

POLITECNICO DI TORINO

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

**Analisi di portate di un sistema
carsico: il sistema delle Fuse**



Relatori

Prof. Fulvio Boano

Prof. Bartolomeo Vigna

Candidata:

Ludovica Iemmolo

Alla mia famiglia

Sommario

Introduzione	3
1. Introduzione ai fenomeni carsici	4
1.1 Carsificazione in rocce carbonatiche	4
1.2 Formazione di un sistema carsico	6
1.3 Formazione di sorgenti	8
1.4 Monitoraggio e strumentazione	9
2. Inquadramento geografico-morfologico	11
2.1 Caratteristiche idrogeologiche del sistema	14
3. Funzionamento del sistema Vene-Fuse mediante il modello afflussi-deflussi.....	18
3.1 Identificazione degli eventi e calcolo del coefficiente di deflusso del sistema Vene-Fuse.....	20
3.2 Calcolo dei coefficienti di deflusso.....	22
4 Metodi applicativi del caso studio	37
4.1 Metodo geostatistico	37
5 Applicazione del metodo geostatistico nel sistema Vene-Fuse	43
5.1 Analisi dei risultati.....	45
5.1.1 Eventi in stagione primaverili.....	45
5.1.2 Eventi in stagione estiva	52
5.1.3 Eventi in stagione autunnale	59
5.1.4 Eventi in stagione invernale.....	67
6. Correlazioni tra gli eventi	71
7. Legame conducibilità elettrica e tempo di picco	76
8. Conclusioni	84
Appendice A	86
Allegato A.....	100
Allegato B.....	104
Bibliografia	107

Introduzione

Lo scopo della tesi è quello di definire un legame tra gli afflussi e i deflussi che permetta di identificare e studiare le modalità di risposta del sistema acquifero carsico di Vene-Fuse nella località di Viozene, nel comune di Ormea, in provincia di Cuneo.

Il sistema in esame non è un complesso carsico omogeneo, ma è composto da un complesso carbonatico, localmente ricoperto da lembi del complesso marnoso-scistoso, costituito da un'alternanza di prevalenti scisti argillosi e livelletti arenacei, caratterizzato da una permeabilità ridotta, e da un complesso basale costituito da metavulcaniti e quarziti, caratterizzato da una buona permeabilità. La dualità del complesso morfologico crea un legame di tipo non lineare tra le precipitazioni e le portate defluite, determinando risposte differenti in base a quale parte dell'acquifero contribuisce (isprambiente, s.d.).

Nella prima parte di questo lavoro viene fatta una breve introduzione relativa al fenomeno di carsismo, alla formazione di sorgenti, al funzionamento degli acquiferi, ai principi di monitoraggio e alla strumentazione.

In seguito vengono inquadrare ed esposte le caratteristiche geo-morfologiche e idrogeologiche del sistema in esame, analizzando il comportamento delle portate e delle precipitazioni, rilevate dalla stazione Borello (CN), e individuando gli eventi caratteristici, si procede al calcolo del coefficiente di deflusso, che presenta una certa stagionalità.

Segue poi l'analisi dei metodi applicati al caso studio: *la trasformazione tra afflussi e deflussi*, che permetterà di ricavare l' IUH(l'Idrogramma Unitario Istantaneo), ovvero l'idrogramma delle portate conseguenti alle precipitazioni, descritto attraverso una funzione $f(t)$, ed *il metodo geostatistico* che stima i valori più probabile che assume la funzione $f(t)$, attraverso la stima di massima verosimiglianza dei parametri. L'applicazione di quest'ultimo metodo viene effettuata sui dati di portata e precipitazione rilevati sia dalla stazione termopluviometrica di Borello (nel comune di Frabosa Sottana) che dalla stazione termoigro-pluvioanemometrica con sensori nivologici del Rifugio Mondovì (nel comune di Roccaforte Mondovì), entrambe situate in provincia di Cuneo.

Infine vengono fatte le considerazioni sui risultati ottenuti, commentandone limiti e accuratezza del metodo.

1. Introduzione ai fenomeni carsici

I fenomeni carsici sono processi idrologici e morfologici che avvengono per lo più su rocce solubili (Treccani). Per dare via al processo di carsificazione è necessaria la presenza di acqua in forma liquida, nelle zone in cui prevale il ghiaccio o piove poco, il fenomeno ha scarsa efficacia.

Le condizioni tessiturali e strutturali, giocano un ruolo fondamentale per lasciar passare l'acqua e dare il via alla dissoluzione. Sebbene, la maggior parte delle rocce siano solubili in acqua, in condizioni morfoclimatiche, solo alcune di esse favorisce lo sviluppo di forme carsiche, tra queste si distinguono le rocce carbonatiche (sedimentarie dolomitiche e calcaree), evaporitiche (sedimentarie-cristalline) e quarzitiche (metamorfiche da quarzo) (De Waele et Piccini, 2008).

1.1 Carsificazione in rocce carbonatiche

Il carsismo nelle rocce carbonatiche (figura 1.1) è quello più conosciuto e studiato, il che non stupisce, poiché queste costituiscono gran parte delle rocce solubili sulla Terra.

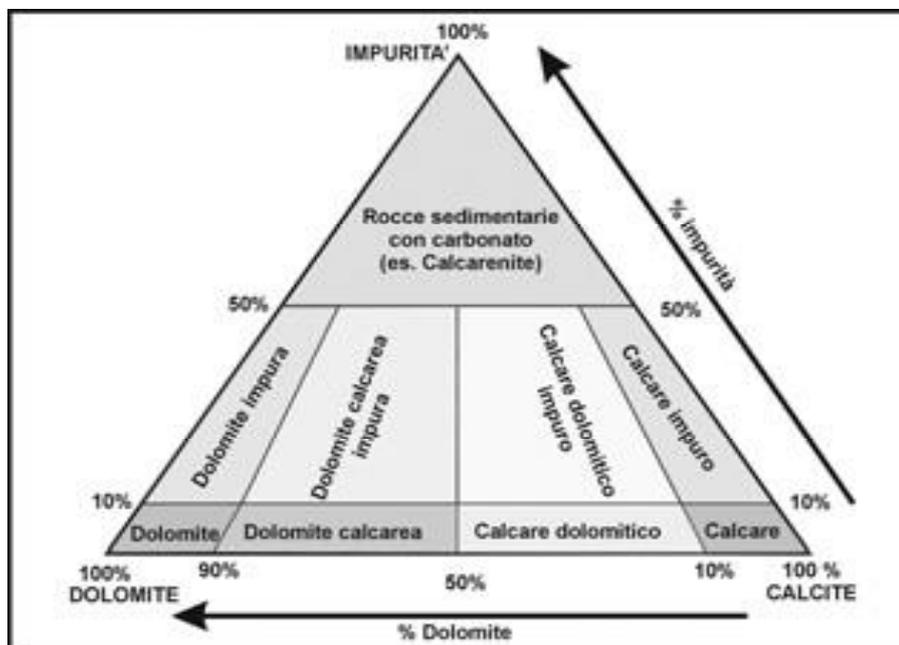


Figura 1.1- Classificazione delle rocce carbonatiche (da LEIGHTON & PENDEXTER, 1962)

L'elevata solubilità di queste è da attribuire alla presenza della CO₂, che in soluzione con l'acqua forma l'acido carbonico (H₂CO₃), che dissociandosi rende acida la soluzione.

L'anidride carbonica si presenta nell'atmosfera e nel suolo con differenti percentuali (figura 1.2), maggiore è la sua concentrazione nell'aria, tanto maggiore sarà la sua dissoluzione in acqua.

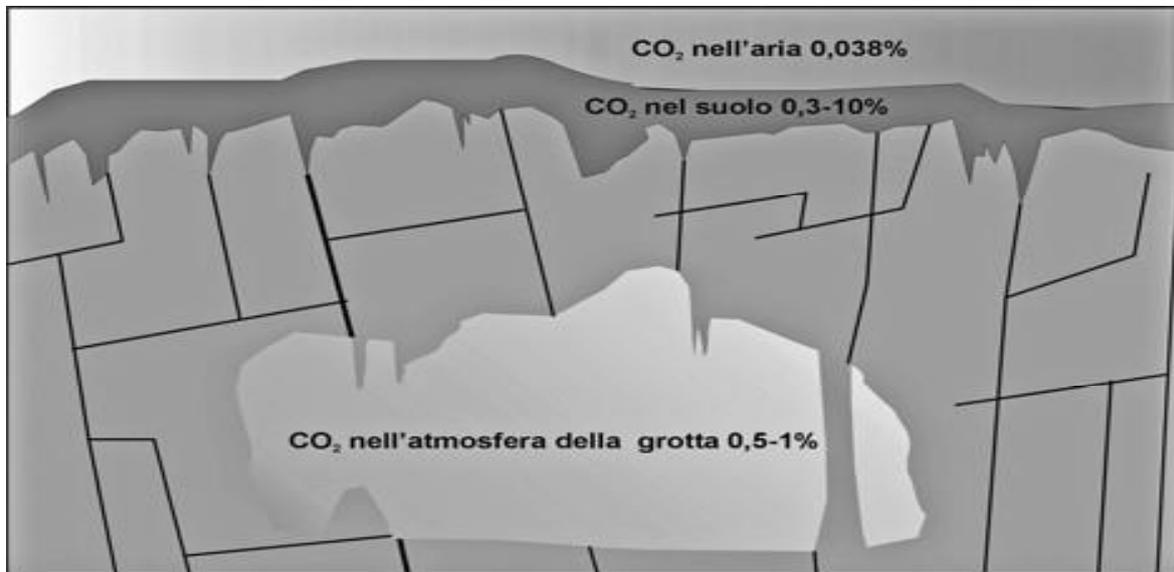
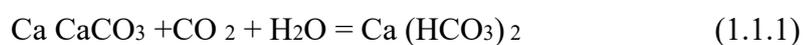
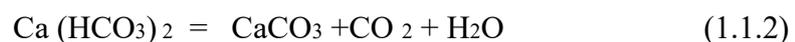


Figura 1.2- Concentrazioni di CO₂ nell'aria, nel suolo e nell'atmosfera di una grotta
(da *Atti del 45° Corso CNSS-SSI di III livello "Geomorfologia Carsica"*)

Appena l'acqua raggiunge un certo grado di acidità, il carbonato di calcio, intaccato d'acqua, dà origine a bicarbonati solubili. Nell'acqua meteorica sono presenti quantità di anidride carbonica che portano ad una prima reazione di dissoluzione (Enciclopedia Britannica).



Seguita da una reazione costruttiva, che si ha quando l'acqua sotterranea, arricchita di carbonato acido di calcio, sfociando a contatto con l'atmosfera, lo rilascia sotto forma cristallina:



Tale precipitazione è dovuta alle differenze di temperatura e pressione, perciò si ha la formazione di stalattiti e stalagmiti a seconda dall'evaporazione dell'acqua (Carsismo, wikipedia, 2020).

In geomorfologia si distinguono due tipi di carsismo (De Waele et Piccini, 2008):

- carsismo superficiale (epigeo) in base alla scala del fenomeno vengono classificate microforme (alveoli, scannellature e docce) e macroforme (pozzi, valli carsiche, doline e inghiottitori);
- carsismo sotterraneo (ipogeo) di questo le forme più conosciute sono le grotte e i cunicoli sotterranei.

1.2 Formazione di un sistema carsico

Il fattore idrogeologico è fondamentale per la formazione di un sistema carsico, è importante conoscere la quantità e la provenienza dell'acqua, che contribuiscono a cambiare la morfologia e i processi speleogenetici.

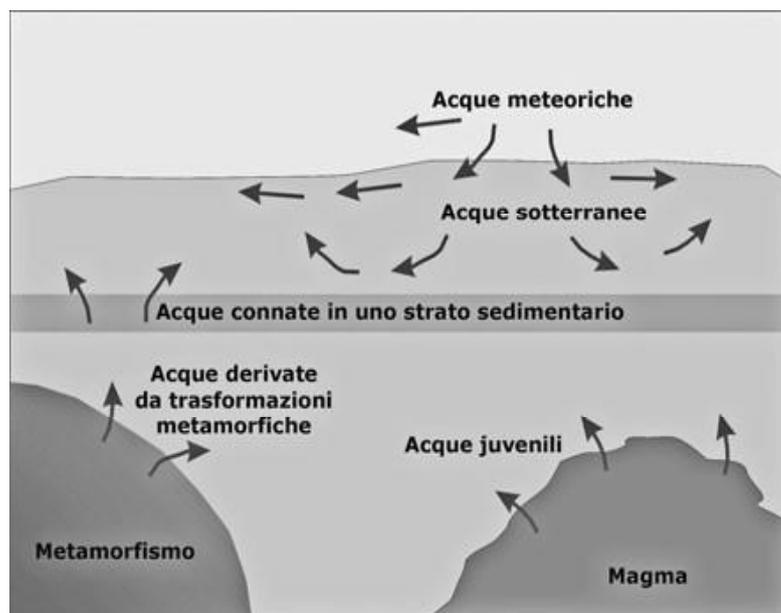


Figura 1.3 - Acque meteoriche e acque profonde

(da *Atti del 45° Corso CNSS SSI di III livello*

"Geomorfologia Carsica")

In figura 1.3 sono raffigurate le varie acque epigeniche (meteoriche) e ipogeniche (meteoriche vecchie, metamorfiche e juvenili) (Mario Parise, 2008).

I sistemi carsici più noti sono quelli che si sono formati dalla combinazione della reazione di dissoluzione e corrosione carsica per opera delle acque epigeniche che scorrono per gravità dai punti di infiltrazione fino ai punti di recapito, le sorgenti.

Gli eventi che portano al deflusso si verificano durante una pioggia a carattere temporalesco (brevi e intense) o durante un evento di pioggia in presenza di terreno già imbibito (Glossario Meteorologico, ARPAL), nel primo caso l'acqua non ha tempo di infiltrarsi, nel secondo, invece, i canali risultano parzialmente o completamente saturi.

La formazione del sistema carsico avviene con l'instaurarsi del gradiente idraulico, più è grande più energia avrà l'acqua di muoversi dall'alto verso il basso, provocando l'allargamento delle discontinuità e generando la formazione di un protocondotto (Marangella, 2008).

Raggiunte le dimensioni critiche, di circa 5 millimetri, si passa da protocondotti a condotti, fino ad arrivare a una rete di drenaggio (figura 1.4) (De Waele et Piccini, 2008).

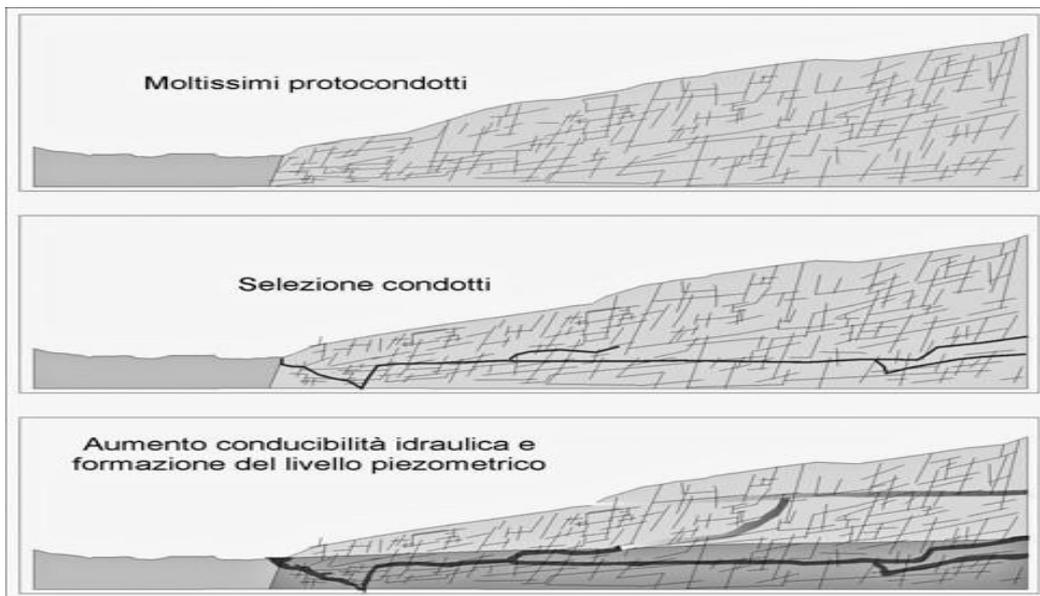


Figura 1.4 – formazione di un sistema carsico (da *Atti del 45° Corso*

CNSSSI di III livello "Geomorfologia Carsica")

In base al quantitativo di fratture si distinguono diversi sistemi:

- Dreno dominante: poche fratture e una rete ben sviluppata;
- Dreni interdipendenti: con molte fratture e serbatoi interconnessi.

1.3 Formazione di sorgenti

Quando i flussi sotterranei incontrano particolari situazioni idrogeologiche, le acque sono costrette ad affiorare in superficie originando una sorgente puntuale o a fronte sorgivo (figura 1.5).



Figura 1.5 – sorgente di tipo puntuale, la Sorgente Dragonara (sinistra) e la Sorgente del Miara ubicata in corrispondenza di un esteso fronte sorgivo (Vigna, 2015).

Il comportamento delle acque in superficie e nel sottosuolo è completamente differente, durante una precipitazione abbondante, i corsi d'acqua in superficie hanno un rapido incremento del flusso con elevato trasporto solido, mentre nel sottosuolo il flusso è più lento e risultano essere meno vulnerabili all'inquinamento, perciò risultano più facili da trattare per scopi idropotabili.

La portata di queste sorgenti è direttamente collegata all'entità delle precipitazioni che alimenta l'acquifero carsico, dando origine a un tipo di sorgente intermittente, dovuto alla non erogazione da parte dell'acquifero, a causa della porosità dei condotti e della quantità di acqua.

1.4 Monitoraggio e strumentazione

Il funzionamento di un acquifero sotterraneo può essere effettuato attraverso un sistema di monitoraggio relativo alle portate e alla qualità delle acque sorgive. Per monitoraggio si intende un controllo nel tempo di parametri fisici, chimici e biologici, effettuato attraverso apparecchiature o mediante tecniche analitiche. I parametri di fondamentale interesse sono la temperatura e la conducibilità elettrica (oltre a portata, pH e torbidità), questi vengono riconosciuti come “*traccianti naturali*” ed è importante conoscerne, non tanto i valori assoluti, ma le loro variazioni nel tempo, che esprimono le oscillazioni di portata dovute ai diversi processi infiltrativi (Vigna, 1992)

La temperatura (T) è legata al tempo di residenza nell’acquifero e al contatto acqua-roccia, dove la roccia è caratterizzata da bassa conduttività termica, mentre l’acqua da elevata conduttività termica, e questa viene registrata facilmente.

La conducibilità elettrica (CE) è legata al contenuto degli ioni disciolti che ne esprimono la mineralizzazione totale dell’acqua. La registrazione di questa è di difficile interpretazione a causa delle interazioni di natura litologica.

La variazione dei *traccianti naturali* porta alla distinzione di tre tipi di acque che sono presenti ne circuito idrico sotterraneo:

- Acque di neoinfiltrazione: la temperatura è condizionata dalla stagionalità e la mineralizzazione è molto ridotta;
- Acque della riserva regolatrice: temperatura e mineralizzazione risultano essere in equilibrio con l’ammasso roccioso;
- Acque a lento movimento: temperatura e mineralizzazione presentano valori molto elevati a causa della ridotta velocità.

Temperatura e conducibilità elettrica vengono misurati da acquisitori automatici di dimensioni e pesi ridotti, composti da una sonda, dotata di diversi sensori, e da un acquisitore con relative batterie.

La portata, altro parametro importante, è misurata prima della sorgente, attraverso un canale di misura o una bocca di stramazzo. Questi ultimi sono sbarramenti costituiti da canali naturali o artificiali che creano una vasca di calma, dove il flusso è molto lento ed è costretto a passare attraverso un'apertura di differenti forme, la più comune è l'apertura triangolare, che risulta essere anche la più precisa, per portate elevate si preferisce usare lo stramazzo rettangolare a pareti sottili, conosciuto anche come Bazin (Citrini et Nosedà, 1987)

Per gli stramazzi valgono le seguenti condizioni:

- bordo sfioro deve essere orizzontale;
- a valle della bocca deve essere garantita una buona areazione della vena affluente per evitare che il flusso aderisca alla parete;
- la distanza tra bordo di sfioro e massimo livello dell'acqua a valle dello stramazzo deve essere maggiore di 5 cm.

I canali di misura sono molto simili agli stramazzi e presentano varie forme, la velocità del fluido risulta essere costante, poiché viene creata una restrizione e variazione di pendenza. L'opera può essere prefabbricata o realizzata in loco (Vigna, 1992).

2. Inquadramento geografico-morfologico

Dopo aver appreso come nascono e funzionano i sistemi carsici, in questo lavoro di tesi, viene studiato il sistema che alimenta la sorgente delle Vene e delle Fuse.

La Grotta delle Vene, con la continua Grotta delle Fuse, è situata nel Comune di Ormea (CN) nella località di Viozene, rispettivamente, a 1525 m s. l. m. e 1475 m s. l. m. situate sul versante sinistro della Valle del Tanaro, ubicate ad una distanza di 200 m (figura 2.1). Sebbene siano vicine, queste presentano differente alimentazione, la sorgente Fuse emerge da una cavità carsica allagata, che ha un limite di permeabilità indefinito, mentre la sorgente Vene si manifesta da polle presenti all'interno dei depositi di versante.



Figura 2.1- Sorgente delle Fuse (Vigna B. , PROGETTO ALCOLTRA ALIRHYS "Alpi Latine-Identificazione risorse hydrique sotteranee", 2015)

L'area che alimenta le sorgenti interessa un vasto settore carsico di circa 6 Km², tra le Valli Ellero e Corsaglia, compresa tra le quote 2630 m s.l.m. del Monte Mongioie e la quota 1475 m s. l. m. dove si trova il contatto con il substrato impermeabile (figura 2.2) (Vigna, 2015).

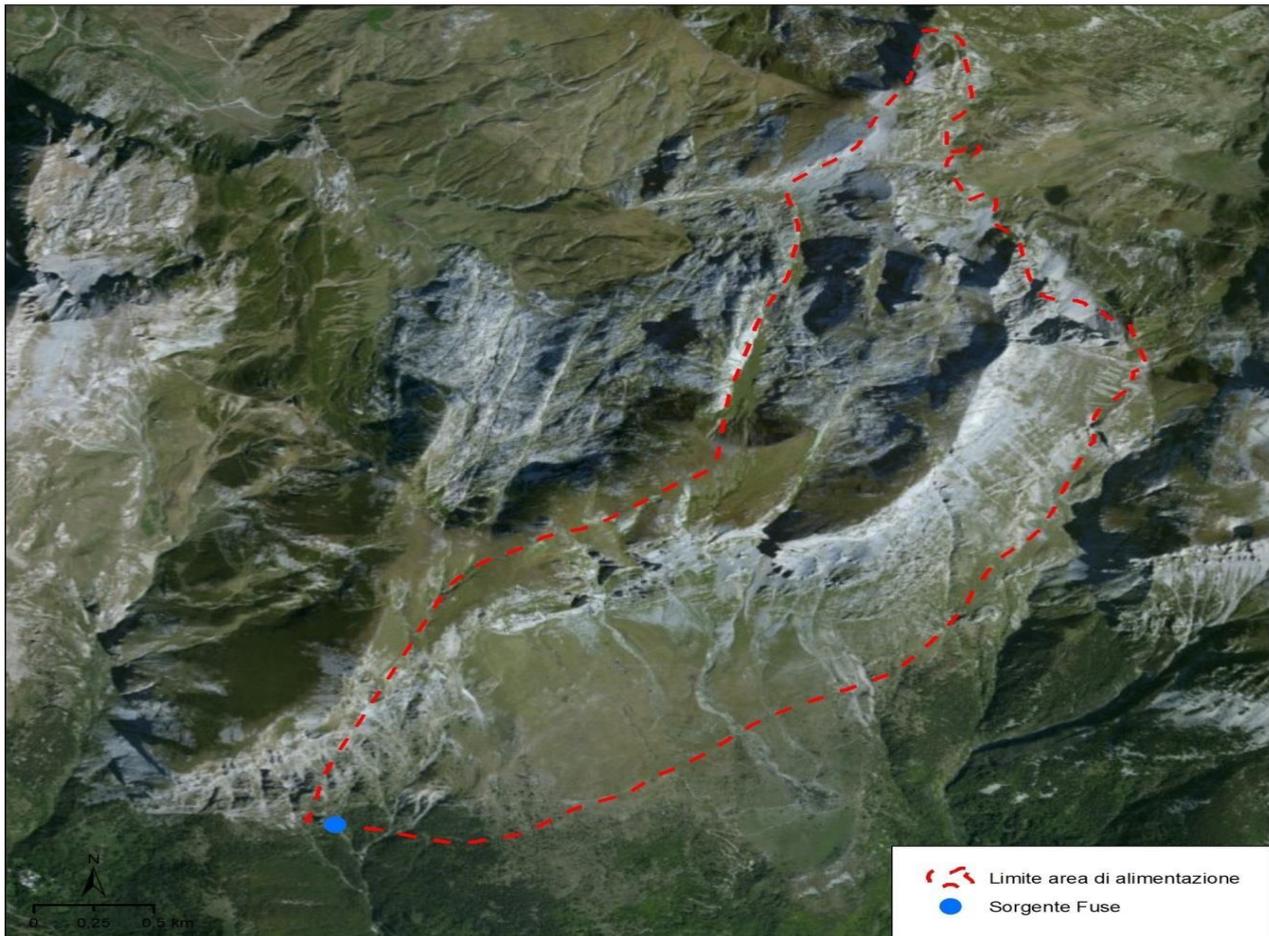


Figura 2.2- L'area di alimentazione della Sorgenti Fuse su ortofoto della Regione Piemonte Monitoraggio (Vigna B. , PROGETTO ALCOLTRA ALIRHYS "Alpi Latine-Identificazione risorse hydrique sotteranee", 2015)

La zona è caratterizzata da scarsa vegetazione, ampie superfici di carso scoperto, doline, pozzi e crepacci di varie dimensioni (Cenni sulla vegetazione delle doline, dei baratri e delle Grotte del Carso per i corsi di introduzione alla speleologia). L'area è costituita da due differenti complessi (figura 2.3):

- **Complesso calcareo-dolomico:** costituito da dolomie triassiche e calcari massicci e scistosi, entrambi fratturati e altamente carsificati. Contatti tettonici e faglie delimitano il complesso con i litotipi sottostanti meno carsificabili quali porfiroidi e quarziti che costituiscono il Complesso basale. Il grado di carsificazione elevato ha dato origine a forme carsiche molte estese sia in superficie che in profondità. Nella zona in oggetto sono presenti esternamente pozzi e inghiottitori, che permettono una veloce infiltrazione delle

acque di precipitazioni, affiancati da condotti carsici nei quali vengono convogliate acque sotterranee, che raggiungono velocità di deflusso elevata.

Il complesso presenta elevata permeabilità dovuta a carsismo e a fratturazione.

- **Complesso flyschoidi:** formato da un'alternanza di scisti argillosi, marne, arenarie e talvolta calcari massicci e brecciati.

Questo complesso presenta, invece, permeabilità bassa.

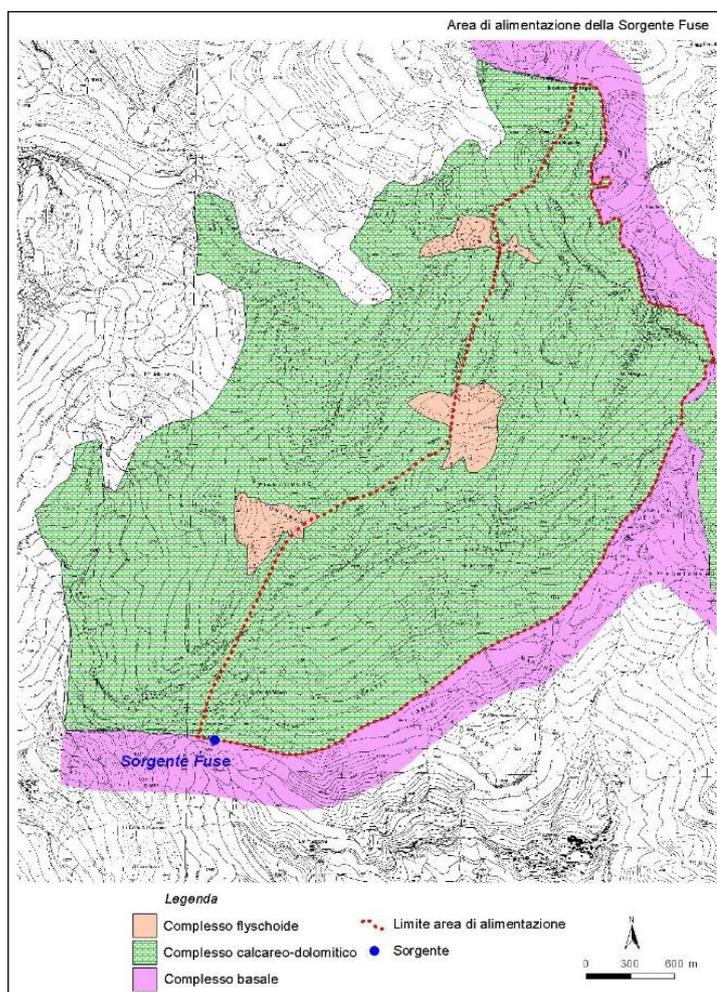


Figura 2.3- Complessi dell'area di alimentazione della sorgente Fuse (Vigna, "Definizione di nuove metodologie operative per la delimitazione delle aree di salvaguardia delle sorgenti")

2.1 Caratteristiche idrogeologiche del sistema

Diversi test con traccianti (eseguiti dal Politecnico di Torino) hanno permesso di definire con una buona approssimazione i limiti dell'area di alimentazione delle due sorgenti e di stimare i tempi di percorrenza delle acque all'interno dell'acquifero. Da diverse colorazioni si ricava che le due sorgenti sono legate a due porzioni di acquifero differenti. In magra in effetti, le colorazioni che danno esito positivo alla Sorgente Vene non arrivano invece ad interessare la Sorgente Fuse (posta a quota leggermente inferiore) e viceversa.

Nei periodi di piena invece alcune colorazioni effettuate hanno fornito esito positivo presso le due sorgenti, con un piccolo ritardo per quanto riguarda l'arrivo del tracciante alla Sorgente Fuse.

Le analisi chimiche hanno fornito leggere differenze nei parametri principali avvalorando così l'ipotesi di due percorsi differenti. Test con traccianti artificiali, realizzati mediante l'installazione di un fluorimetro in grado di registrare la concentrazione del colorante ogni 4 minuti, ha permesso di valutare la velocità di flusso sotterraneo e stimare i tempi di percorrenza dell'acqua, queste risultano particolarmente elevate nei periodi di piena e lente nei periodi di magra. Recentemente l'ultimo test ha mostrato un tempo di percorrenza pari a 20 ore.

Complessivamente, quindi, vista la presenza di numerose grotte percorribili e delle curve di restituzione delle prove con traccianti artificiali, l'intero corpo acquifero corrisponde a un sistema nivo-pluviale a dreno dominante, per infiltrazione diffusa e secondariamente per infiltrazione diretta (Banzato).

Ad avvalorare tale ipotesi contribuiscono i dati di monitoraggio, rilevati nella stazione termopluviometrica Borello, situata a Frabosa Sottana nella provincia di Cuneo, che mostrano come le portate, osservate da gennaio 2011 a settembre 2018, subiscano incrementi impulsivi in seguito alle precipitazioni (figura 2.4).

Le portate oscillano tra un massimo di 2171 l/s, raggiunto il 3 settembre del 2012, ed un minimo di 5,7 l/s, verificatosi l'11 febbraio del 2017. Di base i valori di portata massima si raggiungono durante i periodi primaverili, durante le fusioni nivali al quale viene sommato anche l'evento di pioggia primaverile, ma può anche verificarsi a seguito di un temporale estivo di breve durata ed elevata intensità.

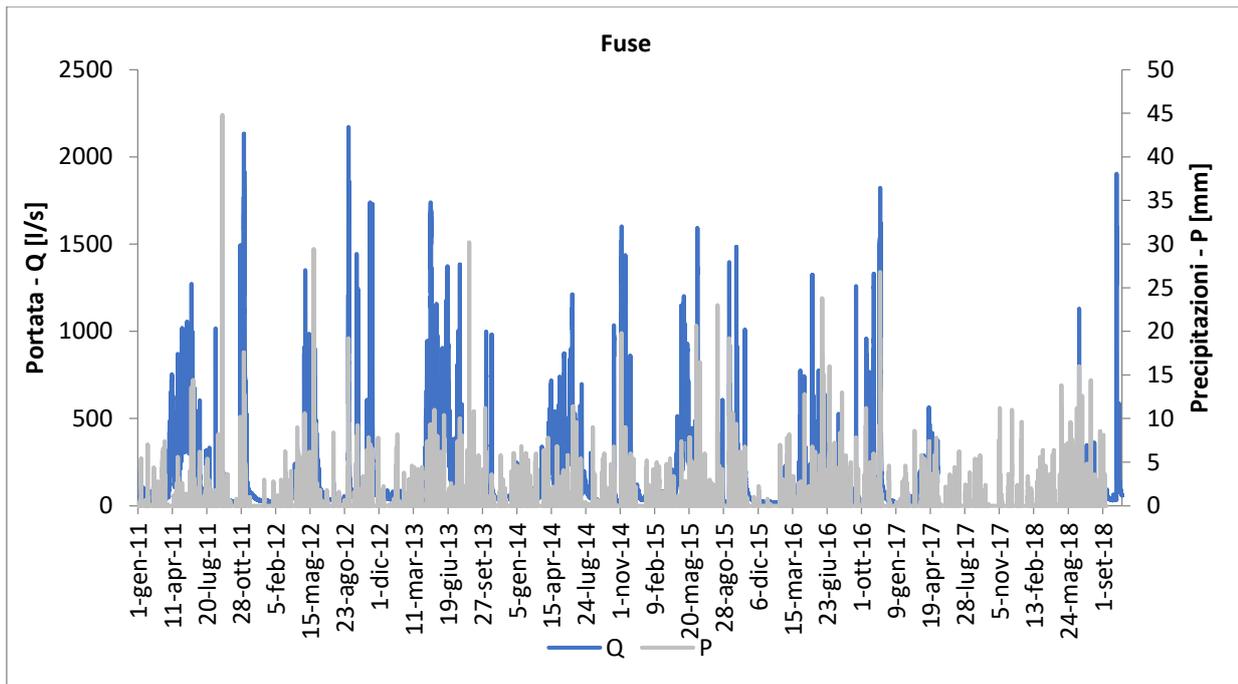


Figura 2.4 – Andamento annuale nel tempo della portata e delle precipitazioni (Vigna B.)

I valori di conducibilità elettrica oscillano tra 121 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (dato rilevato l'11/06/2014) e 299 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (dato rilevato il 25/12/2013), ad un aumento di portata si registrano valori più bassi di CE, principalmente durante i picchi di piena primaverili, ed incrementa nei mesi invernali (figura 2.5).

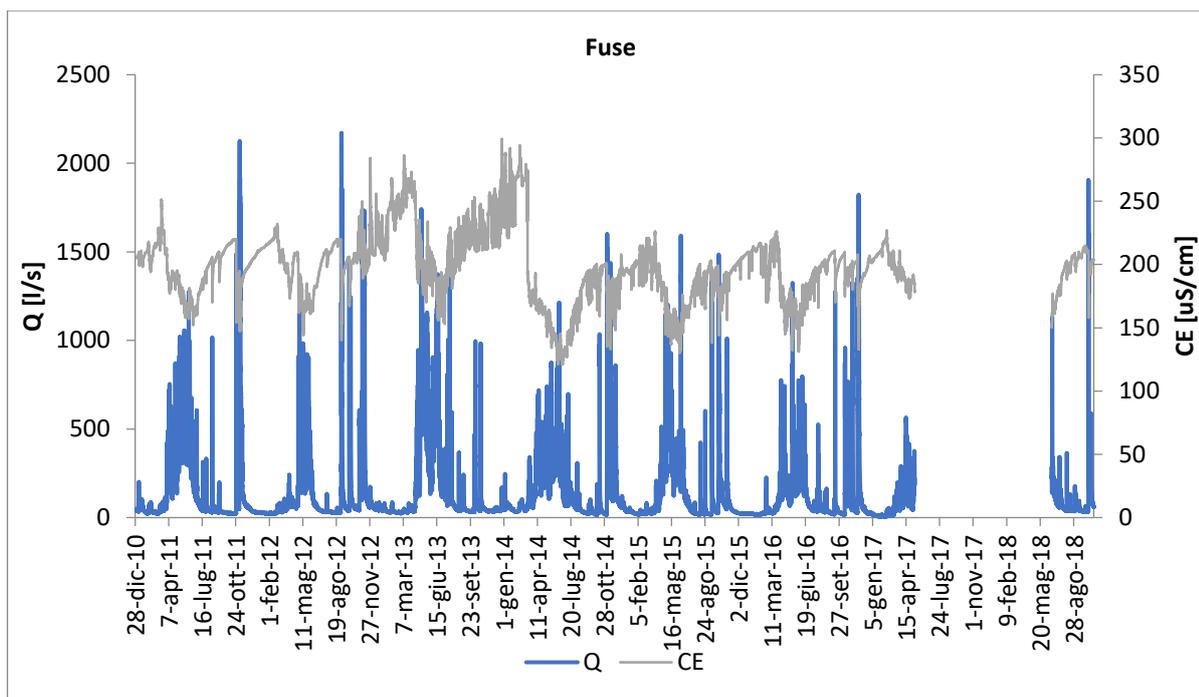


Figura 2.5 – Andamento annuale nel tempo dei parametri portata e conducibilità elettrica (Vigna B.)

In tabella 2.1 è possibile verificare come i valori di mineralizzazione (CE) varino repentinamente ad un aumento di portata, precisamente la conducibilità elettrica si abbassa appena l'acqua entra nelle condutture, raggiungendo il minimo al massimo valore di portata (figura 2.6).

data	Q	CE
11/10/2018 00:00	35,136	211
11/10/2018 04:00	910,856	195
11/10/2018 08:00	1275,383	166
11/10/2018 12:00	1314,357	159
11/10/2018 16:00	1281,851	174
11/10/2018 20:00	814,432	180
12/10/2018 00:00	577,293	185
12/10/2018 04:00	444,078	187
12/10/2018 08:00	358,434	189
12/10/2018 12:00	286,962	190
12/10/2018 16:00	241,107	192
12/10/2018 20:00	212,050	193

13/10/2018 00:00	187,665	193
13/10/2018 04:00	170,866	194
13/10/2018 08:00	157,810	195

Tabella 2.1- Portate e CE (Vigna B.)

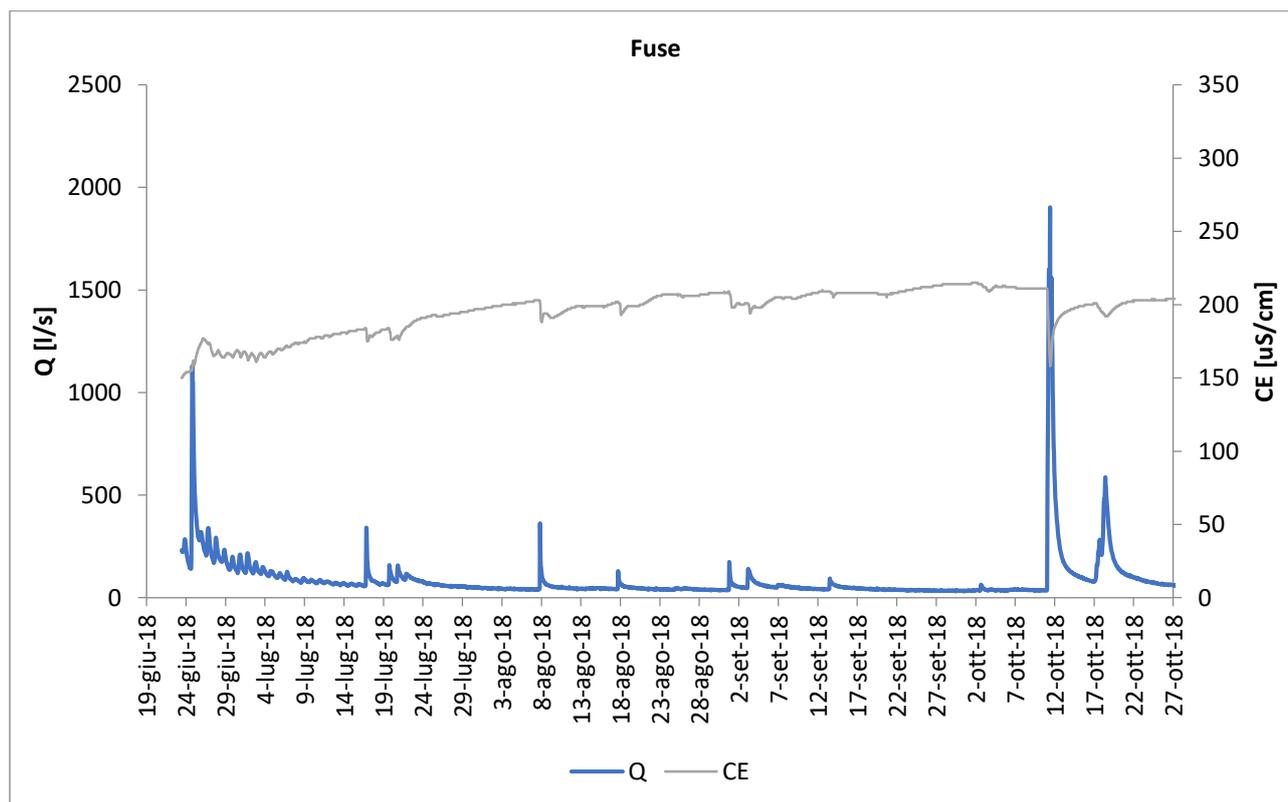


Figura 2.6 – Andamento dei parametri portata e conducibilità elettrica in dettaglio (Vigna B.)

