

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Corso di laurea magistrale in Scienze Forestali e Ambientali

TESI DI LAUREA

**Modellazione idrologica di piena per piccoli e medi bacini
montani: applicazione all'evento Vaia**

Relatore:

Prof. Marco Borga

Correlatore:

Dott. Mattia Zaramella

Laureando:

Enrico Caeran

Matricola n.:

1159929

ANNO ACCADEMICO 2018/2019

Ai miei genitori

INDICE

RIASSUNTO.....	9
ABSTRACT.....	11
OBIETTIVI.....	13
1. INTRODUZIONE.....	14
1.1 Processi di generazione di deflusso in bacini montani	14
1.2 Eventi meteorologici estremi.....	18
1.3 Stato dell'arte.....	18
1.4 L'evento VAIA.....	22
2. AREE DI STUDIO	29
2.1 Inquadramento geografico	29
2.2 Caratteristiche morfometriche dei bacini.....	36
2.3 Inquadramento climatico.....	39
2.4 Uso del suolo.....	42
2.5 Substrato geologico	44
3. MATERIALI E METODI	48
3.1 Dati di precipitazione	48
3.2 Dati di portata	51
3.3 Modello idrologico afflussi-deflussi	54
3.4 Soil Conservation Service - Curve Number	55
3.4.1 Calcolo del deflusso superficiale	55
3.4.2 Calcolo del deflusso sottosuperficiale.....	58
3.5 Probability Distributed Model (PDM)	60
3.6 Propagazione del deflusso lungo il reticolo idrografico.....	63
4. APPLICAZIONE DEL MODELLO	66
4.1 Analisi di sensitività.....	66
4.2 Calibrazione del modello.....	84
4.3 Risultati delle simulazioni.....	86
5. CONCLUSIONI	99
BIBLIOGRAFIA.....	102

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1.1: Processi coinvolti nella formazione di deflusso (Tarboton, 2003)	14
Figura 1.2: Componenti del deflusso	15
Figura 1.3: Direzione dei venti durante l'evento VAIA (Cavaleri et al., 2019).....	24
Figura 1.4: Crollo di un edificio causato dalla piena del torrente Cordevole a Ponte Mas a Sedico (BL), a sinistra. Straripamento del fiume Piave a Ponte di Piave (TV), a destra (Fonte: Vigili del Fuoco).....	24
Figura 1.5: Precipitazioni cumulate giornaliere cadute sul Veneto tra il 27 e il 30 ottobre 2018	26
Figura 1.6: Onda di piena del fiume Piave nel corso dell'evento VAIA (Protezione civile - Regione del Veneto, 2018).....	28
Figura 2.1: Localizzazione delle aree di studio	29
Figura 2.2: Inquadramento dei bacini nelle regioni di Veneto e Trentino-Alto Adige	30
Figura 2.3: Particolare della corografia del bacino del Piave	30
Figura 2.4: Distribuzione delle quote nel bacino del Cordevole.	31
Figura 2.5: Distribuzione delle quote nel bacino del Pettorina.....	33
Figura 2.6: Distribuzione delle quote nei bacini del Liera e del Tegnas.....	34
Figura 2.7: Lago de La Stua e diga in lontananza	35
Figura 2.8: Distribuzione delle quote nel bacino di La Stua	36
Figura 2.9: Distribuzione delle pendenze.....	37
Figura 2.10: Distribuzione delle esposizioni	38
Figura 2.11: Temperature medie mensili registrate tra il 1994 e il 2018.....	40
Figura 2.12: Precipitazioni medie mensile registrate tra il 1994 e il 2018.....	41
Figura 2.13: Percentuali di uso del suolo nei bacini di La Stua e del Cordevole	43
Figura 2.14: Permeabilità del suolo.....	46
Figura 3.1: Individuazione delle stazioni pluviometriche nelle aree di studio.....	49
Figura 3.2: Idrogramma ricostruito dal bilancio del serbatoio (Fonte: ENEL).....	52
Figura 3.3: Esempio di traccia lasciata da una piena sulla vegetazione.....	53
Figura 3.4: Struttura semplificata del modello PDM (Cabus, 2008).....	61
Figura 3.5: Calcolo della direzione di deflusso e dell'area contribuyente (Esri, 2019)	64
Figura 4.1: Sensibilità del modello al parametro A_s	67
Figura 4.2: Sensibilità del modello al parametro V_c	67
Figura 4.3: Sensibilità del modello al parametro V_h	68

Figura 4.4: Sensibilità del modello al parametro I_a	69
Figura 4.5: Sensibilità del modello al parametro CN.....	70
Figura 4.6: Sensibilità del modello al parametro AMC.....	71
Figura 4.7: Sensibilità del modello al parametro k_1	72
Figura 4.8: Sensibilità del modello al parametro k_2	73
Figura 4.9: Sensibilità del modello al parametro W.....	74
Figura 4.10: Sensibilità del modello al parametro A_s	75
Figura 4.11: Sensibilità del modello al parametro V_h	76
Figura 4.12: Sensibilità del modello al parametro S_o	77
Figura 4.13: Sensibilità del modello al parametro C_{max}	78
Figura 4.14: Sensibilità del modello al parametro be	79
Figura 4.15: Sensibilità del modello al parametro S_{min}	80
Figura 4.16: Sensibilità del modello al parametro kg	81
Figura 4.17: Sensibilità del modello al parametro bg	82
Figura 4.18: Sensibilità del modello al parametro kgw	83
Figura 4.19: Sensibilità del modello al parametro SGW_0	84
Figura 4.20: Simulazione con il metodo del CN applicato al bacino de La Stua.....	87
Figura 4.21: Simulazione con il metodo del PDM applicato al bacino de La Stua	87
Figura 4.22: Confronto fra le simulazioni eseguite con i due metodi	88
Figura 4.23: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Cordevole.....	93
Figura 4.24: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Pettorina	94
Figura 4.25: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Liera	94
Figura 4.26: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Tegnass.....	95
Figura 4.27: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Cordevole	97
Figura 4.28 Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Pettorina.....	97
Figura 4.29: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Liera	98
Figura 4.30: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Tegnass	98

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 1: Caratteristiche morfometriche delle aree di studio	36
Tabella 2: Valori di precipitazione interpolati nel periodo 27-30 ottobre 2018	50
Tabella 3: Valori stimati dei picchi di piena e portate unitarie al colmo	54
Tabella 4: Elenco dei parametri di input del modello idrologico KLEM (Borga, 2012)	59
Tabella 5: Set di parametri impiegati per il bacino de La Stua	85
Tabella 6: Parametri utilizzati nei quattro bacini	86
Tabella 7: Indici di efficienza valutati sul bacino de La Stua	91
Tabella 8: Criteri valutativi proposti da Moriasi et al. degli indici E e PBIAS.....	92
Tabella 9: Coefficiente di deflusso di ciascun bacino	96

RIASSUNTO

L'applicazione di modelli di trasformazione afflussi-deflussi presenta un grande vantaggio in quanto permette di ottenere stime dei deflussi conoscendo le misure di precipitazione cadute in un bacino, dati questi ultimi che sono più diffusi rispetto alle misure dirette di deflusso.

In questo lavoro di tesi l'obiettivo principale è l'analisi di sensitività del modello idrologico utilizzato. L'obiettivo secondario è invece l'applicazione del modello idrologico ai casi di studio. Il presente studio applica infatti un modello di trasformazione afflussi-deflussi per analizzare il comportamento idrologico di cinque bacini montani di medie e piccole dimensioni, facenti parte del bacino del fiume Piave. I bacini idrografici in questione sono il bacino de La Stua, il bacino del Cordevole chiuso a Renaz, il bacino del Pettorina, il bacino del Liera e il bacino del Tegnas. Il modello di trasformazione afflussi-deflussi KLEM è stato applicato ai cinque bacini con due versioni differenti del modello: una versione rappresenta un'estensione del metodo SCS (*Soil Conservation Service*), l'altra applica il modello PDM (*Probability Distributed Model*). In questo lavoro di tesi la modellazione idrologica è applicata alla piena estrema causata dall'evento temporalesco eccezionale, noto come VAIA, che ha colpito specialmente l'Italia nord-orientale fra il 27 e il 30 ottobre 2018. In modo particolare le aree pedemontane e montane del Veneto sono state interessate da intense precipitazioni, superando localmente nel bellunese i 500 mm. Ciò ha provocato esondazioni, frane e danni ingenti a infrastrutture e abitazioni. L'evento temporalesco è stato caratterizzato dalla suddivisione in due eventi piovosi distinti, intervallati da una breve pausa, e da condizioni di umidità antecedente generalmente secche.

I parametri del modello idrologico sono stati calibrati sull'evento con lo scopo di ottenere valori di picco simulati simili a quelli osservati. Il lavoro di calibrazione viene eseguito per individuare un valore ideale dei parametri in input. La calibrazione del modello applicato al bacino de La Stua si è basata sulle misure dirette di portata registrate alla sezione di chiusura del bacino. Gli idrogrammi di piena simulati e osservati sono stati confrontati per valutare l'efficienza delle simulazioni e per comparare le due versioni del modello idrologico. Per gli altri bacini, invece, i risultati delle simulazioni

sono stati confrontati con i dati raccolti durante i rilievi post-evento, che hanno fornito una stima dei picchi di piena.

La modellazione applicata all'evento VAIA ha fornito risultati soddisfacenti; per il bacino de La Stua, su cui sono stati calibrati i modelli, è stato possibile confrontare l'idrogramma simulato con la propagazione della piena osservata nel corso di tutto l'evento. Le portate simulate si avvicinano alle portate osservate nella sezione di chiusura del bacino: si valutano positivamente soprattutto i picchi di piena, sia in termini di tempo sia in termini di valore di portata. Il confronto tra gli idrogrammi simulati con i due modelli ha messo in evidenza come il modello PDM descriva in maniera più consistente il processo di formazione del deflusso nella fase iniziale dell'idrogramma. L'applicazione del modello per gli altri quattro bacini ha dato risultati positivi, fornendo valori al picco che si avvicinano a quelli ottenuti tramite i rilievi post-evento.

ABSTRACT

Rainfall-runoff modelling has the great advantage of allowing estimates of discharge with the availability of rainfall amount recorded by rain gauges in a catchment. In fact, these data are more widespread than direct runoff measures.

The main objective of the thesis work concerns the sensitivity analysis of the hydrological model applied in this work. The secondary purpose is the application of the model to the case studies. In fact, the present study applies a rainfall-runoff model to analyze the hydrological behavior of small-medium size mountain catchments, located in the Piave River basin (Italian Dolomites, Eastern Alps). The study area includes five catchments: La Stua catchment, Cordevole catchment at Renaz, Pettorina catchment, Liera catchment and Tegas catchment. KLEM model has been applied to the five catchments using two different versions of the model: the first version represents an extension of *SCS-Curve Number* procedure, the second version applies the PDM (*Probability Distributed Model*) model. In this thesis work flood modelling is applied to a flash flood, generated by a severe storm event, known as VAIA, that affected especially North-eastern Italy at the end of October 2018. In particular, the foothill and the mountain of Veneto region had been affected by heavy rains exceeding 500 mm in some areas of the province of Belluno. The extreme event caused flooding, landslide and a great amount of property and infrastructure damage. The storm was characterized by two different rainy events, with the second one that occurred after a short break, and by an initial dry condition of the soil.

The parameters of the hydrological model are calibrated for the event occurred in 2018, trying to reduce the difference between the simulated peak values and observed ones. The calibration work is performed with the aim of identifying an ideal value for all the input parameters. The KLEM model for La Stua catchment is calibrated over direct observations recorded for the whole event. Then simulated and observed flood hydrographs generated by La Stua basin are compared in order to evaluate the efficiency of simulations. For the other basins the results of the simulations are compared with data collected in the post-flood surveys, which have provided estimates of peak discharge.

The application of flood modelling to the VAIA event has provided satisfactory results; Considering La Stua catchment, simulated discharge doesn't differ so much from real data flow. In particular, the peak flow is well reproduced, both in terms of time and in terms of discharge value. The comparison between the simulated discharges of the two models shows that PDM model produces more runoff than SCS-CN model in the first phase of the event. The application of the model to the other catchments shows that the simulated peaks are closed to the peaks flow at the basin outlet obtained through post-event surveys by using indirect methods.

OBIETTIVI

L'obiettivo principale del presente studio è l'analisi di sensitività, ovvero la comprensione della risposta idrologica nel bacino de La Stua al variare di ciascun parametro utilizzato nelle due versioni del modello idrologico. Ciò consente di individuare i parametri che influenzano maggiormente i risultati delle simulazioni. Un altro obiettivo primario è il confronto tra le due versioni del modello idrologico, in modo da mettere in luce le principali differenze tra i risultati ottenuti con i due metodi. Un obiettivo secondario è invece l'applicazione dei due modelli ai casi di studio.

1. INTRODUZIONE

1.1 Processi di generazione di deflusso in bacini montani

La risposta idrologica di un bacino idrografico è il risultato di due processi differenti: da una parte la generazione del deflusso superficiale e dall'altra il successivo trasporto del deflusso fino alla sezione di chiusura del bacino. In particolare, uno dei principali problemi in campo idrologico è quello di determinare i deflussi, che originati dalle precipitazioni, raggiungono la sezione del corso d'acqua dove si è chiuso il bacino idrografico (Ferro, 2006). La conoscenza dei meccanismi di trasformazione degli afflussi meteorici in deflussi è fondamentale in quanto permette di ottenere stime di deflussi a partire dai dati registrati di precipitazione.

Il deflusso costituisce quindi il volume d'acqua che, in seguito ad un evento di precipitazione, percorre il reticolo idrografico e giunge alla sezione di chiusura del bacino. La precipitazione può verificarsi sotto forma di pioggia o neve a seconda della temperatura atmosferica. I processi fisici che governano il ciclo idrologico sono rappresentati in Figura 1.1.

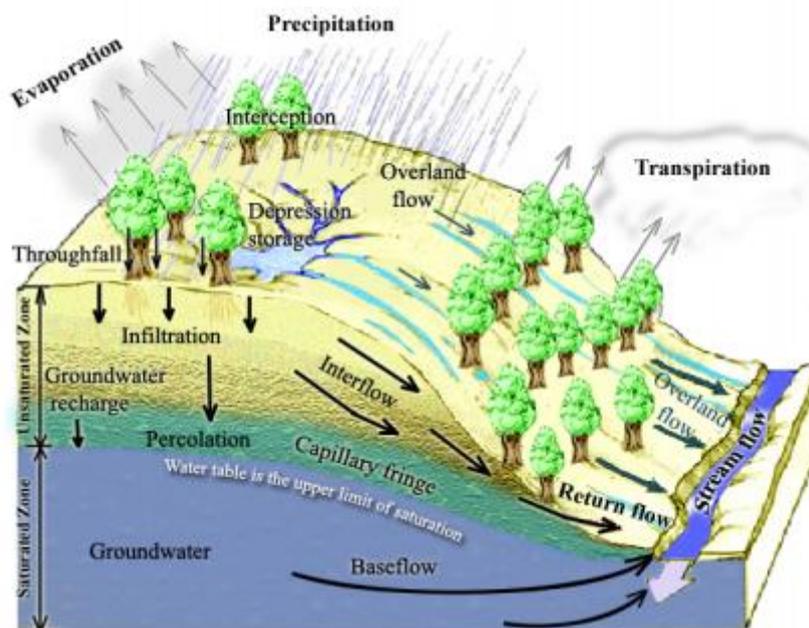


Figura 1.1: Processi coinvolti nella formazione di deflusso (Tarboton, 2003)

Si può osservare come il bosco interagisca con i meccanismi che regolano il ciclo idrologico e di conseguenza regoli i deflussi attraverso processi che riguardano l'intercettazione della pioggia da parte dell'apparato fogliare, l'infiltrazione nel suolo e l'evapotraspirazione che coinvolge allo stesso tempo suolo e soprassuolo forestale (Iovino et al., 2009). Durante un evento di precipitazione una parte dell'acqua proveniente dall'atmosfera cade direttamente sul suolo, mentre una parte viene intercettata dalle foglie e dai rami della vegetazione; questa porzione in parte evapora, mentre la rimanente parte raggiunge il suolo, cadendo dall'apparato fogliare o scorrendo lungo i rami e il fusto delle piante. Inoltre, con il processo di fotosintesi una certa quantità d'acqua viene restituita all'atmosfera sotto forma di vapore acqueo attraverso la traspirazione che avviene a livello radicale. Anche il suolo contribuisce al fenomeno dell'evaporazione.

Le acque di precipitazione che giungono al terreno, direttamente o indirettamente, alimentano i corsi d'acqua mediante diverse tipologie di deflusso, ovvero: deflusso superficiale, sottosuperficiale e profondo. Questi contributi al deflusso sono raffigurati in Figura 1.2, dove P indica il volume di afflusso meteorico, Q_p il deflusso diretto, Q_o il deflusso superficiale, Q_t il deflusso sottosuperficiale e infine Q_g il deflusso profondo.

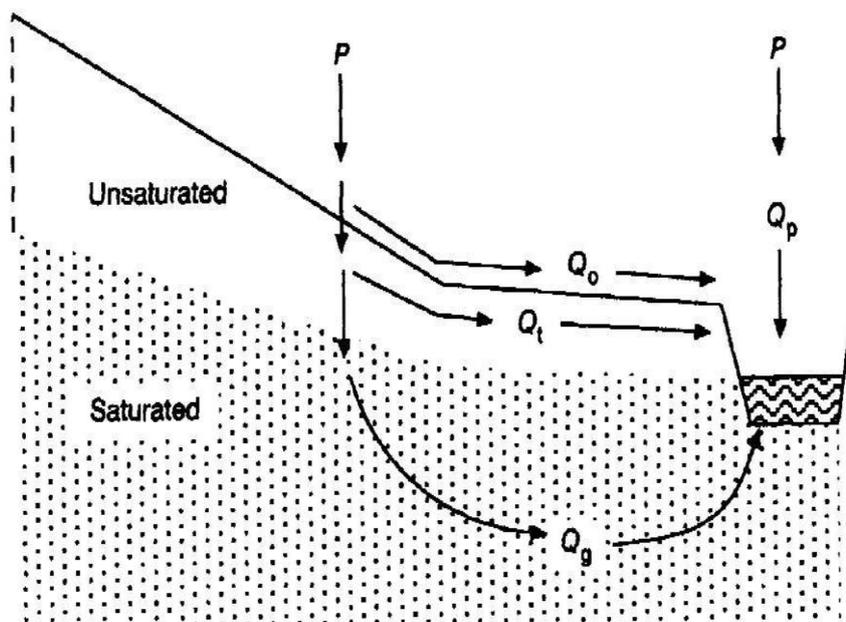


Figura 1.2: Componenti del deflusso

Il deflusso superficiale è costituito dall'acqua che raggiunge il terreno e, senza infiltrarsi, scorre superficialmente sui versanti, seguendo la linea di massima pendenza, e si immette in seguito nel reticolo idrografico; a questa va aggiunta la frazione che cade direttamente all'interno dell'alveo. Si deve considerare che nei bacini montani il contributo idrologico dei versanti, sotto forma di ruscellamento, è maggiore rispetto a quello dei collettori che frequentemente si presentano brevi ed intermittenti (Colpi and Fattorelli, 1982). Il deflusso superficiale rappresenta la componente più importante del deflusso, nonché la più rapida, in quanto costituisce la prima porzione d'acqua che giunge alla sezione dell'alveo considerata. Si genera principalmente attraverso due meccanismi di produzione, denominati Hortoniano e Dunniano.

- Deflusso di tipo hortoniano: si genera quando l'intensità di precipitazione supera la capacità d'infiltrazione del terreno, anche in presenza di terreni non saturi. Tuttavia, tale modello di deflusso difficilmente si verifica in ambienti con clima umido, ma è tipico principalmente delle aree prive di vegetazione, come zone aride o semiaride oppure aree particolarmente influenzate dalle attività umane, con substrato compatto (Ward and Trimble, 2003). Inizialmente, l'intensità di precipitazione e il tasso di infiltrazione sono simili; successivamente, durante l'evento piovoso, l'infiltrazione si attenua e l'acqua comincia a riempire le depressioni superficiali fino a che le precipitazioni sono tali da non poter essere più assorbite dal suolo. Le concavità del suolo sono ormai colme e di conseguenza le acque scorrono in superficie, originando il deflusso superficiale.
- Deflusso di tipo Dunniano: è dovuto all'affioramento del livello di saturazione del terreno, ovvero ha origine in seguito all'innalzamento della falda freatica per l'azione combinata di precipitazione e deflusso sottosuperficiale. È un meccanismo di formazione del deflusso tipico di aree forestate caratterizzate da clima umido e suoli profondi e ben sviluppati, dove gli impatti dell'attività umana sono stati minimi (Ward and Trimble, 2003).

Il volume d'acqua che non costituisce il deflusso superficiale si infiltra nel terreno andando a formare le acque di infiltrazione; una parte di esse scorre a profondità

limitata, nello strato più superficiale del suolo, alimentando lo spessore di terreno occupato dall'apparato radicale delle piante, e origina in tal modo il deflusso sottosuperficiale o ipodermico. La sua formazione è favorita dalla presenza di uno strato superficiale molto permeabile e da depositi incoerenti come conoidi e detriti di falda. Esso può raggiungere direttamente la rete drenante oppure riemergere sugli strati superficiali del suolo. Un'altra parte si infiltra nel terreno a profondità maggiori, generando falde idriche sotterranee. Quando le precipitazioni cessano, si ha una netta diminuzione del deflusso superficiale, e quindi i corsi d'acqua vengono alimentati quasi esclusivamente dal deflusso profondo. Le acque profonde si muovono a velocità molto più basse e possono raggiungere il corso d'acqua in periodi di tempo lunghi come settimane o mesi.

I processi illustrati governano il ciclo idrologico e nel caso di un bacino idrografico sono legati dalla seguente equazione:

$$P - Q - G - ET = \Delta S \quad (1)$$

dove con P si indica la precipitazione, pluviale o nivale, con Q il deflusso superficiale, con G il deflusso profondo, con ET il tasso di evapotraspirazione e con ΔS la variazione di invaso relativo al volume di controllo di interesse.

La dinamica del processo di formazione del deflusso superficiale è influenzata sia da fattori climatici quali ad esempio temperatura dell'aria, intensità e durata delle precipitazioni, sia dalla permeabilità e dal livello di umidità del suolo, sia da fattori topografici, in quanto su versanti molto ripidi il deflusso è più rapido e di conseguenza i processi di evaporazione ed infiltrazione si verificano in misura minore rispetto a condizioni di pendenza meno accentuata. Inoltre, i fattori geologici contribuiscono anch'essi a regolare il deflusso, che si presenta superficiale su terreni impermeabili, mentre è essenzialmente sotterraneo in substrati rocciosi permeabili, modellati dal carsismo (Ciabatti, 1982). Infine, la componente vegetale svolge un ruolo predominante: rallenta infatti la velocità di deflusso delle acque sui versanti, trattiene parte dell'afflusso meteorico e, con il processo di evapotraspirazione, riduce il volume d'acqua disponibile alle varie tipologie di deflusso.

1.2 Eventi meteorologici estremi

Le forti tempeste invernali in combinazione con valori estremi di precipitazione rappresentano una seria minaccia per l'Europa. Le coste europee sono esposte direttamente agli effetti delle raffiche di vento, di inondazioni e dell'erosione costiera (Barcikowska et al., 2018). Anche l'entroterra risente dei forti impatti, quando le masse d'aria incontrano le catene montuose e vengono forzate a risalire i versanti, ciò determina un abbassamento della temperatura scaricando abbondanti precipitazioni in particolare sulle aree montane. A causa dell'impatto diretto dei cicloni provenienti dal Nord Atlantico, gli eventi meteorologici estremi in Europa spesso provocano vittime e causano ingenti costi socioeconomici.

Le piogge intense e i forti venti sono spesso associati ai cicloni extratropicali e possono determinare, come successo frequentemente negli ultimi decenni anche nel territorio italiano, inondazioni e mareggiate, frane e smottamenti, con danni considerevoli a infrastrutture, abitazioni e al settore agricolo (Barcikowska et al., 2018). Fenomeni come le piene improvvise (flash floods) che interessano specialmente i piccoli bacini montani si stanno verificando con una frequenza allarmante nel nostro continente e si caratterizzano per i più alti livelli di mortalità, se paragonati con altre tipologie di alluvioni (Borga et al., 2019).

Secondo diversi studi i fenomeni atmosferici estremi sono la conseguenza dei cambiamenti climatici, in particolare l'aumento della temperatura rafforza l'intensità dei processi mettendo a disposizione un maggior contenuto di energia e vapore acqueo. È fra gli eventi meteorologici estremi che si può collocare la tempesta denominata VAIA, le cui origini e caratteristiche sono descritte nel paragrafo 1.4.

1.3 Stato dell'arte

La stima del rischio di piene improvvise (flash flood) è una sfida stimolante in un sistema di protezione dalle inondazioni. I fenomeni delle piene improvvise hanno iniziato ad essere di particolare interesse per studiosi come idrologi e meteorologici negli ultimi decenni, quando tali eventi meteorologici estremi hanno cominciato a verificarsi con una frequenza maggiore. Nel corso degli ultimi anni diversi studiosi hanno proposto

nuove metodologie per migliorare la stima e la previsione delle piene improvvise. A tal proposito sono stati suggeriti modelli idrologici spazialmente distribuiti basati su un'alta risoluzione spaziale delle caratteristiche morfologiche del bacino, con il fine di ridurre le incertezze sulla stima della frequenza e della magnitudo di tali eventi. Si tratta di processi che interessano generalmente bacini con dimensione minore di 100 km² e con tempi di risposta molto brevi, spesso inferiori a un'ora. Le limitate scale spaziali e temporali, con cui si manifestano, costituiscono il problema principale in quanto comporta un carente monitoraggio della precipitazione e della portata con la rete di misura convenzionale che presenta invece una scala di rilevamento molto più grande.

Inoltre, la letteratura dimostra come sia possibile ottenere dati coerenti sulle piene attraverso indagini post-evento, spazialmente dettagliate, che consentono di conoscere la risposta idrologica del bacino all'evento di piena.

Il lavoro svolto da Marchi et al. (2009a) è stato focalizzato sull'indagine dell'evento di piena verificatosi nel 2007 nel bacino del torrente Selška Sora nella Slovenia occidentale. L'alluvione ha causato la morte di 12 persone ed è stata la conseguenza delle intense precipitazioni che hanno interessato il settore nord-occidentale del Paese per circa 12 ore. Le precipitazioni cumulate durante la tempesta mostrano un gradiente compreso fra i 150 mm registrati nella porzione meridionale del bacino ai circa 350 mm nella parte settentrionale. I picchi di piena sono stati stimati con rilievi post-evento in 22 sezioni diverse. È stata dedotta quindi l'influenza della topografia e la forma delle strutture convettive sulla distribuzione delle precipitazioni. Per verificare la coerenza tra le precipitazioni registrate con strumenti radar, i picchi di portata e le caratteristiche del bacino è stato applicato un modello afflussi-deflussi. La stima dei picchi di piena ha rivelato notevoli differenze tra le diverse parti del bacino a causa delle differenti caratteristiche morfometriche all'interno del bacino stesso e della variabilità nello spazio e nel tempo delle precipitazioni. I picchi di portata unitari sono stati messi a confronto con altri registrati durante vari eventi estremi che si sono verificati nelle Alpi orientali a partire dal 1999. Il paragone ha confermato la severità della piena, con valori che si avvicinano ai massimi osservati nel decennio precedente nel settore Alpino di Italia e Austria. Inoltre, i rilievi in campo successivi all'evento hanno dimostrato

l'importanza delle osservazioni geomorfologiche dei versanti per la stima dei valori al colmo e per comprendere la natura del flusso (flusso d'acqua, debris flow o flusso iperconcentrato).

Uno studio simile è stato svolto da Blaškovičová et al. (2011) per un bacino di piccole dimensioni (6,86 km²) situato nella parte occidentale della Slovacchia. Il lavoro si concentra sulla piena improvvisa che ha colpito il bacino del torrente Svacenícký Creek nel 2009 causando ingenti danni alle proprietà. La tempesta che ha determinato la piena è stata caratterizzata da piogge locali torrenziali e grandinate durate circa 40 minuti, con un'altezza di pioggia di 60 mm registrata durante tale periodo.

I dati della stazione di misura idrometrica del bacino evidenziano come il livello del flusso d'acqua prima della piena fosse stabile; poi è aumentato leggermente (da 7 a 13 cm) in 15 minuti e nei 30 minuti successivi è cresciuto molto rapidamente superando i 2 metri. La risposta del bacino è stata altrettanto rapida nella fase di esaurimento della piena.

Durante l'indagine successiva all'evento sono state osservate tracce visibili dell'intenso deflusso superficiale che sono state utilizzate successivamente per calcolare i probabili picchi di portata, considerando diversi coefficienti di scabrezza e pendenze longitudinali. Per comprendere i meccanismi di trasformazione degli afflussi in deflussi durante la piena estrema, la risposta del bacino è stata simulata usando il modello idrologico spazialmente distribuito KLEM. I valori stimati dei picchi di portata sono stati comparati con i picchi simulati dal modello, mostrando una buona coerenza sia in termini di tempo sia per quanto riguarda il valore della portata. Blaškovičová et al. (2011) hanno concentrato l'attenzione sul coefficiente di deflusso che è risultato pari a 0,11; si tratta di un rapporto tra deflusso e afflusso molto basso che è dovuto però alla presenza di terreni con buone capacità di infiltrazione. Oltre a ciò, le condizioni iniziali di bassa umidità del suolo hanno permesso la prevalente infiltrazione della pioggia caduta sul bacino.

Ruiz-Villanueva et al. (2012) hanno esaminato la risposta idrologica a un'alluvione estrema che ha interessato il bacino del torrente Starzel di 120 km² localizzato nella Germania sud-occidentale. Nel mese di giugno 2008, infatti, un evento meteorologico estremo ha determinato abbondanti precipitazioni in tutto il bacino per un periodo di

circa 1 ora e 30 minuti. Lo studio condotto da Ruiz-Villanueva et al. (2012) si poneva l'obiettivo principale di quantificare la distribuzione dei valori dei coefficienti di deflusso nei vari sottobacini che sono stati oggetto di rilievo nel post-evento, e comparare poi i valori con quelli ottenuti dalle analisi di eventi meno severi. La risposta idrologica alla tempesta del 2008 è stata esaminata utilizzando anche in questo caso un modello idrologico spazialmente distribuito, applicandolo in seguito ad altri cinque eventi di piena avvenuti tra il 2002 e il 2010, per verificare le performance del modello. I parametri del modello sono stati mantenuti costanti con l'eccezione del parametro che descrive le condizioni iniziali di umidità del suolo, il quale è stato calibrato per ciascun evento. Il modello ha fornito risultati buoni evidenziando come i parametri identificati su un evento eccezionale possano essere trasportati in casi meno severi, se si considerano adeguatamente le condizioni iniziali.

Nonostante le condizioni relativamente bagnate del suolo nei giorni antecedenti, la risposta del bacino è stata caratterizzata da bassi coefficienti di deflusso. Tuttavia, le incertezze nella stima delle precipitazioni e nelle simulazioni del modello possono aver contribuito a tali risultati. I valori ottenuti rientrano comunque nell'intervallo dei coefficienti di deflusso calcolati per altri eventi di piena in bacini di medie e piccole dimensioni. I risultati mettono in evidenza come il coefficiente di deflusso presenti una variazione molto limitata all'altezza di precipitazione, in particolare per eventi di breve durata. Mentre la durata delle precipitazioni è un fattore di controllo importante del rapporto tra deflussi e afflussi.

Borga et al. (2019) forniscono una metodologia completa per l'indagine post-evento sia della risposta idrogeomorfologica sia di quella sociale alle piene improvvise.

