

POLITECNICO DI MILANO

Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l' Ambiente e il Territorio



DATI DI PIOGGIA DALLA RETE CELLULARE NELLA
MODELLAZIONE IDROLOGICA DISTRIBUITA DI UN
BACINO ALPINO

Relatore: Prof. Ing. Giovanni RAVAZZANI

Correlatore: Prof. Ing. Carlo DE MICHELE

Tesi di Laurea Magistrale di:

Matteo ZANETTI

Matricola n. 928728

Anno Accademico 2021-2022

“By fair means”

Albert Frederick Mummery

Sommario

In questo elaborato è presentata l'implementazione di dati di pioggia ricavati dai segnali di rete cellulare in un modello idrologico distribuito, applicato in un bacino alpino: quello del torrente Mallero che scorre in Valmalenco.

I dati di pioggia dalle reti cellulari sono stati ricavati dal progetto MOPRAM e sono stati forniti come input in un modello idrologico distribuito elaborato all'interno del Politecnico di Milano e denominato FEST.

Questi dati forniscono un input dell'intensità di pioggia media caduta sul percorso del link e vengono affiancati ai normali dati input ricavati dai pluviometri ARPA a terra, per verificarne l'efficacia e l'affidabilità della misura meteorica. Tale attività deriva dalla necessità e difficoltà odierna nell'affinare la misura della pioggia per ottenere un dato di input al modello in modo che quest'ultimo possa al meglio rappresentare il reale comportamento del bacino di studio.

Dopo una prima fase di confronto sui dati di pioggia registrati con questa nuova tecnica con quelli derivanti dalle tecniche tradizionali, è seguita una calibrazione del modello sul bacino oggetto di studio: cosa non facile viste le peculiarità dell'area.

Di seguito sono stati confrontati gli idrogrammi di piena con le due diverse tecniche disponibili, per verificare la similitudine fra le due tecnologie e verificare l'efficacia della misura tramite la rete cellulare.

La tesi è uno dei primi tentativi in questo tipo di applicazione ed il primo assoluto che sfrutta la modellazione idrologica distribuita.

Il vero auspicio è che nel futuro l'uso dei segnali cellulari come misura della pioggia possa fornire un contributo ed un supporto importante nella comprensione delle dinamiche idrologiche dei bacini fluviali, in tutti i diversi campi in cui questa materia trova applicazione.

Ringraziamenti

L'elaborazione della presente tesi costituisce il giusto tassello finale al percorso di crescita universitario, in un ambito che ho da subito apprezzato ovvero quello della modellazione idrologica. Poter costruire passo per passo questo lavoro è stato un onore ed anche un divertimento. Un altro aspetto da sottolineare è quello dell'innovazione che ha guidato il lavoro fin dal primo momento, spronandomi a voler scoprire un passo dopo l'altro il risultato finale con quella sana passione e desiderio che spero mi accompagnino per il resto della mia carriera professionale, e nella vita.

Il primo ringraziamento va sicuramente al Professor Giovanni Ravazzani che con passione e costanza ha saputo essere la guida ideale. La sua esperienza ed attitudine mi serviranno sicuramente per affrontare gli ostacoli del futuro con il giusto approccio. Sono felice di aver avuto l'occasione di condividere con lui questi momenti di lavoro e spero di fare sempre tesoro di ciò che mi ha trasmesso ed insegnato.

Ringrazio i miei genitori Gianmario ed Ernestina per il supporto durante tutti questi anni di università: sapere di aver potuto compensare, anche se solo in parte, tutti i sacrifici che hanno fatto per me mi rende una persona migliore: non saprò mai esprimere davvero la gratitudine che ho verso di voi.

Ringrazio mio fratello Michele per avermi sempre compreso ed ascoltato con quell'intesa fraterna che necessita di poche, eloquenti parole.

Ringrazio la mia compagna Alessia con la quale in questi ultimi anni ho avuto la fortuna di condividere le gioie e i dolori del mio percorso sempre in modo limpido e sincero: ogni cosa buona che ho potuto fare, e che spero farò, avrà sempre anche una parte di lei.

Indice

1. Introduzione.....	16
1.1 La variabile meteorica.....	16
1.2 Metodi di misura della pioggia.....	18
1.3 Inquadramento del problema.....	21
2. Caso di studio: il bacino del Mallero.....	22
2.1 Descrizione del territorio e del reticolo idrografico.....	22
2.2 Caratteristiche climatiche.....	24
2.3 La rete idroelettrica.....	26
2.4 Effetti del cambiamento climatico.....	32
2.5 I pluviometri ARPA nel bacino.....	33
2.6 Misura della portata.....	36
3. Caratterizzazione della rete di trasmissione a microonde.....	39
3.1 Architettura e principi di funzionamento.....	39
3.2 Anomalie sui dati.....	41
3.3 Stima della baseline.....	44
3.4 Calcolo dell'attenuazione di pioggia.....	45
3.5 Conversione dell'attenuazione in pioggia media lungo il percorso.....	46
3.6 Il processo MOPRAM.....	51
4. Il modello idrologico.....	54
4.1 FEST-WB.....	54
4.2 Dati di input.....	56
4.3 Metodo del Curve Number per l'infiltrazione.....	58
4.4 Metodo Muskingum-Cunge.....	65
4.5 Calibrazione del modello.....	71
4.6 Validazione del modello.....	74

5. Elaborazione dei dati di pioggia.....	75
5.1 Pioggia ragguagliata dal modello FEST.....	75
5.2 Analisi dei dati raccolti con i link a microonde.....	78
5.3 Primo confronto fra i dati dei pluviometri e dei link.....	81
5.4 I dati dei pluviometri e dei link nel modello idrologico.....	93
5.5 Tecnica alternativa per l'implementazione dei dati da link.....	99
6. Dati idrometrici.....	105
6.1 Analisi di sensitività.....	108
7. Calibrazione.....	110
7.1 Primo tentativo.....	110
7.2 Secondo tentativo.....	112
7.3 CN offset -10.....	115
8. Analisi delle portate con i dati da link.....	120
8.1 Confronto con i pluviometri ARPA.....	120
8.2 Evento 1.....	122
8.3 Evento 2.....	123
8.4 Evento 3.....	124
8.5 Evento 4.....	125
8.6 Evento 5.....	126
8.7 Evento 6.....	127
8.8 Evento 7.....	128
9. Conclusione e sviluppi futuri.....	130
Bibliografia.....	133

Elenco delle figure

Figura 1: Inquadramento geografico del bacino.....	22
Figura 2: La Valmalenco con i copri idrici in azzurro.....	23
Figura 3: Temperature medie giornaliere a Sondrio (307 m s.l.m.) e a Passo Marinelli (3120 m s.l.m.).....	24
Figura 4: Carta delle precipitazioni medie annue.....	25
Figura 5: Ghiacciaio in estate sul versante nord del Disgrazia.....	26
Figura 6: Schema dei principali fattori che influenzano la portata del Mallero a Sondrio: ghiacciai e prelievi di acqua.....	27
Figura 7: Profilo e planimetria dell'asta idroelettrica.....	28
Figura 8: Condotte forzate a Sondrio che portano l'acqua della Valmalenco direttamente nell'Adda.....	28
Figura 9: L'invaso di Alpe Gera. Foto scattata dal sentiero che porta all'alpe Gembré.....	29
Figura 10: Acque dei torrenti che vengono raccolte nell'invaso di Alpe Gera. Foto scattata dal sentiero che porta al rifugio Bignami.....	30
Figura 11: Diga ovest, in pietrame, del serbatoio di Campo Moro. Foto scattata dal sentiero che porta all'alpe Musella.....	30
Figura 12: Lo sbocco dell'opera di presa che porta le acque dal ghiacciaio dello Scerscen al bacino di Alpe Gera.....	31
Figura 13: Distribuzione dei pluviometri nel bacino.....	33
Figura 14: Incidenza dei dati nulli per le stazioni pluviometriche.....	35
Figura 15: Stralcio di un file di testo di input relativo alla pluviometria.....	36

Figura 16: Idrometro ad ultrasuoni posto sul ponte Eiffel a Sondrio per la misura del livello idrico del torrente Mallero.....	38
Figura 17: Simulazione dell'errore massimo nella stima della pioggia media con un livello di quantizzazione di 1dB in funzione della frequenza e della lunghezza del link.....	43
Figura 18: Esempio di dipendenza dei parametri dalla frequenza.....	49
Figura 19: Schematizzazione del ciclo idrologico.....	54
Figura 20: Flusso di lavoro del modello.....	56
Figura 21: Mappa del Curve Number del bacino.....	60
Figura 22: Schema di invaso col modello di Muskingum.....	67
Figura 23: Discretizzazione spazio-temporale del metodo di Muskingum-Cunge.....	68
Figura 24: Calcolo delle grandezze incognite (punto nero), a partire dalle grandezze note (punti grigi).....	69
Figura 25: Pluviometria dal 01/01/2015 al 31/12/2019.....	75
Figura 26: Pluviometria anno 2015.....	76
Figura 27: Pluviometria anno 2016.....	76
Figura 28: Pluviometria anno 2017.	77
Figura 29: Pluviometria anno 2018.....	77
Figura 30: Pluviometria anno 2019.....	78
Figura 31: Distribuzione delle antenne nel bacino.....	79
Figura 32: Maglia dei link nel bacino.....	80
Figura 33: Inquadramento link n. 6996.....	82
Figura 34: Registrazioni meteoriche evento 1.....	82
Figura 35: Registrazioni meteoriche evento 2.....	83
Figura 36: Registrazioni meteoriche evento 3.....	83

Figura 37: Registrazioni meteoriche evento 4.....	84
Figura 38: Registrazioni meteoriche evento 5.....	84
Figura 39: Registrazioni meteoriche evento 6.....	85
Figura 40: Registrazioni meteoriche evento 7.....	85
Figura 41: Inquadramento link n. 13971.	86
Figura 42: Registrazioni meteoriche evento 1.	86
Figura 43: Registrazioni meteoriche evento 2.....	87
Figura 44: Registrazioni meteoriche evento 3.....	87
Figura 45: Registrazioni meteoriche evento 4.....	88
Figura 46: Registrazioni meteoriche evento 5.....	88
Figura 47: Registrazioni meteoriche evento 6.....	88
Figura 48: Registrazioni meteoriche evento 7.....	89
Figura 49: Inquadramento link n. 2693 – 2963 – 4153 – 6077.....	89
Figura 50: Registrazioni meteoriche evento 1.....	90
Figura 51: Registrazioni meteoriche evento 2.....	90
Figura 52: Registrazioni meteoriche evento 3.....	91
Figura 53: Registrazioni meteoriche evento 4.....	91
Figura 54: Registrazioni meteoriche evento 5.....	91
Figura 55: Registrazioni meteoriche evento 6.....	92
Figura 56: Registrazioni meteoriche evento 7.....	92
Figura 57: Distribuzione dei pluviometri, dei pluviometri fittizi di primo tentativo e delle antenne cellulari.....	94
Figura 58: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 1.....	95
Figura 59: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 2.....	95
Figura 60: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 3.....	96
Figura 61: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 4.....	96
Figura 62: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 5.....	97

Figura 63: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 6.....	97
Figura 64: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 7.....	98
Figura 65: RMSE e indice di Nash per gli eventi fra 2 e 7 (l'evento è stato escluso causa valori inaccettabili).....	1 99
Figura 66: Diffusione dei pluviometri "fittizi" con il nuovo assetto.....	100
Figura 67: Confronto evento 1.....	101
Figura 68: Confronto evento 2.....	102
Figura 69: Confronto evento 3.....	102
Figura 70: Confronto evento 4.....	103
Figura 71: Confronto evento 5.....	103
Figura 72: Confronto evento 6.....	104
Figura 73: Confronto evento 7.....	104
Figura 74: Confronto fra i valori di portata misurati e la pioggia elaborata dal FEST.....	105
Figura 75: Stralcio del file di testo con le informazioni sulla stazione in cui il modello stima le portate.....	106
Figura 76: Confronto fra le medie giornaliere delle portate osservate e simulate.....	107
Figura 77: Misura della sensitività.....	109
Figura 78: Indici di Nash.....	111
Figura 79: Scarti quadratici medi.....	111
Figura 80: Confronto RMSE per ogni evento per ogni valore di CN.....	114
Figura 81: Confronto indice di Nash per ogni evento per ogni valore di CN.....	114

Figura 82: Medie giornaliere per valore di CN diminuito di 15.....	115
Figura 83: Idrogramma evento 1 per CN diminuito di 15.....	116
Figura 84: Idrogramma evento 2 per CN diminuito di 15.....	116
Figura 85: Idrogramma evento 3 per CN diminuito di 15.....	117
Figura 86: Idrogramma evento 4 per CN diminuito di 15.....	117
Figura 87: Idrogramma evento 5 per CN diminuito di 15.....	118
Figura 88: Idrogramma evento link 1.....	122
Figura 89: Idrogramma evento link 2.....	123
Figura 90: Idrogramma evento link 3.....	124
Figura 91: Idrogramma evento link 4.....	125
Figura 92: Idrogramma evento link 5.....	126
Figura 93: Idrogramma evento link 6.....	127
Figura 94: Idrogramma evento link 7.....	128

Elenco delle tabelle

Tabella 1: Stazioni pluviometriche.....	33
Tabella 2: Coordinate delle stazioni a microonde.....	80
Tabella 3: Intervalli temporali di pioggia degli eventi disponibili con i dati link.....	81
Tabella 4: Valori degli indici statistici.....	99

Capitolo 1

Introduzione

1.1 La variabile meteorica

La gestione delle acque rappresenta da sempre una sfida per l'umanità e le modificazioni climatiche degli ultimi anni hanno reso questa sfida ancor più cruciale, soprattutto a causa della variazione dei fenomeni piovosi che diventano più intensi, improvvisi e violenti. L'accurata conoscenza del campo di precipitazione è di grande importanza per diversi aspetti, inclusi agricoltura, previsioni meteorologiche, gestione della risorsa idrica, cambiamenti climatici e mitigazione del rischio di frane e alluvioni. La conoscenza delle precipitazioni permette di capire quali sono i carichi che vanno a gravare su una rete idrica come quella odierna, sempre meno performante nel rispondere a quei nuovi eventi intensi sempre più frequenti, segnata anche violentemente dall'urbanizzazione e dall'impermeabilizzazione di quel terreno naturale che forma il bacino afferente alle relative aste idrologiche e che sempre di più modifica le dinamiche del deflusso idrico.

La risposta della scienza a tale problema è la modellazione idrologica, ovvero la rappresentazione matematica approssimata dei fenomeni fisici che regolano la trasformazione degli afflussi meteorici nei deflussi di piena all'interno di un bacino fluviale.

Tutti i modelli idrologici, sia che vengano usati per una previsione di eventi alluvionali, mappatura delle aree di rischio o per la pianificazione e gestione delle risorse idriche, si basano su di un'accurata informazione riguardo la distribuzione spaziale e temporale delle piogge e il loro esatto ammontare, oltre a tutta una serie di altri processi fisici che avvengono nel bacino. Essendo le

piogge il principale fattore dei processi di deflusso di un bacino e uno degli input di tali modelli per la ricostruzione e previsione dei deflussi, dati imprecisi di pioggia compromettono le previsioni della modellazione idrologica e le decisioni basate sui loro risultati: tali decisioni possono avere ripercussioni anche importanti sulla società e l'economia di un territorio. Per questo motivo si ritiene urgente raccogliere dati affidabili sul campo di precipitazione con un'alta risoluzione spaziale (alcuni chilometri o meno) e temporale (oraria o meno). *(Nebuloni, De Michele, & D'Amico, Rainfall detection by tomographic inversion of commercial radio link data: a pilot project in Italy, 2017)*

È proprio l'alta variabilità spazio-temporale della pioggia a renderla ancora oggi una delle più difficili variabili geofisiche da misurare e monitorare.

La risoluzione necessaria per ben rappresentare la variabilità della pioggia dipende dalle dimensioni del bacino indagato: una migliore risoluzione è richiesta via via che il bacino studiato diventa più piccolo. Viceversa, scarse risoluzioni si riflettono in un minor impatto sulla correttezza nella risposta idrologica più il bacino è grande.

I requisiti sulla capacità di cogliere la variabilità spazio-temporale dipendono anche dalle caratteristiche fisiche del bacino per il quale si sta effettuando la modellazione idrologica: bacini in ambito urbano richiedono dati con una risoluzione maggiore poiché presentano una superficie impermeabile ben maggiore che si riflette in maggiori valori di portate di picco al deflusso e in una più rapida risposta del bacino *(Pastorek, Fencl, Rieckermann, & Bares, 2019)*. Inoltre, va evidenziato che più l'estensione del bacino è minore più la variabilità temporale dell'evento meteorico tende a predominare su quella spaziale dello stesso.

1.2 Metodi di misura della pioggia

Le stime di pioggia odierne vengono ottenute sia con misurazioni da terra tramite pluviometri, sia con misurazioni aeree tramite i radar. I pluviometri forniscono una misura diretta della precipitazione effettivamente caduta nell'area di campionamento dello strumento, sono relativamente economici e facili da implementare. Tuttavia, estrapolare una distribuzione spaziale della precipitazione da una rete sparsa di informazioni puntuali può portare a grandi errori, specialmente durante eventi convettivi, quando la variabilità spaziale della pioggia risulta ancora più marcata ed i pluviometri garantiscono una scarsa rappresentatività del fenomeno: basti pensare che installando due strumenti affiancati fra loro non si otterranno comunque misure identiche. Ci sono anche altri fattori che possono influenzare l'accuratezza di questi strumenti: la presenza di forti venti e/o di precipitazioni solide causano una sottostima del dato di pioggia; questo problema può essere risolto utilizzando pluviometri scudati o riscaldati. D'altro canto, l'uso di radar, dalla cui riflettività si può stimare l'intensità di precipitazione, fornisce un'informazione spazialmente distribuita e una buona base per previsioni a breve termine, ma la loro affidabilità in termini quantitativi lascia ancora molti dubbi, legati all'esattezza della relazione che traduce la riflettività in tasso di pioggia e nelle incertezze della propagazione della radiazione.

Un ulteriore metodo indipendente e relativamente nuovo per misurare il campo di pioggia al suolo si basa sui segnali trasmessi attraverso le connessioni radio a microonde (Commercial Microwave Links - CML), tecnica usata dalle compagnie telefoniche per la propagazione dei loro segnali. Questa rete in tempi recenti ha visto incrementare largamente la sua diffusione e utilizzo sul territorio per interconnettere le stazioni base adibite alla comunicazione cellulare: l'interesse

scientifico di questo campo sta nel capire se tale sviluppo le permette di poter compensare la limitata o assente disponibilità di pluviometri e misure da radar in diversi parti del mondo e di sopperire alla mancanza di rappresentatività della variabilità spaziale e temporale delle piogge integrando le informazioni derivanti dai metodi tradizionali, laddove questi siano già presenti.

Essa sfrutta l'attenuazione subita dal segnale lungo il percorso dei suoi collegamenti, in minima parte anche causata da elementi sempre presenti come ossigeno, vapore acqueo, nubi o nebbie. L'attenuazione dominante che spicca fra le altre è quella però indotta dalla presenza di pioggia: la dimensione delle sue gocce è simile alla lunghezza d'onda del segnale. Le gocce di pioggia interagiscono con il segnale elettromagnetico a causa delle loro differenti proprietà dielettriche rispetto all'aria che le circonda. La sfida nell'operare con questi segnali e le loro fluttuazioni sta nell'individuare correttamente i piccoli eventi di pioggia senza confonderli con oscillazioni presenti anche in un periodo asciutto. I dati di attenuazione registrati consentono di ricavare un dato del tasso di pioggia medio lungo il collegamento percorso dalla radiazione a microonde.