I valori di temperatura variano tra 6,9 C° e 4,1 C° (figura 2.7), i valori più bassi sono registrati nei mesi primaverili, per l'arrivo delle acque fredde dovute alla fusione nivale, mentre le temperature più alte si registrano nei periodi invernali a causa di acque calde accumulate nelle zone meno conduttive dell'acquifero (Vigna, 2015).

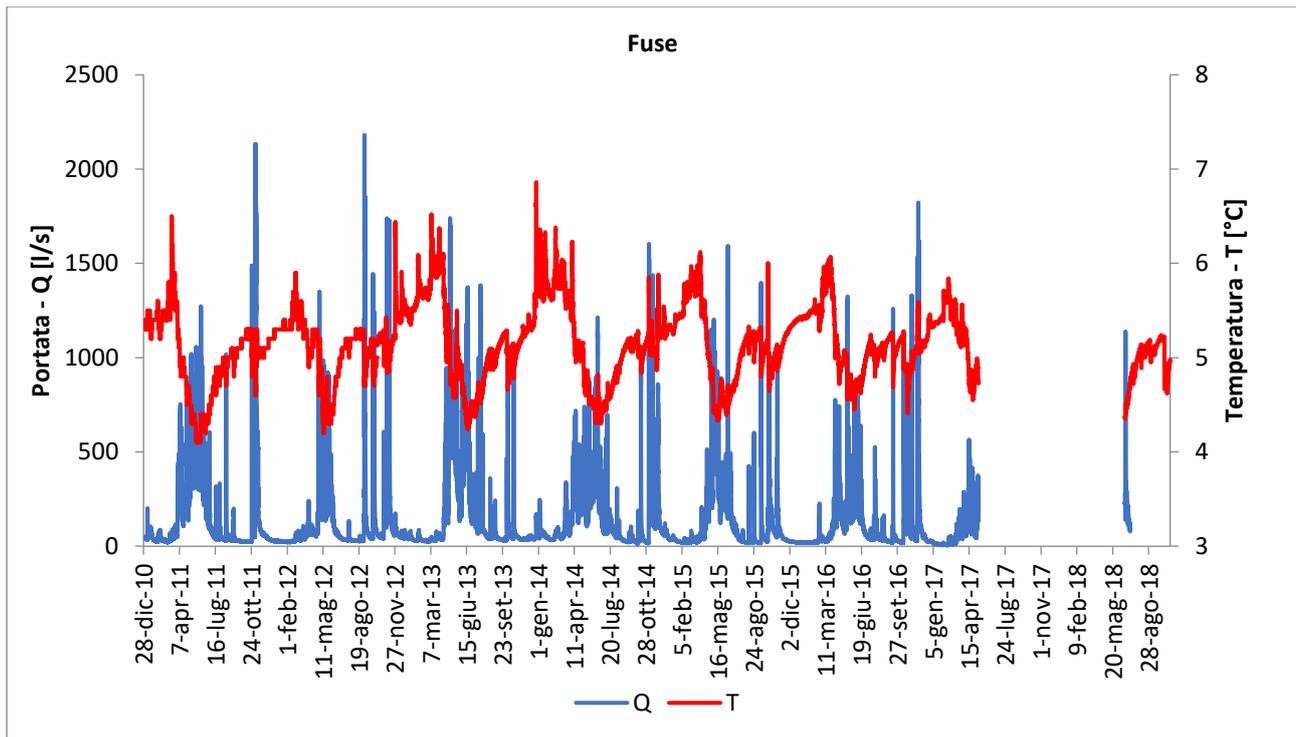


Figura 2.7– Andamento nel tempo della portata e della temperatura delle acque sorgive (Vigna B.)

3. Funzionamento del sistema Vene-Fuse mediante il modello afflussi-deflussi

Si vuole studiare, in termini di portata, la risposta del sistema in termini di precipitazione, attraverso il modello di afflussi- deflussi.

La struttura che esprime questo legame è:

$$Q(t) = \int I(\tau) \cdot f(t - \tau) d\tau \tag{3.1}$$

Dove in ingresso si hanno le precipitazioni (afflussi) e in uscita si hanno le portate (deflussi), rispettivamente $I(t)$ e $Q(t)$. L'equazione è data dall'integrale di convoluzione degli ingressi per

la propagazione di un impulso, questo prende il nome di idrogramma unitario istantaneo (figura 3.1).

Alla base del metodo si hanno alcune ipotesi:

- Il comportamento della rete, ovvero la sua risposta, rimane costante nel tempo;
- Il legame afflussi-deflussi è un legame di tipo lineare;
- La precipitazione risulta essere uniformemente distribuita sull'intera area di alimentazione del bacino.

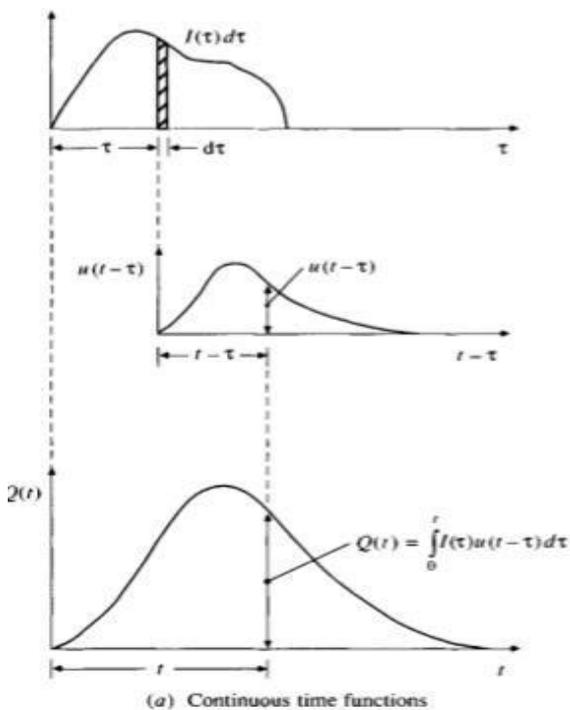


Figura 3.1 – Idrogramma istantaneo unitario (IUH) (Ven Te Chow, 1988)

I grafici descrivono la risposta del sistema ad un evento di pioggia unitario, ovvero l'evento di pioggia con precipitazione istantanea pari a un m^3 , per definizione l'area sottesa dalla curva risulta essere unitaria (Ven Te Chow, 1988).

Ragionando per evento, si vuole trovare la distribuzione di frequenza dei tempi di risposta del sistema, ovvero trovare la funzione che esprime la forma della risposta del bacino.

Gli afflussi sono dati dalla portata che arriva in grotta, non dalla portata misurata nella bocca dello stramazzo, e sono calcolati mediante la seguente formula:

$$I(t) = \varphi \cdot A \cdot i(t) \quad (3.2)$$

dove

- $I(t)$ = portata;
- φ = coefficiente di deflusso;
- A = area;
- $i(t)$ = precipitazione.

Da quest' equazione si assume che la precipitazione diventa portata a meno del coefficiente di deflusso φ , che ci dà indicazioni sulla quantità d'acqua infiltrata nel terreno. Sostituendo quest'ultima equazione nella (3.1), si ottiene:

$$Q(t) = \varphi \cdot A \cdot \int i(\tau) \cdot f(t - \tau) d\tau \quad (3.3)$$

E si otterrà una $f(t - \tau)$ differente per ogni evento, mantenendo il volume sempre pari all'unità.

3.1 Identificazione degli eventi e calcolo del coefficiente di deflusso del sistema Vene-Fuse

I dati di portata e precipitazione che si hanno a disposizione sono a scala oraria e vanno dal 2004 al 2018, questi sono stati rilevati nella stazione di tipo termoigro-pluvioanemometrica con sensori nivologici "Rifugio Mondovì", situata nel comune di Roccaforte Mondovì (CN).

Visualizzazione mappa CTR della stazione RIFUGIO MONDOVI' - ROCCAFORTE MONDOVI'

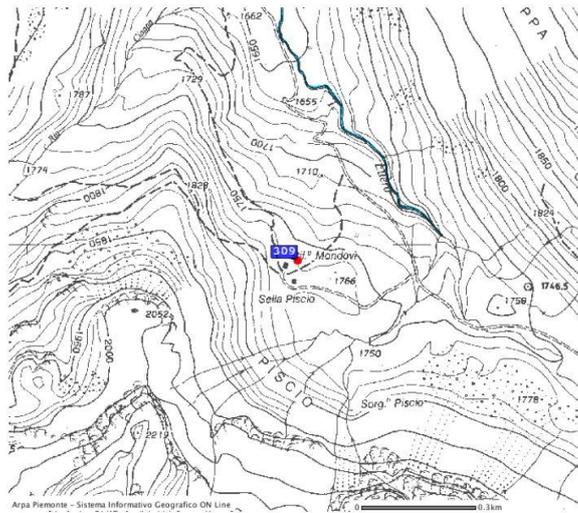


Figura 3.2 – Mappa CTR del Rifugio di Mondovì (Piemonte, s.d.)

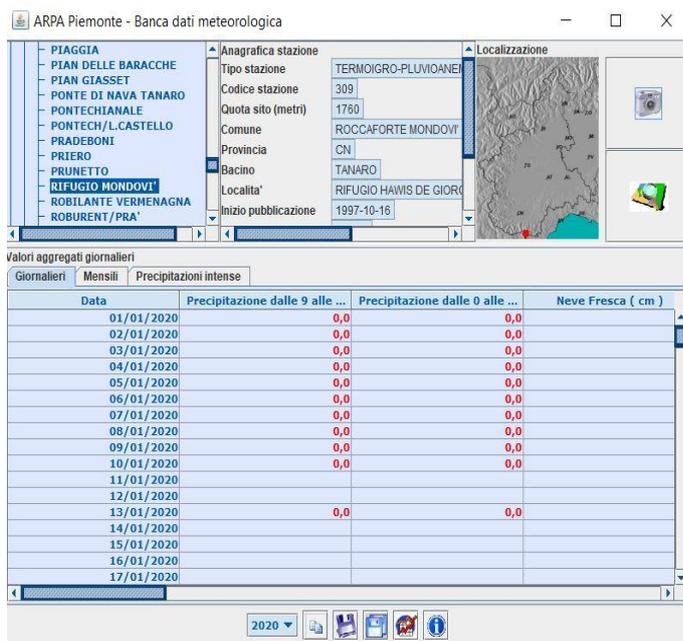


Figura 3.3 – Stazione Rifugio di Mondovì (Piemonte, s.d.)

3.2 Calcolo dei coefficienti di deflusso

Individuati gli eventi con precipitazioni liquide che aumentano la portata nel collettore, è necessario calcolare il coefficiente di deflusso ϕ . Confrontando la serie temporale delle portate e delle piogge, si calcola il fattore di correlazione $\phi \cdot A$, ed effettuando il rapporto tra portata d'acqua in uscita dal sistema [m^3] e precipitazioni [mm], verrà fuori una superficie [km^2]. Questo parametro varierà anno per anno ed esprime l'ampiezza del bacino di alimentazione, ricordando che le precipitazioni non sono costanti, perché può succedere che piova solo in una parte del bacino, perciò bisogna rispettare le ipotesi fatte in precedenza. Noto il fattore di correlazione, rapportandolo con l'area del bacino, che è pari a $6 km^2$, si ottiene il coefficiente di deflusso, che risulterà adimensionale.

$$\phi = \frac{Q \cdot i}{A} [-] \quad (3.4)$$

Alcuni anni presentano una mancanza di dati di precipitazione, in questi, anziché fare la sommatoria, si è proceduto facendo una media giornaliera dei dati rilevati e, per ottenere una precipitazione totale, si è moltiplicato per 365, ipotizzando che in media abbia piovuto come gli altri giorni (tabella 3.1). Poiché il coefficiente di deflusso dipende dalla portata e dalle precipitazioni, è di semplice intuizione aspettarsi che questo cambi in relazione ai periodi dell'anno.

ANNO	PORTATA MEDIA [l/s]	DEFLUSSO [m ³]	PRECIPITAZIONI TOTALI [mm]	CORRELAZIONE PORTATA PRECIPITAZIONI [Km ²]	COEFFICIENTE DI DEFLUSSO ϕ [-]
2004	171,706	5,429	950,00	5,715	0,952
2005	100,412	3,166	1021,40	3,100	0,516
2006	96,706	3,049	902,00	3,381	0,563
2007	143,781	4,534	951,80	4,763	0,793
2008	235,888	7,459	1008,60	7,395	1,232
2009	174,222	5,494	1009,40	5,443	0,907
2010	142,412	4,491	982,80	4,569	0,761

2011	173,008	5,455	1038,80	5,252	0,875
2012	118,949	3,761	1089,40	3,452	0,575
2013	166,032	5,235	1103,00	4,747	0,791
2014	157,292	4,960	1565,60	3,168	0,528
2015	118,634	3,741	687,20	5,444	0,907
2016	115,104	3,639	1416,40	2,569	0,428
2017	72,555	2,288	699,00	3,273	0,545
2018	87,714	2,766	1566,60	1,765	0,294
			DEVIAZIONE STANDARD	1,47	0,25

Tabella 3.1- Coefficienti di deflusso

Il coefficiente di deflusso ϕ è sempre minore dell'unità, in questo caso sono state fatte delle ipotesi per poter procedere al calcolo:

- 1- I valori di portata e precipitazione non sono sempre presenti, quindi non risultano affidabili in pieno;
- 2- La presenza di acqua, precedentemente immagazzinata, all'interno delle condutture porta ad un aumento di infiltrazione
- 3- Si considera che l'evento di pioggia sia uniforme su tutta l'area del bacino, la quale risulta essere incerta in quanto è considerata uguale per tutti gli eventi.

Oltre ad analizzare il problema nei vari anni, viene fatto uno studio più approfondito, studiando sia i singoli trimestri sia i singoli eventi.

L'alimentazione del sistema, come già detto in precedenza, è di tipo pluvio-nivale, ciò vuol dire che il maggior numero di piene si verifica nei periodi primaverili, generalmente il fenomeno è associato ad un aumento di temperatura e precipitazioni, che contribuiscono alla fusione nivale, mentre, il picco di portata si verifica nella stagione autunnale.

Il primo anno analizzato è il 2006, anno in cui si registra la minor portata media di tutta la serie storica studiata pari a 96,706 l/s, con un massimo di 1053,06 l/s, verificatosi il 23 ottobre ed un

minimo pari a 22,375 l/s raggiunto il 30 gennaio. Si possono osservare i differenti andamenti di portata (figura 3.4) e precipitazioni (figura 3.5) e se ne valutano le differenze dei quattro trimestri.

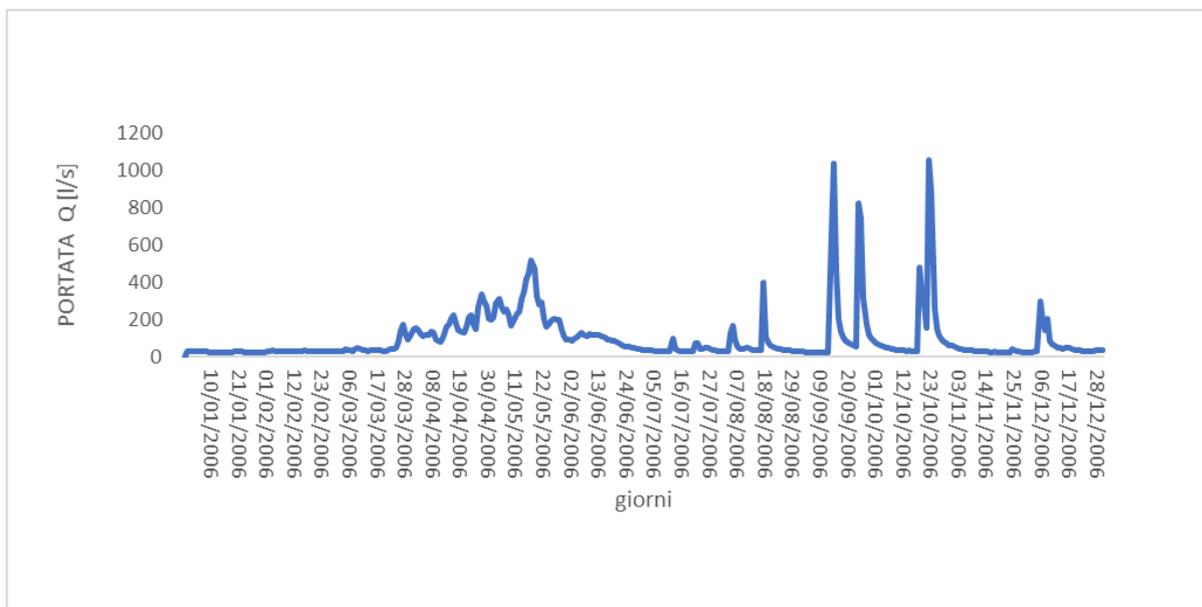


Figura 3.4 – Andamento delle portate nell'anno 2006

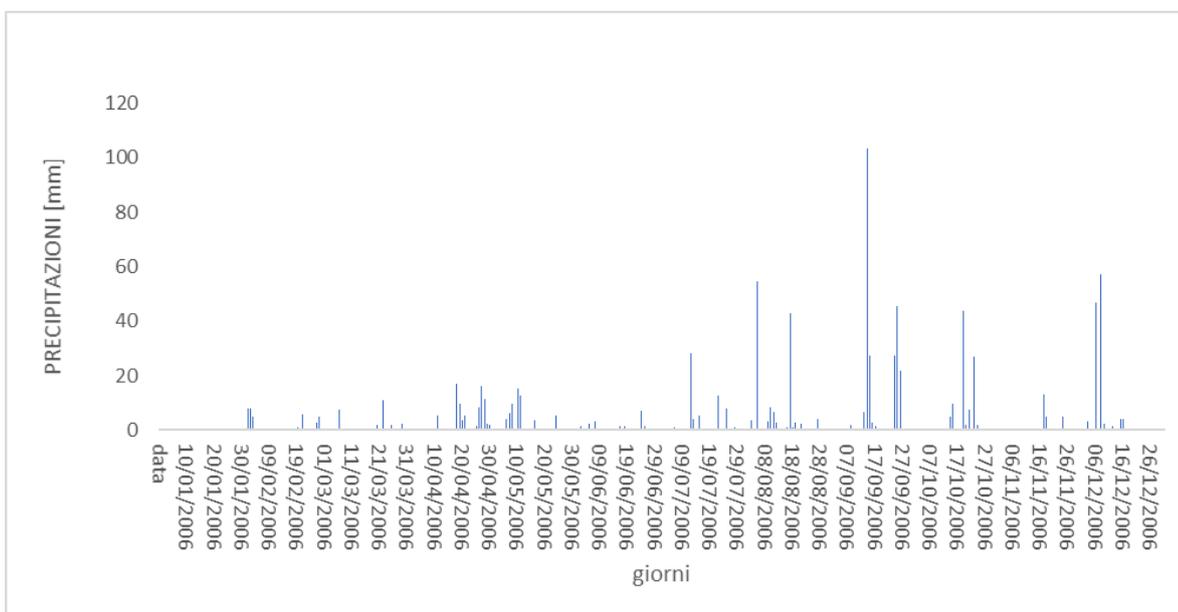


Figura 3.5 – Andamento delle precipitazioni nell'anno 2006

Noti i valori di portata e precipitazione e basandosi sulle ipotesi fatte in precedenza, sono stati calcolati, per ogni trimestre dell'anno, i coefficienti di deflusso e i volumi di acqua (tabella 3.2):

TRIMESTRE	PORTATA MEDIA [l/s]	DEFLUSSO [m ³ 10 ⁶]	PRECIPITAZIONI TOTALE [mm]	CORRELAZIONE PORTATA PRECIPITAZIONI [Km ²]	COEFFICIENTE DI DEFLUSSO ϕ [-]	VOLUME [m ³ 10 ³]
1	35,591	0,279	61,8	4,528	0,754	370,8
2	172,560	1,356	161,8	8,385	1,397	970,8
3	94,465	1,263	436,2	2,897	0,482	2617,2
4	83,316	0,655	242,2	2,704	0,450	1453,2

Tabella 3.2 – Calcolo del coefficiente di deflusso dei quattro trimestri del 2006.

Nel **primo trimestre** (gennaio-marzo) le portate sono piuttosto costanti per i primi due mesi, sebbene il comportamento sia differente (figura 3.6), il primo mese è caratterizzato da abbondanti nevicate, mentre il mese di febbraio presenta eventi di precipitazioni, che non variano la portata, ciò è dovuto alla temperature esterne, che sotto lo zero portano alla formazione di uno strato di ghiaccio e non permette infiltrazione di nuova acqua. Il mese di marzo presenta un comportamento differente dovuto all'innalzamento di temperatura oltre che all'evento di intensa precipitazione, verificatosi il 24 marzo.

La temperatura media risulta essere pari a -2,48°C (min di -14,8°C e max 13,2 °

C) e il coefficiente di deflusso in media presenta un valore di 0,75.

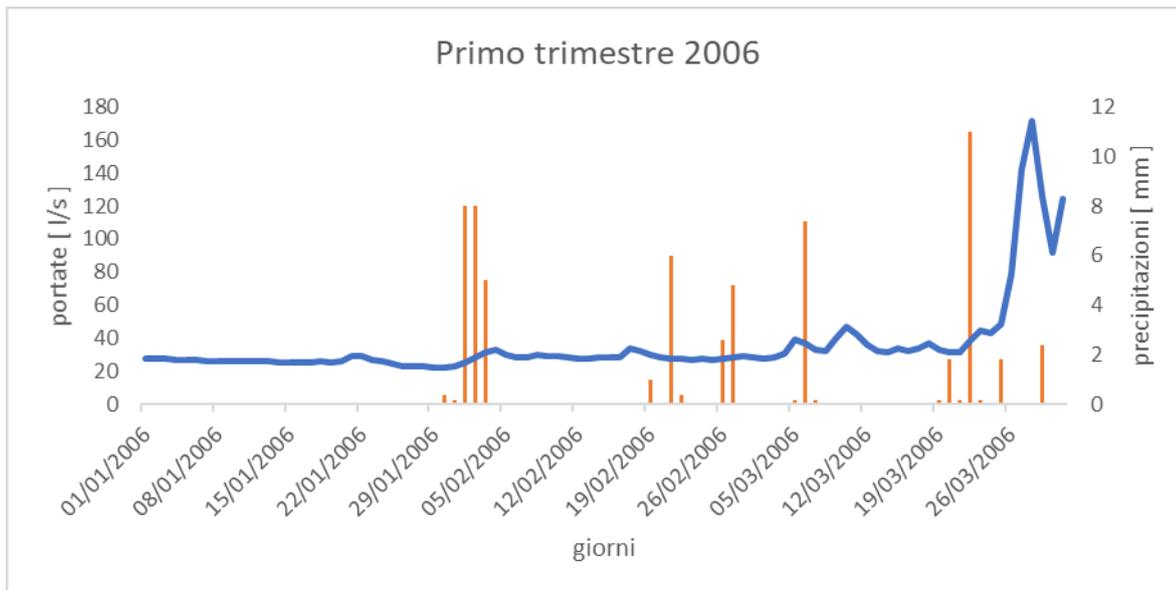


Figura 3.6 – Andamento di portata e precipitazioni del primo trimestre 2006

Nel **secondo trimestre** (aprile-giugno) si hanno dei valori di portata più elevati rispetto al trimestre precedente (figura 3.7), dovuti non soltanto alle abbondanti precipitazioni del mese di aprile, ma anche all'aumento di temperatura che porta allo scioglimento nivale. La temperatura media è $8,22^{\circ}\text{C}$ (min $-4,3^{\circ}\text{C}$ e max $23,6^{\circ}\text{C}$), il coefficiente di deflusso medio è 1,39 (valore non affidabile a causa della fusione nivale), il più elevato rispetto all'intero anno e ciò è direttamente proporzionale alla portata media.

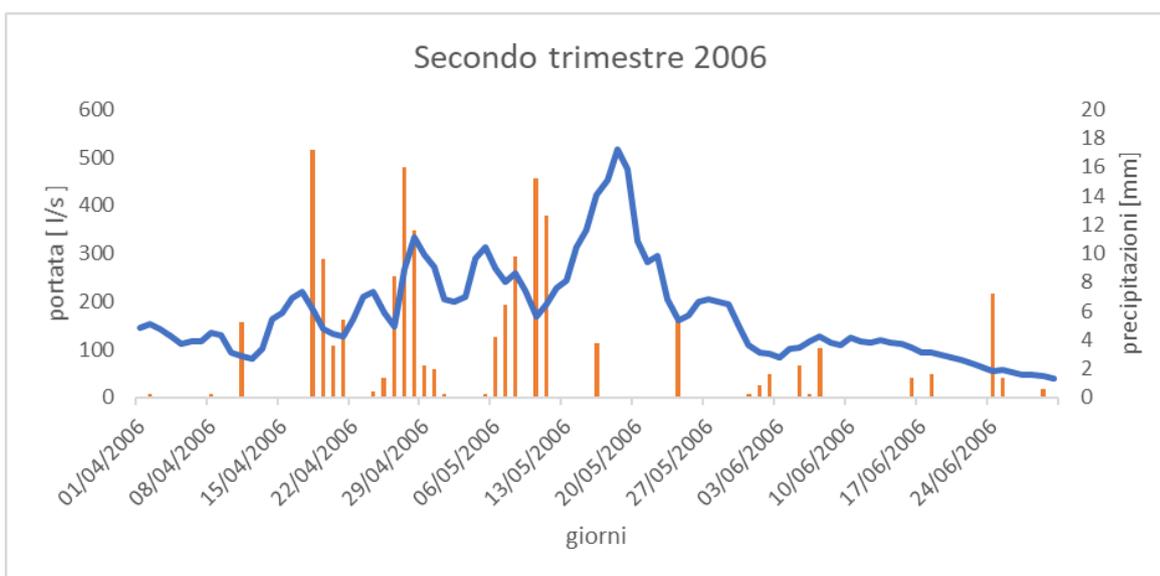


Figura 3.7 – Andamento di portata e precipitazioni del secondo trimestre 2006.

Nel **terzo trimestre** (luglio-settembre) sia le portate che le precipitazioni presentano valori più alti rispetto ai trimestri precedenti (figura 3.8), è possibile notare come ad ogni evento di precipitazione ci sia un repentino aumento di portata, senza che questo si verifichi dopo alcuni giorni, ciò è dovuto all'assenza di neve e ghiaccio, questo determina una rapida infiltrazione. La temperatura media è pari a $12,56^{\circ}\text{C}$ (min $4,4^{\circ}\text{C}$ e max $23,3^{\circ}\text{C}$), il coefficiente di deflusso è pari a 0,48, più basso rispetto al trimestre precedente ma più affidabile.

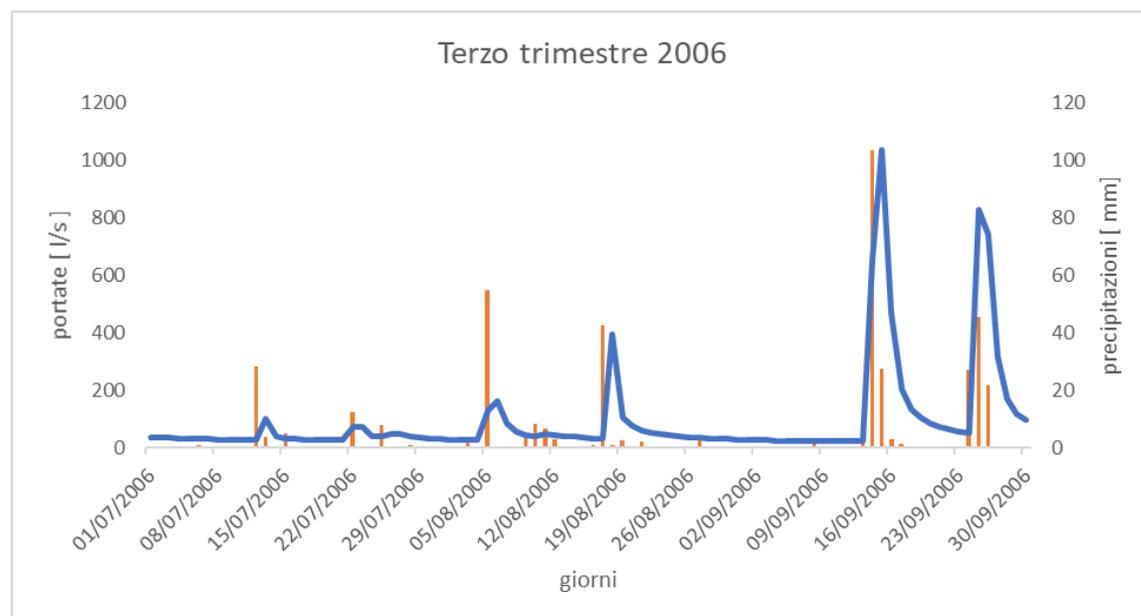


Figura 3.8 – Andamento di portata e precipitazioni del terzo trimestre 2006.

Infine, nel **quarto trimestre** (ottobre-dicembre) i livelli di portate e precipitazioni risultano più basse della stagione estiva (figura 3.9), da notare gli ultimi due mesi in cui ricominciano le abbondanti nevicate e l'abbassamento di temperatura che porta alla formazione di ghiaccio, che impedisce l'infiltrazione d'acqua nei collettori, e quindi picchi di porta più bassi. La temperatura media è pari a $4,3^{\circ}\text{C}$ (min -7°C e max $18,9^{\circ}\text{C}$), il coefficiente di deflusso risulta essere pari a 0,45.

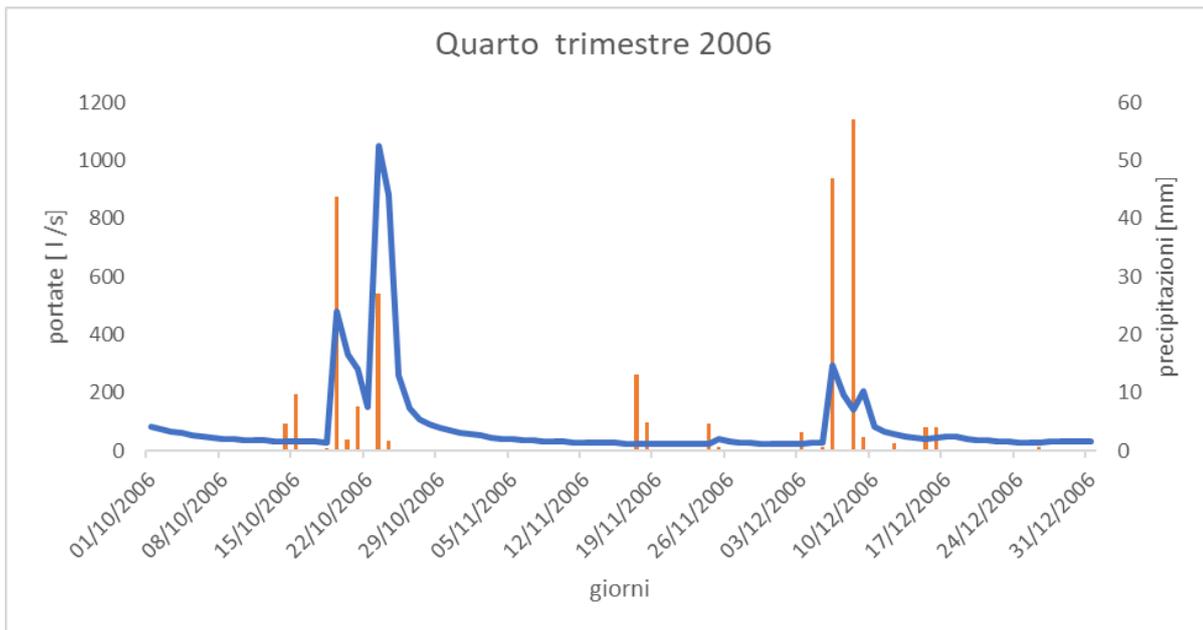


Figura 3.9 – Andamento di portata e precipitazioni del quarto trimestre 2006.

Si è voluto affinare la stima del coefficiente di deflusso, analizzando i singoli mesi dell'anno 2006 e di singoli eventi relativi a molteplici anni.

Dall'equazione 3.4, si è visto che il coefficiente di deflusso è direttamente proporzionale alla porta e inversamente proporzionale all' area e altezza di pioggia, il quale prodotto fornisce il volume di acqua presente nel bacino.

In base a quanto detto, è lecito aspettarsi degli ϕ elevati per grandi valori di portate e bassi volumi di acqua, in aggiunta, vanno ricordate le tre ipotesi fatte in precedenza, in particolare la prima riguardante l'affidabilità delle misure di porta e precipitazione.

In tabella 3.3 sono evidenziati in rosso i valori di ϕ superiore all'unità, che danno incertezza sul calcolo. Il mese di gennaio presenta volumi d'acqua molto bassi a causa delle scarse precipitazioni e abbondanti nevicate, mentre i mesi di maggio e giugno hanno valori di portate molto elevate, perché una quota parte di acqua è data dalla fusione nivale, ciò porterà a dover trascurare alcuni eventi di piena al fine dei calcoli successivi.

Nei restanti mesi, il coefficiente presenta valori minore dell'unità, il che vuol dire che le infiltrazioni sono minori del 100 %, perché parte dell'acqua ruscella ed evapora. È lecito aspettarsi valori di ϕ più bassi nei mesi estivi, per il fenomeno di evapotraspirazione e secchezza nelle fratture .

mesi	portata [m ³ 10 ⁶]	precipitazioni [mm]	Correlazione [km ²]	coefficiente di deflusso [-]	volume [m ³ 10 ³]
gennaio	0,069	0,6	115,118	19,186	3,6
febbraio	0,070	35,8	1,958	0,326	214,8
marzo	0,140	25,4	5,537	0,922	152,4
aprile	0,429	83,4	5,155	0,859	500,4
maggio	0,696	58	12,009	2,00	348
giugno	0,230	20,4	11,285	1,880	122,4
luglio	0,103	60,8	1,704	0,284	364,8
agosto	0,168	134,8	1,249	0,208	808,8
settembre	0,478	240,6	1,990	0,331	1443,6
ottobre	0,416	97,6	4,264	0,710	585,6
novembre	0,082	23,8	3,469	0,578	142,8
dicembre	0,158	120,8	1,309	0,218	724,8

Tabella 3.3 – Calcolo del coefficiente di deflusso dei mesi del 2006.

Il secondo anno analizzato è il 2014, che presenta valori di coefficiente di deflusso simili all'anno precedente, ma caratterizzato da differenti portate e precipitazione.

La portata media è pari a 158,965 l/s, con un massimo di 1083,73 l/s, verificatosi il 5 novembre, e un minimo di 15,282 l/s, raggiunto il 4 ottobre. Di seguito sono riportati gli andamenti di portata e precipitazione (figura 3.10 e figura 3.11).

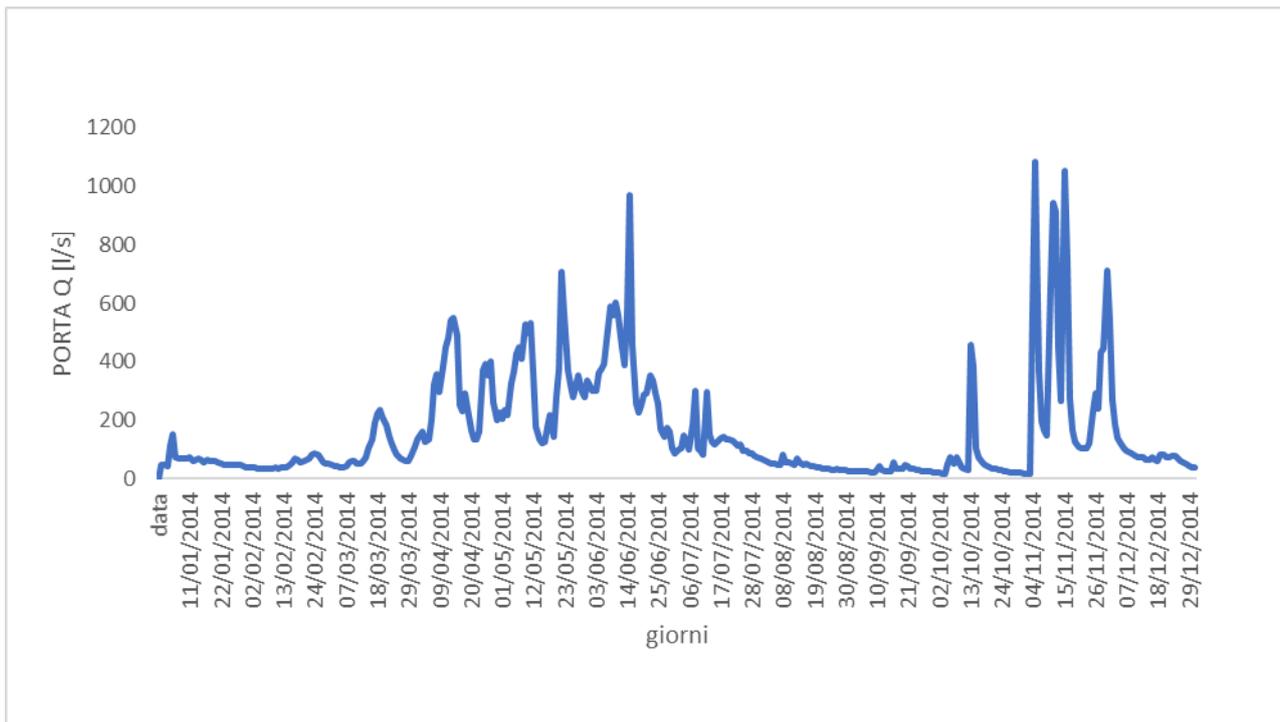


Figura 3.10– Andamento delle portate nell’anno 2014

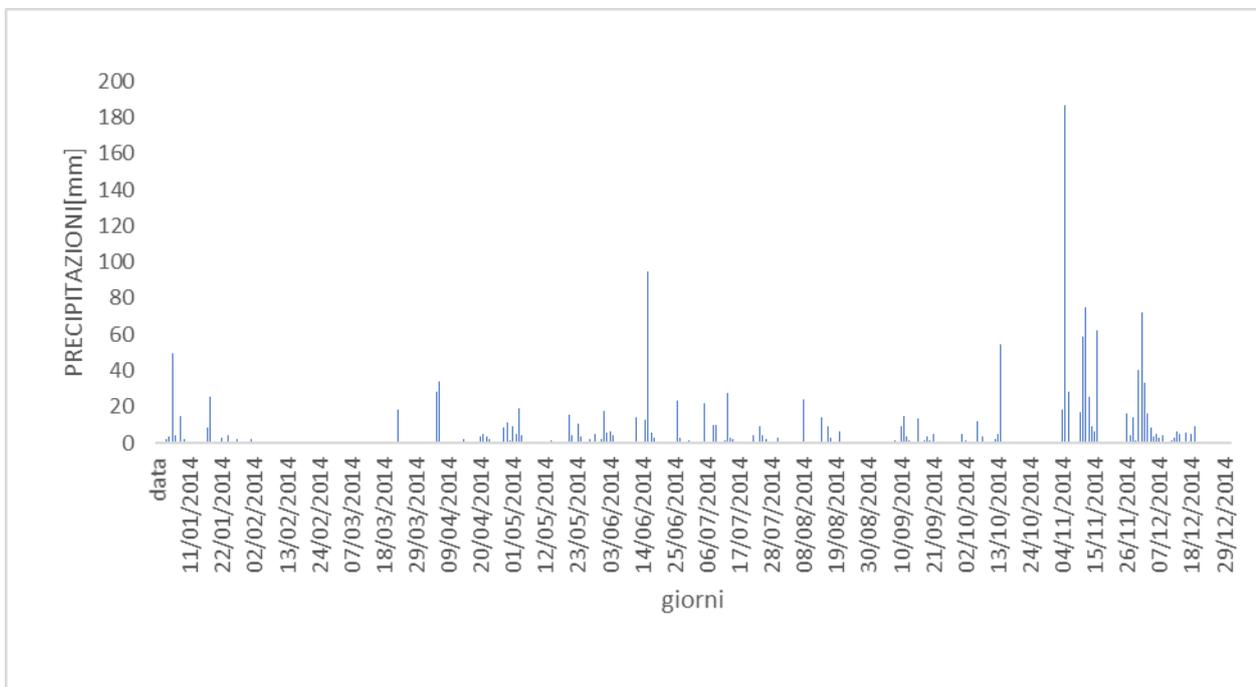


Figura 3.11 – Andamento delle precipitazioni nell’anno 2014

Come nel caso precedente, note le portate e le precipitazioni, vengono calcolati i coefficienti di deflusso per i quattro trimestri.