Lo studio fa riferimento all'evento eccezionale che ha colpito il bacino del torrente Lierza, in Veneto, durante la sera del 2 agosto 2014, provocando quattro vittime e numerosi feriti. Durante la serata era in corso una festa proprio nei pressi dell'area e ciò ha reso drammatico l'impatto della piena. Tuttavia, date le limitate dimensioni del bacino (7,5 km²) non erano disponibili né pluviometri né strumenti per la misura della portata per determinare direttamente l'altezza di pioggia e la portata durante la piena. Borga et al. (2019) pongono perciò l'attenzione sulle strategie di rilevamento post-

evento che includono un'accurata stima delle precipitazioni radar, osservazioni di campo dei processi geomorfici che si manifestano durante la piena, la ricostruzione dei picchi di portata attraverso le tracce lasciate dal flusso d'acqua e le interviste a testimoni oculari. Una metodologia di questo tipo viene denominata come "analisi forense delle piene improvvise" poiché denota un approccio che mira a sviluppare un'analisi completa di un evento di piena e delle cause alla radice.

Si illustra anche l'indagine della risposta comportamentale agli eventi estremi, in modo da comprendere la relazione esistente tra le dinamiche della piena e la risposta comportamentale delle persone ai rapidi cambiamenti, nello spazio e nel tempo, delle condizioni di piena. Risulta importante capire come le persone rilevino le situazioni di potenziale pericolo e riescano a far fronte all'aumento dell'intensità del pericolo. La comprensione di questi comportamenti è difficile in quanto la gente reagisce in modo differente in base a condizioni locali durante gli eventi di piena. Ciò nonostante, può risultare utile l'utilizzo di nuovi strumenti come i social networks che sono in grado di fornire una grande quantità di informazioni, specificate nello spazio e nel tempo.

Un'articolata metodologia di analisi è quindi di fondamentale importanza per migliorare la gestione del rischio di flash floods e per accrescere la consapevolezza nelle persone.

1.4 L'evento VAIA

Nei giorni compresi tra sabato 27 e martedì 30 ottobre 2018 una tempesta molto intensa, nota come VAIA, ha interessato tutto il nord Italia. Il Veneto, in particolare, è stato colpito da un evento meteorologico eccezionale contraddistinto da precipitazioni frequenti ed estremamente abbondanti sulle aree montane e pedemontane, a prevalente carattere di rovescio e temporale, associate a venti particolarmente violenti specie sulle zone costiere e montane. Le precipitazioni, invece, sulla pianura del Veneto centro meridionale sono state più contenute e più discontinue nell'arco dell'intero evento.

La tempesta si è sviluppata nel Mar Mediterraneo occidentale, dove un sistema ciclonico si è lentamente originato portando il flusso meridionale verso la catena alpina, determinando condizioni di instabilità con eventi di pioggia molto intensi. Sulla

superficie dei mari, i venti erano orientati da sud-est verso il settore occidentale e verso quello orientale dell'Italia, rispettivamente nel Mar Tirreno e nel Mare Adriatico (Cavaleri et al., 2019). Dopo una pausa di dodici ore circa, una fase più intensa dell'evento si è verificata il 29 ottobre a causa di un fronte freddo che dal Golfo del Leone è entrato nel bacino del Mediterraneo (Cavaleri et al., 2019). L'interazione tra il flusso freddo e lo strato limite caldo e umido del mare ha portato ad una ciclogenesi esplosiva, con il conseguente brusco abbassamento della pressione atmosferica che ha raggiunto i 978,7 hPa, un valore considerato tra i più bassi mai registrati. Il ciclone si è spostato poi rapidamente verso l'Italia settentrionale, generando un vento di scirocco sull'Italia nord-orientale di notevole intensità specialmente nelle aree montane.

Complessivamente l'evento meteorologico si può quindi suddividere in due parti distinte (Davolio et al., 2019):

- una prima fase, caratterizzata da piogge orografiche/stratiformi associate al fronte d'aria caldo e di intensità moderata ma persistente, che si è sviluppata tra il 27 e il 28 ottobre;
- una seconda fase che ha avuto luogo nella giornata di lunedì 29 ottobre con precipitazioni orografiche/convettive di durata inferiore ma di maggiore intensità, associate al passaggio di un fronte d'aria freddo.

In Figura 1.3 viene indicata la direzione dei venti durante l'evento, mostrando lo sviluppo spaziale e temporale della ciclogenesi (A), la direzione dei venti sul Mar Tirreno (B) e dei venti di scirocco sul Mare Adriatico (C), e il percorso del fronte d'aria freddo che dal Golfo del Leone va ad impattare sul settore nord-orientale dell'Italia.



Figura 1.3: Direzione dei venti durante l'evento VAIA (Cavaleri et al., 2019)

Sul territorio veneto, le abbondanti precipitazioni hanno causato allagamenti, innescato frane e smottamenti; i venti molto forti hanno provocato effetti devastanti sulle formazioni forestali con la perdita di milioni di piante, oltre ai danni alle abitazioni e alle linee elettriche (Figura 1.4).



Figura 1.4: Crollo di un edificio causato dalla piena del torrente Cordevole a Ponte Mas a Sedico (BL), a sinistra. Straripamento del fiume Piave a Ponte di Piave (TV), a destra (Fonte: Vigili del Fuoco)

Il flusso di scirocco, soffiando sia in quota sia sulla costa adriatica, ha favorito un incremento delle temperature determinando un innalzamento del limite della neve, che si è mantenuto per la maggior parte dell'evento al di sopra dei 2200-2400 m di altitudine. Ciò ha influito sulla piena, in quanto lo scioglimento della neve ha contribuito alla formazione del deflusso superficiale. Considerando l'intero evento, tutto il Veneto è stato interessato da precipitazioni, con quantitativi notevoli sulle zone montane, dove in diverse stazioni pluviometriche dell'ARPAV le piogge hanno superato i 400 mm nelle 96 ore complessive. Il valore massimo in tutta la regione è stato registrato a Longarone (BL) nella stazione di Soffranco, dove sono stati raggiunti 715,8 mm/96h. Valori elevati sono stati osservati nelle stazioni pluviometriche di altre località del bellunese, come a Sant'Andrea nel Comune di Gosaldo (658 mm), a Col di Prà nel Comune di Taibon Agordino (636 mm) e ad Agordo con 565,4 mm. Quantità poco significative sono state misurate invece sulla pianura meridionale e sulle aree costiere.

Le mappe in Figura 1.5 mostrano i quantitativi di precipitazione che si sono abbattuti sul territorio veneto nei giorni compresi tra il 27 e il 30 ottobre 2018. Si può osservare come siano state registrate piogge particolarmente abbondanti, specialmente sul bellunese, nelle giornate di domenica 28 e lunedì 29 ottobre. In particolare, in alcune stazioni di misura ubicate nel territorio di Belluno sono stati osservati valori di precipitazione compresi tra 30 e 50 mm in un'ora.

Nella giornata di sabato 27 ottobre l'afflusso meteorico è stato trascurabile sulle zone costiere e sulla bassa pianura, via via maggiore passando dall'area pedemontana alle zone montane, in cui l'altezza di pioggia massima è stata di 168 mm in 24 ore, registrata a Soffranco. Nella giornata seguente i quantitativi di pioggia sono stati decisamente superiori, soprattutto nelle aree pedemontane e montane dove in alcune località sono stati superati i 200 mm al giorno, con il picco ancora una volta nella stazione di Soffranco (284,6 mm/24h). Le precipitazioni sono state invece più contenute sulla costa e sulla bassa pianura con valori inferiori a 30 mm/24h. Lunedì 29 si assiste ad un generale peggioramento delle condizioni meteorologiche in tutto il territorio regionale. Le precipitazioni cumulate hanno raggiunto un picco massimo pari a 251,6 mm sul Biois a Cencenighe; picchi di pioggia superiori ai 200 mm/24h sono stati rilevati anche nelle

stazioni di Soffranco, Cima canale nel Comune di Santo Stefano di Cadore, Sella Ciampigotto a Vigo di Cadore e Rovina di Cancia a Borca di Cadore. Infine, a partire da martedì 30 la situazione dal punto di vista meteorologico è notevolmente migliorata e le piogge si sono attenuate, attestandosi al di sotto di 30 mm/24h in gran parte del territorio veneto.

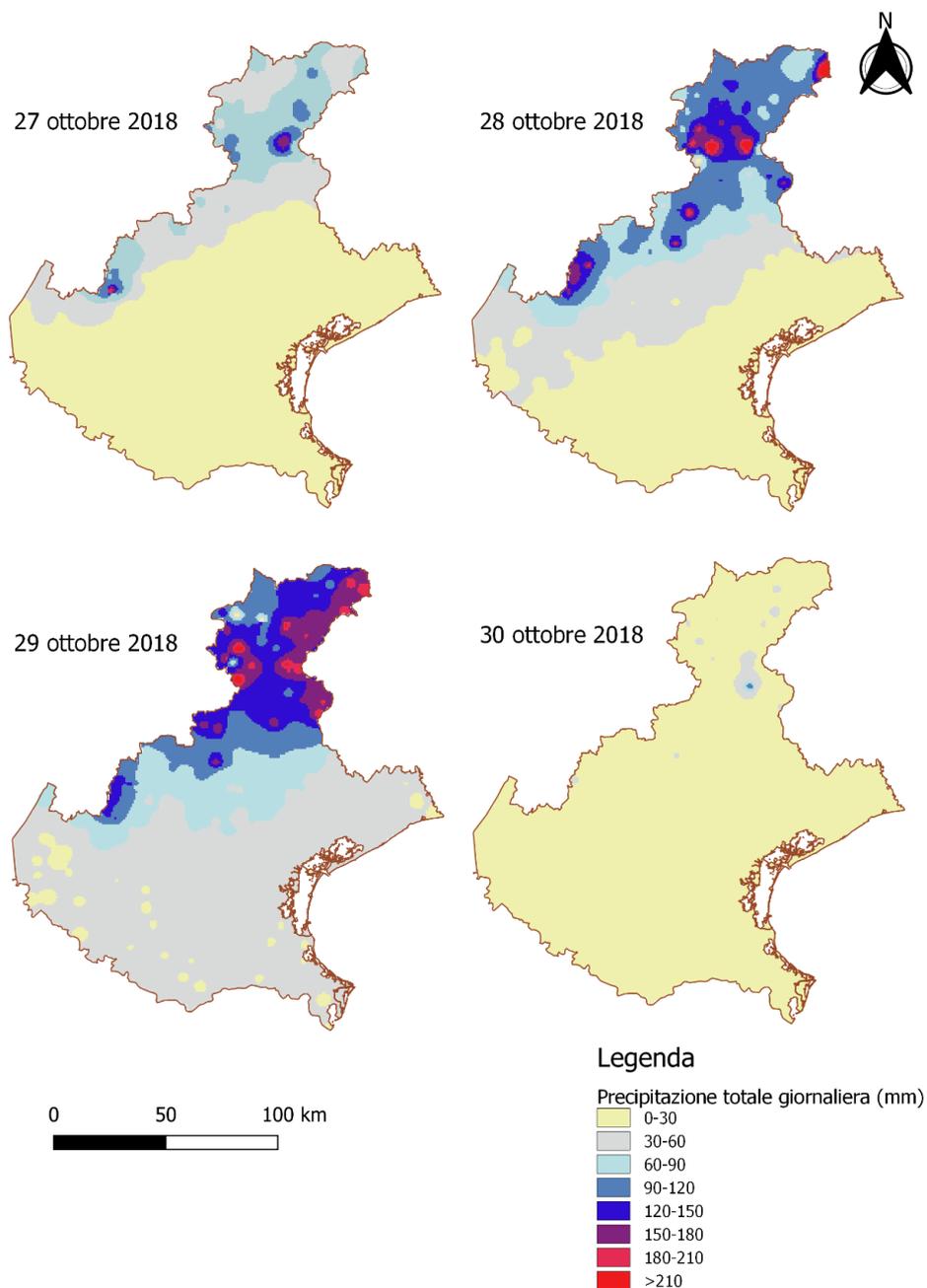


Figura 1.5: Precipitazioni cumulate giornaliere cadute sul Veneto tra il 27 e il 30 ottobre 2018

Come illustrato in precedenza, durante l'evento VAIA le piogge intense sono state accompagnate da venti eccezionali. In alcune località, nel tardo pomeriggio di lunedì 29, hanno raggiunto velocità medie orarie pari a 120 km/h, superando la soglia di 117 km/h che definisce il livello più alto della scala di Beaufort. I valori più elevati, tipici degli uragani secondo tale classificazione, sono stati rilevati dalla stazione ARPAV del Monte Cesen a 1552 m s.l.m in Provincia di Treviso. Per quanto riguarda i valori istantanei, il valore più alto delle raffiche è stato rilevato ancora sulla cima del Monte Cesen con un picco di 192 km/h. Velocità notevoli sono state registrate anche sul Monte Verena nell'Altopiano dei Sette Comuni con raffiche di 167 km/h.

Per concludere, gli abbondanti rovesci hanno determinato il raggiungimento di portate eccezionali dei corsi d'acqua, interessando nelle aree di pianura anche le aree golenali dei principali fiumi.

In particolare, la piena del fiume Piave ha raggiunto livelli eccezionali, superando in tutte le stazioni idrometriche di riferimento i livelli massimi storici di piena registrati fino al 2018. La Figura 1.6 rappresenta i livelli idrometrici, per l'intera durata dell'evento, misurati dalle stazioni di monitoraggio del Piave situate lungo l'asta principale del fiume e sul suo principale affluente, il torrente Cordevole, nelle province di Belluno (Belluno e Ponte Mas) e Treviso (Segusino, Nervesa della Battaglia e Ponte di Piave). I livelli massimi storici in ciascuna sezione, registrati prima dell'evento di piena del 2018, sono indicati con una linea tratteggiata.

L'idrometro installato a Ponte Mas nel Comune di Sedico è stato asportato dalla piena del Cordevole smettendo quindi di funzionare nella sera del 29 ottobre, dopo aver registrato un'altezza pari a 13,27 m che supera di 4,65 m il livello storico misurato nel 1999. Stesso destino ha avuto lo strumento di Segusino quando il livello idrometrico era di 5,09 m, superando di 88 cm il massimo storico del 2012. A Ponte di Piave e Nervesa della Battaglia l'incremento dell'altezza idrometrica è risultato essere di oltre un metro rispetto ai massimi storici, rilevati rispettivamente nel 2002 e nel 2012. La sezione di Belluno, invece, ha visto un superamento di circa 90 cm rispetto ai 4,27 m registrati nel 1998.

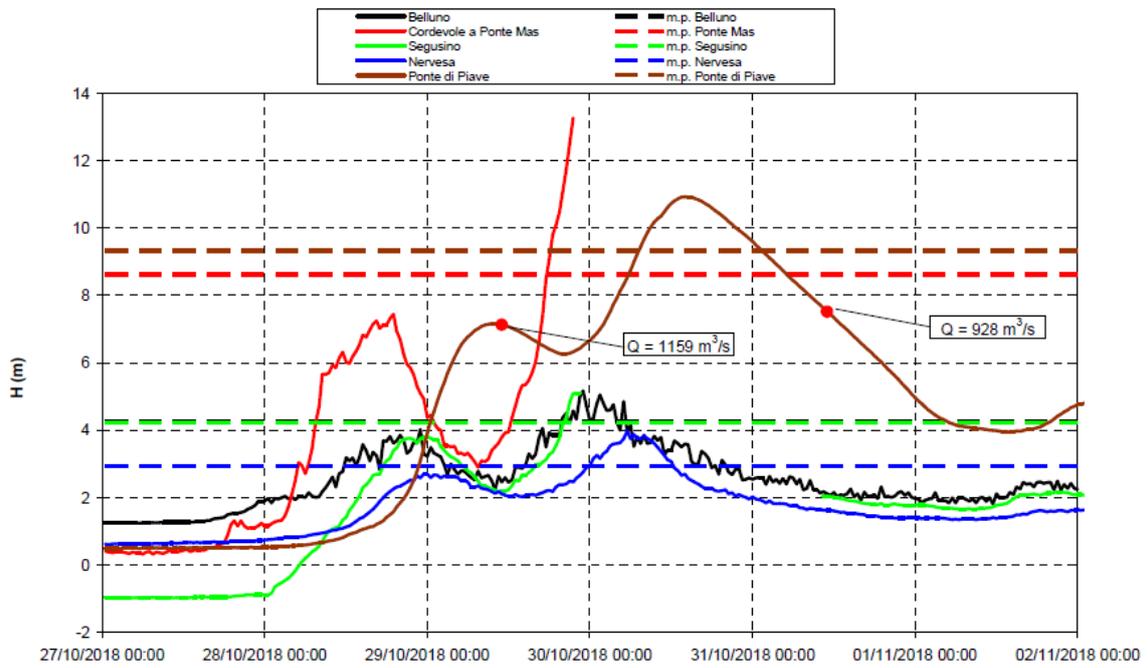


Figura 1.6: Onda di piena del fiume Piave nel corso dell'evento VAIA (Protezione civile - Regione del Veneto, 2018)

2. AREE DI STUDIO

2.1 Inquadramento geografico

Le aree di studio sono rappresentate da cinque bacini montani di medie e piccole dimensioni, situati prevalentemente nella Provincia di Belluno ed in minima parte in Provincia di Trento (Figura 2.1). Quattro di questi bacini sono tributari del torrente Cordevole, il principale affluente del fiume Piave (Figura 2.3).

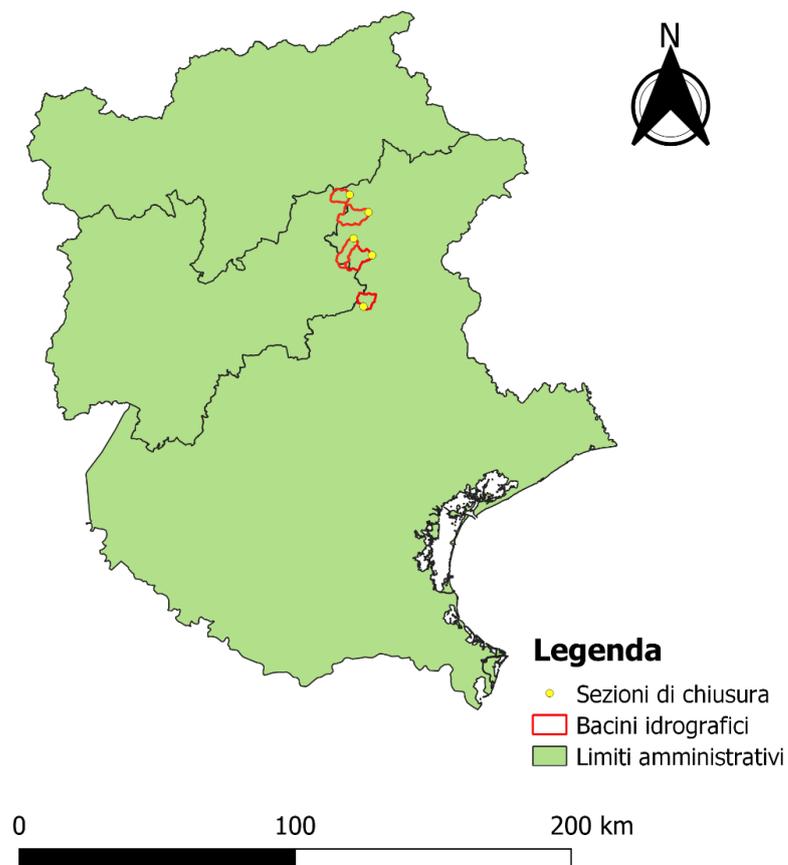


Figura 2.1: Localizzazione delle aree di studio

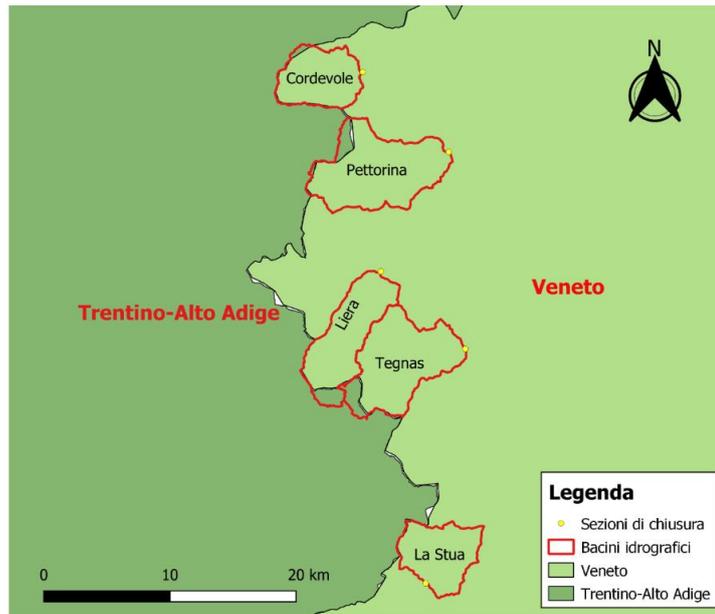


Figura 2.2: Inquadramento dei bacini nelle regioni di Veneto e Trentino-Alto Adige



Figura 2.3: Particolare della corografia del bacino del Piave

- Bacino del torrente Cordevole chiuso in località Renaz

Il bacino in esame appartiene, assieme al bacino del Pettorina, alla porzione più settentrionale di tutto il bacino idrografico del torrente Cordevole. Quest'ultimo nasce nei pressi del Passo Pordoi a quota 2350 m s.l.m. (Figura 2.4). Il territorio del bacino imbrifero ha una superficie pari a 27,77 km² e, situato nella parte occidentale del Comune di Livinallongo del Col di Lana (BL), è racchiuso a nord dalla linea di spartiacque che collega la cima del Piz Boè a 3152 m s.l.m., il rilievo di Col de Stagn e l'Altopiano di Cherz. Proseguendo a est lo spartiacque attraversa la frazione di Renaz dove è posta la sezione di chiusura, mentre a sud il suo limite è dato dalla cima di Sas Ciapel (2557 m s.l.m.). Infine, il Passo Pordoi delimita ad ovest il confine del bacino con il territorio provinciale di Trento.

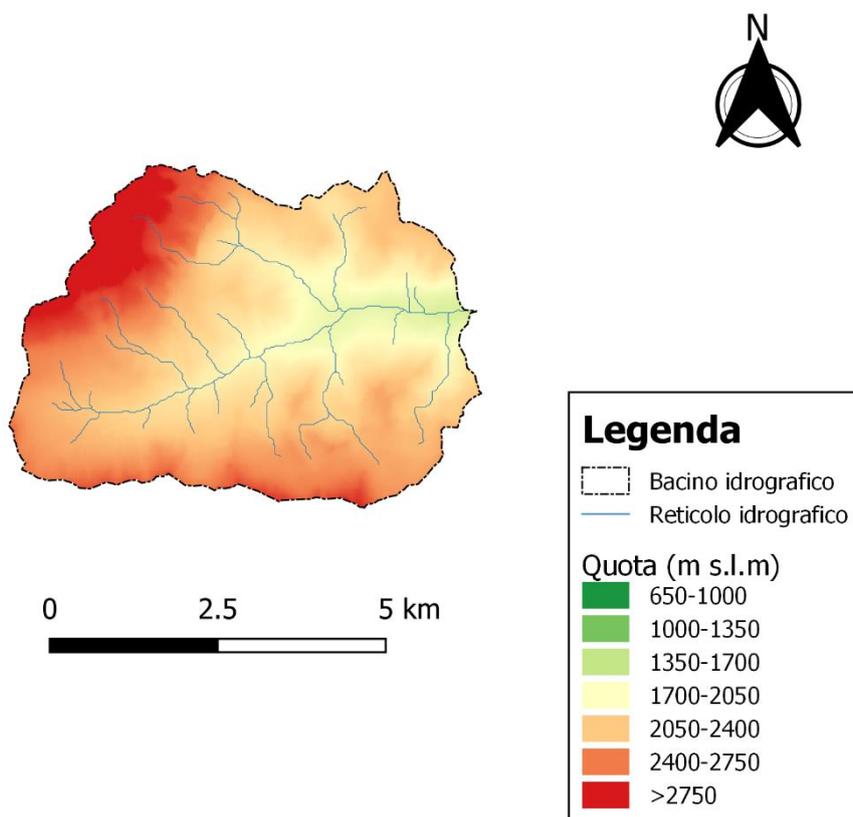


Figura 2.4: Distribuzione delle quote nel bacino del Cordevole.

- Bacino del torrente Pettorina chiuso a Saviner

Il torrente Pettorina nasce nei pressi del passo di Forca Rossa nel gruppo della Marmolada (Cazorzi et al., 1984) e rappresenta uno dei principali affluenti del Cordevole (Figura 2.3) che riceve le sue acque in destra idrografica a monte di Caprile.

Il bacino dell'omonimo corso d'acqua si estende su gran parte del Comune di Rocca Pietore (BL) ed ha una superficie complessiva di 54,11 km²; a sud è delimitato dalla linea con direttrice est-ovest che collega Sasso Bianco (2412 ms.l.m.), Piz Zorlet (2379 m s.l.m.), Cima di Pezza Est, Cima di Pezza Ovest, Cime d'Auta e Col Becher (2444 m s.l.m.). Proseguendo a ovest la linea di spartiacque risale verso Forca Rossa, Cima La Banca (2875 m s.l.m.), Sasso di Val Fredda (3003 m s.l.m.), Sasso Vernale (3058 m s.l.m.), Cime Ombretta, la Marmolada (3343 m s.l.m.) e Passo Fedaia. Da questo punto devia ad est verso la vetta del Mesolina (2642 m s.l.m.) e lungo la cresta del Padon a quota 2512 m per scendere lungo il Sentiero delle Creste che unisce Sass de Roi (2372 m s.l.m.), Monte Migon (2384 m s.l.m.) e Sass de la Murada.

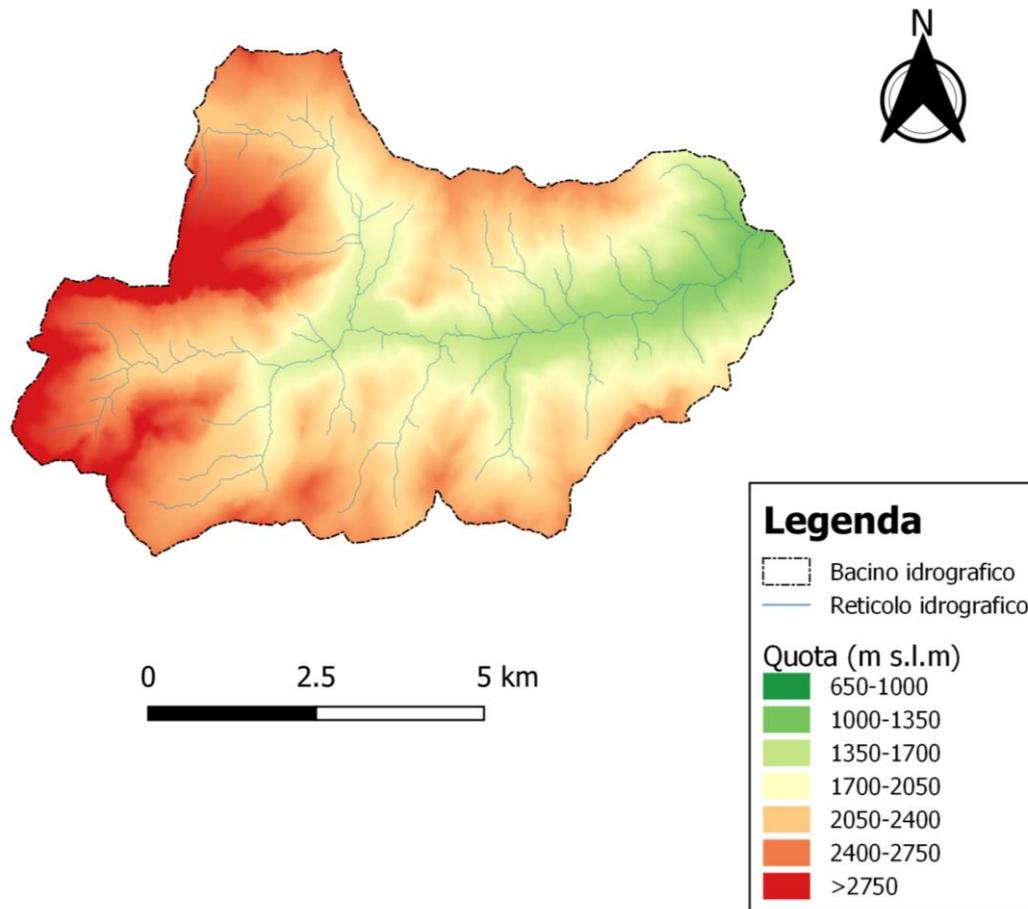


Figura 2.5: Distribuzione delle quote nel bacino del Pettorina

- **Bacino del torrente Liera chiuso a Canale d’Agordo**

Il Liera è corso d’acqua che ha origine ai piedi di Cimon della Pala, nella Valle delle Comelle, scorre lungo la Valle di Gares confluendo poi in destra idrografica presso Canale d’Agordo nel torrente Biois, altro affluente del Cordevole. Osservando in Figura 2.6, il bacino in questione presenta una forma allungata da nord-est a sud-ovest con una superficie di 38,07 km², ricadente quasi per la totalità nel territorio comunale di Canale d’Agordo (BL). La valle percorsa dal Liera è caratterizzata da una sezione ad “U”, originatasi in seguito alle modellazioni glaciali; sul lato destro è delimitata dai rilievi di Cima Pape (2503 m s.l.m.), Cima dei Vandediei (2380 m s.l.m.), Cima di Caoz (2050 m s.l.m) e Monte Palalada (1973 m s.l.m.). Il fianco sinistro della valle è invece individuato da: Monte Pettenassa (1755 m s.l.m.), Monte Tamer (2264 m s.l.m.), Cimon della

Stia (2391 m s.l.m.), Cima Zopel (2813 m s.l.m.), Cima Campido (3001 m s.l.m.), Cima dei Burelloni (3130 m s.l.m.) e infine Cimon della Pala (3184 m s.l.m.).

