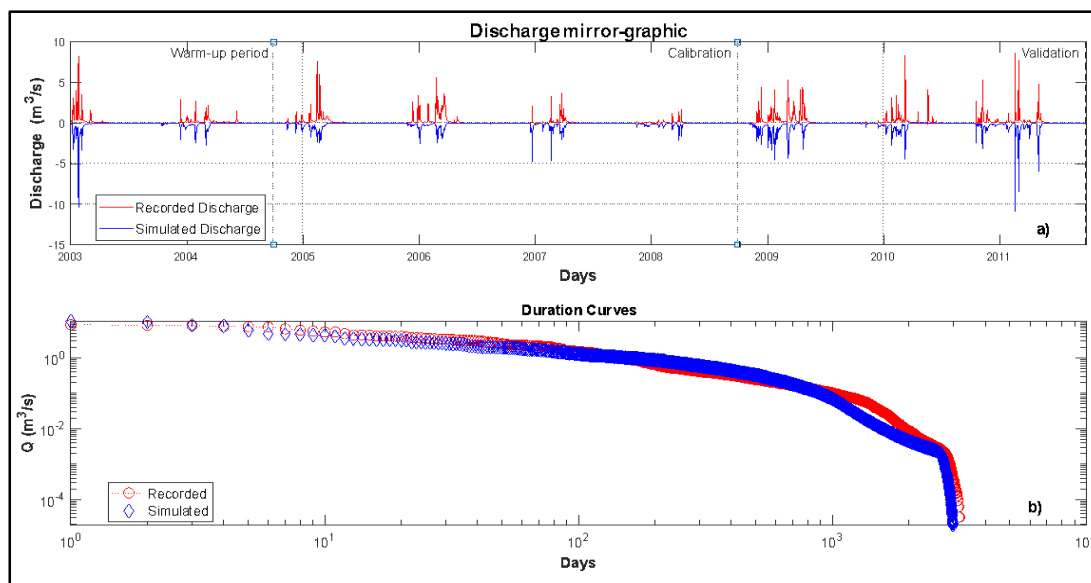


Figura 4-7 Confronto tra la portata giornaliera simulata e quella registrata per il bacino della “Fiumarella di Corleto” (a) e curve di durata della portata (b) dell'intero periodo (NODES, 2025)

Le simulazioni giornaliere hanno quindi fornito un quadro coerente e fisicamente consistente del comportamento idrologico del bacino, consentendo di individuare un intervallo ottimale di calibrazione (2003–2011) successivamente utilizzato anche per la configurazione continua del modello HBV, garantendo coerenza nelle condizioni iniziali e nei parametri di bilancio del suolo.

In sintesi, la modellazione DREAM a scala giornaliera ha rappresentato un passaggio fondamentale di calibrazione e validazione di lungo periodo, fornendo la base metodologica e parametrica per la successiva applicazione a scala oraria e per le analisi evento-per-evento descritte nelle sezioni successive.

In questo studio è stato applicato il modello distribuito DREAM (Manfreda et al., 2005; Perrini et al., 2024) al bacino della Fiumarella di Corleto con l'obiettivo di simulare la risposta idrologica a scala oraria durante una serie di eventi di piena reali registrati tra il 2006 e il 2022. L'analisi è stata condotta sia sul bacino principale (33.2 km²) sia sul sottobacino sperimentale (0.65 km²), al fine di verificare la coerenza del modello in domini di diversa scala e con caratteristiche morfologiche e pedologiche contrastanti.

Il bacino principale, più esteso e con prevalenza di coperture agricole e suoli argillosi, rappresenta un contesto tipicamente Hortoniano, mentre il sottobacino, localizzato sul versante destro e

caratterizzato da copertura forestale e suoli più permeabili, mostra una risposta più rapida e concentrata, riconducibile a una dinamica prevalentemente Dunniano.

Il modello è stato applicato in configurazione distribuita a passo orario, utilizzando i dati di precipitazione e portata osservati dalla rete idrometeorologica attiva dal 2002.

Gli eventi analizzati sono indicati nella Tabella 4–.

<i>Evento n°</i>	<i>data</i>
1	01/12/2013
2	23/01/2007
3	20/02/2007
4	29/03/2007
5	30/01/2015
6	23/05/2018
7	24/11/2019
8	31/01/2014
9	03/05/2018
10	22/01/2009
11	18/02/2011
12	20/03/2007

Tabella 4–5 Eventi analizzati

La calibrazione è stata condotta manualmente su dodici eventi di piena rappresentativi, regolando un numero limitato di parametri fisicamente significativi:

- la soglia di capacità di campo per l'infiltrazione,
- la conducibilità idraulica satura (K_s),
- il coefficiente di attenuazione del deflusso.

Questa impostazione ha consentito di mantenere un'elevata coerenza fisica, riducendo i problemi di equifinalità e adattando il modello alle caratteristiche idrologiche e pedologiche del bacino. Nel complesso, i risultati mostrano che il modello è in grado di riprodurre discretamente la risposta idrologica osservata per la maggior parte degli eventi, pur evidenziando variazioni legate alle condizioni meteorologiche e all'umidità antecedente del suolo. Nel bacino principale, i valori dell'indice NSE variano tra 0.52 e 0.96, mentre il coefficiente KGE oscilla tra 0.53 e 0.75; gli errori di volume si mantengono generalmente entro ± 20 %, (Tabella 4–) confermando una buona rappresentazione del bilancio idrico.

<i>Basin events</i>											
<i>Evento</i> <i>n°</i>	<i>data</i>	<i>Duration</i> <i>[h]</i>	<i>Pgross</i> <i>[mm]</i>	<i>A.S.M.</i>	<i>Lag-Time</i> <i>[h]</i>	<i>Qoss</i> <i>[m³/s]</i>	<i>Qsim</i> <i>[m³/s]</i>	<i>err [%]</i>	<i>RMSE</i>	<i>KGE</i>	<i>NS</i>
1	01/12/2013	64	125.48	θ_c	2.0	41.77	34.70	16.93	3.03	0.83	0.84
2	20/05/2010	21	41.30	θ_c	8.5	11.82	8.86	25.08	1.34	0.83	0.81
3	20/02/2007	26	36.34	θ_c	3	11.41	11.96	4.78	0.68	0.96	0.96
4	29/03/2007	39	17.87	θ_c	2.5	7.48	8.09	8.23	0.42	0.90	0.92
5	30/01/2015	39	45.77	θ_c	3.5	9.26	7.61	17.85	0.97	0.83	0.86
6	23/05/2018	9	29.37	θ_c	1	23.30	22.06	5.31	2.06	0.75	0.71
7	24/11/2019	48	51.69	θ_c	3	6.75	10.39	53.93	1.54	0.24	0.41
8	31/01/2014	97	97.01	θ_c	2.5	15.99	12.68	20.68	2.20	0.65	0.51
9	03/05/2018	23	31.40	θ_c	1	2.08	1.65	20.54	0.33	0.53	0.27
10	22/01/2009	30	28.30	θ_c	2.5	19.54	11.89	39.19	1.78	0.50	0.68
11	18/02/2011	39	45.77	θ_c	3	29.08	21.72	25.29	2.56	0.75	0.90
12	20/03/2007	13	31.72	θ_c	5.5	7.96	6.92	13.10	1.16	0.53	0.50

Tabella 4–6 Eventi del bacino principale analizzati

La simulazione a scala oraria evidenzia una risposta modellistica variabile in funzione della durata, dell'intensità e della struttura spaziale delle precipitazioni. Gli eventi di pioggia diffusa e prolungata risultano in generale meglio rappresentati, mentre le prestazioni diminuiscono in corrispondenza di episodi brevi e impulsivi, caratterizzati da forti gradienti temporali e incertezza sulle condizioni iniziali del suolo.

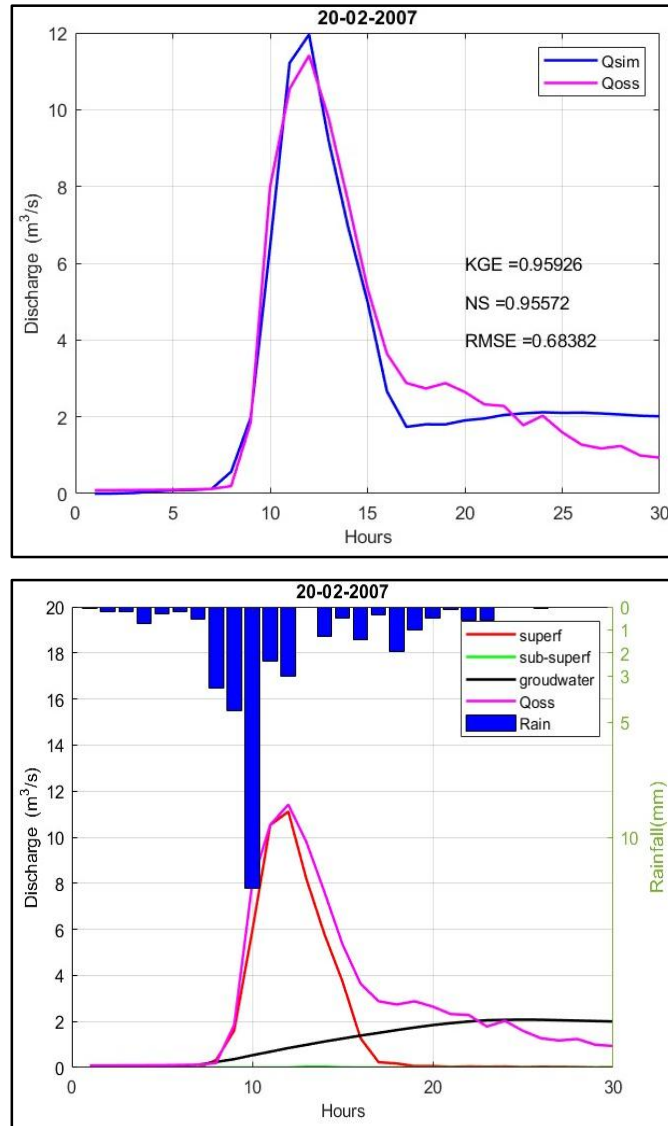


Figura 4–8 Evento del 20-02-2007

Gli eventi stratiformi e di lunga durata sono quelli riprodotti con maggiore accuratezza. Il caso più rappresentativo è l'evento del 20 febbraio 2007 (NSE = 0.96; KGE = 0.96), per il quale il modello riesce a simulare in modo molto fedele sia la fase di innalzamento sia la recessione del deflusso, mostrando una quasi completa sovrapposizione degli idrogrammi simulato e osservato (Figura 4–: 20/02/2007).

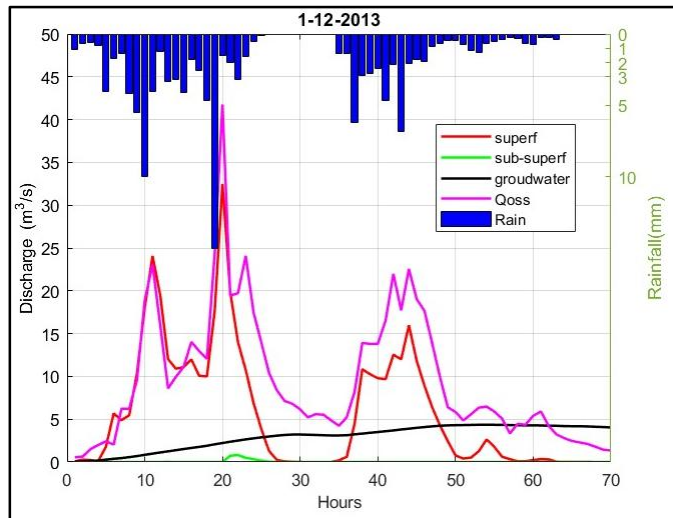
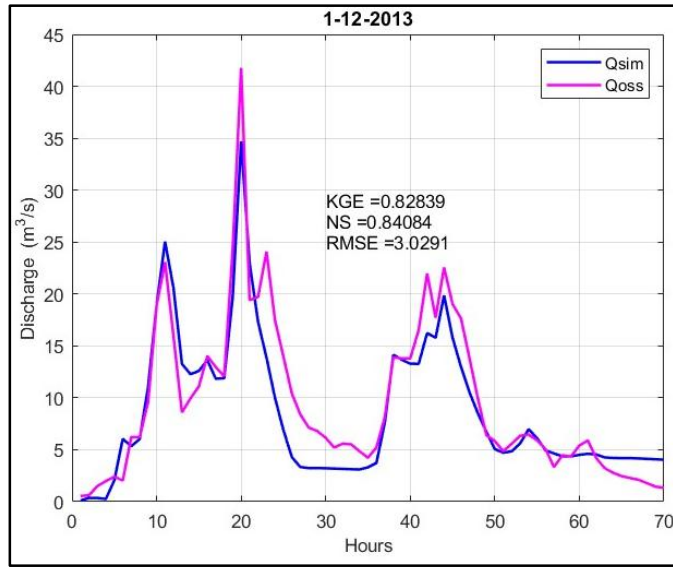