TRIMESTRE	PORTATA MEDIA [l/s]	DEFLUSSO [m ³ 10 ⁶]	PRECIPITAZIONI TOTALE [mm]	CORRELAZIONE PORTATA PRECIPITAZIONI [Km ²]	COEFFICIENTE DI DEFLUSSO ϕ [-]	VOLUME [m ³ 10 ³]
1	67,841	0,022	144,200	3,699	0,617	865,2
2	326,196	0,107	376,600	6,810	1,135	2259,6
3	66,307	0,037	215,000	4,127	0,688	1290
4	174,617	0,058	829,800	1,673	0,279	4978,8

Tabella 3.4 – Calcolo del coefficiente di deflusso dei quattro trimestri del 2014.

Nel **primo trimestre** (gennaio-marzo) i livelli di portate e precipitazioni oscillano per il primo mese, mentre nei mesi di febbraio e marzo le precipitazioni sono nulle e si registrano solo valori elevati di neve fresca e al suolo, che contribuiscono a innalzare la portata verso la fine di marzo, a causa dell'innalzamento di temperatura (figura 3.12). La situazione appare essere complementare rispetto a quanto accadeva nel 2006, dove i valori di precipitazione nulla si verificavano solo nel primo mese.

La temperatura media è pari a -0,1°C (min -9,9 °C e max 17,5 °C), il coefficiente di deflusso risulta essere pari a 0,617.

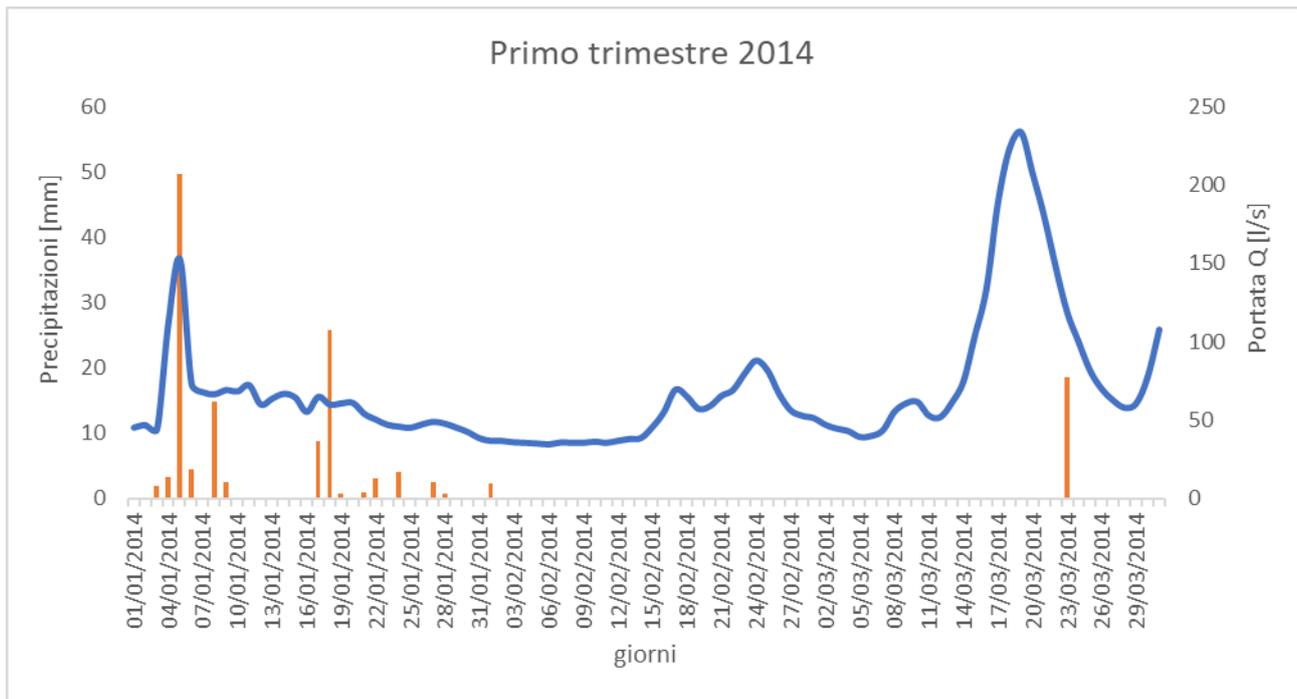


Figura 3.12 – Andamento di portata e precipitazioni del primo trimestre 2014

Nel **secondo trimestre** (aprile-giugno) si hanno delle oscillazioni di portata più marcate (figura 3.13), dovuto all'aumento di temperatura che porta allo scioglimento nivale e quindi all'aumento di acqua all'interno dei collettori, che non dipende solo dalle precipitazioni, ed è in questo trimestre che si registra la maggior quantità di acqua precipitata e quindi il massimo volume d'acqua accumulatosi nel bacino idrografico.

La temperatura media è 7,6°C (min -3,8 °C e max 21,5 °C), il coefficiente di deflusso medio è 1,135, anche qui il più elevato dei quattro trimestri e quindi meno affidabile, perchè superiore all'unità, la causa, anche in questo caso, è da attribuire alla fusione di neve.

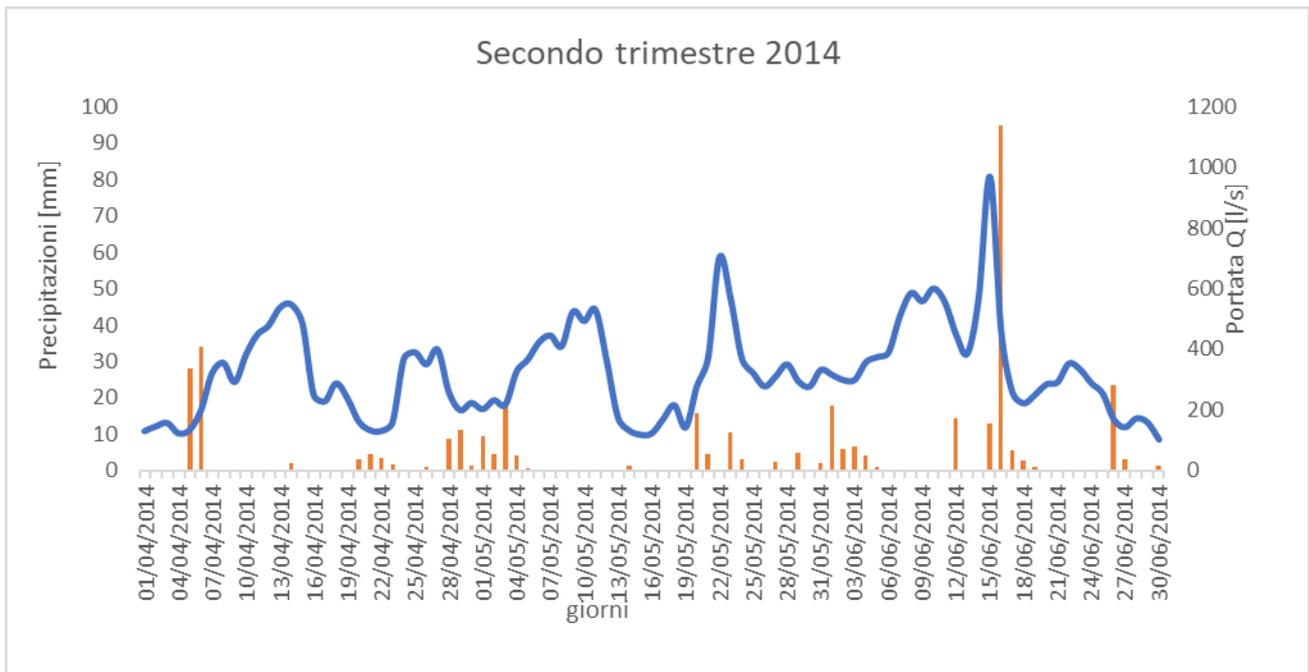


Figura 3.13 – Andamento di portata e precipitazioni del secondo trimestre 2014

Nel **terzo trimestre** (luglio-settembre) i valori di portata e precipitazioni si abbassano rispetto ai tre mesi precedenti (figura 3.14), e si ha lo stesso comportamento del 2006, ovvero un immediato aumento di portata inseguito ad un evento di precipitazione, che determina una rapida infiltrazione d’acqua.

La temperatura media è pari a 11,7°C (min 3,0 °C e max 21,0 °C), il coefficiente di deflusso è pari a 0,68, più basso rispetto al trimestre precedente a causa dell’elevato volume d’acqua.

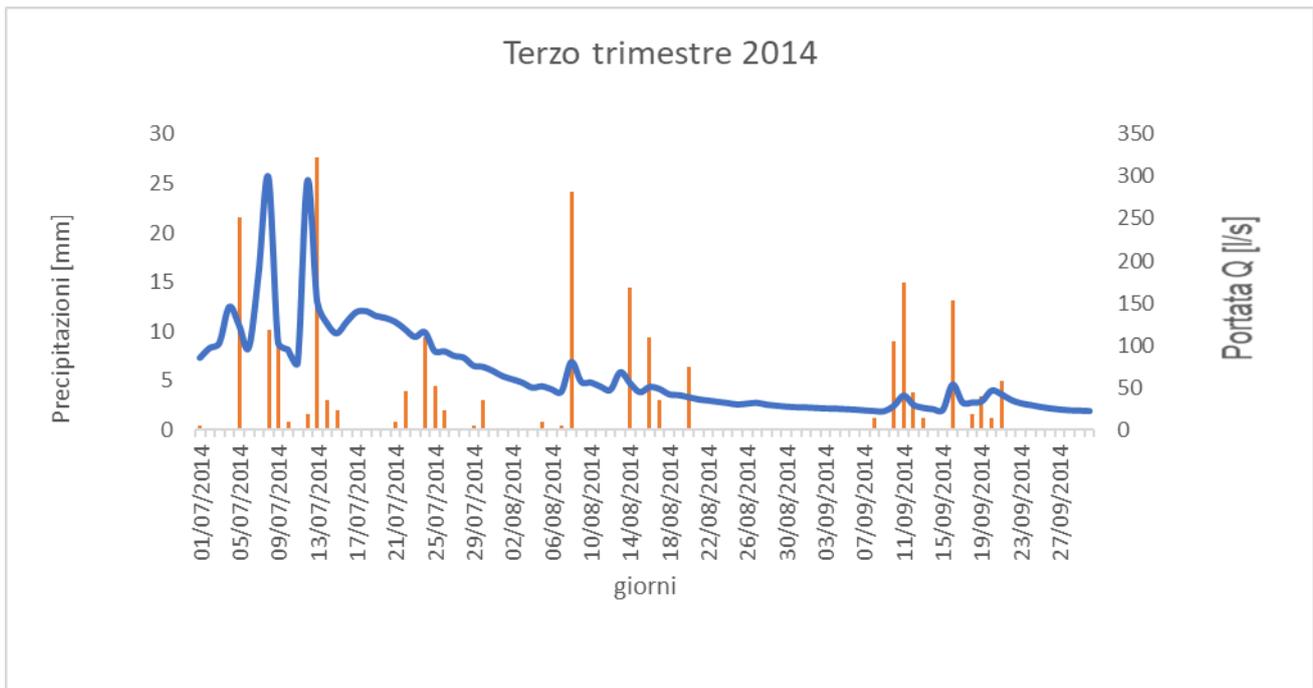


Figura 3.14 – Andamento di portata e precipitazioni del terzo trimestre 2014.

Nel **quarto trimestre** (ottobre-dicembre) i livelli di portate e precipitazioni risultano più elevati della stagione estiva (figura 3.15), diversamente da quanto accadeva nel 2006. L'ultimo mese è caratterizzato dall'assenza di precipitazioni piovose contraddistinto, invece, dalla presenza di neve al suolo che impedisce l'infiltrazione d'acqua nei collettori.

La temperatura media è pari a 4°C (min -10,6 °C e max 20,1 °C), il coefficiente di deflusso risulta essere pari a 0,279.

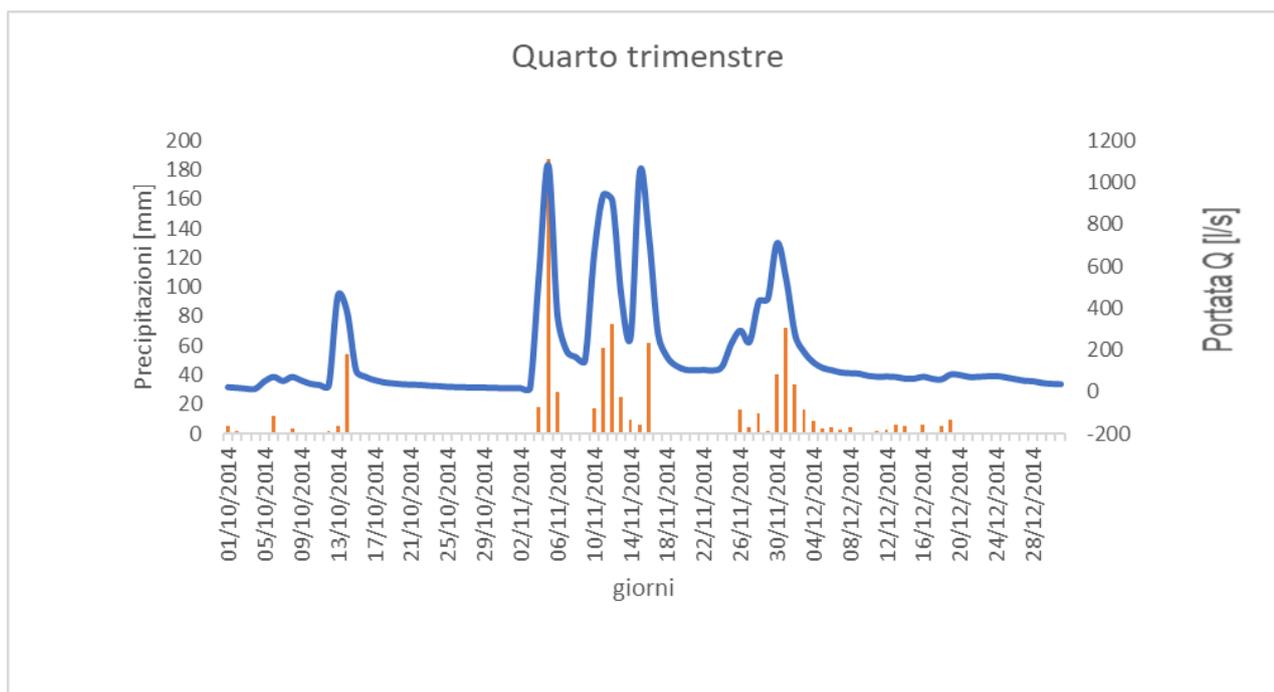


Figura 3.15 – Andamento di portata e precipitazioni del quarto trimestre 2014.

Analizzando i coefficienti di deflusso per i singoli mesi, si otterranno valori superiori all'unità là dove, oltre all'acqua piovana, si aggiunge il contributo dello scioglimento nivale (tabella 3.5).

mesi	portata [m ³ 10 ⁶]	precipitazioni [mm]	Correlazione [km ²]	coefficiente di deflusso [-]	volume [m ³ 10 ³]
gennaio	0,163	123,400	1,317	0,220	740,400
febbraio	0,122	2,200	55,432	9,239	13,200
marzo	0,249	18,600	13,381	2,230	111,600
aprile	0,740	100,400	7,372	1,229	602,400
maggio	0,874	81,800	10,683	1,781	490,800
giugno	0,951	194,400	4,890	0,815	1166,400
luglio	0,331	101,600	3,258	0,543	609,600
agosto	0,121	58,600	2,058	0,343	351,600
settembre	0,075	54,800	1,376	0,229	328,800
ottobre	0,168	83,800	2,007	0,334	502,800
novembre	0,956	565,400	1,691	0,282	3392,400
dicembre	0,255	180,600	1,412	0,235	1083,600

Tabella 3.5 – Calcolo del coefficiente di deflusso dei mesi del 2014.

Si è visto come analizzando sempre più in dettaglio un evento i valori risultano differenti, un altro chiaro esempio lo è l'analisi fatta sull'evento che va dal 4 al 20 dicembre 2006 (tabella 3.6), nel primo caso i dati di portata e precipitazione vengono studiati su scala giornaliera, a differenza del secondo in cui viene usata una scala oraria.

SCALA GIORNALIERA				
portata media [l/s]	portata in [m 10 ⁶]	precipitazioni [mm]	CORRELAZIONE PORTATA PRECIPITAZIONI [Km ²]	COEFFICIENTE DI DEFLUSSO φ [-]
85,661	0,088	111,800	0,794	0,132
SCALA ORARIA				
portata media [l/s]	portata in [m 10 ⁶]	precipitazioni [mm]	CORRELAZIONE PORTATA PRECIPITAZIONI [Km ²]	COEFFICIENTE DI DEFLUSSO φ [-]
108,747	0,105	112,600	0,935	0,156

Tabella 3.6 – Calcolo del coefficiente di deflusso dell'evento dal 4 al 20 dicembre 2006.

Analizzando eventi di stessi mesi e differenti anni (tabella 3.7) si può verificare come non c'è ripetibilità, possono verificarsi eventi di piena e di magra, come accade per la primavera del 2013 e del 2014.

evento	Portata [m ³ 10 ⁶]	precipitazione [mm]	correlazione [km ²]	φ [-]
maggio-giugno 2013	1,823	366,200	4,977	0,830
maggio-giugno 2014	0,507	58,400	8,682	1,447
maggio-giugno 2015	0,536	117,600	4,555	0,759
ottobre-novembre 2006	0,354	83,000	4,266	0,711

ottobre-novembre				
2010	0,430	312,200	1,377	0,229
ottobre-novembre				
2011	0,171	155,800	1,099	0,183
ottobre-novembre				
2012	0,733	211,800	3,461	0,576

Tabella 3.7– Calcolo del coefficiente di deflusso di diversi eventi

4 Metodi applicativi del caso studio

Definiti i coefficienti di deflusso per gli eventi di piena, il passo successivo è quello di capire come varia la risposta del bacino, in seguito a un evento di precipitazione. Per fare ciò è necessario capire come varia la funzione che rappresenta la distribuzione di frequenza dei tempi $f(t)$, tramite l'applicazione del metodo geostatico, sviluppato a partire dalla pubblicazione “*Source identification in river pollution problems: A geostatistical approach*”, a opera di Fulvio Boano, Roberto Revelli, e Luca Ridolfi.

4.1 Metodo geostatistico

Questo metodo tiene conto della presenza dell'errore, in quanto considera il rumore presente nei dati. Si parte da un sistema lineare, in cui l'output è dato dalle portate e l'input è costituito dalle precipitazioni e dalla funzione di densità di probabilità, che rappresenta i tempi di trasporto dell'acqua all'interno del sistema carsico.

Input e output sono legati da una matrice a diagonali costante H , più semplicemente chiamata matrice Toeplitz.

Partendo dalla solita equazione (3.3) e passando dal continuo al discreto si ottiene:

$$z_i = H_{ij} \cdot f_j + v_i \quad (4.1.1)$$

Dove z_i rappresenta il vettore delle portate, v_i è il vettore che rappresenta gli errori di misurazione, f_j è il vettore casuale discretizzato e H_{ij} è una matrice che può essere descritta nel seguente modo:

$$H(i,j) = \begin{cases} \varphi \cdot A \cdot h(t_i - \tau_j), & \text{per } t_i > t_j \\ 0 & \text{per } t_i \leq t_j \end{cases} \quad (4.1.2)$$

Dove t_i rappresenta i tempi di misura delle portate, t_j il tempo di trasporto dell'acqua nel sistema, quindi i tempi della $f(t)$, e h rappresenta l'altezza di pioggia.

Definiti i vettori dei tempi risulterà possibile calcolare gli elementi della matrice H , volendo fare un esempio, trovare l'elemento $H(6,3)$ che ha per istanti $i=6$ e $j=3$, corrisponde a prendere il terzo elemento del vettore h , che definisce l'altezza di pioggia, e applicare l'equazione (4.1.2).

Quando i tempi di trasporto risultano essere superiori al tempo in cui viene misurata la portata, per cui si ha $j > i$, bisogna usare l'altezza dei giorni precedenti.

Per tener conto degli istanti precedenti all'inizio evento, la matrice $H(i,j)$ viene costruito in modo automatizzato tramite il comando *toeplitz(c,r)* di Matlab, dove c indica la colonna della matrice costituita da valori di h in cui vale $i > j$, mentre r è la riga della matrice ed è composto da valori di h tali per cui $i < j$.

Una volta nota la forma della matrice Toeplitz e le misure di portata, si procede al calcolo della funzione f_j , che non è possibile trovare in maniera diretta invertendo la matrice, poiché il determinante tende a zero. La struttura del modello usato è la più semplice e risulta essere quella plausibile e coerente con i dati, in cui viene scelta la funzione $f(t)$, per la quale, ad ogni istante, i possibili valori sono rappresentati da una distribuzione di frequenza. Per queste funzioni varranno le seguenti proprietà (Boano et all, 2005)

- il vettore stocastico f ha distribuzioni gaussiane congiunte, con media costante pari a β , descritta in forma vettoriale

$$E[f] = X\beta \quad (4.1.3)$$

Dove X è un vettore unitario e β è la media sconosciuta

- E covarianza descritta da due modelli, lineare e Gaussiano, rispettivamente

$$Q(t_i - t_j | \theta) = \sigma^2 - \gamma^2 |t_i - t_j| \quad (4.1.4)$$

$$Q(t_i - t_j | \theta) = \sigma^2 \cdot e^{-\frac{(t_i - t_j)^2}{2} l} \quad (4.1.5)$$

Che esprimono lo stesso concetto, la differenza sta nella velocità con cui decresce la Q , descritta da un legame lineare o esponenziale.

Per entrambi i modelli, quando $i=j$, si ha:

$$Q(t_i - t_j | \theta) = \sigma^2 \quad (4.1.6)$$

Quando si confrontano istanti diversi, il legame diminuisce all'aumentare della distanza di tempo, ciò porta ad avere due valori indipendenti.

La covarianza Q è funzione di θ , che a sua volta è funzione di altri due parametri strutturali:

$$\theta = \begin{bmatrix} \sigma \\ l \end{bmatrix} \quad (4.1.7)$$

Anche gli errori seguono una distribuzione gaussiana, essi sono di tipo accidentale con media pari a zero e varianza espressa in forma matriciale

$$R = \sigma_R^2 \cdot I \quad (4.1.8)$$

Dove I è la matrice identità, i cui elementi della diagonale sono pari ad uno e il resto è pari a zero.

Quindi, per $i \neq j$ i termini della matrice saranno nulli, risultato di eventi non correlati tra loro, che, dal punto di vista fisico, esprime l'indipendenza degli errori accidentati. Noti gli errori di precisione dello strumento e partendo dalla misura di livello, si riesce a ricavare il valore di σ^2 , che è imposto dalla precisione della misura del sistema di portata (Snodgrass, 1997)

A questo punto è noto che il vettore degli errori di misurazione v è una distribuzione normale, con media nulla e varianza pari alla matrice R, anche f è una distribuzione normale, con media $X\beta$ e varianza Q, e il vettore delle portate z , essendo combinazione lineare delle due, risulterà essere una distribuzione normale, con una certa media e varianza espressa come:

$$\Sigma = HQH^T + R \quad (4.1.9)$$

Avendo ben note le medie e le varianze delle nostre variabili, si procede all'utilizzo del metodo geostatico che si basa su due passi.

Il primo passo da fare è la "Structural analysis" che si basa sul principio di verosimiglianza per stimare i parametri strutturali (Fulvio Boano, 2005).

Partendo dalla probabilità di z

$$p(z|\theta) = \iint_{\beta f} p(z|f)p(f|\beta, \theta)df d\beta \quad (4.1.10)$$

Si vuole massimizzare la probabilità di avere la portata osservata andando a costruire il meno logaritmo della $p(z|\theta)$, ciò si traduce nell'andare a minimizzare il $L(\theta)$

$$L(\theta) = -\ln [p(z|\theta)] \propto \frac{1}{2} \ln(|\Sigma|) + \frac{1}{2} z^T \Sigma^{-1} HX \quad (4.1.11)$$

La minimizzazione viene fatta in funzione dei parametri strutturali $\theta^T = [\sigma, l]$ e risulta essere un problema ben posto, perché corrisponde a calibrare solo un piccolo numero di parametri Q , rispetto a tutte le osservazioni di portata.

Il problema viene risolto iterando, partendo da una scelta di parametri che vengono riaggiornati e corretti mediante la seguente espressione (Press, 1992)

$$\theta_{l+1} = \theta_l - \rho F^{-1} g \quad (4.1.12)$$

Dove F^{-1} rappresenta la stima della matrice di covarianza di θ , mentre ρ è un fattore moltiplicativo per la ricerca di

$$g_i = \frac{\partial L}{\partial \vartheta_i} = \frac{1}{2} Tr \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \vartheta_i} \right] - \frac{1}{2} z^T \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \vartheta_i} \Xi \right] z \quad (4.1.13)$$

$$F_{ij} = E \left[\frac{\partial^2 L}{\partial \vartheta_i \partial \vartheta_j} \right] = \frac{1}{2} Tr \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \vartheta_i} \Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \vartheta_j} \right] z \quad (4.1.14)$$

Il tutto converge alla stima dei parametri strutturali.

Il secondo passo del metodo è il “*kriging*”, ovvero Λ , che rappresenta un operatore lineare. Attraverso questo passo è possibile ricavare l'effettivo valore della funzione $f(t)$:

$$\hat{f} = \Lambda z \quad (4.1.15)$$

La funzione deve presentare i seguenti requisiti:

$$E = [\hat{f} - f] = 0 \quad (4.1.16)$$

$$\min E = [(\hat{f} - f) - (\hat{f} - f)^T] \quad (4.1.17)$$

Il primo requisito mostra che la funzione deve avere media teorica uguale a prima, il secondo che bisogna minimizzare la deviazione standard rispetto a $f(t)$. In seguito, si risolve il seguente sistema matriciale, che è equivalente alle due equazioni precedenti:

$$\begin{bmatrix} \Sigma & HX \\ (HX)^T & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Lambda^T \\ M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} HQ \\ X^T \end{bmatrix} \quad (4.1.18)$$

La risoluzione del sistema permette di scartare l'insieme di funzioni che non risultano congruenti con le osservazioni di portata z . I valori congruenti presenteranno media, stimata con l'equazione precedente (4.1.15), e varianza, stimata nel seguente modo:

$$V = -XM + Q - QH^T \Lambda^T \quad (4.1.19)$$

Bisogna ricordare che la varianza ottenuta dipende in modo implicito dalla grandezza dell'errore σ_R^2 a causa dell'instabilità della soluzione (Fulvio Boano, 2005).

L'applicazione del metodo geostatico su un modello lineare porta come svantaggio quello di avere soluzioni negative, non accettabili dal punto di vista fisico, a causa delle oscillazioni intorno allo zero, che si possono verificare nelle code.

Per far fronte al problema, eliminando la possibilità di avere $f(t)$ negative, si impone un vincolo, imponendo una trasformazione di variabile (Snodgrass, 1997) :

$$f = \alpha(f^{\frac{1}{\alpha}} - 1) \quad (4.1.20)$$

Dove α è un parametro positivo

Il risultato è forzato ad essere positivo fino a quando:

$$\tilde{f} + \alpha > 0 \quad (4.1.21)$$

Con l'applicazione di quest'ultima equazione la $f(t)$ risulta essere positiva, quindi, imporre una funzione non negativa, vuol dire stabilire un legame non lineare che è dato dalla (4.1.20), il metodo, dunque, risulterà iterativo.

5 Applicazione del metodo geostatistico nel sistema Vene-Fuse

In base a quanto detto nel paragrafo 4.1, si vuole trovare la funzione $f(t)$, o meglio i valori che meglio massimizzano la probabilità di trovare le misure di portata attraverso il principio di massima verosimiglianza. In seguito, con l'applicazione dell'operatore *kriging* si applica un processo di stima, in modo da trovare la media più simile al valore atteso e lo scarto più piccolo possibile. Poiché il metodo è di tipo probabilistico, si dovrà riapplicare l'equazione 4.1.2 ed accettare il fatto che vi siano degli errori nei valori di $f(t)$. Si vedrà come nei plot di Matlab viene restituita l'intervallo di confidenza del 95 %, ovvero tutte le funzioni che sono comprese all'interno della fascia rossa, le osservazioni z misurate al netto dell'errore.

Inoltre, bisogna ricordare che l'acqua arriva da più parti (fratture principali, fratture secondarie, stillicidio ecc.), ma ciò che contribuisce all'innalzamento del picco principale è l'acqua proveniente dai canali più grandi, che sembra un'onda di piena, mentre il resto è dato da acqua infiltratasi nelle fratture più piccole che fa innalzare il livello di falda, spingendo, così, l'acqua nel collettore principale.

Gli input necessari al programma per implementare il metodo geostatistico, sono:

- il parametro α , per imporre la non negatività;
- i valori dei parametri strutturali di primo tentativo;
- il vettore delle portate;
- la matrice H , costituita dai valori di precipitazione;
- il modello di covarianza;
- la varianza degli errori.

Per ottenere la varianza degli errori, bisogna elevare al quadrato le deviazioni standard delle portate, ricordando che si hanno le stime delle portate e ciò porterà ad avere dei grafici, che rappresentano la

funzione $f(t)$, irregolari, dato dal fatto che non tutte le assunzioni alla base del problema risultano corrette. Perciò bisogna accettare le seguenti approssimazioni:

- 1- Incertezza sul calcolo del coefficiente di deflusso ϕ ;
- 2- Precipitazioni uniformi sull'intera area di bacino;
- 3- La trasformazione tra gli afflussi e deflussi (mediante l'equazione 3.3);
- 4- La precipitazione, a meno di un coefficiente di deflusso, diventa portata;
- 5- La variabilità della quantità d'acqua infiltratasi al suolo.

In merito all'ultime assunzioni (4 e 5), bisogna ricordare che in ambiente carsico, non tutta la pioggia diventa portata, parte di essa può infiltrarsi in una certa rete piuttosto che in un'altra, oppure presentare tempi di risposta più lunghi della durata dell'evento, soprattutto se piove in un periodo secco.

Anche l'area su cui piove risulta essere incerta, poiché la si considera uguale per tutti gli eventi, quindi non si ha precisione sulla quantità d'acqua che fuoriesce, e si assumerà che tutta quella che entra nella frattura riuscirà ad uscire.

Dunque, l'unica incertezza si ha sui quantitativi e non tanto sulla funzione $f(t)$, che invece deve risultare non negativa, e ciò lo si impone attraverso il parametro α , attenzionando il fatto che più è alto il valore di tale parametro, più lento risulterà il calcolo per arrivare a convergenza.

5.1 Analisi dei risultati

In questo paragrafo vengono discussi gli eventi studiati per il sistema Vene-Fuse, considerando i diversi periodi dell'anno e la serie dei dati di precipitazione e portata in scala oraria (qualche evento è stato trattato anche in scala giornaliera).

5.1.1 Eventi in stagione primaverili

Il primo caso studiato è relativo al periodo di **aprile-maggio del 2012**, periodo di intense variazioni di portata causate dallo scioglimento della neve, che porta alla saturazione delle condutture.

Nel primo caso vengono analizzate 384 ore, il motivo per cui si è scelto di analizzare molte ore è per poter dimostrare quanto sia difficile interpretare il valore della $f(t)$ in presenza di molti picchi di portata, sebbene l'intervallo di confidenza non si discosti tanto dall'intervallo medio stimato (figura 5.1).

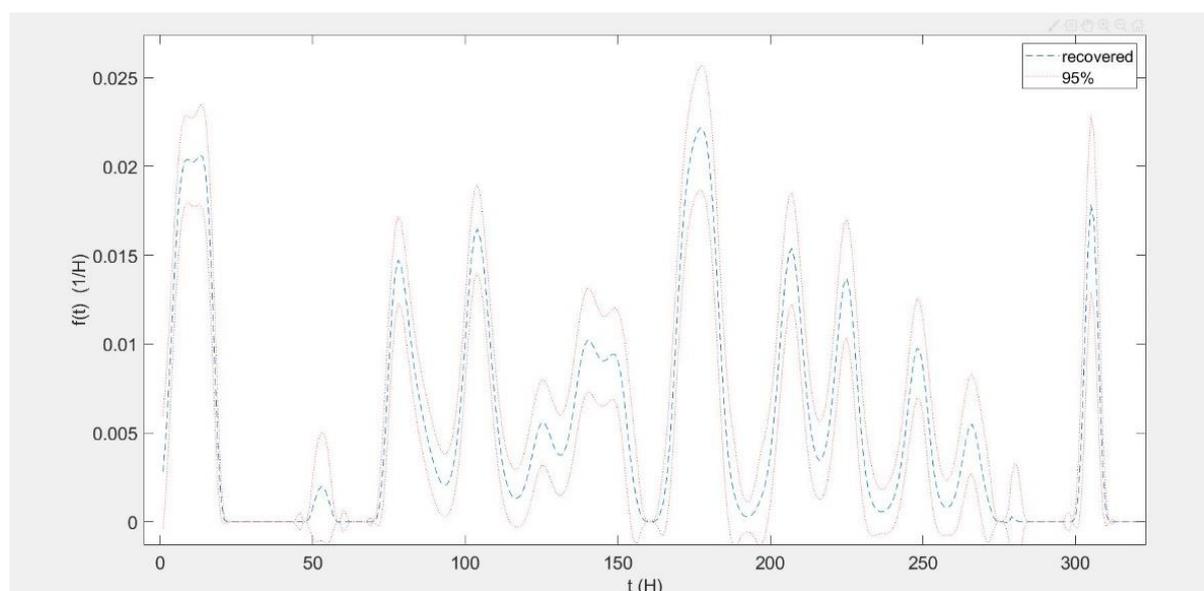


Figura 5.1 – IUH in scala oraria (384 ore) dell'evento aprile- maggio 2012.

In presenza di molte oscillazioni, diventa complicato poter capire l'ampiezza e il tempo dei vari picchi, perciò si è voluto procedere alla riduzione dei dati orari, analizzando il picco massimo di portata, pari 1350 l/s, che si presenta intorno alla cento ventunesima ora (figura 5.2).

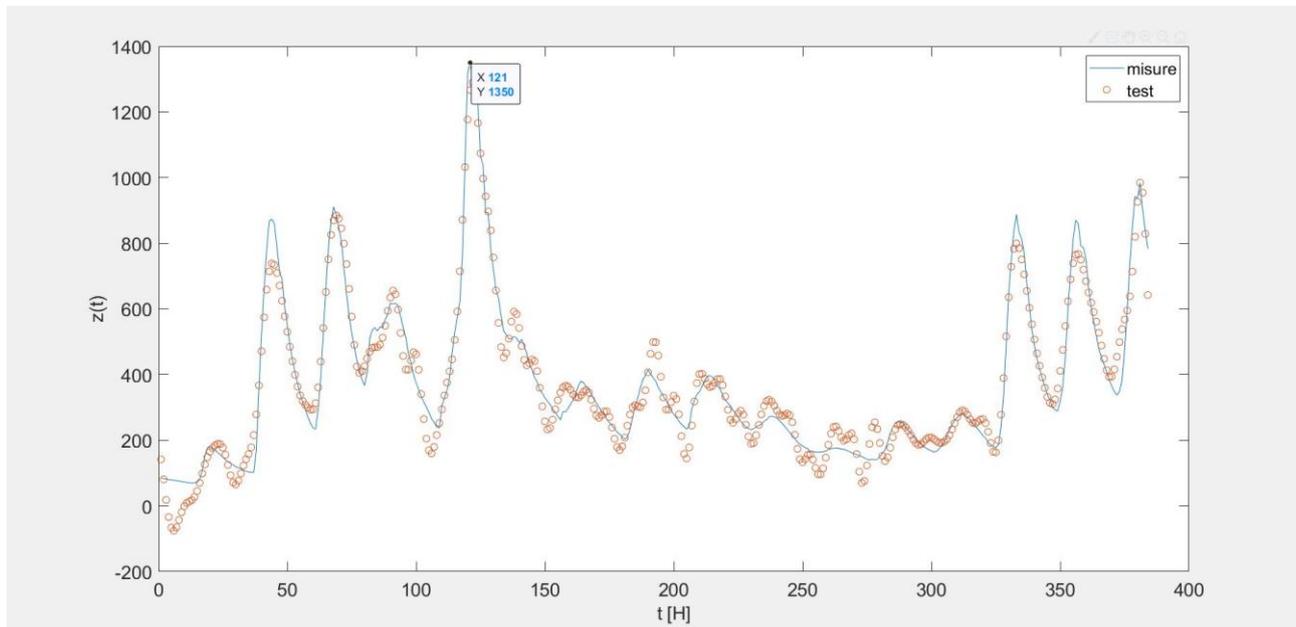


Figura 5.2 – Picchi di portate in funzione del tempo (384 ore) dell'evento aprile- maggio 2012.

Riducendo la serie a 96 dati orari (figura 5.3), dal 30 aprile al 3 maggio del 2012, si è registrata una portata media di 458,63 l/s e un valore di precipitazioni uguale a 82,6 mm.

Risulta più chiaro il comportamento della $f(t)$, malgrado l'interpretazione della funzione che potrebbe non essere del tutto corretta a causa di una quota parte di acqua proveniente da scioglimento nivale che viene interpretato come pioggia (figura 5.4).

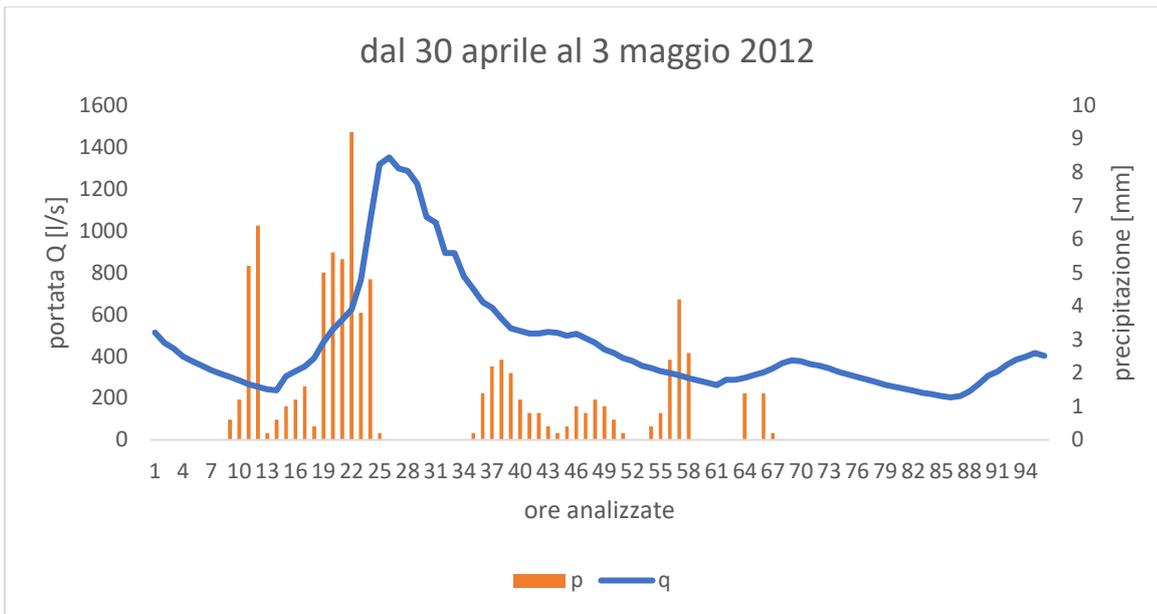


Figura 5.3 –Portata-precipitazione dell’evento aprile- maggio 2012 su 96 dati orari.

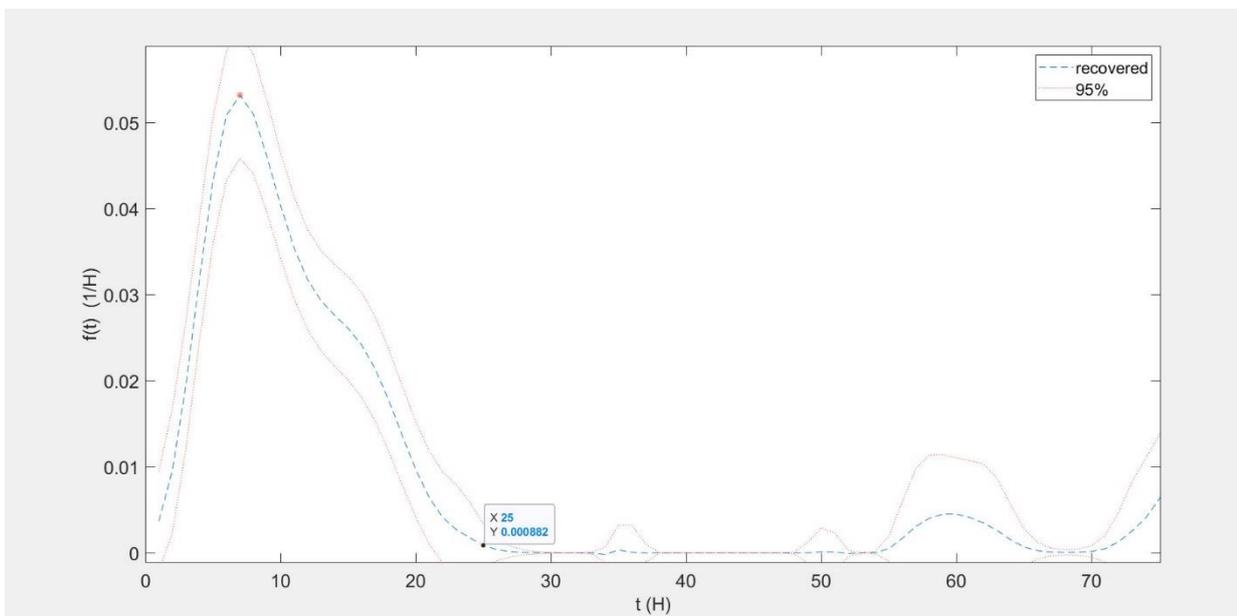


Figura 5.4 – IUH in scala oraria (96 ore) dell’evento aprile- maggio 2012.