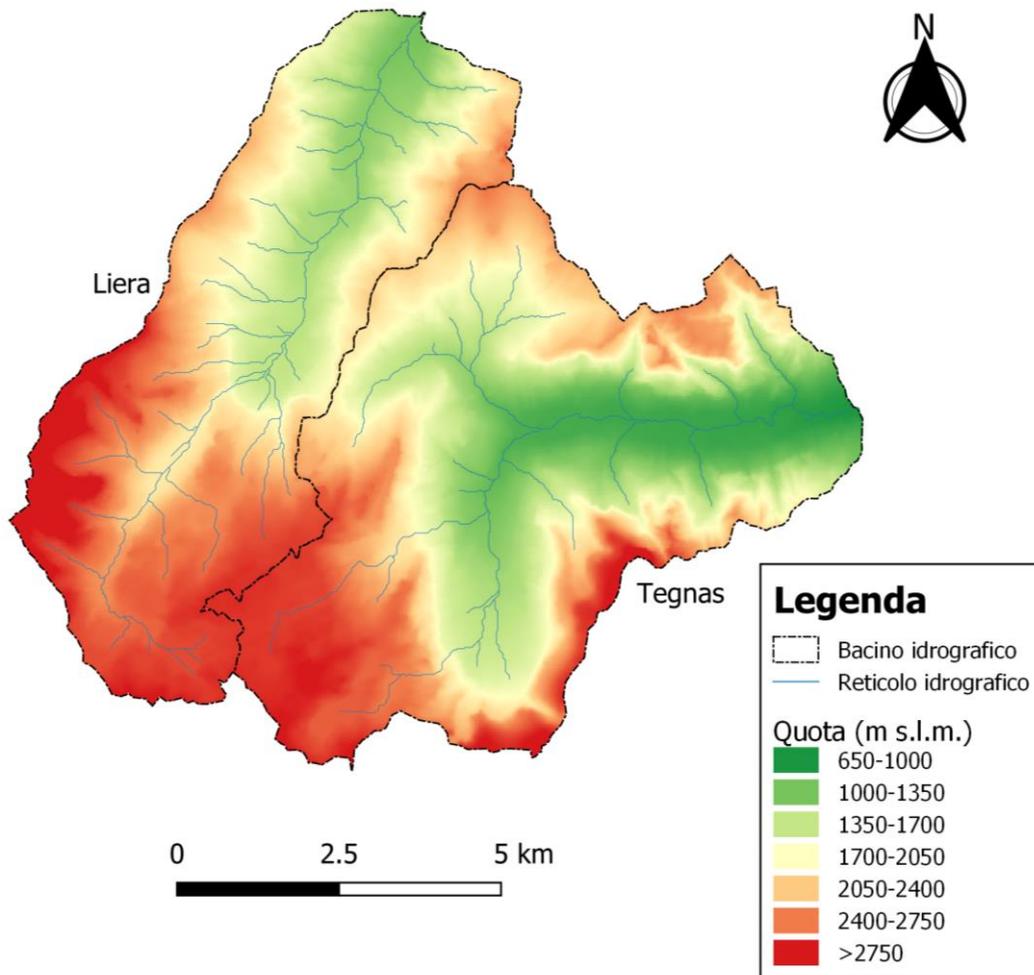


Figura 2.6: Distribuzione delle quote nei bacini del Liera e del Tegnass

- Bacino del torrente Tegnass chiuso a Forno di Val

Il Tegnass è un tributario in destra del torrente Cordevole e si origina nei pressi delle pendici di Croda Granda (2849 m s.l.m.), scorre poi verso nord lungo la Val d'Angheraz, situata tra l'altopiano del gruppo delle Pale di San Martino e i rilievi del Monte Agner (2872 m s.l.m.), e devia il suo percorso ad est percorrendo la Valle di San Lucano, confluendo infine nell'asta principale a Taibon Agordino.

Il bacino idrografico del Tegnass con un'estensione di 48,93 km² si sviluppa parallelo allo spartiacque del Liera lungo il fianco destro di quest'ultimo. Mentre dall'altro lato è delimitato, oltre che dal gruppo montuoso dell'Agner, da Sass de

le Snare (2708 m s.l.m.) e da Cima della Beta (2723 m s.l.m.). Tali rilievi segnano i limiti amministrativi dei comuni di Taibon Agordino e Voltago Agordino.

- Bacino del torrente Caorame chiuso a La Stua

Il bacino imbrifero del torrente Caorame è compreso nel territorio del Feltrino all'interno del Comune di Cesiomaggiore (BL) e si estende complessivamente per 27,52 km². Il corso d'acqua ha origine alle pendici meridionali di Sass de Mura (2547 m s.l.m.), percorre la porzione più settentrionale della Val Canzoi confluendo in seguito nel Lago de La Stua (Figura 2.7), uno sbarramento idroelettrico in cui è posta la sezione di chiusura del bacino. Il Caorame affluisce nel fiume Piave presso la località di Busche.



Figura 2.7: Lago de La Stua e diga in lontananza

Le cime di Sass de Mura, Piz de Mez (2429 m s.l.m.) e Piz de Sagron (2486 m s.l.m.) segnano il confine occidentale del bacino chiuso a La Stua con la Provincia di Trento. La parte settentrionale è invece delimitata dalla linea di spartiacque con direttrice ovest-est, che collega Sasso Largo (2300 m s.l.m.), Sasso delle Undici (2310 m s.l.m.), Punta del Comedon (2325 m s.l.m.), Monte Brandol (2160 m s.l.m.), Monte Mondo (2039 m s.l.m.); si dirige poi verso sud sui rilievi di Monte Cimia (2051 m s.l.m.), Monte Pala del Ciso (2044 m s.l.m.) e Monte Tre Pietre (1965 m s.l.m.).

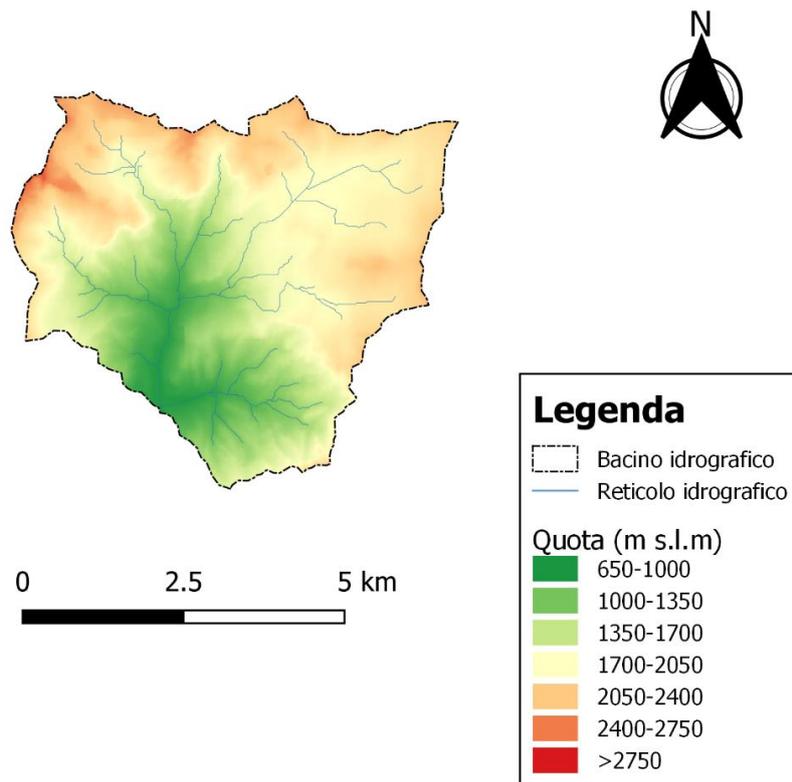


Figura 2.8: Distribuzione delle quote nel bacino di La Stua

2.2 Caratteristiche morfometriche dei bacini

Le principali caratteristiche morfometriche dei bacini oggetto di studio sono riepilogate in Tabella 1.

Bacino idrografico	Sezione di chiusura	Superficie (km ²)	Quota massima (m s.l.m)	Quota minima (m s.l.m)	Quota media (m s.l.m)	Pendenza media (°)
La Stua	La Stua	27,52	2547	650	1562	32,4
Tegnas	Forno di Val	48,93	2878	668	1738	35,9
Liera	Canale d'Agordo	38,07	3175	991	1994	31,3
Pettorina	Saviner	54,11	3331	1025	1964	33,1
Cordevole	Renaz	27,77	3152	1474	2107	25,7

Tabella 1: Caratteristiche morfometriche delle aree di studio

In Figura 2.9 viene riportata la distribuzione delle pendenze nei diversi bacini ed evidenzia le pendenze maggiori nel bacino del Tegnás, in particolare sui fianchi della Valle di San Lucano e sui rilievi del Monte Agner. In tale bacino la pendenza media risulta essere pari a 35,9° (Tabella 4). Pendenze accentuate si registrano inoltre nel bacino del Pettorina nei pressi del gruppo della Marmolada. Una bassa acclività è invece osservata nel bacino del Cordevole, dove il parametro della pendenza media è di 25,7°.

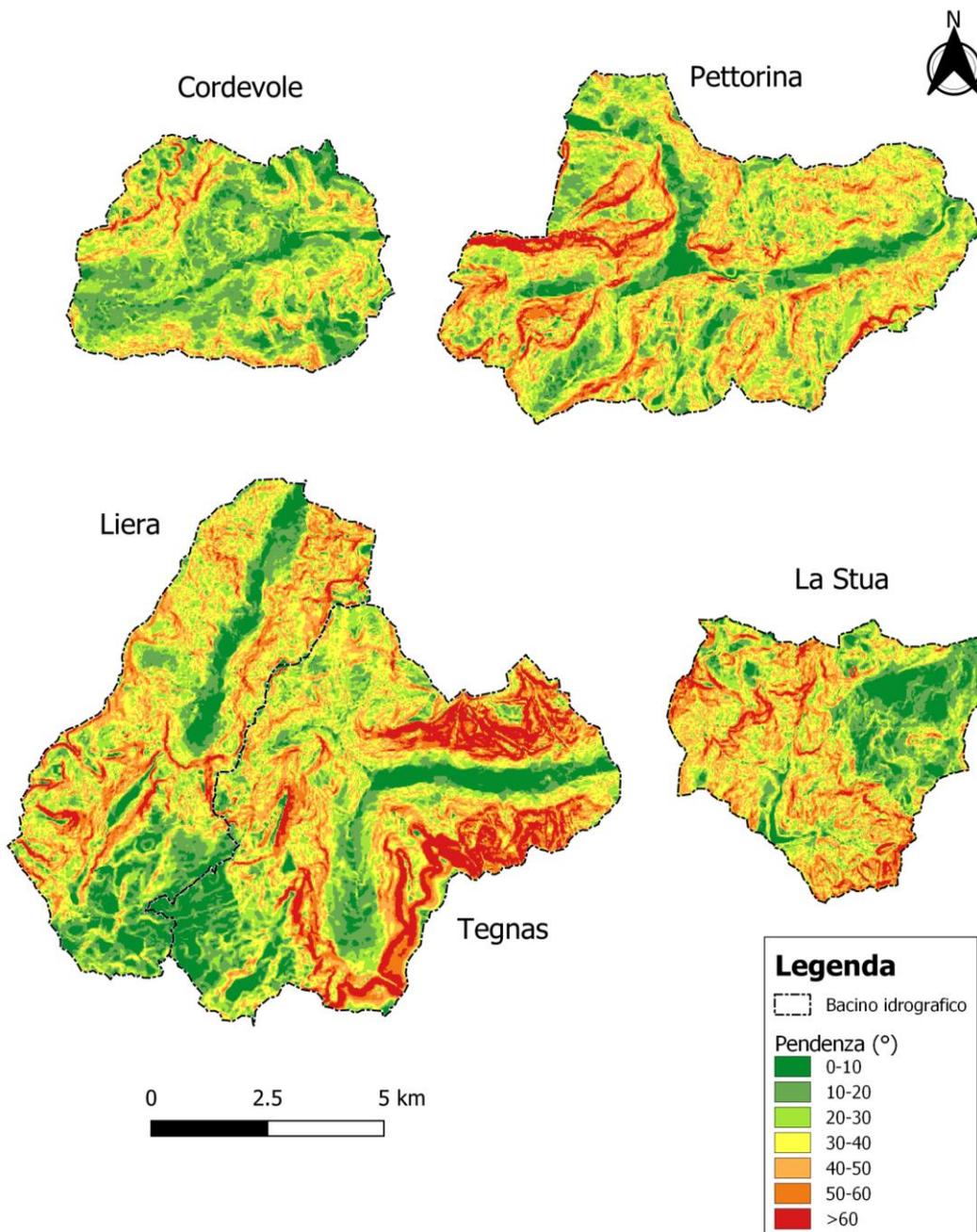


Figura 2.9: Distribuzione delle pendenze

La carta delle esposizioni (Figura 2.10) descrive l'orientamento dei versanti rispetto ai punti cardinali. Complessivamente, i pendii dei bacini del Liera e del Tegas sono esposti principalmente ad est, mentre i versanti del Pettorina sono orientati soprattutto a est-sudest. Per quanto riguarda i bacini de La Stua e del Cordevole, l'esposizione prevalente è sud-est. Il parametro dell'esposizione dei versanti determina variazioni di esposizione alla radiazione solare e ai venti dominanti, fattori che caratterizzano il clima locale, influenzando a loro volta l'uso del suolo in ciascuna area del bacino.

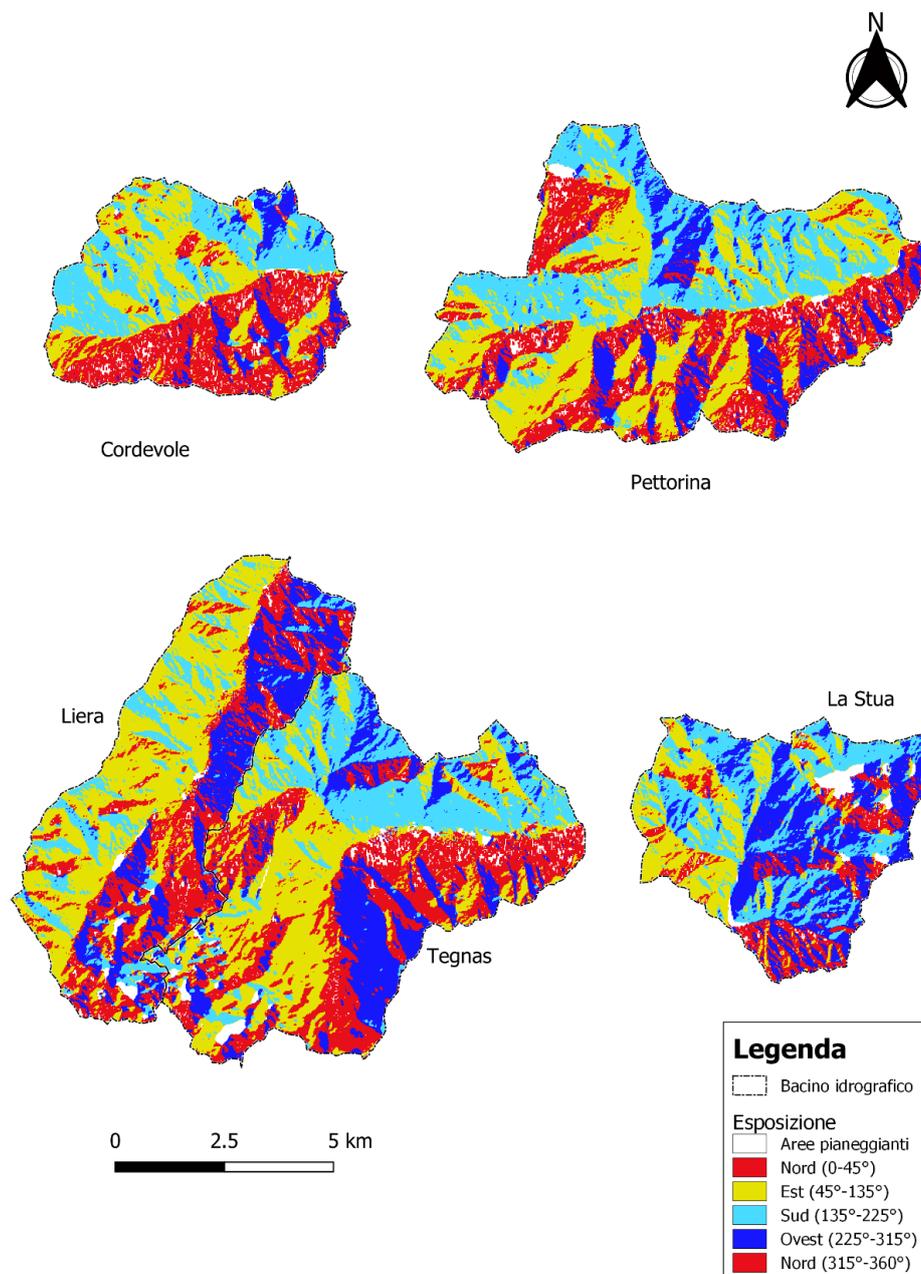


Figura 2.10: Distribuzione delle esposizioni

2.3 Inquadramento climatico

Per caratterizzare dal punto di vista climatico le cinque aree di studio sono stati utilizzati i dati di alcune stazioni meteorologiche gestite dall'ARPAV e ubicate ad altitudini diverse all'interno dei bacini o in prossimità di essi, come nel caso de La Stua data l'assenza di stazioni nell'area. In particolare, si è fatto riferimento ai valori medi mensili pluriennali, di temperatura e precipitazione, registrati tra il 1994 e il 2018. Le cinque stazioni sono situate nelle località di Arabba, Malga Ciapela, Gares, Col di Pra' e Sospirolo e descrivono in modo indicativo il clima rispettivamente dei bacini: Cordevole, Pettorina, Liera, Tegas e La Stua.

In linea generale i bacini di studio appartengono alla fascia climatica temperato-continentale e umido. Le temperature medie annue variano tra i 3 °C delle zone al di sopra i 2000 m s.l.m. ai 10 °C delle zone ad altitudini inferiori (500-600 m s.l.m.). Valori diversi da questi si possono comunque riscontrare in piccole zone che presentano un particolare microclima (Scussel, 2001).

In Figura 2.11 si può osservare come nel mese di gennaio la temperatura media vari da -3,7°C, registrata nel bacino del Pettorina, a 0,6°C di Sospirolo, mentre in luglio si hanno valori compresi tra 13,6°C, misurati dalla stazione di Arabba, e 20,1°C osservati a Sospirolo. Dati intermedi si registrano invece nella stazione di Col di Pra', ubicata nel bacino del Tegas.

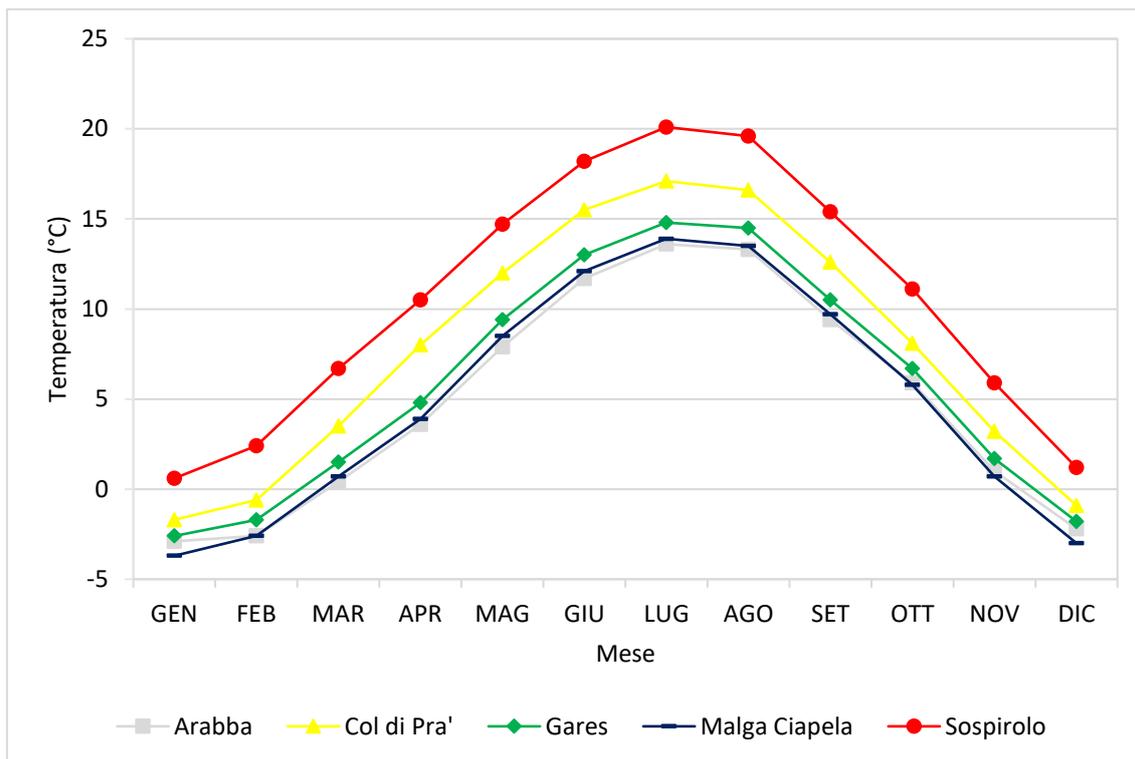


Figura 2.11: Temperature medie mensili registrate tra il 1994 e il 2018

Per quanto riguarda le precipitazioni cumulate mediamente nell'anno, queste presentano un range variabile tra i 1300 ed i 1600 mm nel settore centrale della Valle del Cordevole, con il valore più alto nel bacino del Tegnas, dove la precipitazione annuale media risulta di 1590 mm. Nel bacino del Liera, presso la stazione di Gares a Canale d'Agordo, la media annuale è stimata invece sui 1452 mm.

Tuttavia, confrontando le cinque stazioni, i valori più elevati si osservano a Sospirolo con 1643 mm stimati. Inoltre, la distribuzione stagionale delle precipitazioni nelle stazioni di Col di Pra', Gares e Sospirolo si può considerare simile presentando due massimi di piovosità, uno principale a novembre e uno secondario nel mese di maggio.

Mentre si riscontrano precipitazioni più basse nel bacino del Pettorina, dove si attestano a 1294 mm annui, e soprattutto nel bacino del Cordevole chiuso a Renaz, visto che nella stazione di Arabba la pioggia cumulata diminuisce fino a 1129 mm/anno. Questi due bacini presentano un regime pluviometrico caratterizzato da due picchi di piovosità, uno nei mesi estivi e uno nei mesi autunnali (ottobre e novembre), e un minimo invernale

(Figura 2.12). Si deve inoltre sottolineare che nel bacino del Cordevole chiuso a Renaz è posta un'altra stazione meteorologica ad una quota più elevata, ovvero a Passo Pordoi. Qui il comportamento è simile a quello che si riscontra ad Arabba, ma la precipitazione totale media annua è più bassa, arrivando ad appena 1034 mm. Inoltre, a Passo Pordoi si osservano valori di precipitazione mediamente inferiori nei mesi invernali e più elevati nel periodo estivo. Ciò può essere dovuto nel primo caso all'influenza del vento in alta quota nel corso degli eventi nevosi invernali, che sottostima le precipitazioni misurate dai pluviometri, e nel secondo caso al maggior impatto degli eventi temporaleschi estivi nell'area del Pordoi (Campana et al., 2007).

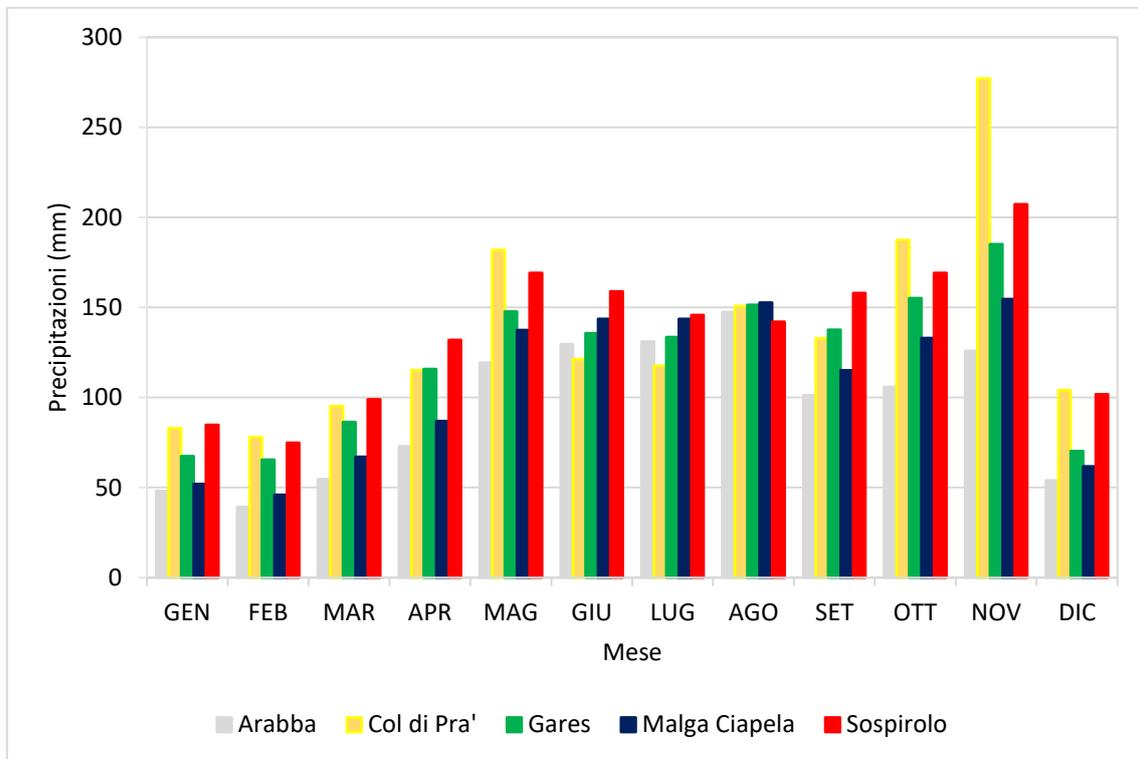


Figura 2.12: Precipitazioni medie mensile registrate tra il 1994 e il 2018

Le quote elevate e la posizione nella porzione interna delle Alpi meridionali che caratterizzano l'alto bacino del Cordevole contribuiscono a trasformare circa metà delle precipitazioni medie annue sottoforma di neve. Gli eventi nevosi si verificano in genere da fine ottobre al mese di aprile, mentre lo scioglimento della neve inizia in tarda primavera, ma può durare fino a luglio a causa delle alte quote e dell'eterogeneità dei versanti (Guastini et al., 2019).

2.4 Uso del suolo

La differenziazione climatica dei cinque bacini di studio, dovuta alla variabilità altimetrica e alla disposizione delle valli rispetto alle correnti dominanti, comporta a sua volta una diversificazione accentuata della copertura forestale sia spostandosi da un bacino ad un altro sia all'interno di un singolo bacino, andando dal fondovalle alle aree poste a quote più elevate, passando quindi dalle formazioni di latifoglie ai boschi di conifere fino a giungere ai pascoli e agli improduttivi situati ad alta quota (Cazorzi et al., 1984). È quindi opportuno considerare anche una suddivisione dei bacini di interesse in fasce vegetazionali attraverso la definizione di tre piani altitudinali:

- Il piano basale parte dal fondovalle e si spinge fino a 800/1000 m di altitudine; in questa fascia prevalgono i boschi di latifoglie, come il carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), il frassino comune (*Fraxinus excelsior*), l'ontano bianco (*Alnus incana*), l'orniello (*Fraxinus Ornus*) e l'acero (*Acer campestre*).
- Il piano montano è compreso tra gli 800/1000 e i 2000 m s.l.m. e può essere suddiviso in due settori, di cui la parte inferiore ospita principalmente boschi di latifoglie sciafile a prevalenza di faggio (*Fagus sylvatica*) mentre è minore la presenza di frassini, aceri e abeti bianchi. Nel piano montano superiore si colloca invece la maggior parte delle formazioni di conifere, in particolare le specie di abete rosso (*Picea abies*), larice (*Larix decidua*), tra i quali si trovano in misura più contenuta il pino silvestre (*Pinus sylvestris*).
- Il piano alpino infine si colloca al di sopra del limite superiore della vegetazione arborea e corrisponde alla fascia altitudinale che va dai 2000 m ai 2600/3000 m di altitudine. Questa è la zona in cui la vegetazione è costituita in prevalenza da arbusteti di pino mugo (*Pinus mugo*) e ontano verde (*Alnus viridis*), che tuttavia si possono incontrare anche a quote inferiori nei lariceti. A queste altitudini, inoltre, sono presenti estese superfici di pascoli che si estendono in modo più o meno discontinuo dai 1700 m fino a circa 2400 m s.l.m.

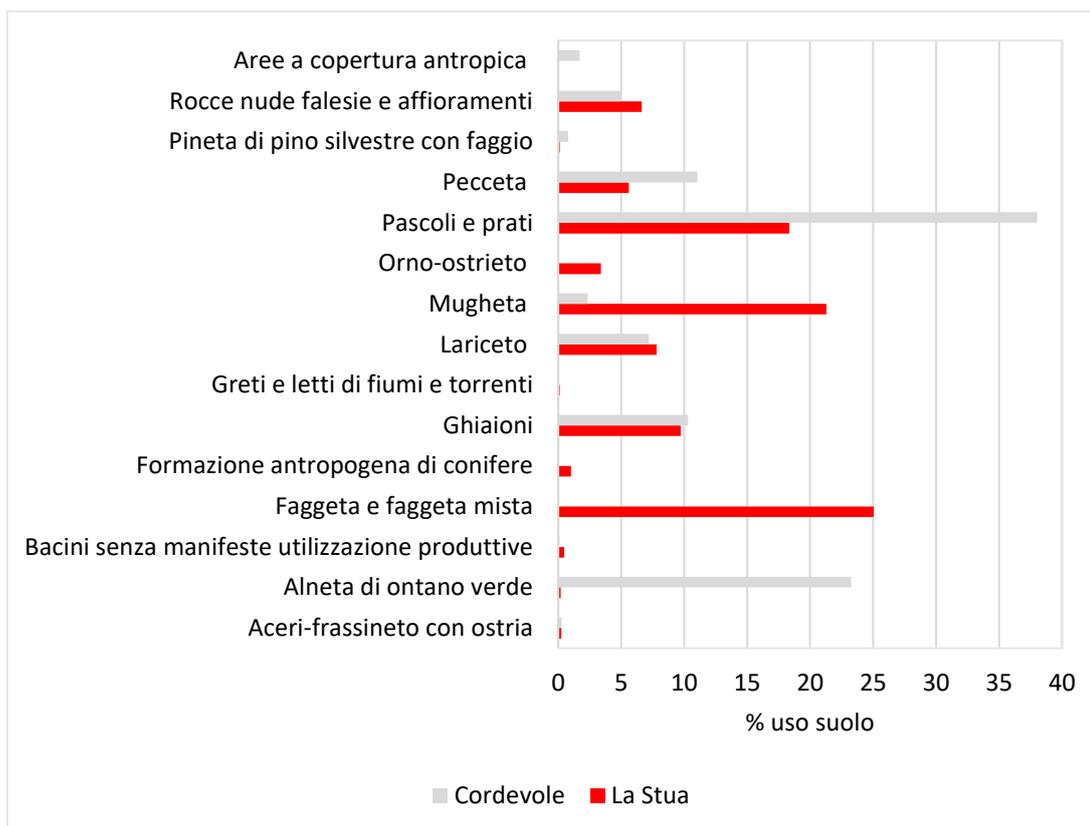


Figura 2.13: Percentuali di uso del suolo nei bacini di La Stua e del Cordevole

La Figura 2.13 presenta le percentuali di uso del suolo all'interno dei bacini del torrente Cordevole a Renaz e del torrente Caorame a La Stua. I due bacini sono caratterizzati da altitudini differenti ma anche da usi del suolo diversi. Si può notare come il bacino del Cordevole sia stato interessato maggiormente da interventi antropici che hanno mutato nel tempo le caratteristiche naturali dell'area. Infatti, oltre al tessuto urbano, caratterizzato principalmente da strutture residenziali e parchi urbani, sono stati realizzati impianti sciistici e un'importante rete stradale. Il bacino de La Stua presenta invece aspetti più naturali ad eccezione dello sbarramento idroelettrico costruito nell'area. L'uso del suolo è però determinato anche dalla distribuzione delle quote; di conseguenza nel bacino del Cordevole le superfici adibite a prato e pascolo sono più estese dato che molte zone sono situate al di sopra del limite del bosco.

2.5 Substrato geologico

Dal punto di vista della litologia dei terreni che affiorano nei diversi bacini, essa risulta molto varia, poiché l'origine delle formazioni risale ad epoche molto diverse che vanno dal pre-Permiano al Miocene medio (Silvano et al., 1987).