La possibilità di avere un campo di precipitazione spazialmente distribuito, dipende dalla densità di questa rete che la rende particolarmente adatta in aree urbanizzate dove risulta più presente. Un'ulteriore applicazione dei dati CML può avvenire in quelle regioni dove i metodi tradizionali hanno delle carenze o sono totalmente assenti. Tuttavia, la qualità della misura è sensibile a diversi fattori che sono spesso difficili da controllare e dalla struttura della precipitazione. Date le limitazioni dei metodi tradizionali e anche di quelli innovativi è comunque possibile prevedere una sinergia di procedure che punti a minimizzare le incertezze. Bassi valori di correlazione fra i dati registrati con pluviometri e con i link sono sinonimo di grande variabilità spaziale della

pioggia. La bassa correlazione fra radar e link è dovuta alla differenza fra volumi campionati e di altezze di campionamento dei due metodi: i primi misurano da sopra lo strato dove si sviluppano i fenomeni atmosferici mentre i secondi raccolgono informazioni dall'altezza dell'antenna. Quando la variabilità spaziale della pioggia è piccola i link si confrontano meglio con i pluviometri, mentre il confronto tra link e radar è migliore laddove la pioggia è più variabile. Ciò accade perché l'informazione distribuita ricostruita dal radar fornisce una migliore rappresentazione della pioggia mediata sul percorso del link, rispetto alla misura puntuale dei pluviometri.

Inoltre, l'elevata correlazione fra i risultati dei link con quelli degli altri strumenti nei casi di eventi meteorici uniformi dimostra che le dinamiche della pioggia sono ben rappresentate dai link. Per eventi convettivi, caratterizzati da piogge brevi, forti e ad elevata variabilità spaziale, si rileva una differenza di dati misurati fra i metodi: la mediazione sul percorso del link permette alla misura di essere meno affetta dai piccoli ma intensi picchi di questo tipo di fenomeni. D'altra parte, la larga frequenza temporale di campionamento può non cogliere il rapido picco di pioggia che può durare meno della frequenza di campionamento, oppure l'attenuazione può essere talmente grande che il segnale non viene rilevato a causa dell'intensità dell'evento. Tuttavia, l'alta risoluzione spaziale dei radar può essere accompagnata dall'accuratezza della misura tramite link per meglio rappresentare eventi convettivi; cosa che i pluviometri non possono fare a causa della loro limitata area di campionamento e della diffusione sparsa. (*Leijnse, Uijlenhoet, & Stricker, Rainfall measurement using radio links from cellular, 2007*)

1.3 Inquadramento del problema

Con queste premesse le domande a cui la tesi punta a rispondere sono le seguenti:

- I modelli usati per convertire i dati di attenuazione delle microonde a tassi di pioggia sono abbastanza accurati per gli scopi del progetto?
- Quale impatto hanno sui risultati la densità della rete e la tipologia di bacino investigato nella corretta stima sulla distribuzione della pioggia?
- Quale è la tecnica di interpolazione ottimale per sfruttare i dati ricavati dalla rete CML?
- L'informazione spazialmente distribuita fornita dalla rete CML consente di operare una modellazione idrologica che sia anch'essa spazialmente distribuita? Come può cambiare l'output del modello così costruito?

Il seguente studio riguarda l'applicazione idrologica dei campi di pioggia ricostruiti tramite i dati della rete CML a un modello idrologico spazialmente distribuito (FEST). Per stimare le potenzialità di questo metodo innovativo i risultati del modello idrologico, ovvero gli idrogrammi di piena, verranno confrontati con quelli ottenuti tramite l'uso di metodi tradizionali (pluviometri).

L'applicazione verrà effettuata sul bacino del fiume Mallerò, che si estende nella zona della Valmalenco con sezione di chiusura nei pressi della città di Sondrio; Tale corso d'acqua è spesso il soggetto di fenomeni franosi e di colate detritiche a discapito della sottostante Valtellina e copre un'area in zona alpina quindi prevalentemente montuosa, dove risulta scarsa la presenza di collegamenti cellulari, a discapito della buona rappresentatività del territorio. (*Cazzaniga, Nebuloni, & De Michele, 2020*)

Capitolo 2

Caso di studio: il bacino del Mallero

2.1 Descrizione del territorio e del reticolo idrografico

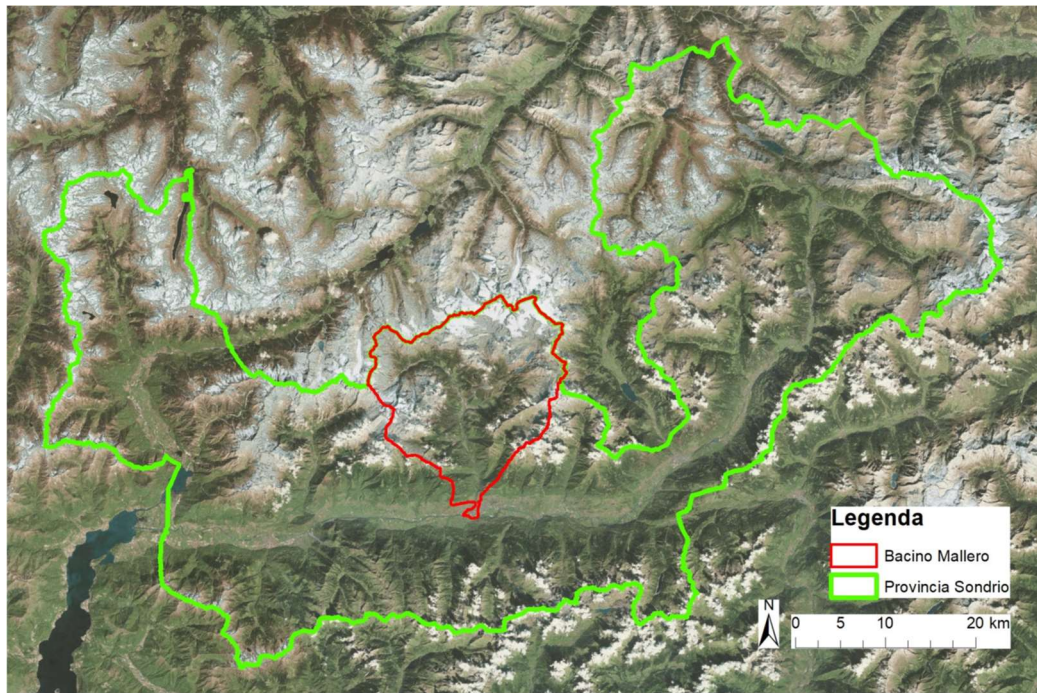


Figura 1: Inquadramento geografico del bacino

Il bacino idrografico del torrente Mallero è situato in provincia di Sondrio (dove sfocia) a nord del capoluogo in Valmalenco. Esso confina a nord con la Svizzera, a ovest con la Svizzera e la Valmasino, a Est con la Svizzera e la val Fontana. I gruppi montuosi da cui trae origine sono quello del pizzo Scalino a Est, a nord quello del pizzo Bernina e a ovest del monte Disgrazia. Importanti ghiacciai si trovano alle quote più alte: il ghiacciaio dello Scerscen, del Fellaria e del Disgrazia che, come ben noto, negli ultimi anni stanno subendo importanti ritiri a causa del cambiamento climatico. Il Mallero trae origine a ovest da tre aste fluviali distinte che si uniscono in località Chiareggio.

Una di queste aste ha origine sorgiva, mentre le altre due hanno origine glaciale. La prima sgorga dal passo del Muretto ad una quota di circa 2600ms.l.m, mentre

le altre due nascono rispettivamente dal ghiacciaio del Disgrazia e da quello del Ventina. Il Lanterna, nome dell'altro tributario, nasce dai ghiacciai del massiccio del Bernina. Lungo il suo percorso attraversa i bacini artificiali di Campo Moro e di Alpe Gera, sfruttati a fini idroelettrici. Dopo aver percorso circa 11 km, raggiunge Chiesa di Valmalenco e qui si immette da sinistra nel Mallero. Un altro affluente, il torrente Antognasco, nasce dal pizzo Scalino, alimenta la centrale idroelettrica di Lanzada e confluisce nel Mallero poco a monte di Sondrio. La foce del fiume si trova a valle del capoluogo di provincia dove il torrente, dopo circa 30 km, si immette nell'Adda.

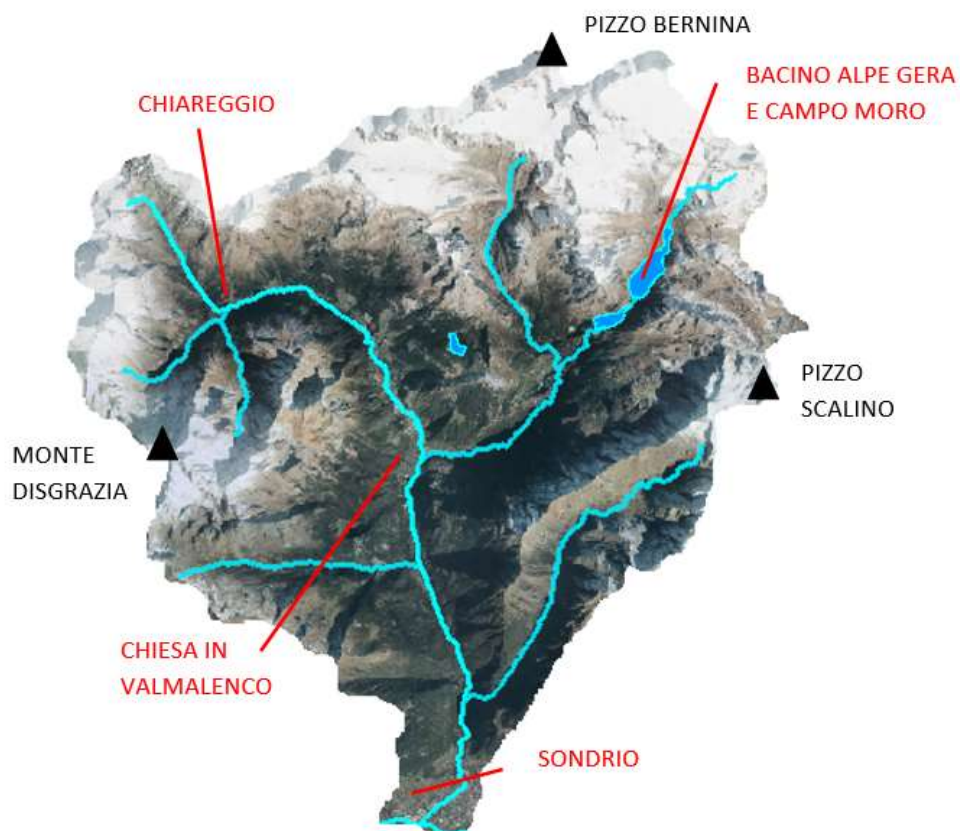


Figura 2: La Valmalenco con i corpi idrici in azzurro.

2.2 Caratteristiche climatiche

Il versante valtellino in cui sorge la Valmalenco è esposto a sud, riceve le correnti temperate in risalita dal lago di Como a primavera e il vento del Föhn caldo, secco e invernale proveniente dalla Svizzera. Tale vento è presente da dicembre a maggio, con picchi nel mese di marzo e può giocare un ruolo fondamentale nel bilancio idrologico del bacino: causa un incremento dell'evapotraspirazione delle piante, destabilizza il manto nevoso aumentando il rischio di valanghe e le portate dei corsi d'acqua a causa dell'accelerazione indotta allo scioglimento, riduce l'umidità degli ambienti boschivi incrementando il rischio di incendi.

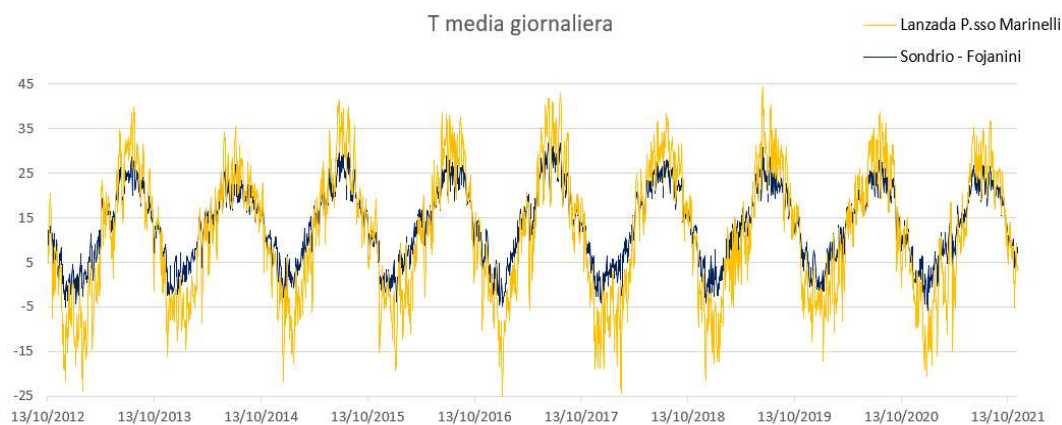


Figura 3: Temperature medie giornaliere a Sondrio (307 m s.l.m.) e a Passo Marinelli (3120 m s.l.m.)

La precipitazione in Valmalenco è significativamente stagionale, con minimi in inverno, nei mesi di gennaio e febbraio, che raggiungono un valore pari a 1mm medio giornaliero. Nei mesi estivi di luglio e agosto si osservano invece picchi di precipitazione pari a 5 mm medi giornalieri. In particolare, le precipitazioni estive sono solitamente di carattere convettivo e sono caratterizzate da abbassamenti repentini di temperatura.

Si verificano inoltre dei massimi relativi nei mesi di ottobre e novembre. Questo andamento meteorico è quello tipico delle regioni montuose.

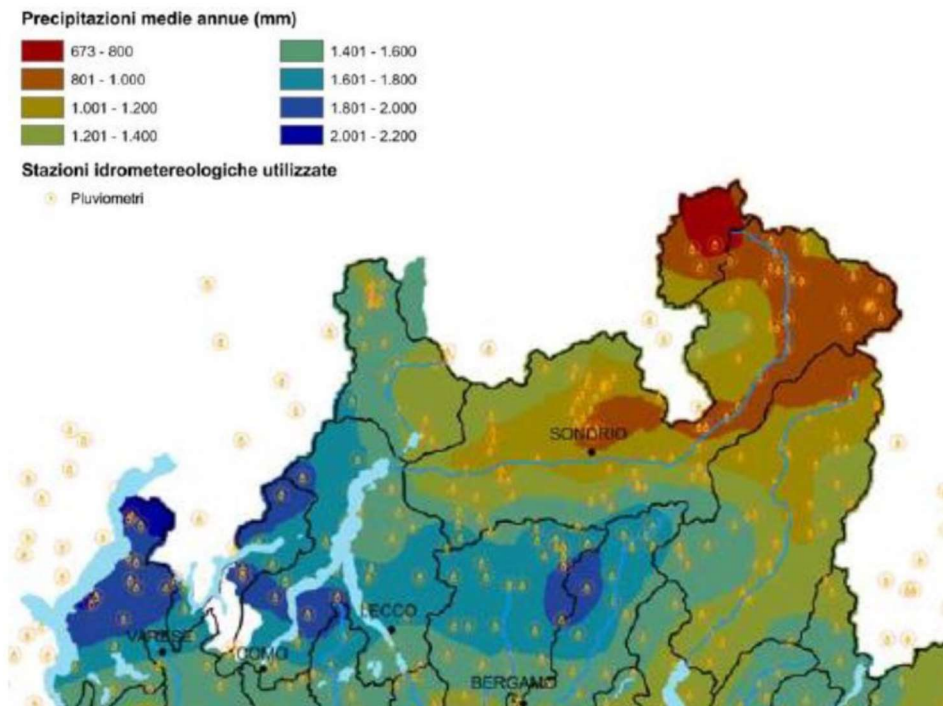


Figura 4: Carta delle precipitazioni medie annue

L'andamento delle portate del Mallero è di tipo torrentizio ed è influenzato da diversi fattori. In primo luogo, poiché il bacino è montano, la fusione nivale e quella glaciale hanno un forte impatto sulle portate misurate a Sondrio. Il contributo di fusione glaciale, in particolare, non è trascurabile in quanto i ghiacciai ricoprono in totale il 10% dell'intero bacino del Mallero (*GLIMS, 2005, updated 2018*).

In secondo luogo, il torrente Mallero è soggetto a variazioni di portata dovute ai prelievi consistenti da parte delle centrali idroelettriche presenti sulla valle. Inoltre, un'ulteriore variazione di portata è data dai prelievi effettuati per l'innnevamento artificiale dell'impianto sciistico di Chiesa in Valmalenco.

Le portate del Mallero nei periodi di secca, ossia da dicembre a febbraio, si assestano ad un valore base di circa 2.5 m³/s. Nei restanti mesi le portate

aumentano a causa della fusione nivale e di quella glaciale. Per quanto riguarda la fusione nivale, questa porta ad un aumento delle portate alla sezione di chiusura durante i mesi primaverili, in particolare da marzo a giugno. Il contributo dovuto alla fusione glaciale, invece, è il flusso predominante nei mesi estivi da luglio a settembre, cioè nel periodo in cui il manto nevoso si è fuso ormai quasi completamente. Quando il Mallero è in piena a Sondrio, le sue portate massime orarie si aggirano attorno ai 40 m³/s.



Figura 5: Ghiacciaio in estate sul versante nord del Disgrazia

2.3 La rete idroelettrica

Le centrali idroelettriche influenzano in modo consistente le portate del Mallero a Sondrio, in quanto queste causano un'abbondante deviazione di acqua al di fuori della Valmalenco pari a circa 200 milioni di m³ all'anno (*Dato fornito da ENEL*). L'acqua è infatti prelevata da diverse prese interne al bacino del Mallero e viene poi deviata direttamente nel fiume Adda, senza passare dalla sezione di chiusura del Mallero a Sondrio. La potenza nominale dell'impianto di Sondrio è pari a 61 076 kW. Anche i prelievi di acqua dovuti ad innevamento artificiale

modificano le portate del Mallero. In particolare, questi prelievi sono eseguiti dal lago Palù e da alcuni ruscelli nei dintorni degli impianti sciistici nei mesi di novembre e dicembre. In media vengono prelevati ogni anno tra gli 80 000 e i 100 000 m³ di acqua. *(Cantoni & Cazzaniga, 2019)*

La neve artificiale contribuisce in parte al deflusso del Mallero, con la sua fusione, oppure in parte può uscire dal bilancio di massa sublimando direttamente o evaporando dopo essersi fusa.

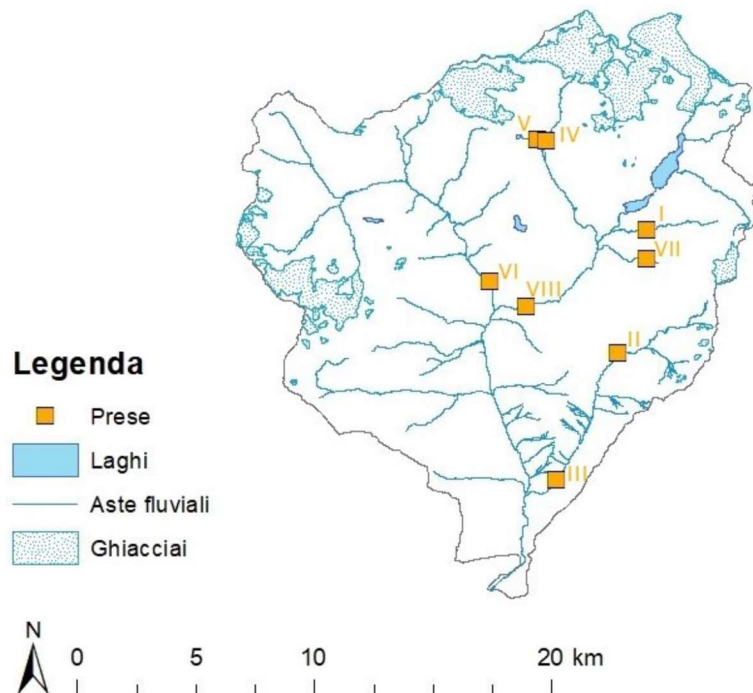


Figura 6: Schema dei principali fattori che influenzano la portata del Mallero a Sondrio: ghiacciai e prelievi di acqua.