Figura 4-930 Evento 1-12-2013

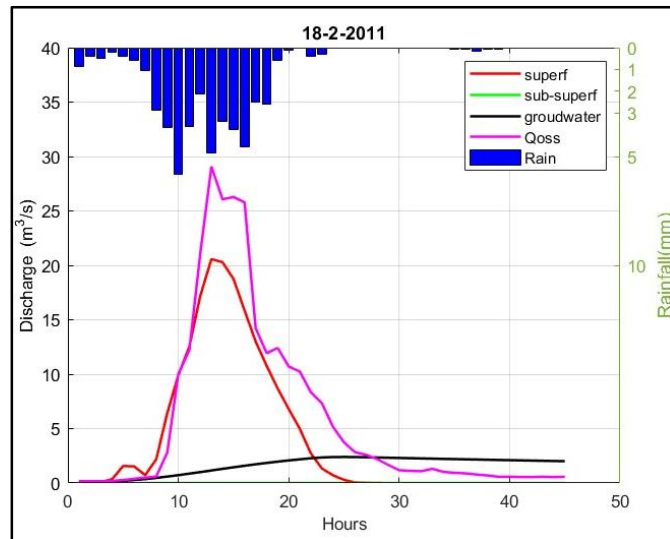
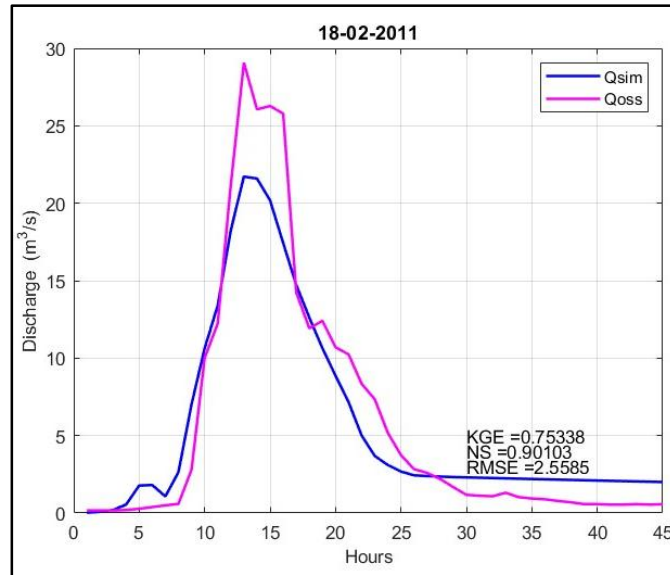


Figura 4-10 Evento 18-2-2011

Prestazioni analogamente elevate emergono negli eventi del 1 dicembre 2013 e del 18 febbraio 2011, entrambi associati a precipitazioni prolungate e condizioni di suolo prossime alla saturazione. In questi casi, l'errore volumetrico si mantiene inferiore al 10 per cento e la dinamica del colmo è riprodotta con buona sincronizzazione temporale (Figura 4-9309:01/12/2013; Figura 4-10:18/02/2011).

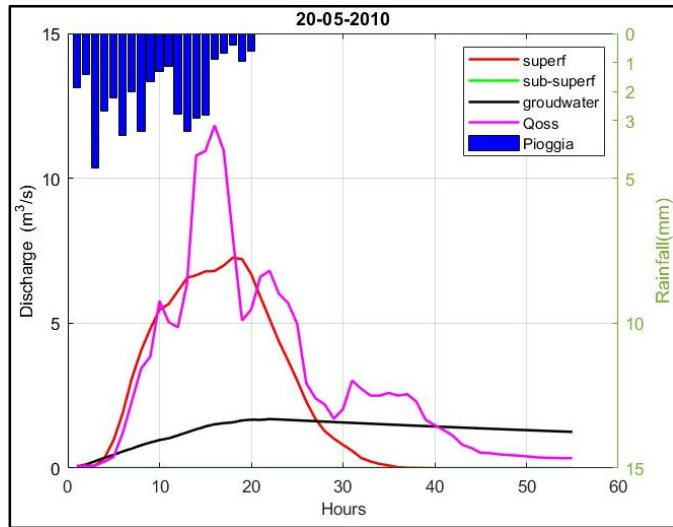
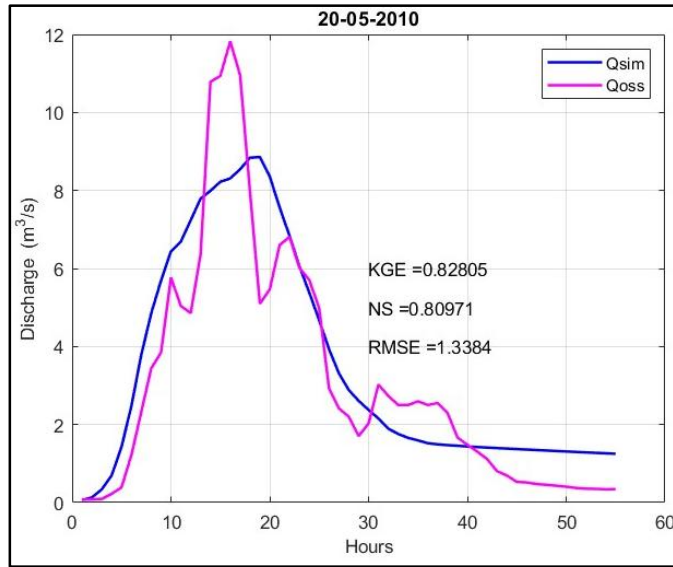


Figura 4-11 Evento 20-05-2010

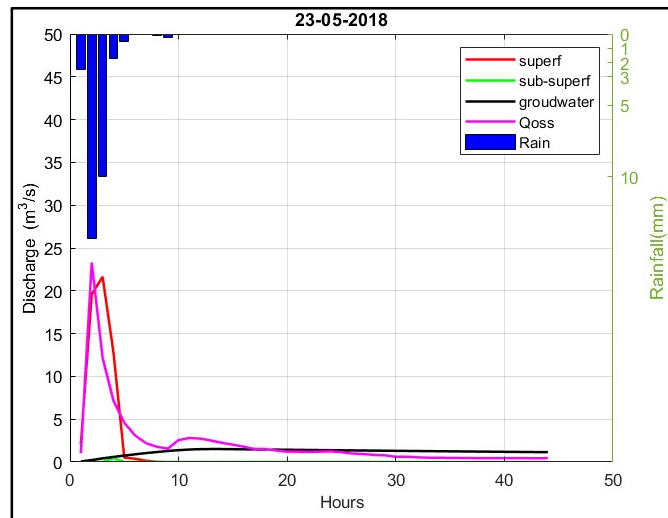
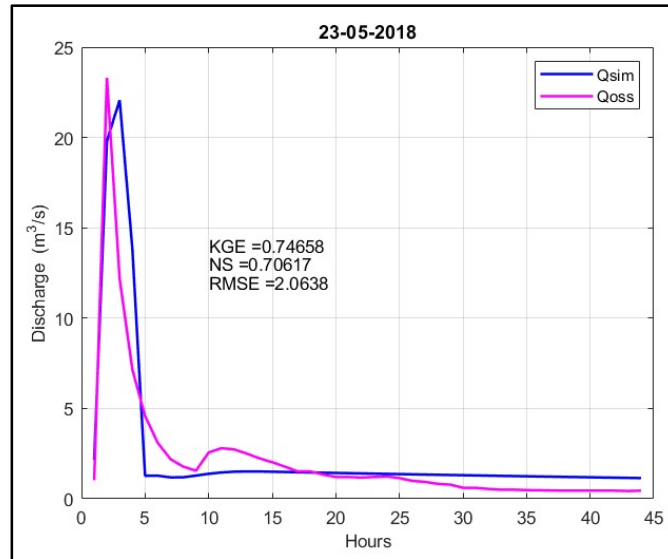


Figura 4–12 Evento 23-05-2018

Un comportamento intermedio è osservato per gli eventi del 20 maggio 2010 e del 23 maggio 2018. In entrambi i casi, il modello rappresenta correttamente il valore di picco, mentre la fase di innalzamento risulta leggermente più attenuata rispetto alle osservazioni (Figura 4–11: 20/05/2010; Figura 4–12: 23/05/2018). Si tratta di episodi nei quali le precipitazioni, pur non essendo

particolarmente estese, presentano intensità e variabilità tali da rendere più sensibile la risposta modellistica allo stato idrico antecedente, con effetti sulla rapidità del deflusso superficiale.

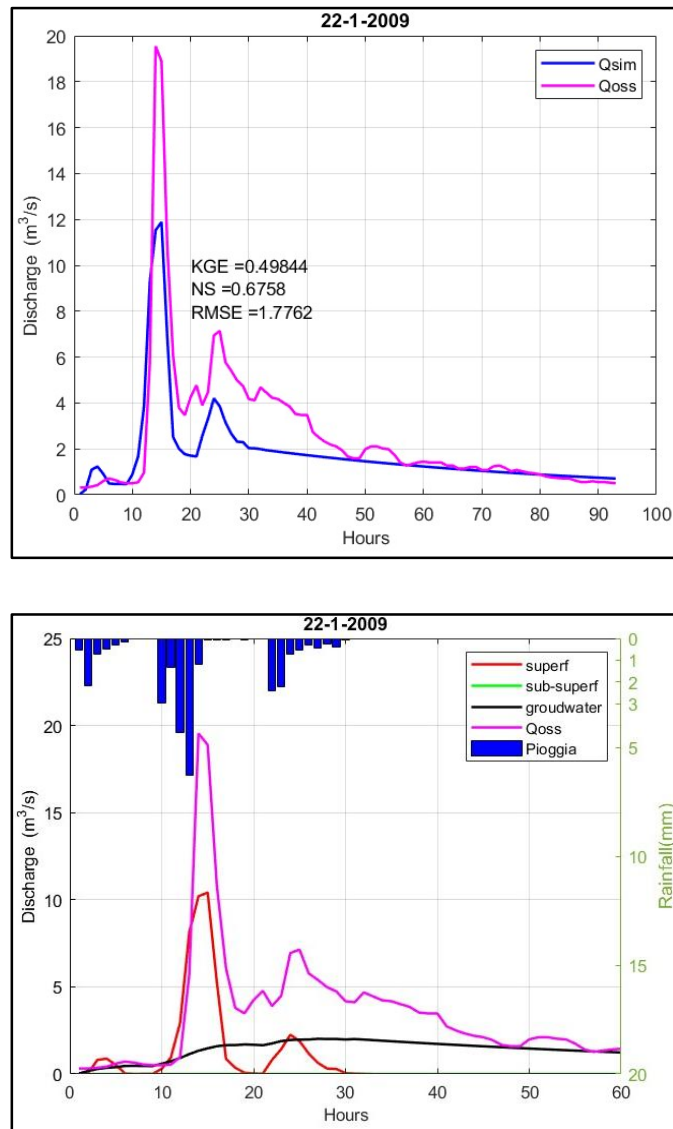


Figura 4-13 Evento 22-1-2009

Le maggiori difficoltà si riscontrano negli eventi caratterizzati da precipitazioni brevi, intense o spazialmente disomogenee. L'episodio del 22 gennaio 2009 evidenzia una sottostima del colmo, accompagnata da una fase di crescita particolarmente rapida, difficilmente riproducibile con una parametrizzazione uniforme su tutto il bacino (Figura 4-:22/01/2009).