In particolare, nel bacino del Cordevole chiuso a Renaz i principali massicci montuosi sono formati da rocce carbonatiche e vulcanoclastiche. Infatti, la parte più elevata dei rilievi situati nel settore nord-occidentale, è costituita da formazioni originatesi nel Triassico superiore e medio, quali: Dolomia Principale, Dolomia Cassiana e Dolomia dello Sciliar. Scendendo di quota, nel versante settentrionale della valle tra Arabba e Passo Pordoi affiorano la formazione di San Cassiano del Trias superiore e depositi morenici del Quaternario. Queste formazioni, che rappresentano il supporto alle masse calcareo-dolomitiche, sono rocce ad elevata erodibilità la quale determina morfologie meno acclivi. La restante parte del bacino è caratterizzata dalla presenza dei tufi della formazione di Livinallongo, di conglomerato lavico afferente alla formazione di La Valle (Trias Medio) e di depositi eluviali, colluviali e detriti di falda. Quest'ultimi si rinvencono in particolare alla base delle scarpate rocciose carbonatiche.

In tutto il bacino del torrente Pettorina è riconoscibile l'azione modellatrice dei ghiacciai nel periodo wurmiano dalla presenza di calcari massicci e rocce vulcanoclastiche che ben si conservano e costituiscono la maggior parte delle rocce lapidee affioranti (Andreella, 2013). La porzione occidentale del territorio è appunto costituita dal Calcere della Marmolada (Ladinico) nelle valli ad "U" e nelle rocce montonate dei principali rilievi come Sasso Vernale e la Marmolada. Affioramenti calcarei e dolomitici si possono osservare sui versanti di Piz de Guda e di Sasso Bianco. Nei rilievi localizzati nella parte orientale del bacino affiorano prevalentemente rocce piroclastiche ladiniche, con la formazione di detriti di frana a fondovalle.

Passando al bacino del Liera, le grandi catene montuose, che delimitano la Valle delle Comelle nel settore inferiore dello spartiacque, sono costituite da affioramenti dolomitici. Sedimenti alluvionali sono osservabili nell'alveo del torrente e in prossimità di esso. Ai piedi dei versanti della Valle di Gares si rinvencono anche depositi detritici e

di frana. Tali versanti nel settore centrale si distinguono per la presenza di formazioni vulcaniche costituite da lave andesitiche, mentre in quello settentrionale prevalgono la Dolomia del Serla e la Formazione di La Valle. Molte analogie si osservano nel bacino del Tegnas, in cui prevalgono i substrati costituiti da rocce dolomitiche. Anche in questo caso si possono osservare i depositi alluvionali e detritici che seguono il percorso dell'alveo e delle zone adiacenti fino alla confluenza con il Cordevole.

Nel bacino de La Stua, gli affioramenti dolomitici predominano nel settore nord-occidentale, in prossimità delle cime di Sass de Mura, Piz de Mez, Piz de Sagron e Sasso delle Undici. A questi substrati seguono sui versanti di Col dei Bechi formazioni rocciose costituite da Biancone e Rosso Ammonitico. Substrati costituiti da Dolomia Principale si estendono anche nel settore meridionale. Le aree limitrofe al lago de la Stua e all'alveo del torrente Caorame sono caratterizzate da forme di deposito alluvionale risalenti al Quaternario. Nella parte occidentale del bacino predominano invece i Calcari Grigi.

In generale l'intero bacino del Cordevole è contraddistinto da processi di modellazione dei ghiacciai, di erosione e deposizione. Inoltre, ai piedi dei versanti si possono osservare spesso depositi di detriti alluvionali. Il complesso calcareo-dolomitico, costituito da dolomie e calcari poco stratificati, affiora in corrispondenza dei principali massicci montuosi. Tali litotipi hanno un'ottima resistenza ai fenomeni erosivi, tuttavia essendo permeabili all'acqua favoriscono l'infiltrazione e la successiva formazione di acquiferi. I conglomerati lavici, invece, sono caratterizzati da bassa permeabilità quando gli strati si presentano finemente fessurati, da elevata permeabilità quando gli strati risultano più fratturati (Zuecco, 2009).

La profondità del suolo varia tra 0,2 m lungo i pendii e 1,35 m alla base degli stessi. Inoltre, le caratteristiche del suolo sono fortemente legate all'assetto geologico e topografico del bacino, in quanto variano al passaggio da una litologia all'altra.

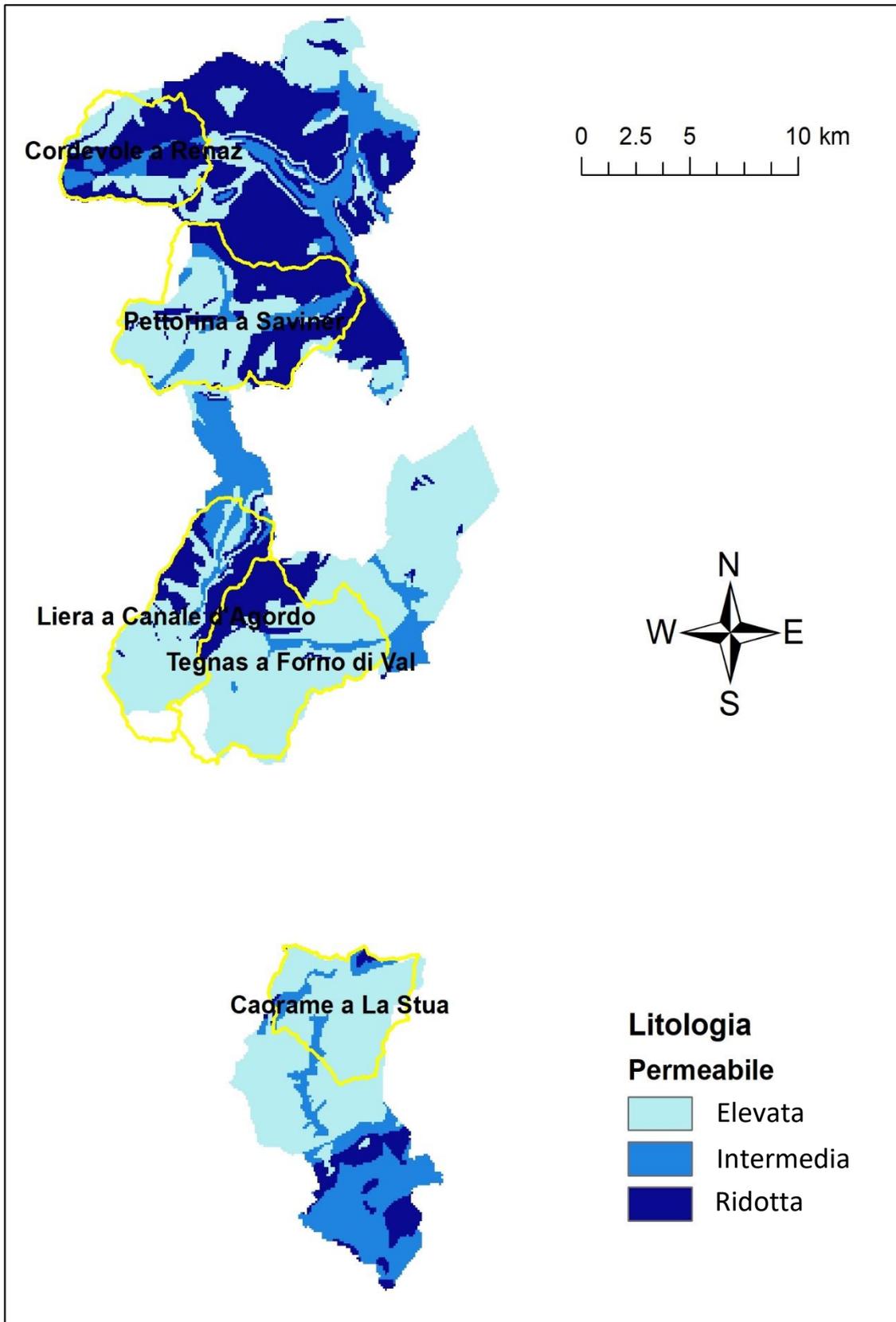


Figura 2.14: Permeabilità del suolo

Per quanto concerne la permeabilità delle rocce nelle aree di studio si può dedurre la ridotta permeabilità nel bacino del Cordevole a Renaz se paragonato con gli altri bacini. La figura sopra riporta rappresenta un estratto della carta della permeabilità dei suoli del Veneto, in cui si ha una distinzione tra permeabilità ridotta (0,36-3,6 mm/h), intermedia (3,6-36 mm/h) ed elevata (36-360 mm/h). Il bacino de La Stua presenta, invece, un'elevata permeabilità nella maggior parte della superficie. Il grado di permeabilità influisce sulla velocità di risposta del bacino all'evento piovoso e quindi sulla formazione di deflusso. In generale, si può affermare che le aree ad elevata permeabilità si ritrovano in corrispondenza dei substrati costituiti da rocce dolomitiche, mentre le zone in cui insistono strutture vulcaniche sono caratterizzate da una ridotta permeabilità.

3. MATERIALI E METODI

L'applicazione di un modello idrologico afflussi-deflussi richiede l'utilizzo di un appropriato supporto di dati pluviometrici e di portata, ricavati con adeguati metodi. I dati della forzante pluviometrica andranno a costituire l'input nel modello, mentre le portate osservate serviranno per valutare la bontà delle simulazioni realizzate.

Gli eventi di piena improvvisa si sviluppano su scale spaziali ridotte tali per cui i bacini interessati spesso non dispongono di stazioni per la misura dei deflussi, o nel caso in cui siano presenti possono venire danneggiate nel corso della piena (Marchi et al., 2013). Le indagini post-evento svolgono pertanto un ruolo chiave nella raccolta delle osservazioni fondamentali nell'analisi delle piene improvvise (Borga et al., 2008).

3.1 Dati di precipitazione

I dati di precipitazione impiegati in questo studio derivano dalle rilevazioni della pioggia caduta, effettuate dalle stazioni meteorologiche dell'ARPA Veneto, durante l'evento VAIA. Questa tipologia di stazioni è in grado di rilevare automaticamente, attraverso i sensori di cui sono dotate, i parametri di precipitazione, livello idrometrico, temperatura, radiazione solare, velocità e direzione del vento. In particolare, sul territorio veneto si dispongono di 160 pluviometri automatici in telemisura in grado di acquisire un valore di precipitazione, espresso in mm, ogni 5 minuti.

Ai fini dell'applicazione del modello KLEM, questi dati pluviometrici, che sono caratterizzati da coordinate spaziali (x, y, z) e temporali (t), sono stati interpolati impiegando il metodo dell'Inverse distance weighting (IDW), in modo da stimare la quantità di pioggia registrata nei cinque bacini idrografici oggetto di studio. Le precipitazioni sono state stimate per ogni cella del modello digitale di elevazione (DEM) ottenuto dal sito della Regione Veneto. Il DEM è una rappresentazione in formato raster della distribuzione delle quote di un determinato territorio; in questo caso il DEM utilizzato per l'interpolazione è costituito da una griglia con celle di 20 metri per lato.

L'interpolazione permette di stimare il valore medio di una variabile in corrispondenza di una determinata superficie a partire dai valori osservati in punti monitorati all'interno

della stessa area; ciò può verificarsi ad esempio quando si vuole conoscere la precipitazione media areale, per un certo intervallo temporale, riferita ad un determinato bacino idrografico (Rossi, 2019). Tuttavia, spesso non è possibile monitorare una variabile in modo continuo nello spazio, ciò accade ad esempio quando un sito non è monitorato da stazioni meteorologiche. Nella modellazione afflussi-deflussi di bacini di medie-piccole dimensioni la forzante pluviometrica in input spesso può essere fornita da un'unica stazione di misura, quella più baricentrica per il bacino di interesse.

Come si osserva in Figura 3.1, quattro dei bacini oggetto di studio presentano all'interno della loro superficie almeno una stazione pluviometrica, mentre nel bacino de La Stua, data l'assenza di strumentazioni, si deve fare affidamento alle stazioni più vicine ubicate all'esterno di esso.

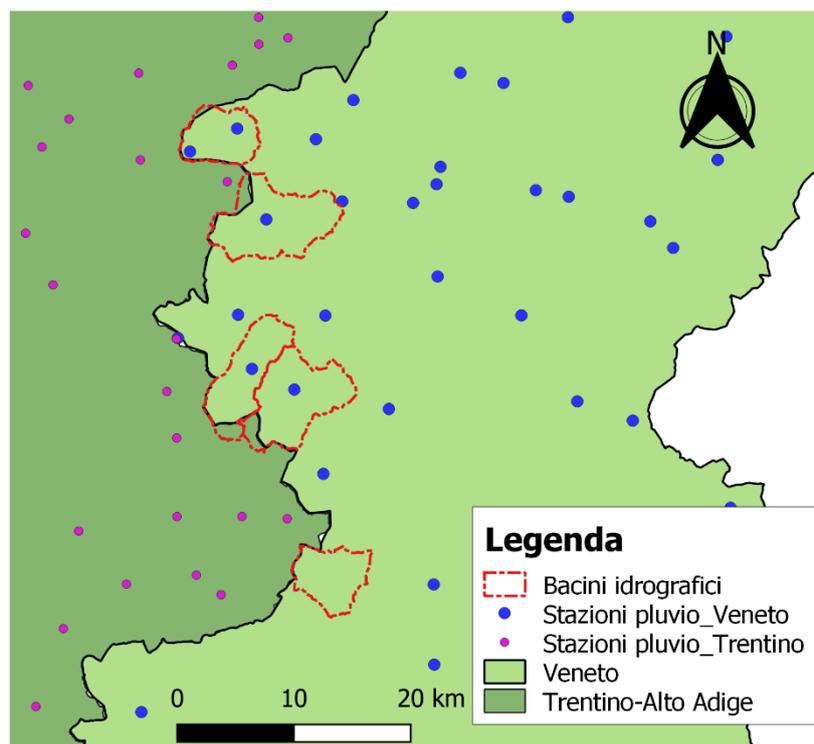


Figura 3.1: Individuazione delle stazioni pluviometriche nelle aree di studio

L>IDW è una tecnica di interpolazione locale in quanto utilizza solamente i valori dei punti noti più vicini. Essa si basa sull'assunzione che i punti più vicini assumono valori più simili rispetto ai punti più lontani. Perciò l'influenza, nel processo di interpolazione, di ciascun

valore registrato diminuisce con la distanza dalla cella: valori più vicini alla cella in esame saranno pesati di più rispetto a quelli più lontani (Rossi, 2019). L'interpolazione è influenzata dal parametro di potenza p adottato, il quale controlla l'azione di pesatura, se aumenta il suo valore l'influenza dei punti più distanti diminuisce. Il risultato dell'interpolazione per ciascuna cella è uguale a:

$$z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{d_i^p}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}} \quad (2)$$

dove:

n = numero di punti noti utilizzati

d = distanza del punto noto, i , dal centro della cella in esame

p = potenza

Il numero delle stazioni da interpolare può essere regolato direttamente, fissando il numero di punti che si desidera utilizzare, oppure indirettamente, stabilendo un raggio di ricerca mediante il quale il processo di interpolazione individua solamente le stazioni comprese nel raggio stesso.

Il processo di interpolazione dei dati pluviometrici disponibili ha restituito i valori di precipitazione media areale per ciascun bacino, riportati in Tabella 2. Nell'analisi delle piene improvvise, i dati di precipitazione interpolati, oltre a identificare i bacini maggiormente interessati dall'evento piovoso, costituiscono l'input ai modelli di simulazione della risposta idrologica del bacino (Marchi et al., 2009b).

Bacino	Area (km ²)	Precipitazione interpolata media (mm)
Cordevole	27,77	195
Pettorina	54,11	270
Liera	38,07	319
Tegnas	48,93	506
La Stua	27,52	449

Tabella 2: Valori di precipitazione interpolati nel periodo 27-30 ottobre 2018

3.2 Dati di portata

I dati di portata presso la sezione di chiusura del bacino de La Stua sono stati forniti da Enel Produzione, gestore dell'impianto idroelettrico di cui fa parte la diga de La Stua. La diga è stata costruita tra il 1952 e il 1953 per la produzione di energia elettrica. Lo sbarramento ha creato il lago de La Stua, un vaso artificiale che presenta un volume totale pari a 3,5 milioni di m³ d'acqua, situazione che si verifica quando il livello idrometrico è massimo, vale a dire ad un'altitudine di 690 m s.l.m. Le osservazioni di portata per il bacino in esame derivano dalla rilevazione dei volumi d'acqua trattenuti dalla diga e successivamente rilasciati a valle dello sbarramento.

Osservando le portate registrate nel corso della piena avvenuta tra il 27 e il 30 ottobre del 2018 nel bacino de La Stua si possono notare due picchi che corrispondono a due eventi distinti (Figura 3.2). Il primo picco, che presenta un valore pari a 48 m³/s, si verifica alle ore 12:00 del 28 ottobre ed è associato all'evento piovoso di minor intensità. Si raggiunge, invece, un valore al picco decisamente più elevato durante il secondo evento, in cui la portata arriva a 93 m³/s alle ore 19:00 del 29 ottobre. Tuttavia, nel primo caso la portata si mantiene su valori superiori a 40 m³/s per diverse ore, poi decresce rapidamente grazie all'assenza di piogge significative per circa 12 ore; al contrario nel secondo evento la risposta del bacino è più rapida: dopo aver raggiunto il picco di piena si ha una fase di esaurimento molto breve dovuta ad una netta diminuzione delle precipitazioni già a partire dalla tarda serata del 29 ottobre.

Si deve sottolineare però che l'idrogramma rilevato alla sezione di chiusura del bacino, nella sua fase iniziale, mostra un ritardo eccessivo del deflusso rispetto all'inizio dell'evento di precipitazione.

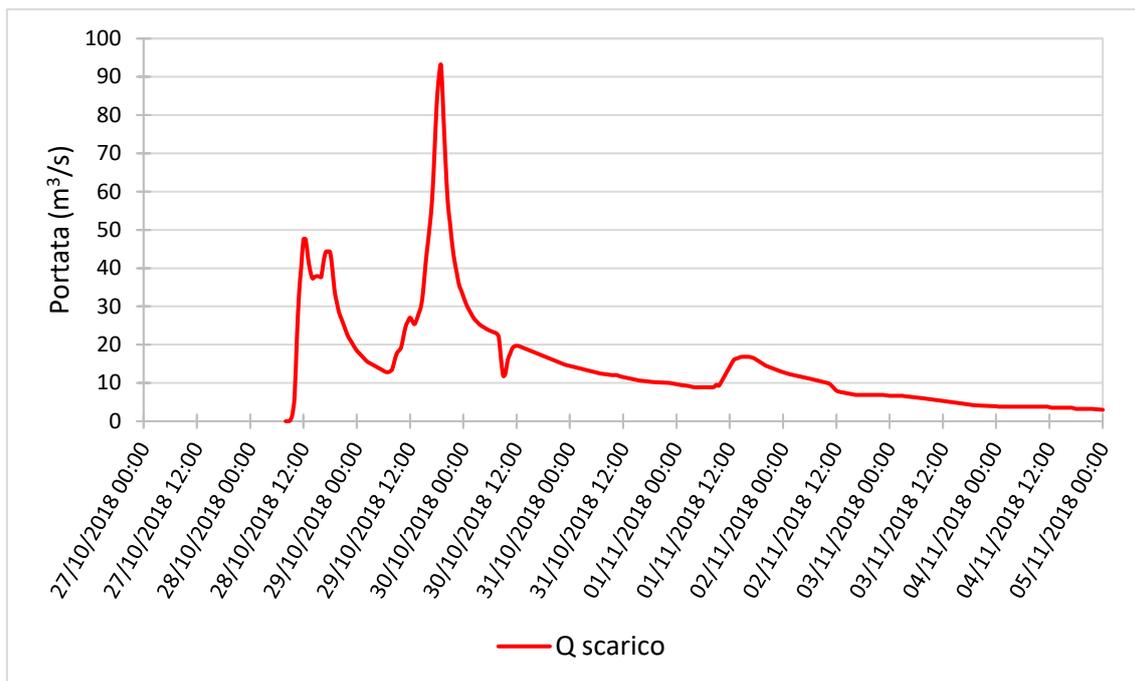


Figura 3.2: Idrogramma ricostruito dal bilancio del serbatoio (Fonte: ENEL)

Per gli altri bacini sono stati eseguiti dei rilievi post-evento per stabilire indirettamente i picchi di portata. Le stime basate su tecniche indirette in campo risultano necessarie per conoscere i valori massimi di portata, in particolar modo quando un bacino è privo di stazioni per la misura idrometrica o nel caso in cui la strumentazione sia stata danneggiata dal passaggio della piena. Nel caso di piene improvvise, infatti, le osservazioni, durante le indagini successive all'alluvione, delle tracce rilasciate dalla piena danno la possibilità di sviluppare stime dettagliate dei picchi di portata lungo il corso d'acqua, usando quindi metodi indiretti (Figura 3.3). I rilievi post-evento possono fornire delle analisi di risposta alle piene spazialmente coerenti, se supportati da un'accurata pianificazione logistica e da un adeguato presidio dell'area. Anche l'identificazione della risposta geomorfica verificatasi durante l'evento è fondamentale, poiché attraverso la mappatura delle aree di inizio e deposizione di frane e debris flow si possono escludere i processi di deflusso non Newtoniani dalla valutazione dei picchi di piena, evitando stime inesatte (Borga et al., 2019).



Figura 3.3: Esempio di traccia lasciata da una piena sulla vegetazione

I rilievi successivi all'evento sono stati eseguiti in prossimità delle sezioni di chiusura dei quattro bacini idrografici, per stabilire il livello massimo di portata raggiunto durante l'evento. I rilievi topografici hanno previsto la misura della sezione trasversale dell'alveo per quanto riguarda l'area della sezione bagnata A e il perimetro bagnato P , oltre alla misura della pendenza del fondo dell'alveo. Il raggio idraulico R_h deriva dal rapporto tra l'area e il perimetro, mentre la velocità V della corrente è calcolata secondo la formula di Strickler, in riferimento a condizioni di moto uniforme:

$$V = K_s \cdot S^{1/2} \cdot R_h^{2/3} \quad (3)$$

dove:

V = velocità media della corrente (m/s)

K_s = coefficiente di scabrezza di Strickler ($m^{1/3}s^{-1}$)

S = pendenza (%)

R_h = tirante idraulico (m)

Si calcola poi la portata liquida per una sezione d'alveo rettangolare con la seguente equazione:

$$Q = A \cdot V \quad (4)$$

Si ottengono quindi un valore probabile $Q_{probabile}$, un valore minimo Q_{min} e un valore massimo Q_{max} di portata a seconda del coefficiente di scabrezza utilizzato. In Tabella 3 si

riportano i risultati delle ricostruzioni delle portate al picco nei vari bacini, comprensivi della portata probabile e della relativa incertezza, e in aggiunta le portate unitarie al colmo. In particolare, non si osserva una grande variabilità dei contributi di piena per unità di superficie dei bacini, con il valore più elevato che si riscontra nel bacino del Tegnás.

Bacino	Q stimata (m^3s^{-1})	Q unitaria ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$)
Cordevole	56 (52-60)	2,0
Pettorina	132 (101-163)	2,4
Liera	91 (81-101)	2,4
Tegnás	154 (134-167)	3,1

Tabella 3: Valori stimati dei picchi di piena e portate unitarie al colmo

Le stime dei picchi e le relative incertezze verranno poi confrontate con gli idrogrammi simulati per la piena del 27-30 ottobre del 2018 nei quattro bacini. Tale confronto consente anche di verificare i risultati delle indagini di campo, identificando eventuali stime di picco non corrette (Marchi et al., 2009b).

3.3 Modello idrologico afflussi-deflussi

Per affrontare le simulazioni idrologiche, e quindi esaminare la risposta dei cinque bacini alla sollecitazione della precipitazione, è stato adottato un modello afflussi-deflussi denominato KLEM (Kinematic Local Excess Model) applicando il metodo proposto dal Soil Conservation Service (SCS) e il modello PDM (Probability Distributed Model). In particolare, un modello afflussi-deflussi è in grado di trasformare i dati della forzante pluviometrica nel deflusso rappresentato dall'idrogramma di piena. Tale metodologia, che consente di ricostruire l'idrogramma di piena a partire dai valori osservati delle precipitazioni che incidono su di un bacino idrografico, è favorita dalla maggiore disponibilità di dati e informazioni relativi alle serie pluviometriche rispetto a quelli delle serie idrometriche (Borga, 2012).

3.4 Soil Conservation Service - Curve Number

Il KLEM è un modello idrologico concettuale e spazialmente distribuito in cui il metodo del Soil Conservation Service, impiegato dal Dipartimento Agricoltura USA per descrivere i processi di generazione dei deflussi, è integrato con un modello geomorfologico di propagazione dei deflussi. Quest'ultimo è basato sull'analisi numerica della morfologia del bacino idrografico di interesse. Il modello KLEM si basa sulla disponibilità di dati in formato raster sulla topografia del territorio e sulle caratteristiche del suolo e della vegetazione (Borga et al., 2007); inoltre è parametrizzato per ognuna delle celle in cui il bacino di interesse viene discretizzato, ovvero analizza le celle in maniera indipendente l'una dall'altra. I parametri idrologici relativi alla formazione del deflusso sono associati a ogni cella in riferimento a mappe tematiche; i parametri relativi invece alla propagazione del deflusso sono stimati in base alle caratteristiche morfologiche del bacino (Marchi et al., 2013). L'estensione del metodo SCS-Curve Number permette di calcolare per ciascuna cella il deflusso superficiale, il tasso di infiltrazione e il deflusso sottosuperficiale. Oltre al deflusso superficiale, che si propaga alla sezione di chiusura formando il deflusso diretto $q_e(t)$, anche la componente sottosuperficiale, nonostante raggiunga la sezione di chiusura più lentamente, contribuisce in maniera importante alla formazione della piena (Borga, 2012). Il modello, mediante una procedura ripetuta per ogni cella e per ciascun intervallo di calcolo, fornisce piccoli contributi di deflusso collocati in modo preciso nel tempo la cui somma produce l'idrogramma di piena simulato.

3.4.1 Calcolo del deflusso superficiale

Di tutta la pioggia registrata durante un evento piovoso solamente la pioggia efficace produce deflusso superficiale. Il metodo SCS-Curve Number (SCS-CN) fornisce la seguente equazione che mette in relazione la pioggia efficace $P_e(t)$ e la precipitazione $P(t)$ cumulate allo stesso istante t :

$$\begin{aligned} P_e(t) &= \frac{(P(t)-I_a)^2}{(P(t)-I_a+S)} & P(t) > I_a \\ P_e(t) &= 0 & P(t) \leq I_a \end{aligned} \quad (5)$$

dove:

I_a = perdite iniziali (mm) o anche la precipitazione dell'evento richiesta per la formazione di deflusso;

S = volume massimo che può essere immagazzinato dal suolo in condizioni di saturazione (mm).

La ripetizione dell'eq. 5 ad intervalli di tempo regolari, stabiliti in questo caso di 30 minuti, per ciascuna cumulata progressiva di precipitazione $P(t)$, permette di ottenere i valori delle cumulate di pioggia efficace $Pe(t)$. Sottraendo in seguito a ciascuna di esse la cumulata dell'intervallo precedente si arriva ad ottenere la distribuzione temporale dei contributi di portata diretta. Le perdite iniziali I_a dipendono da alcuni fattori quali:

- le condizioni del suolo, legate anche al trattamento cui è sottoposto;
- l'intercettazione da parte della vegetazione;
- l'imbibimento iniziale del terreno;
- l'immagazzinamento di volumi idrici in depressioni superficiali.

Il valore di I_a si può assumere direttamente proporzionale ad S secondo l'espressione che segue:

$$I_a = i_a \cdot S \quad (6)$$

dove i_a è compreso in un intervallo di valori da 0.01 a 0.2. Per ottenere il valore di S è necessario disporre del coefficiente Curve Number (CN), un parametro sintetico e spazialmente distribuito che esprime l'attitudine di una porzione di territorio a produrre deflusso diretto (eq. 7).

$$S = 254 \cdot \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \cdot X \quad (7)$$

Il parametro CN assume valori compresi in un intervallo fra 0 e 100 dove i valori più alti indicano la maggior propensione a produrre deflusso e quindi l'assenza di perdite per infiltrazione. Tale parametro si ricava dalla combinazione di quattro diverse classificazioni:

- uso del suolo (pascoli, boschi, prati, strade sterrate, etc.) e trattamento della superficie (terrazzamenti, solchi dritti, solchi a reggipoggio);
- condizione di drenaggio (buona, discreta, cattiva);

- gruppi idrologici del suolo A, B, C e D, dove A indica un suolo ad alta capacità di infiltrazione e D un suolo a minore infiltrabilità;
- stato iniziale di saturazione del suolo.

Il valore potenziale di volume infiltrato S è regolato anche dal parametro di calibrazione X , che modifica la massima ritenzione idrica ed è utile nelle fasi di calibrazione per modificare l'output del modello idrologico conservando la variabilità assegnata inizialmente al parametro CN. Il modello KLEM considera inoltre l'influenza delle condizioni iniziali di saturazione del suolo (Antecedent Moisture Condition, AMC) sulla formazione della piena. Queste condizioni, definite in funzione dell'altezza di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento, sono rappresentate da tre classi: AMC-I, AMC-II, AMC-III in riferimento a terreni asciutti, mediamente imbibiti e fortemente imbibiti. I parametri AMC e CN sono legati dall'equazione:

$$CN = \frac{A \cdot CN_0}{10 + B \cdot CN_0} \quad (8)$$

dove:

$$A = 2.08^{0.81 \cdot AMC} - 0.47 \quad (9)$$

$$B = \frac{A - 4.2}{100} - 0.058 \quad (10)$$

Mentre il valore che assume AMC è caratteristico di ciascun evento di piena, il valore di CN_0 viene attribuito in modo distribuito nelle celle in cui è diviso il bacino di interesse. Inoltre, è importante non trascurare l'effetto di diminuzione del contenuto idrico negli strati più superficiali del suolo durante gli intervalli in cui non si verificano precipitazioni. Ciò porta infatti ad un incremento della capacità d'infiltrazione durante gli eventi di pioggia successivi. Il modello applica quindi alla (11) il fattore k_1 di riduzione della pioggia cumulata, solamente nei periodi in cui il tasso di precipitazione risulta inferiore ad una determinata soglia i_{th} .

$$i_{th} = 1 \text{ mm h}^{-1}$$

$$P(t) = P(t) \cdot (1 - k_1) \quad (11)$$

Tale valore di $P(t)$ corretto viene impiegato solo per calcolare il deflusso diretto $P_e(t)$ e non il tasso di pioggia infiltrata. Riducendosi la pioggia cumulata, si riduce a sua volta il deflusso diretto, mentre si incrementa la quantità di pioggia infiltrata durante gli scrosci successivi (Borga, 2012).

3.4.2 Calcolo del deflusso sottosuperficiale

La pioggia che si infiltra nel suolo, ovvero la frazione di pioggia al netto delle perdite iniziali I_a e della componente di deflusso superficiale $P_e(t)$, va successivamente a costituire una quota di deflusso sottosuperficiale riempiendo un invaso concettuale distribuito $V(t)$. Il deflusso sottosuperficiale può essere calcolato diversamente in funzione di un invaso lineare (eq. 12) oppure quadratico (eq. 13):

$$q_s(t) = k_2 \cdot V(t) \quad (12)$$

$$q_s(t) = k_2 \cdot V(t)^2 \quad (13)$$

dove k_2 è una costante di svuotamento dell'invaso sottosuperficiale ed ha le dimensioni di T^{-1} e $L^{-1}T^{-1}$ rispettivamente in eq. 12 e in eq. 13. Il modello impiegato considera anche il valore della portata iniziale eventualmente presente poiché questa può condizionare fortemente il tasso di infiltrazione e la portata totale. Si deve considerare però che la portata in uscita dal serbatoio sottosuperficiale non sempre giunge alla sezione di chiusura del bacino. Tale comportamento si può manifestare ad esempio in caso di infiltrazione in falde profonde, un fenomeno tipico degli ambienti carsici che può fortemente influenzare le dinamiche di propagazione del deflusso. Con la (14) il modello KLEM tiene conto di questo processo, e di conseguenza delle caratteristiche geologiche del bacino, applicando un parametro W che va a ridurre la componente di deflusso sottosuperficiale $q_s(t)$ transitata dalla sezione di chiusura:

$$q'_s(t) = q_s(t) \cdot W \quad (14)$$

Il parametro W rappresenta dunque le perdite per infiltrazione in falda profonda e presenta un range di valori compreso tra 0 e 1, con quest'ultimo valore che indica condizioni in cui tutta la portata in uscita dal serbatoio sottosuperficiale transita dalla sezione di chiusura. Il deflusso sottosuperficiale dipende perciò da:

- natura del suolo e del sottosuolo;
- parametro di svuotamento;
- perdite per infiltrazione in falda profonda;
- volume del serbatoio sottosuperficiale.