È evidente che, pur essendo un caso limite, riducendo la serie oraria e soffermandosi solo sul picco, si riescono a identificare i parametri d’interesse:

Tempo di picco: 7 [h]

Ampiezza di picco: 25 [h]

È doveroso ricordare che i valori di portata non solo dipendono dalla quantità di acqua precipitata, che cade sull'ammasso nevoso, impiegando del tempo per attraversarlo, ma anche dalla temperatura esterna, questa, se elevata, oltre a velocizzare il processo di infiltrazione, aumentano il quantitativo d'acqua, sciogliendo l'ammasso nevoso. In questo primo evento le temperature medie dell'aria sono di 4,22° C, non troppo elevate, considerando che la media della temperatura, sulla base degli eventi primaverili analizzati, è pari a 6,5°C (Appendice A).

Volendo attenzionare quanto detto, è interessante vedere cosa accade due anni dopo, nel **maggio 2014**. Questo secondo evento è stato studiato analizzando una serie di ottanta dati orari, da giorno 21 a giorno 25 maggio (figura 5.6). Il picco di portata è pari a 873,56 l/s e il valore di precipitazione è di 13,6 mm, entrambi più bassi rispetto all'evento precedente (dove portata e precipitazione erano pari rispettivamente a 1350 l/s e 82,6 mm).

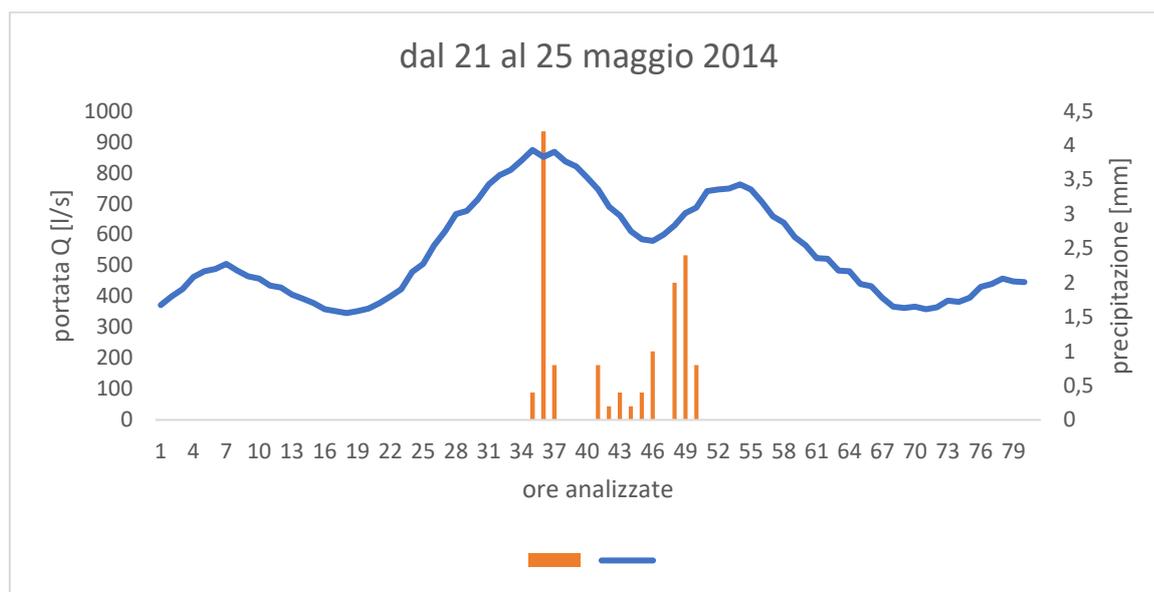


Figura 5.6 –Portata-precipitazione dell'evento maggio 2014 su 80 dati orari.

Pur trattandosi della stessa stagione, la temperatura media è di 7,7° C, superiore rispetto al caso precedente, ed il quantitativo di precipitazione è di gran lunga minore. Osservando il valore di portata media, 547,96 l/s, è stato semplice poter dedurre che, all'interno delle condutture non sia presente solo acqua piovana, ma in questo caso, contribuisce pure l'acqua proveniente dallo scioglimento nivale.

Sebbene vi siano variazioni di portata, precipitazione e temperatura, anche in questo caso il sistema risponde con lo stesso tempo di residenza (figura 5.7).

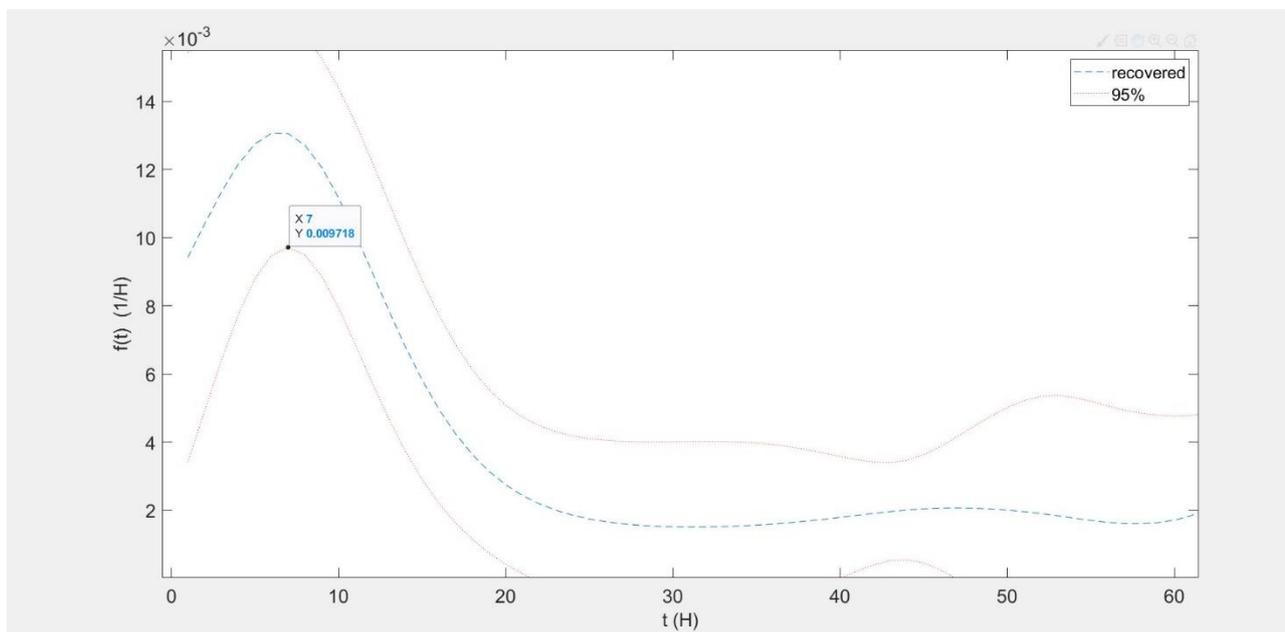


Figura 5.7 – IUH in scala oraria (80 ore) dell’evento maggio 2014.

Tempo di picco: 7 [h]

Ampiezza di picco: 20 [h]

Questo conferma che anche in presenza di scioglimento nivale il metodo dà ottimi risultati.

L’evento primaverile, tra quelli analizzati, in cui si sono registrati una successione di picchi in minor tempo, è relativo al periodo che va dal 1 al 6 **giugno 2007**.

In questi giorni è interessante osservare il repentino aumento di temperatura (tabella 5.1), che contribuisce all’aumento di portata, fino ad arrivare ad ottenere un picco di 1888,8 l/s nei giorni tra il 5 ed il 6 giugno (figura 5.8), in cui si registra una temperatura media dell’aria di 8,4 °C, una portata media di 973,56 l/s e delle precipitazioni totali pari a 41,6 mm, su una serie di trenta dati orari .

giorni	Temperatura media dell'aria [°C]
01/06/2007	3,2
02/06/2007	3,1
03/06/2007	5,6
04/06/2007	9
05/06/2007	9,1
06/06/2007	7,7

Tabella 5.1 – temperatura giornaliera dall'1 al 6 giugno 2007

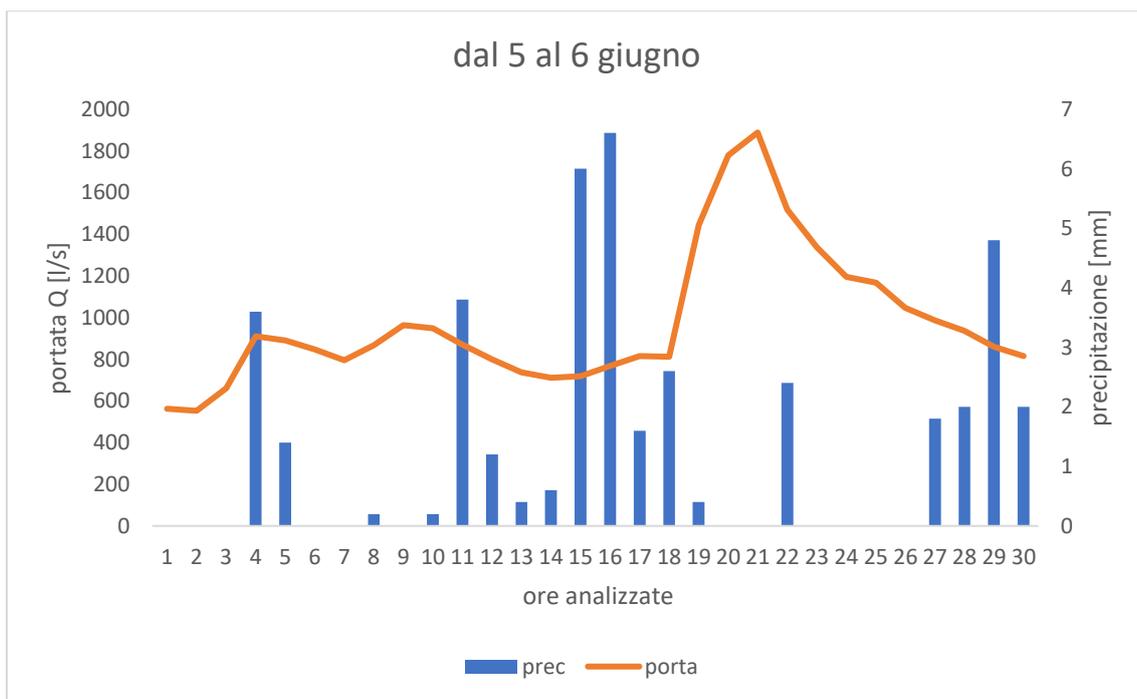


Figura 5.8 –Portata-precipitazione dell'evento giugno 2007 su 30 dati orari.

Ricordando che tra i valori in input, che servono al programma, vi è la varianza degli errori di misura, è doveroso dire che dinnanzi a una successione di picchi, bisogna imporre un valore più alto di $\sigma(R)$, in questo caso si è posta pari a 316.22, in modo da avere un risultato del test conforme alle misure di portata (figura 5.9), ottenendo una risposta $f(t)$ avente tempi e ampiezza di picco confrontabili con gli eventi precedenti (figura 5.10).

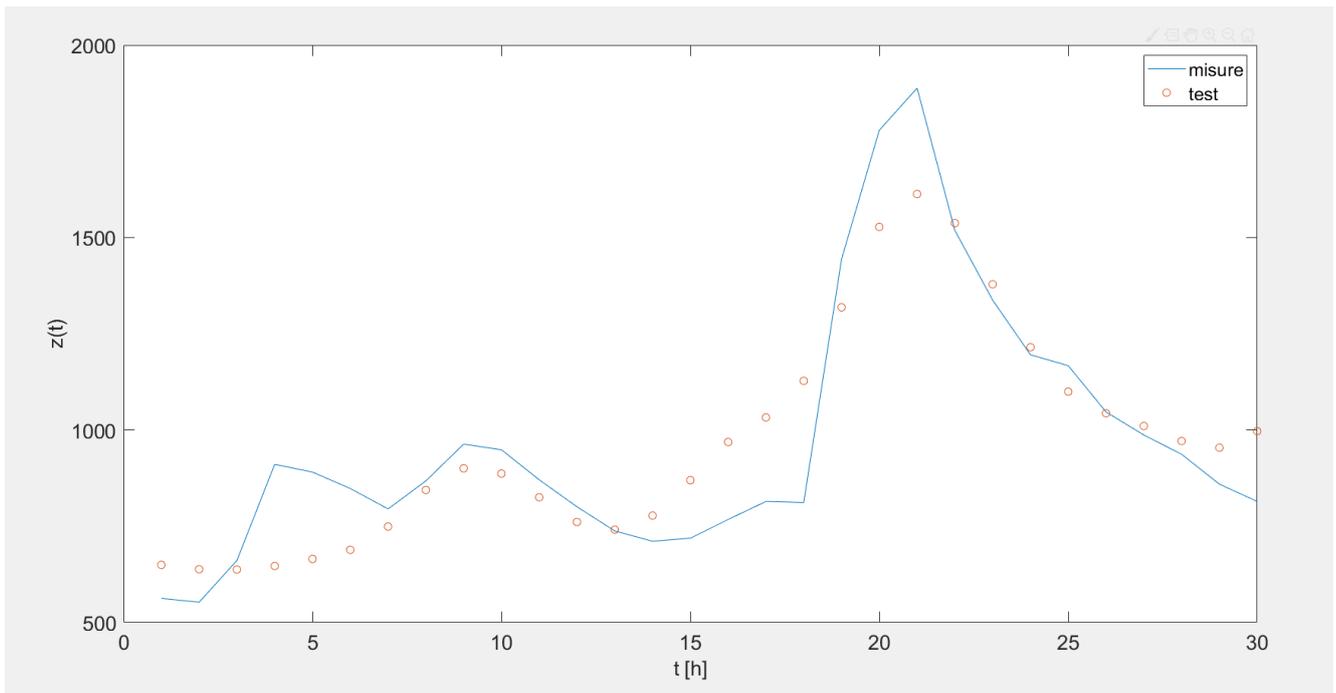


Figura 5.9 –test di misura relativo al picco di portata giugno 2007.

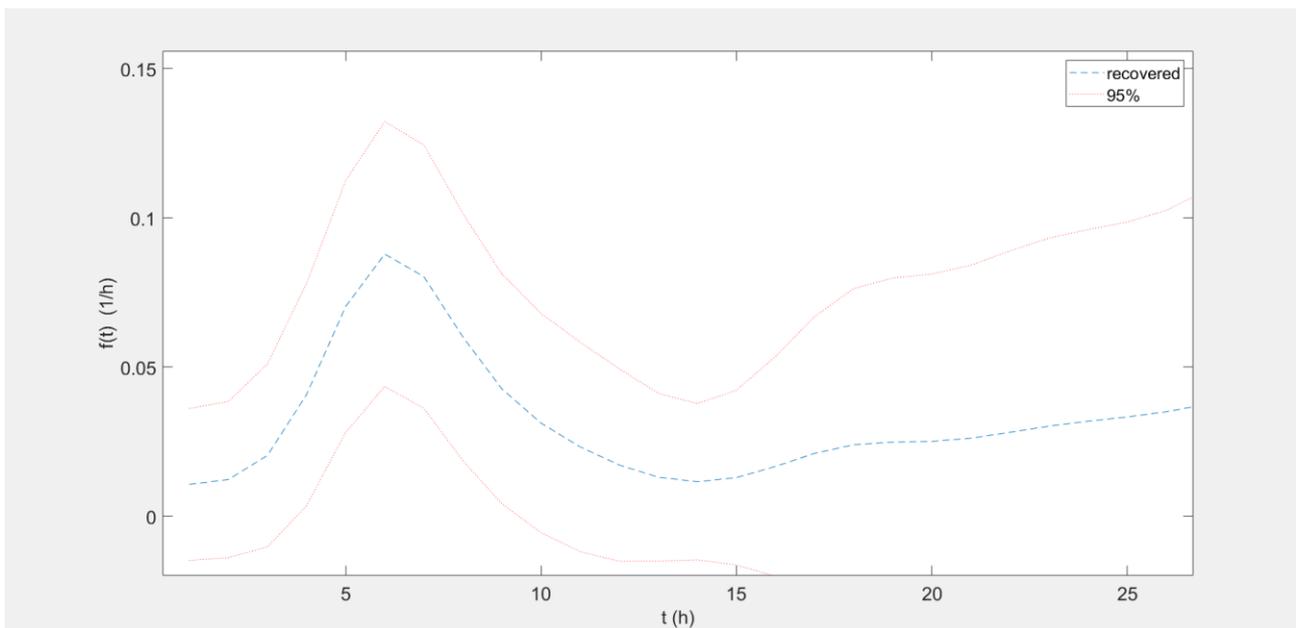


Figura 5.10 – IUH in scala oraria (30ore) dell'evento giugno 2007.

Tempo picco: 6 [h]

Ampiezza picco: 13 [h]

Seguono in appendice A altri casi studio analizzati per la stagione primaverile.

5.1.2 Eventi in stagione estiva

Passando alla stagione estiva, ciò che ci si aspetta è un sistema secco e poco saturo a causa delle elevate temperature che portano a fenomeni di scarsa infiltrazione, causata dall'evapotraspirazione e ad intense piogge di breve durata.

In genere il reticolo dei canali carsici tende sempre più a seccarsi, ma non risultano scarichi, così appena si verifica un evento temporalesco, si sviluppa l'onda di piena che in poco tempo porta allo scarico di acqua a valle, per cui si potrebbe, erroneamente, pensare di trovare dei tempi di picco nulli che determina una rapida risposta, come accade per la Grotta di Bossea (Raddusa).

Il caso più interessante è quello di **luglio 2009**, per l'evento verificatosi da giorno 4 a giorno 6 su una serie di trenta ore, valutato sia con dati di precipitazione rilevati dalla stazione termoigro-pluviometrica con sensori nivologici del Rifugio Mondovì, sia con dati rilevati dalla stazione termopluiometrica di Borello. La portata di picco è di 2011,035 l/s, mentre i dati di precipitazione sono differenti.

Nel primo caso analizzato con i dati rilevati dal sensore collocato al Rifugio Mondovì (figura 5.11), le precipitazioni totali sono pari a 93,4 mm, mentre nel secondo (figura 5.12) caso il dato di precipitazione rilevato è molto più basso, pari a 5,3 mm, questo è dovuto alla differenza dei sensori, a Borello il sensore è dotato di termoriscaldatore, ciò vuol dire che le precipitazioni che arrivano sullo strato nevoso vengono fuse immediatamente, perciò questo dato potrebbe risultare meno affidabile per la valutazione che si vuole fare.

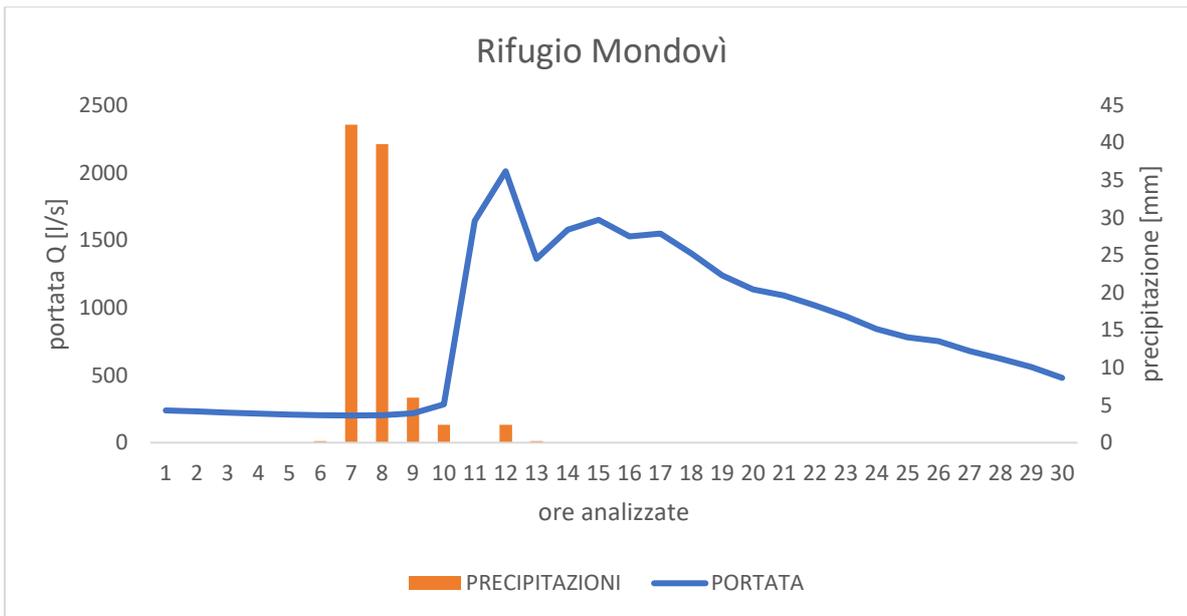


Figura 5.11 –Portata-precipitazione dell’evento luglio 2009 su 30 dati orari rilevati dalla stazione del Rifugio Mondovì.

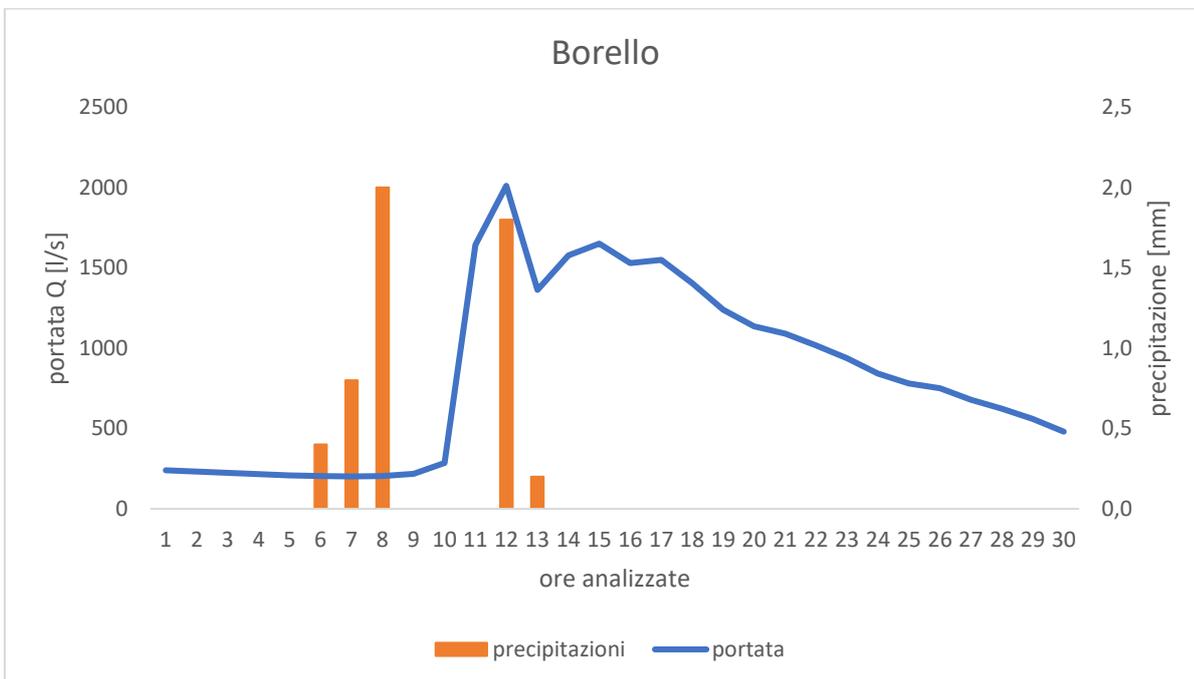


Figura 5.12 –Portata-precipitazione dell’evento luglio 2009 su 30 dati orari rilevati dalla stazione Borello.

Nonostante queste differenze, utilizzando gli stessi valori di varianza, $\sigma(R)$ pari a 316.22, e di α , maggiore dell’unità, parametro che garantisce la non negatività della funzione $f(t)$, si ottengono due risposte piuttosto uguali (figure 5.13 e 5.14).

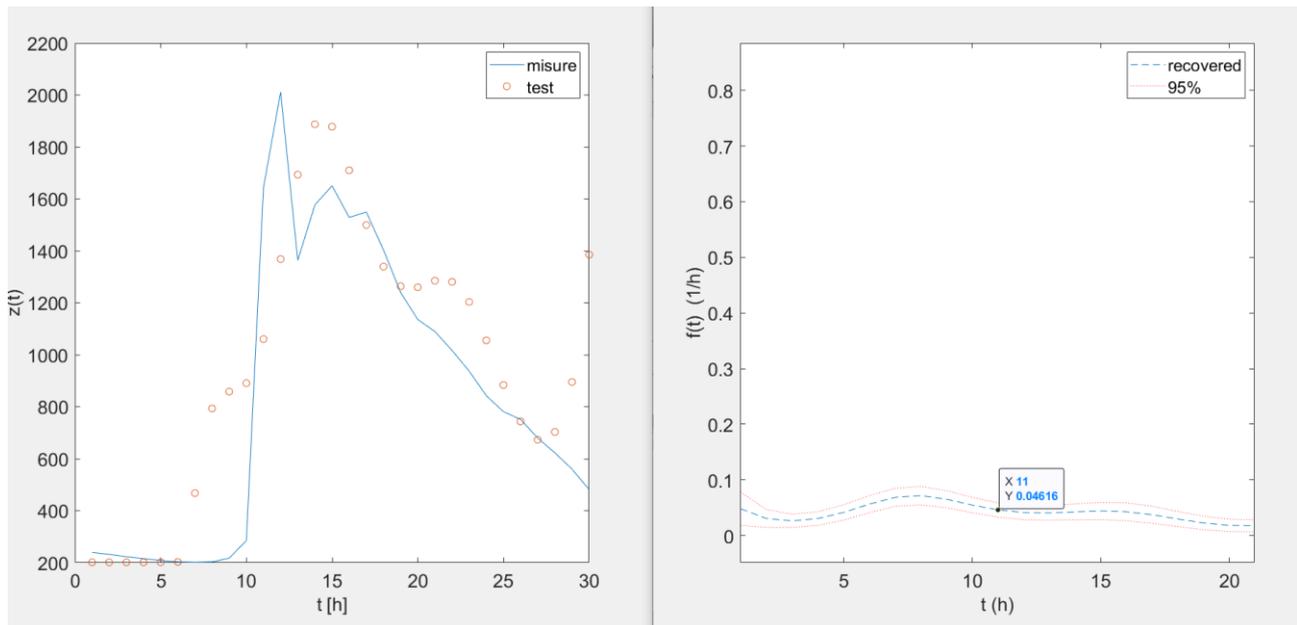


Figura 5.13 – IUH in scala oraria (30ore) dell’evento di luglio 2009 con dati di precipitazione rilevati dal Rifugio Mondovì.

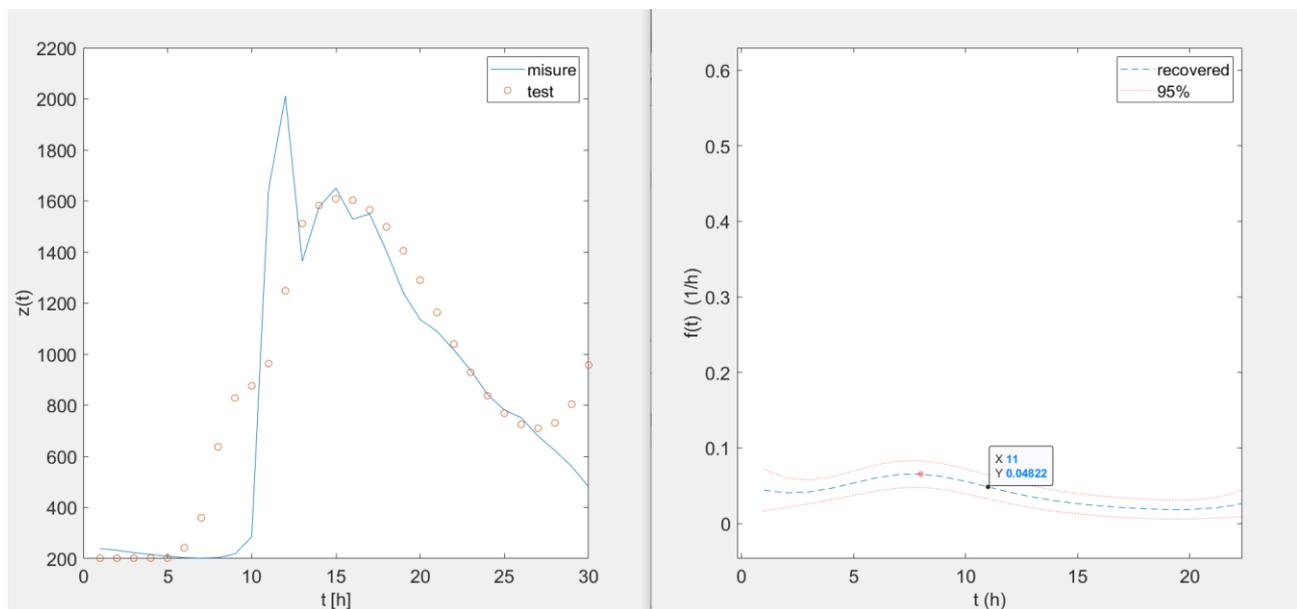


Figura 5.14 – IUH in scala oraria (30ore) dell’evento di luglio 2009 con dati di precipitazione rilevati da Borello.

In ambedue le figure è possibile individuare uguali valori dei parametri:

Tempo di picco: 8 [h]

Ampiezza di picco: 5 [h]

Nonostante questo evento si verifichi in estate, in una stagione in cui sarebbe possibile aspettarsi tempi di picco più bassi, il sistema risponde con quasi la stessa rapidità della stagione precedente, ciò vuol dire che i tempi di residenza sono simili, e che il sistema non trattiene molta acqua all'interno delle microfratture, come è accaduto per il sistema di Bossea (Raddusa).

La differenza risiede, invece, nell'ampiezza del picco, questa presenta una forma più ristretta, poiché la porzione di area contribuente, come è possibile vedere dagli idrogrammi unitari, è minore rispetto ai casi primaverili, il che vuol dire che l'acqua che arriva nelle condutture proviene dalle vie principali. Anche perché a causa delle temperature medie dell'aria, pari a 16,35°C nei pressi della stazione termigro-pluviometrica del Rifugio Mondovì, è possibile che le vie secondarie risultino parecchio asciutte e secche, quindi l'acqua che corre lentamente per queste vie tende a bagnare l'ambiente e non concorrendo ad un aumento di portata. L'evento del luglio 2009 risulta essere, tra quelli analizzati nella stagione estiva, quello che presenta un valore di portata media più elevato, pari a 836,41 l/s.

Caso opposto è l'evento di **settembre 2014**, in cui la portata media risulta la più bassa pari a 49,30 l/s, ed il picco di portata pari a 103,54 l/s. La serie dei dati è analizzata su trenta ore, dal giorno 15 a giorno 16 settembre, anche per questo evento sono stati utilizzati i dati di entrambe le stazioni (figura 5.15 e 5.16), dove per il Rifugio Mondovì si ha un valore di precipitazione totale pari a 12 mm, mentre nella seconda si registra un valore di poco superiore, pari a 12,8 mm. Questo dato raramente è risultato uguale, ma per l'evento analizzato, essendo a fine estate, le precipitazioni risultano confrontabili poiché siamo in presenza di un suolo privo di neve, con temperature dell'aria, più basse per il Rifugio Mondovì pari a 9,8° C, e per Borello pari a 13,35° C.

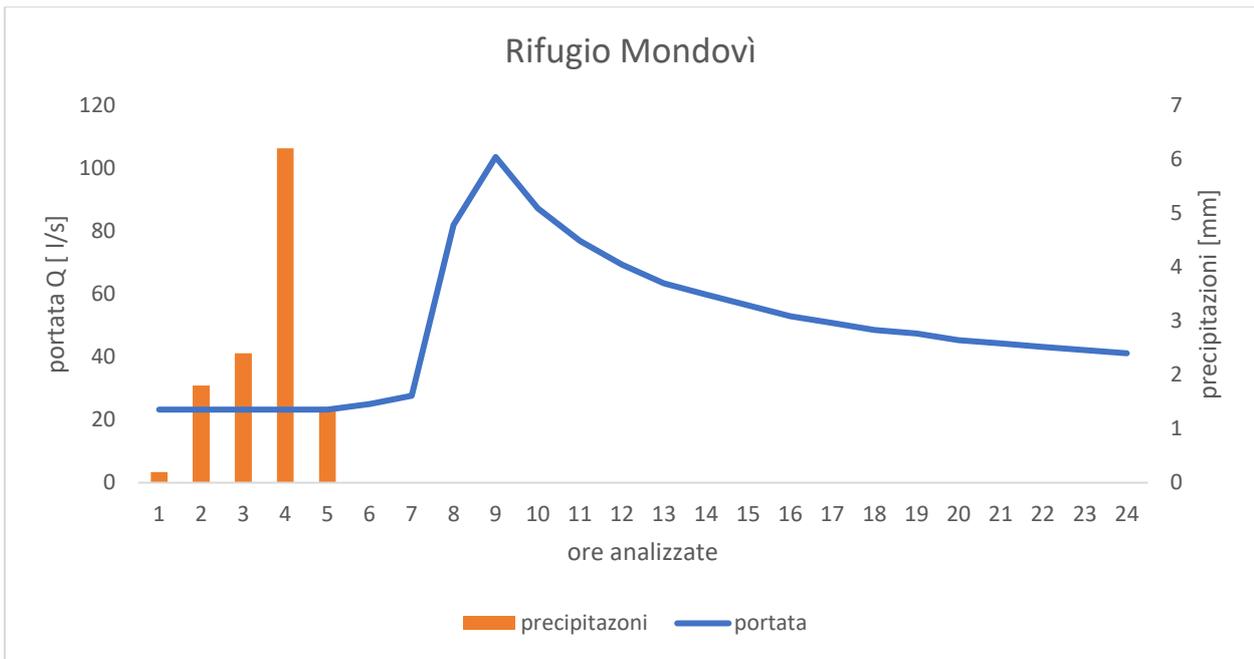


Figura 5.15 –Portata-precipitazione dell’evento settembre 2014 su 30 dati orari rilevati dalla stazione Rifugio Mondovì.

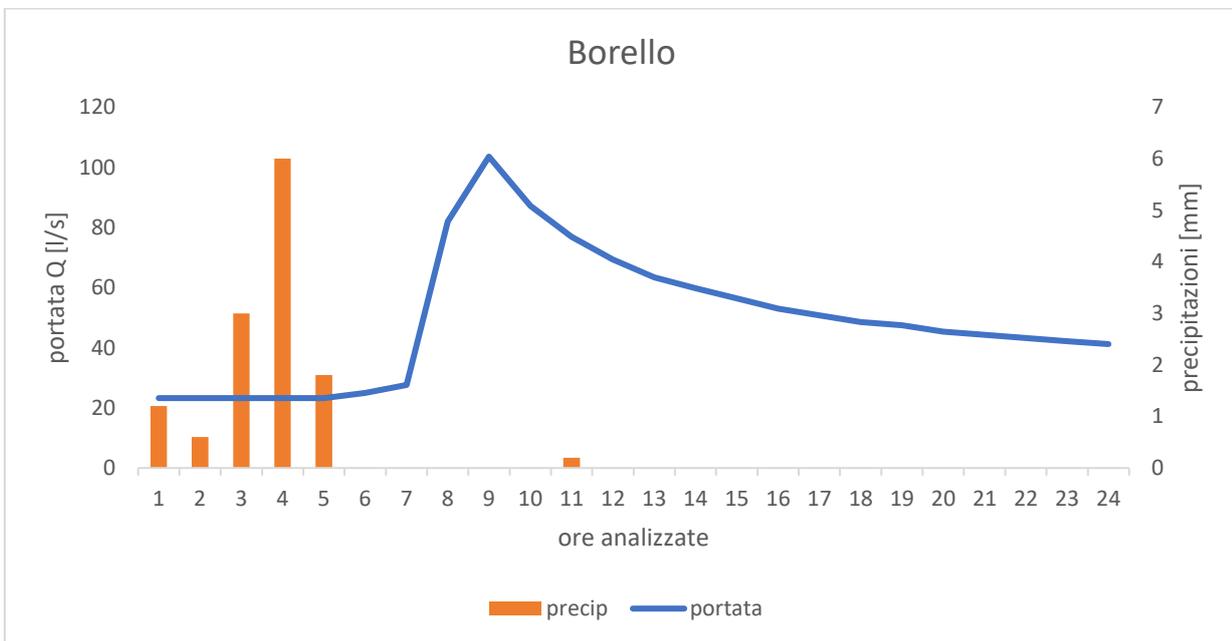


Figura 5.16 –Portata-precipitazione dell’evento settembre 2014 su 30 dati orari rilevati dalla stazione Borello.

Utilizzando per ambedue i casi una varianza degli errori di misura, $\sigma(R)$ pari 10, si riesce ad ottenere lo stesso tempo di picco (figura 5.17 e 5.18), ma con differente valore di ampiezza attribuibile alla temperatura.

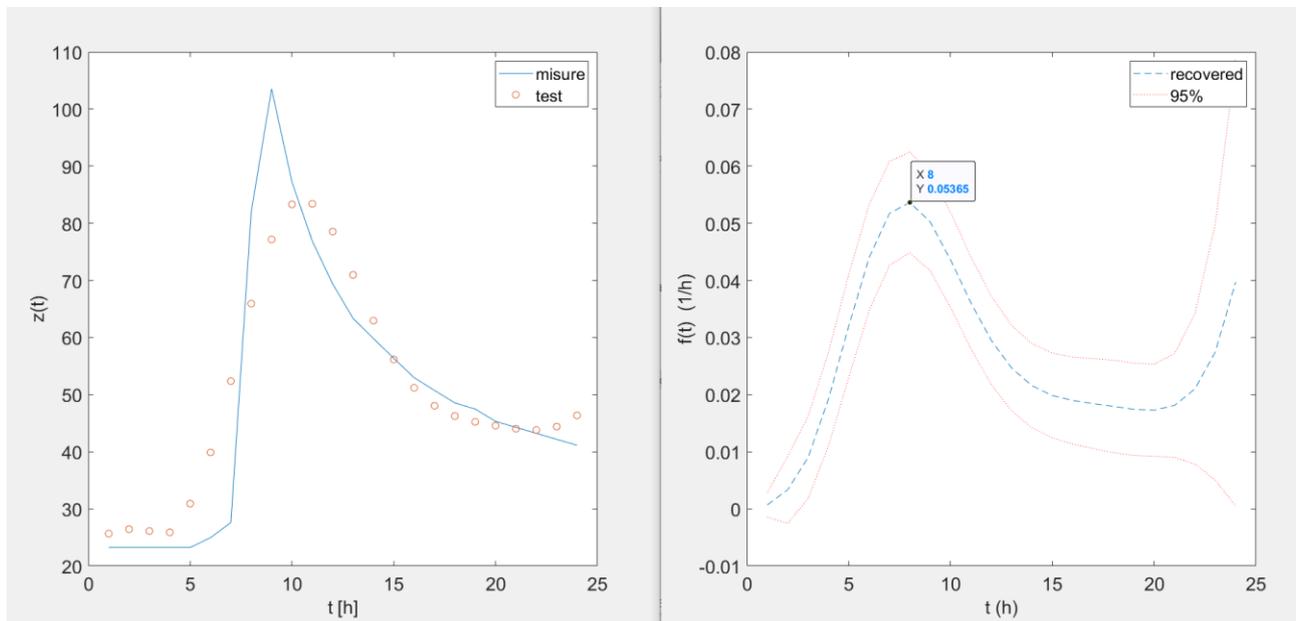


Figura 5.17 – IUH in scala oraria (30ore) dell’evento di settembre 2014 con dati di precipitazione rilevati da Rifugio Mondovì.