Le opere di presa in figura sono:

- I. Campagneda;
- II. Antognasco Superiore;
- III. Antognasco Inferiore;
- IV. Scerscen;
- V. Scarolda;
- VI. Mallero a Curlo;
- VII. Prabello;
- VIII. Lanterna a Lanzada.

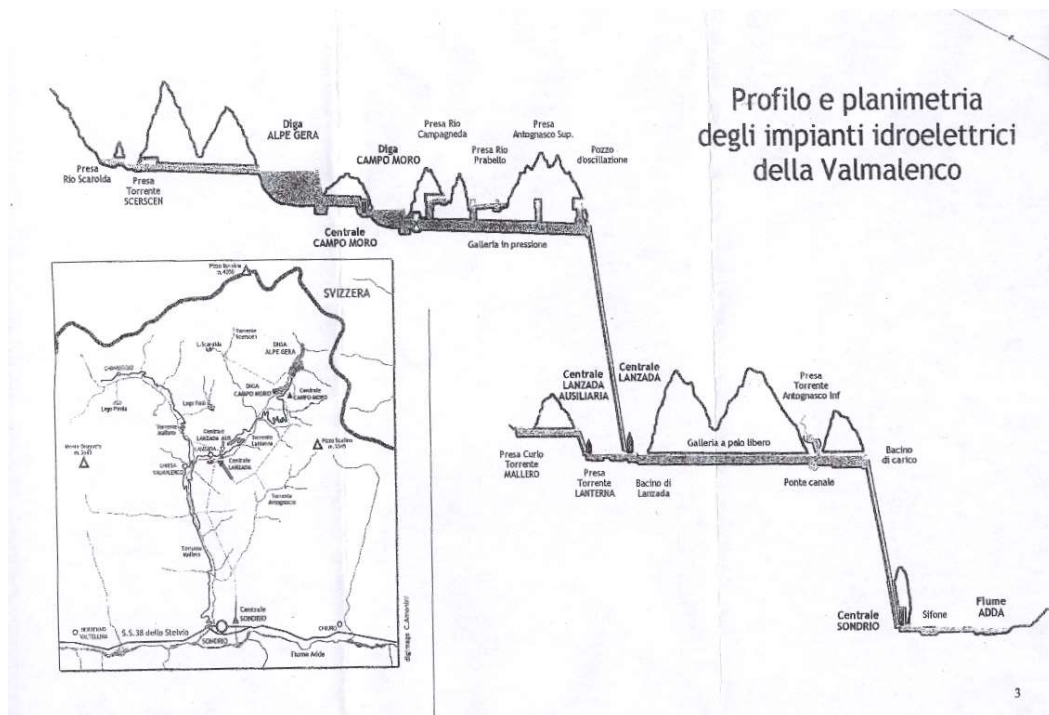


Figura 7: Profilo e planimetria dell'asta idroelettrica



Figura 8: Condotte forzate a Sondrio che portano l'acqua della Valmalenco direttamente nell'Adda

Il sistema idroelettrico della Valmalenco, riportato in Figura 6 e 7 è composto da sei centrali di produzione. Tra queste vi è quella di Campo Moro ad una quota di

circa 2000 m s.l.m., situata tra la diga di Alpe Gera e il serbatoio di Campo Moro. Vi sono poi la centrale di Lanzada a quota 1000 m s.l.m. e quella di Sondrio a circa 300 m s.l.m. Inoltre, nel 1963 è entrata in funzione la centrale di Lanzada Ausiliaria, a quota 1000 m s.l.m. circa. Le centrali Mallero I e Mallero II si trovano invece nei pressi di Arquino a quota 500 m s.l.m.

A completamento del sistema idroelettrico sono quindi stati costruiti due serbatoi artificiali: quello di Alpe Gera e quello di Campo Moro. La diga di Alpe Gera è situata subito al di sopra del serbatoio di Campo Moro nel comune di Lanzada. Essa è stata realizzata tra il 1961 e il 1964, permettendo la formazione del bacino artificiale omonimo a quota 2128 metri, con un invaso massimo di 65 milioni di m³. Il serbatoio raccoglie le acque provenienti dai ghiacciai del Fellaria, del Pizzo Scalino e dello Scerscen. Lo sbarramento di Campo Moro, invece, è stato realizzato tra il 1956 e il 1958 ed ha una capacità massima di 11 milioni di m³ d'acqua e riceve in ingresso le acque scaricate dalla centrale di Campo Moro e quelle che affluiscono naturalmente al suo interno.



Figura 9: L'invaso di Alpe Gera. Foto scattata dal sentiero che porta all'alpe Gembré



Figura 10: Acque dei torrenti che vengono raccolte nell'invaso di Alpe Gera. Foto scattata dal sentiero che porta al rifugio Bignami.



Figura 11: Diga Ovest, in pietrame, del serbatoio di Campo Moro. Foto scattata dal sentiero che porta all'alpe Musella



Figura 12: Lo sbocco dell'opera di presa che porta le acque dal ghiacciaio dello Scerscen al bacino di Alpe Gera.

Il percorso dell'asta idroelettrica risulta il seguente:

- *Impianto di Campo Moro*: le prese raccolgono le acque dei ghiacciai del Bernina e dello Scerscen e del lago Scarolda inviandole all'invaso di Alpe Gera tramite una galleria a pelo libero. Da questo primo invaso le acque alimentano la centrale di Campo Moro;
- *Impianto di Lanzada*: dal serbatoio di Campo Moro sono deviate le acque alla centrale di Lanzada tramite gallerie in pressione, che raccolgono anche le acque dei torrenti Campagneda, Prabello e Antognasco Superiore. Dopo l'impianto le acque sono raccolte in un bacino artificiale nel quale giungono anche le acque del torrente Lanterna;
- *Centrale di Lanzada Ausiliaria*: alimentata dalla seconda presa che deriva le acque nei pressi di Curlo. Le acque vengono scaricate nel torrente Lanterna, prima che anche questo venga derivato;
- *Impianti di Arquinio (Mallero I e Mallero II)*: le acque provenienti dalla prima delle due prese di Curlo e quelle derivate dal torrente Lanterna si uniscono a quelle provenienti dal bacino di Lanzada e giungono alla centrale di

Mallero I e, più a valle, di Mallero II. Le acque vengono poi restituite al Mallero stesso prima che questo arrivi a Sondrio.

- *Impianto di Sondrio*: dal serbatoio di Lanzada, oltre alla galleria diretta ad Arquinio, partono altre due gallerie che raggiungono la centrale di Sondrio, dove giungono dopo aver raccolto anche le acque del torrente Antognasco Inferiore. Lo scarico di questo impianto avviene nell'Adda a monte della foce del Mallero.

2.4 Effetti del cambiamento climatico

Come ben noto gli effetti dal punto di vista idrologico e meteorologico del cambiamento climatico si manifestano in una maggiore frequenza di eventi intensi: forti venti, precipitazioni convettive, inverni più miti, periodi di freddo intenso e ondate di calore. Le ripercussioni nei bacini alpini si riscontrano nella dinamica glaciale, in quella del manto nevoso e negli eventi di *Rain on Snow*. Le zone alpine, quindi il territorio in cui si inserisce il bacino del Mallero, risulteranno più sensibili di altre al futuro innalzamento previsto della temperatura e diversi dati lo dimostrano:

- Dal 1950 il limite della neve nel territorio alpino è salito di oltre 100 m;
- Negli ultimi 100 anni i ghiacciai alpini hanno perso circa il 50% della massa di ghiaccio a causa della diversa distribuzione delle precipitazioni, modificando così il deflusso dell'acqua in estate.

Ciò inevitabilmente si tradurrà in una diminuzione della copertura nivale sia in termini di spessore che di durata ovvero in un'alterazione del ciclo idrologico di tali ambienti montani. Diversi studi mostrano che tale alterazione si manifesterà sottoforma di uno slittamento stagionale delle precipitazioni con valori inferiori in estate e maggiori alla fine dell'inverno e in primavera.

In questo scenario l'obiettivo della tesi si inserisce in un ambito cruciale quale l'affinamento della misura degli eventi meteorici, arma necessaria per affrontare le sfide che il futuro ci sta presentando.

2.5 I pluviometri ARPA nel bacino

I dati pluviometrici sono stati ricavati dalle stazioni di misura di ARPA Lombardia, inquadrare nel bacino tramite la seguente Figura 13, dove se ne mostra la posizione sovrapposta all'altimetria del territorio. Oltre alle stazioni strettamente appartenenti al bacino della Valmalenco, sono state considerate anche due stazioni (Teglio San Giacomo e Caiolo) fuori dal bacino, ma ad ogni modo importanti per meglio descrivere la variabilità pluviometrica dell'area e comunque allargare la popolazione di dati disponibili.

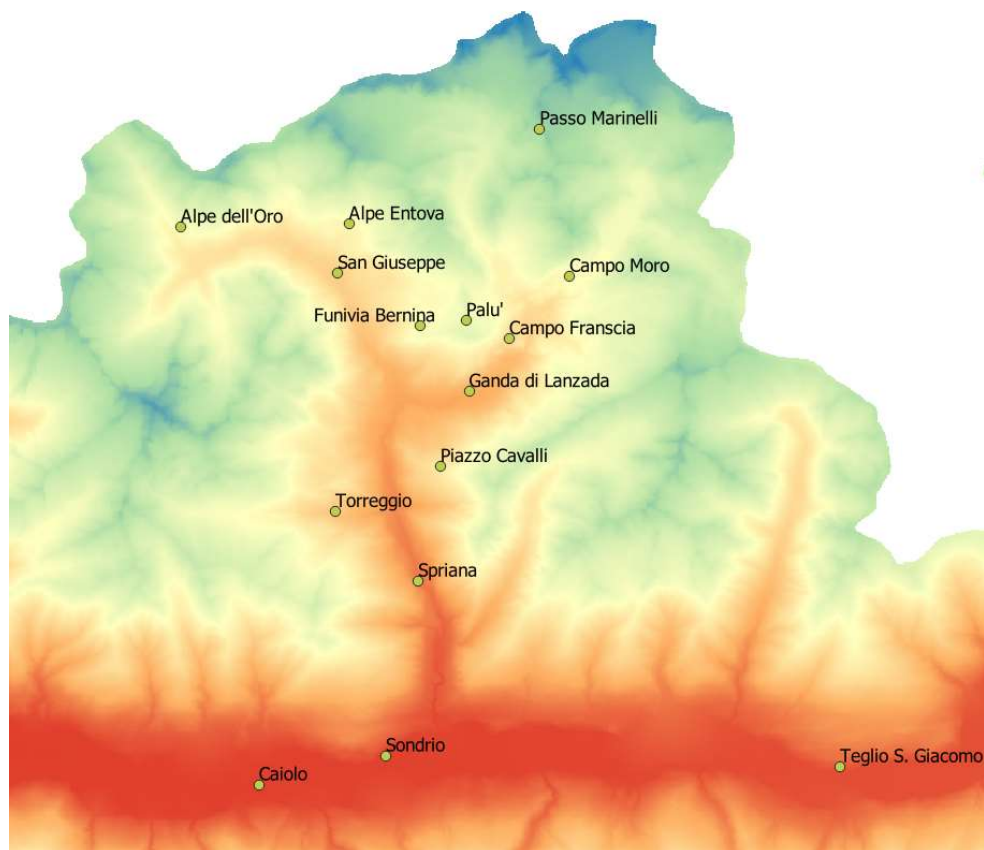


Figura 13: Distribuzione dei pluviometri nel bacino

In tabella le stazioni vengono poi indicate con le loro coordinate, quota e codice:

Stazione	Codice	X	Y	Z
Alpe_Oro	13	558723.8	5129991	2040
Alpe_Entova	14	564216.3	5130090	1905
Caiolo	15	561276.4	5111766	274
Campo_Francia	16	569453.8	5126344	1650
Campo_Moro	17	571425.2	5128384	1970
Funivia_Bernina	18	566540.8	5126756	2014
Ganda_Lanzada	19	568139.5	5124619	988
Palù	20	568051.6	5126935	2155
Passo_Marinelli	21	570451.6	5133200	3050
Piazzo_Cavalli	22	567207.8	5122168	1719
San_Giuseppe	23	563853.4	5128482	1428
Sondrio	24	565423.6	5112711	307
Spriana	25	566482	5118423	645
Teglio_san_Giacomo	26	580263.2	5112357	357
Torreggio	27	563774.9	5120697	1350

Tabella 1: Stazioni pluviometriche

Come noto i pluviometri consentono di misurare la quantità di pioggia caduta nel tempo nella zona in cui lo strumento è installato. Tale misura è quindi rappresentativa dell'area strettamente legata alla posizione dello strumento. Ai fini della modellazione idrologica sarà necessario effettuare una spazializzazione del dato puntuale e ciò porta inevitabilmente a delle approssimazioni. Un'altra fonte di errore deriva dalla densità dei punti all'interno del bacino: nelle zone montane la variabilità delle precipitazioni è più marcata a causa della relativa fenomenologia meteorologica, tuttavia, in queste zone gli strumenti sono di più complessa installazione e manutenzione. Inoltre, la possibilità di forti venti e precipitazioni nevose porta a sottostimare la misura del dato reale: un possibile accorgimento è l'utilizzo di pluviometri riscaldati, ma di queste stazioni pluviometriche risultano riscaldate solo quelle di Sondrio, Caiolo e Teglio S. Giacomo: per tale motivo le loro registrazione nell'arco di un anno, con

particolare riferimento al periodo invernale, possono risultare affette da errori.

(fonte: dialogo con tecnico ARPA)

Osservando la distribuzione dei pluviometri in Valmalenco si evince come questa possa risultare da un lato favorevole in quanto gli strumenti risultano maggiormente presenti nella zona montuosa. D'altro canto, la loro diffusione si attesta principalmente lungo l'asta principale del Mallero, mentre le zone limitrofe del bacino risultano scarsamente rappresentate.

I dati di pioggia vengono registrati dagli strumenti con cadenza di dieci minuti, ma per concordanza con il modello idrologico sono stati accorpati con la loro media in intervalli di trenta minuti. I dati cumulati così ottenuti potevano risultare nulli se nella mezzora considerata si fosse trovato anche solo un dato nullo dei tre mediati. Al termine di questa elaborazione l'affidabilità dei dati è risultata comunque soddisfacente, con percentuale massima di dati nulli per una stazione attorno all' 8% (Funivia Bernina) ed una media attorno all' 1.7 %

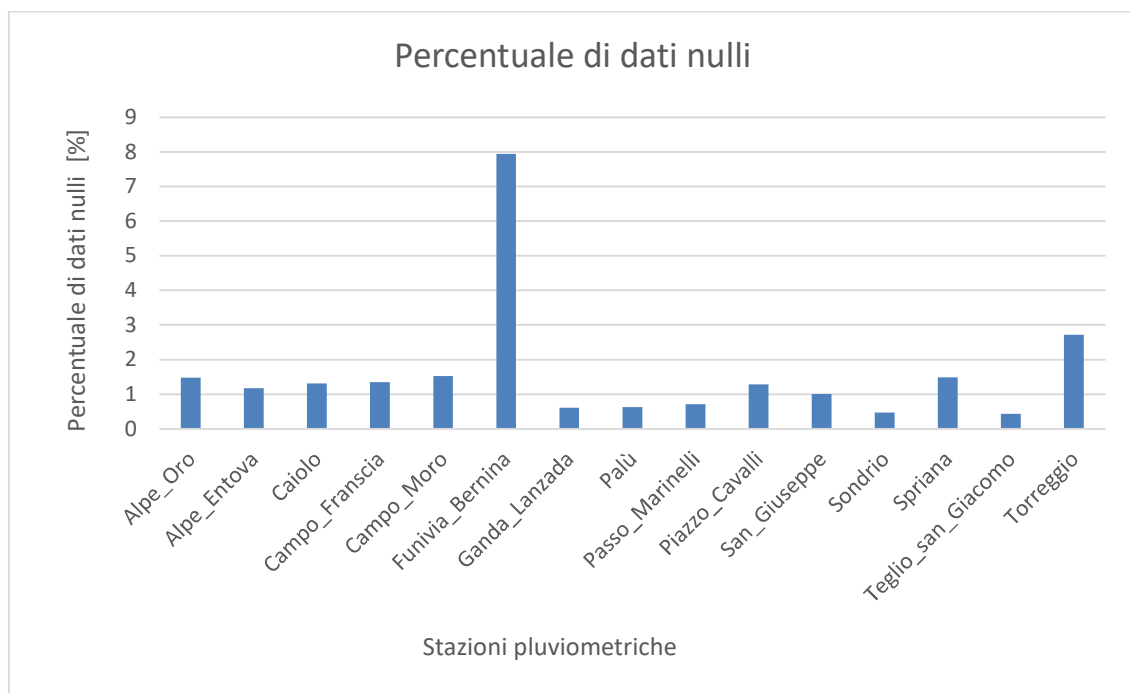


Figura 14: Incidenza dei dati nulli per le stazioni pluviometriche

I dati raccolti dai pluviometri vengono inseriti come input nel modello idrologico sottoforma di un file testo contenente l'elenco delle stazioni, le loro coordinate plano-altimetriche e il codice che le identifica in maniera univoca. Nello stesso file è presente anche la lista dei dati registrati da ogni stazione per ogni intervallo temporale (un dato ogni trenta minuti, come già sopra specificato).

```

PLUV
anagrafica
15      stazioni
1800    cadenzamisure [s]
-999.9  datonullo
stazione      codice X      Y      Z
Alpe_Oro      13      558723.77      5129991.47      2040
Alpe_Entova   14      564216.3       5130089.51      1905
Caiolo 15     561276.4       5111765.69      274
Campo_Francia 16      569453.82      5126344.43      1650
Campo_Moro    17      571425.24      5128383.63      1970
Funivia_Bernina 18      566540.81      5126756.19      2014
Ganda_Lanzada 19      568139.53      5124618.94      988
Palù 20      568051.62      5126935.19      2155
Passo_Marinelli 21      570451.57      5133199.63      3050
Piazzo_Cavalli 22      567207.77      5122167.97      1719
San_Giuseppe  23      563853.4       5128481.67      1428
Sondrio 24     565423.57      5112711.33      307
Spriana 25     566481.97      5118422.89      645
Teglio_sGiacomo 26      580263.18      5112356.76      357
Torreggio     27      563774.93      5120697.39      1350

dati
      13      14      15      16      17      18      19      20      21
2015-01-01T01:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T01:30:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T02:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T02:30:00+00:00      0      0      0      0      0      0      -999.9      0
2015-01-01T03:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T03:30:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T04:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T04:30:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T05:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T05:30:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0
2015-01-01T06:00:00+00:00      0      0      0      0      0      0      0      0

```

Figura 15: Stralcio di un file testo di input relativo alla pluviometria

2.6 Misura della portata

Il confronto dei valori di portate elaborati dal modello idrologico deve avvenire con dati effettivamente misurati sul campo. All'interno del bacino della Valmalenco si trovano diverse stazioni idrometriche ma molte risultano dismesse

oppure non in grado di fornire una scala di deflusso nel periodo considerato per la presente simulazione. Una scala di deflusso è una legge che lega il livello idrometrico con la portata transitante attraverso una sezione. Queste equazioni vengono calibrate usando strumenti in grado di misurare i profili verticali di velocità all'interno della sezione (i *profilatori acustici*) i cui dati vengono associati con la geometria della sezione, che deve essere nota. Solitamente queste scale di deflusso vengono implementate in sezioni dove la geometria risulta costante nel tempo (ad esempio in corrispondenza di opere arginali o ponti) in modo da rendere il risultato il meno possibile soggetto a imprecisioni dovute alla variabilità della forma della sezione a causa di erosioni spondali o trasporto solido.

In questo studio l'unica scala di deflusso utilizzabile è quella posta in corrispondenza del Ponte Eiffel poco a monte del centro urbano di Sondrio e della confluenza del Mallero in Adda, in una sezione idealmente corrispondente alla sezione di chiusura del bacino.