Complessivamente la portata totale q ottenuta dal modello idrologico risulta dalla somma del deflusso superficiale q_e e della componente sottosuperficiale q'_s , come indicato nell'equazione presentata di seguito:

$$q = q_e + q'_s \quad (15)$$

La descrizione della propagazione del deflusso lungo il reticolo è riportata nel paragrafo 3.6. In Tabella 4 si riporta una lista dei parametri di input del modello utilizzati durante le simulazioni idrologiche.

	Nome	Unità	Descrizione	Intervallo
Generazione deflusso diretto	CN	[-]	Parametro di assorbimento del suolo	0 - 100
	i_a	[-]	Perdite iniziali, espresse come frazione di S	≥ 0
	AMC	[-]	Condizioni iniziali di umidità del suolo	$\leftarrow 2 \rightarrow$
	X	[-]	Parametro di calibrazione complessiva della massima ritenzione idrica	$\leftarrow 1 \rightarrow$
	k_1	[h ⁻¹]	Fattore di riduzione della pioggia cumulata	≥ 0
	ith	[mm h ⁻¹]	Soglia di attivazione k_1	≥ 0
	q_0	[m ³ s ⁻¹]	Deflusso iniziale alla sezione di chiusura	≥ 0
Generazione deflusso sottosuperficiale	k_2	[h ⁻¹ ; mm ⁻¹ h ⁻¹]	Costante di svuotamento dell'invaso sottosuperficiale	>0
	W	[-]	Parametro di infiltrazione in falda profonda	0-1
Propagazione deflusso superficiale	A_s	[km ²]	Area di soglia per la creazione del reticolo idrografico	≥ 0
	u_c	[ms ⁻¹]	Velocità di propagazione in canale	>0
	u_h	[ms ⁻¹]	Velocità di propagazione in versante	>0

Tabella 4: Elenco dei parametri di input del modello idrologico KLEM (Borga, 2012)

3.5 Probability Distributed Model (PDM)

Il PDM è un modello idrologico concettuale che elabora i contributi di pioggia in deflusso all'uscita del bacino. Il modello esamina la risposta idrologica del bacino rappresentando il deflusso come un processo di deflusso per eccesso di saturazione, controllato dalla capacità di assorbimento del suolo (Moore, 2007) . La Figura 3.4 illustra la struttura generale del modello che considera l'area di un bacino come un grande serbatoio costituito a sua volta da un insieme di piccoli serbatoi, ciascuno con un contenuto diverso. Si considera in tal modo che i diversi punti del bacino abbiano una differente capacità di immagazzinamento, ovvero che la capacità di ritenzione idrica del terreno vari all'interno del bacino.

Questo gruppo di serbatoi a diversa umidità del suolo (da poco profonda a molto profonda) è matematicamente descritto da una distribuzione di probabilità di Pareto (Cabus, 2008), che lega l'acqua accumulata nel bacino alla capacità di adsorbimento del suolo:

$$S(t) = \frac{c_{max}}{be+1} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{C^*(t)}{c_{max}} \right]^{be+1} \right\} \quad (16)$$

dove C_{max} (mm) è la capacità massima di immagazzinamento di umidità nel suolo, $C^*(t)$ rappresenta l'attuale capacità critica e indica il grado di saturazione del bacino, be controlla il grado di variabilità spaziale della capacità di adsorbimento all'interno del bacino. La formazione di deflusso in ciascun punto del bacino è controllata dunque dalla capacità di ritenzione idrica del terreno.

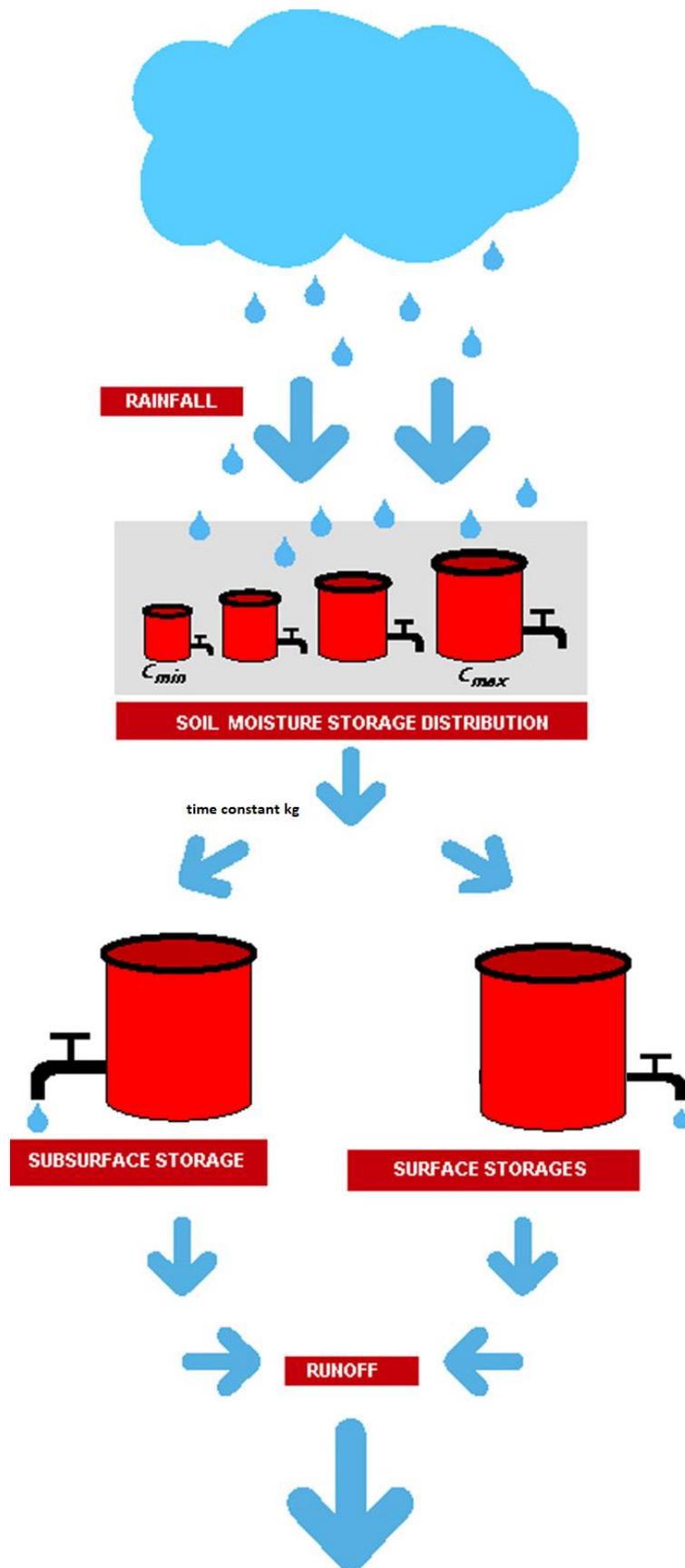


Figura 3.4: Struttura semplificata del modello PDM (Cabus, 2008)

Il modello inoltre calcola ad intervalli temporali stabiliti le precipitazioni efficaci secondo l'equazione:

$$\pi_i(t) = P(t) - RecGW(t) \quad (17)$$

dove:

π_i = precipitazione efficace (mm);

$P(t)$ = precipitazione registrata (mm);

$RecGW(t)$ = tasso di ricarica (mm) nelle acque sotterranee.

La precipitazione efficace genera deflusso diretto che va ad alimentare il serbatoio superficiale, il quale va a costituire la componente superficiale del deflusso. La pioggia tende a saturare in minor tempo gli invasi con bassa capacità di immagazzinamento, andando quindi a formare più velocemente deflusso superficiale, mentre riesce a saturare solamente in parte, o in maggior tempo, i serbatoi che presentano capacità di immagazzinamento elevata.

Inoltre, la pioggia efficace calcolata con la (17) produce l'effetto di incrementare l'attuale capacità critica del bacino:

$$C^*(t) = C^*(t - 1) + \pi_i(t) \quad (18)$$

Il volume di precipitazione efficace che viene accumulato nel serbatoio superficiale è stimato usando l'equazione (19):

$$\Delta S(t) = S(t) - S(t - 1) = \left[1 - \frac{C^*(t)}{C_{max}}\right]^{b+1} - \left[1 - \frac{C^*(t-1)}{C_{max}}\right]^{b+1} \quad (19)$$

L'insieme di serbatoi si riempie quindi d'acqua e una certa quantità va a ricaricare le acque sotterranee alimentando un invaso profondo. La ricarica è regolata dal parametro kg , una costante temporale di drenaggio delle acque sotterranee, ed è limitata da S_{min} , ovvero una soglia al di sotto della quale l'acqua viene trattenuta dalla tensione del suolo (Cabus, 2008). L'esponente bg regola invece la dipendenza della ricarica dall'immagazzinamento, con valori inferiori a uno che indicano una dipendenza sempre meno accentuata.

$$RecGW(t) = \frac{1}{kg} [S(t) - Smin]^{bg} \quad (20)$$

Il flusso in uscita dal deposito delle acque sotterranee costituisce la portata di base che può essere calcolato a seconda di una funzione cubica (21), esponenziale (22) oppure lineare (23).

$$Rbase = \frac{dSgw}{dt} = kgw * Sgw^3 \quad (21)$$

$$Rbase = \frac{dSgw}{dt} = \exp(kgw * Sgw) \quad (22)$$

$$Rbase = \frac{dSgw}{dt} = kgw * Sgw \quad (23)$$

dove Sgw rappresenta l'invaso iniziale delle acque sotterranee, mentre kgw è un parametro di scarico della falda.

La componente di immagazzinamento delle acque sotterranee, che riceve le acque di drenaggio, contribuisce al deflusso totale in uscita dal bacino idrografico (Moore, 2007).

Il deflusso superficiale si ottiene sottraendo alla pioggia l'immagazzinamento e la ricarica di falda secondo l'equazione:

$$R(t) = P(t) - \Delta S(t) - RecGW \quad (24)$$

In seguito, al deflusso superficiale si applica il routing alla sezione di chiusura che avviene attraverso i percorsi di versante e di canale come specificato nel paragrafo 3.6.

3.6 Propagazione del deflusso lungo il reticolo idrografico

La risposta idrologica alla sollecitazione meteorica può essere interpretata in seguito ad un'analisi dell'informazione altimetrica dei bacini, contenuta nel modello digitale del terreno. Il DTM (Digital Terrain Model) è infatti una rappresentazione in formato raster dell'altimetria del territorio considerato, formato da una griglia di celle quadrate di 5 metri per lato. La procedura di propagazione del deflusso spazialmente distribuita si basa sull'identificazione dei percorsi di drenaggio che prevede la caratterizzazione dei percorsi di versante e quelli di canale.

Per rappresentare i percorsi di drenaggio viene innanzitutto applicato un algoritmo che assegna la direzione di deflusso per ogni cella, considerando le otto celle adiacenti con pesi diversi e supponendo che il flusso d'acqua scelga la direzione della massima pendenza. Successivamente a ciascuna cella viene assegnato un valore pari al numero di celle drenate, determinato come il peso accumulato di tutte le celle che drenano verso la cella considerata (Figura 3.5). I percorsi preferenziali di drenaggio consentono di definire il reticolo idrografico, attraverso la definizione di un'area di soglia (A_s) che permette di caratterizzare le celle attribuibili ai tratti di versante e le celle riferibili ai tratti di canale (Revrenna, 2014). Questo parametro in sostanza individua l'area drenata minima necessaria per considerare una cella, che costituisce il bacino, appartenente o meno al reticolo idrografico (Borga, 2012).

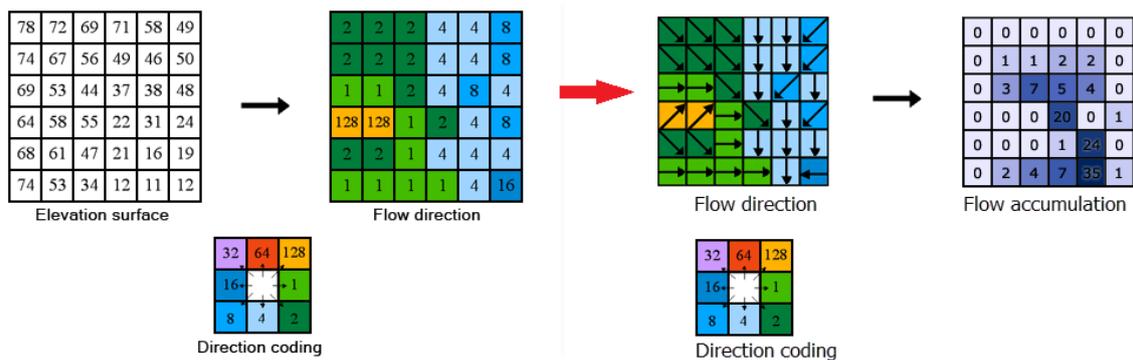


Figura 3.5: Calcolo della direzione di deflusso e dell'area contributiva (Esri, 2019)

La simulazione della piena di un bacino viene realizzata mediante una mappatura dei tempi di percorrenza in cui si associano i tempi di residenza (o di corrivazione) ad ogni cella, distinguendo i tratti di canale dai tratti di versante. Ciò avviene in funzione delle velocità di scorrimento dell'acqua lungo i tratti canalizzati u_c e lungo i versanti u_h :

$$T_{corr} = \frac{L_c}{u_c} + \frac{L_h}{u_h} = T_c + T_h \quad (25)$$

dove:

T_{corr} = tempo di corrivazione per ogni frazione di pioggia efficace in un punto qualsiasi del bacino;

L_c e L_h = lunghezze dei tratti di percorso, misurati dal punto stabilito, lungo la rete idrografica e lungo i versanti;

T_c e T_h = tempi di residenza relativi rispettivamente ai tratti canalizzati e di versante.

La portata in un punto qualsiasi lungo il reticolo idrografico è calcolata come:

$$q_e(t) = \int_A P_e[t - T_{corr}(x), x] dx \quad (26)$$

dove $q_e(t)$ indica la portata da deflusso superficiale generata presso la sezione di chiusura, A (km²) rappresenta l'area drenata dal bacino nel punto arbitrario e $P_e(t)$ è il deflusso superficiale al momento t e punto x (Borga et al., 2007).

4. APPLICAZIONE DEL MODELLO

4.1 Analisi di sensitività

L'applicazione del modello idrologico all'evento VAIA è iniziata con l'analisi di sensitività per descrivere come la variazione dei diversi parametri abbia effetti sulla risposta idrologica dei bacini oggetto di studio e di conseguenza sull'idrogramma simulato. La risposta del modello è stata analizzata variando un parametro alla volta e mantenendo costanti tutti gli altri. L'analisi di sensitività mira a identificare i parametri che hanno un'influenza maggiore sulle simulazioni del modello, ovvero che descrivono maggiormente il sistema idrologico. Allo stesso tempo si individuano i parametri che influenzano in misura minore l'output del modello (van Griensven et al., 2006). Questa metodologia consente di facilitare la successiva fase di calibrazione del modello con l'obiettivo di individuare un set ottimale di parametri per ciascun bacino idrografico.

Si è quindi confrontato il comportamento dei parametri su cui si basano i due modelli sviluppati, ovvero il modello KLEM SCS-CN e KLEM PDM, con riferimento al bacino de La Stua.

- **KLEM con metodo SCS-CN**

Per quanto riguarda la versione del modello KLEM che utilizza il metodo SCS-Curve Number è stata eseguita un'analisi di sensitività per verificare il comportamento di nove diversi parametri.

Il primo parametro considerato è l'area soglia A_s che individua le celle attribuibili ai tratti di canale: si può vedere nel grafico in Figura 4.1 come una sua variazione alteri sensibilmente i risultati delle simulazioni, sia nei valori della portata al colmo sia nelle fasi di concentrazione e di esaurimento della piena. Una diminuzione dell'area soglia contribuisce a restituire un idrogramma caratterizzato da picchi di piena più elevati e una risposta del bacino di maggior entità, oltre a una fase di decrescita più rapida.

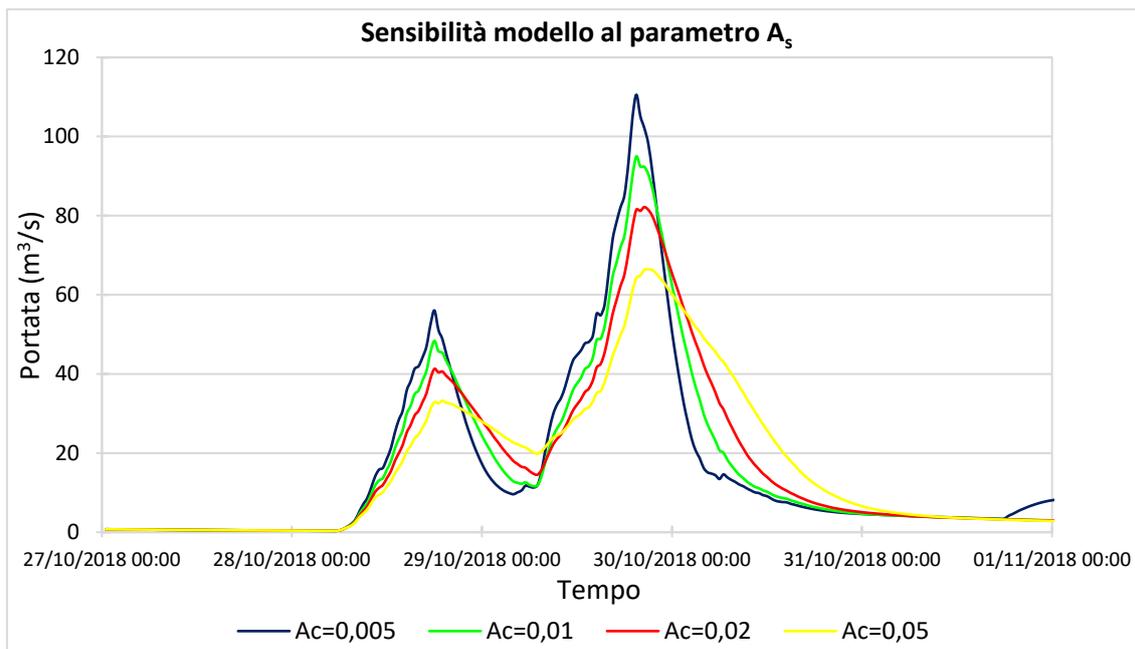


Figura 4.1: Sensibilità del modello al parametro A_s

Si considera anche la velocità di percorrenza nei tratti di canale, variando il parametro in un intervallo compreso tra 2 m/s e 3,5 m/s. Tuttavia, osservando l'idrogramma simulato non si verificano visibili variazioni sulla risposta del sistema.

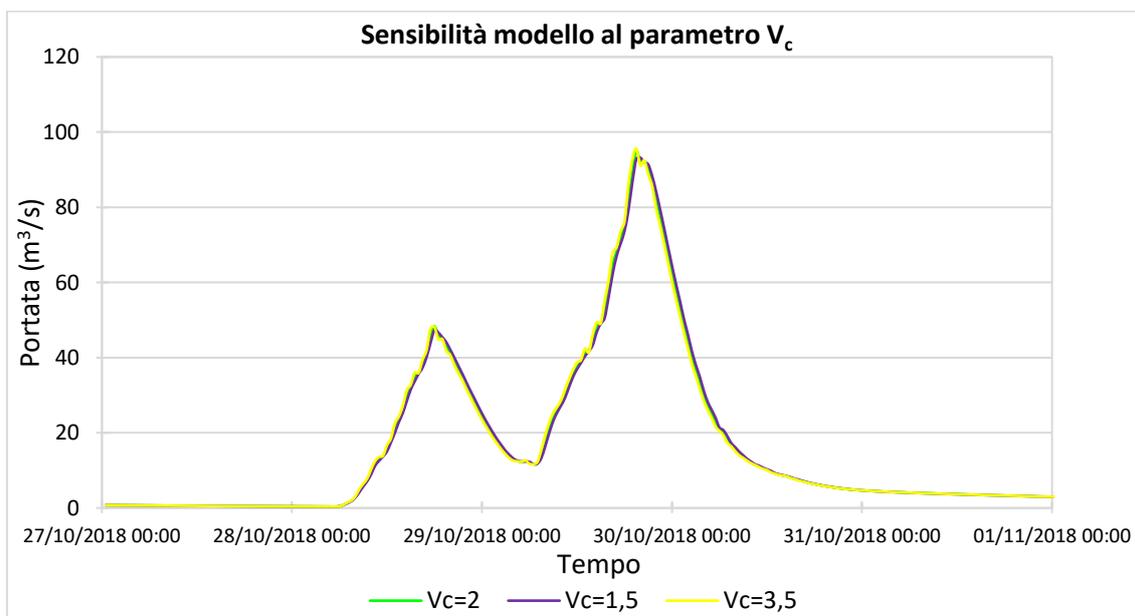


Figura 4.2: Sensibilità del modello al parametro V_c

A differenza di quanto avviene con la velocità di canale, il modello si dimostra molto sensibile a variazioni della velocità di versante, anche di piccola entità, dando luogo a notevoli differenze nelle portate simulate (Figura 4.3). Per V_h maggiore la risposta del bacino è più rapida e si ottiene un picco di piena elevato; all'opposto si nota che, per basse velocità di percorrenza nel versante, l'idrogramma si presenta con un colmo di piena più basso e fasi di crescita e decrescita più lente. Mentre V_h non influenza il tempo con cui il picco si presenta.

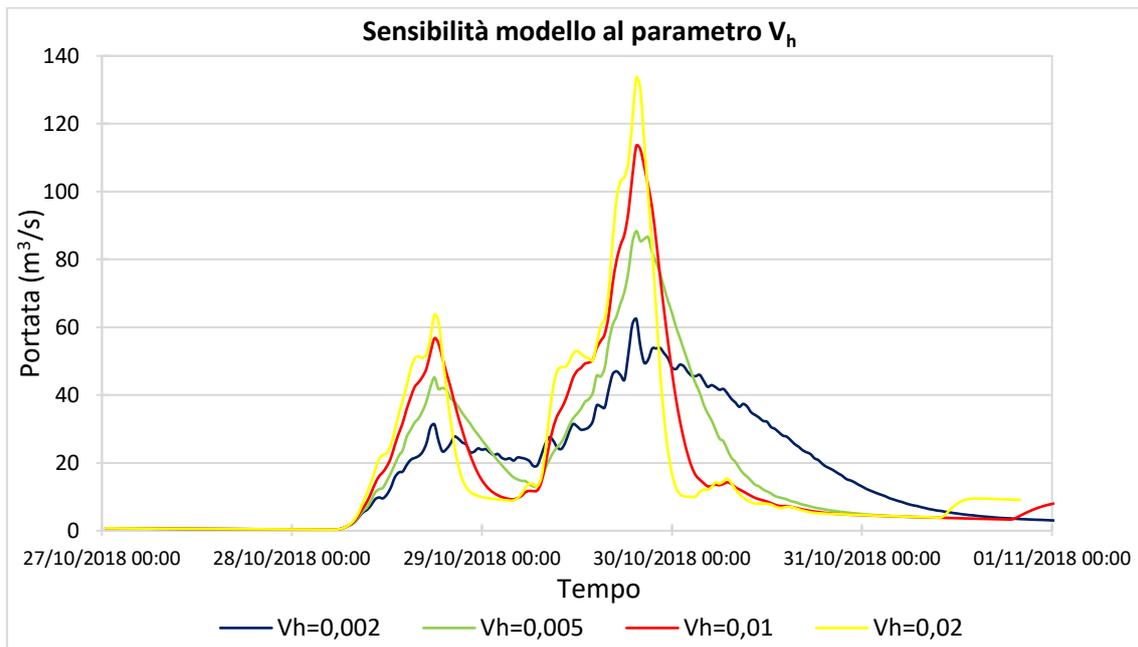


Figura 4.3: Sensibilità del modello al parametro V_h

L'analisi di sensitività ha interessato anche le perdite iniziali I_a . Il parametro incide prevalentemente sul primo picco di piena restituendo portate via via maggiori al diminuire di I_a , mentre nel secondo picco non si notano differenze significative. Le perdite iniziali, che sono direttamente proporzionali al volume potenziale immagazzinabile S , devono attestarsi intorno a 0,65 per ottenere un picco paragonabile a quello registrato alla sezione di chiusura del bacino de La Stua.

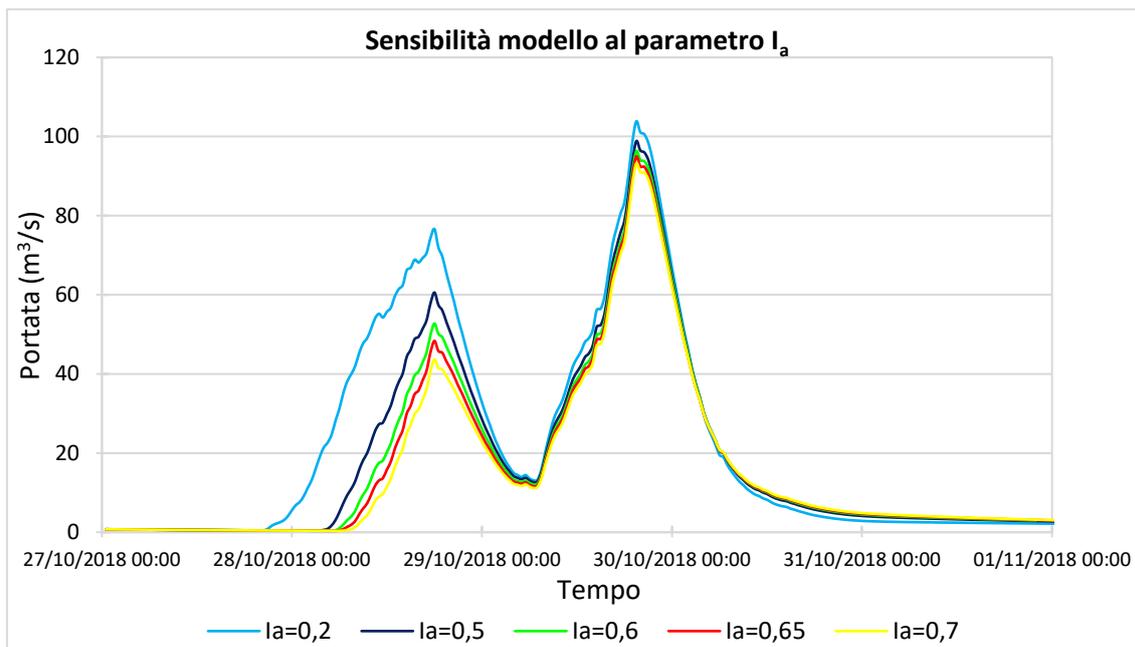


Figura 4.4: Sensibilità del modello al parametro I_a

La variazione del CN (Curve Number), parametro di assorbimento del suolo, determina un effetto significativo nella risposta idrologica del bacino. Il CN infatti regola anch'esso il volume massimo che può essere immagazzinato dal suolo; i valori più alti di tale parametro suggeriscono una maggiore propensione del bacino a produrre deflusso superficiale e quindi minori perdite per infiltrazione.

Perciò passando da un valore pari a 65 ad un altro pari a 54, come in Figura 4.5, si ha un aumento del volume potenziale infiltrato. Di conseguenza il deflusso diretto diminuisce e il picco di piena tende ad abbassarsi, specialmente durante il primo evento piovoso. Far variare questo parametro risulta utile nel successivo processo di calibrazione per avvicinare il picco dell'idrogramma simulato a quello misurato. Nel bacino de La Sua ci si aspetta un valore di CN inferiore rispetto agli altri bacini oggetto di studio, in quanto il bacino è molto permeabile in quasi tutta la sua estensione a causa del particolare substrato geologico e dell'uso del suolo caratterizzato dalla scarsa presenza di superfici rese impermeabilizzate.

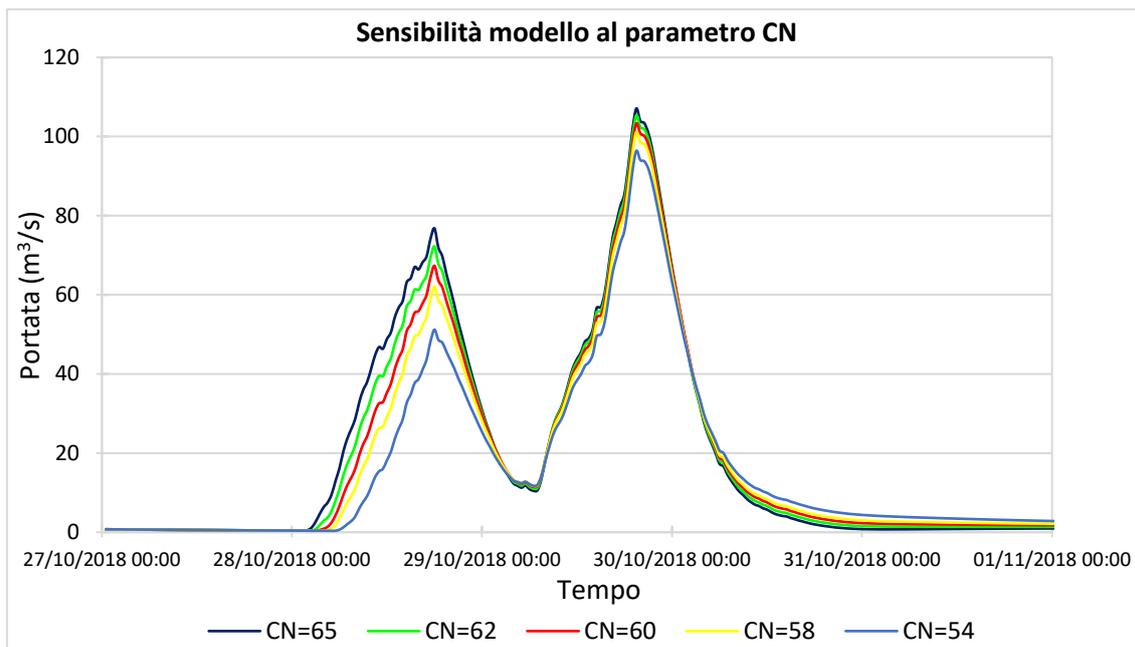


Figura 4.5: Sensibilità del modello al parametro *CN*

Per quanto riguarda le condizioni iniziali di saturazione del suolo *AMC*, mantenendo costanti gli altri parametri e assumendo *AMC* pari a 1 si ottiene una portata decisamente troppo bassa. Anche modificando gli altri parametri, non si riesce ad ottenere un idrogramma simulato che descriva correttamente le portate in uscita alla sezione di chiusura del bacino de La Stua. Infatti, realizzando varie simulazioni non si è riusciti comunque a rappresentare adeguatamente il primo picco dell'evento. Come si può osservare in tutte le simulazioni eseguite applicando il modello KLEM con il metodo SCS-CN si assiste ad un certo ritardo dell'inizio del deflusso rispetto all'inizio della precipitazione.