Tempo picco: 8 [h]

Ampiezza picco: 14 [h]

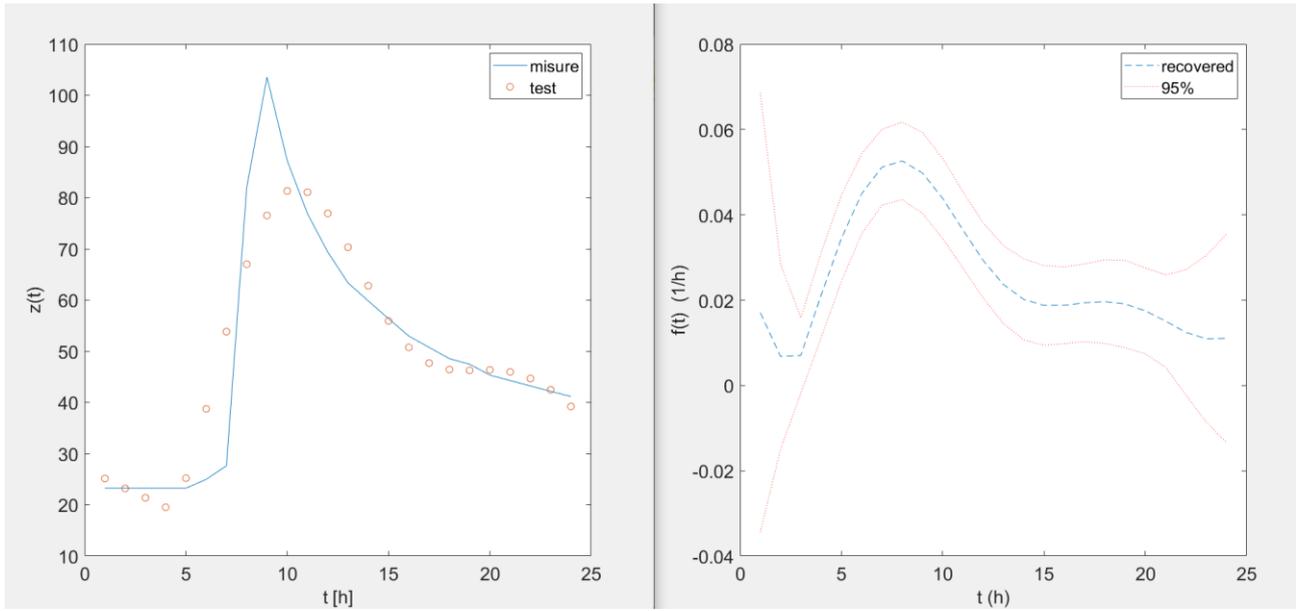


Figura 5.18 – IUH in scala oraria (30ore) dell’evento di settembre 2014 con dati di precipitazione rilevati da Borello.

Tempo picco:8 [h]

Ampiezza picco: 10 [h]

Gli altri eventi analizzati nello stesso periodo stagionale sono riportati in appendice A.

5.1.3 Eventi in stagione autunnale

Dopo aver analizzato le stagioni più calde, si valuta quanto accade nei mesi autunnali, in cui si ha il livello di saturazione paragonabile alla stagione primaverile, dove in questo caso non è attribuibile allo scioglimento nivale, ma al carattere alluvionale delle precipitazioni, perciò nel torrente ipogeo l'unico contributo in termini di portata è dato dall'acqua di precipitazione.

Tra i diversi eventi studiati, quello di **ottobre 2019** risulta, in termini di temperatura dell'aria, paragonabile all'evento precedente, seppure siano di diverse stagioni, si raggiungono 9,6°C.

Differenti sono i valori di portata media e precipitazione, rispettivamente 691 l/s e 46 mm, della serie di quaranta dati orari che viene analizzata dal 20 al 22 ottobre (figura 5.19) dove il picco di portata è 1291,6 l/s, quello che si sta analizzando è un evento alluvionale.

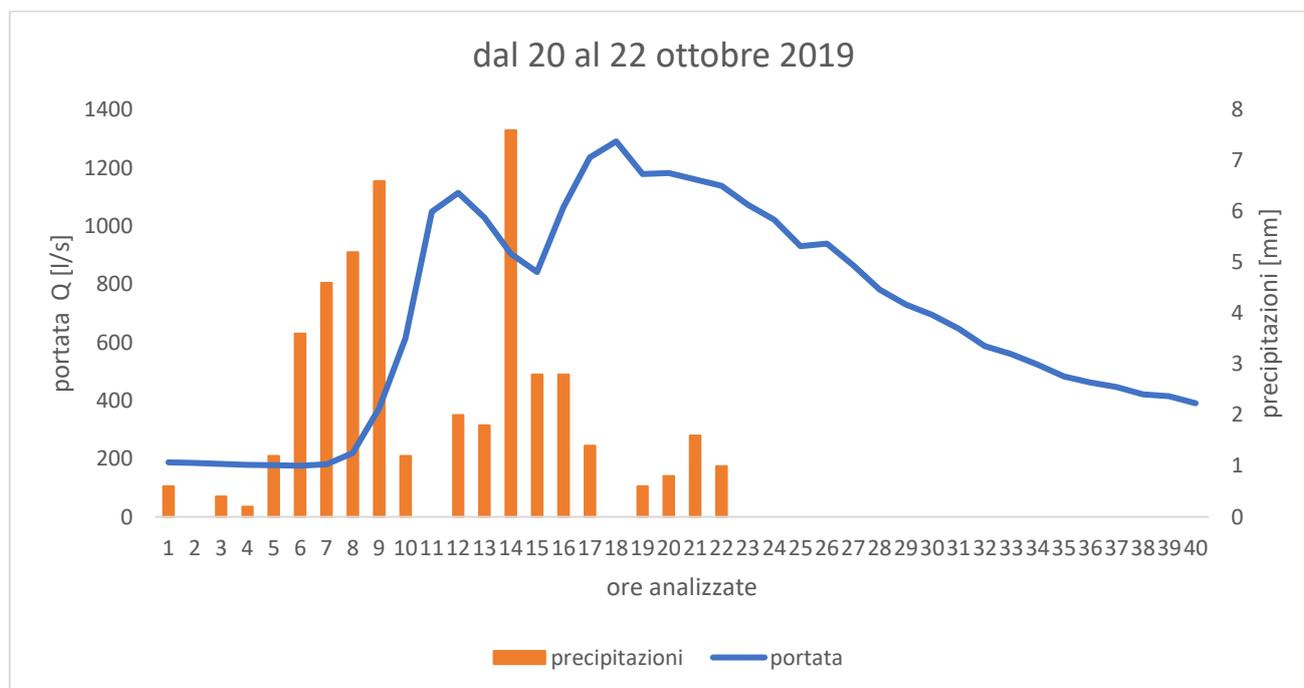


Figura 5.19 –Portata-precipitazione dell'evento ottobre 2019 su 40 dati orari.

Per questo evento si vuole vedere come al variare del parametro $\sigma(R)$ la risposta cambi, presentando comunque un tempo di picco uguale in entrambi i casi.

Nel primo caso si utilizza una varianza dell'errore di misura pari a 10, e si vede che l'andamento della curva $f(t)$ risulta più difficile da interpretare, mentre nel secondo caso ponendo la varianza dell'errore a 100, la curva risulta più semplice, con fascia d'errore più ampia (figura 5.20 e 5.21).

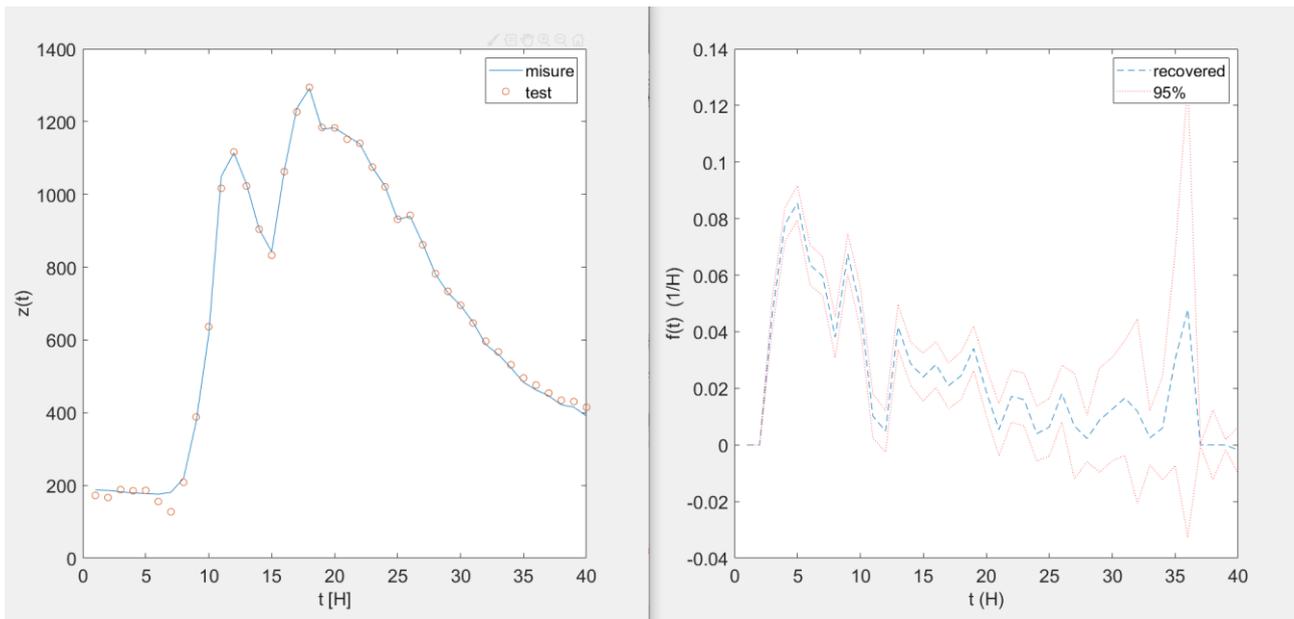


Figura 5.20– IUH in scala oraria (40ore) dell’evento di ottobre 2019 valutata con $\sigma(R)= 10$

Tempo picco: 5 [h]

Ampiezza picco: 10 [h]

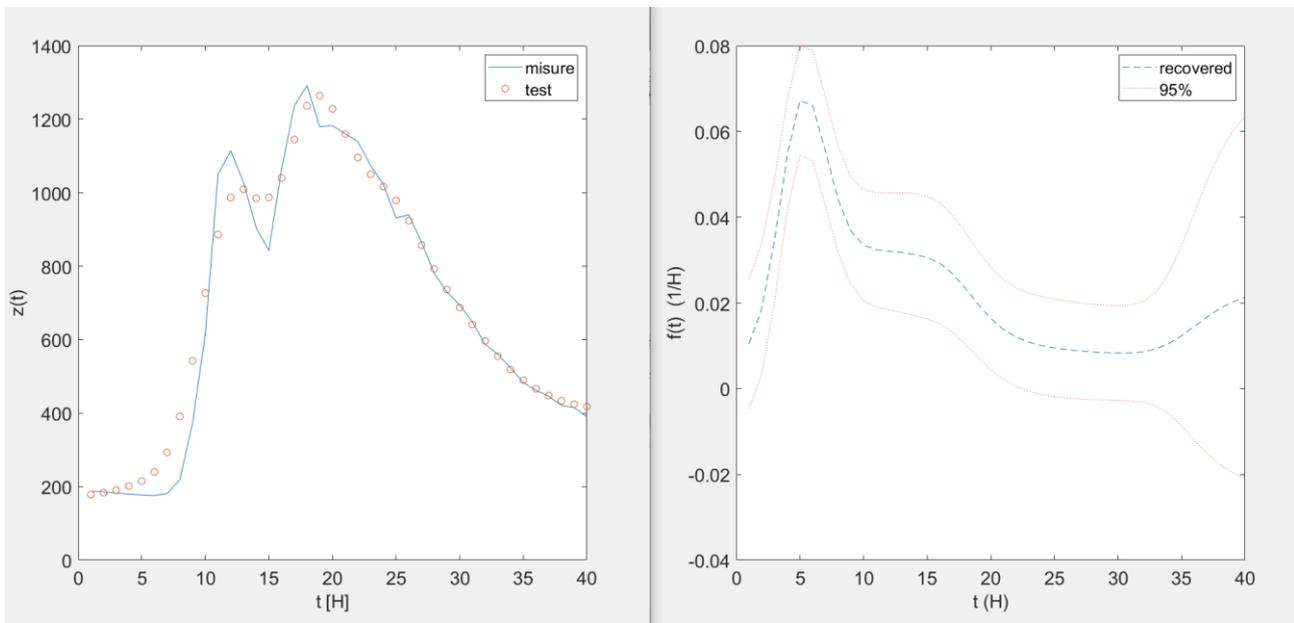


Figura 5.21 – IUH in scala oraria (40ore) dell’evento di ottobre 2019 valutata con $\sigma(R)= 100$

Tempo picco: 5 [h]

Ampiezza picco: 22 [h]

Differente è stato il comportamento che si è manifestato otto anni prima, altro evento alluvionale, relativo al **novembre 2011**, analizzato su una serie di duecento dati orari, nel periodo dal 4 al 12 novembre. Per questo alluvione sono stati confrontati i dati tra le due stazioni, dove a Borello sono stati percepiti 399 mm di precipitazione totale, mentre per il Rifugio Mondovì il valore è di 342 mm. Nella prima stazione la temperatura media dell'aria è di 4,26° C per cui è possibile aspettarsi dei valori di precipitazioni superiori, come accade, ciò porterà ad avere un'ampiezza di picco più ampia, rispetto al secondo caso dove si registrano delle temperature più basse, pari a 2,29 °C.

Il valore del picco di portata è di 2124,92 l/s, ma si può vedere (figura 5.21 e 5.22) come questo oscilla intorno a 1500 l/s, dato non molto affidabile perché si è in presenza di elevati quantitativi di acqua ed i sensori degli strumenti presentano delle difficoltà a rilevare con precisione i dati, per cui si hanno dei valori di portata più bassi rispetto a quelli reali. Inoltre, guardando i valori dell'asse delle ascisse relativo alle precipitazioni è possibile notare come il picco di precipitazione risulta più alto e anticipato nel primo caso.

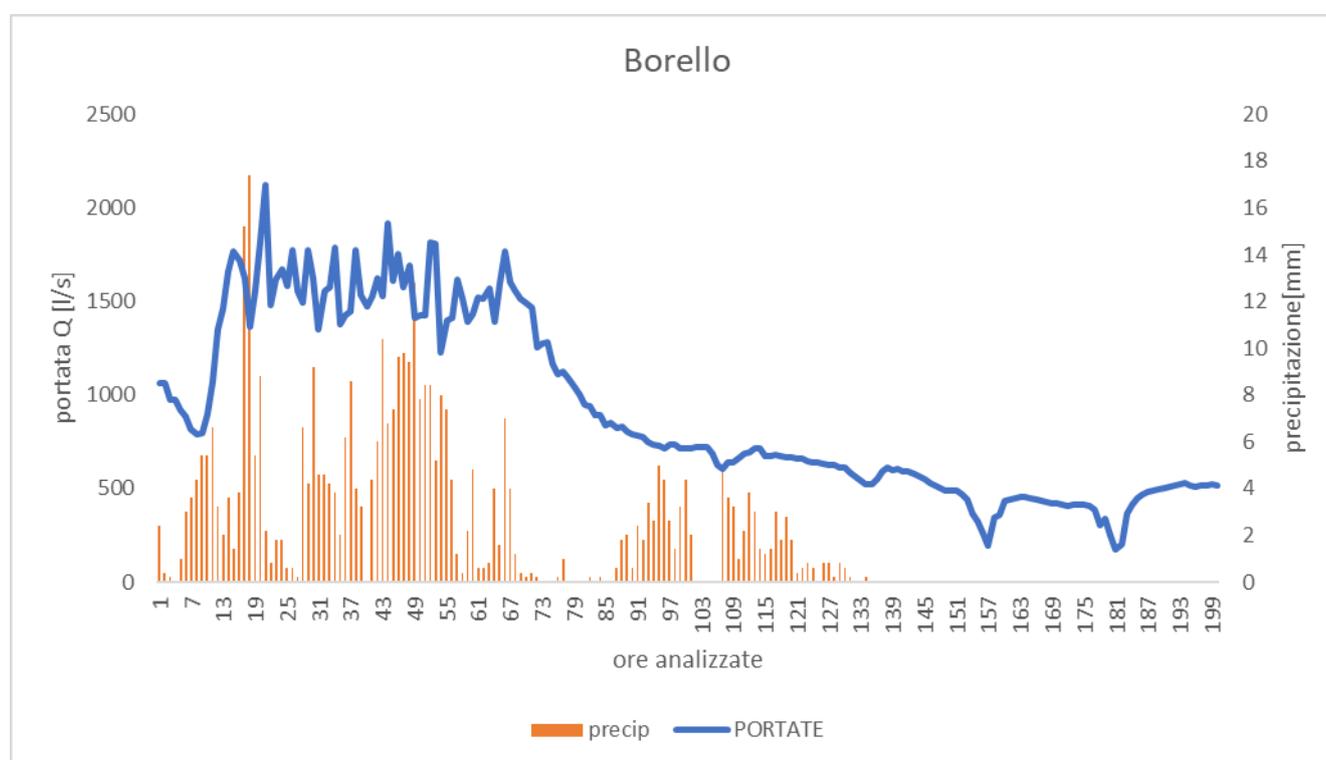


Figura 5.21 –Portata-precipitazione dell’evento alluvionale novembre 2011 su 200 dati orari, Borello.

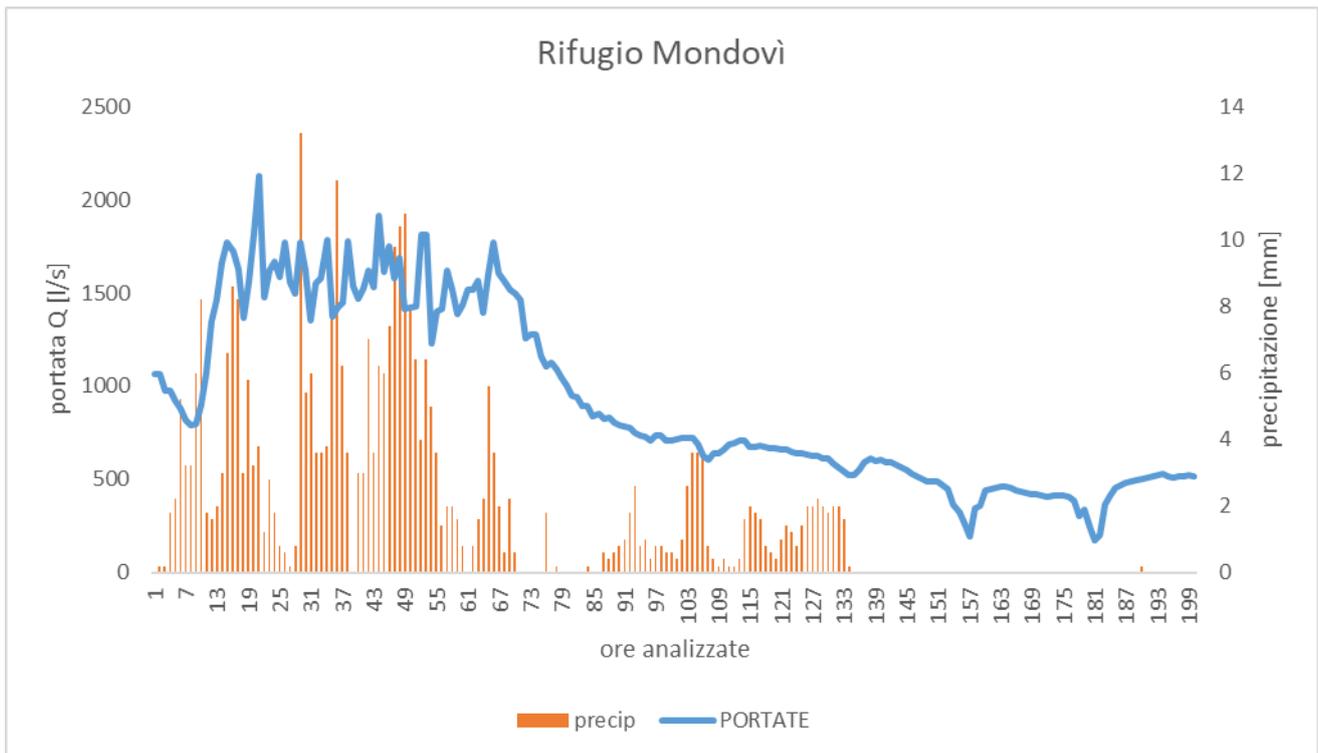


Figura 5.22 –Portata-precipitazione dell’evento alluvionale novembre 2011 su 200 dati orari, Rifugio Mondovì.

A causa delle forti oscillazioni, risulta più complicato poter ricostruire la funzione $f(t)$, motivo per cui il metodo richiede in input una varianza d’errore $\sigma(R)$ pari a 100 per il primo caso (figura 5.23) e 316,22 per il secondo (figura 5.24), un ordine di grandezza superiore rispetto ai casi precedenti.

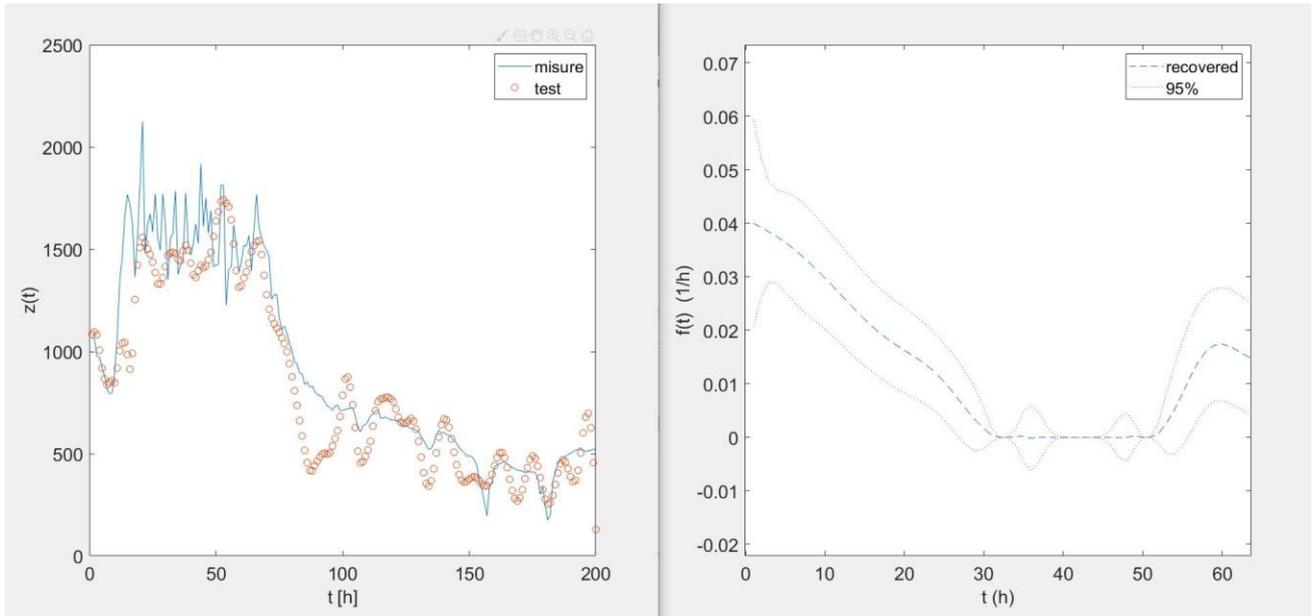


Figura 5.23– IUH in scala oraria (200 ore) dell’evento di novembre 2011 con dati di precipitazione rilevati da Borello

Tempo di picco: 5 [h]

Ampiezza di picco: 30 [h]

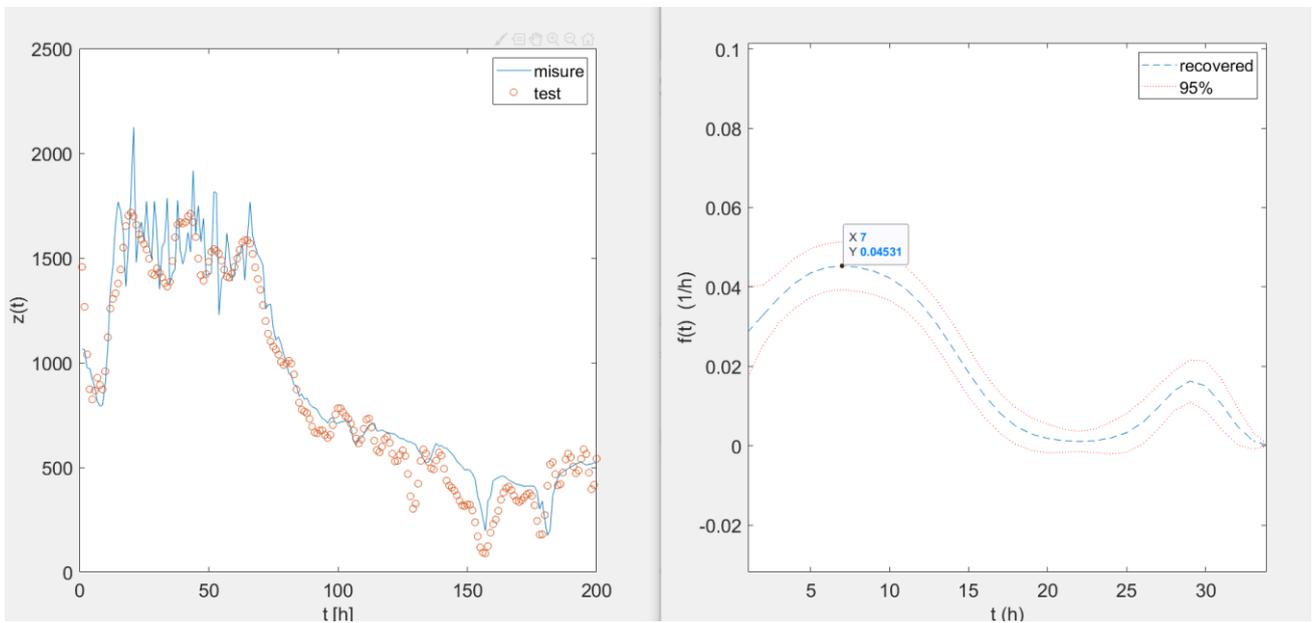


Figura 5.24 – IUH in scala oraria (200ore) dell’evento di novembre 2011 con dati di precipitazione rilevati da Rifugio Mondovì.

Tempo di picco: 7 [h]

Ampiezza di picco: 18 [h]

Per questo evento si è provato ad analizzare la **serie giornaliera** su tredici giorni, dal 4 al 16 **novembre 2011**, per poter dimostrare quanto sia più preciso lavorare con i dati orari, si vede infatti come non appare oscillazione di portata, poiché i valori vengono mediati su 24 ore, così come le precipitazioni non presentano ritardo tra le varie stazioni.

I quantitativi di acqua risultano lievemente diversi rispetto alla serie oraria, ma coerenti con le temperature, là dove la temperatura è più alta, stazione di Borello, il totale di precipitazione è pari a 433 mm, mentre nella stazione del Rifugio Mondovì si registrano 383 mm. La portata media è pari a 644,02 l/s, mentre il valore massimo di portata è pari a 1597,56 l/s assai più basso, poiché è il risultato medio di 24 valori orari registrati nel giorno del picco (figura 5.25 e 5.26).

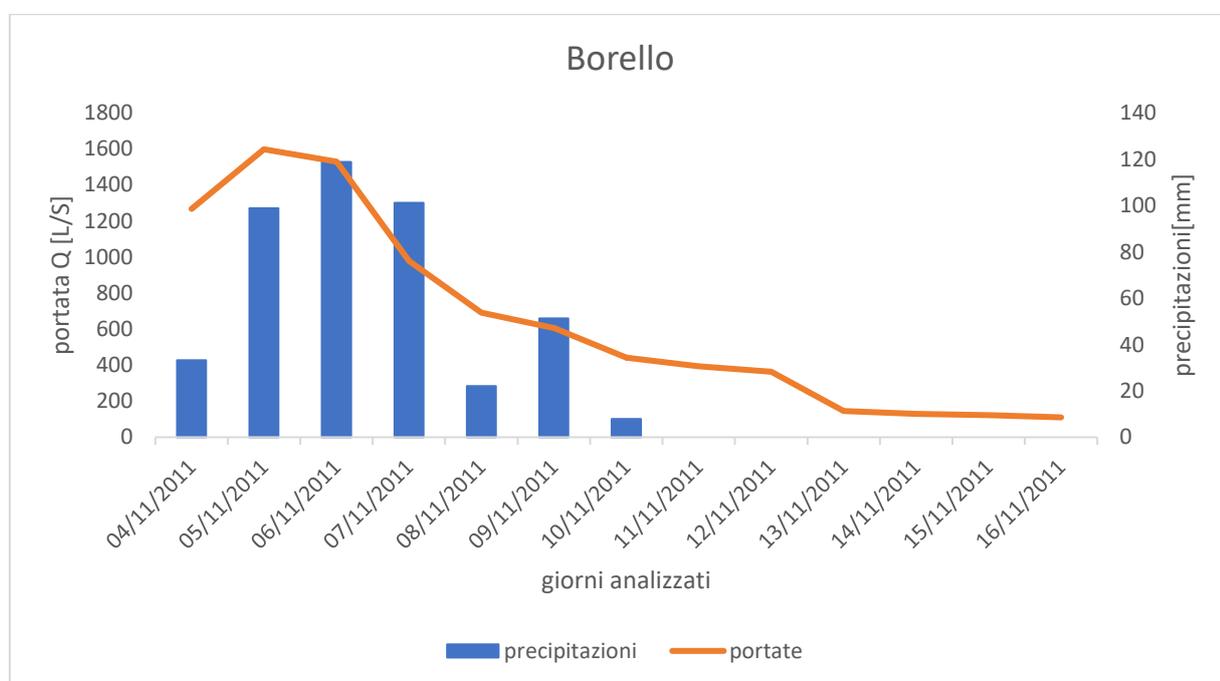


Figura 5.25–Portata-precipitazione dell’evento alluvionale novembre 2011 su 13 giorni, Borello.

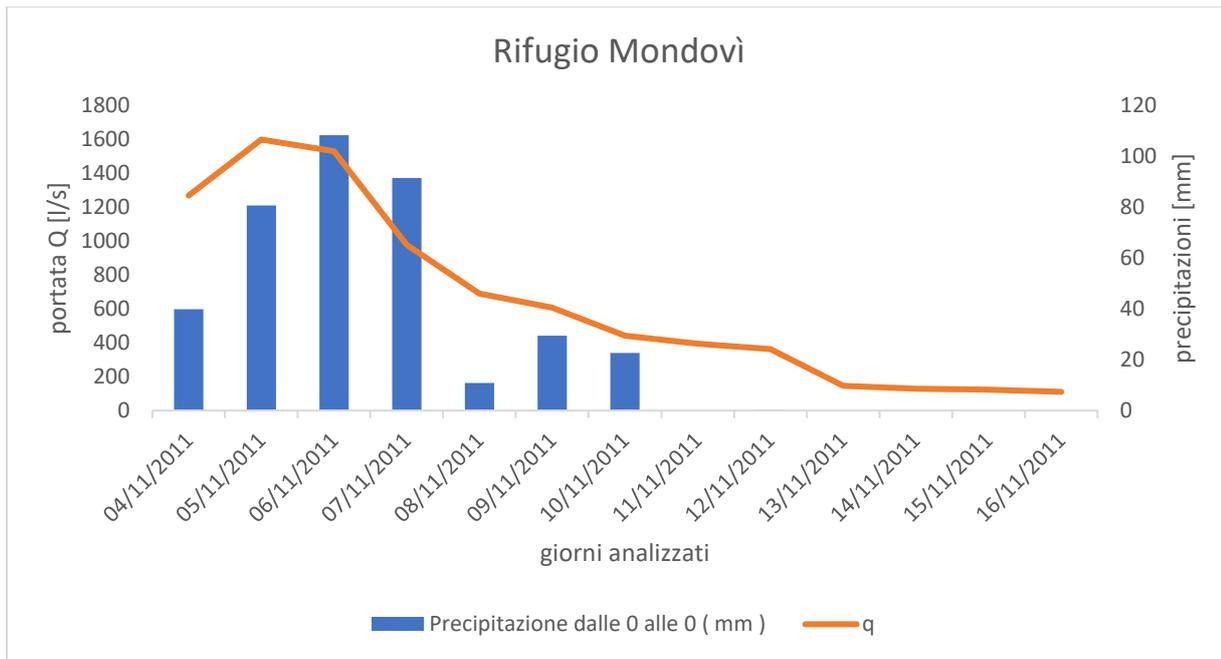


Figura 5.26 –Portata-precipitazione dell’evento alluvionale novembre 2011 su 13 giorni, Rifugio Mondovì.

Anche in questo caso è possibile vedere come nella stazione Borello i quantitativi di acqua sono lievemente più elevati, bisogna ricordare che questa stazione è posizionata a 1005 m s.l.m. mentre la stazione Rifugio Mondovì è a quota più alta, 1760 m s.l.m. .

In questo caso, trovandoci davanti ad una curva non uniforme e con meno oscillazioni, si potrebbe pensare erroneamente di utilizzare una varianza dell’errore di misura più bassa, ma nella realtà si è utilizzato un valore elevato, poiché ogni giorno si hanno valori diversi di portate, per cui per ambedue i casi si è usata una $\sigma(R)$ pari a 1000 (figura 5.27 e 5.28).

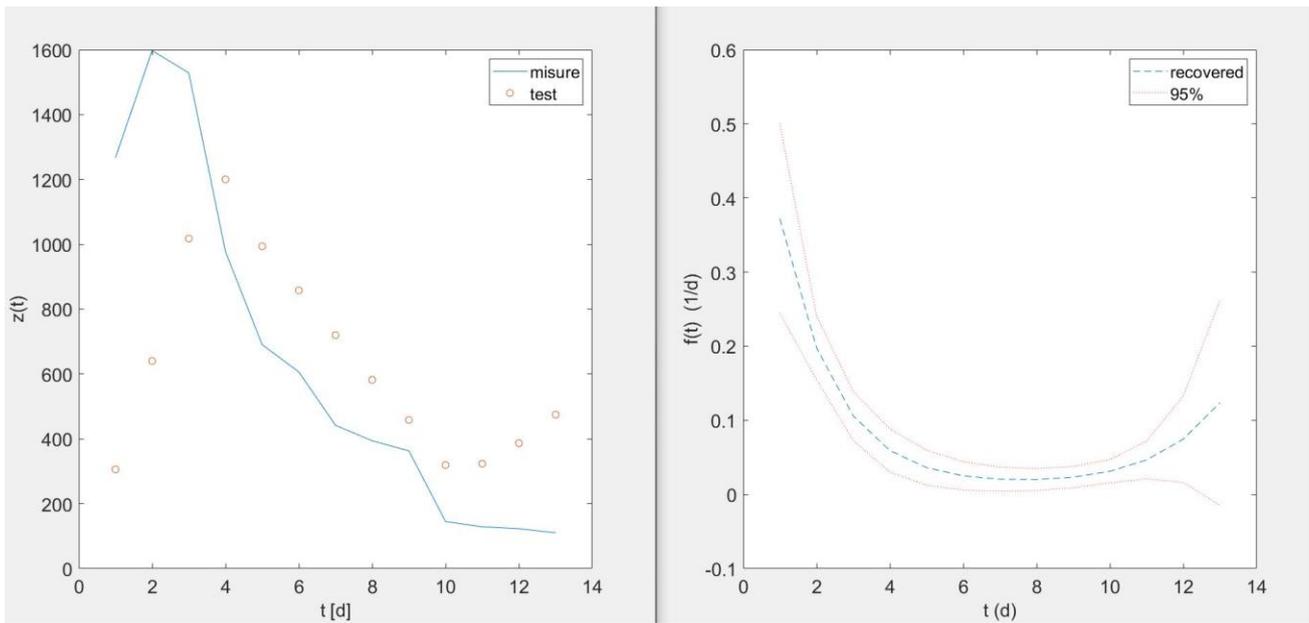


Figura 5.27 – IUH in scala giornaliera dell’evento di novembre 2011 con dati di precipitazione rilevati da Borello.

Ampiezza di picco: 5 [giorni]

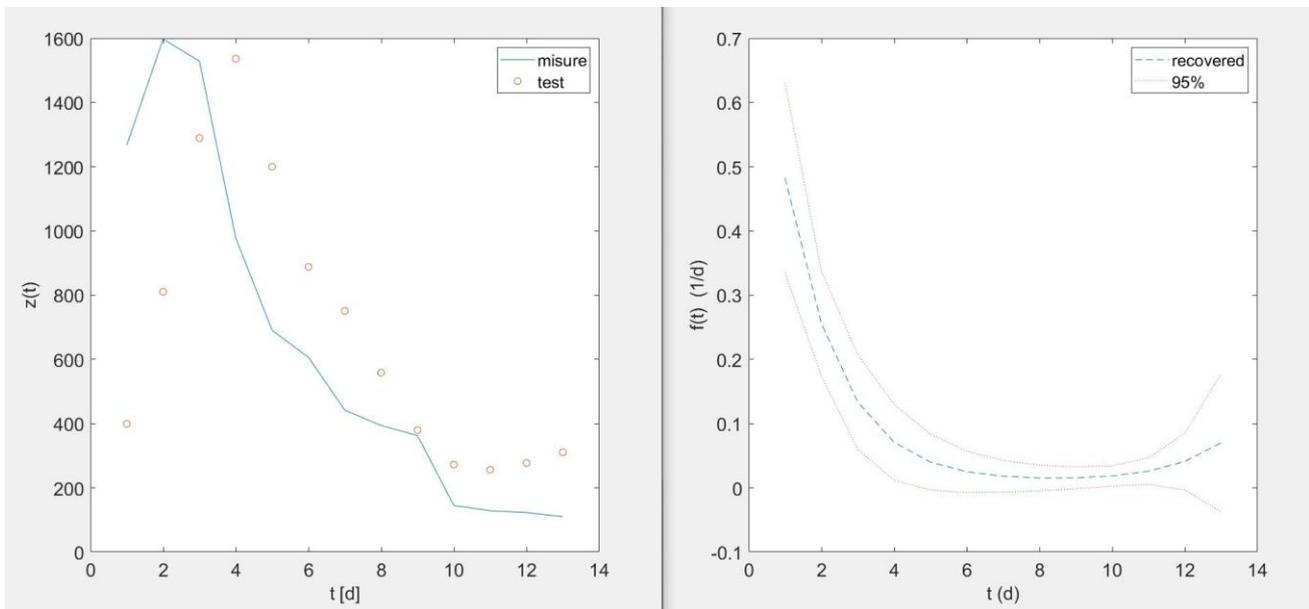


Figura 5.28 – IUH in scala giornaliera dell’evento di novembre 2011 con dati di precipitazione rilevati da Rifugio Mondovì.

Ampiezza di picco: 4 [giorni]

È evidente che, confrontando la risposta $f(t)$ dei dati orari con quella dei dati giornalieri, nel secondo caso non si riesce bene ad individuare il tempo di picco, si intuisce solo che il massimo tempo di picco avviene nel primo giorno, quindi entro le 24 ore, per cui questo dimostra quanto sia valida e affidabile la risposta valutata sulla base oraria, oltre ad avere una risposta molto approssimata si ha un test di misura poco coerente con i dati di portata.

5.1.4 Eventi in stagione invernale

Gli eventi invernali raramente sono contraddistinti da precipitazioni con carattere temporalesco, principalmente si registrano precipitazioni nevose, soprattutto per quanto riguarda i mesi di fine stagione, a tal proposito è risultato difficile poter analizzare eventi nei mesi di gennaio e febbraio, gli unici dati esaminati sono quelli relativi a inizio stagione.

A destare particolare interesse è stato l'evento alluvionale accaduto tra il 20 e il 22 **novembre 2016**, in cui si è registrata una portata massima di 1353,72 l/s e dei valori di precipitazioni differenti nella stazione di Borello e del Rifugio Mondovì. Questa difformità sui valori di precipitazioni è data dal fatto che siamo in presenza di temperature minime al di sotto dello zero, per cui può accadere che parte di acqua arrivi a congelarsi durante le ore notturne, quindi là dove il sensore è dotato di termoriscaldatore (Borello) è possibile poter registrare valori di precipitazioni immediati e il dato risulta più elevato.

In questo evento di sessantasette ore sono stati registrati due picchi di portata contigui (figura 5.29), per cui si è preferito studiare i picchi separatamente riducendo la serie oraria a diciannove ore per entrambi i picchi, in questo modo la varianza dell'errore in input è di pochi ordini di grandezza rispetto ai casi precedenti.

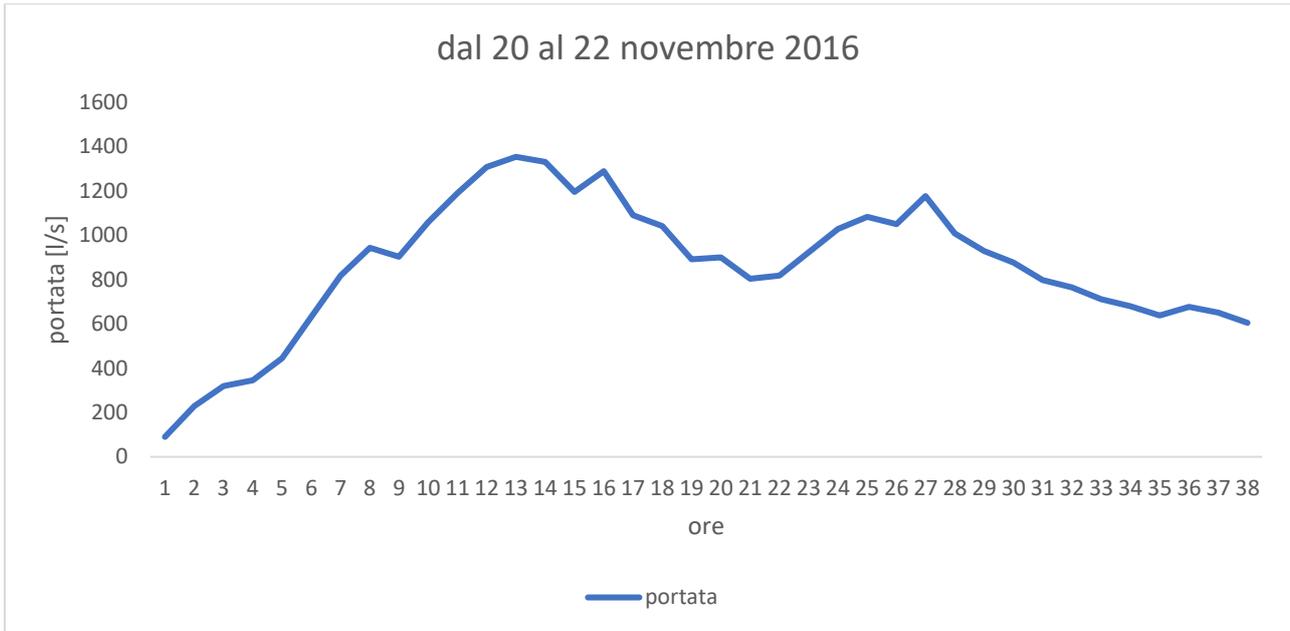


Figura 5.29 – picchi di portata contigui nel novembre 2016.