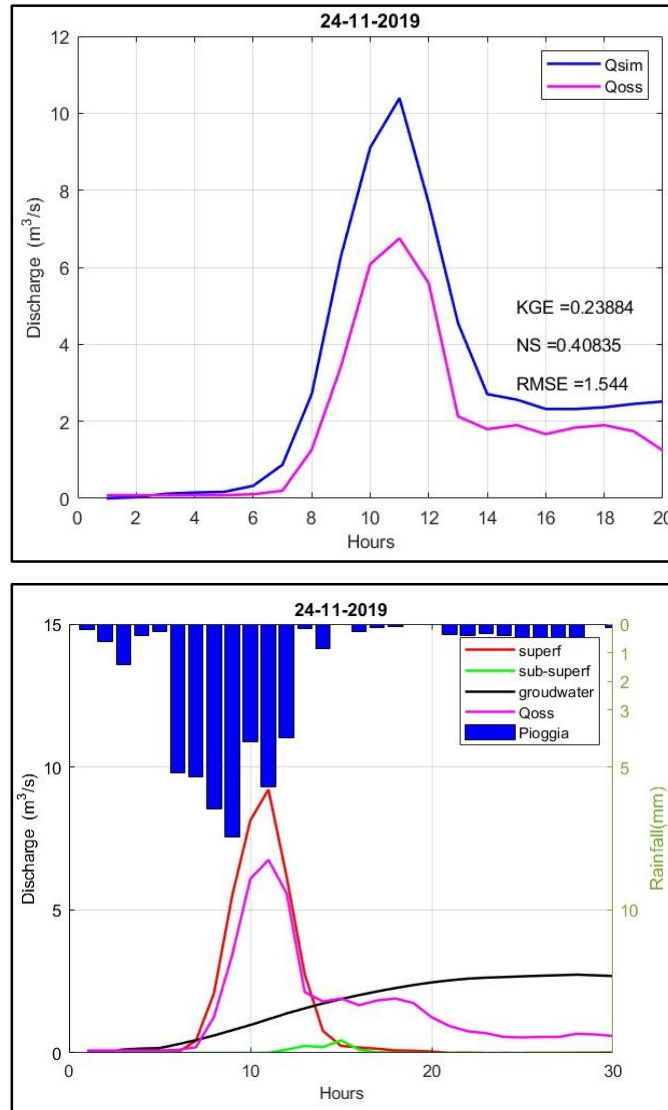


Figure 4-14 Evento 24-11-2019

L'evento del 24 novembre 2019 rappresenta invece uno dei casi più complessi, con una marcata sovrastima del deflusso ($KGE = 0.24$). In questo caso, la natura convettiva della pioggia e l'incertezza sulle condizioni iniziali del suolo hanno contribuito a un incremento non realistico del runoff simulato (Figure 4-:24/11/2019).

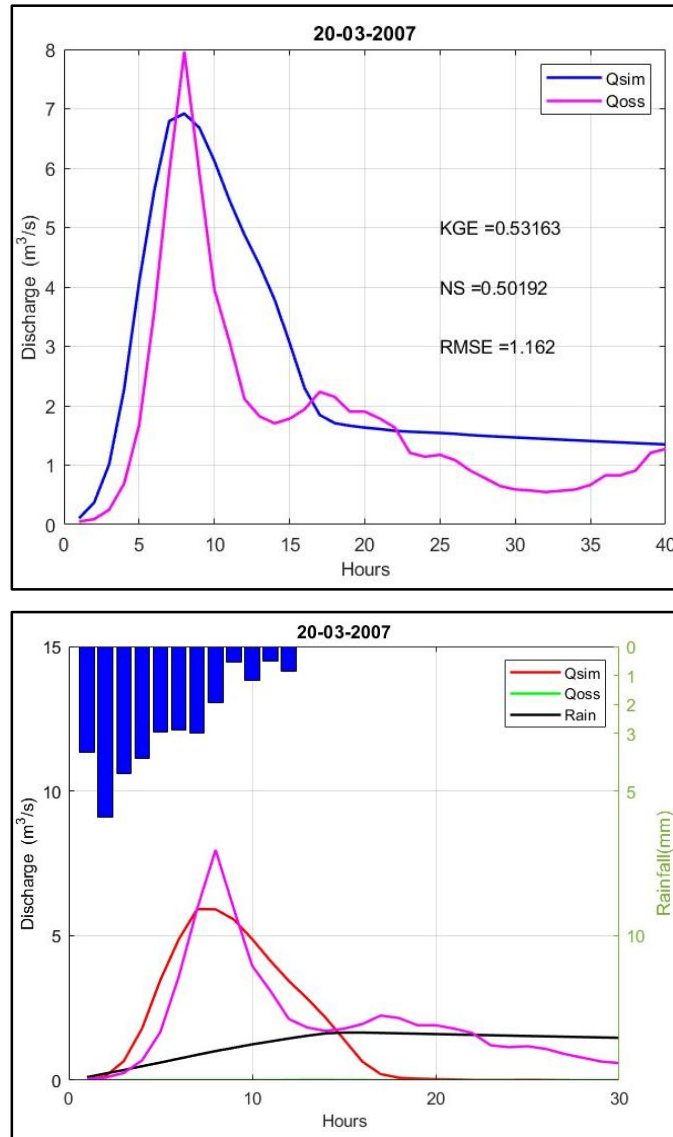


Figure 4-15 Evento20-3-2007

L'evento del 20 marzo 2007 rappresenta uno dei casi meno performanti del set analizzato, ma non il peggiore in assoluto. Il modello riproduce correttamente il timing del colmo principale, pur sottostimandone leggermente l'ampiezza ($Q_{sim} \approx 7 \text{ m}^3/\text{s}$ contro $Q_{oss} \approx 8 \text{ m}^3/\text{s}$) e generando una fase di recessione più lenta rispetto all'osservato, con un contributo di deflusso simulato che si prolunga oltre quanto suggerito dai dati (Figure 4-:20/03/2007). Questa dinamica è legata alla natura relativamente breve e concentrata dell'evento, che non è preceduto da una fase di saturazione graduale: in tali condizioni, la rapidità della risposta osservata è difficile da cogliere

con una parametrizzazione distribuita uniforme, e il modello tende a smussare sia l'ascesa sia il rientro del deflusso.

Nel sottobacino sperimentale, di dimensioni ridotte e risposta più impulsiva, le prestazioni (Tabella 4-) risultano analogamente eterogenee.

Subbasin events

<i>Evento n°</i>	<i>data</i>	<i>Duration [h]</i>	<i>Pgross [mm]</i>	<i>TDR cm³/cm³</i>	<i>Lag-Time [h]</i>	<i>Qoss [mc/s]</i>	<i>Qsim [mc/s]</i>	<i>err [%]</i>	<i>RMSE</i>	<i>KGE</i>	<i>NS</i>
1	01/12/2013	64	122.52	0.374	1.5	0.41	0.48	15.41	0.04	0.87	0.80
2	20/05/2010	21	41.20	0.209	4.5	0.69	0.57	17.69	0.23	0.40	-0.04
3	20/02/2007	22	28.80	0.114	3	0.33	0.33	1.81	0.06	0.68	0.57
4	29/03/2007	22	18.00	0.324	5	0.29	0.33	14.34	0.04	0.73	0.45
5	30/01/2015	39	55.80	0.181	7.5	0.82	0.54	34.30	0.10	0.63	0.79
6	23/05/2018	9	30.60	0.345	4.5	0.61	0.75	24.48	0.25	0.38	-0.40
7	24/11/2019	18	42.20	0.05	5	0.67	0.61	7.81	0.09	0.70	0.87
8	31/01/2014	97	104.00	0.262	2.5	0.36	0.26	28.12	0.06	0.61	0.49
9	03/05/2018	21	30.60	0.252	4.5	0.51	0.50	2.95	0.05	0.77	0.88
10	22/01/2009	29	39.60	0.304	6.5	0.62	0.55	11.19	0.12	0.66	0.53
11	18/02/2011	21	53.60	0.242	5.5	0.63	0.55	12.70	0.09	0.78	0.74
12	20/03/2007	13	35.40	0.352	2	0.57	0.41	28.85	0.09	0.60	0.54

Tabella 4-7 Eventi analizzati nel sottobacino

La modellazione a scala oraria nel sottobacino sperimentale evidenzia una risposta più rapida e concentrata rispetto al bacino principale, con prestazioni eterogenee che riflettono in modo marcato il contenuto idrico antecedente e la distribuzione spaziale della pioggia. Gli eventi caratterizzati da precipitazioni diffuse e di durata medio-lunga sono quelli per cui il modello mostra i risultati migliori, con valori di NSE compresi tra 0.68 e 0.88 e scarti volumetrici inferiori al 10%.

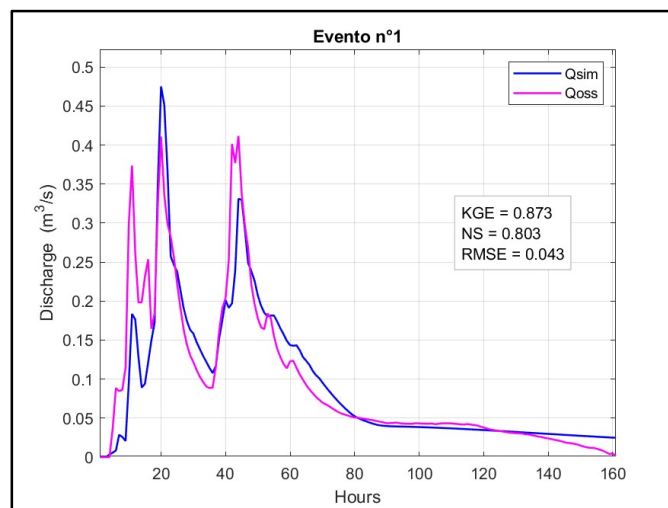
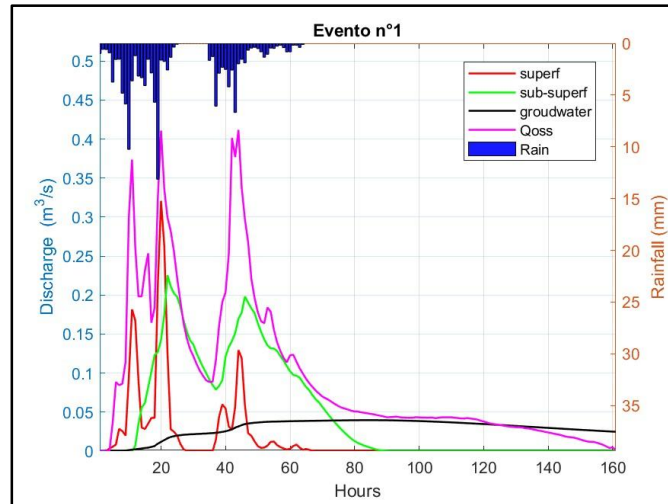


Figure 4-16 Evento n°1 1-12-2013

Tra questi, l'evento del 1 dicembre 2013 rappresenta uno dei casi più accurati: il colmo è riprodotto con buona fedeltà (errore $\approx 15\%$), il KGE raggiunge valori elevati (0.87) e l'andamento complessivo dell'idrogramma simulato risulta molto vicino alle osservazioni, sia nella fase ascendente sia nella recessione (Figure 4-:01/12/2013).

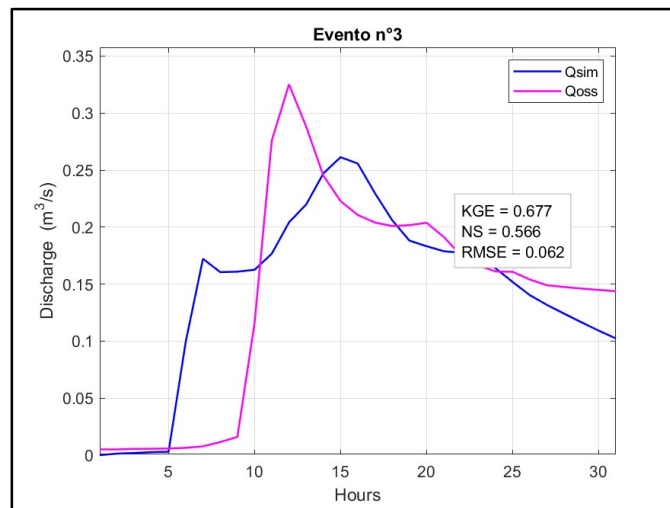
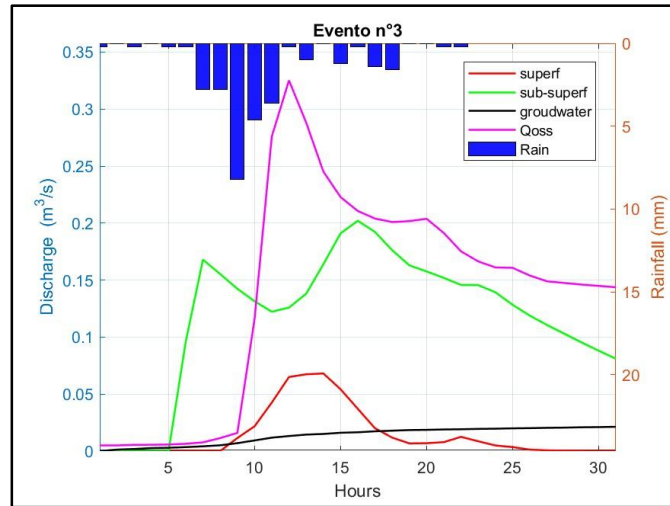


Figura 4-17 Evento n°3 20-02-2007

Un comportamento analogo si osserva nell'evento del 20 febbraio 2007, in cui la natura stratiforme della pioggia favorisce una simulazione molto coerente, con NSE pari a 0.57, KGE pari a 0.68 e un errore volumetrico inferiore al 2% (Figura 4-: 20/02/2007).