Con *AMC*=2 invece si ottengono le simulazioni migliori. Tuttavia, si deve sottolineare che il primo evento piovoso, del 27 ottobre, si è verificato in condizioni asciutte del suolo. Mentre passando ad un valore di *AMC* pari a 3, la prima onda di piena risulta eccessiva rispetto a quella misurata.

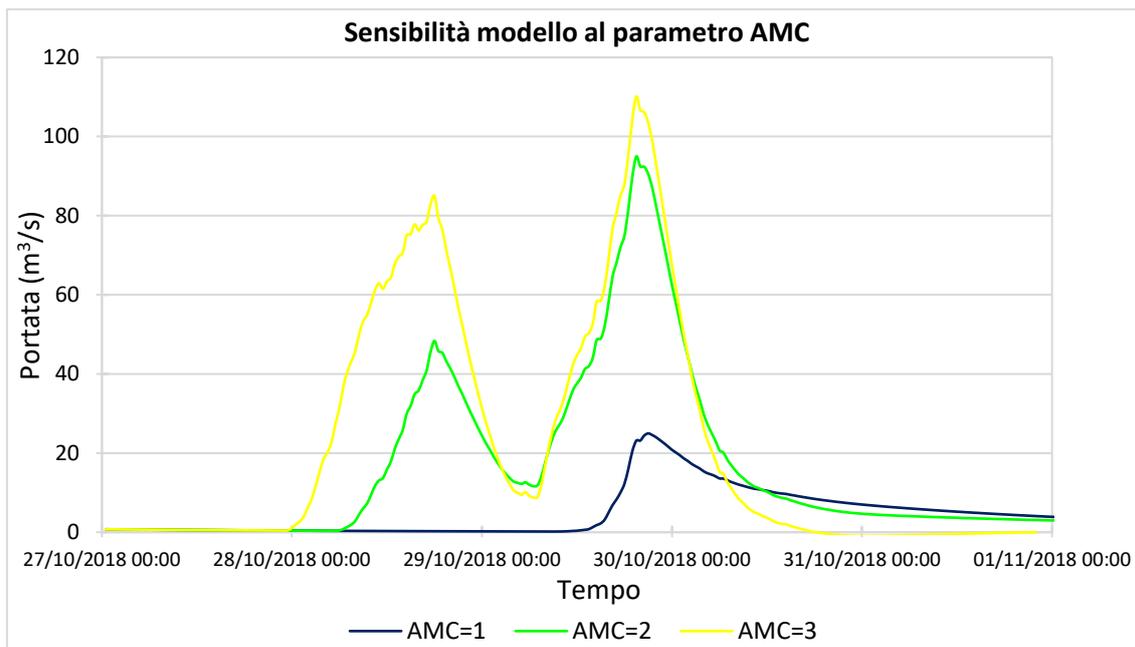


Figura 4.6: Sensibilità del modello al parametro AMC

Il fattore di riduzione della pioggia cumulata k_1 influenza solamente la fase finale dell'onda di piena. Un aumento del valore del parametro in questione incrementa a sua volta la capacità d'infiltrazione durante gli eventi piovosi successivi, diminuendo in sostanza la portata in uscita alla sezione di chiusura del bacino (Figura 4.7). Tale effetto si manifesta solamente negli intervalli temporali in cui il tasso di pioggia è inferiore a una soglia di attivazione pari a 1 mm/ora.

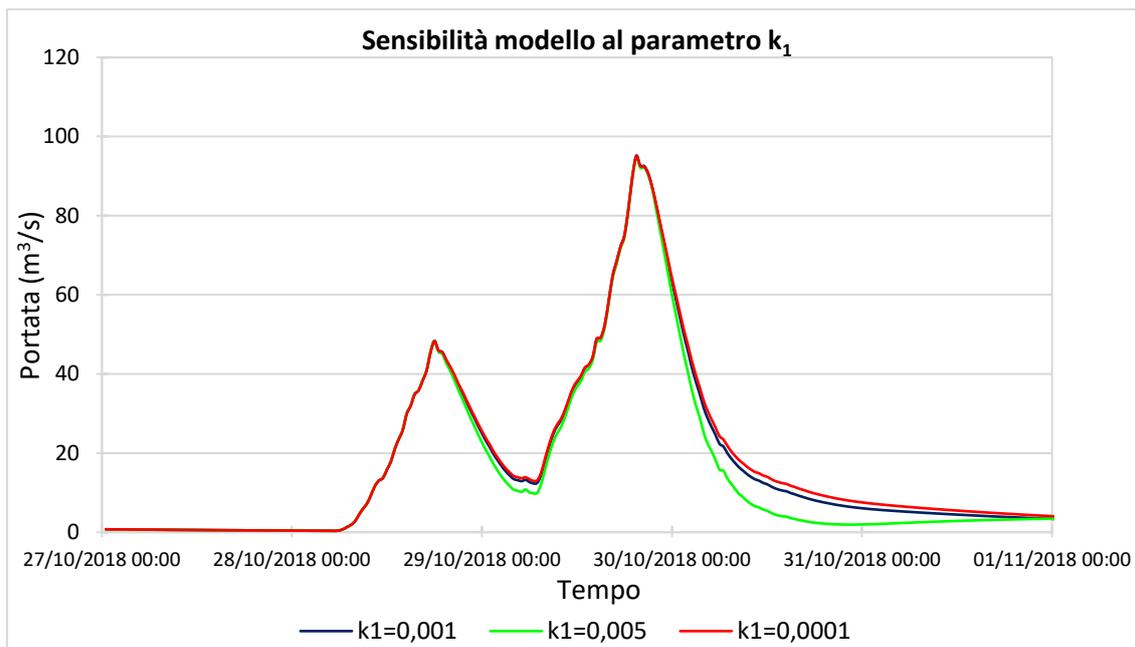


Figura 4.7: Sensibilità del modello al parametro k_1

Si è cercato poi di evidenziare la risposta del bacino de La Stua alla variazione del parametro k_2 il quale rappresenta uno dei fattori che governano la generazione del deflusso sottosuperficiale. Esso indica appunto la costante di svuotamento dell'invaso sottosuperficiale. Come si denota in Figura 4.8 il modello risulta particolarmente sensibile alla variazione di k_2 , in particolare nel primo picco di piena. Valori crescenti aumentano la componente di deflusso sottosuperficiale, al contrario riducendo il valore di k_2 l'invaso sottosuperficiale si svuota più lentamente fornendo portate più basse alla sezione di chiusura.

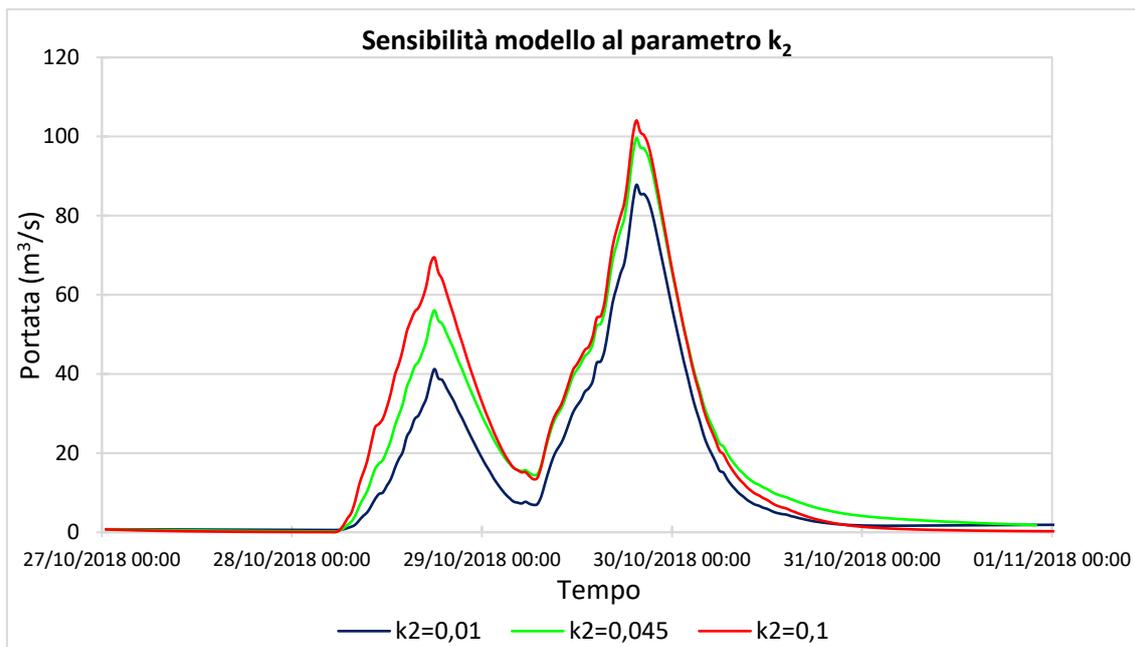


Figura 4.8: Sensibilità del modello al parametro k_2

Per concludere, un altro fattore che condiziona la formazione del deflusso sottosuperficiale è il parametro di infiltrazione in falda profonda W ; nonostante ciò il bacino risulta meno sensibile a variazioni di W di quanto non lo sia modificando il parametro k_2 . Il presente parametro può variare all'interno di un range compreso tra 0 e 1, in cui i valori minori tendono a ridurre il deflusso sottosuperficiale che giunge alla sezione di chiusura (Figura 4.9). Tale effetto dovuto alle perdite di infiltrazione in falda profonda si osserva in particolare nella fase di recessione dell'idrogramma simulato.

Per il bacino de La Stua si preferisce rimanere su valori di W prossimi all'unità per non abbassare troppo la portata nella fase finale dell'evento.

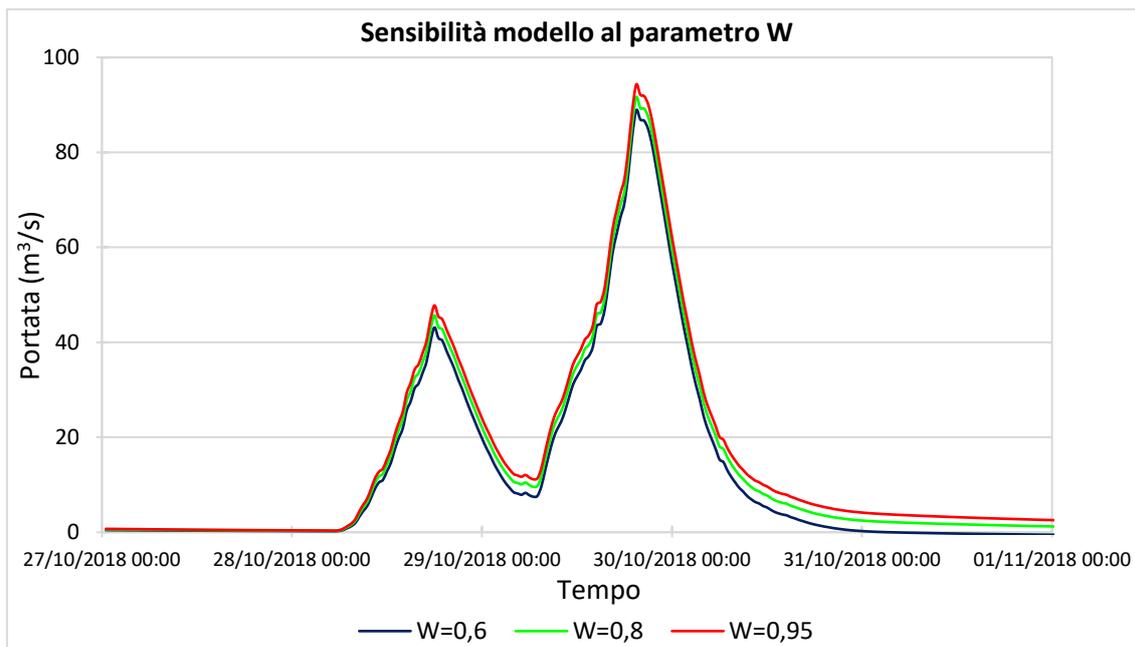


Figura 4.9: Sensibilità del modello al parametro W

- **KLEM con metodo PDM**

L'analisi di sensitività è stata svolta anche per il metodo PDM, interessando dieci diversi parametri. Di seguito si riportano delle considerazioni sull'analisi di ciascun parametro.

Il primo parametro che è stato analizzato è l'area soglia A_s : essa modifica l'output del modello in modo significativo per quello che riguarda la portata al colmo. L'aumento dell'area soglia contribuyente porta ovviamente ad una diminuzione dei picchi di portata e a un ramo discendente con pendenza più dolce. Viceversa, se si diminuisce il valore di A_s l'idrogramma rappresenta picchi più elevati e una forma della curva più frastagliata. Il modello invece, per quanto riguarda la fase di recessione, non è molto sensibile alla variazione di tale parametro (Figura 4.10).

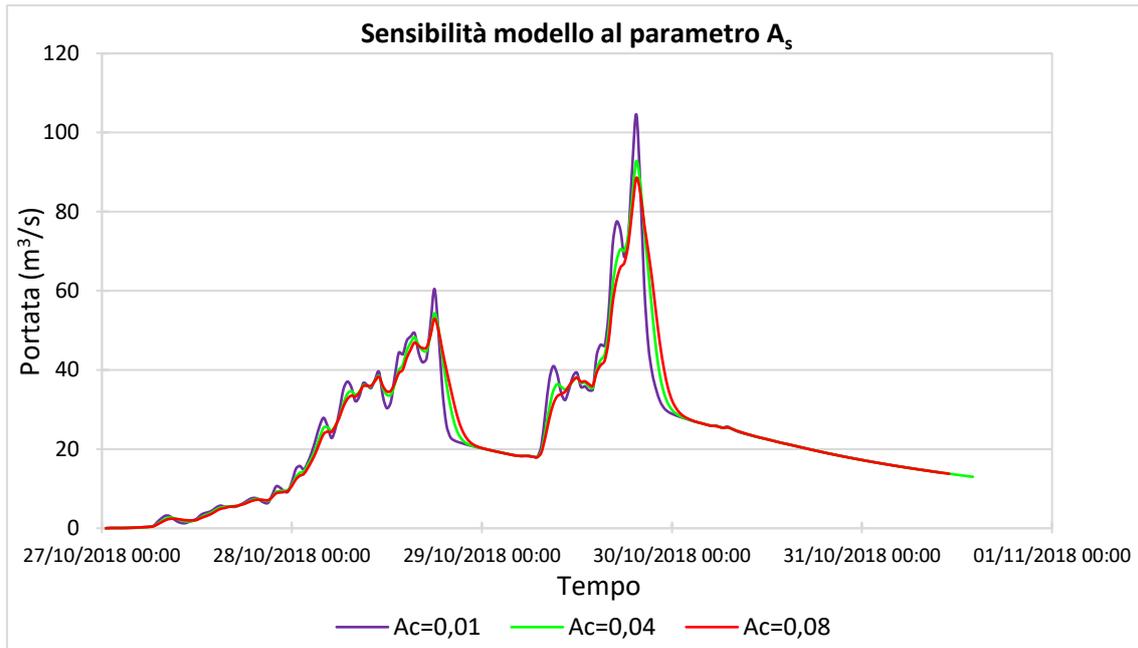


Figura 4.10: Sensibilità del modello al parametro A_s

Un altro parametro che si è considerato nell'analisi di sensitività all'output del modello è la velocità di percorrenza del versante V_h . Passando da un valore pari a 0,01 a un altro pari a 0,07 m/s si assiste ad un lieve anticipo dell'arrivo dell'onda di piena e ad un incremento considerevole del picco di piena (Figura 4.11). Inoltre, si può notare che velocità basse lungo i versanti restituiscono nell'idrogramma un ramo ascendente e un ramo discendente poco ripidi rispetto a quanto si osserva nell'idrogramma misurato. Un valore ideale di V_h per il bacino de La Stua è 0,04 m/s che permette di rappresentare in maniera più soddisfacente la risposta idrologica del bacino.

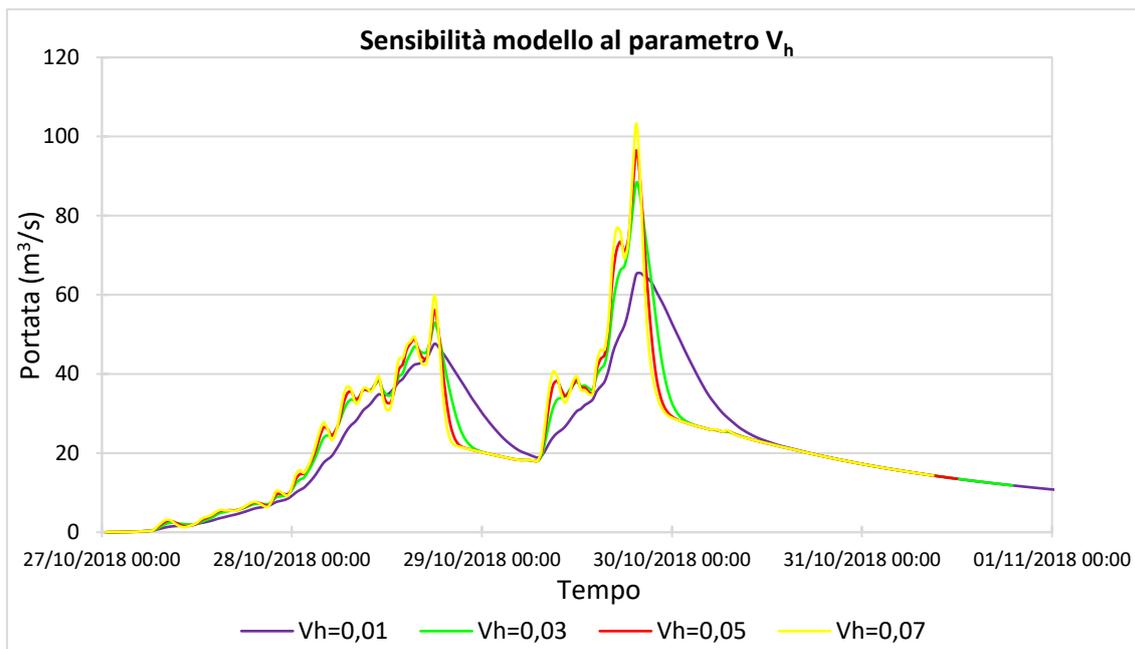


Figura 4.11: Sensibilità del modello al parametro V_h

Altro parametro che è stato fatto variare è S_o ovvero lo storage iniziale rispetto alla capacità media. Perciò S_o dà un'informazione sul contenuto di umidità del suolo all'inizio dell'evento. Come si può osservare in Figura 4.12, tale parametro altera in maniera significativa la fase crescente della prima onda di piena, corrispondente al primo evento piovoso, e in misura minore il secondo picco. Infatti, al crescere di S_o aumenta la portata nella fase iniziale dell'idrogramma, mentre man mano che la portata cresce il parametro tende ad avere meno incidenza, riducendo quindi la dipendenza della risposta idrologica dall'imbibimento iniziale del suolo. Il parametro comunque dimostra una discreta significatività durante tutto l'evento, compresa la fase di recessione della piena.

Tuttavia, si deve considerare che l'evento piovoso è iniziato quando il terreno si trovava in condizioni secche, quindi va individuato un valore sufficientemente basso durante la scelta del set ottimale di parametri.

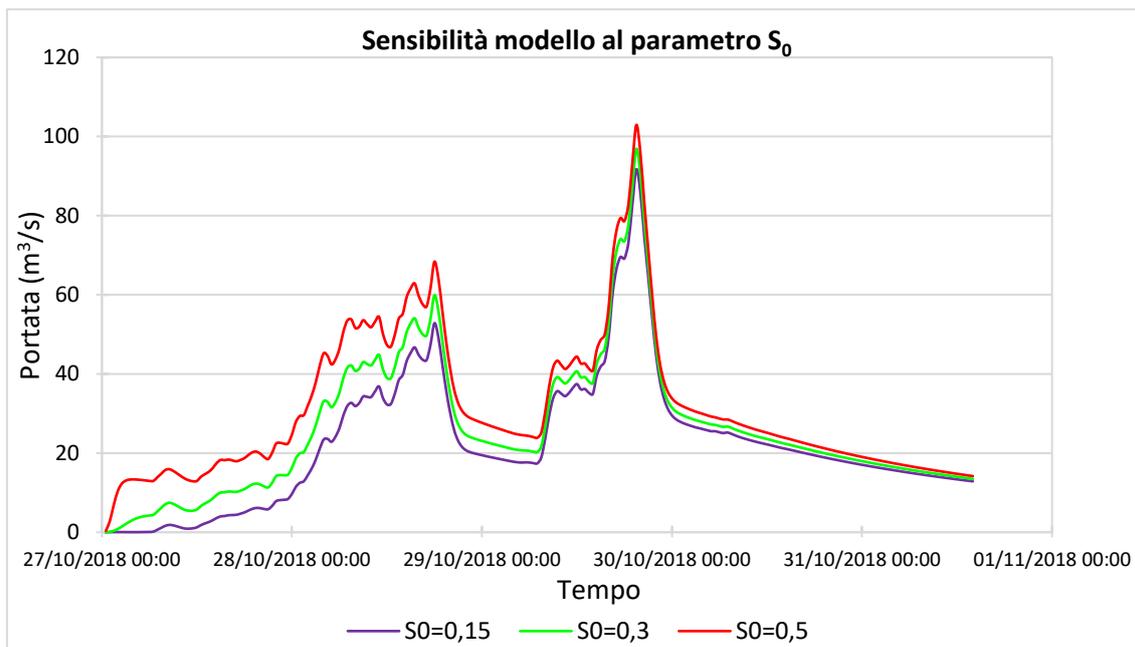


Figura 4.12: Sensibilità del modello al parametro S_0

C_{max} ha un ruolo determinante nella risposta del modello idrologico, esso esprime la capacità massima di immagazzinamento del terreno e il suo valore dipende quindi dallo storage iniziale. Infatti, un elevato contenuto iniziale d'acqua porta ad avere più velocemente superfici saturate e di conseguenza ad una diminuzione della capacità d'invaso. A sua volta si avrà un incremento della portata superficiale. In particolare, all'aumentare di tale parametro si può dedurre un duplice effetto: da una parte la riduzione della portata al picco in entrambi gli eventi piovosi e dall'altra una fase di recessione che si attesta a valori di portata più elevati. Mentre il ramo discendente nella sua parte superiore non subisce modifiche al variare del parametro (Figura 4.13).

Ci si aspetta per il bacino de La Stua una capacità massima C_{max} abbastanza elevata, rispetto agli altri bacini, se si considera la litologia molto permeabile in quasi tutta la superficie del bacino.

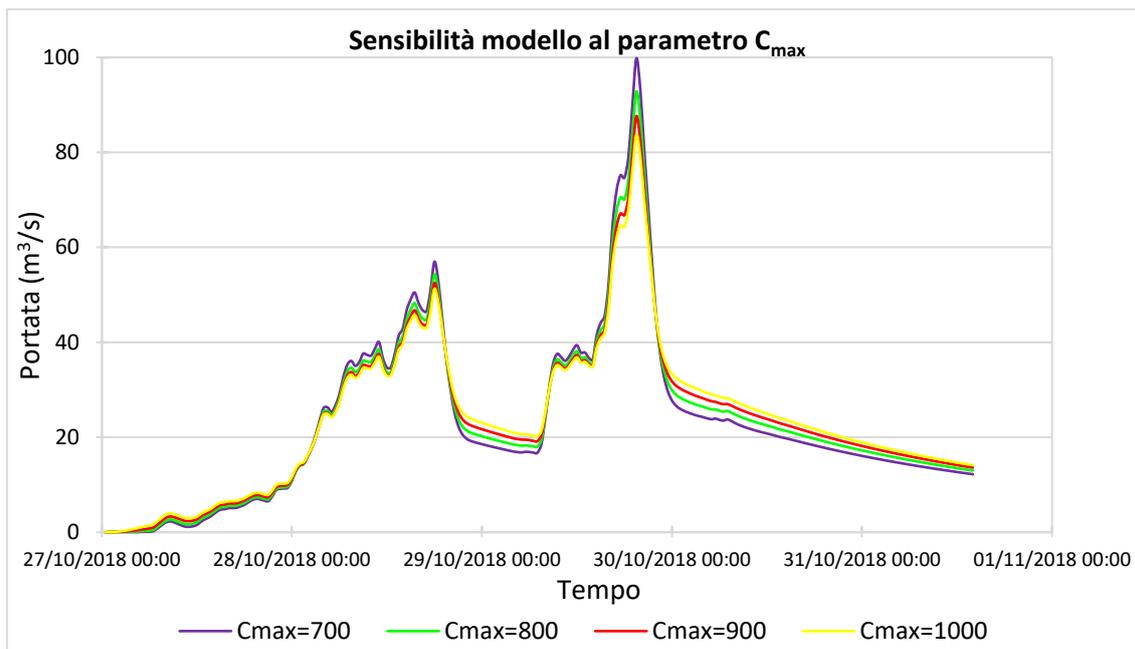


Figura 4.13: Sensibilità del modello al parametro C_{max}

Il parametro be è strettamente collegato alla capacità massima poiché è l'esponente che regola il grado di variabilità della capacità di adsorbimento all'interno del bacino. Osservando il grafico in Figura 4.14, il modello si dimostra molto sensibile alla variazione del parametro, mostrando però un comportamento opposto alla variazione di C_{max} . Infatti, in questo caso all'aumentare di be i massimi di portata dei due eventi aumentano e la fase di recessione si attesta a valori più bassi.

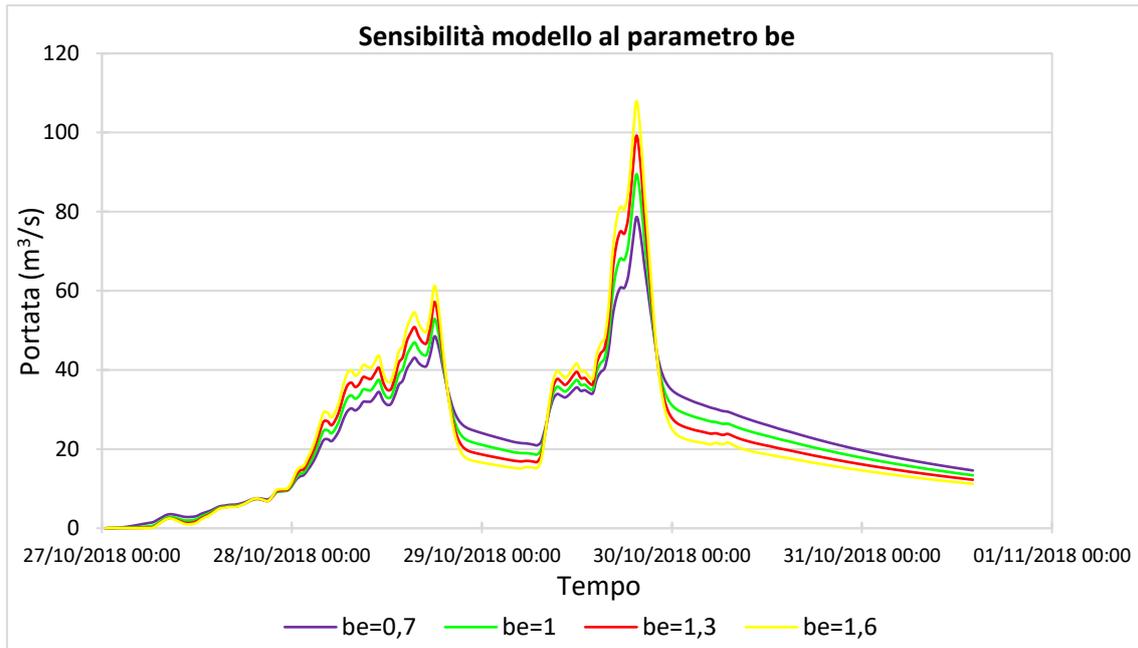


Figura 4.14: Sensibilità del modello al parametro be

La modifica della soglia di storage minimo di ricarica della falda S_{min} determina due cambiamenti significativi nell'idrogramma simulato. Il primo effetto riguarda la fase iniziale della prima onda di piena che si presenta con valori maggiori al diminuire di S_{min} . Il secondo cambiamento riguarda la fase di recessione: per valori di S_{min} minori la riduzione della portata simulata risulta più lenta, al contrario con S_{min} più grande la fase di decrescita è più rapida (Figura 4.15).

Questo comportamento è dovuto al fatto che il parametro rappresenta un valore soglia al di sotto del quale l'acqua viene trattenuta dal suolo, limitando in tal modo la ricarica della falda.

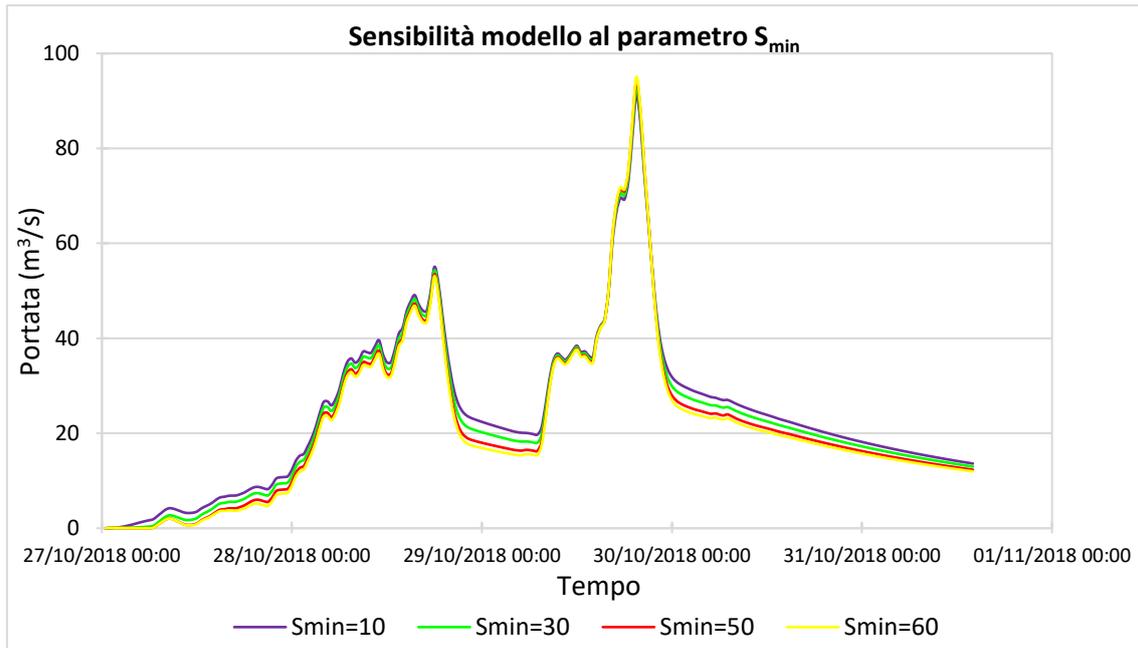


Figura 4.15: Sensibilità del modello al parametro S_{min}

Altro parametro considerato nell'analisi di sensitività che regola la ricarica della falda è kg , esso infatti contribuisce alla ricarica delle acque sotterranee. Si può affermare che più basso è kg maggiore è la ricarica. A tal proposito, una diminuzione di kg comporta valori di portata decisamente più elevati nel primo picco di piena, al contrario il secondo picco non subisce cambiamenti al variare del parametro. Un altro aspetto che si può notare riguarda il ramo discendente in entrambi gli eventi di precipitazione, questo è caratterizzato da una decrescita più rapida, osservabile dalla sua pendenza, utilizzando valori del parametro maggiori.

Ciò può essere osservato chiaramente nel grafico in Figura 4.16 in cui si può dedurre l'importanza del parametro nella risposta del modello e quindi nella successiva fase di calibrazione del modello.