Analizzando il primo picco con gli stessi valori in input per entrambe le stazioni, dove si registra circa lo stesso valore di precipitazione totale, 87 mm, è possibile verificare come con i dati della stazione Borello (figura 5.30) si ha poca affidabilità nella prima parte del test, diversamente da quanto accade per i dati del Rifugio Mondovì (figura 5.31).

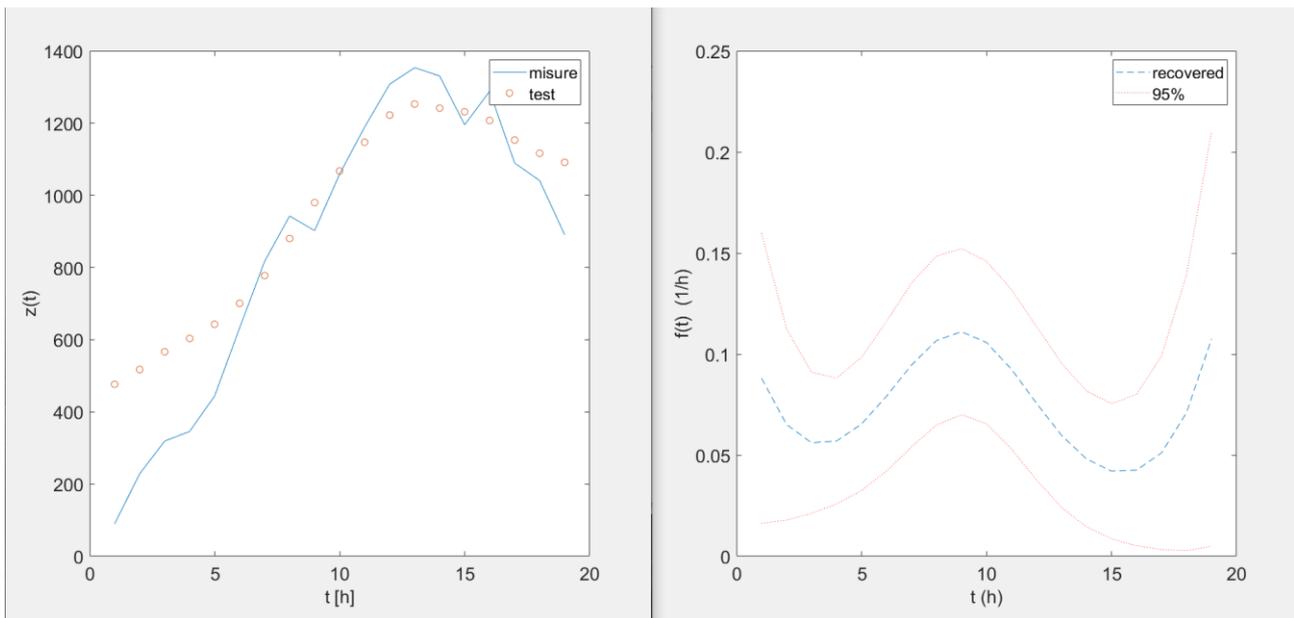


Figura 5.30– IUH in scala oraria (19 ore) dell’evento di novembre 2016 con dati di precipitazione rilevati da Borello

Tempo di picco: 9 [h]

Ampiezza di picco: 9 [h]

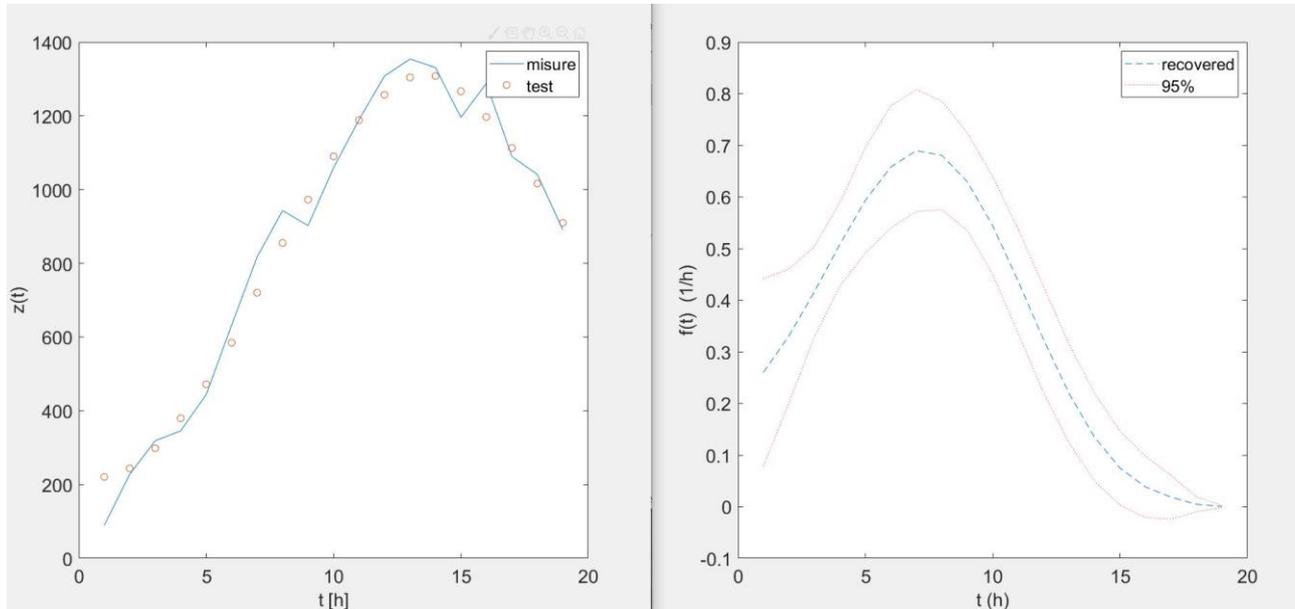


Figura 5.31– IUH in scala oraria (19 ore) dell’evento di novembre 2016 con dati di precipitazione rilevati da Rifugio Mondovì.

Tempo di picco: 8 [h]

Ampiezza di picco: 15 [h]

Per cui questo ultimo caso che presenta una risposta breve e un’ampiezza più larga pare essere il più attendibile.

Per il secondo picco si registrano valori di precipitazione differenti, per la stazione Borello si registrano 23 mm contro i 55,6 mm del Rifugio Mondovì, in questa seconda serie di dati, usando uguali valori di input si riscontra lo stesso problema per il primo test (figura 5.32), ma si hanno valori di tempo e ampiezza del picco confrontabili con i dati della seconda stazione (figura 5.33).

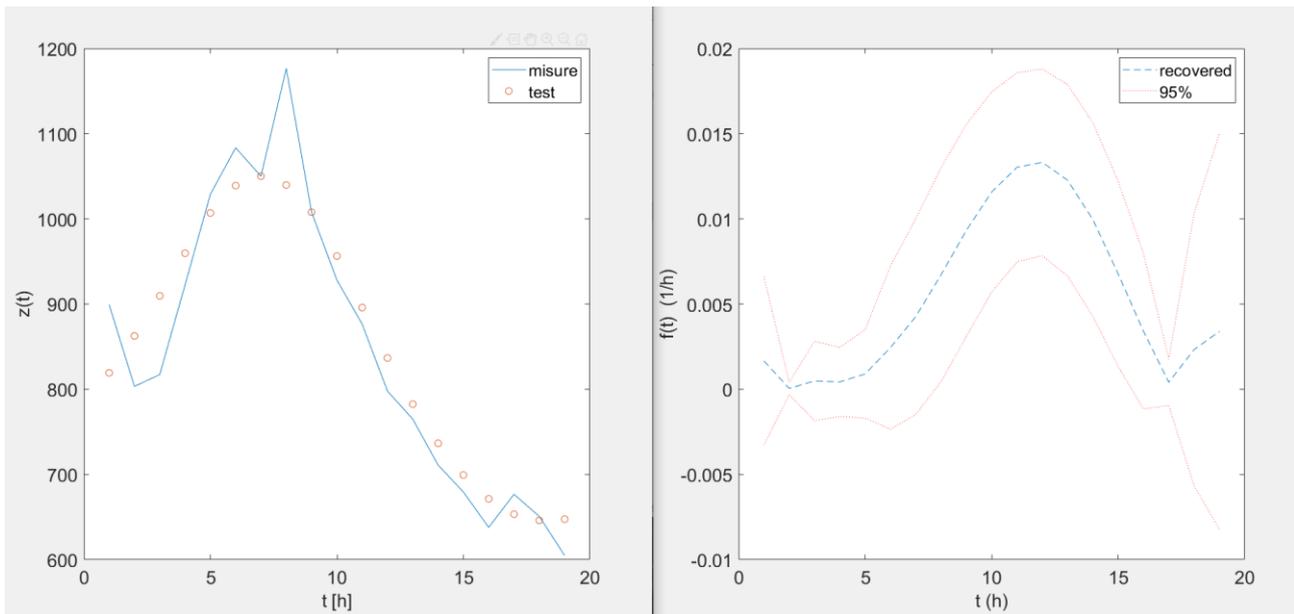


Figura 5.31– IUH in scala oraria (19 ore) dell’evento di novembre 2016 con dati di precipitazione rilevati da Borello

Tempo di picco: 12 [h]

Ampiezza di picco: 12 [h]

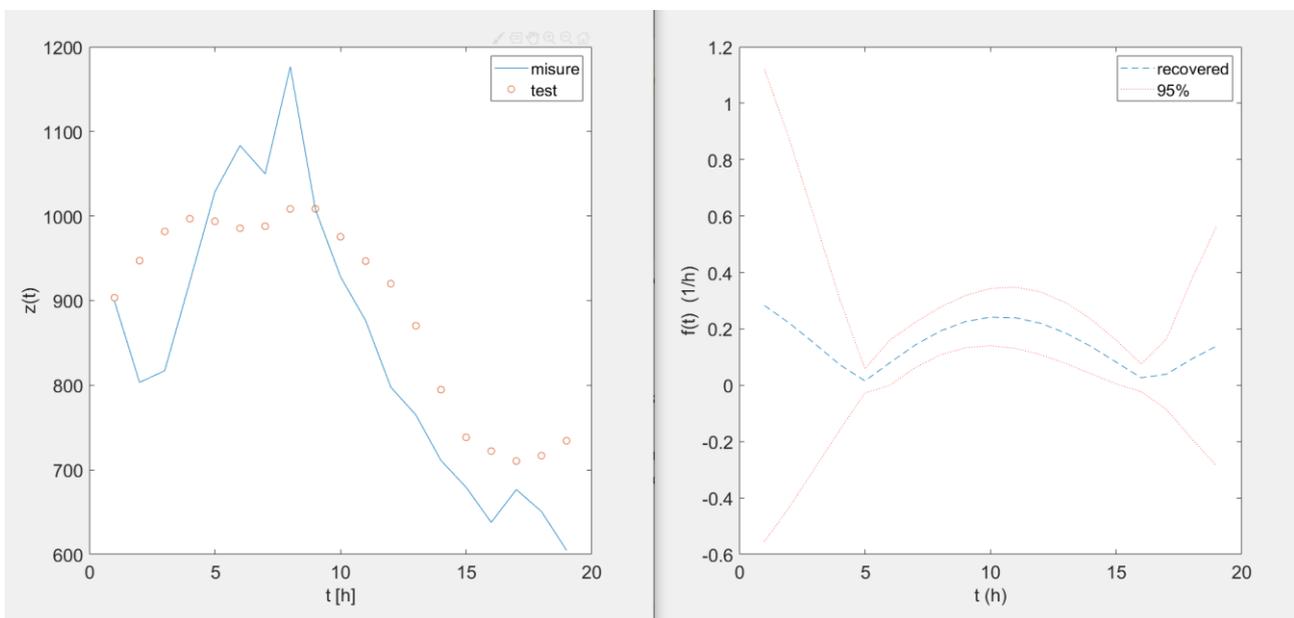


Figura 5.33 – IUH in scala oraria (19 ore) dell’evento di novembre 2016 con dati di precipitazione rilevati da Rifugio Mondovì.

Tempo di picco: 10 [h]

Ampiezza di picco: 10 [h]

6. Correlazioni tra gli eventi

Dopo aver analizzato una serie di eventi di precipitazione e portata, sono stati ricavati, partendo da una serie di dati orari, dei parametri che permettono di classificare la risposta del sistema Vene-Fuse.

I parametri considerati sono:

- precipitazione totale;
- temperatura;
- portata media;
- coefficiente di deflusso;
- tempo di picco;
- ampiezza del picco.

Raggruppando e facendo la media dei parametri in base al periodo dell'anno è possibile notare una variabilità di risposta in base alla stagionalità degli eventi.

	Precipitazioni	temperatura media dell'aria	portata media	Φ	tempo picco	Ampiezza di picco
Stagioni	[mm]	[°C]	[l/s]	[-]	[h]	[h]
PRIMAVERA	56,03	6,93	670,83	0,59	6,14	19,14
ESTATE	43,96	13,41	297,71	0,11	8,00	9,40
AUTUNNO	97,33	5,24	459,62	0,48	7,00	17,83
INVERNO	67,20	3,42	663,79	0,36	5,00	28,00
Varianza σ^2	522,78	18,92	32148,76	0,04	1,62	57,96
deviazione standard σ	22,86	4,35	179,30	0,20	1,27	7,61

Tabella 6.1 – tabella riassuntiva con valori medi dei parametri che caratterizzano le diverse stagioni.

Considerando come primo parametro, le precipitazioni, si è visto che nella stagione autunnale, queste sono, talvolta, di tipo alluvionale, perciò si hanno elevati quantitativi di acqua, diversamente da quanto accade in estate, dove le precipitazioni sono meno intense e prolungate e ciò porta una minor quantità di acqua nelle condutture, rispetto alle altre stagioni.

È interessante notare come in estate all'aumentare delle precipitazioni diminuisca l'ampiezza di picco (figura 6.1), in questa stagione si ha una correlazione lineare inversa, a differenza di quanto accade per le altre, che non presentano forti correlazioni.

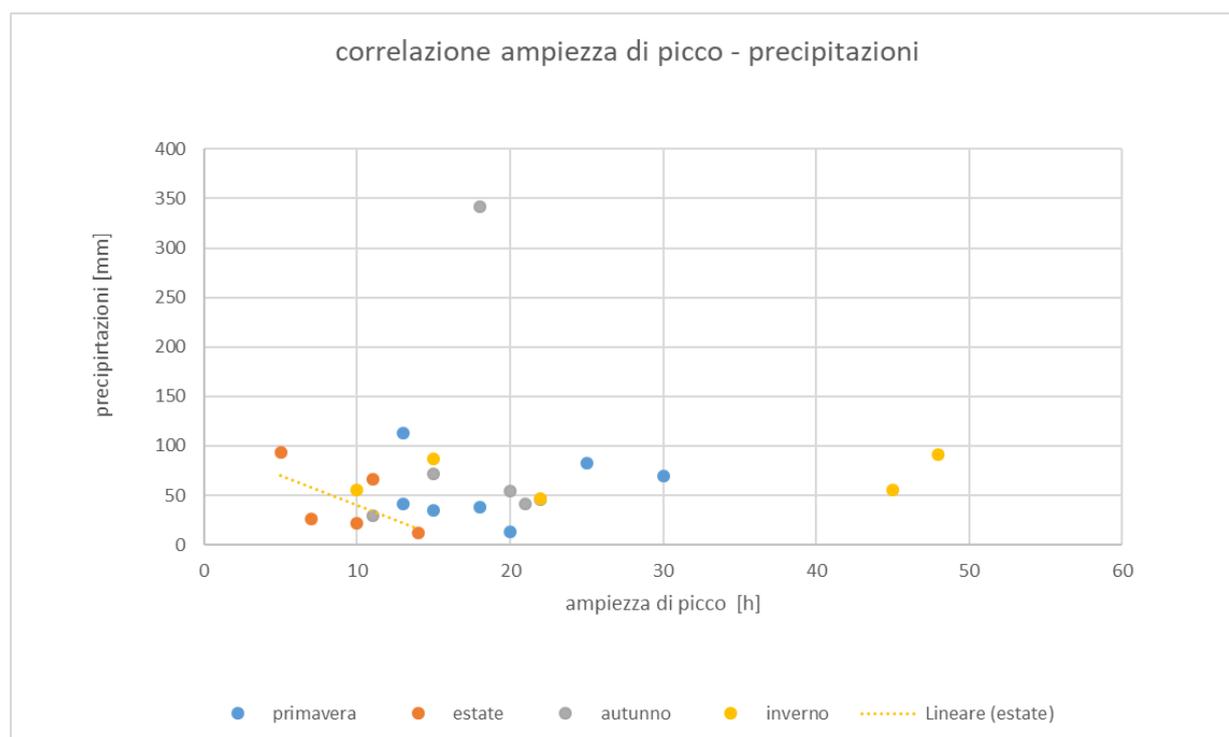


Figura 6.1 – correlazione tra ampiezza di picco e precipitazioni nelle quattro stagioni degli eventi analizzati.

Quanto accade può essere spiegato anche dai valori del coefficiente di deflusso, che risultano essere più bassi, in quanto il fenomeno di scioglimento è terminato e l'acqua proveniente dalle sole precipitazioni non riesce ad infiltrarsi, a causa di fenomeni di evapotraspirazione o di fratture molto secche.

La correlazione che si ha tra ampiezza e coefficiente di deflusso, appare inversa, ovvero al crescere dell'uno decresce l'altro parametro, solo per la stagione estiva (figura 6.2). Considerando gli eventi delle altre stagioni, i valori non presentano forti correlazioni stagionali.

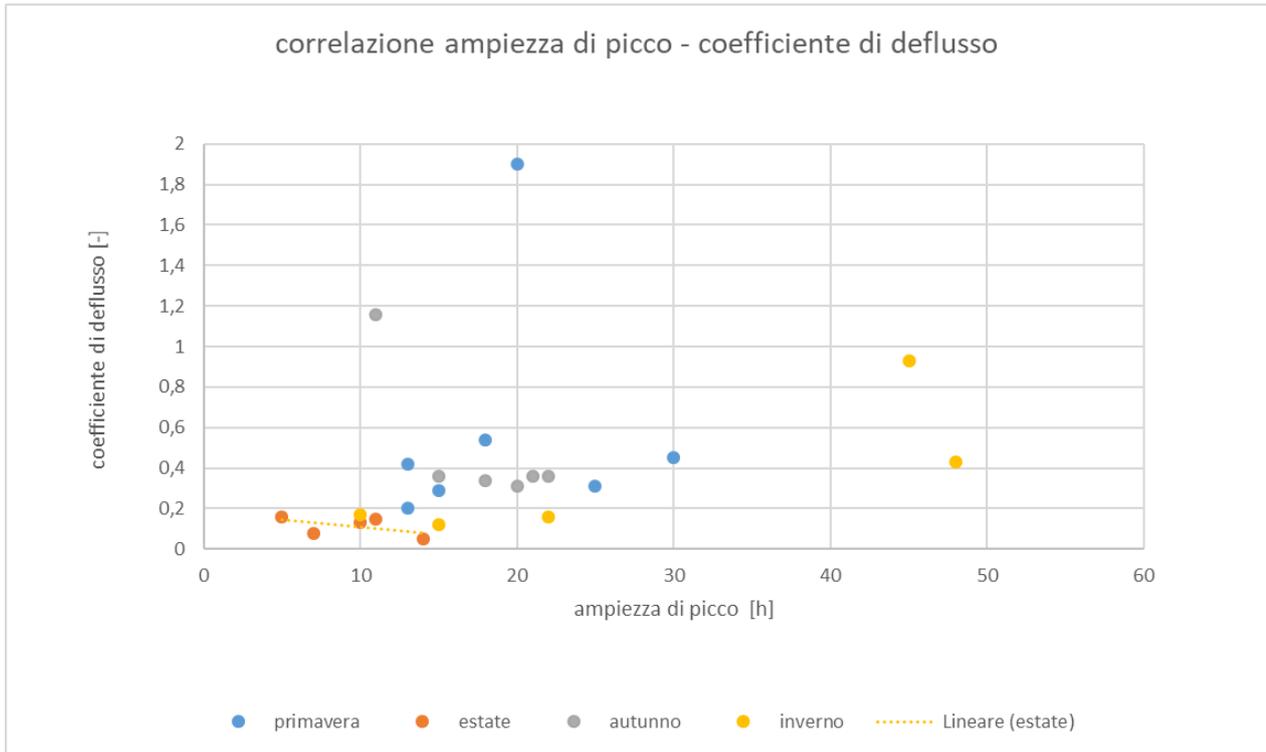


Figura 6.2 – correlazione tra ampiezza di picco e coefficiente di deflusso nelle quattro stagioni degli eventi analizzati.

Ancora una volta per la stagione estiva viene trovata la correlazione diretta tra coefficiente di deflusso e precipitazioni (figura 6.3), si vede come ad un aumento di precipitazione si ha un incremento di saturazione, comportamento del tutto diverso lo si ha per la stagione primaverile, dove per abbondanti precipitazioni si registrano coefficienti di deflusso più alti (i valori dei parametri sono riportata in appendice A).

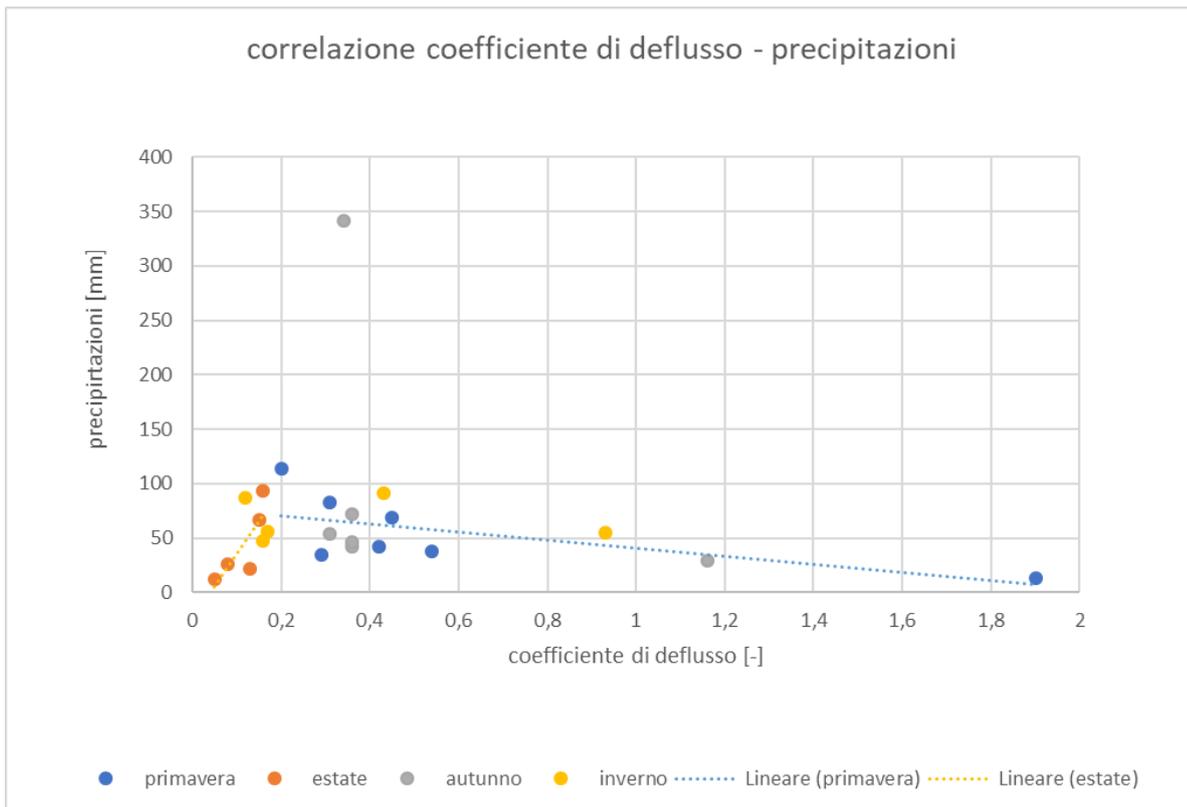


Figura 6.3 – correlazione tra precipitazione e coefficiente di deflusso nelle quattro stagioni degli eventi analizzati.

Altra correlazione inversa che si è trovata per la stagione primaverile, riguarda l'ampiezza di picco e la portata media (figura 6.4). Si ricordi che la fusione nivale è un processo lungo e lento nel tempo, che tende a saturare l'ammasso roccioso, motivo per cui la media delle portate medie registrate negli eventi studiati nei mesi di aprile, maggio e giugno, risulta più alta tra tutte. Per questo motivo la porzione di area contribuyente sarà molto ampia, legato al fatto che l'acqua tende a infiltrarsi sia nelle vie principali sia in quelle secondarie, generando circolazione in tutto il complesso acquifero.

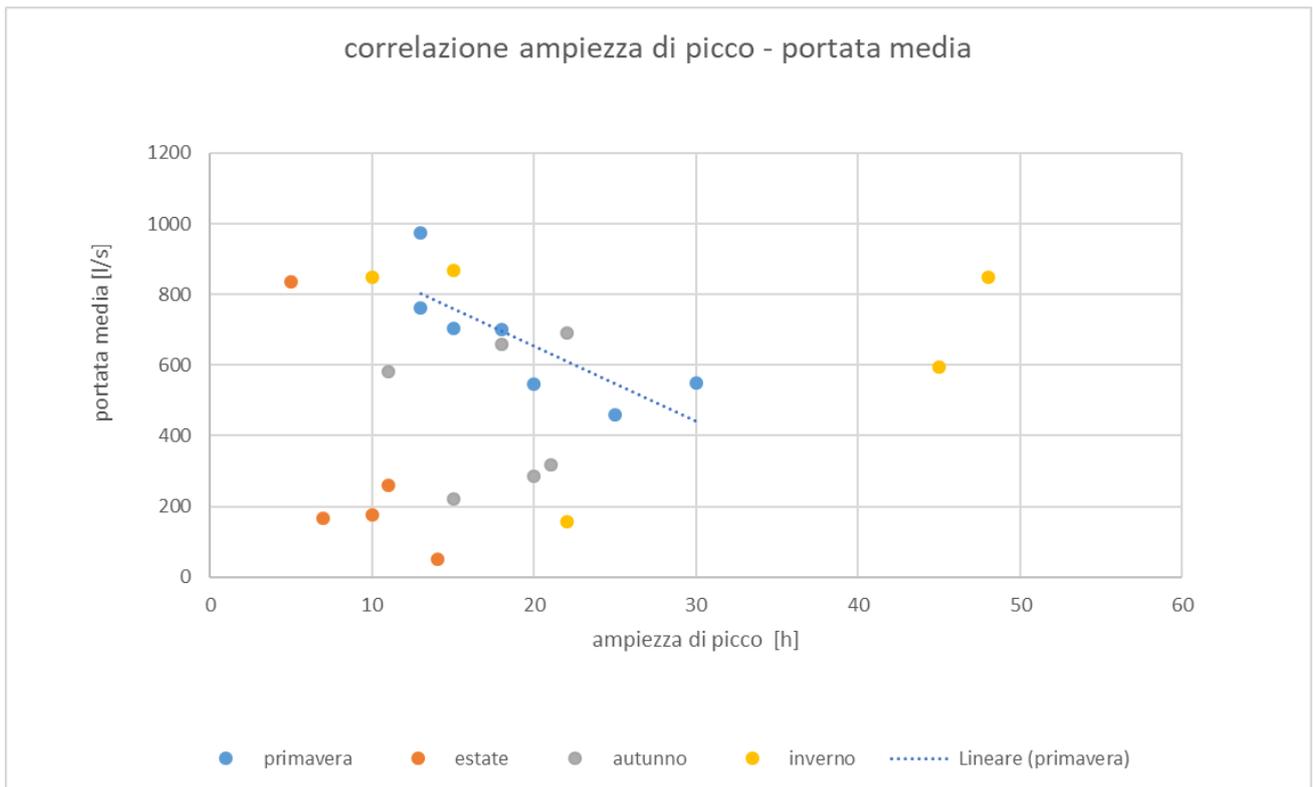


Figura 6.4– correlazione tra ampiezza di picco e portata media nelle quattro stagioni degli eventi analizzati.

Bisogna ricordare che anche per la stagione invernale la media delle ampiezze risulta molto elevata a causa dei due eventi di novembre 2012, fenomeno attribuibile ad un elevato valore di temperature, insolito in questa stagione.

In generale, in primavera e in autunno, le vie secondarie, risultano essere attive, quindi tutto il sistema contribuisce e ciò comporta maggiore infiltrazione, motivo per cui in queste due stagioni si hanno i coefficienti di deflusso più alti, circa 0,59 in primavera e 0,48 in autunno.

Bisogna, però, prestare attenzione alla stagione invernale, dove si hanno coefficienti di deflusso simili all'estate, molto bassi (eccetto per i due eventi di novembre 2012), con comportamenti differenti, in estate l'acqua rimane intrappolata nelle fratture per inumidirle o evapora, in inverno questa non riesce a infiltrarsi a causa della presenza di ghiaccio .

Concludendo, tutti i parametri analizzati sono necessari per poter fare delle considerazioni sul qualunque tipo di sistema carsico, ma maggiore importanza e attenzione deve essere riposta per i valori del coefficiente di deflusso e temperatura, poiché può succedere che anche in stagioni fredde possano verificarsi dei giorni caldi che attivano il sistema cambiandone il comportamento.

Questo è quanto accade per gli eventi, riportati in appendice, del novembre 2012 e dicembre 2006 dove si registrano temperature molto simili a quelle di inizio maggio, per cui, anche per pochissime ore, l'acqua presente nel fratturato comincia a contribuire, oppure quanto accade per l'evento, analizzato al paragrafo precedente, di ottobre 2019, dove le temperature risultano del tutto simili a quelle estive.

Perciò in media il comportamento del sistema può dare la stessa risposta per gli eventi appartenenti alle stesse stagioni, ma esistono casi limite dove è necessario riporre più attenzione.

In appendice A è stata riportata la tabella degli eventi che hanno portato alla correlazione dei parametri

7. Legame conducibilità elettrica e tempo di picco

Una volta analizzati i tempi di picco per tutti gli eventi, si è cercato un legame con il tempo di caduta della mineralizzazione. Si è osservato che la conducibilità elettrica presenta dei valori elevati nella stagione invernale, mentre in primavera le acque sono meno mineralizzate in seguito alle piene legate allo scioglimento nivale.

Le cadute di mineralizzazione si hanno con l'arrivo delle acque di neoinfiltrazione che si mescolano con le altre già presenti nell'acquifero, queste possono verificarsi immediatamente, appena si ha una consistente precipitazione e quindi anche prima del picco di piena, oppure può succedere che la mineralizzazione subisca una caduta anche dopo il picco di piena, molto spesso accompagnata dal fenomeno di *pistonaggio*, dove si vede un aumento di conducibilità elettrica, dovuto all'arrivo delle acque che hanno stazionato nelle fratture carsiche e quindi contenute maggior quantità di ioni disciolti.

Per le quattro stagioni sono stati valutati i tempi di incremento o decremento della mineralizzazione e le variazioni che si hanno dall'inizio della precipitazione più significativa fino all'arrivo dell'acqua

alla stazione di monitoraggio, quest'ultimo valore è stato scelto sulla base di una variazione netta con il valore successivo.

Eventi	Data	Tempo di picco [h]	Variazione di CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Tempo di arrivo dell' acqua [h]
apr-magg 2012	dal 30/04 al 03/05	7	da 165 a 174	17
mag-14	dal 21/05 al 25/05	7	da 145 a 146	9
mag-16	dal 08/05 al 12/05	7	da 157 a 152	8
giu-07	dal 02/06 al 04/06	6	da 156 a 154	4
giu-07	dal 05/06 al 06/06	6	da 145 a 141	8
giu-14	dal 14/06 al 16/06	3	da 128 a 125	10
giu-15	dal 12/06 al 13/06	7	da 140 a 134	6
PRIMAVERA	media	6,14		8,86
	dev.stan	1,46		4,10

tabella 7.1 – variazione di conducibilità elettrica tempo di arrivo dell'acqua per gli eventi primaverili.

In questa stagione non si hanno forti variazioni di conducibilità elettrica e i singoli valori risultano più bassi rispetto alle altre stagioni, quindi si è in presenza di acqua più pura con minor presenza di sali.

Solo nel primo evento, aprile-maggio 2012, si ha un incremento di CE (figura 7.1), il che dimostra un fenomeno di *pistonaggio*, momento in cui viene rimossa dall' acqua che ha stazionato più tempo all'interno delle fratture, che quindi risulta più ricca di ioni disciolti, di norma questo fenomeno si verifica in seguito a lunghi periodi di magra.

In Appendice B è stata riportata la tabella dei valori di questo evento.

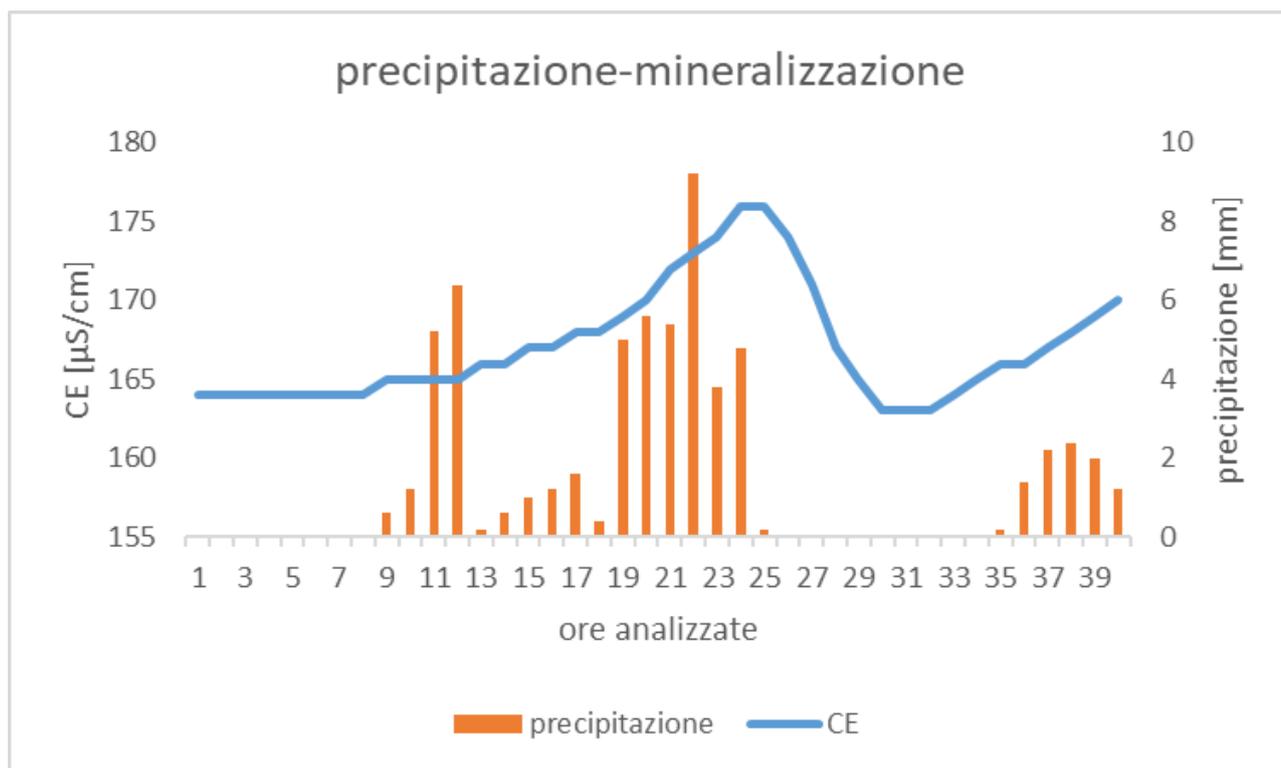


Figura 7.1 – precipitazione - conducibilità elettrica dell'evento aprile-maggio 2012 (pistonaggio).

Seguono gli eventi relativi alle altre stagioni.

Eventi	Data	Tempo di picco [h]	Variazione di CE [µS/cm]	Tempo di arrivo dell'acqua [h]
lug-09	dal 04/07 al 05/07	8	da 154 a 136	6
lug-13	dal 28/07 al 30/07	7	da 198 a 219	6
lug-19	dal 14/07 al 17/07	10	da 192 a 185	7
ago-15	dal 24/08 al 25/08	7	da 179 a 165	7
set-14	dal 15/09 al 16/09	8	da 181 a 176	14
ESTATE	media	8,00		8,00
	dev.stan	1,22		3,39

tabella 7.2 – variazione di conducibilità elettrica tempo di arrivo dell'acqua per gli eventi estivi.

I valori di CE, così come le variazioni, sono via via più elevati. Anche nella stagione estiva è possibile notare un fenomeno di *pistonaggio* per l'evento di luglio 2013, si nota come la CE abbia un incremento prima del picco di portata (figura 7.2).

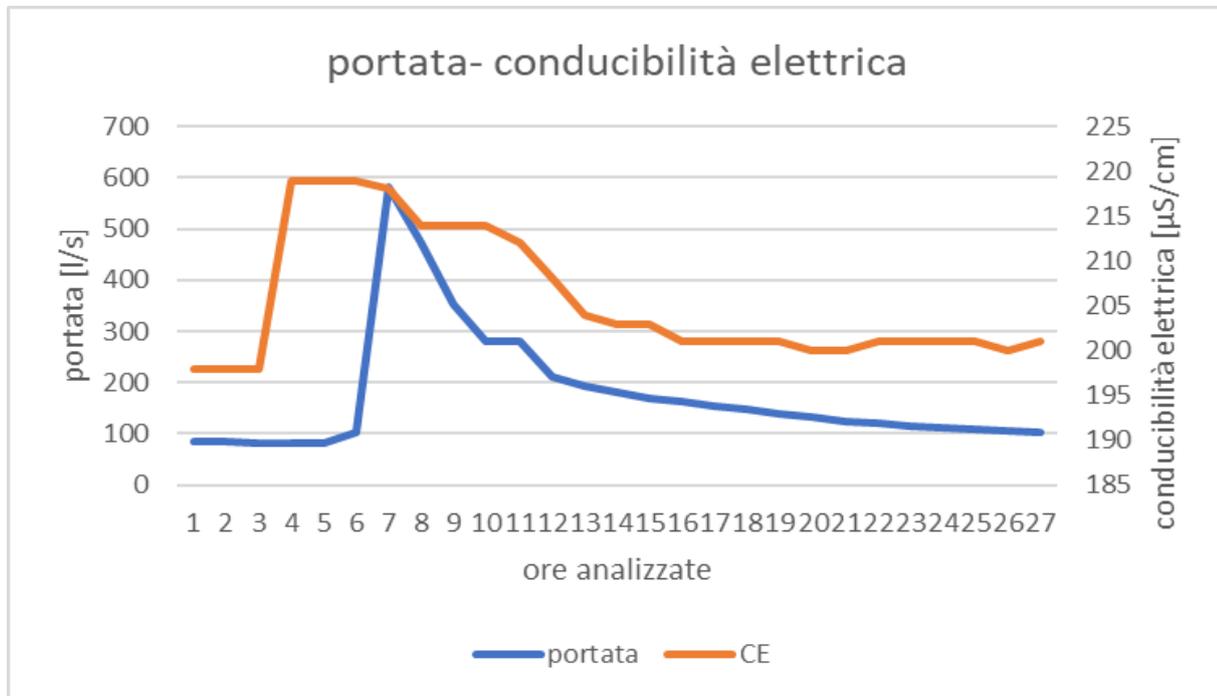


Figura 7.2 – portata-conducibilità elettrica dell'evento alluvionale luglio 2013.

La tabella dei valori di conducibilità elettrica, portata e precipitazione è stata riportata in Appendice B.

Non sempre la caduta di mineralizzazione si verifica prima del picco di portata, in concomitanza del valore di precipitazione più elevato, ma può avvenire dopo qualche ora, questo è ciò che accade per l'evento di settembre 2014 (figura 7.3).