Data la modesta dimensione del bacino del Mallero la presenza di un'unica stazione di misura della portata è comunque sufficiente sia per la calibrazione dei parametri del modello, sia per il confronto dei dati pluviometrici con quelli dei link a microonde.

I dati di livello idrometrico registrati dallo strumento sono liberamente scaricabili dal sito di ARPA Lombardia così come le equazioni delle scale di deflusso. Sono stati ricostruiti i valori di portata osservati per il periodo compreso fra 1° gennaio 2015 e 31 dicembre 2019, ovvero lo stesso periodo considerato per i dati misurati dai pluviometri.

L'equazione della scala di deflusso si presenta nella forma:

$$Q = 49.728 * (h - 0.056)^{1.67} \quad (2.1)$$

ed ha una validità per un tirante idrico (h) compreso fra 0.247 e 0.785 metri, risulta attiva dal 9 settembre 2013 e registra un dato ogni 10 minuti. Per concordanza con i dati pluviometrici immessi in input al modello i dati idrometrici sono stati ragguagliati ogni 30 minuti mediando i 3 valori registrati all'interno di ogni mezzora. Nei casi in cui anche solo uno dei tre dati mediati è risultato mancante anche la media è stata assunta come nulla: tale scelta non ha comunque influito sulla rappresentatività dei dati poiché quelli mancanti corrispondevano solamente all' 1.2% del totale.



Figura 16: Idrometro ad ultrasuoni posto sul ponte Eiffel a Sondrio per la misura del livello idrico del torrente Mallero

Capitolo 3

Caratterizzazione della rete di trasmissione a microonde

3.1 Architettura e principi di funzionamento

L'architettura della rete CML è costituita da una rete di accesso e una di trasporto. La rete d'accesso è formata da stazioni radio base (BS - base station), ciascuna delle quali copre una determinata area di territorio detta cella (da qui il nome di telefono cellulare) all'interno della quale si collegano i singoli utenti. La rete di trasporto è formata da diversi nodi e link che mettono in comunicazione le varie BS. I collegamenti avvengono tramite ponti radio a microonde. È ben noto che il segnale trasmesso durante il suo percorso subisce delle attenuazioni sia in condizioni di periodo asciutto (per esempio a causa di nubi, ossigeno, vapore acqueo), sia e soprattutto in condizioni piovose laddove il mezzo entro il quale il segnale viene trasmesso si modifica sempre di più all'aumentare del tasso di pioggia. I ponti radio operano in un range di frequenze compreso solitamente fra 2-3 GHz fino a 50 GHz.

Il sistema registra i dati di potenza ricevuta e trasmessa su ciascun link con una certa frequenza temporale. Generalmente in assenza di precipitazioni, condizione tecnicamente definita con il termine "aria chiara", la potenza trasmessa massima eguaglia quella minima. La potenza trasmessa può essere regolata all'interno di un intervallo di valori poiché in ricezione esiste un valore minimo di potenza che deve essere garantito (potenza target). La dinamica in trasmissione può saturare nel caso in cui le condizioni siano particolarmente avverse, ottenendo così delle potenze ricevute inferiori alla potenza target. La velocità di regolazione della potenza può raggiungere così valori di 50 – 100 dB/s per compensare tali carenze. Nel caso in cui la potenza ricevuta scenda sotto il

livello target, si avvia quindi un meccanismo di auto-regolazione detto Automatic Transmit Power Control (ATPC). Questo meccanismo permette di mantenere inalterata la qualità della comunicazione aumentando, ove necessario, la potenza trasmessa e quindi limitando le variazioni di potenza ricevuta. La regolazione risulta invisibile nei dati di potenza registrati. *(Cubaiu, Cerea, Nebuloni, Solazzi, & Oldoni, 2018)*

La sfida nell'operare con questi segnali e le loro fluttuazioni sta nell'individuare correttamente i piccoli eventi di pioggia senza confonderli con oscillazioni di periodo asciutto.

Se è disponibile una rete densa di connessioni a microonde, come quella cablata della rete cellulare commerciale, il campo di pioggia 2D può essere generato su larghe aree attraverso una semplice interpolazione. È già noto che la precipitazione cumulata su base giornaliera concorda piuttosto bene con quella misurata dai pluviometri vicini. *(Nebuloni, De Michele, & D'Amico, Rainfall detection by tomographic inversion of commercial radio link data: a pilot project in Italy, 2017)*

È importante evidenziare che i dati di potenza registrata non sono prodotti ad-hoc per questi scopi ma sono dati operativi per la compagnia telefonica che li utilizza per verificare il funzionamento dei ponti radio. Un ulteriore problema è l'assenza di un metodo standard per accedervi come dati scientifici: essi consistono prevalentemente in dati confidenziali forniti dall'azienda che si occupa della rete e gli ostacoli maggiori riguardano la riluttanza di tali compagnie alla loro diffusione su larga scala in maniera gratuita e con degli standard adeguati ad usi idrologici. *(Roversi, Alberoni, Fornasiero, & Porcù, 2020)*

I principi teorici sulla derivazione dell'intensità di pioggia da segnali trasmessi attraverso un link wireless a microonde sono i seguenti: il segnale ricevuto risulta

piuttosto stabile in condizione di cielo sereno (meteo asciutto) così da poter essere assunto come livello di riferimento del segnale. D'altra parte, quando siamo in presenza di una precipitazione, parte dell'energia associata alla propagazione elettromagnetica dell'onda viene assorbita e dispersa dall'idrometeora causando una riduzione della potenza del segnale ricevuto. L'eccesso di attenuazione del segnale rispetto al livello di riferimento può essere posto in relazione con l'intensità di pioggia lungo il link. Questa operazione non è banale in quanto il segnale è normalmente affetto da rumori e disturbi e l'attenuazione dipende dall'intensità di pioggia attraverso una relazione complessa e non univoca. Tuttavia, applicando intelligenti inversioni dell'algoritmo il problema può essere efficacemente affrontato. Gli algoritmi che compiono queste operazioni seguono normalmente quattro fasi:

1. identificazione e, dove possibile, correzione delle anomalie sui dati
2. stima della baseline (livello di riferimento della potenza ricevuta con cielo chiaro, ovvero in assenza di precipitazioni)
3. calcolo dell'attenuazione di pioggia
4. conversione dell'attenuazione in pioggia media lungo il percorso

3.2 Anomalie sui dati

Le anomalie dei dati possono riguardare: la loro mancanza laddove un link non ha registrato alcun dato, eventuali differenze significative su uno stesso link per la stessa serie temporale, possibili riduzioni di potenza non compatibili con quelle causate dalla pioggia o la presenza di outliers. Gli outliers derivano da malfunzionamenti della rete e possono essere rimossi basandosi sulla correlazione spaziale del campo di pioggia: si applica un filtro in grado di rimuovere i dati di certi intervalli temporali e di certi link per cui la differenza di

attenuazione con i link circostanti eccede una certa soglia. (*Overeem, Leijnse, & Uijlenhoet, 2016*)

La calibrazione della procedura dipende dalla qualità e dalla quantità di dati disponibili. La qualità dei dati di potenza è data da due aspetti: il livello di quantizzazione e la risoluzione temporale. Per spiegare quest'ultima va ricordato che i dati sulla potenza acquisiti da reti commerciali non vengono ricavati ad-hoc per questo tipo di operazioni idrologiche, ma vengono sfruttati dall'ente di telecomunicazione secondo le sue esigenze, seguendo un certo intervallo di frequenza di campionamento: solitamente si rileva un campione ogni 15 minuti, ma si possono utilizzare anche risoluzioni temporali migliori (un campione al minuto o al secondo). Il campionamento dei dati a livello temporale può avvenire in tre modi: in continuo, dove ad ogni time step il segnale viene convertito in intensità di pioggia; mediato, dove il segnale viene mediato nei 15 minuti e poi convertito in pioggia; intermittente, dove il segnale viene campionato ogni 15 minuti. Le differenze fra i tre metodi non sono così significative al variare di lunghezza e frequenza dei link, anche se la soluzione in continuo risulta la meno buona. (*Leijnse, Uijlenhoet, & Stricker, 2008*)

Il livello di quantizzazione abituale è di 1dB, ma è diffuso anche a 0.1 dB. Già questo aspetto da solo introduce un livello di errore nel quantificare l'attenuazione del segnale trasmesso: l'incertezza aumenta per link corti o operanti a basse frequenze, dove l'attenuazione registrata è più piccola e più sensibile all'arrotondamento del livello di quantizzazione. Link più corti producono un errore maggiore di link più lunghi, per uno stesso livello di quantizzazione.

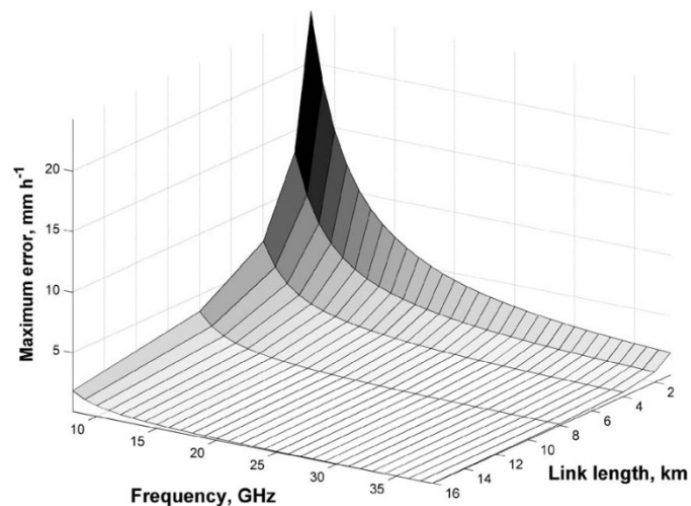


Figura 17: Simulazione dell'errore massimo nella stima della pioggia media con un livello di quantizzazione di 1 dB in funzione della frequenza e della lunghezza del link (Zinevich, Alpert, & Messer, 2008)

Ad incrementare l'incertezza nella misura del segnale concorre anche l'attenuazione di "wet-antenna": essa rappresenta una delle principali fonti di errore e può essere modellata come un sottile film liquido sull'antenna di spessore uniforme legato all'intensità di precipitazione secondo una legge di potenza che va calibrato in base all'evento. (Chwala & Kunstmann, 2018). Questo errore porta ad una sovrastima della pioggia ed è difficilmente misurabile poiché le attenuazioni sempre presenti in aria chiara causate da vapore acqueo, umidità, temperatura, vento ecc.... ci impediscono una completa interpretazione del problema.

Un tentativo nella stima di questo errore sistematico può avvenire usando un link sperimentale lungo il quale si posizionano i pluviometri per interpretarne il comportamento. Il fenomeno di wet-antenna dipende anche dalla forma della stessa, dal tipo di materiale da cui è costituita, dal vento, ma sono fattori difficilmente misurabili. È più semplice invece considerare la dipendenza dall'intensità di pioggia, considerando il fenomeno come un sottile film liquido che si forma sull'antenna, assunto di spessore uniforme I :

$$I = \gamma * R^\delta \quad (3.1)$$

(Leijnse, Uijlenhoet, & Stricker, 2008)

Un'ulteriore caratteristica importante per la calibrazione riguarda la presenza di canali multipli lungo uno stesso link: i ponti radio permettono infatti una trasmissione bidirezionale nei due sensi opposti a due frequenze operative differenti. Inoltre, è spesso diffuso anche l'uso di una doppia polarizzazione che permette la presenza di due segnali in contemporanea lungo lo stesso link. Questo incremento nei canali di trasmissione si traduce in una migliore capacità di identificazione dei periodi di pioggia e di asciutto, nonché in una possibile cross-validazione dei dati. *(Cerea & Nebuloni, 2018)*. Altri errori possono provenire dal tipo di precipitazione, laddove la neve umida causa un'attenuazione simile a quella della pioggia (anche la nebbia può causare attenuazione del segnale) oppure a causa della variabilità dell'intensità di pioggia lungo uno stesso link, che può portare ad una sovrastima o sottostima dell'intensità media.

3.3 Stima della baseline

In assenza di pioggia e di anomalie la potenza massima in trasmissione coincide con la potenza minima; tuttavia, il calcolo della baseline come potenza di riferimento nei periodi asciutti deriva comunque dalla media fra la potenza minima e massima trasmesse durante tale periodo. Una scelta migliore consiste nel prendere la mediana della serie di dati, poiché questa non risulta affetta dalla presenza di outliers. L'identificazione dei periodi di asciutto e di bagnato può avvenire basandosi sui dati di link fra loro vicini nello spazio, valutandone le mutue attenuazioni, oppure basandosi sui dati ricavati da metodi tradizionali con la medesima distribuzione spaziali, assumendo quindi come riferimento per la regolazione dei link i dati di pioggia ricavati da pluviometri e/o da radar. Il

valore di baseline viene ricavato per ogni link. I metodi per distinguere i periodi asciutti da quelli bagnati possono essere due ed operano sui dati di segnale trasmesso lungo diversi link vicini fra loro:

- basato sulla deviazione standard: quando questa eccede una certa soglia, il periodo viene classificato come piovoso;
- basato sulla trasformata di Fourier: lo spettro sulle varie frequenze è molto diverso fra periodo asciutto e bagnato.

Una robusta identificazione degli eventi di pioggia è di fondamentale importanza all'interno delle serie di segnali raccolti. (*Smiatek, Keis, Chwala, Fersch, & Kunstmann, 2017*)

Dopo aver classificato gli intervalli asciutti da quelli piovosi, il segnale trasmesso viene corretto individuando i livelli di potenza trasmessa massima (P_{\max}^c) e minima (P_{\min}^c) in riferimento alla baseline (P_{ref}) calcolata:

$$P_{\min}^c = \begin{cases} P_{\min} & \text{if wet AND } P_{\min} < P_{\text{ref}}, \\ P_{\text{ref}} & \text{if dry OR } P_{\min} \geq P_{\text{ref}}. \end{cases}$$

$$P_{\max}^c = \begin{cases} P_{\max} & \text{if } P_{\min}^c < P_{\text{ref}} \text{ AND } P_{\max} < P_{\text{ref}}, \\ P_{\text{ref}} & \text{if } P_{\min}^c = P_{\text{ref}} \text{ OR } P_{\max} \geq P_{\text{ref}}. \end{cases} \quad (3.2)$$

3.4 Calcolo dell'attenuazione di pioggia

La diminuzione di potenza trasmessa a distanza r proveniente da una sorgente si esprime come:

$$\frac{P(r)}{P_0} = \exp\left(-\frac{\ln(10)}{10} \int_0^r k(s) ds\right) \quad (3.3)$$

dove P_0 è la potenza del segnale senza l'attenuazione di pioggia e $k(s)$ è l'attenuazione specifica (*Leijnse, Uijlenhoet, & Stricker, Hydrometeorological application of a microwave link: 2. Precipitation, 2007*)

Si identifica il livello di attenuazione da pioggia come differenza fra livello di baseline e il livello di potenza ricevuta durante l'evento meteorico:

$$\begin{aligned} A_{\min} &= P_{\text{ref}} - P_{\text{max}}^C, \\ A_{\max} &= P_{\text{ref}} - P_{\text{min}}^C. \end{aligned} \tag{3.4}$$

Da cui otteniamo i livelli di attenuazione massima (A_{\max}) e minima (A_{\min})

3.5 Conversione dell'attenuazione in pioggia media lungo il percorso

Esistono due possibili approcci per relazionare l'attenuazione specifica, ovvero per unità di lunghezza del link, con il tasso di pioggia: il primo è teorico e si fonda sulla modellazione delle gocce di pioggia secondo la loro forma, dimensione (sferica o più complessa) e distribuzione; il secondo segue una procedura empirica e fornisce una relazione approssimata fra l'attenuazione e il tasso di pioggia. L'accuratezza del metodo teorico oggi è ben consolidata, tuttavia la sua complessità lo rende impraticabile per scopi operativi. L'uso del metodo empirico è stato così adattato sui dati teorici per poter essere usato senza perdere la precisione nei calcoli. (*Olsen, Rogers, & Hodge, 1978*)

Sebbene la legge empirica che lega il tasso di pioggia all'attenuazione del segnale CML sia robusta, il suo efficace uso nel monitoraggio pluviometrico dipende costantemente dalla qualità e dalle caratteristiche tecniche della trasmissione e dalla buona taratura dell'algoritmo di conversione.

Il metodo teorico dipendendo dalla *drop-size distribution* della pioggia comporta un'ulteriore possibile incertezza dovuta all'interazione fra la variabilità della pioggia lungo il link con la non linearità della relazione fra tasso di pioggia e attenuazione specifica. La non linearità dipende dalla frequenza operativa del link. È stato dimostrato che la miglior frequenza per la stima del tasso di pioggia è intorno ai 30-35 GHz. Frequenze maggiori (ad es. 50 GHz) sono sensibili alla *drop-size distribution* e alla temperatura dell'idrometeora. (*Minda & Nakamura, 2004*)

Le relazioni che regolano l'attenuazione del segnale e l'intensità di pioggia con la distribuzione della grandezza delle gocce sono:

$$k = \frac{10^{-2}}{\ln(10)} * \int_0^{\infty} Q_{ext}(D) * N(D) dD \quad (3.5)$$

$$R = 6 * 10^{-4} * \pi * \int_0^{\infty} v(D) * D^3 * N(D) dD \quad (3.6)$$

dove:

k = attenuazione

R = intensità di pioggia

$Q_{ext}(D)$ = sezione trasversale d'urto

$v(D)$ = velocità di caduta

$N(D)$ = concentrazione di gocce di pioggia

D = dimensione delle gocce

La linearità del rapporto fra attenuazione e tasso medio di pioggia lungo il link è uno dei principali vantaggi di questo metodo: essa è valida per frequenze nell'intorno dei 30 GHz (lunghezza d'onda di 0.9 cm circa) ed è proprio in questo range dove gli esperimenti precedenti hanno riscontrato meno errori ed è dovuto alla similarità dei termini $Q_{ext}(D)$ con $v(D)*D^3$ nell'equazioni che ricavano

attenuazione e potenza, grazie alla quale la dipendenza dalla drop-size-distribution riduce significativamente il suo effetto. Per altre frequenze l'errore cresce in maniera monotona con la lunghezza del link (fonte di una maggiore variabilità della pioggia lungo il percorso del link, la cui incertezza può però essere mascherata usando i valori di intensità media lungo il percorso), insieme alla non linearità della legge di potenza.

Il modello empirico fornisce una legge di potenza (fornita da ITU-R P. 838-3 International Telecommunication Union Recommendation) per descrivere il legame fra l'attenuazione specifica calcolata ed il tasso di pioggia:

$$k = \beta * R^\alpha \quad (3.7)$$

dove:

- k è l'attenuazione specifica [dB/Km]
- R è il tasso di pioggia
- β e α sono dei coefficienti determinati in funzione della frequenza, dal tipo di polarizzazione, dall'altitudine del link e dalle caratteristiche fisiche della precipitazione.

Invertendo la relazione si ricava la legge di potenza per trovare il tasso di pioggia:

$$R = a * k^b \quad (3.8)$$

I coefficienti della relazione a e b , così come β e α , si esprimono in funzione di vari fattori quali la frequenza, il tipo di polarizzazione, l'altezza del link e le caratteristiche della precipitazione.