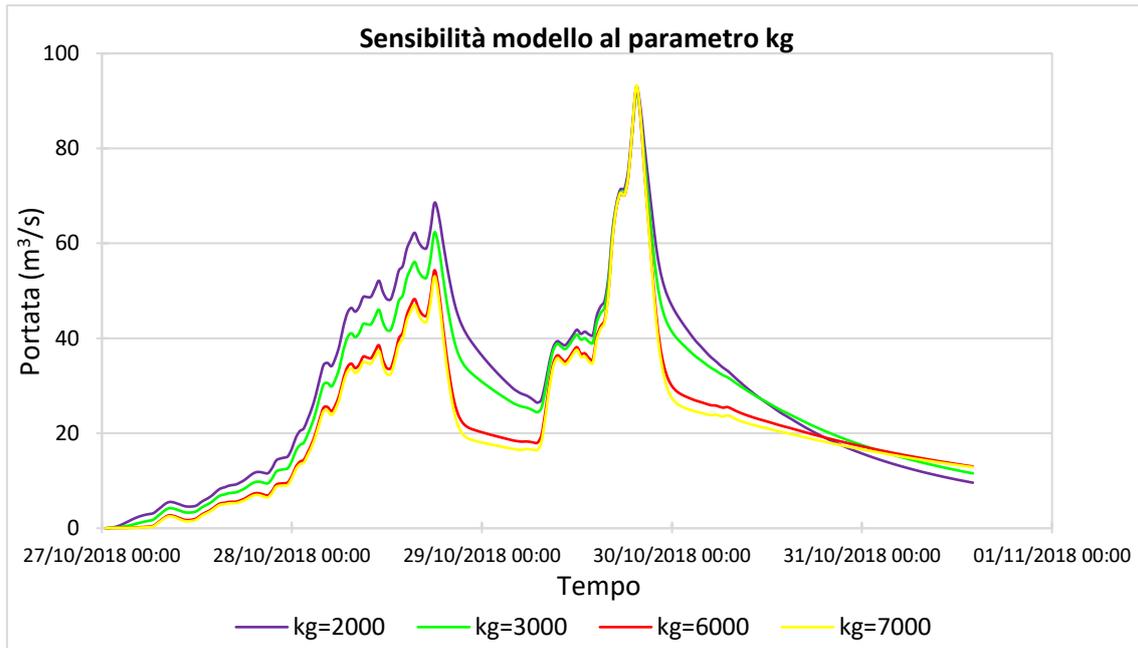


Figura 4.16: Sensibilità del modello al parametro kg

Al variare del parametro bg si osserva una notevole differenza nella fase di recessione: essa si attesta in maniera rapida su valori di portata molto bassi quando si assume bg pari a 1. Portando successivamente il parametro a 1,65 la coda dell'idrogramma tende a decrescere più lentamente (Figura 4.17).

Il parametro bg infatti governa la dipendenza della ricarica dallo storage, con valori inferiori a 1 che indicano una relazione di dipendenza via via minore.

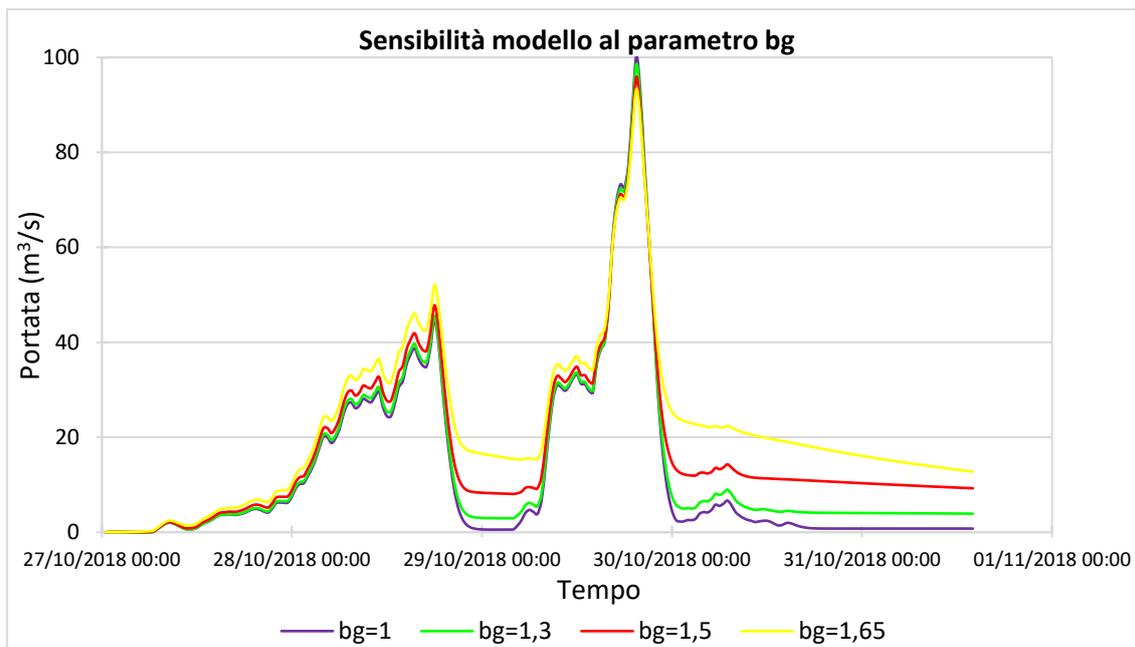


Figura 4.17: Sensibilità del modello al parametro bg

Il parametro kgw rappresenta lo scarico della falda e regola il deflusso di base. Una sua modifica non comporta variazioni significative dell'idrogramma simulato, tranne l'effetto che si verifica sul tempo di arrivo del picco di piena. A tal proposito, con valori del parametro prossimi all'unità si assiste ad un ritardo dei picchi nei due eventi piovosi, mentre la fase di recessione si mantiene pressoché invariata (Figura 4.18).

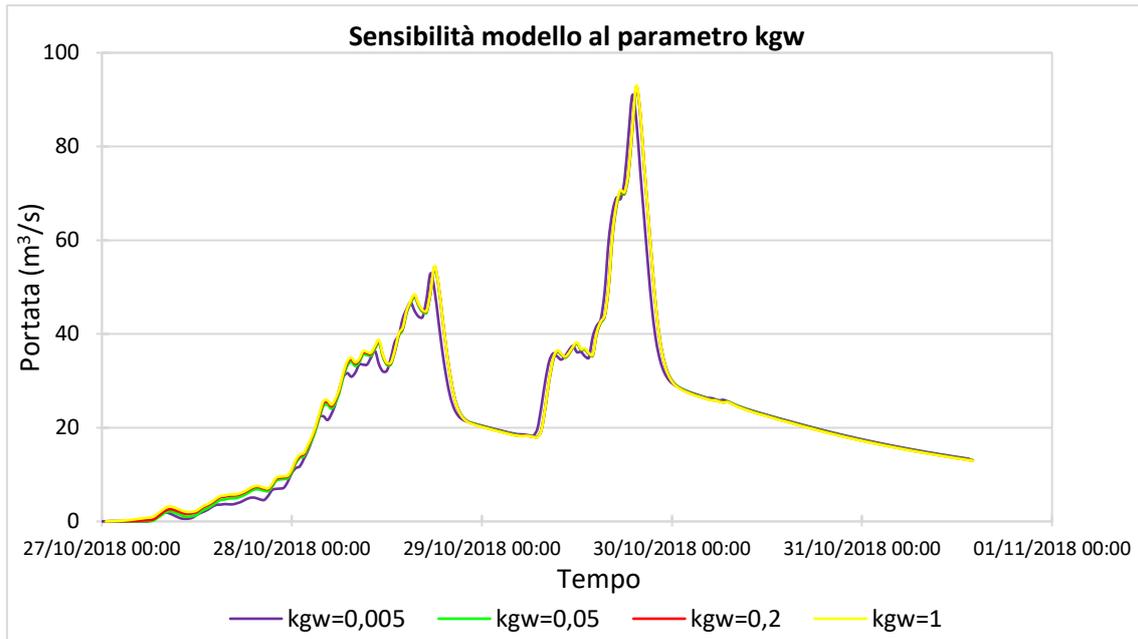


Figura 4.18: Sensibilità del modello al parametro kgw

Come si può evincere dal grafico riportato in Figura 4.19 il parametro SGW_0 risulta essere poco significativo, in quanto non ha alcun effetto sulla risposta del modello alla precipitazione. SGW_0 costituisce infatti l'invaso iniziale delle acque sotterranee. Una variazione del parametro influenza solamente la portata di base, con valori crescenti di SGW_0 che comportano portate di base maggiori all'istante iniziale. Tenendo costanti gli altri parametri, un valore di SGW_0 pari a 1 è da considerare già elevato, poiché si ottiene una portata di base eccessiva, considerando la condizione iniziale particolarmente secca del bacino e la ridotta dimensione di quest'ultimo.

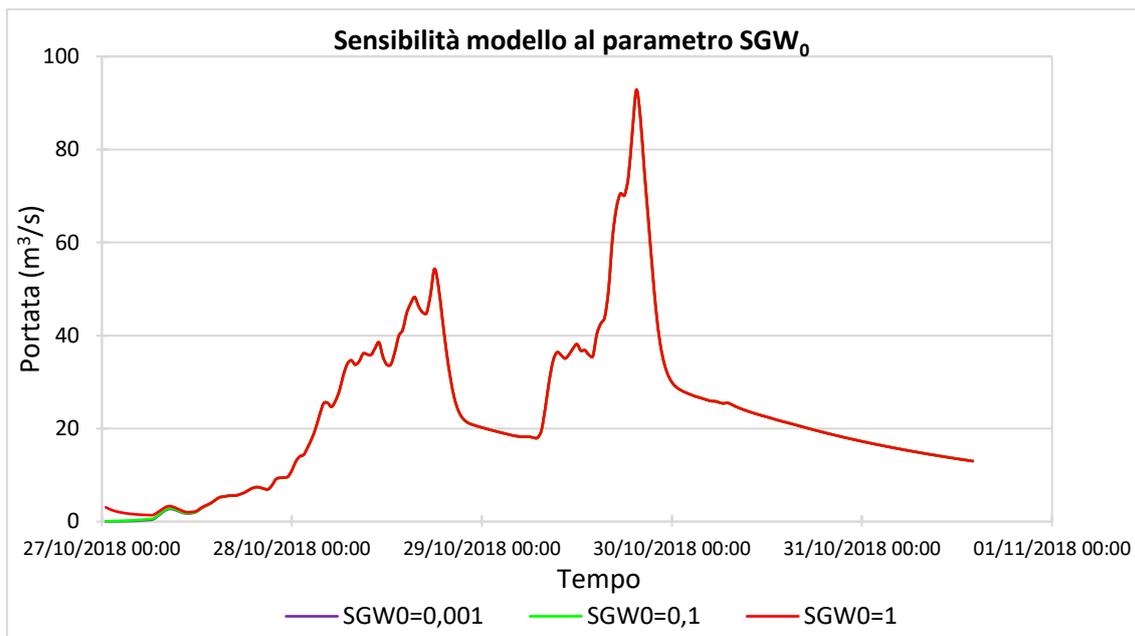


Figura 4.19: Sensibilità del modello al parametro SGW_0

4.2 Calibrazione del modello

Le approssimazioni presenti nella struttura di un modello di simulazione idrologica e le limitate disponibilità e precisione dei dati misurati comportano una verifica del funzionamento del modello, facendo sempre riferimento al comportamento effettivo del bacino idrografico di interesse. Nel caso di un modello idrologico afflussi/deflussi tale controllo è realizzato disponendo delle misure di portata per la sezione di chiusura alla quale si applica, attraverso la calibrazione del modello stesso (Rossi, 2019).

L'analisi di sensibilità sui vari parametri del modello ha rappresentato la risposta idrologica del bacino alla variazione di essi, mettendo in evidenza quelli che modificano maggiormente l'output del modello. Successivamente, attraverso un'operazione di calibrazione, in cui si modificano i parametri più opportuni, si è cercato di individuare il miglior set di parametri per ciascun bacino idrografico al quale il modello viene applicato, sia con il metodo SCS sia con la versione del PDM. In particolare, nell'applicazione del metodo SCS per ridurre le differenze tra i valori di portata modellata con quelli reali nei picchi di piena, è stato fatto un lavoro di calibrazione del

parametro CN , fino ad individuare un valore adeguato che rappresentasse le caratteristiche di permeabilità del bacino. Infatti, il CN è strettamente legato al parametro di calibrazione della massima ritenzione idrica X , il quale regola il volume che può essere immagazzinato dal suolo. Allo stesso modo, nell'applicazione del PDM è stata concentrata l'attenzione sul parametro C_{max} .

Sono state realizzate diverse simulazioni fino ad ottenere dei risultati accettabili, utilizzando per il caso specifico del bacino de La Stua i valori dei parametri riportati nella seguente tabella.

MODELLO SCS-CN		MODELLO PDM	
V_c (m/s)	2	V_c (m/s)	3
V_h (m/s)	0,006	V_h (m/s)	0,04
A_c (km ²)	0,01	A_c (km ²)	0,04
CN	52	S_0	0,18
I_a	0,65	be	1,1
AMC	2	C_{max}	800
k_1	0,002	S_{min}	30
k_2	0,025	kg	6000
W	1	bg	1,7
		R_{base}	0,05
		kgw	0,25
		SGW0	0,001

Tabella 5: Set di parametri impiegati per il bacino de La Stua

Il modello PDM è stato poi calibrato anche per gli altri quattro bacini oggetto di studio, individuando alla fine un set di parametri per ciascuno di essi (Tabella 6), cercando di eguagliare le stime dei picchi di piena effettuate durante i rilievi che hanno seguito l'evento. Allo stesso modo sono stati individuati i parametri adatti a ciascun bacino con il modello SCS-CN. In Tabella 6 sono riportati i parametri utilizzati nelle simulazioni.

MODELLO PDM												
	V_c	V_h	A_c	S₀	be	C_{max}	S_{min}	kg	bg	R_{base}	kgw	SGWO
Cordevole	3	0,04	0,04	0,18	1,1	355	30	3700	1,62	0,05	0,25	0,001
Pettorina	3	0,04	0,04	0,18	1,1	620	30	3000	1,6	0,05	0,25	0,001
Liera	3	0,04	0,04	0,18	1,1	1300	30	3500	1,6	0,05	0,25	0,001
Tegnas	3	0,04	0,04	0,18	0,9	1450	30	3700	1,59	0,05	0,25	0,001
MODELLO SCS-CN												
	V_c	V_h	A_c	X	I_a	AMC	k₁	k₂	W	q₀		
Cordevole	3,5	0,07	0,01	1,5	0,03	1	0,00001	0,025	1	0,1		
Pettorina	3,5	0,07	0,02	1,5	0,1	1	0,00001	0,01	1	0,1		
Liera	3,5	0,02	0,05	1,5	0,1	1	0,00001	0,01	1	0,1		
Tegnas	3,5	0,01	0,04	1,5	0,25	1	0,00001	0,015	1	0,1		

Tabella 6: Parametri utilizzati nei quattro bacini

4.3 Risultati delle simulazioni

Le simulazioni con i dati in input in Tabella 5 hanno restituito per il bacino de La Stua gli idrogrammi riportati in Figura 4.20, applicando il metodo del SCS-Curve Number, e in Figura 4.21, applicando il metodo del PDM. In questi grafici la serie simulata è correlata alla serie osservata per farne un rapido confronto visivo.

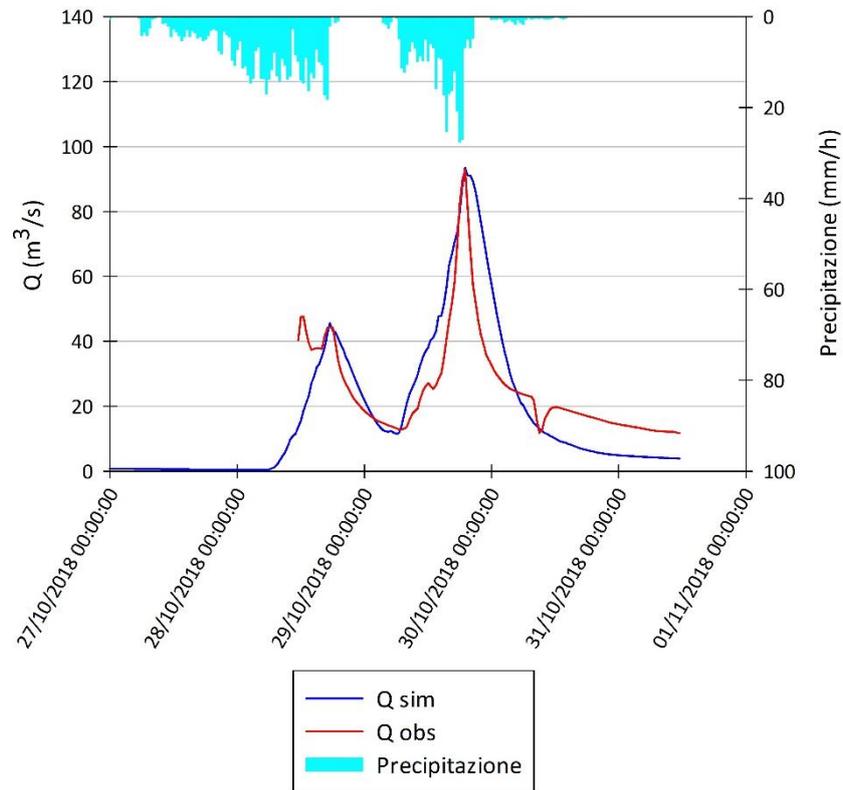


Figura 4.20: Simulazione con il metodo SCS-CN applicato al bacino de La Stua

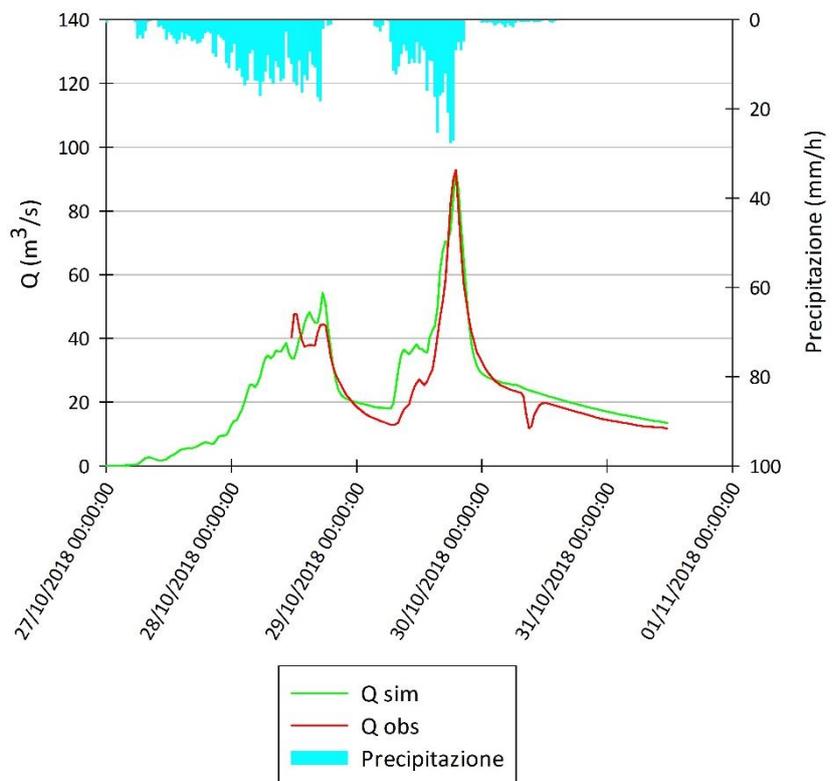


Figura 4.21: Simulazione con il metodo del PDM applicato al bacino de La Stua

Osservando il grafico in Figura 4.22, in cui si associano gli idrogrammi prodotti con i due metodi, si può affermare che il modello KLEM ha fornito i risultati migliori applicando il metodo del PDM. Si può notare come la versione del PDM consenta una migliore simulazione del secondo picco di portata, mostrando un buon adattamento all'idrogramma osservato, sia nel ramo ascendente sia in quello discendente. In entrambi gli idrogrammi simulati si assiste a un buon sviluppo temporale del secondo picco di piena, osservando un ritardo di 30 minuti. Le portate al picco simulate dal modello risultano aver avuto luogo alle ore 19:30 del 29 ottobre, mentre l'idrogramma registrato presenta il picco di piena alle ore 19:00.

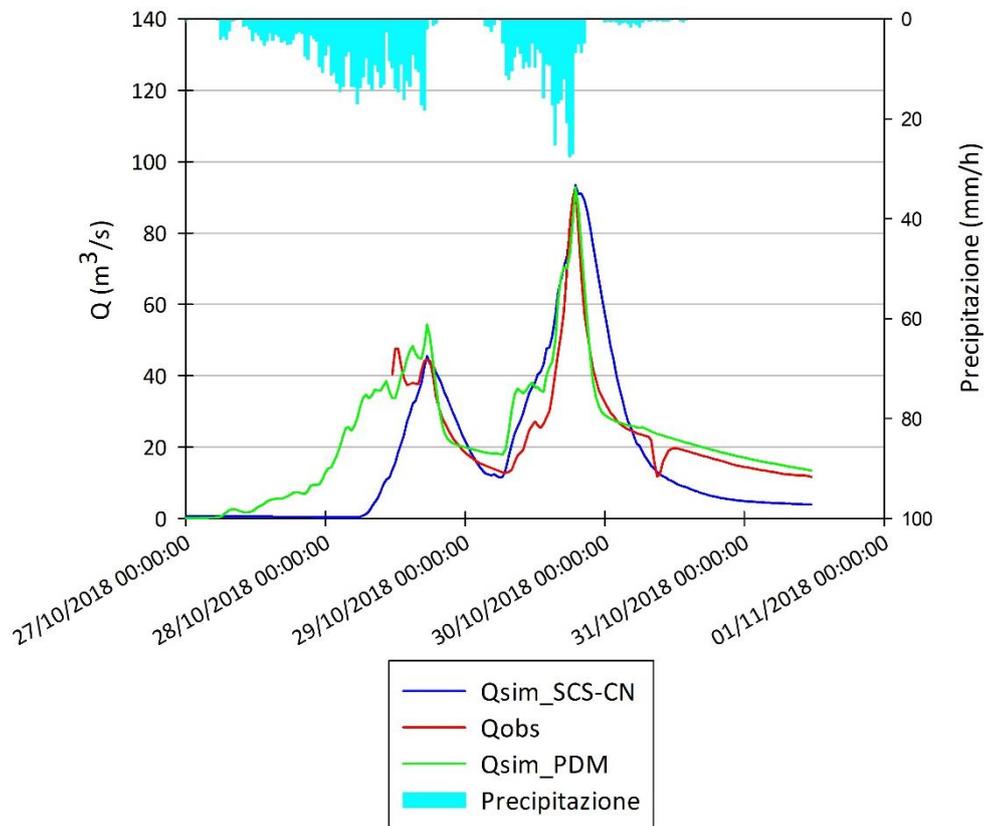


Figura 4.22: Confronto fra le simulazioni eseguite con i due metodi

La valutazione delle prestazioni del modello idrologico è realizzata solitamente attraverso il confronto tra le variabili idrologiche modellate e quelle simulate, ovvero mettendo a confronto le portate simulate e osservate alla sezione di chiusura del bacino.

Il primo approccio per valutare le performance di un modello è attraverso il controllo visivo dei due idrogrammi, ciò consente di formulare delle osservazioni sulla capacità predittiva del modello che riguardano ad esempio la sottostima o la sovrastima del modello stesso. Tuttavia, per calcolare l'efficienza della simulazione, ovvero per fornire una valutazione quantitativa dello scostamento tra i dati osservati e le simulazioni del modello è necessario fare affidamento a metodi numerici realizzati tramite indici di efficienza. I criteri di efficienza sono definiti come misure matematiche dell'adattamento di una simulazione del modello alle osservazioni disponibili. In genere, essi si basano sulla somma dei termini di errore normalizzati dalla misura della variabilità nelle osservazioni. Per evitare che errori di segno opposto si annullino, spesso molti criteri prevedono la somma degli errori assoluti o quadrati e di conseguenza si pone l'accento sugli errori più grandi mentre gli errori più piccoli tendono ad essere trascurati (Krause et al., 2005).

Sebbene ci siano alcuni criteri di efficienza come l'efficienza di Nash-Sutcliffe e il coefficiente di determinazione che sono frequentemente impiegati negli studi di modellazione idrologica c'è un ampio numero di altri criteri riportati in letteratura. Di seguito vengono riportati i quattro indici utilizzati:

- Efficienza di Nash-Sutcliffe: come la maggior parte delle misure di adattamento è basato sullo scarto quadratico medio o varianza dell'errore. Si determina nel modo seguente:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o - Q_m)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o - \bar{Q}_o)^2}$$

dove Q_o è la portata osservata al tempo t , Q_m è la portata modellata al tempo t , \bar{Q}_o rappresenta la media dei valori osservati. Tale indice può variare da $-\infty$ a 1. Un valore pari a 1 è indice di una perfetta corrispondenza tra la portata modellata e i dati misurati; un valore pari a 0 indica che le previsioni del modello sono accurate quanto la media delle osservazioni, mentre valori inferiori a 0 indicano che la media delle serie temporali osservate è un migliore predittore rispetto al modello poiché la varianza residua indicata dal numeratore è più grande della varianza residua del

denominatore. Secondo Krause et al. (2005) il limite di questo indice è dovuto al fatto che le differenze tra i dati misurati e modellati sono calcolati come valori al quadrato; di conseguenza i valori più elevati sono fortemente sovrastimati mentre gli errori più piccoli vengono trascurati. Ciò comporta la sovrastima delle performance del modello durante i picchi di portata e la sottostima durante le condizioni di bassa portata.

- Coefficiente di determinazione R^2 : può essere espresso come il rapporto al quadrato tra la covarianza dei valori osservati e simulati e il prodotto della radice quadrata della devianza totale per la radice quadrata della devianza spiegata. In sostanza è calcolato come il quadrato del coefficiente di correlazione di Pearson:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{t=1}^T (Q_o - \bar{Q}_o)(Q_m - \bar{Q}_m)}{\sqrt{\sum_{t=1}^T (Q_o - \bar{Q}_o)^2} \sqrt{\sum_{t=1}^T (Q_m - \bar{Q}_m)^2}} \right)^2$$

L'intervallo di R^2 è compreso tra 0 e 1: un punteggio uguale a zero indica che il modello non spiega i dati misurati, mentre per valori pari all'unità la dispersione dei valori calcolati dal modello è uguale a quella delle osservazioni. Il fatto che sia quantificata solo la dispersione rappresenta uno dei principali svantaggi di R^2 se non considerato assieme ad altri criteri di efficienza. Inoltre, valori elevati del coefficiente possono essere ottenuti anche con valori modellati considerevolmente diversi in termini di variabilità e grandezza (Legates e McCabe, 1999). Secondo Legates and Davis (1997) le misure basate sulla correlazione sono più sensibili agli outliers rispetto alle osservazioni vicine alla media portando ad un orientamento verso i valori estremi.

- Root Mean Square Error: è definito come la radice quadrata dell'errore quadratico medio o varianza dei residui e si determina come segue:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (Q_o - Q_m)^2}{n}}$$

dove $\sum_{t=1}^T (Q_o - Q_m)^2/n$ rappresenta il rapporto tra la devianza interna e la numerosità totale della serie di dati. RMSE assume l'unità di misura dei dati originari e quindi in questo caso m^3/s . Esso indica una perfetta corrispondenza tra valori

osservati e modellati quando è pari a 0, con valori crescenti che indicano uno scostamento sempre più accentuato (Golmohammadi et al., 2014). Inoltre, valori di RMSE inferiori alla metà della deviazione standard dei dati osservati possono essere considerati bassi e indicativi di una buona previsione del modello. Tuttavia, l'indice penalizza la varianza in quanto dà maggior peso agli errori con valori assoluti più grandi rispetto agli errori associati a valori assoluti minori (Chai and Draxler, 2014). Boyle et al. (2000) sostengono che l'uso di questa metrica tende a dare troppa enfasi all'adattamento dei picchi di piena mentre porta a simulazioni fortemente distorte nelle fasi di recessione.

- **Percent bias:** misura la tendenza media dei dati simulati ed essere maggiori o minori dei loro rispettivi valori osservati. Gupta et al. (1999) osservano che il risultato ottimale è 0, con valori bassi che sono indice di una simulazione accurata del modello. In aggiunta, valori positivi evidenziano una distorsione da sottostima, mentre valori negativi indicano una sovrastima del modello. Il Percent bias (PBIAS) è calcolato con la seguente equazione:

$$PBIAS = 100 \times \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o - Q_m)}{\sum_{t=1}^T Q_o}$$

dove PBIAS è la deviazione dei dati oggetto di valutazione, espressa in percentuale.

Si è valutata quindi l'efficienza delle simulazioni eseguite con il modello KLEM. La Tabella 7 riassume sinteticamente il calcolo degli indici di efficienza sopra presentati, valutando globalmente i risultati ottenuti con l'applicazione dei due metodi.

	E	R²	RMSE	PBIAS
SCS-CN	0,50	0,78	10,41	12,27
PDM	0,70	0,79	8,86	-19,03

Tabella 7: Indici di efficienza valutati sul bacino de La Stua

I valori ricavati dalle misure di adattamento ci permettono di constatare l'affidabilità delle simulazioni. In particolare, gli indici statistici assumono in alcuni casi valori più

soddisfacenti per la simulazione eseguita applicando il metodo del Soil Conservation Service, in altri i risultati migliori sono dati dal Probability Distributed Model. In quest'ultimo caso si è ottenuto un valore dell'efficienza di Nash-Sutcliffe pari a 0,70 contro lo 0,50 che deriva dalle simulazioni del metodo SCS. Un valore di $E=0,70$ non indica una perfetta corrispondenza tra portate modellate e misurate, tuttavia secondo la scala valutativa proposta da Moriasi et al. (2007) la prestazione del modello è da considerarsi buona (Tabella 8). Inoltre, il coefficiente di determinazione R^2 risulta pari a 0,78 e 0,79, valori che denotano come il modello spieghi abbastanza correttamente i dati misurati. Per concludere, l'indice statistico PBIAS indica una performance del modello buona per la simulazione realizzata con il metodo SCS, in quanto l'indice risulta compreso tra 10 e 15, mentre è da ritenere soddisfacente il risultato restituito dal metodo PDM. In aggiunta, un valore negativo ($PBIAS = -19,03$) evidenzia una sovrastima delle portate simulate rispetto a quelle misurate, al contrario $PBIAS = 12,27$ è indice di una distorsione da sottostima del modello.

L'indice RMSE, che assume valori prossimi a 10 nelle simulazioni, non è un indicatore assoluto dell'affidabilità del modello utilizzato nelle simulazioni, ma bensì esso dà solamente un'informazione sul range di variazione dei dati modellati ed osservati.

Tuttavia, tali risultati sono condizionati dalla fase iniziale dell'idrogramma misurato a La Stua che è poco affidabile, in quanto si osserva un ritardo considerevole del deflusso rispetto all'inizio dell'evento piovoso.

Efficienza	E	PBIAS
Molto buona	$0,75 < E \leq 1$	$PBIAS < \pm 10$
Buona	$0,65 < E \leq 0,75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$
Soddisfacente	$0,5 < E \leq 0,65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$
Non soddisfacente	$E \leq 0,5$	$PBIAS \geq \pm 25$

Tabella 8: Criteri valutativi proposti da Moriasi et al. degli indici E e PBIAS

Per quanto concerne i bacini del Cordevole, Pettorina, Tegnás e Liera le simulazioni realizzate con il metodo del PDM hanno restituito per ciascuno di essi gli idrogrammi rappresentati in Figura 4.23 (Cordevole), Figura 4.24 (Pettorina), Figura 4.25 (Liera) e

Figura 4.26 (Tegnas), in cui le portate modellate vengono messe a confronto con il picco di piena osservato. Nei grafici, infatti, oltre all'idrogramma simulato, si riportano tre valori di portata al colmo osservata: il valore centrale, considerato il più probabile, rientra in un range compreso tra un limite inferiore e un limite superiore di portata.