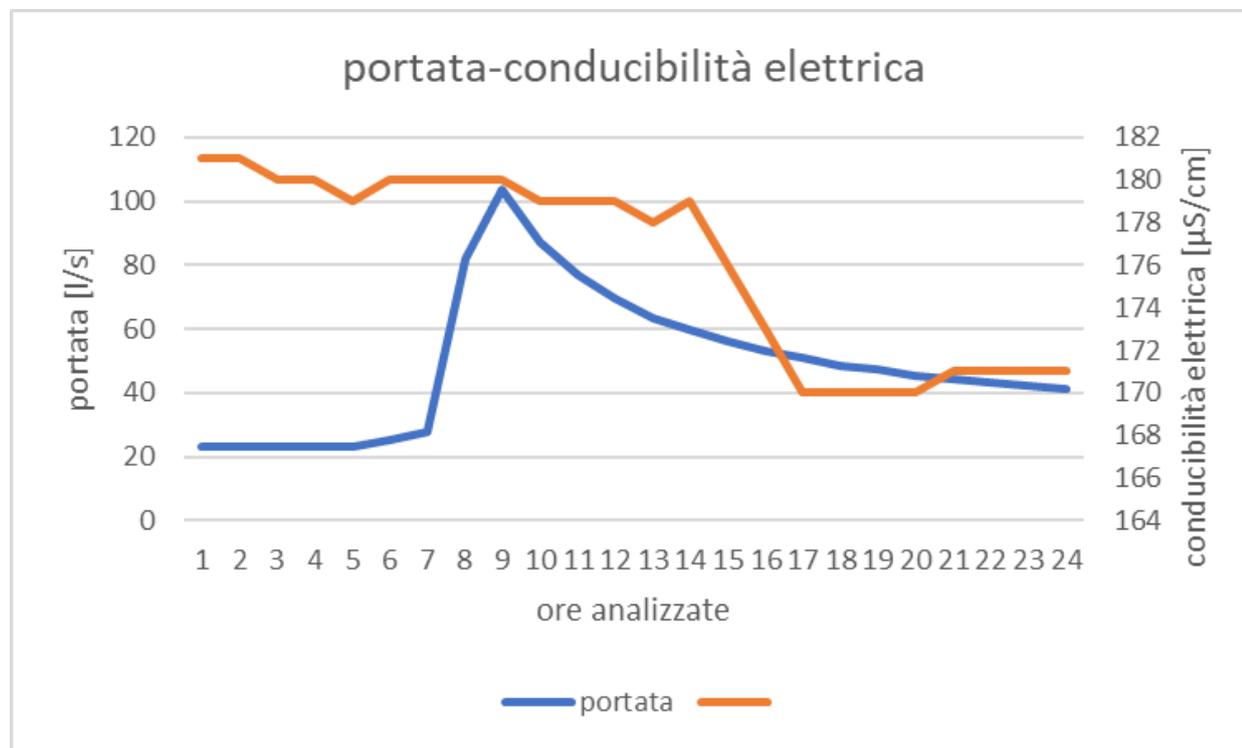


Figura 7.3 – portata-conducibilità elettrica dell'evento alluvionale settembre 2014.

L'evento ha una durata di 24 ore (tabella riportata in Appendice B) e si raggiunge il valore di precipitazione più elevato alla quarta ora (15/09/2014 20:00) da quando viene analizzato l'evento. Per le otto ore successive la CE presenta piccole oscillazioni di 1 µS/cm, l'evidente caduta la si ha dalle ore 05:00 alle ore 09:00 del 16/11/2014, ore in cui si ha l'arrivo dell'acqua di neoinfiltrazione che è molto meno mineralizzata rispetto a quella circolante nell'acquifero. Dunque, l'arrivo dell'acqua "nuova" avviene dopo quattordici ore dall'evento di precipitazione, portando ad un ritardo di 5 ore rispetto al valore ottenuto con il metodo geostatistico, dove si era trovato un tempo di picco pari a 8 [h] e un'ampiezza pari a 14 [h], questo perché la condizione dell'acquifero risulta essere meno satura delle stagioni autunnali o primaverili.

Eventi	Data	Tempo di picco [h]	Variazione di CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Tempo di arrivo dell' acqua [h]
ott-06	dal 18/10 al 22/10	8	da 176 a 140	15
ott-06	dal 22/10 al 26/10	7	da 164 a 157	14
ott-13	dal 07/10 al 12/10	11	da 231 a 234	6
ott-16	dal 12/10 al 21/10	4	da 193 a 186	4
ott-19	dal 20/10 al 22/10	5	da 202 a 196	5
nov-11	dal 04/11 al 12/11	7	da 168 a 169	2
AUTUNNO	media	7,00		7,67
	dev.stan	2,45		5,47

tabella 7.3 – variazione di conducibilità elettrica tempo di arrivo dell'acqua per gli eventi autunnali.

Fenomeni di pistonaggio si sono verificati con lieve entità anche per gli eventi autunnali, come quello di ottobre 2013, mentre per l'evento alluvionale di novembre 2011 si osserva un tempo di arrivo molto basso. La caduta di mineralizzazione inizia in concomitanza con l'aumento di portata subendo poi dei lievi incrementi e decrementi in seguito alle oscillazioni di portata (figura 7.4).

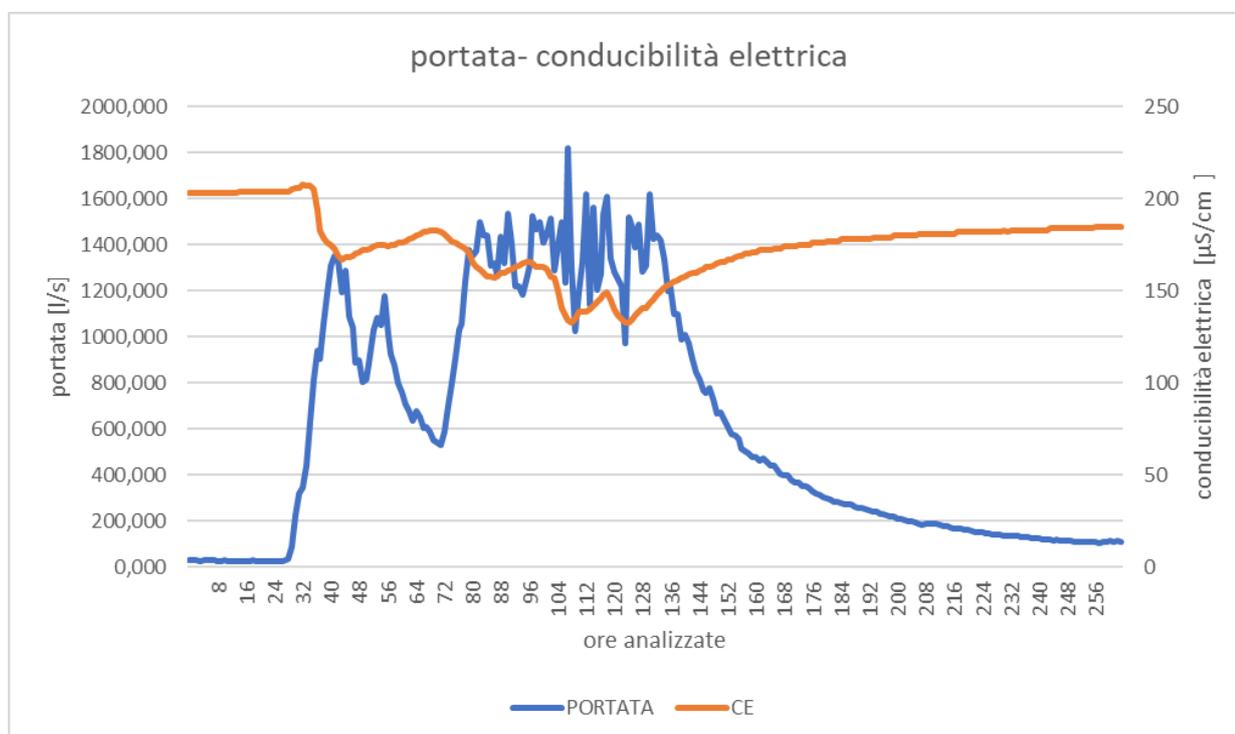


Figura 7.4 – portata- conducibilità elettrica dell'evento alluvionale novembre 2011.

Si ricordi che questo evento alluvionale non presenta un picco bene definito, la causa è da attribuire ai valori di portata che superano i 1500 l/s, in queste condizioni i sensori manifestano qualche difficoltà a rilevarne bene i dati, oltre al fatto che sia un evento alluvionale.

Per eventi con picco bene definito si riesce a vedere meglio la caduta della mineralizzazione, senza che questa presenti oscillazioni, come accade per l'evento dell'ottobre del 2006 (figura 7.5).

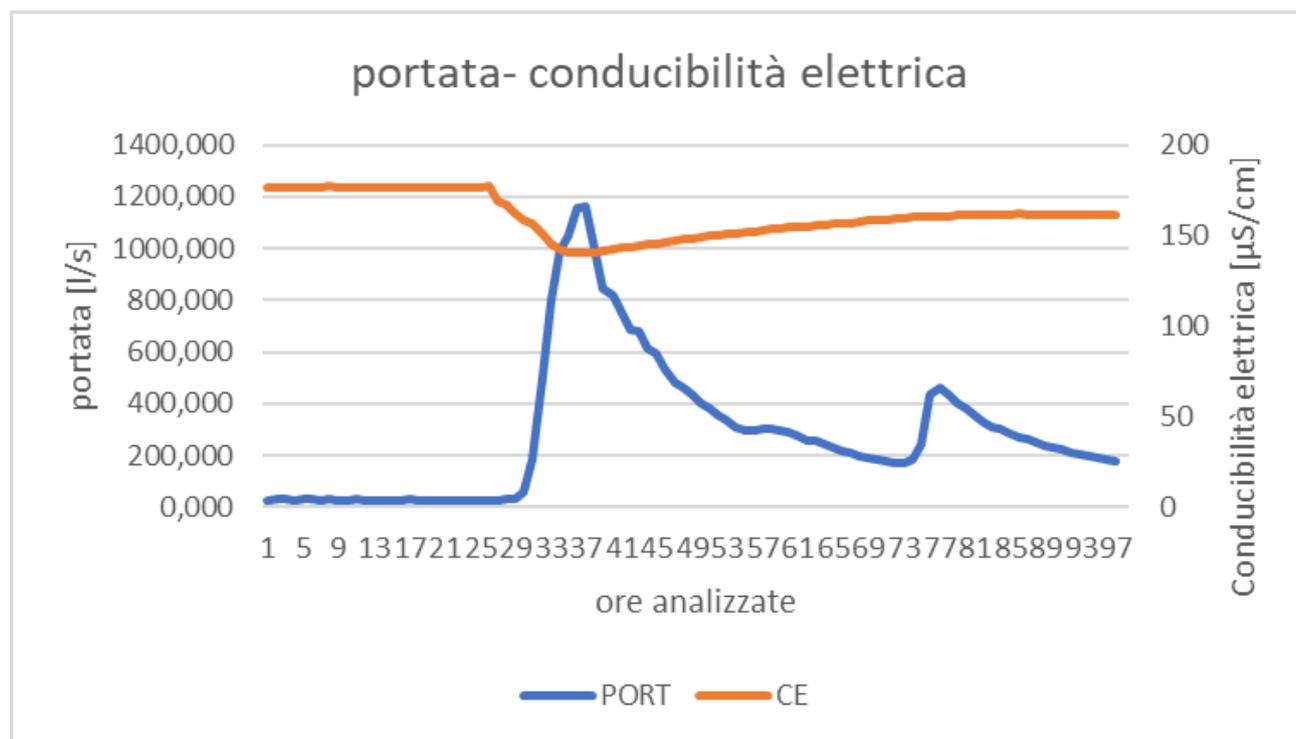


Figura 7.5– portata- conducibilità elettrica dell'evento alluvionale ottobre 2006.

La caduta di mineralizzazione avviene dalla ventiquattresima alla trentaseiesima ora della serie analizzata, passando da 176,8 µS/cm, a 140,5 µS/cm in 15 ore (tabella 7.3), questo valore non coincide con il tempo di picco trovato con il metodo geostatistico, che è pari a 8 ore. Il motivo risiede nel fatto che con il tempo di caduta di CE si valuta l'arrivo delle prime acque di neoinfiltrazione, che si mescolano con quelle residenti nell'acquifero, e ciò avviene con l'incremento delle precipitazioni, mentre con il tempo di picco si valuta l'arrivo del flusso principale.

Nella stagione invernale (tabella 7.4) non avviene nessun fenomeno di pistonaggio, ma si osservano dei valori di CE molto più elevati, come anticipato.

Eventi	Data	Tempo di picco [h]	Variazione di CE [μS/cm]	Tempo di arrivo dell' acqua [h]
nov-12	dal 03/11 allo 07 /11	1	da 219 a 210	7
nov-12	dal 09/11 al 13/11	1	da 225 a 204	7
nov-16	dal 20/11 al 21/11	8	da 205 a 175	4
dic-06	dal 04/12 allo 08/12	5	da 173 a 165	10
	media	5,00		7,00
	dev.stan	4,06		2,45

tabella 7.4 – variazione di conducibilità elettrica tempo di arrivo dell'acqua per gli eventi invernali.

In conclusione, nella maggior parte degli eventi l'arrivo dell'acqua meno mineralizzata (nuova) avviene prima del picco di portata, questo tempo è paragonabile con il tempo di picco, poiché si è trovato un valore medio per le varie stagioni compreso tra 7 e 8 ore, così come avviene per il tempo di picco valutato con il metodo geostatistico.

8. Conclusioni

In questo lavoro di tesi si è studiato il sistema dell'acquifero carsico Vene-Fuse situato sul versante sinistro della Val Tanaro, nei pressi di Ormea (CN), con lo scopo di voler fornire un metodo in grado di rappresentare la risposta del torrente ipogeo in seguito ad un evento di precipitazione.

L'eterogeneità dell'ambiente carsico, rende il sistema complesso, e la differenza tra zone con bassa e media permeabilità fornisce una forte mutevolezza nella risposta del sistema. I tempi di risposta che il sistema fornisce, vengono rappresentati da una funzione che rappresenta un'unità di misura temporale, ma anche in termini di idrogramma unitario istantaneo (IUH), cioè l'idrogramma delle portate conseguente ad un impulso unitario di precipitazione. La funzione $f(t)$ ottenuta dalla deconvoluzione, partendo dal modello di afflussi-deflussi, la si ricava attraverso *il metodo geostatistico*, che ha visto la sua applicazione per l'identificazione della fonte e la ricostruzione della curva di un contaminante nei fiumi (Fulvio Boano, 2005).

Il metodo probabilistico pone le sue basi sull'accettare che la funzione $f(t)$ sia descritta da una distribuzione di frequenza delle possibili soluzioni che essa stessa può assumere. Delle innumerevoli soluzioni che questa funzione offre, si cerca di prendere i valori più probabili applicando il principio di massima verosimiglianza. Il vero valore della funzione non si conosce con esattezza, per cui si è accettato un margine di errore, lavorando con un intervallo di confidenza pari al 95%, dove si suppone vi sia il valore esatto della funzione $f(t)$. L'utilizzo del software Matlab ha permesso di elaborare il plot del valor medio della funzione, accettando dunque un margine d'errore, attribuito alla precisione degli strumenti di misura e alle semplificazioni che si assumono alla base del metodo afflussi-deflussi. Quindi, è stato possibile riportare gli idrogrammi degli eventi, analizzati su scala oraria, partendo dai dati di portata e precipitazione (rilevati dalla banca dati di Arpa Piemonte). I plot delle funzioni forniscono informazioni sulla risposta del sistema in termini di portata per l'evento di precipitazione. Questi appaiono differenti a seconda della stagione a cui appartiene l'evento, ottenendo differenti risposte dal sistema.

In generale, si è visto che le ampiezze della funzione $f(t)$ sono più grandi per gli eventi autunnali e primaverili. Ciò dipende dalla compartecipazione delle fratture con i condotti primari, dove l'acqua si muove in parte per gravità e in parte in pressione, a seconda delle dimensioni e dal grado di saturazione. In queste stagioni, oltre ad avere dei coefficienti di deflusso più alti (0,48-0,59), che ci danno informazione sulle condizioni di saturazione e infiltrazione del sistema, si hanno delle

temperature medio-alte in concomitanza con forti e ricorrenti temporali, che portano a elevati valori di precipitazione e quindi si è davanti a ingenti quantitativi d'acqua.

Diversamente in inverno, poiché le temperature sono più basse, le precipitazioni sono di tipo nivale, e si ha scarsa infiltrazione, mentre in estate, con le temperature alte, si hanno minori ampiezze di $f(t)$, l'acqua che riesce a infiltrarsi inizia a saturare le fratture secche, non arrivando alla sezione finale, oltre al fatto che si innescano fenomeni di evapotraspirazione.

Mentre, i tempi di risposta delle quattro stagioni oscillano in media, tra 7 e 8 ore, così come accade per la mineralizzazione, quindi si ha un comportamento coerente tutto l'anno.

Ricordando che con il tempo di caduta di CE si valuta l'arrivo delle prime acque di neoinfiltrazione, mentre con il tempo di picco si valuta l'arrivo del flusso principale. Lo studio effettuato sulla caduta di mineralizzazione, ha contribuito ad avvalorare i tempi di risposta e l'affidabilità del metodo geostatistico.

In conclusione, è bene dire che le caratteristiche degli idrogrammi dipendono sia dalle condizioni di umidità del sistema, sia da quale parte dell'acquifero eterogeneo si attiva. Inoltre, si può affermare che il *Metodo geostatistico* sia risultato attendibile per poter ricavare gli IUH, avendo portato andamenti coerenti con i dati misurati.

Mentre, i tempi di risposta delle quattro stagioni oscillano in media, tra 7 e 8 ore, così come accade per la mineralizzazione, quindi si ha un comportamento coerente tutto l'anno.

Appendice A

Evento **maggio 2016** la serie dati oraria è analizzata dall'8 al 12 maggio (95 ore), il picco di portata massimo si raggiunge a 1324,16 l/s, le precipitazioni totali, rilevati dalla stazione termoigro-pluvioanemometrica dotata di sensori nivologici del Rifugio Mondovì, sono pari a 69 mm.

Poiché si è in presenza di molteplici picchi (figura 1) la varianza dell'errore di misura $\sigma(R)$ è stata posta a 316,22.

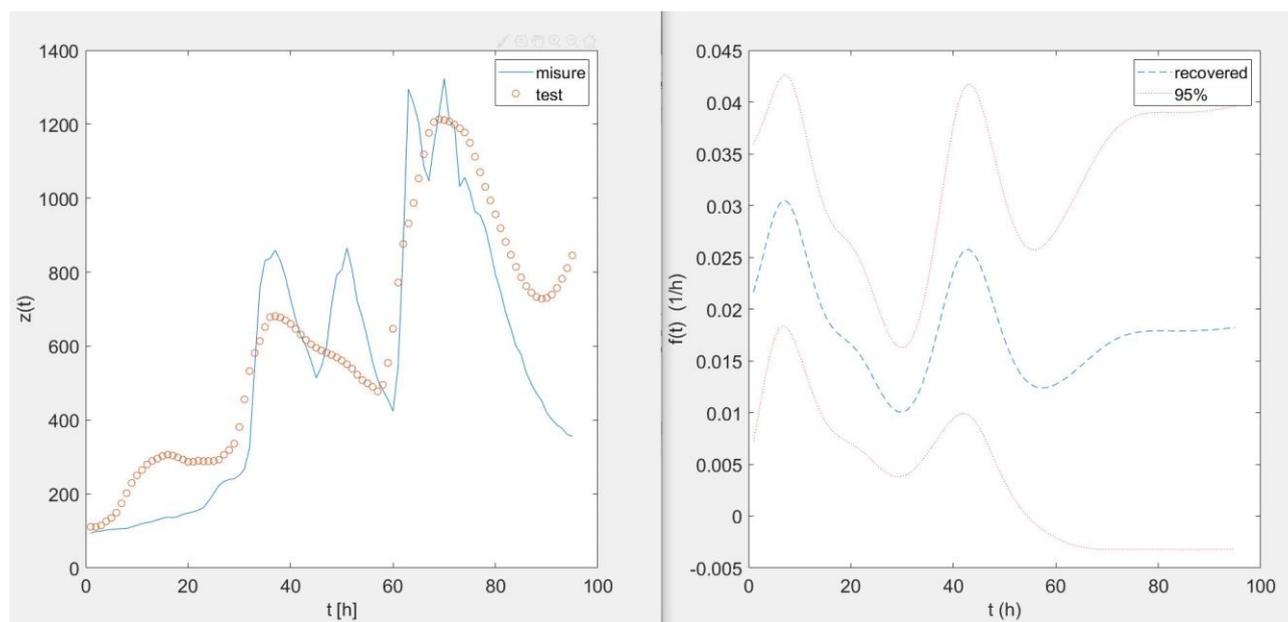


Figura 1

Tempo picco: 7[h]

Ampiezza picco: 30[h]

Evento **giugno 2007**, analizzato dall'2 al 4 giugno (49 ore), presenta due picchi il primo intorno a 1100 - 1200 l/s, il secondo più basso intorno 900 l/s, le precipitazioni totali relative ai due giorni

sono pari a 37,8 mm, rilevate anch'esse dal Rifugio Mondovì. Pur essendo in presenza di due picchi (figura 2), la varianza dell'errore $\sigma(R)$ viene fissata a 100, più bassa del caso precedente.

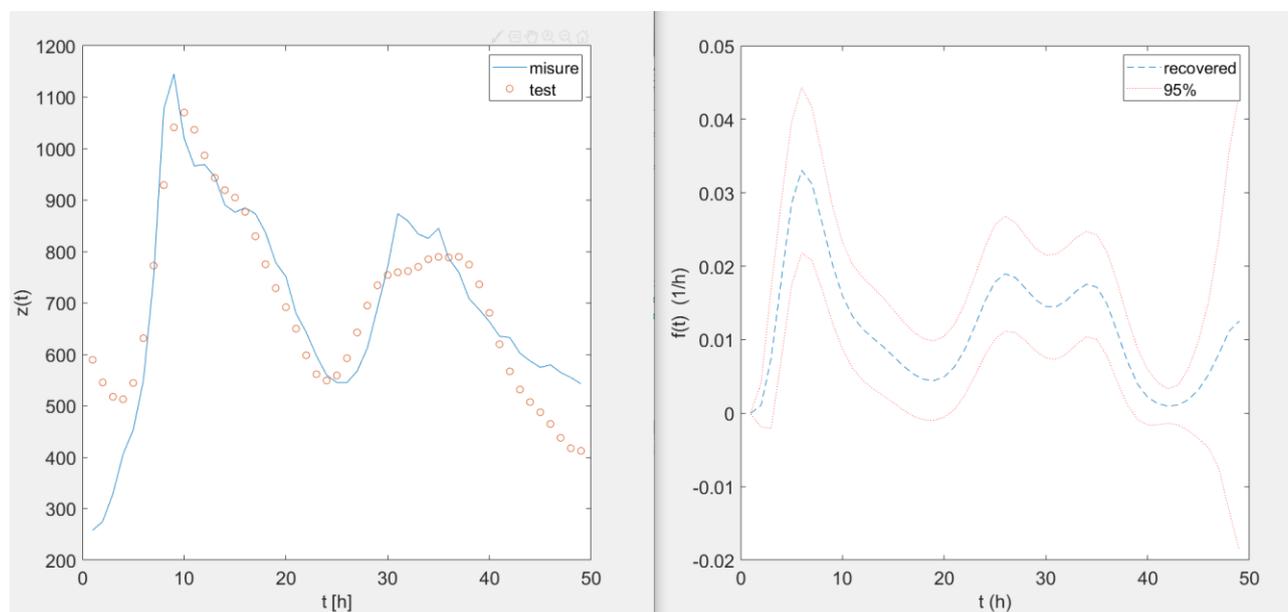


Figura 2

Tempo picco: 6 [h]

Ampiezza picco: 18 [h]

L'evento di **giugno 2014** è stato analizzato dall'14 al 16 giugno (50 ore) i dati di precipitazione sono stati rilevati dalla stazione termoigro-pluvioanemometrica dotata di sensori nivologici del Rifugio Mondovì, sono pari a 113,2 mm, e dalla stazione termoplviometrica di Borello, che ha registra un valore di 46 mm. Questo dato oltre a risultare diverso e sfalsato di qualche ora (figura 3 e 4), è successivo al picco di portata, 1211,3 l/s, ciò dimostra che la quantità d'acqua infiltratasi nelle condutture è da attribuire allo scioglimento nivale, essendo in prossimità della stagione estiva, ciò è causato dall'innalzamento delle temperature.

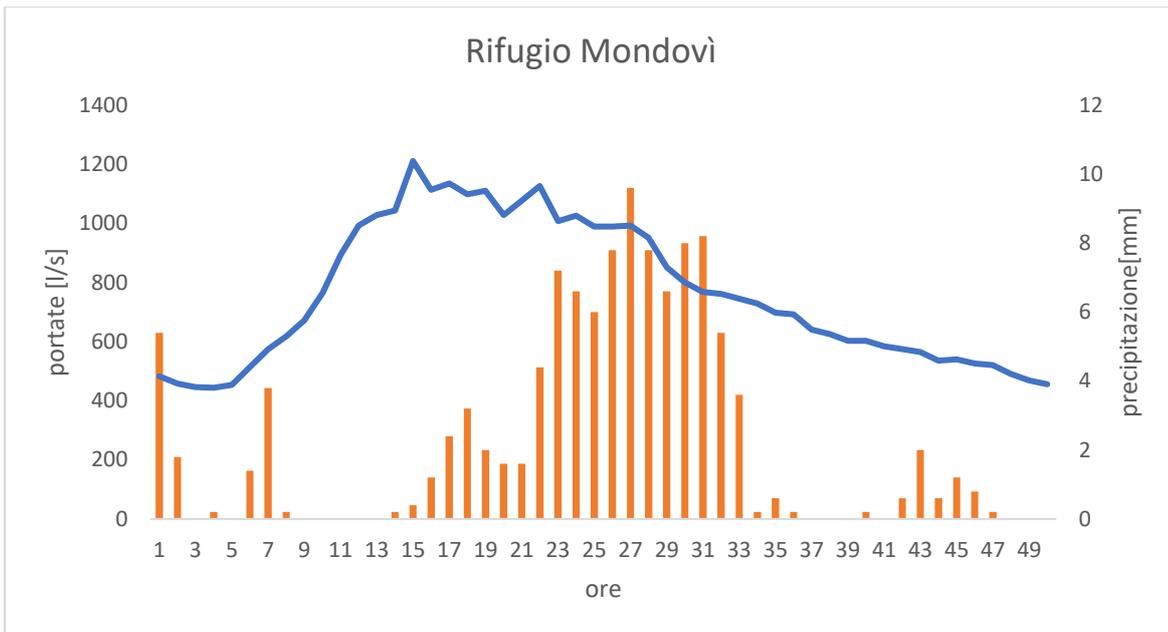


Figura 3

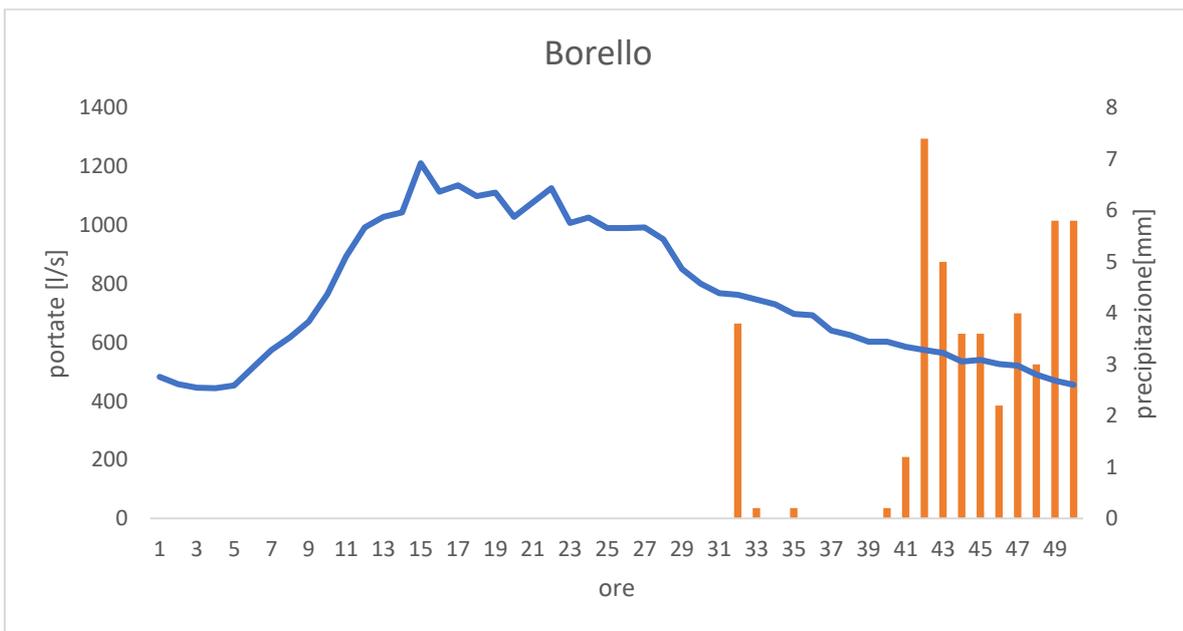


Figura 4

Per ambedue i casi si è provato ad applicare il metodo geostatistico, imponendo la varianza dell'errore $\sigma(R)$ a 316.22, nel primo caso (figura 5) il test di misura funziona ma risulta poco affidabile la risposta della funzione $f(t)$, a differenza di quanto accade per i dati di Borello (figura 6) dove il test presenta qualche difficoltà ad attenersi alle misurazioni, ma la risposta della funzione $f(t)$, appare conforme agli altri risultati analizzati per questo periodo stagionale.

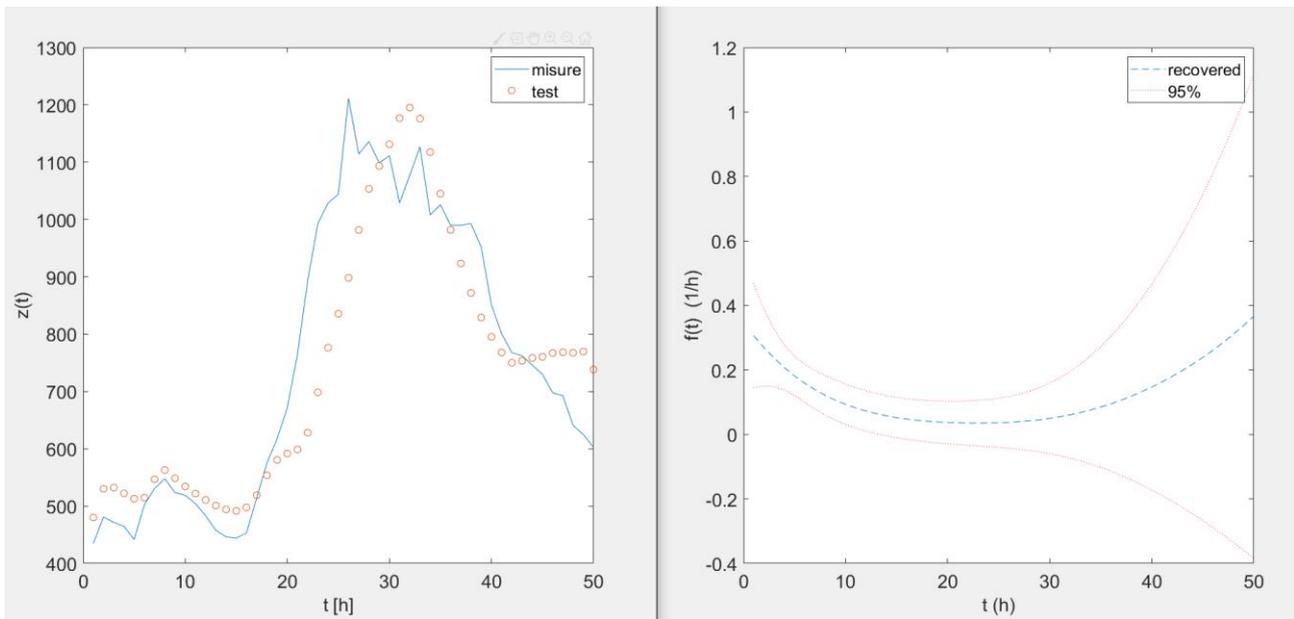


Figura 5

Tempo di picco: 3 [h]

Ampiezza di picco: 13 [h]

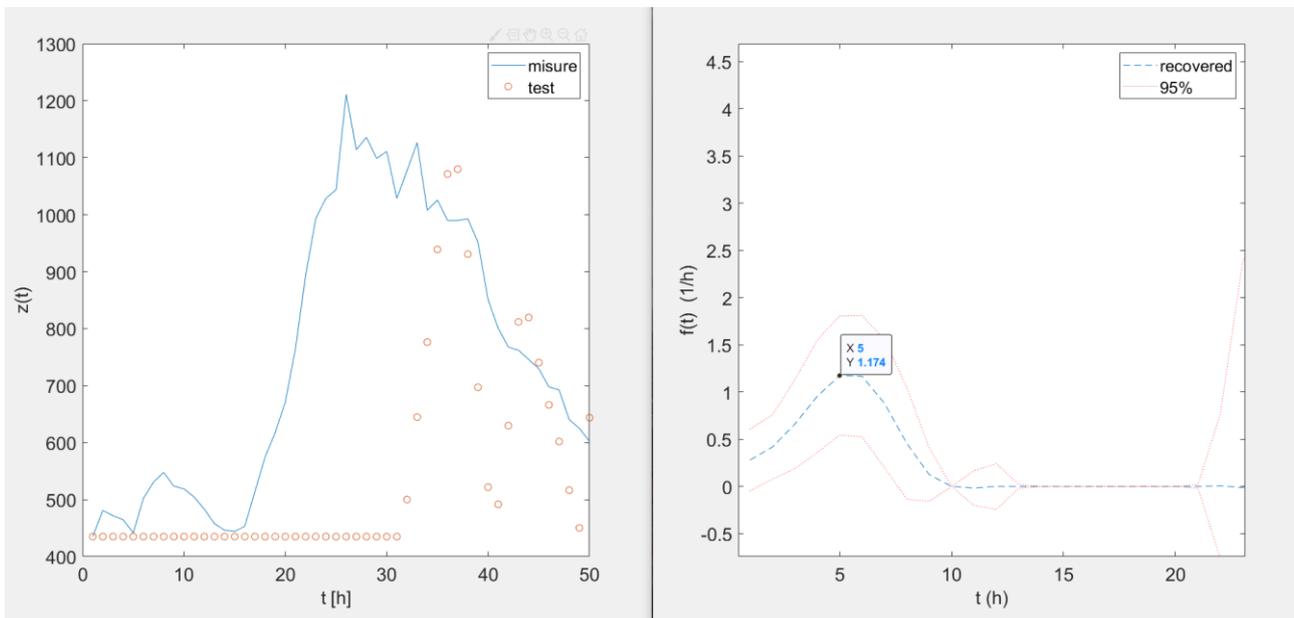


Figura 6

Tempo di picco: 5 [h]

Ampiezza di picco: 9 [h]

L'evento di **giugno 2015** è stato analizzato dall'12 al 13 giugno (24 ore) i dati di precipitazione sono stati rilevati dalla stazione termoigro-pluvioanemometrica dotata di sensori nivologici del Rifugio Mondovì, sono pari a 34,4 mm. L'evento presenta un valor media di portata 703 l/s ed un picco di portata molto alto, pari a 1590 l/s (figura 7).

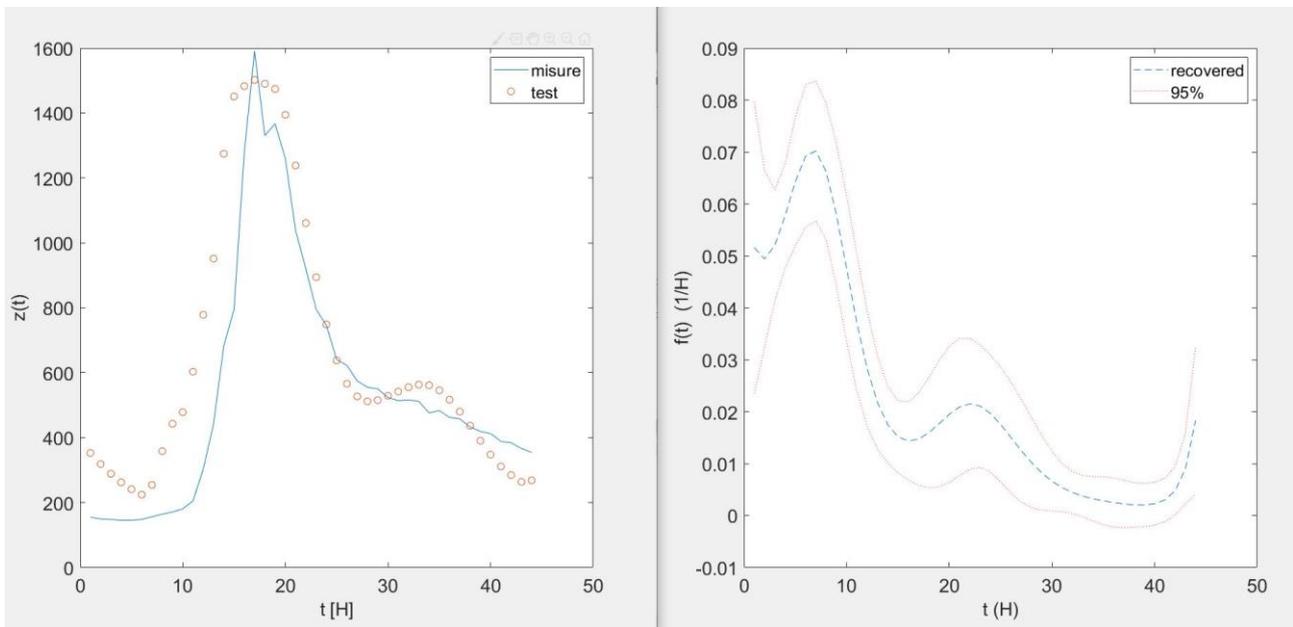


Figura 7

Tempo di picco: 7 [h]

Ampiezza di picco: 15 [h]

EVENTI ESTIVI

Più intense e di minor durata sono le precipitazioni estive, e di minor entità sono i picchi di portata, che portano a tempi di picco e ampiezze paragonabili con il periodo primaverile, ma la grossa differenza sta nel coefficiente di deflusso che nei mesi primaverili è più elevato, comportando una maggiore infiltrazione, a differenza di quanto accade per gli eventi estivi in cui le condizioni di umidità risultano più basse, con coefficienti di deflusso minori, a causa dei fenomeni di evapotraspirazione che si innescano all'aumento di temperatura.

L'evento di **luglio 2013**, studiato dal 28 al 30 luglio (27 ore), con dati di precipitazione rilevati dalla del Rifugio Mondovì. Il valore di precipitazione totale è di 22 mm, la portata media è 176 l/s, questi valori hanno portato ad una risposta avente ampiezza minore rispetto alla stagione precedente (figura 8).

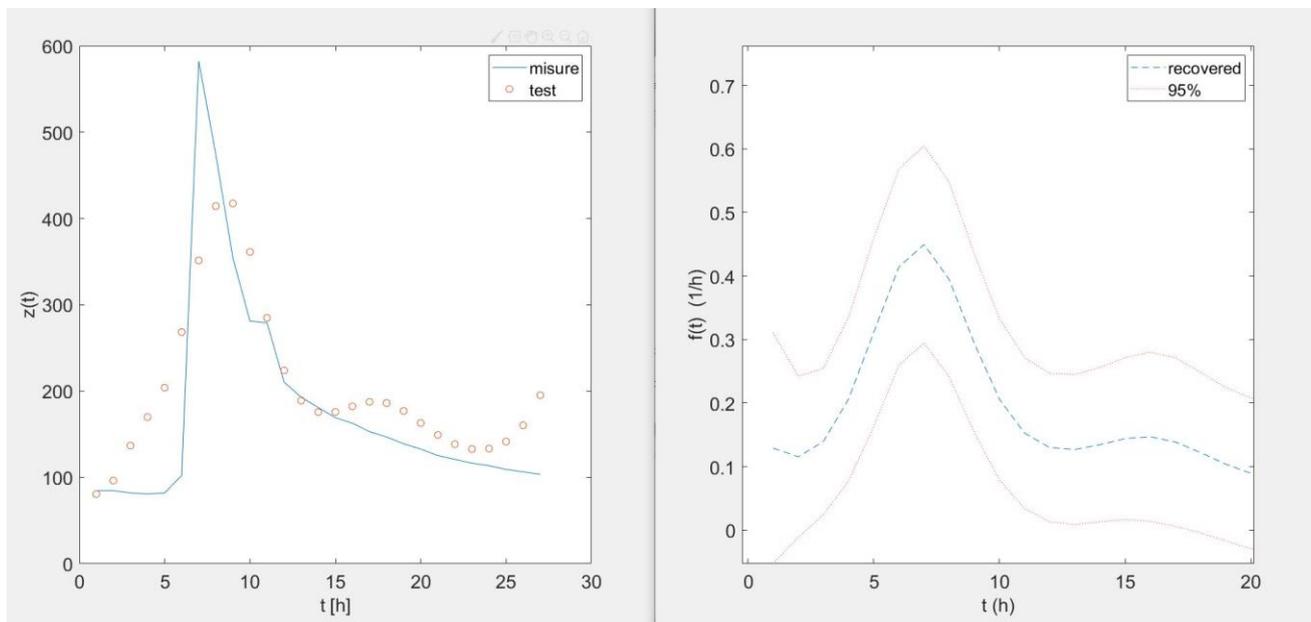


Figura 8

Tempo picco: 7 [h]

Ampiezza picco: 10 [h]

L'evento di **luglio 2019**, studiato dal 14 al 17, su una serie di 65 ore, con dati di precipitazione rilevati dalla del Rifugio Mondovì, sono pari a 66 mm, ed il picco di portata si verifica per 1373,54 l/s. essendo in presenza di un solo picco (figura 9), la varianza dell'errore di misura $\sigma(R)$ viene posta pari a 100.