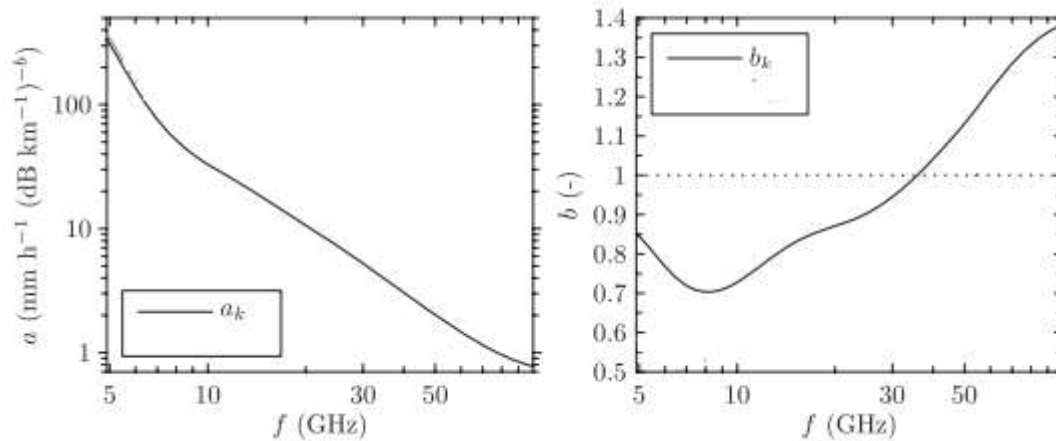


Figura 18: Esempio di dipendenza dei parametri dalla frequenza

(Leijne, Uijlenhoet, & Berne, 2010)

L'attenuazione complessiva, che è nota dai dati ricavati dalla rete, è uguale all'integrazione dell'attenuazione specifica sul percorso che il link compie fra trasmettitore e ricevitore:

$$A = \int_0^L \gamma_R(l) dl = L * k * R^\alpha \quad (3.9)$$

quindi:

$$R = (1/k) * (A/L)^\alpha \quad (3.10)$$

Sfruttando il calcolo delle attenuazioni massima e minima, si possono calcolare le attenuazioni specifiche e i relativi tassi di pioggia e quindi l'intensità mediata sul percorso del link:

$$\begin{aligned} k_{\max} &= \frac{A_{\max} - A_a}{L} H(A_{\max} - A_a), \\ k_{\min} &= \frac{A_{\min} - A_a}{L} H(A_{\min} - A_a), \\ \langle R \rangle &= \alpha a k_{\max}^b + (1 - \alpha) a k_{\min}^b, \end{aligned} \quad (3.11)$$

dove A_a è l'attenuazione di wet-antenna e α determina il contributo delle attenuazioni massima e minima durante l'intervallo di campionamento

(solitamente 15 minuti). $A\alpha$ può dipendere dall'intensità di pioggia o essere considerata costante, mentre α dipende dalla lunghezza del link e dalla sua frequenza. *(Overeem, Leijnse, & Uijlenhoet, 2011)*

La legge di potenza per i segnali CML inoltre risulta essere più semplice di quella sulla riflettività dei radar, poiché l'esponente α risulta vicino all'unità (linearità): ciò viene sfruttato per la generazione di un modello semplificato di attenuazione regolato sui dati dai pluviometri. La regolazione tramite pluviometri porta ad una riduzione dell'errore sistematico che rendere il sistema CML promettente dal punto di vista delle prestazioni. *(Fencl, Dohnal, Rieckermann, & Bares, 2017)*

Il valore di b si attesta su valori vicino all'unità per frequenze vicine ai 30 GHz. Per altre frequenze il suo valore cambia. L'alta variabilità della pioggia lungo il percorso di un link porta ad una sovrastima della pioggia per $b < 1$ e ad una sottostima per $b > 1$. *(Overeem, Leijnse, & Uijlenhoet, 2016)*

La similarità dei termini sulla *drop-size* distribution avviene ad una frequenza minore rispetto a quella in cui si verifica la linearità della legge di potenza: ricavare l'intensità di pioggia con il modello teorico porta ad una valutazione leggermente diversa se si ricavano i dati con la legge di potenza. *(Leijnse, Uijlenhoet, & Berne, 2010)*

Dipendendo dalla distribuzione delle grandezze delle gocce di pioggia la linearità della relazione si esprime a diverse frequenze per diversi eventi meteorici. *(Berne & Uijlenhoet, 2007)*

Ogni algoritmo dovrà poi essere ottimizzato in maniera diversa per ogni diverso contesto operativo: ogni rete CML ed ogni bacino idrografico hanno caratteristiche differenti. Esistono in letteratura diversi algoritmi basati su diversi concetti legati alla trasmissione del segnale, che possono restituire l'intensità di pioggia: la loro applicabilità risulta migliore laddove le risoluzioni temporale e di quantizzazione risultano più fitte. *(Nebuloni, et al., 2020)*

Essendo la pioggia un fenomeno aleatorio nel tempo, di conseguenza anche R è una variabile aleatoria, di cui si possono ricavare sperimentalmente distribuzioni statistiche.

Una volta ricostruiti i dati di pioggia sulla rete CML questi vengono confrontati con i metodi tradizionali di misura idrometriche (pluviometri) e con i dati raccolti da RADAR. Il confronto può essere di due tipi:

- puntuale: accostati ai dati dei pluviometri già puntuali, si interpolano i dati dei pixel raccolti dalle mappe RADAR, mentre i link CML vengono interpolati sui centri dei loro percorsi fino a ricostruire una rete di pluviometri equivalenti;
- tra mappe: qualitativamente insieme alle mappe RADAR si costruiscono mappe 2D interpolando i valori puntuali dei pluviometri (con il metodo della distanza inversa - IDW), mentre con i dati CML si costruiscono mappe sia tomografiche che con interpolazione IDW.

Il confronto fra mappe può presentare delle criticità a cause delle grandi differenze fra sensori utilizzati, della scarsa diffusione dei pluviometri sul territorio e delle lacune lasciate dalla rete CML anche se meglio distribuita spazialmente rispetto ai pluviometri.

3.6 Il processo MOPRAM

MOPRAM (“Monitoraggio della Precipitazione mediante l’uso di reti Radio a Microonde”) è un progetto scientifico multidisciplinare (radiopropagazione, meteorologia e idrologia) che si propone di dare un contributo innovativo nell’ambito delle metodologie di misura della precipitazione applicate alla tematica del dissesto idrogeologico: stimare i campi di pioggia tramite l’uso di uno strumento innovativo e non convenzionale, i collegamenti radio a microonde

sulla rete telefonica cellulare. I dati utilizzati nell'ambito di questo progetto sono di proprietà di *Vodafone Italia S.p.a.* e sono curati dalla società *SIAE Microelettronica S.p.a* la quale ha realizzato e gestisce lo strumento di monitoraggio della rete Vodafone denominato *iVeritas*, fornisce supporto e analisi nell'interpretazione dei dati.

Il progetto risulta idealmente suddiviso in cinque attività:

1. assicurare il coordinamento, l'integrazione e lo scambio di informazioni tra i tre partner coinvolti.
2. studiare la relazione tra l'attenuazione del link a microonde e l'intensità della pioggia considerando diversi tipi di eventi (pioggia convettiva, stratiforme ed eventualmente precipitazioni solide) e testando alcuni modelli per la distribuzione della dimensione della goccia di pioggia. Infine, pianificare le prove sul campo: verranno identificate aree idonee e verranno definiti i requisiti di misurazione.
3. Progettare, implementare e testare l'algoritmo di ricostruzione del campo di pioggia (Rain field Reconstruction Algorithm, RRA) all'interno di uno scenario controllato. L'algoritmo si basa su una tecnica di inversione tomografica. Verrà effettuata un'analisi statistica al fine di verificare la congruenza tra i campi di pioggia ricostruiti e le precipitazioni radar (assunte come verità); successivamente effettuate delle indagini considerando i valori estremi (massimi e minimi), intermittenza spazio-temporale (ad esempio, aree umide e secche) dei campi di pioggia e dell'invarianza di scala. Infine, le mappe sintetiche ottenute dall'RRA saranno assimilate in modelli idrologici e gli output saranno verificati rispetto a quelli ottenuti dalle mappe radar.
4. Applicare l'RRA ai campi di pioggia osservati utilizzando i dati raccolti durante le campagne di misurazione. Come riferimento utilizzare un set

di dati provenienti da pluviometri selezionati e dall'uso di disdrometri. Quindi, le mappe di pioggia basate su RRA alimenteranno diversi modelli idrologici (ovvero GUH, HBV, TOPKAPI) con diversi livelli di complessità, ottenendo varie descrizioni della risposta idrologica. Infine, gli output corrispondenti saranno confrontati con quelli ottenuti dagli input classici.

5. Includere tutte le attività necessarie per disseminare gli esiti del progetto MOPRAM tra la comunità scientifica e gli altri gruppi target (cioè enti pubblici, aziende e cittadini).

(<http://www.mopram.it/it/il-progetto/>)

Lo scopo di questo studio si lega a quello del progetto MOPRAM essendo quello di implementare dati CML nella modellazione idrologica. Tuttavia, vi è una sostanziale differenza: in questa tesi il campo di pioggia ricavato dai segnali cellulari verrà elaborato in modo da poter essere implementato per la prima volta in assoluto in un modello idrologico distribuito e fisicamente basato dove al vantaggio della precisione nella descrizione delle dinamiche del bacino idrografico grazie alle numerose modellazioni matematiche descritte nel Capitolo 4, si unisce l'assoluta novità del lavoro per questo tipo di dati e di bacino.

Capitolo 4

Il modello idrologico

4.1 FEST-WB

Nella presente tesi il modello utilizzato è il FEST-WB (Flash flood Event based Spatially distributed rainfall-runoff Transformation – including Water Balance): modello idrologico a evento, fisicamente basato per la trasformazione da afflussi meteorici a deflussi superficiali, spazialmente distribuito, che include il bilancio idrico. Il modello nasce presso il Politecnico di Milano (Mancini, 1990) e consente di stimare la portata di un corso d'acqua in una prescelta sezione che sottende un bacino idrografico, attraverso bilanci di massa e di energia che coinvolgono i principali processi del ciclo idrologico: evapotraspirazione, infiltrazione, deflusso superficiale, deflusso sotterraneo e la dinamica della neve.

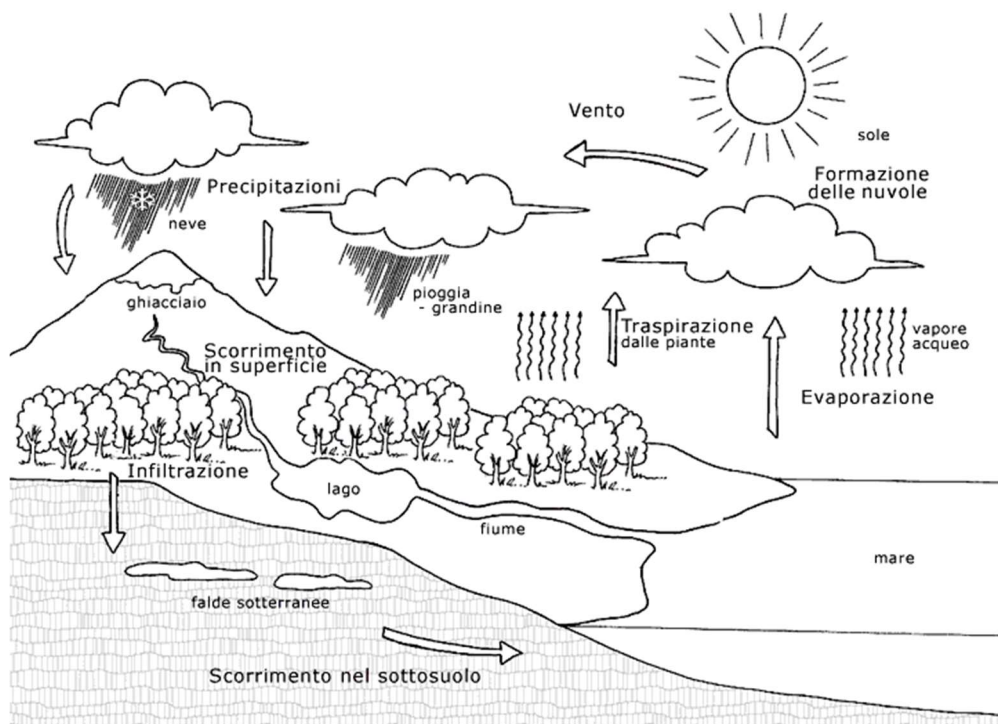


Figura 19: Schematizzazione del ciclo idrologico

Questo viene consentito fornendo al modello i dati riguardanti le forzanti meteorologiche insistenti sul bacino idrografico e le caratteristiche del suolo. Essendo un modello fisicamente basato applica le equazioni differenziali che regolano i processi idraulici e idrologici coinvolti per il calcolo dei bilanci idrici e di massa, considerandone la variabilità spaziale e temporale. Questo richiede tempi di calcolo molto lunghi a differenza dei modelli concettuali che usano una schematizzazione semplificata dei reali fenomeni fisici e anche dei modelli "Black Box" i quali non schematizzano nemmeno la realtà ma vengono tarati su una serie di dati input e rispettivi output. I modelli concentrati non considerano il bacino nel suo insieme, ma un valore medio di ogni parametro viene stimato a scala di bacino che viene trattato come un'unica cella. Il modello qui utilizzato è invece distribuito e ciò significa che considera la variabilità delle caratteristiche e dei fenomeni all'interno del bacino: esso viene suddiviso in tante celle per ognuna delle quali i parametri vengono stimati singolarmente, ottenendo così una più precisa risoluzione e quindi una rappresentazione più fedele della realtà, a discapito di un onere computazionale maggiore a causa della maggiore quantità di dati da trattare: il numero di dati necessari corrisponderà al numero dei parametri di input moltiplicato per il numero di celle in cui il bacino verrà suddiviso. Di seguito è mostrato lo schema di funzionamento (flow chart) del modello FEST - WB:

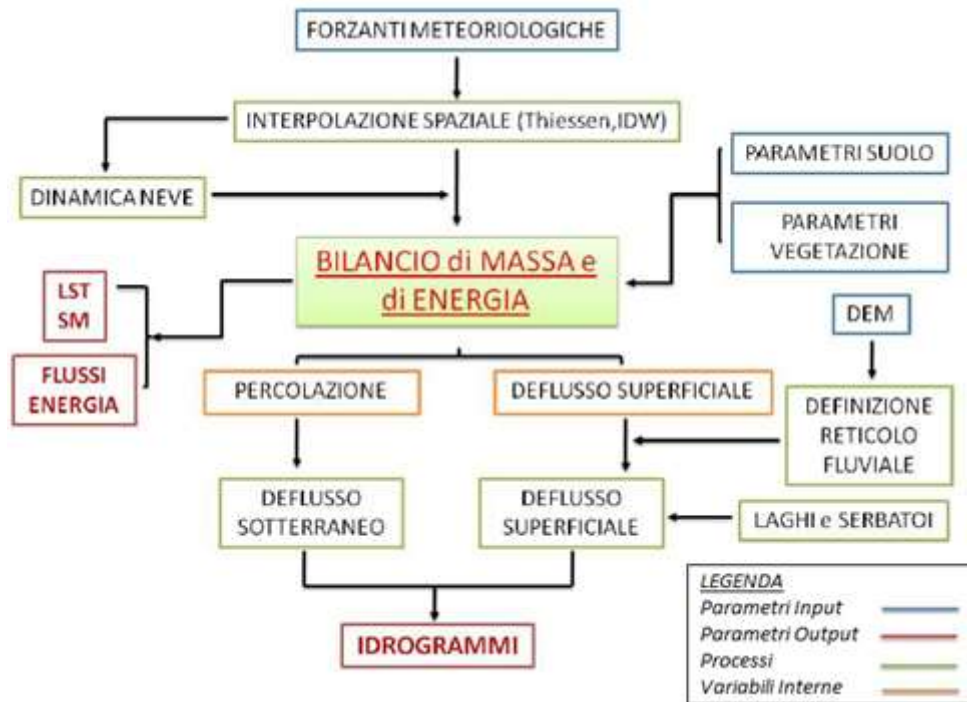


Figura 20: Flusso di lavoro del modello

4.2 Dati di input

Il modello richiede come dati in ingresso le caratteristiche del suolo del bacino modellato e delle forzanti meteorologiche che lo interessano. Si utilizzano mappe raster per fornire:

- il modello digitale del terreno (DEM): costituisce l'insieme dei valori di ogni quota per ogni singola cella in cui il bacino è suddiviso. Questa informazione geomorfologica serve al modello per ricostruire le pendenze, le direzionalità del flusso idrico e l'albedo, tramite semplici algoritmi presenti nell'ambito dei GIS;
- l'umidità del suolo residua e saturo come informazione riguardo al contenuto d'acqua nel terreno;
- l'indice di Brooks & Corey, per la distribuzione della dimensione dei pori;
- la "bubbling pressure" (livello di frangia capillare), ossia il livello del sottosuolo subito al di sopra della superficie piezometrica che costituisce la zona di areazione in cui l'acqua capillare è continua e sospesa;

- la conduttività idraulica in condizioni sature (K_{sat});
- la tipologia di uso del suolo, per ricavare il parametro del Curve Number (CN) da assegnare ad ogni cella, che indica la quantità di acqua che effettivamente contribuisce alla formazione di deflusso superficiale rispetto a quella che va ad infiltrarsi nel terreno. Il parametro CN è un numero adimensionale e varia da 100 (per luoghi fortemente urbanizzati ed impermeabili) a circa 30 per suoli permeabili con elevati tassi d'infiltrazione. È quindi essenzialmente legato alla natura del suolo, al tipo di copertura vegetale ed alle condizioni di umidità del suolo antecedenti la precipitazione.
- la quantità di pioggia caduta: i valori pluviometrici vanno prima interpolati per distribuire un valore di pioggia su ogni cella del bacino;
- la temperatura: anch'essa deve essere interpolata e ricostruita come dato distribuito sul bacino.

In concreto si identificano cinque componenti principali che si possono distinguere nel modello FEST:

1. il percorso di deflusso (flow path) e la definizione della rete idrologica: con l'uso del DEM è possibile derivare il flusso da ogni cella verso le otto ad essa adiacenti. Le celle vengono suddivise in celle di versante (dove si crea il deflusso) e celle di canale (dove il deflusso viene incanalato). Per questo particolare caso la dimensione delle celle sarà di 20x20m: questa alta risoluzione permette di ottenere dati più precisi, ma impone un onere computazionale piuttosto dispendioso.
2. l'interpolazione spaziale delle forzanti meteorologiche: il campo oggetto di studio di questa tesi, dove i dati disponibili vengono interpolati su ognuna delle celle tramite il metodo della distanza inversa (IDW)

1. la simulazione della dinamica dei ghiacciai e del manto nevoso: questo modulo comprende sia lo scioglimento nevoso che le dinamiche di accumulo della neve, la cui precisa descrizione esula dagli scopi di studio;
2. la computazione del ruscellamento superficiale (runoff), calcolata usando il metodo SCS-CN esteso alle simulazioni continue;
3. la stima della portata incanalata, stimata tramite il metodo di Muskingum-Cunge nella sua forma non lineare, con una celerità variabile nel tempo. Il flusso sotterraneo viene calcolato usando uno schema a invaso lineare con la celerità calcolata in funzione della conducibilità del suolo saturo.

La ricostruzione del campo di pioggia distribuita sul bacino può avvenire tramite diverse tecniche di interpolazione: con i topoletti di Thiessen, con i pesi della distanza inversa (IDW), kriging, ecc...

Ogni cella viene quindi completamente caratterizzata dal punto di vista idraulico ed idrologico per rappresentare al meglio, in maniera matematica, la realtà fisica dei fenomeni con cui si origina il deflusso superficiale.

4.3 Metodo del Curve Number per l'infiltrazione

Ai fini delle analisi idrologiche, lo studio della geologia dell'area di interesse è importante per suddividere il terreno in quattro classi di permeabilità: le cosiddette classi idrologiche del suolo. In Valmalenco, come dimostrato dalla presenza di numerosi siti estrattivi all'altezza dell'abitato di Chiesa Valmalenco, è molto diffusa la Serpentinite: roccia che ha subito metamorfismi durante l'orogenesi alpina. Conoscere i diversi affioramenti rocciosi serve infatti per poter ricavare informazioni qualitative sulla natura geo-litologica del terreno. In particolare, l'appartenenza di un terreno ad una classe idrologica dipende dallo stato di degrado a cui è andato incontro un ammasso roccioso, sollecitato da agenti fisici e chimici. Per effettuare una corretta analisi idrologica, oltre a

suddividere le coperture geo-litologiche nelle quattro classi idrologiche, bisogna anche fare una classificazione basata sui diversi usi che vengono fatti del suolo. Una volta effettuate queste due classificazioni viene assegnato un valore del parametro di assorbimento (CN) ad ogni porzione del territorio sulla base del tipo idrologico di suolo a cui appartiene e dell'uso che lo contraddistingue. Il Curve Number (CN) è un parametro quantitativo adimensionale che viene valutato in modo empirico ed è utile per determinare il deflusso superficiale tramite il metodo SCS-CN del Soil Conservation Service. In particolare, un valore alto di CN indica una minore capacità di assorbimento del suolo ed un conseguente aumento del deflusso.