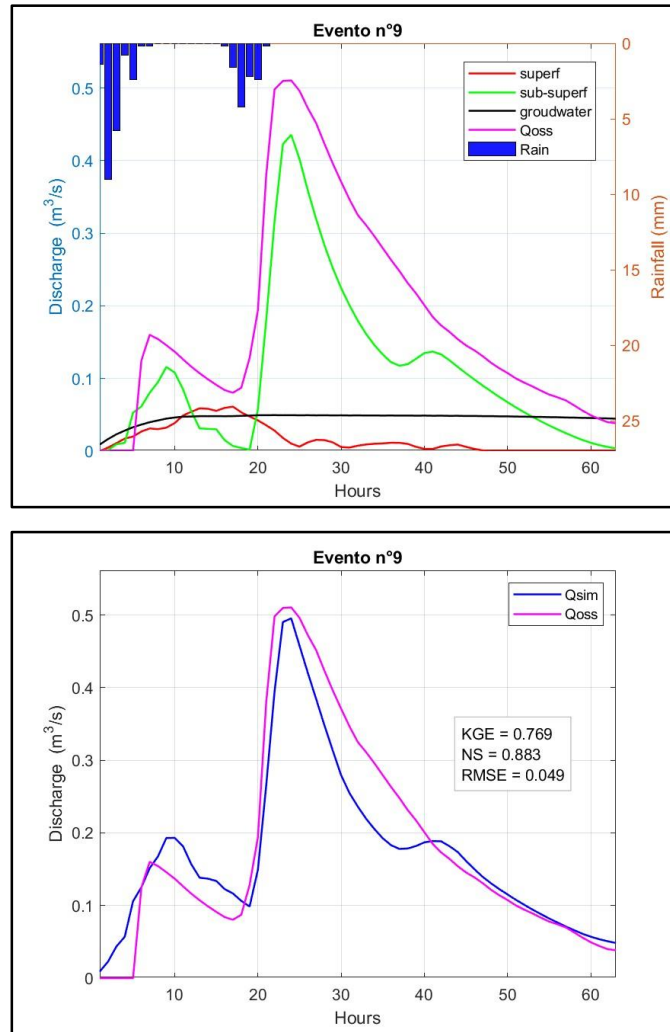


Figura 4-18 Evento n°9 3-5-2018

Anche l'evento del 3 maggio 2018 presenta un'elevata coerenza tra simulazioni e osservazioni, con KGE pari a 0.77, NSE pari a 0.88 e una buona riproduzione della dinamica del colmo (Figura 4-: 03/05/2018).

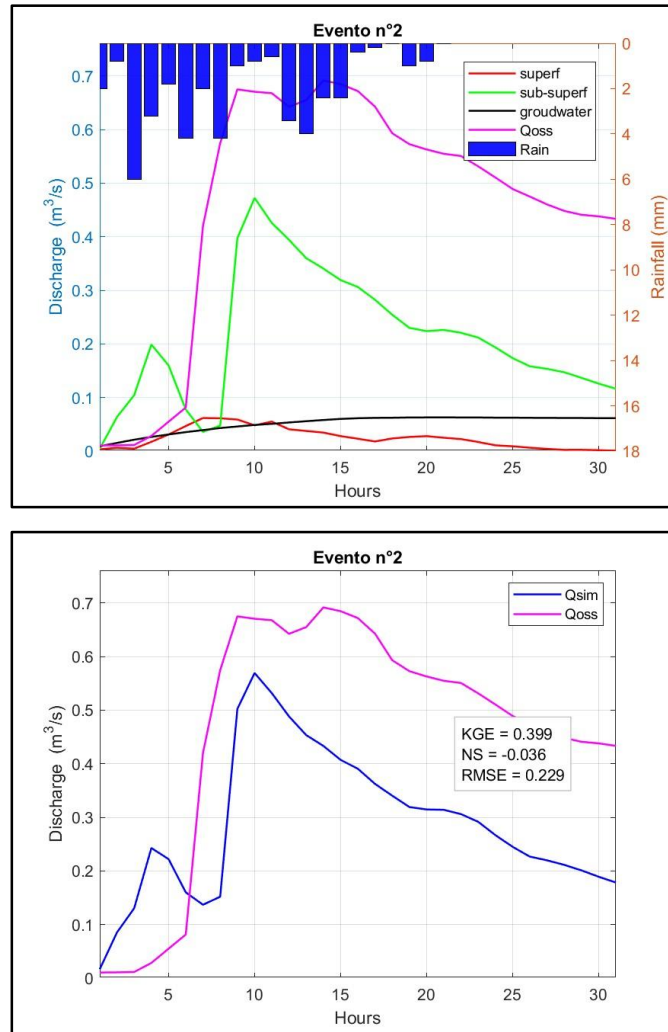


Figura 4–19 Evento n°2 20-5-2010

Altri eventi mostrano risultati intermedi. Nell'episodio del 20 maggio 2010 il modello riproduce correttamente la dinamica generale del deflusso, ma tende a sovrastimare la fase ascendente e a generare un colmo leggermente attenuato rispetto alle osservazioni, con un errore volumetrico del 17% e metriche più contenute (KGE = 0.40; NSE \approx 0) (Figura 4–).

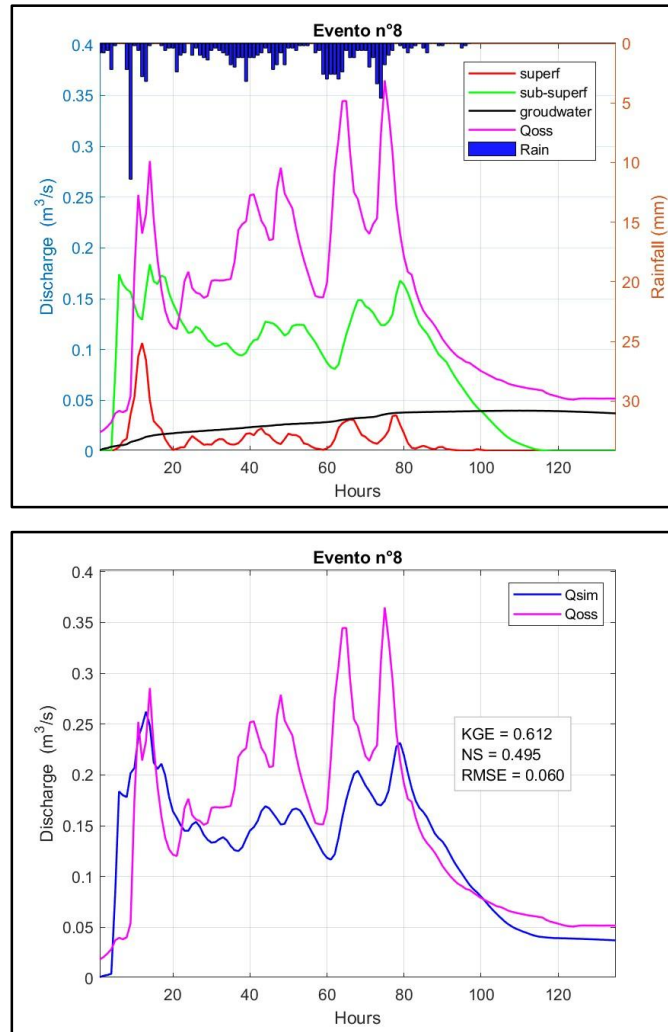


Figura 4-20 Evento n°8 31-01-2014

Un comportamento simile emerge nell'evento del 31 gennaio 2014, caratterizzato da più sottopicchi: il modello cattura la struttura generale dell'idrogramma, ma presenta uno scostamento progressivo nella fase finale (KGE = 0.61; NSE = 0.49) (Figura 4-).

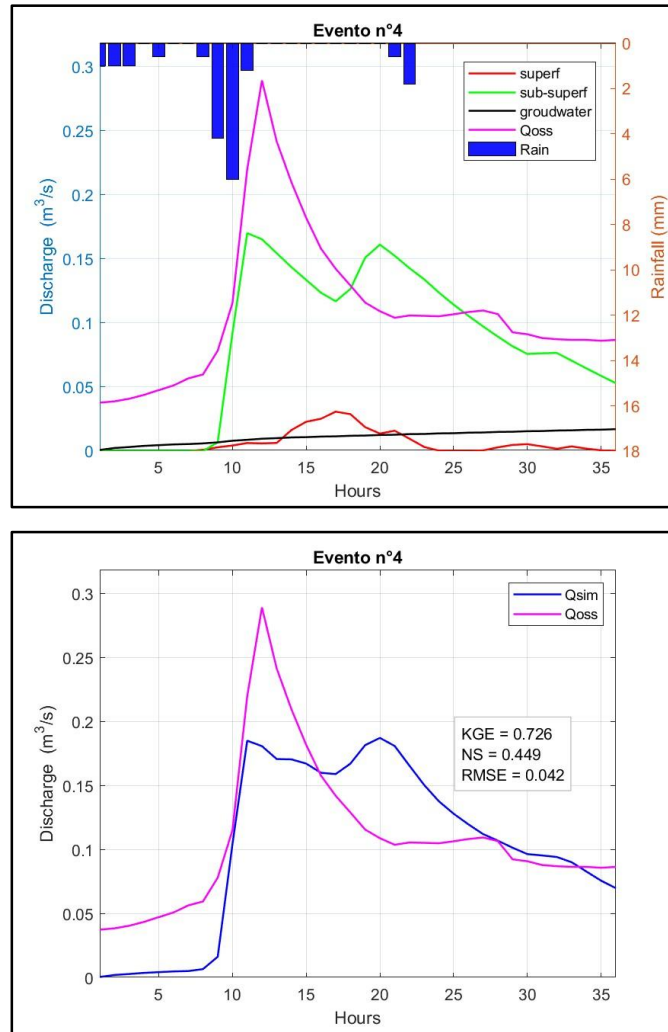


Figura 4-21 Evento n°4 29-03-2007

Le difficoltà maggiori si riscontrano negli eventi brevi, intensi o spazialmente irregolari. Nell'episodio del 29 marzo 2007 il modello sovrastima il colmo di circa il 14%, con NSE pari a 0.45 e KGE pari a 0.73, indicando una forte sensibilità alla variabilità spaziale della pioggia e alle condizioni iniziali del suolo (Figura 4-: 29/03/2007).

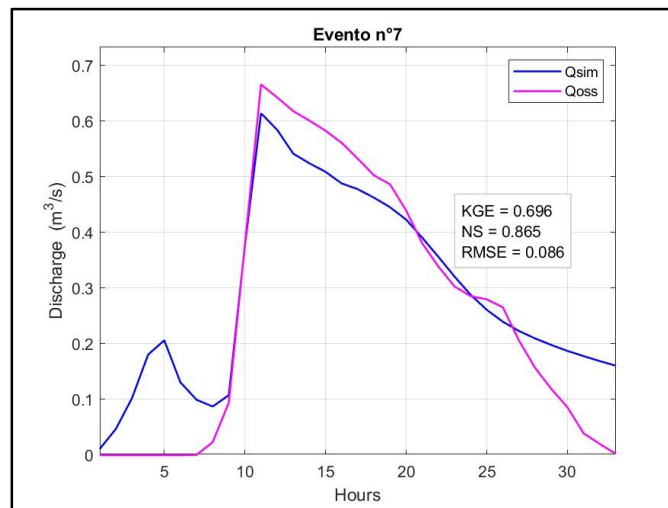
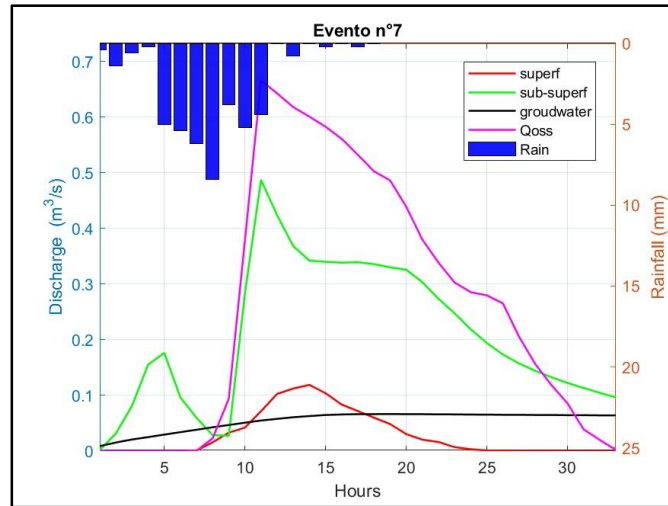


Figura 4-22 Evento n°7 24-11-2019

Anche l'evento del 24 novembre 2019 evidenzia uno scostamento significativo: pur cogliendo la dinamica generale dell'evento, il modello tende ad attenuare la fase ascendente e a ridurre la capacità di simulare correttamente la risposta impulsiva associata a precipitazioni convettive localizzate (KGE = 0.70; NSE = 0.87) (Figura 4-: 24/11/2019).