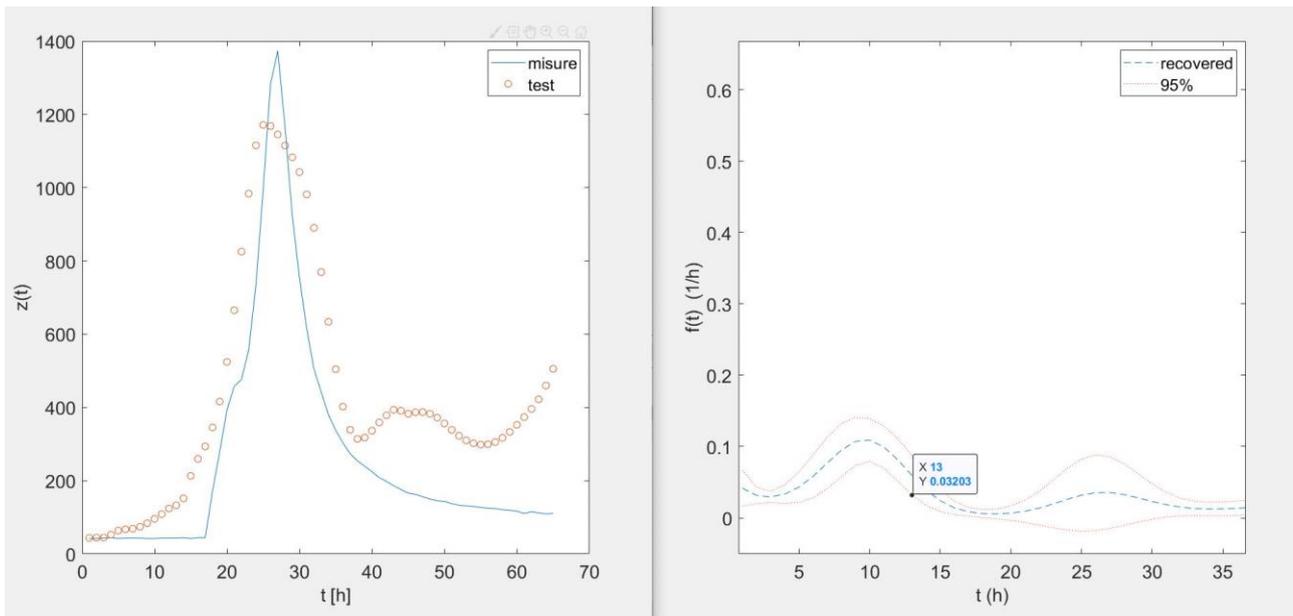


Figura 9

Tempo picco: 10 [h]

Ampiezza picco: 11 [h]

L'evento di **agosto 2015** è stato analizzato dall'24 al 25 agosto, su una base dati molto breve, di 23 ore, e si usano i dati di precipitazione rilevati dalla stazione termoigro-pluvioanemometrica dotata di sensori nivologici del Rifugio Mondovì, pari a 26 mm, e dalla stazione termoplviometrica di Borello, pari a 10,4 mm. Il picco di portata si verifica intorno a 600 l/s e la varianza dell'errore di misura $\sigma(R)$ viene posta, per entrambi i casi, pari a 100. Si vede, però, che nel primo caso (figura 10) usando i dati della stazione Rifugio Mondovì, si ottiene un test di misura coerente con i dati di portata rilevati, mentre nel secondo caso (figura 11) il test risulta meno affidabile. In entrambi i casi si ottiene una risposta dell'IUH che presenta gli stessi parametri.

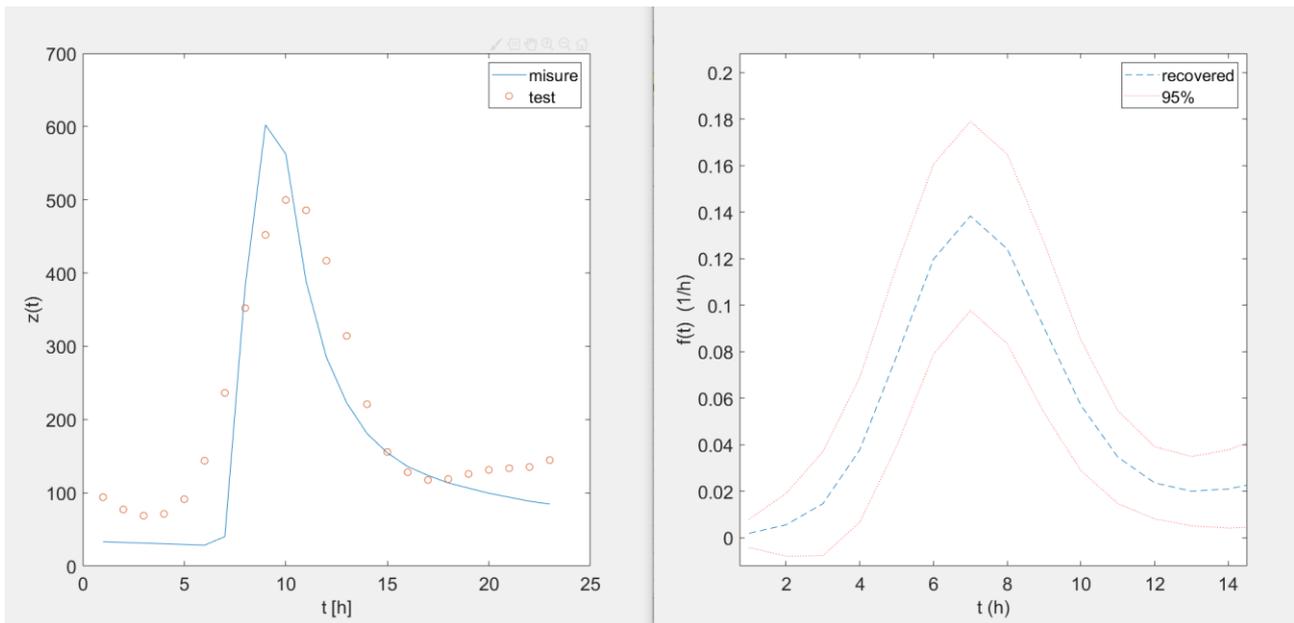


Figura 10

Tempo picco 7 [h]

Ampiezza picco: 7 [h]

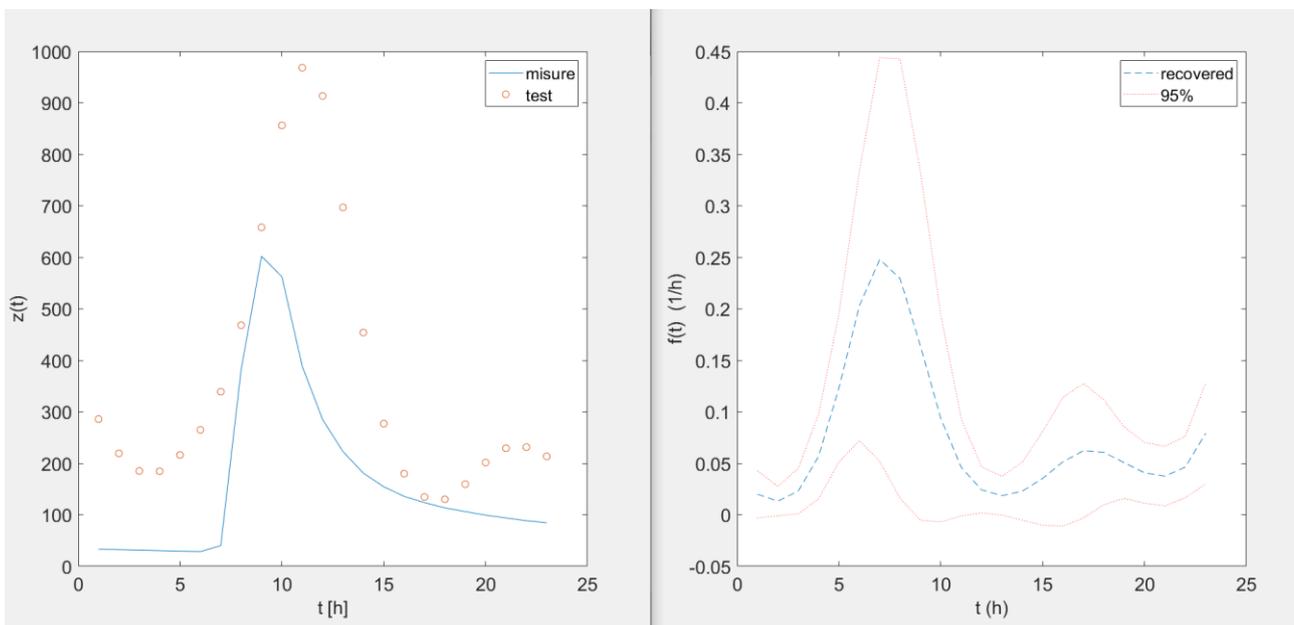


Figura 11

Tempo picco 7 [h]

Ampiezza picco: 7 [h]

EVENTI AUTUNNALI

L'evento di **ottobre 2006**, è stato studiato per due serie orarie, la prima dal 18 al 22, la seconda dal 22 al 26 ottobre, entrambe di 96 ore, con dati rilevati dalla stazione Rifugio Mondovì.

Nella prima serie di dati studiata, le precipitazioni totali sono pari a 53,8 mm e la portata media è 286,97 l/s, il picco si ha per 1800 l/s. La seconda serie presenta un picco di portata che oscilla intorno a 4200 l/s, uno dei più alti registrati tra tutti gli eventi analizzati, si registra un valore di precipitazione totale pari a 29 mm ed una portata media pari a 581 l/s. La risposta del sistema (figura 12 e 13) presenta un'ampiezza più larga ed un tempo di picco più elevato laddove il valore di portata media risulta più basso.

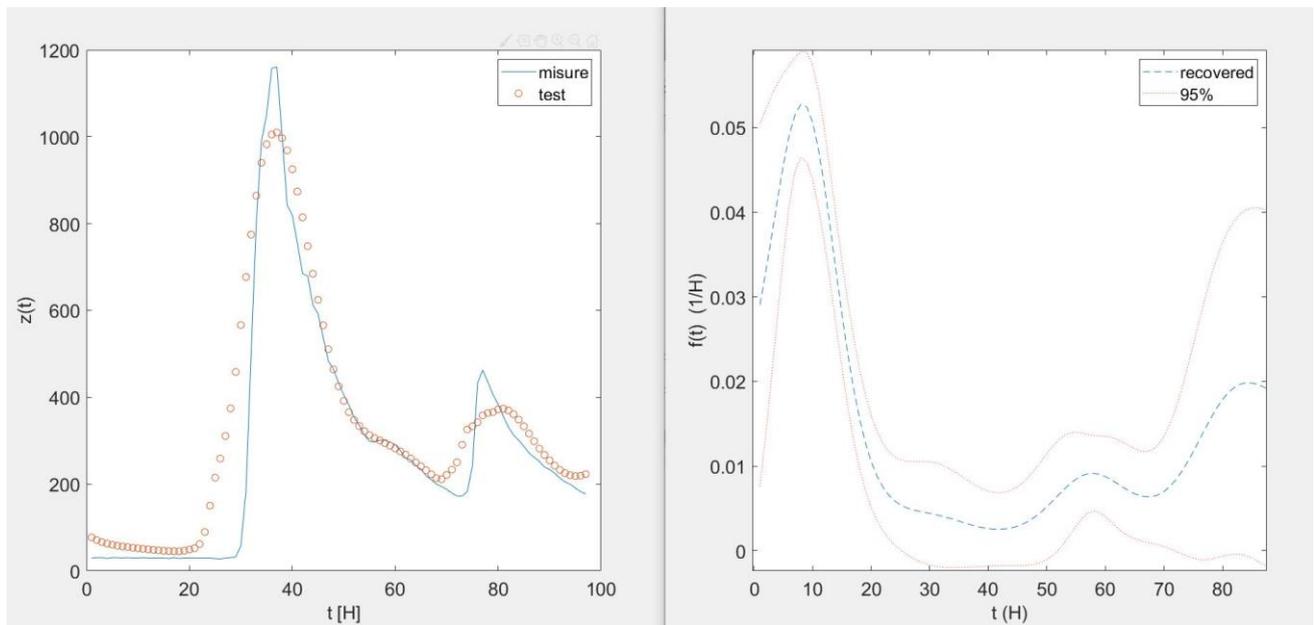


Figura 12 (dal 18 al 22)

Tempo picco: 8 [h]

ampiezza picco: 20 [h]

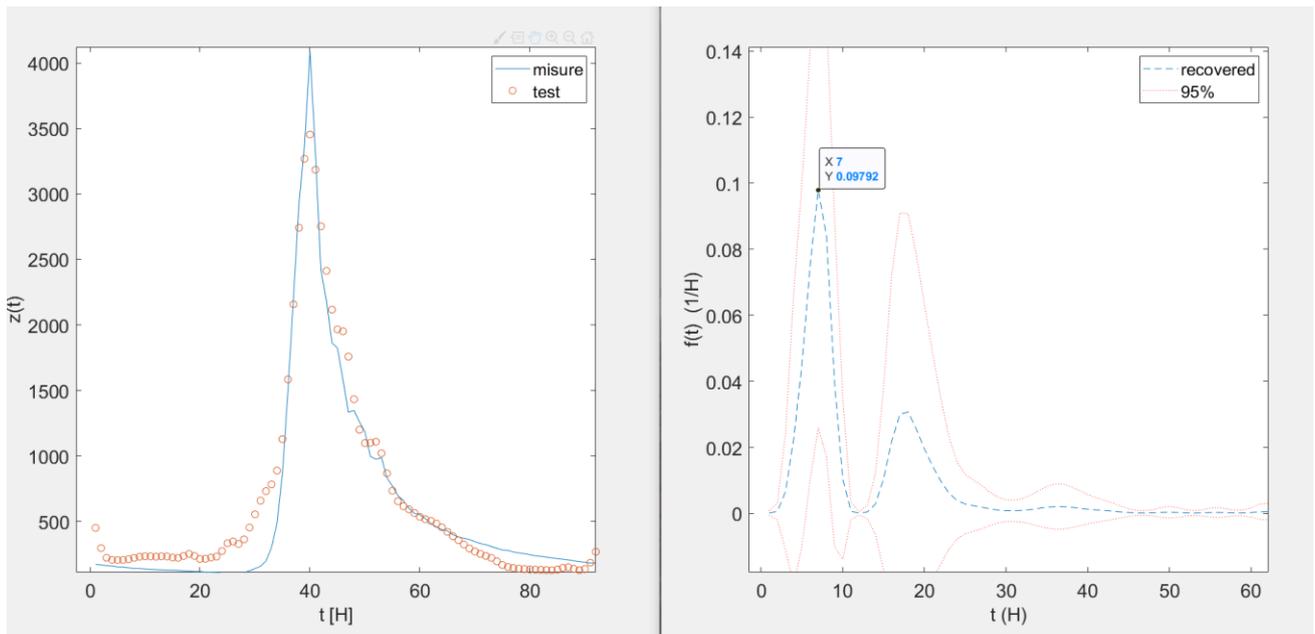


Figura 13 (dal 22 al 26)

Tempo picco: 7 [h]

ampiezza picco: 11 [h]

L'evento di **ottobre 2013**, nell'arco temporale dal 6 al 12, studiata su una serie dati è di 80 ore, presenta un picco di portata di 995,89 l/s. Questa serie di dati è stata valutata con i dati rilevati della stazione del Rifugio Mondovì, dove si registra un valore di precipitazione totale pari a 41,6 mm. La risposta del sistema (figura 14) presenta un'ampiezza elevata, dovuta al gran quantitativo di acqua precipitata, la varianza dell'errore di misura $\sigma(R)$ è posta a 100.

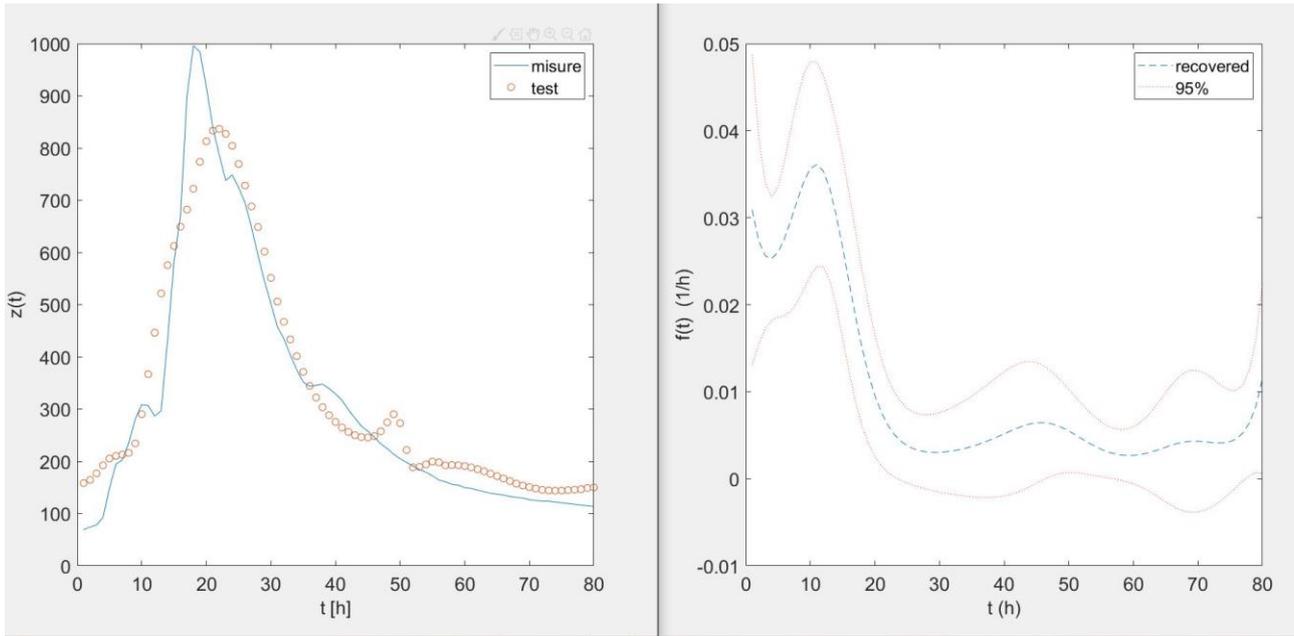


Figura 14

Tempo picco: 11 [h]

ampiezza picco: 21 [h]

EVENTI INVERNALI

L'evento di **novembre 2012**, è stato studiato su per due periodi di tempo differenti, il primo evento, dal 3 al 7 novembre (105 ore), presenta un valore di precipitazione totale e portata media rispettivamente di 55,2 mm e 596 l/s. Il secondo periodo, dal 9 al 13 novembre (77 ore), presenta dei valori più elevati, le precipitazioni totali sono pari a 91,2 mm, mentre la portata media è di 850 l/s.

In entrambi i casi i valori, rilevati dalla stazione Rifugio Mondovì, portano ad una risposta simile, dove $f(t)$ presenta ampiezza di picco molto larga ed un picco immediato (figura 15 e 16).

Questo è un evento particolare che è stato riportato per far vedere come in presenza di neve fresca al suolo si hanno delle risposte più ampie, poiché oltre all'acqua di precipitazione si aggiunge il contributo della fusione nivale, che non ci si aspetterebbe in inverno, ciò avviene a causa delle alte temperature.

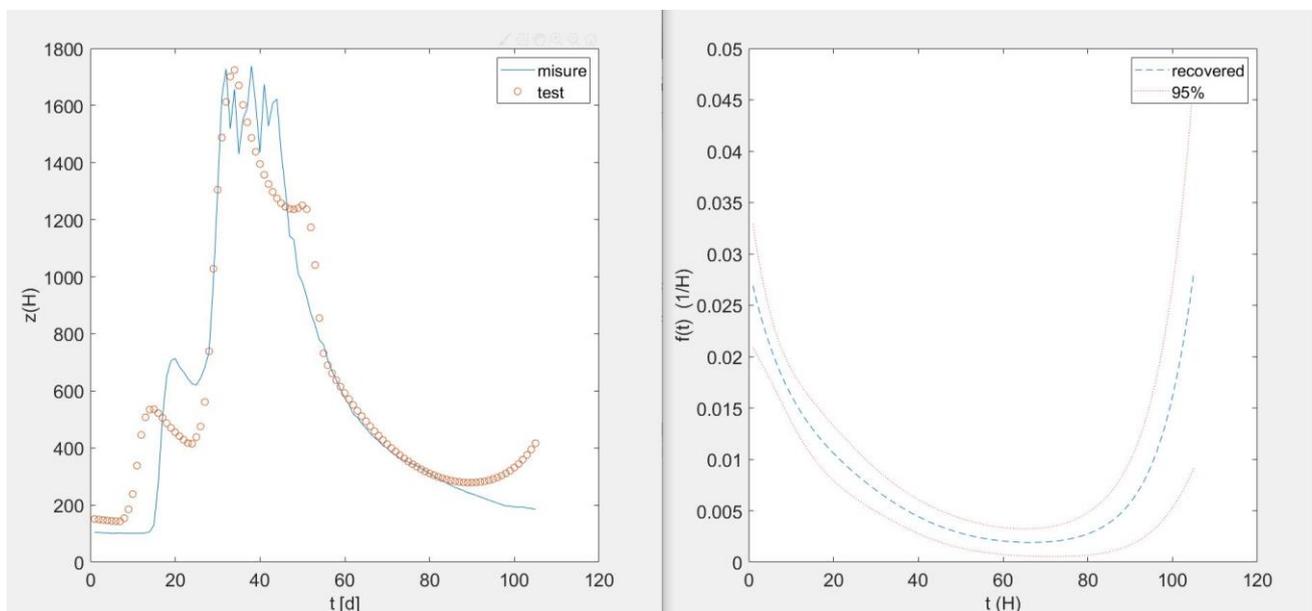


Figura 15 (al 3 al 7 novembre)

Tempo di picco: 1 [h]

Ampiezza di picco: 45 [h]

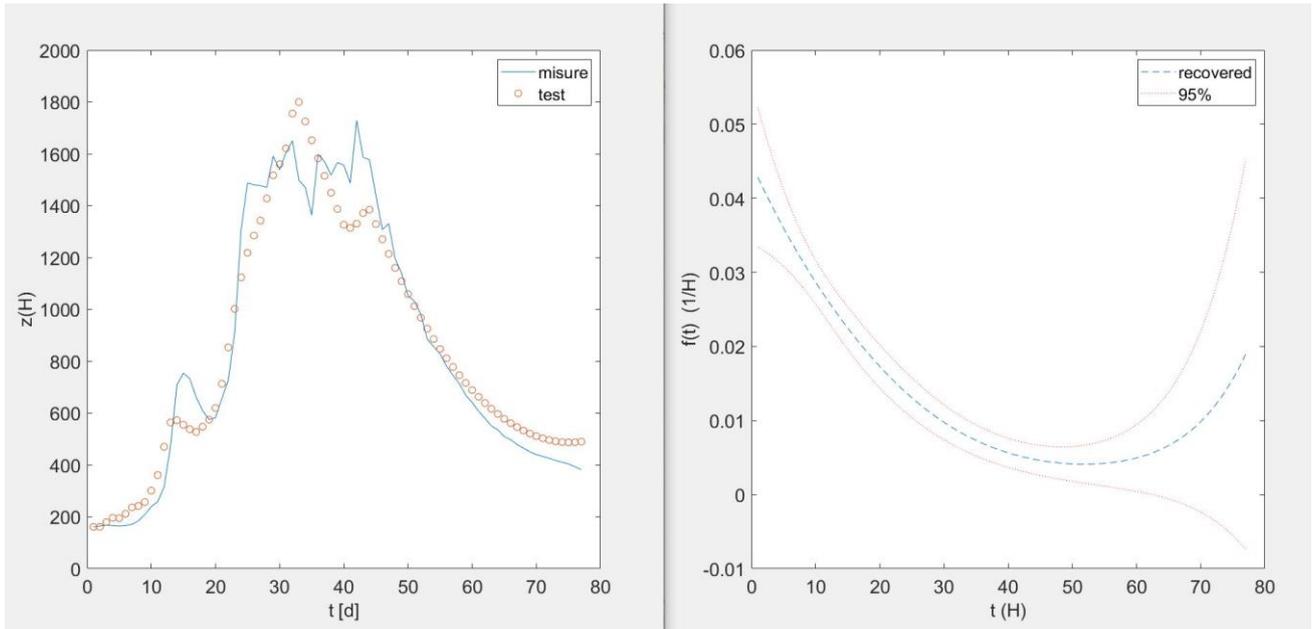


Figura 16 (dal 9 al 13 novembre)

Tempo di picco: 1 [h]

Ampiezza di picco: 48 [h]

L'evento di **dicembre 2006**, nell'arco temporale dal 4 al 8, studiata su una serie dati è di 84 ore, presenta un picco di portata che oscilla intorno a 547,77 l/s. Questa serie di dati è stata valutata con i dati rilevati della stazione Borello, dove si registra un valore di precipitazione totale pari a 47 mm. La risposta del sistema (figura 17) è molto simile a quello di un evento autunnale, causato dalle temperature, il valore medio dell'aria pari a 4,68 °C, la varianza dell'errore di misura $\sigma(R)$ è posta a 100.

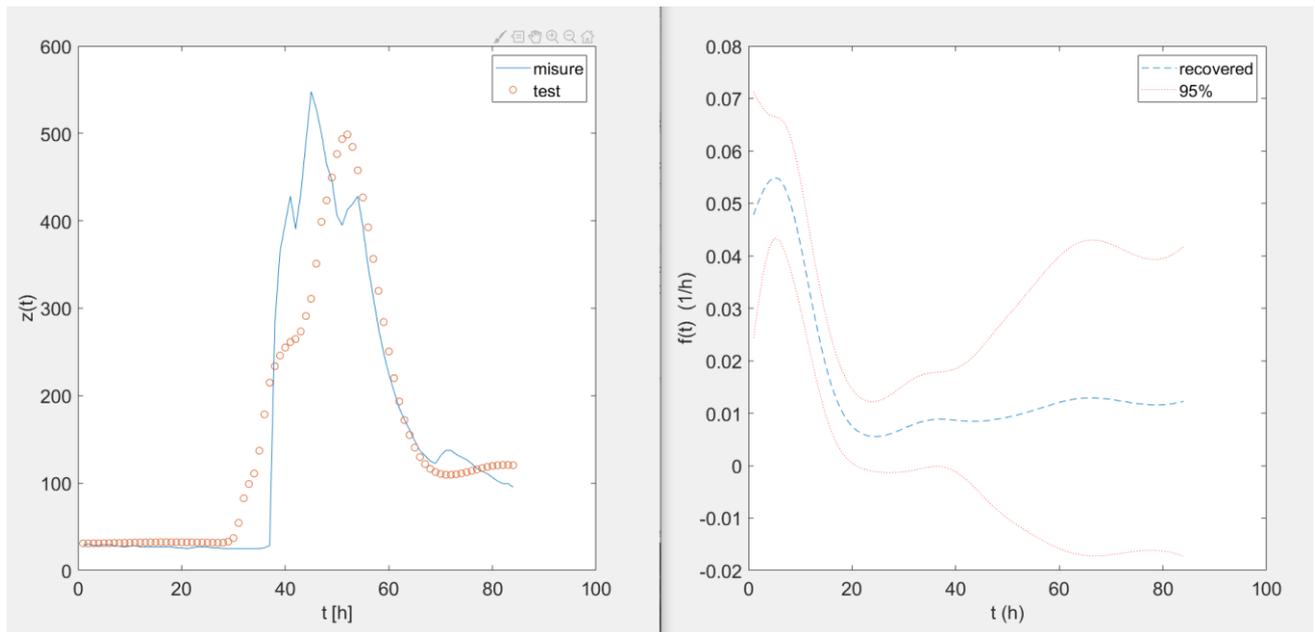


Figura 17

Tempo picco: 5 [h]

ampiezza picco:22 [h]

Allegato A

Eventi primaverili

PRIMAVERA		giu-15	giu-14	giu-07	giu-07	giu-07	magg-16	magg-14	apr- magg12	eventi
Dev. standard	media	dal 12/06 al 13/06	dal 14/07 al 16/06	dal 05/06 al 06/06	dal 02/06 al 04/06	08/05 al 12/05	dal 21/05 al 25/05	dal 30/04 al 03/05	data	
34,04	56,03	34,4	113,2	41,6	37,8	69	13,6	82,6	Precipitazioni [mm]	
2,51	6,93	10,77		8,4	5,9	4,58	7,7	4,22	temperatura media [°C]	
171,48	670,83	703,75	760,56	973,56	701,32	550	547,96	458,63	portata media [l/s]	
		1590	circa 1200	circa 1900	circa 1250 e	circa 1300	873,56	circa 1350	q max [l/s]	
		24	50	30	49	95	80	96	serie	
0,59	0,59	0,29	0,2	0,42	0,54	0,45	1,9	0,31	Coefficiente di deflusso [-]	
3,81	3,95	2,3829	1,21	2,52	3,27	2,73	11,6	1,91	correlazione	
1,46	6,14	7	3	6	6	7	7	7	tempo di picco [h]	
6,41	19,14	15	13	13	18	30	20	25	Ampiezza di picco [h]	

Eventi estivi

ESTATE	set-14	ago-15	lug-19	lug-13	lug-09	eventi
	dal 15/09 al 16/09	dal 24/08 al 25/08	dal 14/07 al 17/07	dal 28/07 30/07	dal 04/07 al 05/07	data
Dev. standard	media					Precipitazioni [mm]
34,41	43,96	26,2	66,6	22	93	temperatura media [°C]
3,06	13,41	12		15,5	16,35	portata media [l/s]
310,31	297,71	167,37	259,47	176	836,41	q max [l/s]
		circa 600	circa 1350	circa 600	circa 2000	serie
		23	67	27	30	Coefficiente di deflusso [-]
0,05	0,11	0,08	0,15	0,13	0,16	correlazione
0,27	0,71	0,528	0,93	0,78	0,97	tempo di picco [h]
1,22	8,00	7	10	7	8	Ampiezza di picco [h]
3,51	9,40	7	11	10	5	

Eventi autunnali

AUTUNNO		nov-11	ott-19	ott-16	ott-13	ott-06	ott-06	eventi
Dev. standard	media	dal 04/11 al 12/11	dal 20/10 al 22	dal 12/10 al 21/10	dal 7/10 al 12/10	dal 22/10 al 26/10	dal 18/10 al 22/10	data
120,51	97,33	341,6	46	72	41,6	29	53,8	Precipitazioni [mm]
2,89	5,24	2,29	9,6	3,29	5,1	7,8	3,36	temperatura media [°C]
206,98	459,62	658,9	691	222,83	317	581	286,97	portata media [l/s]
		circa 1500	circa 1230	954,5	995	circa 4200	circa 1800	q max [l/s]
		200	40	199	80	96	96	serie
0,33	0,48	0,34	0,36	0,36	0,36	1,16	0,31	Coefficiente di deflusso [-]
2,00	2,92	2,08	2,16	2,21	2,2	6,99	1,86	correlazione
2,45	7,00	7	5	4	11	7	8	tempo di picco [h]
4,17	17,83	18	22	15	21	11	20	Ampiezza di picco [h]

Eventi invernali

INVERNO		dic-06	nov-16	nov-16	nov-12	nov-12	eventi
Dev. standard	media	dal 4 all'8	dal 21/11 al 22/11	dal 20/11 al 21/11	dal 9 al 13	dal 03/11 al 07/11	data
20,34	67,20	47	55,6	87	91,2	55,2	Precipitazioni [mm]
1,05	3,42	4,68	2,8	3	2,26	4,38	temperatura media [°C]
304,26	663,79	158	848,24	866,7	850	596	portata media [l/s]
		circa 500	circa 1200	circa 1400	1728	circa 1600	q max [l/s]
		84	19	19	77	105	serie
0,34	0,36	0,16	0,17	0,12	0,43	0,93	Coefficiente di deflusso [-]
2,05	2,18	0,99	1,04	0,679	2,58	5,59	correlazione
4,06	5,00	5	10	8	1	1	tempo di picco [h]
17,45	28,00	22	10	15	48	45	Ampiezza di picco [h]

Allegato B

Fenomeno di *pistonaggio* relativo all'evento aprile maggio 2012

data	precipitazione	CE	portata	ore analizzate
30/04/2012 00:00	0	164	513,998	1
30/04/2012 01:00	0	164	464,695	2
30/04/2012 02:00	0	164	437,275	3
30/04/2012 03:00	0	164	399,394	4
30/04/2012 04:00	0	164	375,500	5
30/04/2012 05:00	0	164	354,208	6
30/04/2012 06:00	0	164	333,335	7
30/04/2012 07:00	0	164	316,943	8
30/04/2012 08:00	0,6	165	300,830	9
30/04/2012 09:00	1,2	165	284,999	10
30/04/2012 10:00	5,2	165	265,615	11
30/04/2012 11:00	6,4	165	254,206	12
30/04/2012 12:00	0,2	166	241,107	13
30/04/2012 13:00	0,6	166	237,407	14
30/04/2012 14:00	1	167	304,832	15
30/04/2012 15:00	1,2	167	329,211	16
30/04/2012 16:00	1,6	168	352,102	17
30/04/2012 17:00	0,4	168	390,649	18
30/04/2012 18:00	5	169	467,005	19
30/04/2012 19:00	5,6	170	528,387	20
30/04/2012 20:00	5,4	172	574,813	21
30/04/2012 21:00	9,2	173	622,525	22
30/04/2012 22:00	3,8	174	764,859	23
30/04/2012 23:00	4,8	176	1046,909	24
01/05/2012 00:00	0,2	176	1317,623	25
01/05/2012 01:00	0	174	1350,426	26
01/05/2012 02:00	0	171	1298,070	27
01/05/2012 03:00	0	167	1285,090	28
01/05/2012 04:00	0	165	1224,029	29
01/05/2012 05:00	0	163	1065,116	30
01/05/2012 06:00	0	163	1037,845	31
01/05/2012 07:00	0	163	893,580	32
01/05/2012 08:00	0	164	893,580	33
01/05/2012 09:00	0	165	781,268	34
01/05/2012 10:00	0,2	166	721,673	35
01/05/2012 11:00	1,4	166	658,484	36
01/05/2012 12:00	2,2	167	632,731	37
01/05/2012 13:00	2,4	168	579,776	38
01/05/2012 14:00	2	169	533,212	39
01/05/2012 15:00	1,2	170	521,176	40

Fenomeno di pistonaggio relativo a luglio 2013

data	precipitazione	CE	portata	ore analizzate
29/07/2013 05:00	0	198	84,58934	1
29/07/2013 06:00	8	198	84,58934	2
29/07/2013 07:00	13,6	198	81,98671	3
29/07/2013 08:00	0,4	219	80,69559	4
29/07/2013 09:00	0	219	81,98671	5
29/07/2013 10:00	0	219	102,152	6
29/07/2013 11:00	0	218	582,2623	7
29/07/2013 12:00	0	214	473,9583	8
29/07/2013 13:00	0	214	354,2084	9
29/07/2013 14:00	0	214	281,0856	10
29/07/2013 15:00	0	212	279,1359	11
29/07/2013 16:00	0	208	210,2752	12
29/07/2013 17:00	0	204	192,8066	13
29/07/2013 18:00	0	203	180,8826	14
29/07/2013 19:00	0	203	169,2151	15
29/07/2013 20:00	0	201	162,6653	16
29/07/2013 21:00	0	201	153,0036	17
29/07/2013 22:00	0	201	146,673	18
29/07/2013 23:00	0	201	138,8861	19
30/07/2013 00:00	0	200	132,7593	20
30/07/2013 01:00	0	200	125,2316	21
30/07/2013 02:00	0	201	120,7857	22
30/07/2013 03:00	0	201	116,3938	23
30/07/2013 04:00	0	201	113,4961	24
30/07/2013 05:00	0	201	109,1955	25
30/07/2013 06:00	0	200	106,3594	26
30/07/2013 07:00	0	201	103,5482	27

Settembre 2014, il picco di precipitazione si ha prima della caduta di mineralizzazione.

data	precipitazione	CE	portata	ore analizzate
15/09/2014 17:00	0,2	181	23,25	1
15/09/2014 18:00	1,8	181	23,25	2
15/09/2014 19:00	2,4	180	23,25	3
15/09/2014 20:00	6,2	180	23,25	4
15/09/2014 21:00	1,4	179	23,25	5
15/09/2014 22:00	0	180	24,97	6
15/09/2014 23:00	0	180	27,62	7
16/09/2014 00:00	0	180	81,99	8
16/09/2014 01:00	0	180	103,55	9
16/09/2014 02:00	0	179	87,22	10
16/09/2014 03:00	0	179	76,86	11
16/09/2014 04:00	0	179	69,39	12
16/09/2014 05:00	0	178	63,36	13
16/09/2014 06:00	0	179	59,83	14
16/09/2014 07:00	0	176	56,36	15
16/09/2014 08:00	0	173	52,97	16
16/09/2014 09:00	0	170	50,75	17
16/09/2014 10:00	0	170	48,56	18
16/09/2014 11:00	0	170	47,48	19
16/09/2014 12:00	0	170	45,33	20
16/09/2014 13:00	0	171	44,28	21
16/09/2014 14:00	0	171	43,23	22
16/09/2014 15:00	0	171	42,18	23
16/09/2014 16:00	0	171	41,15	24

Bibliografia

A, A. (s.d.).

Banzato, C. (s.d.). *Confronto tra i sistemi Vene-Fuse, Pesio e Soma*. Tratto da https://areeweb.polito.it/ricerca/ALIRHYS/wp-content/uploads/2015/02/confronto_tra_i_sistemi_vene_fuse_pesio_soma.pdf

Bartolomeo, V. (2002). Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers. *Conference proceedings "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo*. Forno di Massa.

Carsismo, wikipedia. (2020, settembre 4). Tratto da Wikipedia: <https://it.wikipedia.org/wiki/Carsismo>

Cenni sulla vegetazione delle doline, dei baratri e delle Grotte del Carso per i corsi di introduzione alla speleologia. (s.d.). Cenni sulla vegetazione delle doline, dei baratri e delle Grotte del Carso per i corsi di introduzione alla speleologia. *Cenni sulla vegetazione delle doline, dei baratri e delle Grotte del Carso per i corsi di introduzione alla speleologia*.

Dipartimento di idraulica trasporti e infrastrutture civili, P. (2009). configurazione idraulica del sistema.

Fulvio Boano, R. R. (2005, Luglio). Source identification in river pollution problems: A geostatistical approach. *WATER RESOURCES RESEARCH, VOL 41*.

Glossario Meteorologico, ARPAL. (s.d.).

isprambiente. (s.d.). Tratto da www.isprambiente.gov.it.

Marangella, P. e. (2008). *Geomorfologia carsica*.

Mario Parise, S. I. (2008). *GEOMORFOLOGIA CARSICA*.

Nosedà, C. (1987). *Idraulica*.

Piccini. (s.d.). *SPELEOGENESI E MORFOLOGIA DEI SISTEMI CARSICI IN ROCCE CARBONATICHE*. Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze .

Piemonte, A. (s.d.). *arpa piemonte*. Tratto il giorno agosto 2020 da www.regione.piemonte.it/ambiente/aria/rilev/ariaday/annali/meteorologici?richiestaMappa&codiceStazione=%20309%20&nomeStazione=RIFUGIO%20MONDOVI%20-%20%20ROCCAFORTE%20MONDOVI%20

- Press, W. H. (1992). *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing Volume 1 of Fortran numerical recipes Volumes*. New York: William T. Vetterling.
- Raddusa, M. E. (s.d.). Tesi di Laurea Magistrale . *Analisi di portate in un sistema acquifero carsico* .
- Snodgrass, K. a. (1997). a geostatistical approach to contaminant source identification. *Water Resour. Res.*,33(4).
- Treccani, e. (s.d.). fenomeni carsici.
- Ven Te Chow, D. R. (1988). *Applied Hydrology*. Singapore: McGraw-Hill.
- Vigna. (s.d.). “*Definizione di nuove metodologie operative per la delimitazione delle aree di salvaguardia delle sorgenti*. scientifica, Ingegneria del Territorio, dell'Ammbiente e delle Geotecnologie Politecnico di Torino, Torino. Tratto il giorno settembre 2020
- Vigna. (1992). *Gli acquisitori automatici portatili: applicazioni e risultati ottenuti nello studio delle rocce fessurate* .
- VIGNA B. 2002. Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers. Conference proceedings “Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo”. Forno di Massa, I. -2.-3. (s.d.).
- Vigna, B. (s.d.). Torino. Tratto il giorno Settembre 2020
- Vigna, B. (2015). *PROGETTO ALCOLTRA ALIRHYS "Alpi Latine-Identificazione risorse hydrique sotteranee"*. Politecnico di Torino, DIATI, Torino. Tratto il giorno settembre 22, 2020