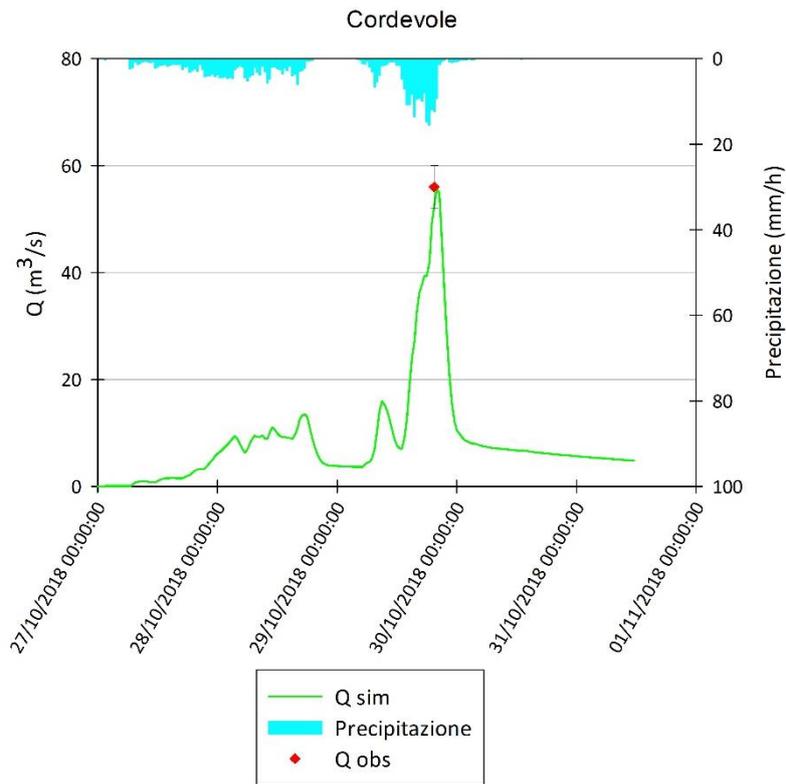


Figura 4.23: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Cordevole

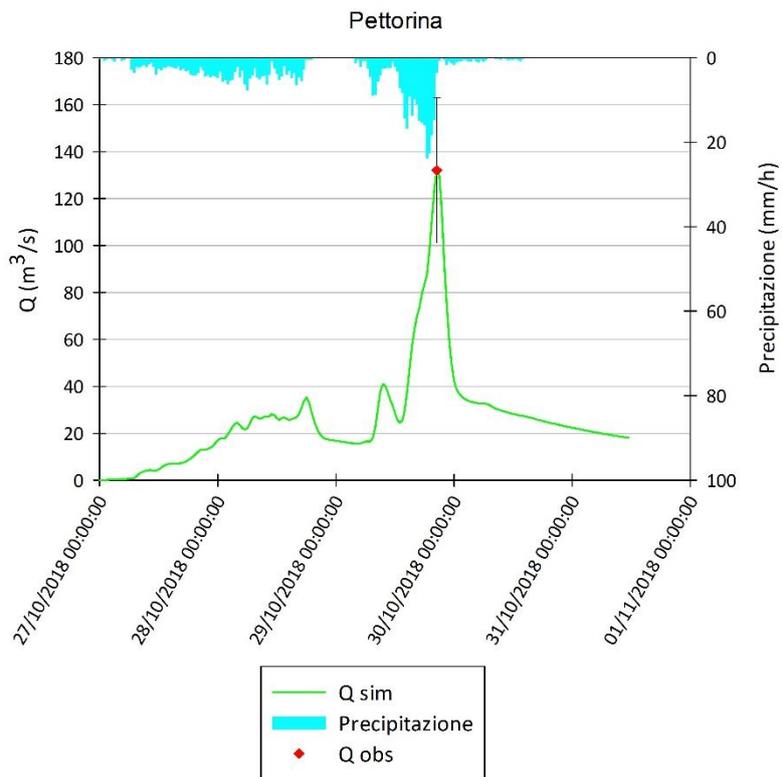


Figura 4.24: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Pettorina

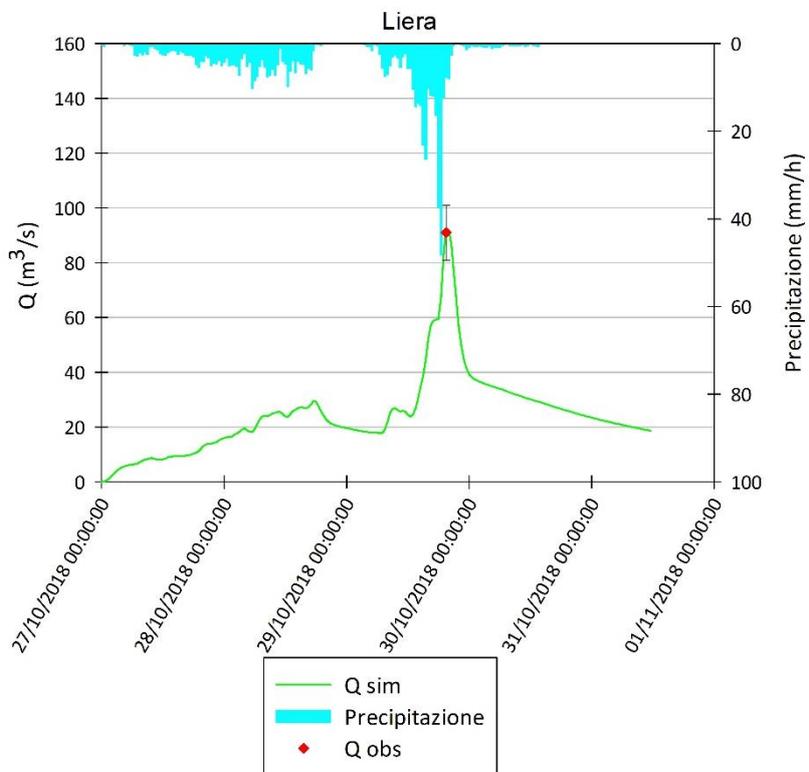


Figura 4.25: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Liera

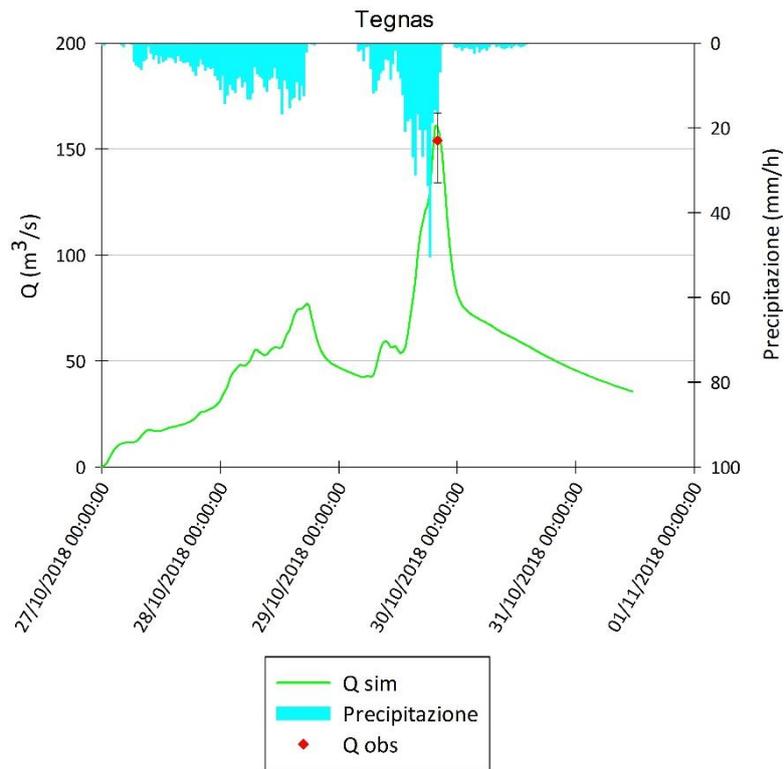


Figura 4.26: Simulazione con il metodo PDM applicato al bacino del Tegnás

In Tabella 9 si riporta il calcolo del valore medio dei coefficienti di deflusso per ciascun bacino idrografico. Tali coefficienti sono stati calcolati sulle portate simulate dal PDM, da inizio evento fino alle ore 24:00 del 29 ottobre. In generale, più un substrato è permeabile più il coefficiente di deflusso risulterà basso; all'opposto, al diminuire della permeabilità il coefficiente di deflusso aumenterà il suo valore. I valori ottenuti per questo studio risultano più bassi di quanto atteso per i bacini del Cordevole e del Pettorina vista la marcata impermeabilità dei loro substrati. Tuttavia, va sottolineato che questo comportamento è dovuto alle precipitazioni inferiori registrate nei due bacini durante tutto l'evento. Al contrario i bacini de La Stua e del Tegnás presentano coefficienti più grandi nonostante l'elevata permeabilità, soprattutto del bacino de La Stua. In questi due casi però il coefficiente di deflusso più elevato è dovuto alle precipitazioni più abbondanti che si sono verificate nelle due aree. Dall'analisi della relazione tra afflussi registrati e deflussi simulati si deduce quindi l'importanza che ha la

variabilità spaziale delle precipitazioni nel condizionare i deflussi prodotti dal modello. Complessivamente, le basse condizioni iniziali di umidità del terreno hanno favorito una maggiore infiltrazione dell'acqua, limitando la produzione di deflusso nella prima fase dell'evento.

	La Stua	Pettorina	Liera	Cordevole	Tegnas
CMAX [mm]	800	620	1300	355	1450
Tot. Prec [mm]	294	176	208	129	328
Deflusso [mm]	158	83	105	59	177
Area [Km ²]	27,519	54,107	38,073	27,770	48,932
COEFF. DEFLUSSO	0,54	0,47	0,50	0,46	0,54

Tabella 9: Coefficiente di deflusso di ciascun bacino

Le simulazioni realizzate applicando la versione del Probability Distributed Model sono state successivamente confrontate con gli idrogrammi simulati dal metodo del Soil Conservation Service. Si può notare una buona corrispondenza tra gli idrogrammi simulati con i due metodi, soprattutto nel secondo picco di portata, per i bacini del Cordevole (Figura 4.27), Pettorina (Figura 4.28) e Liera (Figura 4.29). Nel bacino del Tegnas, invece, l'idrogramma simulato dal metodo SCS si discosta maggiormente dall'idrogramma simulato con il metodo PDM (Figura 4.30). È possibile notare come nei quattro bacini tutte le simulazioni portino a valori di portata che rientrano all'interno dell'intervallo definito dalle osservazioni indirette delle portate al picco. In particolare, con le simulazioni del PDM si raggiungono valori del picco prossimi a quello stimato in seguito ai rilevamenti post-evento.

Secondo Krause et al. (2005), poiché gli errori associati a portate elevate tendono ad essere maggiori se paragonati a quelli associati a portate minori, le prove di calibrazione tendono ad adattare la parte più alta dell'idrogramma, come i picchi di portata, a scapito delle porzioni inferiori come può essere la portata di base. Si deve sottolineare, però, che nelle simulazioni effettuate con il metodo SCS si è giunti a tali risultati senza variare il parametro X , il quale determina la quantità di deflusso superficiale nell'idrogramma simulato e dovrebbe assumere valori diversi tra i bacini con permeabilità differente.

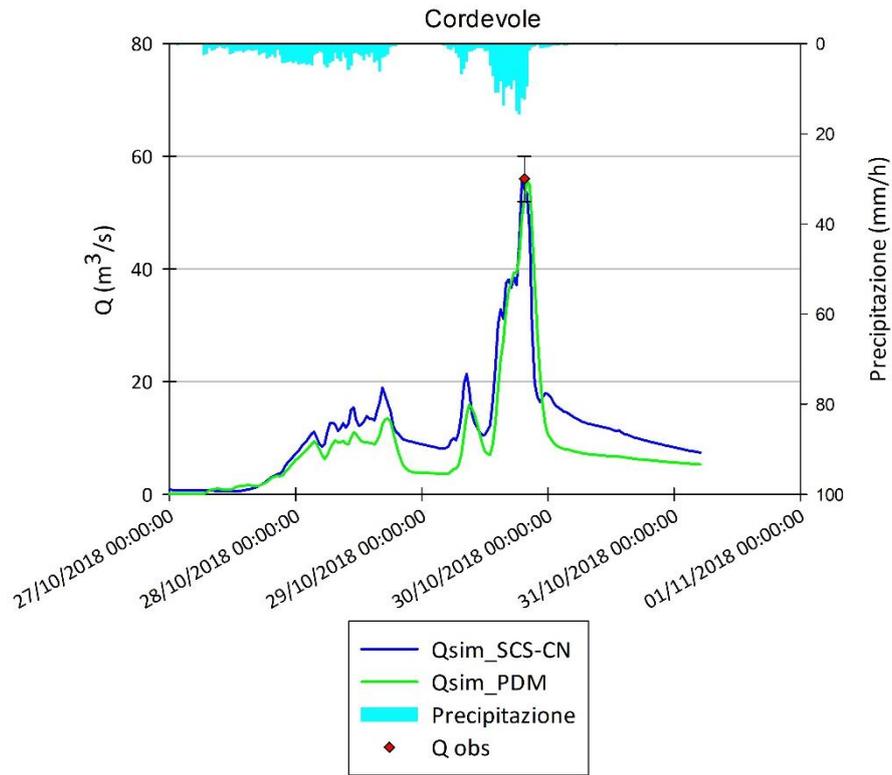


Figura 4.27: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Cordevole

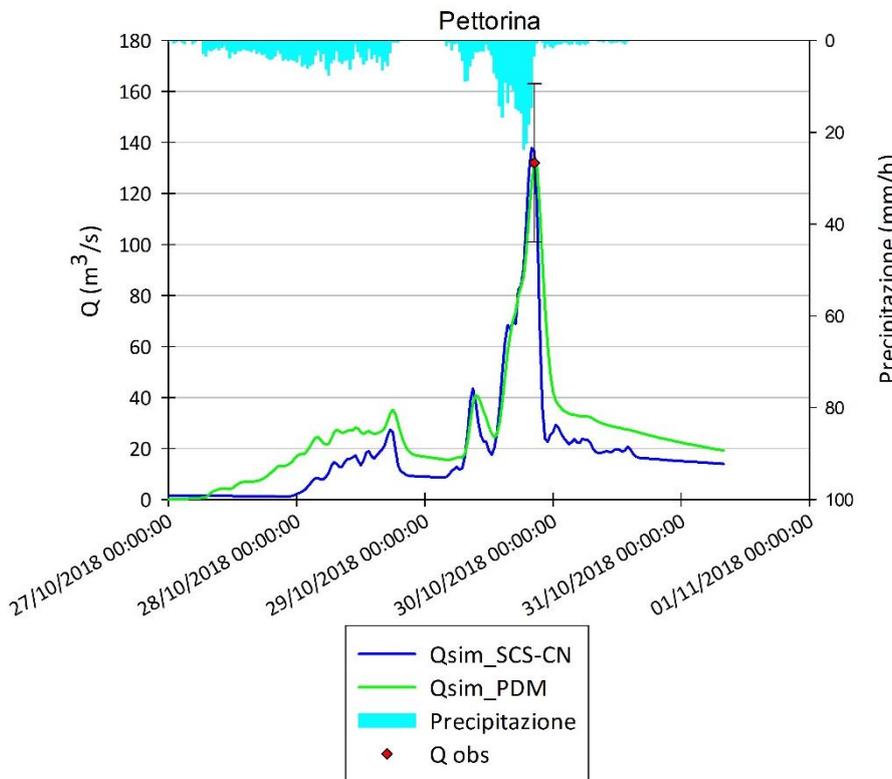


Figura 4.28 Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Pettorina

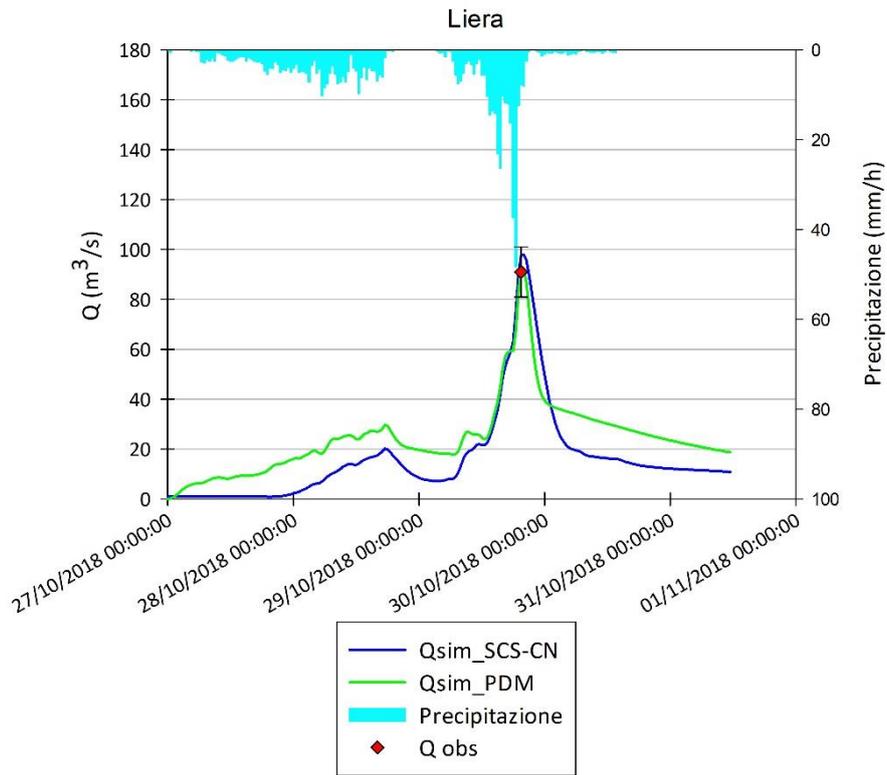


Figura 4.29: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Liera

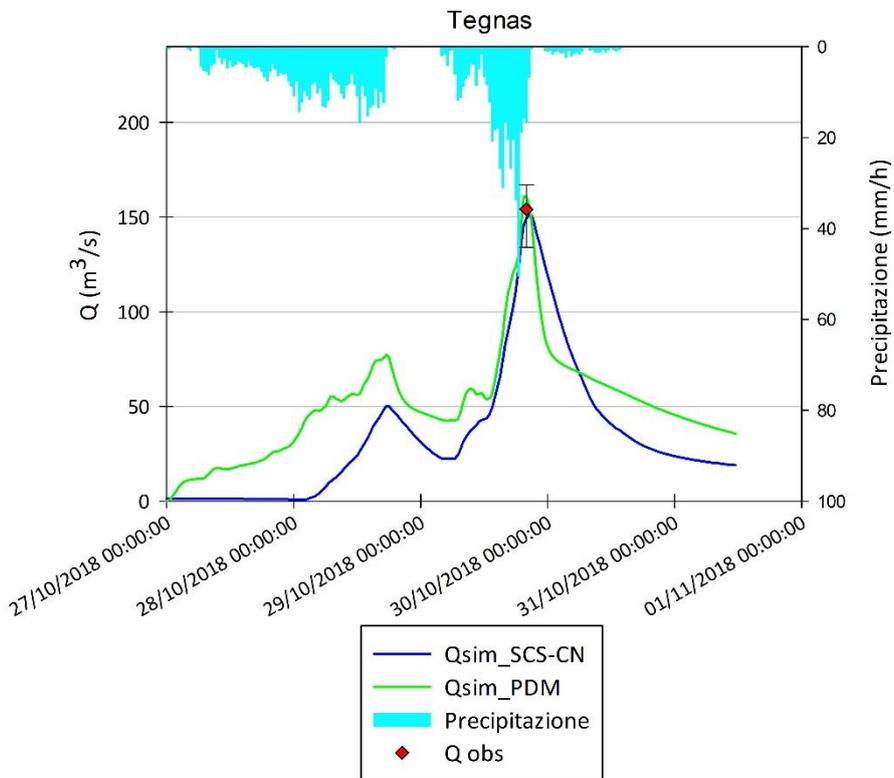


Figura 4.30: Comparazione tra idrogrammi simulati nel bacino del Tegnás

5. CONCLUSIONI

In questo lavoro di tesi è stata realizzata una modellazione idrologica di piena, per bacini montani di piccole e medie dimensioni, applicata all'evento VAIA verificatosi nell'autunno 2018. Tale evento si è manifestato in modo intenso in Veneto causando fenomeni di piena dei corsi d'acqua nelle aree montane e pedemontane, ma anche nell'alta pianura.

L'analisi di sensitività delle variabili in ingresso al modello ha evidenziato i cambiamenti che si verificano nei risultati delle simulazioni, osservabili nell'idrogramma di piena simulato, al variare di ciascun parametro. L'analisi ha facilitato la fase di taratura del modello, individuando i parametri che influiscono maggiormente la risposta idrologica del bacino e, quindi, le variabili che devono essere considerate più attentamente in fase di calibrazione. Osservando il comportamento dei parametri su cui si basano le due versioni del modello, si possono fare alcune considerazioni:

- La variazione della velocità di propagazione del deflusso in canale non comporta cambiamenti significativi nell'idrogramma simulato; mentre la velocità di versante incide maggiormente sulla risposta idrologica del bacino. Infatti, aumentando la velocità di versante la risposta del bacino è più rapida e l'idrogramma presenta un picco di piena più elevato.
- Il parametro CN risulta utile nell'applicazione del metodo SCS-CN per ridurre la differenza tra il picco simulato e il picco osservato. Il CN regola il volume dell'invaso sottosuperficiale e identifica le caratteristiche di permeabilità di un bacino. Un aumento del parametro porta ad una diminuzione della capacità di infiltrazione e di conseguenza ad una maggiore produzione di deflusso superficiale.
- Lo storage iniziale S_0 influenza in modo significativo la prima fase dell'idrogramma simulato, mentre la sua incidenza diminuisce nel corso dell'evento. Nelle simulazioni è stato considerato un valore di S_0 sufficientemente basso pari a 0,18 poiché all'inizio dell'evento piovoso il terreno era asciutto. Strettamente legato allo storage iniziale è il parametro C_{max} poiché

un basso contenuto iniziale d'acqua nel suolo comporta un aumento della capacità d'invaso e di conseguenza una riduzione del deflusso superficiale.

Il modello idrologico utilizzato è stato in grado di simulare in modo soddisfacente lo sviluppo della piena nel bacino de La Stua, per il quale si dispone dei dati di portata per l'intera durata dell'evento forniti da *Enel Produzione*. Le misure di portata rilevate durante la piena sono state confrontate con gli idrogrammi forniti dalle due versioni del modello idrologico. Entrambi i metodi restituiscono un idrogramma che rappresenta in maniera soddisfacente i livelli di portata transitati alla sezione di chiusura. Si osserva una corretta simulazione del picco di piena, registrato il 29 ottobre, per quanto riguarda il valore della portata e il tempo con cui esso si presenta.

La bontà delle simulazioni per il bacino de La Stua è verificata oltre che con il confronto visivo degli idrogrammi anche con il calcolo degli indici di efficienza che denotano un buon adattamento dei valori simulati alle osservazioni di portata. Tuttavia, la versione del modello che applica la procedura del PDM fornisce i risultati migliori. Questi si riscontrano nella seconda parte dell'evento in cui l'idrogramma simulato risulta molto coerente con quello osservato, nella fase di crescita ma soprattutto nella fase di recessione della piena.

Anche per gli altri bacini le due versioni del modello hanno restituito buoni risultati simulando correttamente le stime delle portate al picco ricavate dai rilievi post-evento. Infine, mettendo in relazione gli afflussi e i deflussi simulati, sono stati calcolati i coefficienti di deflusso dei cinque bacini nel periodo compreso tra il 27 e il 29 ottobre 2018. I valori dei coefficienti non rispecchiano la diversa permeabilità della litologia nei bacini. Piuttosto essi evidenziano la variabilità spaziale delle precipitazioni durante l'evento temporalesco. Infatti, nei bacini in cui le piogge sono state particolarmente abbondanti, come nel bacino de La Stua e nel bacino del Tegnas, i coefficienti di deflusso assumono valori più grandi nonostante le precipitazioni si siano verificate in bacini ad elevata permeabilità.

Concludendo, le due versioni del modello utilizzate in questo lavoro di tesi possono valutare la risposta dei bacini montani ad eventi meteorici estremi come l'evento VAIA, che si verificano sempre più con maggior frequenza. Nonostante i fenomeni di piena

improvvisa non siano di facile previsione, la modellistica può cercare di riprodurre accuratamente tali eventi in base alla combinazione tra le condizioni iniziali con cui si presenta il bacino e gli aspetti meteorologici dell'evento (intensità e distribuzione della precipitazione).

BIBLIOGRAFIA

- Andreella, G. (2013). *Valutazione di compatibilità idraulica D.G.R. 2948/2009. Relazione idraulica. P.A.T.I. Alto Agordino*. Feltre (BL).
- Barcikowska, M. J., Weaver, S. J., Feser, F., Russo, S., Schenk, F., Stone, D. A., ... Zahn, M. (2018). Euro-Atlantic winter storminess and precipitation extremes under 1.5°C vs. 2°C warming scenarios. *Earth System Dynamics*, 9(2), 679–699.
- Blašková, L., Horvát, O., Hlavčová, K., Kohnová, S., Szolgay, J. (2011). Methodology for post-event analysis of flash floods - Svaceničský Creek case study. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 41(3), 235–250.
- Borga, M. (2012). Procedura di calcolo dell'idrogramma di piena a frequenza di superamento assegnata per il territorio della Provincia Autonoma di Bolzano- Descrizione modello idrologico. Università degli Studi di Padova.
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., Sangati, M. (2007). Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 8(5), 1049–1067.
- Borga, M., Comiti, F., Ruin, I., Marra, F. (2019). Forensic analysis of flash flood response. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 6(2), e1338.
- Borga, M., Gaume, E., Creutin, J. D., Marchi, L. (2008). Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes Re-Analysis of Radar-Based Precipitation Estimates of the Flash-Flood Producing Storm. *Process*.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663–3674.
- Cabus, P. (2008). River flow prediction through rainfall-runoff modelling with a probability-distributed model (PDM) in Flanders, Belgium. *Agricultural Water Management*.
- Campana, R., Mantovani, M., Pasuto, A., Schiavon, E., Tagliavini, F., Toffoletto, F. (2007). *La pericolosità geologica per instabilità dei versanti nell'Alta Val Cordevole*. Venezia.

- Cavaleri, L., Bajo, M., Barbariol, F., Bastianini, M., Benetazzo, A., Bertotti, L., ... Umgiesser, G. (2019). The October 29, 2018 storm in Northern Italy – An exceptional event and its modeling. *Progress in Oceanography*, 178, 102178.
- Cazorzi, F., Fattorelli, S., Dalla Fontana, G. (1984). *Simulazione idrologica del bacino del Cordevole*. Regione Veneto, Dipartimento Foreste, Centro sperimentale valanghe e difesa idrogeologica.
- Chai, T., Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? -Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 1247–1250.
- Ciabatti, M. (1982). *Elementi di idrologia superficiale*. (CLUEB, Ed.).
- Colpi, C., Fattorelli, S. (1982). Effetti idrologici dell'attività primaria in montagna. *Dendronatura*, 1, 7–54.
- D. N. Moriasi, J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, T. L. Veith. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900.
- Davolio, S., Giovannini, L., Zaramella, M., Zardi, D., Borga, M., Della Fera, S., ... Levizzani, V. (2019). *Meteorological aspects of the Vaia storm: forcing mechanisms, predictability and atmospheric rivers*. Bologna: CNR-ISAC.
- Esri: GIS Mapping Software, Spatial Data Analytics & Location Intelligence. (n.d.). Retrieved October 28, 2019, from <https://www.esri.com/en-us/home>
- Ferro, V. (2006). *Sistemazione dei bacini idrografici*. (McGraw-Hill, Ed.) (2nd ed.).
- Golmohammadi, G., Prasher, S., Madani, A., Rudra, R. (2014). Evaluating three hydrological distributed watershed models: MIKE-SHE, APEX, SWAT. *Hydrology*, 1(1), 20–39.
- Guastini, E., Zuecco, G., Errico, A., Castelli, G., Bresci, E., Preti, F., Penna, D. (2019). How does streamflow response vary with spatial scale? Analysis of controls in three nested Alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 570, 705–718.
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., Yapo, P. O. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143.

- Homepage — ARPA Veneto. (n.d.). Retrieved October 22, 2019, from <https://www.arpa.veneto.it/>
- Iovino, F., Borghetti, M., Veltri, A. (2009). Forests and water cycle. *Forest@ - Rivista Di Selvicoltura Ed Ecologia Forestale*, 6(1), 256–273.
- Krause, P., Boyle, D. P., Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97.
- Legates, D. R., Davis, R. E. (1997). The continuing search for an anthropogenic climate change signal: Limitations of correlation-based approaches. *Geophysical Research Letters*, 24(18), 2319–2322.
- Legates, D. R., McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233–241.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., ... Pogačnik, N. (2009a). Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Process*, 23, 3761–3770.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., ... Pogačnik, N. (2009b). Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: Observation strategy and lessons learned. *Hydrological Processes*, 23(26), 3761–3770.
- Marchi, L., Cavalli, M., Amponsah, W., Borga, M., Borselli, L., Comiti, F., ... Viero, A. (2013). Studio dei processi idrologici , idraulici e geomorfologici e della pericolosità ad essi associata nel bacino del Torrente Pogliaschina (Val di Vara , Provincia della Spezia).
- Moore, R. J. (2007). *The PDM rainfall-runoff model The PDM rainfall-runoff model 483 The PDM rainfall-runoff model. European Geosciences Union (Vol. 11).*
- Protezione civile - Regione del Veneto. (2018). Retrieved December 3, 2019, from <https://www.regione.veneto.it/web/protezione-civile/protezione-civile>
- Revrenna, M. (2014). *Simulazione di due eventi di piena nel bacino del torrente Posina (autunno 2010 e 2012)*. Tesi di laurea triennale, Università degli Studi di Padova.
- Rossi, R. (2019). Dispense delle lezioni del corso di Applicazioni GIS in idrologia. Università degli Studi di Padova.

- Ruiz-Villanueva, V., Borga, M., Zoccatelli, D., Marchi, L., Gaume, E., Ehret, U. (2012). Extreme flood response to short-duration convective rainfall in South-West Germany. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(5), 1543–1559.
- Scussel, R. (2001). Inquadramento climatico. In *Controllo dei Versanti alpini. Bacini del torrente Tegosa e torrente Rova di Framont (Val Cordevole, Dolomiti Bellunesi), Ester Cason Angelini* (pp. 21–30). Fondazione Giovanni Angelini-Centro Studi sulla Montagna.
- Silvano, S., Carampin, R., Pasuto, A. (1987). *Franosità del bacino del cordevole e suoi rapporti con la piovosità*. Padova: C.N.R. Istituto di geologia applicata.
- Tarboton, D. (2003). *Rainfall-Runoff processes*. (Utah State University, Ed.).
- van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., Srinivasan, R. (2006). A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*.
- Ward, A., Trimble, S. (2003). *Environmental Hydrology* (Second edi). Lewis Publishers.
- Zuecco, G. (2009). *Caratterizzazione isotopica delle acque superficiali e sottosuperficiali di un piccolo bacino dolomitico*. Tesi di laurea triennale, Università degli Studi di Padova.