Con CN_{II} viene indicato un valore di Curve Number di riferimento usato nei casi in cui il suolo è in condizioni medie di imbibimento. Questo parametro può variare tra 0 e 100: un valore pari a 0 corrisponde ad un terreno completamente permeabile, mentre un valore prossimo al 100 identifica un terreno impermeabile. *(Rosso, 2004)*.

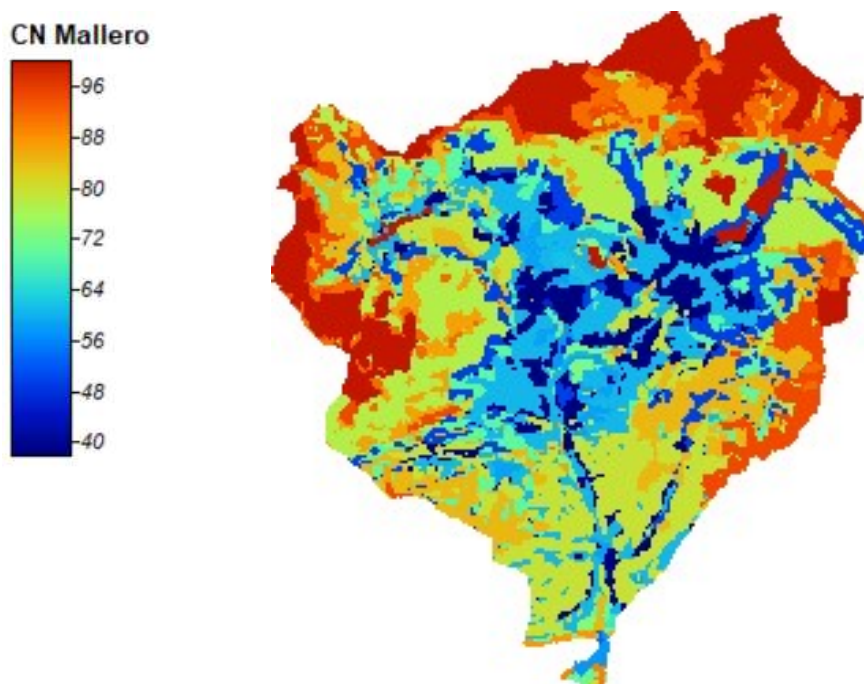


Figura 21: Mappa del Curbe Number del bacino

Il metodo SCS-Curve Number (U.S Department of Agriculture Soil Conservation Service, 1985) è uno dei modelli maggiormente implementati per il calcolo del ruscellamento superficiale. Per poter calcolare nelle equazioni del bilancio di massa il ruscellamento e la percolazione, in ogni istante dt della simulazione, è necessario prima di tutto stimare la capacità d'infiltrazione S nel momento in cui si verifica un evento piovoso. A tale scopo viene utilizzato il metodo SCS-CN (Soil Conservation Service – Curve Number) adattato alle simulazioni continue (Ravazzani et al., 2007). La sua versione classica è formulata per mezzo di un modello a parametri concentrati: il bacino è considerato come un unico elemento e quindi richiede in ingresso un unico valore di precipitazione e dei parametri idrologici. All'interno del FEST-WB esso viene applicato in ciascuna delle celle in cui è stata suddivisa l'area di interesse in modo da considerare la variabilità spaziale di tutte le grandezze in gioco. Il modello distribuito SCS-CN con bilancio idrologico calcola lo stato iniziale dell'umidità del terreno in modo differente dal metodo classico. Infatti, l'umidità iniziale non viene calcolata considerando il

valore assunto dall'altezza di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento meteorico (le classi d'umidità AMC I, AMC II, AMC III), ma si considera la condizione di umidità del terreno nell'istante in cui ha inizio l'evento. Per avere il valore dell'umidità nell'istante in cui comincia a piovere, si procede aggiornando il valore del parametro θ (umidità del suolo) ad ogni intervallo di tempo. Partendo dal valore di CN_{II} , si calcolano i valori di CN_I , tramite la formula:

$$CN_I = \frac{4.2 \cdot CN_{II}}{10 - 0.058CN_{II}} \quad (4.1)$$

e successivamente si ottiene il valore di S_I con la formula:

$$S_I = 254 \cdot \left[\left(\frac{100}{CN_I} \right) - 1 \right] \quad (4.2)$$

A partire dal valore di umidità, si ricava poi la saturazione del suolo (ε_t), tramite la formula:

$$\varepsilon_t = \frac{\theta_t - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \quad (4.3)$$

dove θ_{sat} rappresenta l'umidità a saturazione, mentre θ_{res} corrisponde all'umidità residua.

Si ottiene quindi un valore di S_I ad ogni step di calcolo, con cui si calcola il parametro S_t :

$$S_t = S_I(1 - \varepsilon_t) \quad (4.4)$$

Con questa procedura i valori di S non sono più soltanto i tre corrispondenti alle tre classi di umidità, ma essi variano linearmente tra zero ed S_t a seconda del grado di saturazione. Il valore della capacità del massimo invaso non viene limitata inferiormente, in modo da considerare anche le situazioni di terreno completamente saturo, mentre il limite superiore corrisponde al valore massimo

(S_t), che corrisponde al valore CN_t quando $\theta = \theta_{res}$ ($\varepsilon_t = 0$). La distribuzione per ogni cella delle condizioni iniziali permette di ben rappresentare la loro variabilità all'interno del bacino stesso, la cui risposta idrologica sarà così più fedelmente riprodotta.

L'umidità del suolo per ogni istante t (θ_t) si ricava tramite il bilancio idrologico su ogni cella alla posizione i,j :

$$\frac{d\theta_{i,j}}{dt} = \frac{1}{z_{i,j}} (P_{i,j} - R_{i,j} - D_{i,j} - ET_{i,j}) \quad (4.5)$$

dove:

1. P è il tasso di pioggia, in forma nevosa P_s o liquida P_l a seconda di un parametro α legato alla temperatura dell'aria T_a :

$$P_s = (1 - \alpha) * P$$

$$P_l = \alpha * P$$

con:

$$\alpha = 0 \quad \text{se} \quad T_a \leq T_{inf}$$

$$\alpha = 1 \quad \text{se} \quad T_a \geq T_{sup}$$

$$\alpha = 0 \quad \text{se} \quad T_{inf} \leq T_a \leq T_{sup}$$

dove T_{inf} e T_{sup} sono parametri calibrati. Il tasso di scioglimento della neve M_s (m/s) è proporzionale alla differenza tra la temperatura dell'aria e un valore soglia T_b , secondo un parametro empirico C_m dipendente dalle condizioni meteorologiche e dalla localizzazione geografica:

$$M_s = C_m * (T_a - T_b) \quad (4.6)$$

Inoltre, il contenuto di umidità delle celle coperte dalla neve viene considerato costante nel tempo.

Nelle celle definite "di versante" il termine P_l include il termine del deflusso proveniente dalle celle di monte.

2. R è il deflusso, legato al potenziale di ritenzione del suolo stimato col metodo SCS-CN;
3. D è il flusso di drenaggio;
4. ET il tasso di evapotraspirazione, stimato come una frazione del tasso di pioggia a seconda dell'umidità del suolo, calcolato come:

$$ET = f_{bs} * E_{bs} + f_v * T \quad (4.7)$$

Dove:

- f_{bs} e f_v sono rispettivamente le frazioni di suolo spoglio e coperto da vegetazione, la cui somma è pari a 1;
- E_{bs} è il tasso di evaporazione del suolo spoglio [L/T^{-1}];
- T è il tasso di traspirazione [L/T^{-1}].

Il reale tasso di evaporazione del suolo e di traspirazione sono calcolati come frazione del potenziale di evapotraspirazione (PET):

$$E_{bs} = \alpha(\theta) * PET \quad (4.8)$$

$$T = \beta(\theta) * PET \quad (4.9)$$

Dove:

$$\alpha(\theta) = 0.082 * \theta + 9.173 * \theta^2 - 9.815 * \theta^3 \quad (4.10)$$

$$\beta(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{if } \theta \leq \theta_{wp} \\ 1 & \text{if } \theta \geq \theta_{fc} \\ \frac{\theta - \theta_{wp}}{\theta_{fc} - \theta_{wp}} & \text{otherwise} \end{cases}$$

Con: θ_{wp} = punto di appassimento;
 θ_{fc} = capacità di campo.

$$(4.11)$$

Il potenziale di evapotraspirazione è dato da:

$$PET = Kc * PET_0 \quad (4.12)$$

Con: Kc = coefficiente colturale

PET_0 = potenziale di riferimento, calcolato con la seguente formula:

$$PET_0 = (0.817 + 0.00022z) * HC * Ra * (T_{max} - T_{min})^{HE} * \left(\frac{T_{max} - T_{min}}{2} + HT \right) \quad (4.13)$$

Dove:

z = altezza sul livello del mare;

Ra = potenza evaporativa di radiazione;

T_{max} = massima temperatura giornaliera;

T_{min} = minima temperatura giornaliera;

HC = 0.0023 (coefficiente empirico);

HE = 0.5 (esponente empirico);

HT = 17.8 (convertitore da Fahrenheit a Celsius).

Questa è la formula del metodo di Hargreaves. Tale espressione deriva da un'apposita correzione del modello originale effettuata per i bacini alpini, poiché l'equazione originale tendeva a sovrastimare l'evapotraspirazione alle basse quote e viceversa alle quote più alte. (*Ravazzani, Corbari, Morella, Gianoli, & Mancini, 2012*)

5. Z la profondità del suolo.

Da un'analisi recentemente effettuata si calcola che mediamente l'acqua che evapotraspira puntualmente ogni anno sul bacino del Mallero è circa 26 mm. Tale valore risulta significativamente basso se confrontato con la media dei valori

annuali relativi agli ultimi dieci anni. Tale valore, riportato dal *Ministero delle politiche agricole alimentari, forestali e del turismo (Mipaaf 2019)*, per la provincia di Sondrio è pari a 645 mm all'anno. Tuttavia, è necessario sottolineare che la Valmalenco è un'area appartenente alla provincia di Sondrio, con quote particolarmente elevate dove, per la maggior parte dell'anno, le temperature sono minori di 0°C. Inoltre, è abitudine misurare l'evapotraspirazione in aree pianeggianti dove i valori sono sicuramente più elevati rispetto a quelli nelle aree montane. Si pensa quindi che il valore di evapotraspirazione media riportato sopra, per la provincia Sondrio, non sia particolarmente adatto ad essere confrontato con valori medi calcolati per il solo bacino del Mallero. Risulta così difficile poter verificare se il dato di 26 mm corrisponda effettivamente alla realtà. *(Cantoni e Cazzaniga, 2019)*

Dal calcolo dell'umidità del suolo (θ) è possibile per ogni istante di tempo dt successivo a quello iniziale, durante la simulazione del modello, stimare il valore di infiltrazione S .

Il parametro CN è un numero adimensionale e varia da 100 (per luoghi fortemente urbanizzati ed impermeabili) a circa 30 per suoli permeabili con elevati tassi d'infiltrazione. È quindi essenzialmente legato alla natura del suolo, al tipo di copertura vegetale ed alle condizioni di umidità del suolo antecedenti la precipitazione. *(Sonvico, 2017); (Ravazzani, et al., 2015)*

4.4 Metodo Muskingum-Cunge

La propagazione del deflusso superficiale serve a ricostruire le portate fluenti in una definita sezione del corso d'acqua. La propagazione dell'onda di piena si descrive tramite l'uso dell'equazione di continuità applicata al tronco d'alveo in esame. Indicando con I la portata entrante e con O quella uscente, l'equazione di continuità appare nella forma:

$$I(t) - O(t) = \frac{dW(t)}{dt} \quad (4.14)$$

Questa espressione indica come la differenza tra portata entrante e uscente debba essere necessariamente uguale alla variazione di volume nel tempo all'interno del tronco d'alveo. La grandezza di interesse per determinare l'onda di piena è la portata uscente dalla sezione di valle, note le condizioni iniziali e l'idrogramma in ingresso. Anche il volume W è un'incognita e si rende necessaria un'altra equazione che lo legghi con le portate e le loro derivate:

$$W(t) = W \left[I(t), O(t), \frac{dI(t)}{dt}, \frac{dO(t)}{dt}, \frac{d^2I(t)}{dt^2}, \frac{d^2O(t)}{dt^2}, \dots \right] \quad (4.15)$$

A seconda della forma che assume quest'ultima espressione, si hanno diversi modelli implementabili nella modellazione idrologica.

L'originale metodo di Muskingum parte dall'ipotesi che il volume invasato all'interno dell'alveo sia dovuto alla somma di due contributi: il primo costituito dal volume del solido compreso tra il contorno dell'alveo ed il piano passante per il pelo libero della sezione di valle e parallelo al fondo, detto *invaso prismatico*; il secondo è costituito dal solido compreso fra il piano parallelo al fondo ed il profilo del pelo libero, detto *invaso a cuneo*.

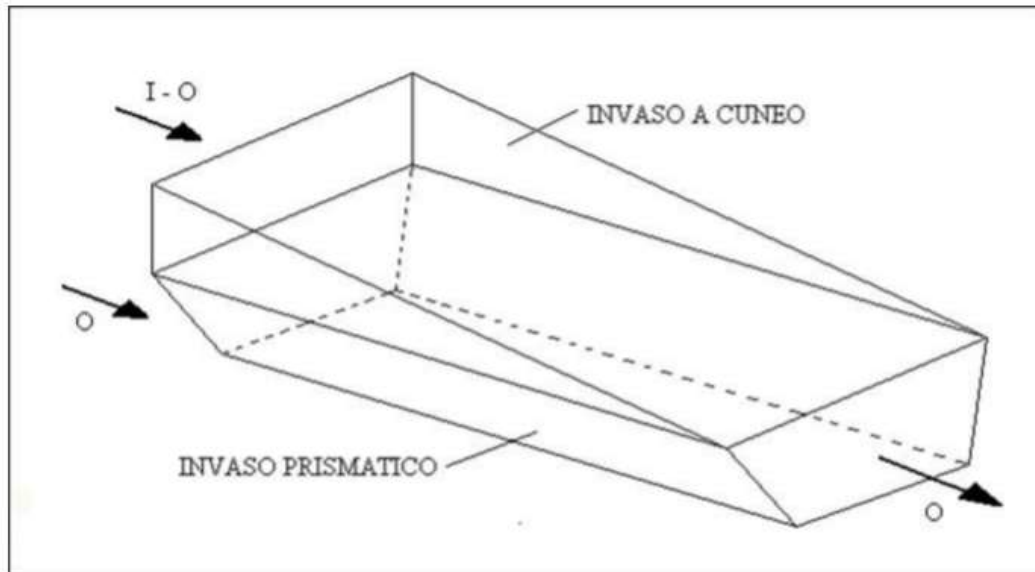


Figura 22: Schema di invaso col modello di Muskingum

Il volume compreso tra la sezione d'ingresso e quella di uscita può essere espresso come:

$$W(t) = k * O + k * \varepsilon * (I - O) = k * [\varepsilon * I + (1 - \varepsilon) * O] \quad (4.16)$$

Dove:

- W è il volume al tempo t ;
- I è la portata entrante al tempo t ;
- O è la portata uscente al tempo t ;
- k è un parametro temporale, espresso in ore, che assume il significato di un coefficiente di immagazzinamento;
- ε è un parametro adimensionale determinato sperimentalmente e compreso tra 0 e 1, avente funzione di "peso" tra portata uscente ed entrante.

Tale modello prevede il calcolo dei parametri k e ε senza tener conto delle caratteristiche geometriche e idrauliche del corso d'acqua, che sono per altro variabili nello spazio e nel tempo. Per questo motivo il metodo è stato modificato in un modello idrologico a coefficienti variabili, dando vita al metodo di

Muskingum-Cunge. Dato che i coefficienti non si mantengono costanti per tutto l'alveo non è sufficiente applicare il modello tra la sezione di monte e quella di valle, ma è necessario risolvere il problema della propagazione su una griglia spazio-temporale e ricavare i valori incogniti di portata e tirante idrico sui nodi di tale griglia:

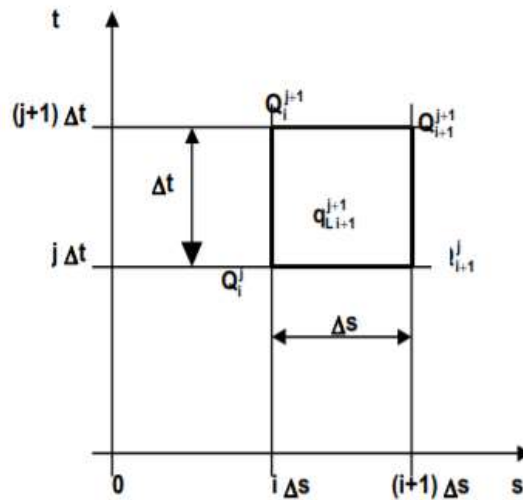


Figura 23: Discretizzazione spazio-temporale del metodo di Muskingum-Cunge

La prima espressione dei parametri k e ε usata da Cunge (1966) è:

$$k = \frac{\Delta x}{c} \quad (4.17)$$

$$\varepsilon = \frac{1}{2} * \frac{Q_{ref}}{i * c * B * \Delta x} \quad (4.18)$$

Dove:

- Δx è la distanza tra due sezioni adiacenti;
- c è la celerità cinematica;
- Q_{ref} è una portata di riferimento;
- B è la larghezza della sezione in corrispondenza del pelo libero;
- i è la pendenza del fondo del canale.