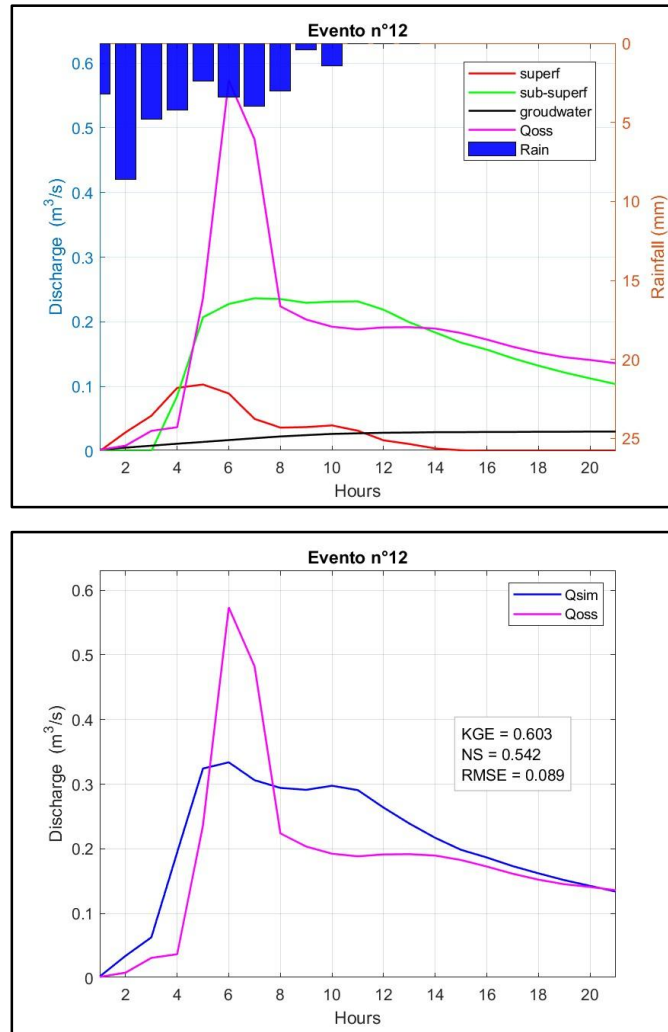


Figura 4–23 Evento n°12 20-03-2007

L'evento del 20 marzo 2007 presenta infine una sovrastima moderata della recessione e una sottostima del colmo, con valori di NSE e KGE compresi tra 0.50 e 0.60, evidenziando la difficoltà nel rappresentare risposte generate da impulsi di pioggia brevi e concentrati (Figura 4–: 20/03/2007).

Nel complesso, la risposta idrologica del sottobacino è coerente con le sue caratteristiche fisiche: la maggiore permeabilità dei suoli e le coperture forestali favoriscono percorsi subsuperficiali, producendo idrogrammi più attenuati ma dinamiche temporali più rapide rispetto al bacino principale. Gli eventi stratiformi e di lunga durata risultano quelli più agevolmente riproducibili dal modello, mentre gli episodi brevi e convettivi sono maggiormente influenzati dalla variabilità

del contenuto idrico antecedente e dalla distribuzione spaziale della pioggia, con un impatto diretto sulle metriche di performance.

Il bacino principale, al contrario, mostra un comportamento più smorzato e ritardato, con colmi più attenuati e maggiore capacità di accumulo nei suoli agricoli argillosi. Questa differenza conferma il ruolo determinante di pendenza, tessitura del suolo e copertura vegetale nel controllo della genesi e della dinamica del deflusso, evidenziando come la maggiore permeabilità e copertura forestale del sottobacino modulino la velocità di risposta idrologica rispetto al bacino principale.

È importante sottolineare che lo studio ha volutamente incluso eventi con prestazioni sia elevate che modeste. L'inclusione di simulazioni meno favorevoli si è rivelata cruciale per valutare in modo completo il comportamento del modello DREAM in un ampio spettro di condizioni idrometeorologiche e per identificare i contesti in cui l'affidabilità predittiva tende a diminuire. Questa strategia è coerente con le conclusioni di diversi studi recenti (Seibert et al., 2018; Pushpalatha et al., 2012; Cinkus et al., 2023), secondo cui la valutazione dei periodi di bassa performance è essenziale per comprendere i limiti strutturali dei modelli e l'impatto delle incertezze negli input, specialmente nei bacini montani complessi. L'analisi congiunta delle simulazioni più accurate e di quelle meno performanti consente infatti una valutazione più robusta e realistica delle potenzialità del modello DREAM, evidenziandone la coerenza fisica nella rappresentazione dei processi di deflusso e, al tempo stesso, i limiti legati alla rappresentazione spaziale delle precipitazioni e alla sensibilità alle condizioni iniziali.

Analizzando insieme le simulazioni più accurate e quelle meno performanti, questo lavoro contribuisce a una valutazione robusta e realistica delle potenzialità del modello DREAM, evidenziandone i punti di forza la coerenza fisica, e la capacità di distinguere i contributi di deflusso ma anche i limiti legati alla rappresentazione spaziale della pioggia e alla sensibilità alle condizioni iniziali.

Nel complesso, i risultati confermano che il modello DREAM è in grado di riprodurre in modo realistico la risposta idrologica del bacino della Fiumarella di Corleto, distinguendo correttamente i contributi di deflusso superficiale e sub-superficiale e mantenendo coerenza nel bilancio idrico tra bacino e sottobacino.

Nonostante alcune incertezze residue, soprattutto per eventi brevi e molto intensi, il modello si dimostra uno strumento affidabile per la rappresentazione fisicamente basata dei processi di piena

a scala oraria, nonché un riferimento per la calibrazione e il trasferimento dei parametri idrologici verso bacini non strumentati o scarsamente monitorati.

4.5 Risultati del modello HBV in continuo alla scala oraria

Il modello concettuale HBV è stato applicato in configurazione distribuita e a passo orario al bacino della Fiumarella di Corleto (33,2 km²), con l'obiettivo di simulare le dinamiche idrologiche a scala pluriennale e di evento, in coerenza con le applicazioni precedentemente condotte con il modello DREAM.

A differenza di quest'ultimo, l'HBV è stato implementato in modalità continua sull'intero periodo 2002–2022, consentendo di analizzare la risposta idrologica del bacino in condizioni meteorologiche contrastanti e di valutare la stabilità temporale del bilancio idrico.

Per la calibrazione e la verifica delle prestazioni, il periodo 2003–2012 è stato utilizzato come intervallo di riferimento, in quanto caratterizzato dalla migliore qualità e completezza delle serie pluviometriche e idrometriche disponibili. Il periodo successivo (2013–2022) è stato riservato alla validazione indipendente.

Le simulazioni sono state condotte con parametri distribuiti derivati da caratterizzazioni pedologiche e topografiche del bacino, e successivamente raffinati attraverso un'ottimizzazione manuale del bilancio tra serbatoi superficiali e di base.

Le serie di precipitazione e portata evidenziano una buona coerenza temporale tra deflusso simulato e osservato, con una riproduzione stabile dei principali colmi di piena e delle fasi di recessione. Gli indici globali di performance (NSE = 0.64; KGE = 0.78) indicano un livello di accuratezza soddisfacente e una rappresentazione coerente delle dinamiche idrologiche a scala pluriennale.

Le serie di temperatura e SWE (Snow Water Equivalent), nella Figura 4–, mostrano contributi nivali marginali ma non trascurabili durante gli inverni più freddi (2005–2006, 2011–2012).

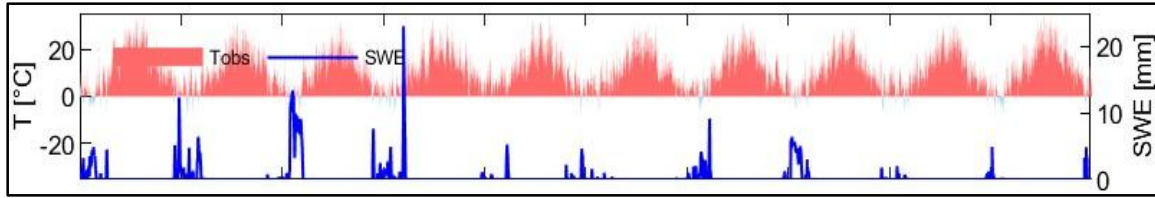


Figura 4-24 Temperatura e Snow Water Equivalent

Mentre il rapporto SM/FC (Soil Moisture / Field Capacity) mette in evidenza (Figura 4-) un ciclo stagionale netto: suoli prossimi alla saturazione in inverno-primavera e deficit marcato nei mesi estivi.

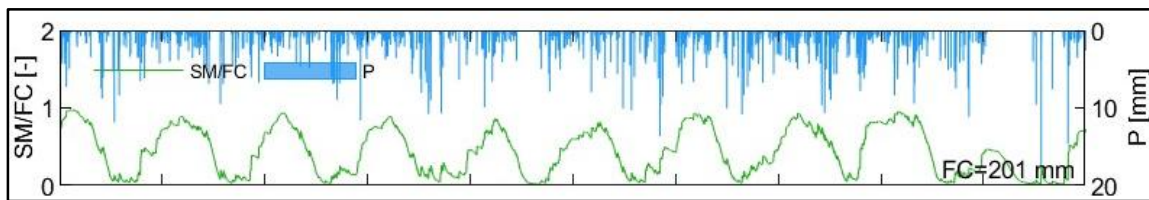


Figura 4-25 Precipitazione e umidità del suolo relativa

Le fasi con $SM/FC > 0,8$ corrispondono alle simulazioni di piena meglio riprodotte, indicando la forte dipendenza del modello dallo stato di umidità antecedente.

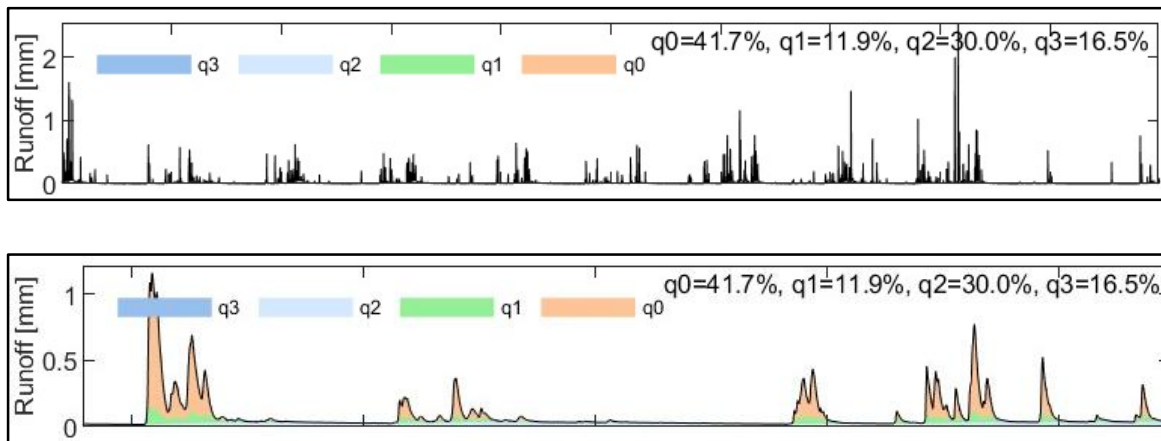


Figura 4-26 Componenti del deflusso con zoom sull'anno 2009

Il modello partiziona il deflusso totale in quattro componenti (q_0 - q_3), come illustrato in Figura 4-26 con una prevalenza dell'interflow ($q_2 = 30\%$), seguito dal runoff superficiale rapido ($q_0 = 41,7\%$) e da un contributo più contenuto del baseflow ($q_3 = 16,5\%$).

Tale distribuzione è coerente con la natura Hortoniana del bacino principale, in cui il deflusso per eccesso di infiltrazione risulta predominante rispetto ai processi Dunniani di saturazione laterale.

La serie temporale, nella Figura 4–, di $Q_{obs}-Q_{sim}$ mostra un buon allineamento dei principali colmi di piena, con una riproduzione accurata della fase di recessione e una leggera sottostima dei picchi più intensi, in particolare durante gli eventi del 2005, 2009 e 2011.

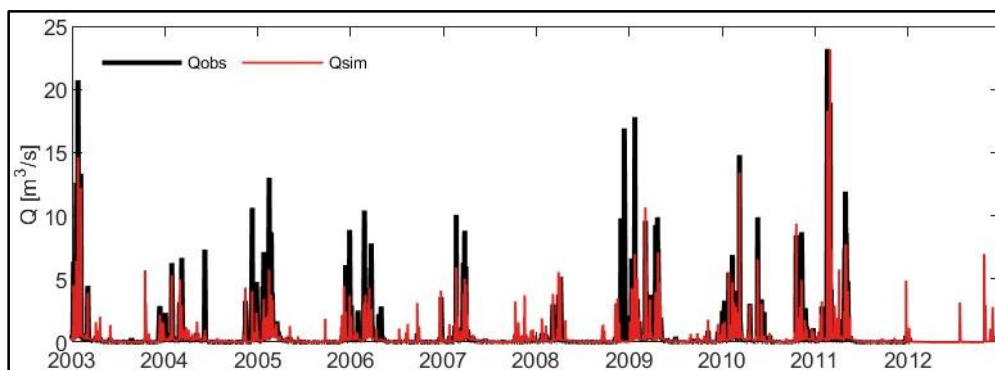


Figura 4–27 Confronto Simulato e Osservato

Il confronto $Q_{obs}-Q_{sim}$ (Figura 4–) evidenzia una buona linearità per portate inferiori a $10 \text{ m}^3/\text{s}$, mentre la dispersione aumenta per i valori di picco, segnalando una tendenza del modello a smorzare gli eventi più concentrati.