Successivamente Ponce & Yevjevich (1978) hanno fornito una nuova espressione dei parametri del modello, che assumono la forma:

$$C = \frac{c * \Delta t}{\Delta x} \quad (4.19)$$

$$D = \frac{Q_{ref}}{i * c * B * \Delta x} \quad (4.20)$$

Dove Δt è il passo temporale della griglia mentre C verrà in seguito chiamato numero di Courant e D è il numero di Reynolds di cella. Per calcolare la Q_{ref} si fa riferimento alla seguente figura:

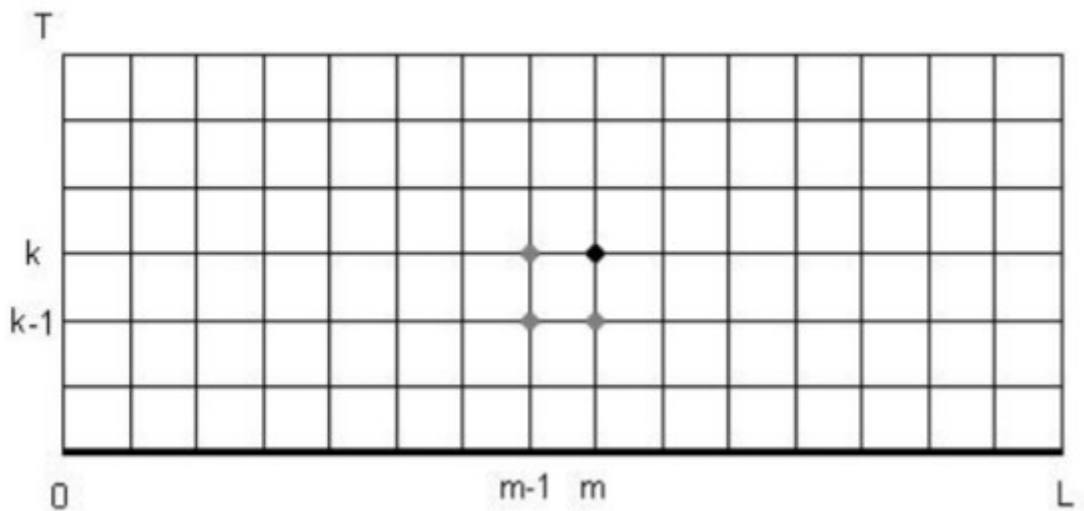


Figura 24: Calcolo delle grandezze incognite (punto nero), a partire dalle grandezze note (punti grigi)

Per il modello qui presentato la scelta più comoda per il calcolo della Q_{ref} è rappresentato da:

$$Q_{ref} = \frac{Q_{m-1}^{k-1} + Q_{m-1}^k + Q_m^{k-1}}{3} \quad (4.21)$$

Ovvero si prende il valore medio tra le portate nei punti grigi. A questo punto è possibile calcolare la portata in uscita ad ogni singolo tratto fluviale applicando la medesima equazione del metodo di Muskingum come segue:

$$Q_m^k = C_1 * Q_{m-1}^k + C_2 * Q_{m-1}^{k-1} + C_3 * Q_m^{k-1} \quad (4.22)$$

Dove i coefficienti C_1 , C_2 e C_3 assumono la seguente forma:

$$\left\{ \begin{array}{l} C_1 = \frac{-1 + C + D}{1 + C + D} \\ C_2 = \frac{1 + C - D}{1 + C + D} \\ C_3 = \frac{1 - C + D}{1 + C + D} \end{array} \right. \quad (4.23)$$

Infine, la celerità cinematica è ottenuta a partire dal seguente modello cinematico, derivante dalle equazioni di De Saint Venant:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dQ}{dx} + \frac{dA}{dt} = 0 \\ i = j \end{array} \right. \quad (4.24)$$

In particolare, l'equazione del moto rappresenta la formulazione delle condizioni di moto uniforme, per cui il legame tra area bagnata e portata nella sezione è esprimibile nel seguente modo:

$$A = \alpha * Q^\beta \quad (4.25)$$

Dalla formulazione di Manning, scritta con $i=j$ ed $R=A/P$ si ottiene:

$$A = \left(\frac{n * P^{\frac{2}{3}}}{\sqrt{i}} \right)^{3/5} * Q^{\frac{3}{5}} \quad (4.26)$$

Effettuando alcuni passaggi matematici si arriva all'espressione finale della celerità cinematica:

$$c = \frac{dQ}{dA} \quad (4.27)$$

Questa equazione mette in evidenza di come la celerità delle onde cinematiche sia esprimibile come la variazione di portata rispetto all'area bagnata trasversale,

essa varia da istante a istante e da sezione a sezione come già osservato per la portata di riferimento. Nel modello Muskingum-Cunge, quindi, i parametri sono calcolati sulla base di caratteristiche idrauliche e geometriche del corso d'acqua. *(Benedetti & Ravazzani, 2017)*

4.5 Calibrazione del modello

Il modello è soggetto a calibrazione dei suoi parametri ogni volta che viene applicato per una nuova casistica. Questa procedura consiste nel confrontare i valori risultati dalle simulazioni modellistiche con una serie di dati disponibili effettivamente misurati sul campo. I valori dei parametri del modello vengono modificati in modo che i risultati ottenuti siano il più fedeli possibili a quelli osservati. La serie di osservazioni disponibili per la calibrazione deve essere sufficientemente lunga e rappresentativa della realtà in modo da rendere la procedura il più robusta possibile ed avere così un modello valido che riduca al minimo gli errori di rappresentatività. I primi periodi di osservazioni vengono sempre trascurati in quanto rappresentano il periodo necessario per l'inizializzazione del modello. Questo è molto importante poiché, le risposte dei bacini alle precipitazioni sono molto influenzate dalle condizioni iniziali di umidità del suolo. Di conseguenza, per avere una migliore simulazione dell'evento, conviene inizializzare la simulazione in modo da avere una buona approssimazione dell'umidità iniziale del terreno. La calibrazione segue giocoforza un processo "trial and error" sui valori da assegnare ai parametri che incidono di più sulla descrizione del comportamento del bacino. Principalmente si focalizza la calibrazione sul confronto dei valori di volumi alluvionali che sono fortemente dipendenti dai processi di infiltrazione. I parametri che

maggiormente incidono su questo fenomeno e quindi soggetti a calibrazione sono: la conduttività idraulica, il CN (che regola i processi di saturazione e infiltrazione) e la profondità del suolo.

La permeabilità ha un significato fisico, in quanto dipende dalla tipologia di suolo, però la sua variazione non deve superare la sua incertezza. Ciò significa che, indipendentemente dal tipo di suolo, il valore medio per ogni classe può variare esclusivamente nel range predefinito. La k_{sat} ha un effetto indiretto in quanto non compare direttamente nelle formule di calcolo dell'umidità del suolo, ma è la grandezza che regola in flusso di percolazione ovvero la velocità con cui il suolo si asciuga; di conseguenza dalla permeabilità dipende il grado di saturazione del suolo: quando si ha una sovrastima del deflusso conviene aumentare la permeabilità per permettere al suolo di asciugarsi più velocemente, aumentare la percolazione e diminuire il deflusso; quando il suolo è meno permeabile, l'acqua si muove più lentamente al suo interno e quindi si svuota anche più lentamente perché la percolazione è ridotta. Perciò, quando comincia la precipitazione, il terreno risulta più bagnato e il runoff più grande.

Il Curve Number ha invece un effetto diretto comparando al denominatore della formula (4.2) per il calcolo della S_i .

Per quanto riguarda la profondità del suolo essa risulta un parametro difficile da definire e disporre delle misure: per questi motivi non si presta ad essere calibrato.

Risulta chiaro che le semplificazioni indotte dal modello e la rappresentatività dei dati di input impediscono che la risposta idrologica venga modellata nella maniera più esatta.

L'efficienza della calibrazione si misura tramite le variazioni all'errore relativo del picco di portata e del volume esondato:

$$errQ_{max} = \frac{Q_{sim} - Q_{oss}}{Q_{oss}} \quad (4.28)$$

$$errVol = \frac{V_{sim} - V_{oss}}{V_{oss}} \quad (4.29)$$

Con questi termini va operato una scelta del trade off sui due errori: un set di parametri potrebbe minimizzare l'errore sulle portate ma non sui volumi, e viceversa.

Un'ulteriore utile misura riguarda l'errore sulla stima del tempo di propagazione del picco:

$$errt_{max} = t_{sim} - t_{oss} \quad (4.30)$$

Per valutare poi che la forma dell'idrogramma simulato sia il più simile possibile con quella dell'idrogramma osservato si sfruttano l'errore quadratico medio (RMSE, Root Mean Square Error) e l'indice di Nash. Il primo tende a zero nel caso di perfetta corrispondenza fra valore osservato e simulato; il secondo misura il rapporto degli scarti dei valori di portata simulati dal modello idrologico, con gli scarti dei valori di portata osservati e da una valutazione sulla similitudine di forma dell'idrogramma. Il range può variare da $-\infty$ a 1: il valore ottimale è 1, mentre quelli accettabili sono compresi tra 0 e 1.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{sim}^i - Q_{oss}^i)^2} \quad (4.31)$$

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim}^i - Q_{oss}^i)^2}{\sum_{i=1}^n (\bar{Q}_{sim} - Q_{oss}^i)^2} \quad (4.32)$$

dove Q_{sim}^i è la portata simulata al tempo i-esimo, Q_{oss}^i è la portata osservata al tempo i-esimo e \bar{Q}_{sim} è la portata simulata media sull'evento. Per quanto

riguarda l'errore sul volume, si intende quello sul volume cumulato, simulato o osservato, per ogni singolo evento.

(Rabuffetti, Ravazzani, Corbari, & Mancini, 2008)

4.6 Validazione del modello

Una volta che la calibrazione dei parametri del modello produce dei risultati che ci soddisfano in termini di corretta simulazione della realtà quindi di corrispondenza fra i dati simulati e quelli osservati, si procede alla fase di validazione. Essa consiste nell'applicazione del modello, con i valori dei parametri risultanti dalla calibrazione, a nuovi eventi di pioggia per validare il suo comportamento con dati del tutto nuovi e verificare che la calibrazione abbia prodotto un modello che possa essere effettivamente usato per simulare possibili scenari futuri all'interno del bacino.

Capitolo 5

Elaborazione dei dati di pioggia

5.1 Pioggia ragguagliata dal modello FEST

Una volta lanciata l'esecuzione del modello, dopo aver aggiunto anche i dati relativi alla temperatura (anch'essi sottoforma di un file di testo con lo stesso layout), esso restituisce come dato di output una serie di dati pluviometrici come valori medi sull'intera area del bacino, espressa in termini di altezza di pioggia (mm) caduta nell'arco dei trenta minuti dell'intervallo di campionamento.

Per questioni di comodità e mole dei dati, le serie pluviometriche sono state elaborate con software Matlab.

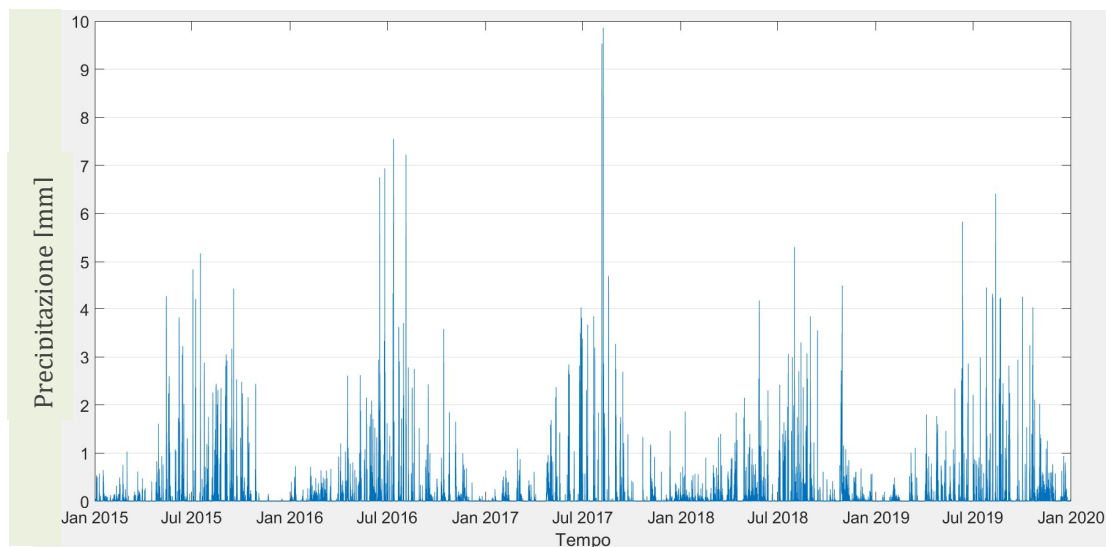


Figura 25: Pluviometria dal 01/01/2015 al 31/12/2019

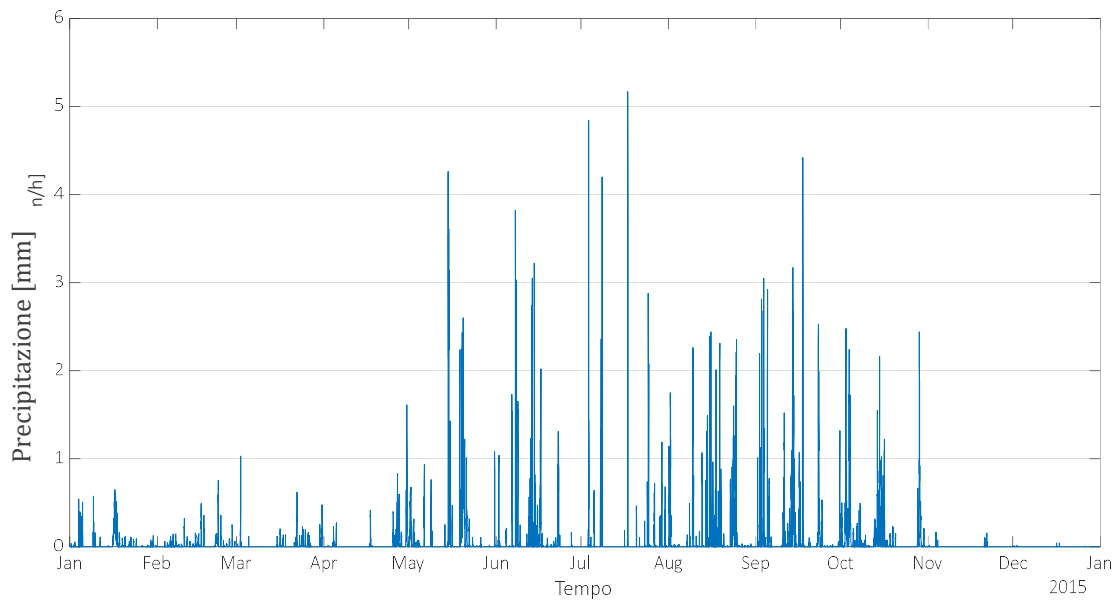


Figura 26: Pluviometria anno 2015

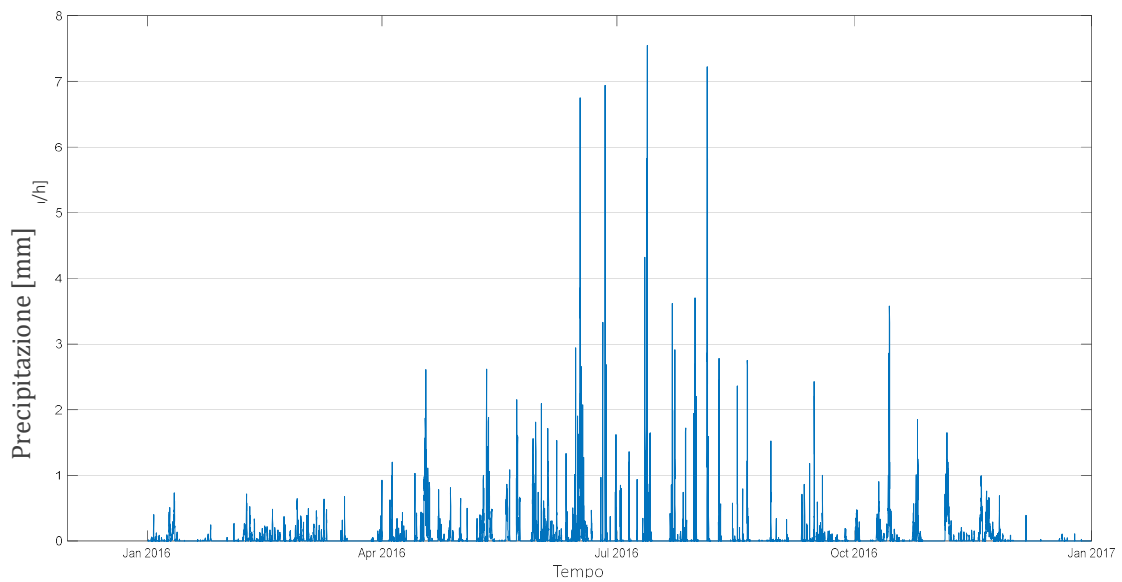


Figura 27: Pluviometria anno 2016

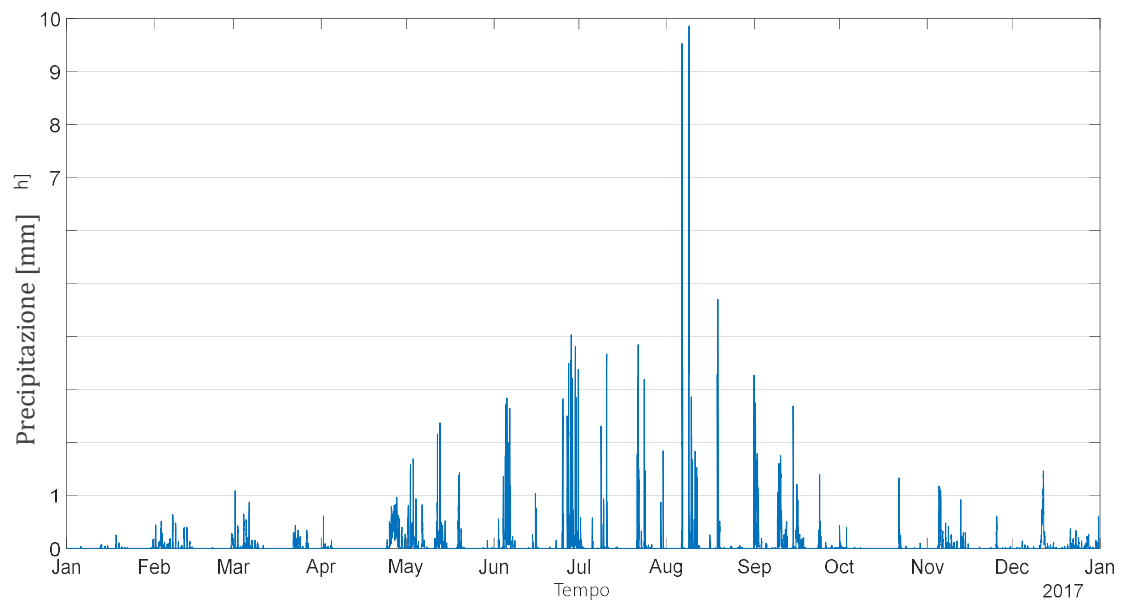


Figura 28: Pluviometria anno 2017

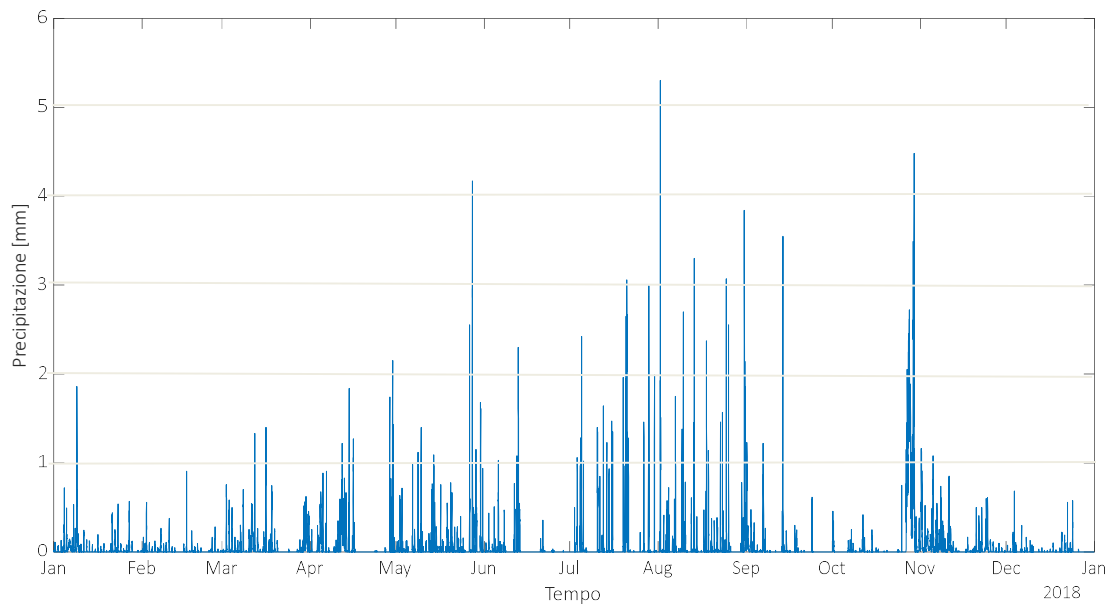


Figura 29: Pluviometria anno 2018

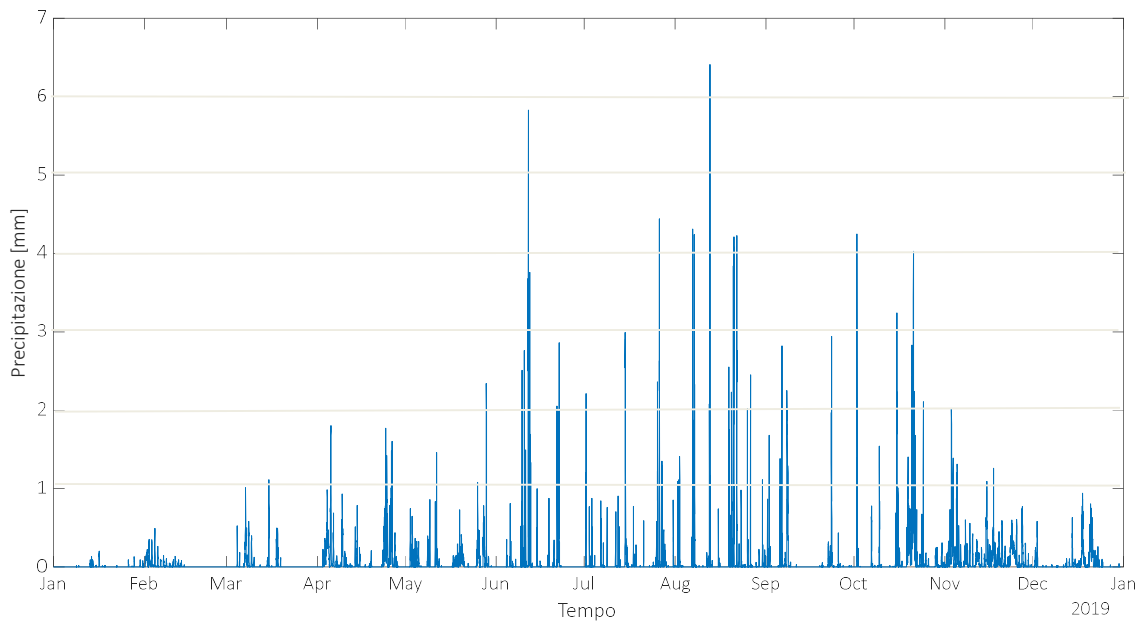


Figura 30: Pluviometria anno 2019

Osservando la distribuzione annuale dei quantitativi di pioggia si nota subito la ciclicità degli eventi e, come prevedibile, che i picchi massimi si verificano nei periodi estivi: ricordando che i dati hanno una cadenza di trenta minuti si notano intensità nell'ordine della decina di mm/h e oltre.