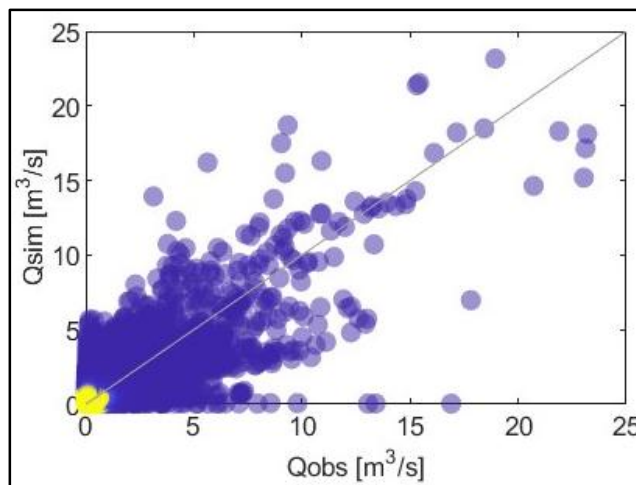


Figura 4–28 Scatter-Plot Osservato-Simulato

A scala annuale, le portate simulate e osservate mostrano una stagionalità ben sincronizzata, con uno scarto medio $\Delta Q \approx +1,6 \%$, leggermente positivo nei mesi invernali, coerente con le fasi di maggiore saturazione del suolo (Figura 4–31).

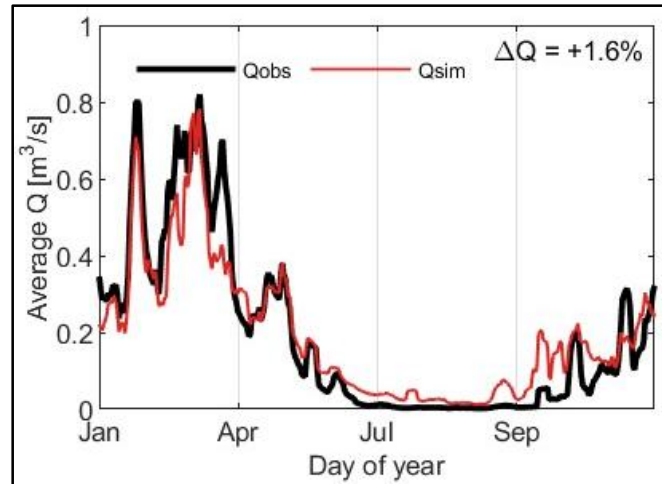


Figura 4-319 Confronto annuale tra simulato e osservato

Nel caso del modello HBV, che opera in modalità continua, gli eventi di piena analizzati sono stati estratti direttamente dalla serie simulata, corrispondenti agli stessi episodi di precipitazione selezionati nel modello DREAM.

Questo approccio garantisce la coerenza temporale e idrologica del confronto, pur consentendo una valutazione indipendente delle prestazioni in termini di tempistica e ampiezza dei colmi.

Il metodo è coerente con recenti studi su bacini di piccole e medie dimensioni (Li et al., 2023; Cinkus et al., 2023), in cui l'analisi in continuo viene utilizzata per valutare la capacità del modello di riprodurre in modo stabile la risposta idrologica evento per evento all'interno di lunghe serie temporali.

Nel complesso, i risultati indicano che l'HBV riproduce in modo soddisfacente la risposta idrologica del bacino sia nelle fasi di magra che durante gli eventi di piena principali, mantenendo coerenza nel bilancio idrico pluriennale e stabilità nei parametri calibrati.

La configurazione adottata costituisce quindi una solida base per l'integrazione con le simulazioni evento-per-evento del modello DREAM e per l'estensione dell'analisi nel dominio delle frequenze con il modello Q_T -DREAM.

Nel complesso, l'HBV fornisce una rappresentazione più smussata ma idrologicamente coerente della risposta di piena, rispetto al DREAM che riproduce in modo più puntuale i picchi di portata a scala di evento.

Le differenze principali derivano dalla diversa struttura concettuale dei modelli:

- il DREAM, distribuito e fisicamente basato, reagisce rapidamente alla saturazione locale e alle variazioni spaziali della pioggia, risultando più efficace per eventi brevi e intensi;
- l'HBV, operando in continuo, integra nel tempo i processi di accumulo e rilascio d'acqua, descrivendo con maggiore stabilità le sequenze di eventi e la variabilità stagionale dell'umidità del suolo.

La complementarità dei due modelli emerge chiaramente: DREAM enfatizza la scala di processo e la risposta impulsiva del bacino, mentre HBV fornisce una visione integrata e a lungo termine dell'equilibrio idrologico. La loro combinazione permette una valutazione più completa del comportamento idrologico del bacino, ponendo le basi per l'estensione del quadro modellistico verso contesti regionali e bacini non strumentati.

4.6 Lettura complementare delle risposte di deflusso simulate e osservate

L'analisi congiunta dei modelli DREAM e HBV, applicati agli stessi eventi di piena, rappresenta l'ultima fase del percorso modellistico sviluppato in questo lavoro.

L'obiettivo non è soltanto valutare la capacità predittiva dei singoli modelli, ma analizzare la coerenza complessiva della rappresentazione idrologica, mettendo in relazione approcci di natura fisica, concettuale e, in prospettiva, probabilistica (Q_T -DREAM).

Le simulazioni preliminari mostrano che, negli eventi di precipitazione diffusa e di durata medio-lunga, entrambi i modelli forniscono risposte coerenti con le osservazioni, seppure con differenze nella forma degli idrogrammi e nella dinamica di recessione.

Il DREAM tende a riprodurre con maggiore precisione la tempistica e l'intensità del colmo, mentre l'HBV mostra una risposta più smussata, ma caratterizzata da una migliore conservazione del bilancio idrico a scala stagionale.

In eventi brevi o intensamente localizzati, l'HBV risulta meno reattivo, mentre il DREAM tende a sovrastimare i picchi, evidenziando la sua sensibilità alle condizioni di saturazione del suolo e alla distribuzione spaziale delle precipitazioni.

Tali differenze non rappresentano una contraddizione, ma riflettono la diversa scala temporale e concettuale dei due modelli e la specifica enfasi sui processi dominanti: infiltrazione e saturazione superficiale nel DREAM, accumulo e rilascio progressivo dell'acqua nel tempo nell'HBV.

Questi risultati sono in linea con quanto riportato in letteratura (Dal Sasso et al., 2025; Cinkus et al., 2023; Li et al., 2023; Beven & Freer, 2001), secondo cui la diversità delle prestazioni tra modelli di differente struttura riflette la scala di rappresentazione dei processi e la propagazione delle incertezze negli input e nei parametri. In particolare, gli studi comparativi su approcci di calibrazione mono- e multi-criterio (Dal Sasso et al., 2025) e le recenti analisi critiche dei criteri di performance (Cinkus et al., 2023) evidenziano come la robustezza delle simulazioni non dipenda esclusivamente dall'efficienza statistica, ma anche dalla capacità del modello di mantenere coerenza fisica rispetto ai processi dominanti.

La coesistenza di schemi modellistici di natura diversa, come nel caso DREAM-HBV, permette di descrivere in modo più realistico la complessità idrologica dei piccoli bacini e di migliorare la trasferibilità dei risultati verso contesti non monitorati.

In prospettiva, l'applicazione coordinata dei modelli DREAM, HBV e Q_T -DREAM consente di delineare un framework modellistico coerente, capace di operare:

- nel dominio del tempo, per la simulazione continua e a scala di evento (HBV e DREAM);
- nel dominio delle frequenze, per la stima di portate e idrogrammi di progetto in bacini non strumentati (Q_T -DREAM);
- a diverse scale spaziali, dal sottobacino sperimentale fino al distretto idrografico lucano.

Questa articolazione tra modelli evidenzia che le differenze nei risultati non devono essere interpretate come errore, bensì come manifestazione della diversità dei processi dominanti che ciascun modello è concepito per rappresentare: dai meccanismi di generazione del deflusso a scala locale, alla risposta integrata di bacino e alla variabilità probabilistica nel dominio delle frequenze.

Il DREAM cattura la risposta rapida e concentrata dei versanti, l'HBV descrive il comportamento integrato del bacino e la memoria idrologica, mentre il Q_T -DREAM estende queste informazioni al dominio probabilistico, consentendo di derivare stime coerenti anche in assenza di osservazioni dirette.

Nel complesso, la combinazione di modelli fisici, concettuali e statistici fornisce una visione multilivello e coerente della risposta idrologica dei piccoli bacini appenninici, in grado di adattarsi sia a domini strumentati sia a contesti privi di monitoraggio.

Questa prospettiva integrata rappresenta il principale risultato metodologico del lavoro, ponendo le basi per futuri sviluppi volti alla regionalizzazione dei parametri, all'integrazione di dati satellitari e radar, e all'applicazione dei modelli in scenari di cambiamento climatico e di uso del suolo.

CAPITOLO 5 CONCLUSIONI

5.1 Sintesi dei risultati principali

Il lavoro ha affrontato la problematica della modellazione idrologica in contesti caratterizzati da limitata disponibilità di dati osservativi, proponendo un approccio integrato capace di operare sia nel dominio del tempo sia nel dominio delle frequenze.

L'obiettivo principale è stato quello di stimare la risposta idrologica dei piccoli bacini lucani, esplorando la possibilità di trasferire le informazioni derivanti da bacini strumentati verso contesti non monitorati, attraverso un framework che unisce coerenza fisica e consistenza statistica.

Su scala regionale, il modello Q_T -DREAM è stato applicato ai principali bacini della Regione Basilicata (Noce, Sinni, Agri, Basento e Bradano), al fine di stimare idrogrammi e portate di progetto per differenti tempi di ritorno.

I risultati hanno mostrato una buona capacità del modello nel riprodurre le distribuzioni di piena osservate, con scarti medi inferiori al 15% rispetto alle portate di picco derivate dalle curve IF/TCIF, confermando la solidità del metodo e la sua trasferibilità in contesti non strumentati. L'analisi regionale ha inoltre evidenziato una prevalenza dei meccanismi Dunniani nei bacini montani e collinari, coerentemente con le condizioni di saturazione più frequenti, e una maggiore incidenza dei processi Hortoniani nei contesti semi-aridi del Bradano.

Su scala locale, il bacino sperimentale della Fiumarella di Corleto (33,2 km²) è stato utilizzato per approfondire i processi idrologici elementari e valutare il comportamento del bacino in condizioni di evento e di simulazione continua. In questo caso sono stati impiegati i modelli DREAM e HBV, entrambi in configurazione distribuita e oraria, per analizzare rispettivamente la risposta di evento e il bilancio idrologico a lungo termine. Pur essendo un bacino strumentato, la Fiumarella è stata intenzionalmente trattata come non strumentata nell'ambito del Q_T -DREAM, così da testare la robustezza del modello e verificare la coerenza delle simulazioni rispetto ai dati osservati.

Nel complesso, il framework modellistico proposto ha dimostrato di poter integrare conoscenza fisica e rappresentazione statistica, fornendo risultati affidabili sia a scala di evento che di frequenza. L'analisi complessiva ha inoltre permesso di individuare i fenomeni dominanti nella risposta idrologica dei piccoli bacini lucani, evidenziando come la combinazione tra suolo, uso del

suolo e intensità pluviometrica determini la transizione tra regimi Hortoniani e Dunniani, con effetti diretti sulla rapidità e l'entità del deflusso generato.

5.2 Considerazioni sul modello Q_T-DREAM

Il Q_T-DREAM rappresenta un'evoluzione concettuale del modello distribuito DREAM, capace di operare nel dominio delle frequenze e di stimare portate di progetto in bacini scarsamente monitorati.

La sua forza risiede nella struttura ibrida, che combina il bilancio idrico distribuito con la teoria delle distribuzioni derivate di piena, mantenendo un numero limitato di parametri e una chiara interpretazione fisica.

I risultati ottenuti confermano la capacità predittiva del modello e la sua coerenza con le distribuzioni teoriche IF e TCIF, evidenziando un comportamento stabile anche in condizioni di input variabili.

La semplicità parametrica basata essenzialmente sullo stato idrico antecedente del suolo (S_0) riduce l'incertezza e ne facilita l'applicazione in bacini non strumentati.

Inoltre, la possibilità di produrre mappe distribuite di runoff amplia l'utilità del modello oltre la pura idrologia, rendendolo uno strumento potenzialmente operativo per la pianificazione territoriale e la gestione del rischio idraulico.

Dal punto di vista concettuale, il Q_T-DREAM rappresenta un avanzamento verso una modellazione modulare e interpretabile, in grado di garantire coerenza tra la formulazione dei processi e la risposta idrologica simulata, riducendo la dipendenza da procedure di calibrazione empirica e migliorando la trasferibilità su base regionale.

5.3 Considerazioni sul confronto modellistico DREAM / HBV

I modelli DREAM e HBV, entrambi implementati in configurazione distribuita e alla scala oraria, sono stati utilizzati per rappresentare la risposta idrologica del bacino della Fiumarella in condizioni e con finalità differenti.

Il primo, di natura fisicamente basata, descrive in modo esplicito i processi elementari di intercettazione, infiltrazione, percolazione ed evapotraspirazione, consentendo una rappresentazione diretta delle dinamiche di evento e delle condizioni di saturazione dei suoli.

Il secondo, di tipo concettuale ma distribuito nello spazio, è stato impiegato per la simulazione continua del bilancio idrologico su periodi pluriennali, permettendo di analizzare la variabilità stagionale e inter-annuale del deflusso e di calibrare la risposta idrologica a scala di bacino.

Sebbene il confronto quantitativo tra i due modelli sia ancora in corso, le analisi preliminari indicano una buona coerenza generale nella ricostruzione della risposta idrologica.

DREAM tende a descrivere con maggiore dettaglio la risposta istantanea agli eventi intensi, risultando più sensibile alle condizioni del suolo e all'uso del suolo; HBV, pur semplificando alcuni processi, riesce a riprodurre efficacemente la dinamica continua del deflusso e l'evoluzione dello stato idrico del bacino.

Il confronto, condotto a parità di dominio spaziale ma con formulazioni e input differenti, ha permesso di evidenziare il ruolo della struttura del modello e della parametrizzazione nella riproduzione del comportamento idrologico.

Non si tratta, dunque, di un vero approccio multi-modello, bensì di un'analisi comparativa volta a valutare la coerenza tra due rappresentazioni concettualmente distinte ma complementari, in grado di descrivere i processi idrologici dominanti su scale temporali differenti.

In particolare, l'utilizzo combinato di simulazioni distribuite in continuo alla scala oraria e di analisi a scala di evento consente una rappresentazione più completa dei meccanismi di generazione del deflusso, migliorando la comprensione delle condizioni che determinano le risposte estreme nei piccoli bacini appenninici.

5.4 Limiti e prospettive future

Nonostante i risultati positivi, il lavoro presenta alcuni limiti. Il principale riguarda la disponibilità e qualità dei dati, che condiziona sia la calibrazione dei modelli che la rappresentatività spaziale delle simulazioni.

Ulteriori fonti di incertezza derivano dalla schematizzazione del suolo e dalla stima dei parametri idraulici tramite funzioni pedotransfer, che, pur garantendo coerenza regionale, introducono semplificazioni inevitabili.

Inoltre, il confronto tra modelli fisici e concettuali è stato finora condotto su un numero limitato di eventi, e andrà approfondito per consolidare le evidenze emerse.

Le prospettive future di sviluppo includono:

- l'integrazione del Q_T-DREAM con moduli di cambiamento d'uso del suolo e scenari climatici, per la valutazione prospettica del rischio;
- l'applicazione del modello a bacini di diversa scala, anche extra-regionali, per verificarne la trasferibilità;
- il confronto sistematico con osservazioni indipendenti (ad es. contenuto idrico del suolo da sensori o satelliti) per migliorare la fase di validazione;
- la piena integrazione operativa dei tre modelli in un'unica piattaforma predittiva, capace di passare in modo dinamico dal dominio del tempo a quello delle frequenze.

In un quadro più ampio, le prospettive delineate si inseriscono nel dibattito internazionale sui problemi ancora aperti dell'idrologia (Blöschl et al., 2019), in particolare riguardo alla rappresentazione fisicamente coerente dei processi, alla riduzione dell'incertezza strutturale e alla previsione nei bacini non monitorati. Le questioni della scalabilità, della regionalizzazione dei parametri e della trasferibilità dei modelli restano centrali per il progresso della modellazione idrologica, e il framework proposto contribuisce a esplorarle su casi studio reali.

Risultati analoghi a quelli ottenuti in questa ricerca trovano riscontro anche in studi internazionali che affrontano la modellazione idrologica di piccoli bacini montani. In particolare, Shakti et al. (2018) mostrano come la corretta rappresentazione dei processi distribuiti, in particolare la variabilità spaziale della precipitazione, la risposta dei versanti e lo stato di saturazione, sia fondamentale per riprodurre l'evoluzione delle piene estreme. Tali evidenze rafforzano l'importanza di approcci modellistici fisicamente fondati e trasferibili, capaci di operare anche in bacini con disponibilità limitata di dati, come quelli tipici dei contesti appenninici. In questa direzione si colloca il framework sviluppato in questa tesi, che integra simulazioni distribuite e formulazioni nel dominio delle frequenze per supportare la valutazione del rischio idraulico nei piccoli bacini mediterranei.

Nel complesso, il lavoro conferma il potenziale dell'approccio sviluppato come strumento per la predizione idrologica in bacini scarsamente monitorati, contribuendo al progresso verso una modellazione più integrata, trasferibile e fisicamente fondata, capace di descrivere in modo coerente la risposta idrologica dei piccoli bacini alla scala di evento e nel dominio delle frequenze di accadimento.

BIBLIOGRAFIA

1. Alfieri, L., Burek, P., Dutra, E., Krzeminski, B., Muraro, D., Thielen, J., & Pappenberger, F. (2013). GloFAS – global ensemble streamflow forecasting and flood early warning. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1161-1175. DOI: 10.5194/hess-17-1161-2013
2. Aung, H. H., Onorati, B., Fiorentino, M., Dal Sasso, S. F., Sileo, B., Pizzolla, T., Manfreda, S., & Margiotta, M. R. Long-Term Evolution and Challenges of Hydrological Observations at the Fiumarella Basin in Southern Italy, EGU General Assembly 2025, Vienna, Austria, 27 Apr-2 May 2025, EGU25-20109, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-20109>, 2025.
3. Bárdossy, A., & Das, T. (2008). Influence of rainfall observation network on model calibration and application. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(1), 77–89. <https://doi.org/10.5194/hess-12-77-2008>
4. Bergström, S. (1992). The HBV-Model: Its Structure and Applications. SMHI Reports RH No. 4, Norrköping.
5. Beven, K. (2006). A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology*, 320(1–2), 18–36. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.007>.
6. Beven, K. J. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer* (2nd Ed.). Wiley-Blackwell. ISBN:978-0470714591
7. Beven, K. J., & Freer, J. (2001). Equifinality, data uncertainty, and likelihood approaches in hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 249(1–4), 11–29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
8. Biondi, D., Claps, P., Cruscomagno, F., De Luca, D.L., Fiorentino, M., Ganora, D., Gioia, A., Iacobellis, V., Laio, F., Manfreda, S., & Versace, P. (2012) Dopo il VAPI: la valutazione delle massime portate al colmo di piena nell’esperienza del POR Calabria, Atti del Convegno di idraulica e Costruzioni Idrauliche - IDRA2012, 9-14 settembre 2012, Brescia.
9. Blöschl, G. (2006). Rainfall-runoff modelling of ungauged catchments. In M. G. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (pp. 2061–2080). John Wiley & Sons. <http://hdl.handle.net/20.500.12708/25475>
10. Blöschl, G., Bierkens, M. F. P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., ... &

- Zhang, Y. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) - A community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64(10), 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
11. Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., et al., (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(6351), 588-590. DOI: 10.1126/science.aan2506
 12. Blöschl, G., & Sivapalan, M. (1995). Scale Issues in Hydrological Modelling: A Review. *Hydrological Processes*, 9(3–4), 251–290.
 13. Carriero, D., Romano, N., & Fiorentino, M., (2004) Una tecnica semplificata per la stima della distribuzione spaziale delle caratteristiche idrologiche del suolo, *Proceedings of “29° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche”*, Trento, Editoriale Bios, ISBN 88-7740-382-9, vol. 3, 723-730, 2004.
 14. Carriero, D., Laguardia, G., & Romano, N., (2005) Analisi dell’influenza delle caratteristiche del suolo sul bilancio idrologico di un bacino, *Proceedings of “8° Convegno Nazionale di Ingegneria Agraria”*, Catania, Editore GeoGrafica-Catania, ISBN 88-901860-0-3, 2005
 15. Cinkus, G., Mazzilli, N., Jourde, H., Wunsch, A., Liesch, T., Ravbar, N., Chen, Z., & Goldscheider, N. (2023) When best is the enemy of good – critical evaluation of performance criteria in hydrological models, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 27, 2397–2411, <https://doi.org/10.5194/hess-27-2397-2023>, 2023.
 16. Clark, M. P., Kavetski, D., & Fenicia, F. (2011). Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(9), W09301. DOI: 10.1029/2010WR009827.
 17. Claps P., Fiorentino M., & Iacobellis, V., (2000) Alcuni effetti del clima e della geologia sulla frequenza delle piene, *Atti del XXVII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Volume II, pp. 189-196, Genova, 12 - 15 settembre 2000.
 18. Claps, P., & Sileo C., (2001) Caratteri termometrici dell’Italia Meridionale, *L’Acqua*, 5, pp 23-31, 2001.
 19. Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. & Ginn, T.R., (1984) A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils, *Water Resour. Res.*, 20(6), 682-690, 1984.

20. Dal Sasso S.F., Margiotta M.R., Onorati B., Sileo B., Pizarro A., Manfreda S., Ermini R., & Fiorentino M. (2023). Twenty years of hydrological observations at Fiumarella of Corleto basin: experimental data, analysis and modeling. 8th EGU Galileo Conference. Naples (Italy), 12–15 June 2023.
21. Dal Sasso S.F., Pizarro A., Onorati B., Margiotta M.R., Zeng Y., Su Z., Manfreda S., & Fiorentino M. (2025). Assessing the Performance of Single and Multi-Criteria Calibration Approaches for Hydrological Modelling: A Comparative Analysis. *Hydrological Sciences Journal*, October. doi:10.1080/02626667.2025.2579162.
22. De Smedt, F. Yongbo, L., & Gebremeskel S. (2000). Hydrologic modelling on a catchment scale using GIS and remote sensed land formation. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 45, 1-10.
23. Deardorff, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, 82, 1889-1903, 1978.
24. Dickinson R.E. Modeling Evapotranspiration for Three-Dimensional Global Climate Models. *Climate Processes and Climate Sensitivity Climate Processes and Climate Sensitivity*, Volume 29, 1984.
25. Dunne T. (1978) Field studies of hillslope flow processes: In Kirkby, M. J. ed., *Hillslope Hydrology*, Wiley & Sons, Chichester, 227-293.
26. Dunne T. (1991) Stochastic aspects of the relations between climate, hydrology and landform evolution. *Trans Jpn Geomorphol Union* 12(1):1–24.
27. Eagleson, P. S. (1978). Climate, soil, and vegetation: 2. The distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences. *Water Resources Research*, 14(5), 713–721. <https://doi.org/10.1029/WR014i005p00713>.
28. Fiorentino, M. & Iacobellis V. (2001), New insights about the climatic and geologic control on the probability distribution of floods. *Water Resources Research*, 37(3), 721-730, DOI: 10.1029/2000WR900315.
29. Fiorentino, M., Manfreda, S., Margiotta, M. R., & Onorati, B. (2010). Risultati delle indagini sperimentali condotte sul bacino “Fiumarella di Corleto”. Università degli Studi della Basilicata.

30. Forchheimer, P. (1930). *Hydraulik* (3^a ed.). Leipzig und Berlin: Verlag und Druck von B.G. Teubner.
31. Gnann, S.J., Coxon, G., Woods, R.A., Howden, N.J., & McMillan, H.K., (2021). TOSSH: A Toolbox for 551 Streamflow Signatures in Hydrology. *Environ. Model. Softw.* 138, 104983.
32. Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91.
33. Horton, R.E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, 275-370.
34. Iacobellis V., Claps P., & Fiorentino M. (2002). Climatic control on the variability of flood distribution. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(2), 229–237. ISSN 1027-5606.
35. Iacobellis V. & Fiorentino M. (2000), Derived distribution of floods based on the concept of partial area coverage with a climatic appeal. *Water Resources Research*, 36(2), 469–482, DOI: 10.1029/1999WR900287.
36. Iacobellis, V., Gioia, A., Manfreda, S., & Fiorentino, M. (2011): Flood quantiles estimation based on theoretically derived distributions: regional analysis in Southern Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 673–695, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-673-2011>.
37. IPCC (2021). *Sixth Assessment Report: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. DOI: 10.1017/9781009157896.
38. Larcher, W. *Physiological Plant Ecology*. Springer Verlag, New York, 1975.
39. Li, J., Chen, Y., Zhu, Y., & Liu, J. (2023). Study of Flood Simulation in Small and Medium-Sized Basins Based on the Liuxihe Model. *Sustainability* 2023, 15, 11225. <https://doi.org/10.3390/su151411225>.
40. Lindström G., Johansson B., Persson M., Gardelin M., & Bergström S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(1–4), 272–288.
41. Liu, Y. B., & De Smedt, F. (2004). *WetSpa extension, A GIS-based Hydrological Model for flood prediction and water management, documentation and user manual*. Department of

Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel.

42. Manfreda S., M. Fiorentino, & V. Iacobellis. (2005). DREAM: A distributed model for runoff, evapotranspiration, and antecedent soil moisture simulation. *Advances in Geosciences*. 2. 10.5194/adgeo-2-31-2005.
43. Mesto, F., Gioia, A., Bonelli, R., Ciccone, M., Dal Sasso, S., Giuzio, L., Lombardo, M., Manfreda, S., Margiotta, M. R., Sileo, B., Perrini, P., Totaro, V., Iacobellis, V., Fiorentino, M., & Corbelli, V.: On the Use of the Distributed Hydrological Model Q_T -DREAM to Reproduce the Frequency Distribution of Observed Flood Peaks in Puglia and Basilicata (Southern Italy), EGU General Assembly 2025, Vienna, Austria, 27 Apr–2 May 2025, EGU25-18066, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-18066>, 2025.
44. Milella P., Bisantino T., Gentile F., Iacobellis V., & Trisorio Liuzzi G, (2012) Diagnostic analysis of distributed input and parameter datasets in Mediterranean basin streamflow modeling. *Journal of Hydrology*, vol.472-473, p.262-276, ISSN: 0022-1694, doi: [dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.039](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.039).
45. Onorati, B., Osservazioni di campo sperimentali finalizzate alla definizione di metodologie idrologiche per bacini non strumentati, 2008.
46. Onorati, B., Margiotta, M.R., Sileo, B., & Dal Sasso, S.F., Aggiornamento sulle attività di monitoraggio e di studio del comportamento idrologico del bacino “Fiumarella di Corleto”. XXXVII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche Reggio Calabria, Settembre 2022.
47. Onorati, B., Margiotta, M. R., Carriero, D., Manfreda, S., & Fiorentino, M. (2009). Experimental evidence on runoff generation mechanisms. In: *Proceedings of the AMHY–FRIEND International Workshop on Hydrological Extremes*, Cosenza, Italy, 6–8 June 2007, pp. 47–54.
48. Pagliaro, S., Renda, P., Tavarnelli, E., Tramutoli, M., con il contributo di Parente, M. (2010). Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 490 Stigliano. Servizio Geologico d’Italia – ISPRA, Progetto CARG, 131 pp.
49. Parajka R. (2019) Regional Water Balance Modelling. Vorlesung Ingenieurhydrologie 2. Technische Universität Wien. Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, 2019.

50. Parajka, R., Merz, Blöschl, G. (2007) Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: case study in 320 Austrian catchments. In: *Hydrol. Process.* 21 (4), S. 435–446. DOI: 10.1002/hyp.6253.
51. Perrini, P., Cea, L., Chiaravalloti, F., Gabriele, S., Manfreda, S., Fiorentino, M., et al. (2024). A runoff-on-grid approach to embed hydrological processes in shallow water models. *Water Resources Research*, 60, e2023WR036421. <https://doi.org/10.1029/2023WR036421>.
52. Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1079–1084.
53. Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, Nicolas, & Andréassian, Vazken. (2012). A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *Journal of Hydrology*, 420–421, 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.055>
54. Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., & Saxton, K.E. (1982). Estimation of soil water properties, *Trans. ASAE* 108, 1316-1320, 1982.
55. Rigon, R., Bertoldi, G., & Over, T.M. (2002). GEOTOP: un modello del ciclo idrologico, Proceedings of “28° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche”, Potenza, Vol.1, pp 303-312, 2002.
56. Rogger, M., Kohl, B., Pirkl, H., Viglione, A., Komma, J., Kirnbauer, R., Merz, R., & Blöschl, G. (2012). Runoff models and flood frequency statistics for design flood estimation in Austria- Do they tell a consistent story? *Journal of Hydrology*, 456-457, 30-43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.068>.
57. Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. & Papendick, R.I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture, *Soil Science Society of America Journal*, 50(3), 1031-1036
58. Seibert, J. (1999). Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall–runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98–99, 279–293. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00105-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00105-7).
59. Seibert, J. & Vis, M. J. P. (2012). Teaching hydrological modelling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3315–3325. DOI:10.5194/hess-16-3315-2012.

60. Seibert, J., Vis, M. J. P., Lewis, E., & van Meerveld, H. J. (2018). Upper and lower benchmarks in hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 32(8), 1120–1125. <https://doi.org/10.1002/hyp.11476>.
61. Seibert, J. & McDonnell, J. J. (2010). Land-cover impacts on streamflow: a change-detection modelling approach that incorporates parameter uncertainty. *Hydrol. Sci. J.* 55(3), 316–332.
62. Sellami, H., Benabdallah, S., La Jeunesse, I., & Vanclooster, M. (2015). Quantifying hydrological responses of small Mediterranean catchments under climate change projections. *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.006>
63. Shakti, P. C., Nakatani, T., & Misumi, R. (2018). Hydrological simulation of small river basins in northern Kyushu, Japan, during the extreme rainfall event of July 5–6, 2017. *Journal of Disaster Research*, 13(2), 396–407. <https://doi.org/10.20965/jdr.2018.p0396>.
64. Sileo, B., Dal Sasso, S. F., Onorati, B., Margiotta, M. R., Gioia, A., Iacobellis, V., & Fiorentino, M.: Advancing hydrological modeling in small watersheds: the fiumarella case study (southern Italy), EGU General Assembly 2025, Vienna, Austria, 27 Apr–2 May 2025, EGU25-19368, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-19368>, 2025.
65. Sikorska-Senoner A.E. (2021). Delineating modelling uncertainty in river flow indicators with representative parameter sets, *Advances in Water Resources*, 156, 104024.
66. Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S. W., Gupta, V. K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J. J., Mendiondo, E. M., O’Connell, P. E., Oki, T., Pomeroy, J. W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S. & Zehe, E. (2003). IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6), 857-880. DOI:10.1623/hysj.48.6.857.51421.
67. Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117–1142.
68. Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M. H., & de Roo, A. (2009). The European Flood Alert System – Part 1: Concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), 125-140. DOI: 10.5194/hess-13-125-2009.
69. Thornthwaite, C.W., (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 680 38(1), 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>.

70. Ufficio federale dell'ambiente (UFAM) (2018). Carta dei pericoli del ruscellamento superficiale – Riassunto. Versione 1.0, Berna, 1–5 pp.
71. University of Basilicata. (2025). Progetto NODES: SUMMER-D11 - Model of a Hydrological Response. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.15746118>.
72. Van Kempen, G., van der Wiel, K., & Melsen, L. A., (2021). The impact of hydrological model structure on the simulation of extreme runoff events, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 21, 961–976, <https://doi.org/10.5194/nhess-21-961-2021>, 2021.
73. Va.Pi. Nazionale (2001). Valutazione delle Piene in Italia – Progetto GNDCI/CNR.
74. Viparelli, M., Sullo stramazzo Thomson, Estratto da Atti Fondazione Politecnica del Mezzogiorno, Vol. III, Napoli, 1947.
75. Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. & Darius, P. (1989). Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content, *Soil Sci.*, 148, 389-403.
76. Vereecken, H., Maes, J. & Feyen, J. (1990). Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties, *Soil Sci.*, 149, 1-12.
77. Wagener, T., Wheater, H. S. & Gupta, H. V. (Eds.) (2004). *Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments*. London: Imperial College Press/World Scientific.
78. Wosten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A. & Le Bas, C. (1999) Development and use of a database of hydraulic properties of European soils, *Geoderma*, 90, 169-185.

APPENDICE A

A.1 Dati utilizzati

La ricostruzione delle serie orarie di temperatura è stata effettuata integrando dati osservati presso la stazione meteorologica locale con informazioni provenienti da dataset climatici raster a scala giornaliera. I dati di temperatura minima e massima giornaliera sono stati acquisiti dal portale ISPRA, che mette a disposizione dataset climatici sotto forma di mappe raster georeferenziate di temperatura minima e massima. Tali mappe rappresentano la distribuzione spaziale della temperatura e sono disponibili come layer cartografici elaborabili tramite software GIS. Le mappe raster sono state gestite e preprocessate attraverso il software QGIS. Mediante l'integrazione con uno script sviluppato in linguaggio R, i raster giornalieri di temperatura sono stati elaborati eseguendo le seguenti operazioni:

- riproiezione nel sistema di riferimento spaziale utilizzato per il bacino di studio;
- ritaglio dell'estensione spaziale sull'area del bacino idrografico;
- estrazione dei valori di temperatura in corrispondenza della posizione della stazione meteorologica.

Questa procedura ha consentito di ottenere una serie temporale giornaliera di temperatura minima e massima derivata dal dataset raster in corrispondenza della stazione di misura.

Parallelamente sono state utilizzate le osservazioni di temperatura registrate dalla stazione meteorologica con risoluzione temporale oraria, che costituiscono il riferimento per la ricostruzione della variabilità intra-giornaliera della temperatura.

A.2 Correzione statistica

Per garantire la coerenza tra i dati derivati dal dataset raster e quelli osservati presso la stazione meteorologica, è stata effettuata una correzione statistica mediante regressione lineare. La regressione è stata stimata considerando esclusivamente i giorni per i quali la serie osservata risultava completa a scala giornaliera. Sono state quindi determinate due relazioni di regressione distinte:

- una per la temperatura minima giornaliera;
- una per la temperatura massima giornaliera.

nella forma:

$$T_{obs} = a + b \cdot T_{sat} \quad (A-1)$$

dove:

- T_{obs} rappresenta la temperatura osservata alla stazione meteorologica;
- a e b sono i parametri della regressione;
- T_{sat} rappresenta la temperatura derivata dal dataset raster.

Le relazioni ottenute sono state utilizzate per correggere i valori derivati dal dataset raster e per stimare le temperature minime e massime nei giorni caratterizzati da lacune nelle osservazioni strumentali, consentendo la ricostruzione di una serie giornaliera completa delle temperature estreme.

A.3 Ricostruzione del ciclo diurno della temperatura

La ricostruzione della variabilità intra-giornaliera della temperatura è stata effettuata analizzando il ciclo diurno osservato nelle serie orarie registrate dalla stazione meteorologica.

Le osservazioni orarie sono state organizzate in vettori giornalieri di 24 valori, rappresentativi dell'andamento della temperatura nelle diverse ore della giornata. Per ciascun giorno il profilo termico è stato successivamente normalizzato, associando il valore minimo giornaliero a 0 e il valore massimo a 1 secondo la relazione:

$$T_{norm}(t) = \frac{T(t) - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \quad (A-2)$$

Dove:

- $T(t)$ rappresenta la temperatura osservata all'ora t ;
- T_{min} è la temperatura minima giornaliera;
- T_{max} è la temperatura massima giornaliera.

I profili giornalieri normalizzati sono stati successivamente aggregati su base stagionale, ottenendo quattro profili medi di temperatura normalizzata, uno per ciascuna stagione. Ciascun profilo stagionale è composto da 24 valori orari compresi tra 0 e 1 e rappresenta la forma media del ciclo diurno della temperatura nelle diverse condizioni climatiche dell'anno. La temperatura oraria è

stata quindi ricostruita combinando i valori giornalieri di temperatura minima e massima con il profilo stagionale normalizzato secondo la relazione:

$$T(t) = T_{min} + P_{stag}(t) \cdot (T_{max} - T_{min}) \quad (A-3)$$

Dove $P_{stag}(t)$ rappresenta il valore del profilo stagionale normalizzato all'ora t .

In questo modo il profilo stagionale definisce la forma del ciclo diurno della temperatura, mentre l'escursione termica giornaliera $T_{max} - T_{min}$ ne determina l'ampiezza.

A.4 Verifica della ricostruzione

La serie oraria ricostruita è stata sottoposta a verifiche di coerenza confrontando i profili giornalieri ricostruiti con le osservazioni disponibili nei periodi in cui la serie strumentale risultava completa.

Il confronto ha evidenziato una buona capacità della procedura di ricostruzione di rappresentare la variabilità intra-giornaliera della temperatura e di mantenere la coerenza con i valori giornalieri di temperatura minima e massima. La serie risultante è stata quindi utilizzata come input meteorologico nei modelli idrologici applicati nel presente lavoro.