I risultati di queste elaborazioni vanno trattati con cautela in considerazione delle debolezze già enunciate relative alle misure pluviometriche, che sono di certo più incisive rispetto alle approssimazioni operate nell'elaborazione matematica del modello idrologico. Questi dati possono tuttavia fornire un'adeguata base di partenza per la futura verifica di affidabilità dei dati pluviometrici provenienti dai link.

5.2 Analisi dei dati raccolti con i link a microonde

La distribuzione dei dati pluviometrici provenienti dai link a microonde dipende ovviamente dalle posizioni dei ricevitori e trasmettitori della rete cellulare. In

Figura 30 vengono evidenziate le posizioni di tutte le antenne utilizzate per ricavare i dati sul bacino. Alcune di queste antenne svolgono esclusivamente il ruolo di ripetitore o trasmettitore, alcune svolgono entrambi i ruoli.

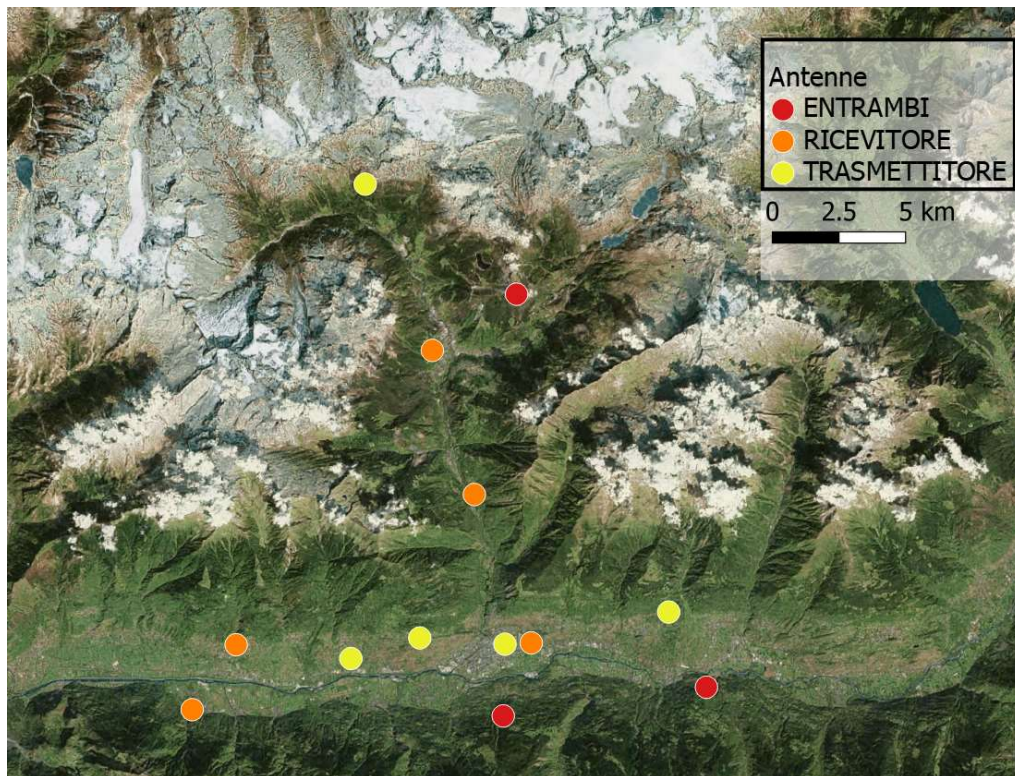


Figura 31: Distribuzione delle antenne nel bacino

La seguente tabella descrive le coordinate dei ricevitori e dei trasmettitori utilizzati. Ogni collegamento fra un ricevitore e un trasmettitore (ovvero ogni link) è identificato da un codice univoco che corrisponde, per comodità, anche alla lunghezza del collegamento:

COD	R(x)	R(y)	T(x)	T(y)
2936	568774.7	5113428	567724.1	5110686
4153	568774.7	5113428	564626.2	5113614
6077	567724.1	5110686	562040.9	5112840
2693	567724.1	5110686	567789.3	5113378
13971	565096.4	5124408	567724.1	5110686
8376	566675.1	5118997	567724.1	5110686
3773	565096.4	5124408	568224.8	5126518
6996	568224.8	5126518	562578.7	5130649
6783	568774.7	5113428	575350.5	5111763
3158	575350.5	5111763	573933.4	5114585
6895	557735.6	5113357	564626.2	5113614
8958	556083.5	5110920	564626.2	5113614

Tabella 2: Coordinate delle stazioni a microonde

Il collegamento fra questi ricevitori e trasmettitori ha portato alla costruzione della maglia dei link che risulta così distribuita all'interno del bacino:

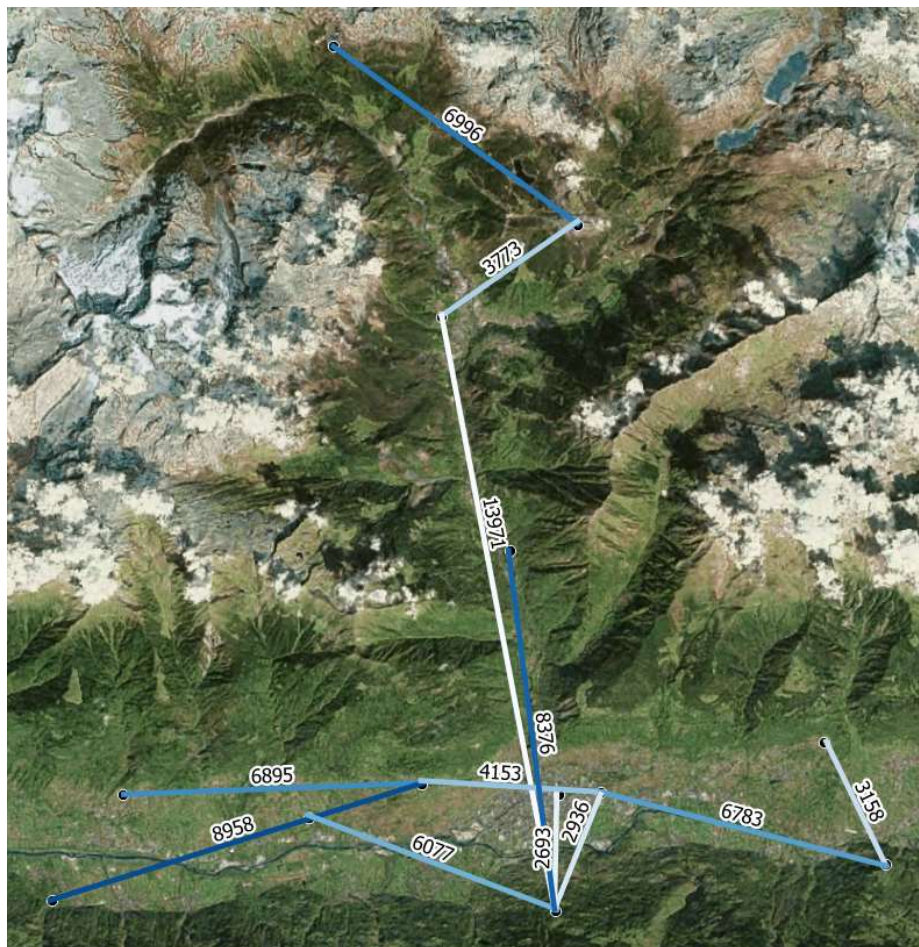


Figura 32: Maglia dei link nel bacino

I dati di pioggia resi disponibili dalle compagnie telefoniche riguardavano sette diversi eventi di pioggia compresi nel periodo fra luglio e novembre 2019:

EVENTO	DA	A
1	24/06/2019 – 23:30	26/06/2019 – 23:00
2	10/08/2019 – 23:30	13/08/2019 – 23:00
3	24/08/2019 – 23:30	26/08/2019 – 23:00
4	21/09/2019 – 23:30	23/09/2019 – 23:00
5	30/09/2019 – 23:30	02/10/2019 – 23:00
6	14/10/2019 – 23:30	16/10/2019 – 23:00
7	17/10/2019 – 23:30	24/20/2019 – 23:30

Tabella 3: Intervalli temporali di pioggia degli eventi disponibili con i dati link

Come ben visibile si tratta per la maggior parte di registrazioni aventi durata di circa due giorni, ad eccezione dell'evento numero 2, la cui registrazione dura 3 giorni e dell'evento numero 7, la cui registrazione dura otto giorni.

Nella ricostruzione temporale dei dati di pioggia da inserire nel modello idrologico anche per questi set di dati si è dovuto estrarre un valore di altezza di pioggia con cadenza di trenta minuti: poiché i dati si presentavano con cadenza ogni 15 minuti il risultato ogni mezzora deriva dalla media dei due valori ogni 15 minuti. Nel caso della presenza di dati nulli, un solo dato nullo fra i due mediati rendeva nullo il dato estratto sulla mezzora.

5.3 Primo confronto fra i dati dei pluviometri e dei link

Dopo aver richiamato i concetti teorici per spiegare le elaborazioni che portano a dati pluviometrici partendo dai segnali dei link a microonde e dopo aver inquadrato la situazione strumentale all'interno del bacino oggetto di studio, si è convenuto effettuare un confronto fra i puri dati di registrazioni pluviometrica prima di effettuare qualsiasi elaborazione all'interno del modello idrologico. Per

valutare le prestazioni e l'affidabilità dei dati registrati con i link sono stati confrontati con i pluviometri ad essi più vicini nello spazio, nella speranza di ottenere risultati simili fra di loro nella registrazione degli eventi meteorici.

Sono state scelte tre zone diverse all'interno del bacino, con lo scopo di identificare eventuali comportamenti anomali a seconda del contesto geomorfologico:

- N. 6996: inserito in un contesto di alta quota e circondato da rilievi alpini. I suoi dati sono stati confrontati con i pluviometri di Alpe Entova e Palù, situati vicino ai due estremi del link:

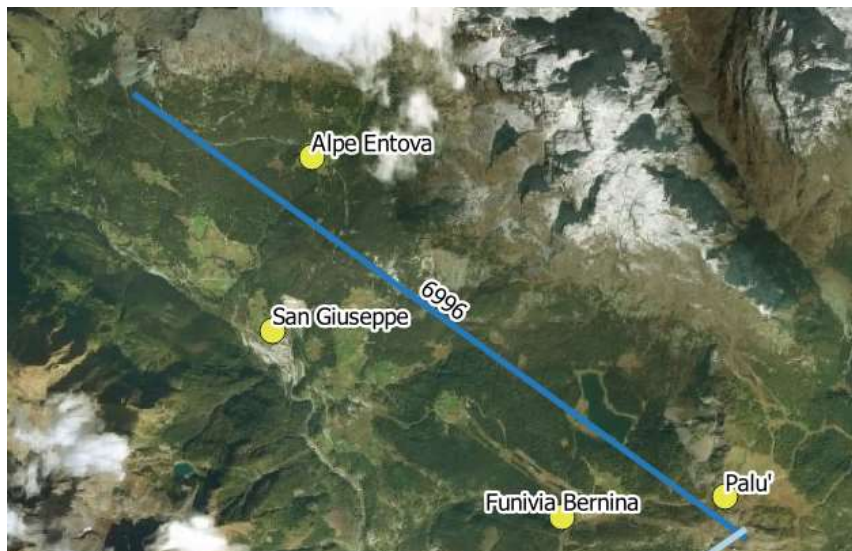


Figura 33: Inquadramento link n. 6996

Da cui sono emersi i seguenti risultati:

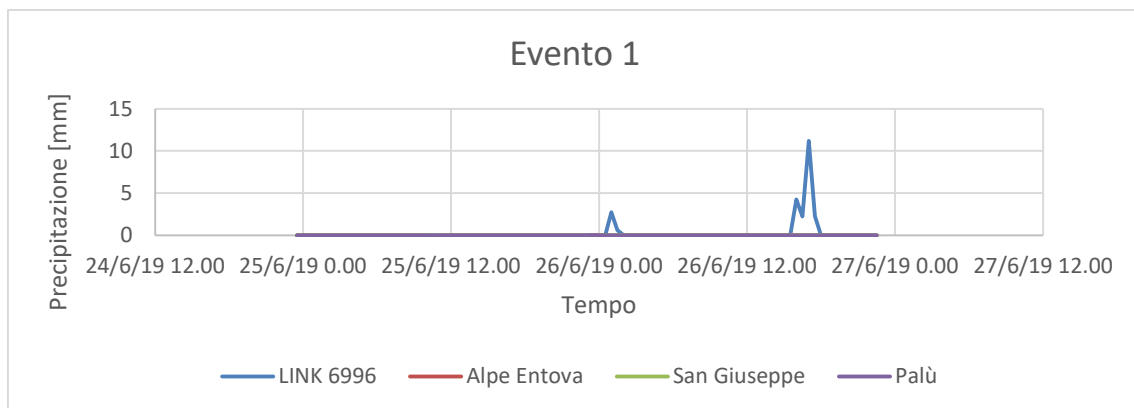


Figura 34: RegISTRAZIONI meteoriche evento 1

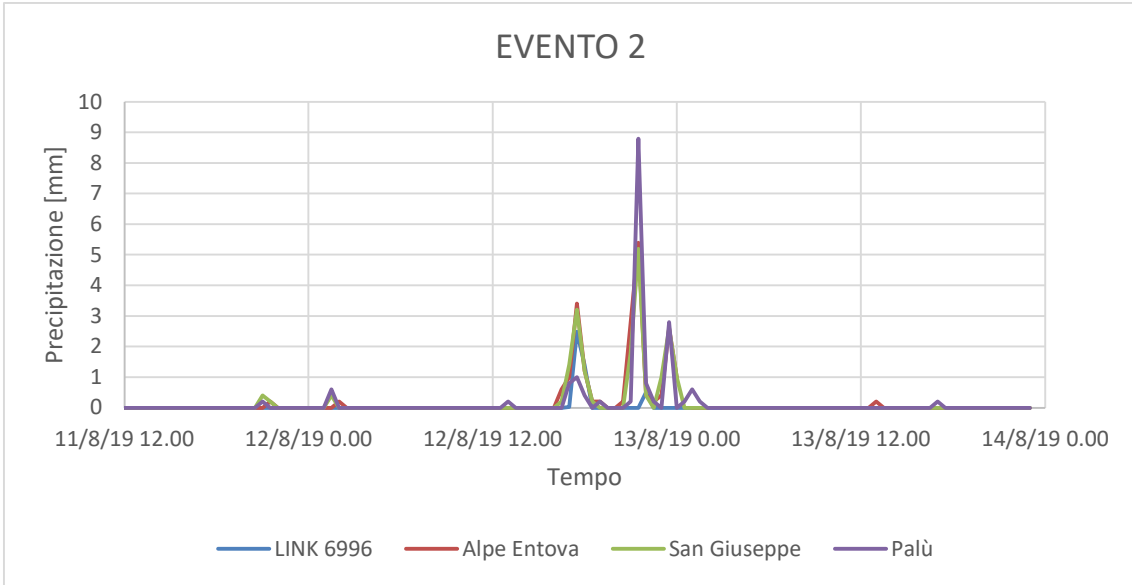


Figura 35: RegISTRAZIONI meteoriche evento 2

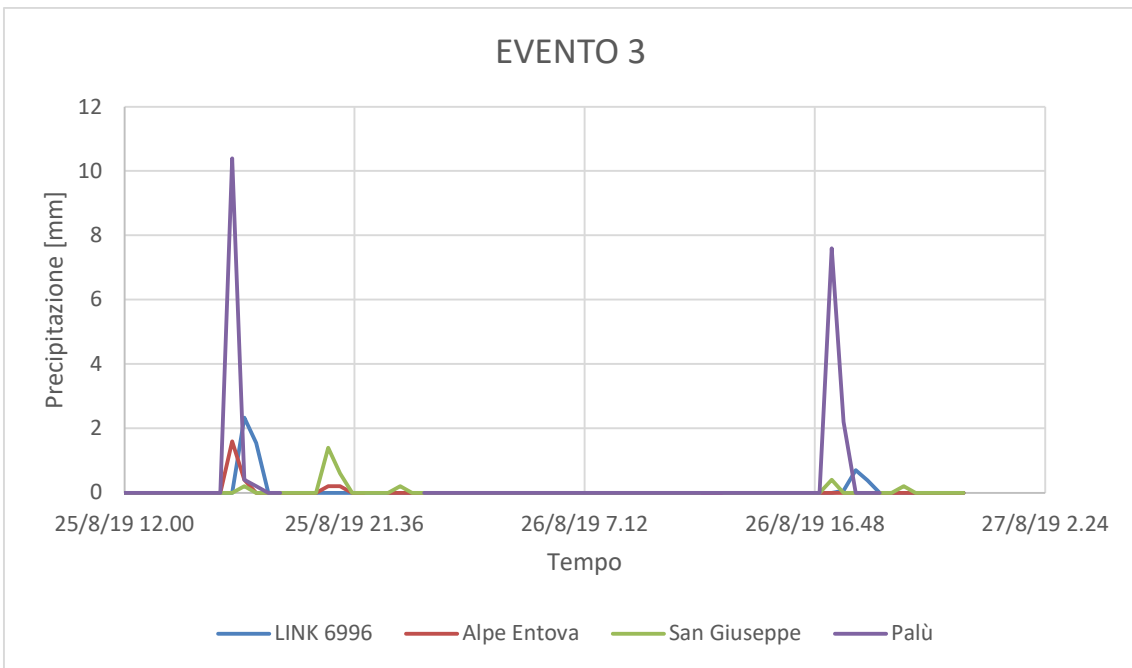


Figura 36: RegISTRAZIONI meteoriche evento 3

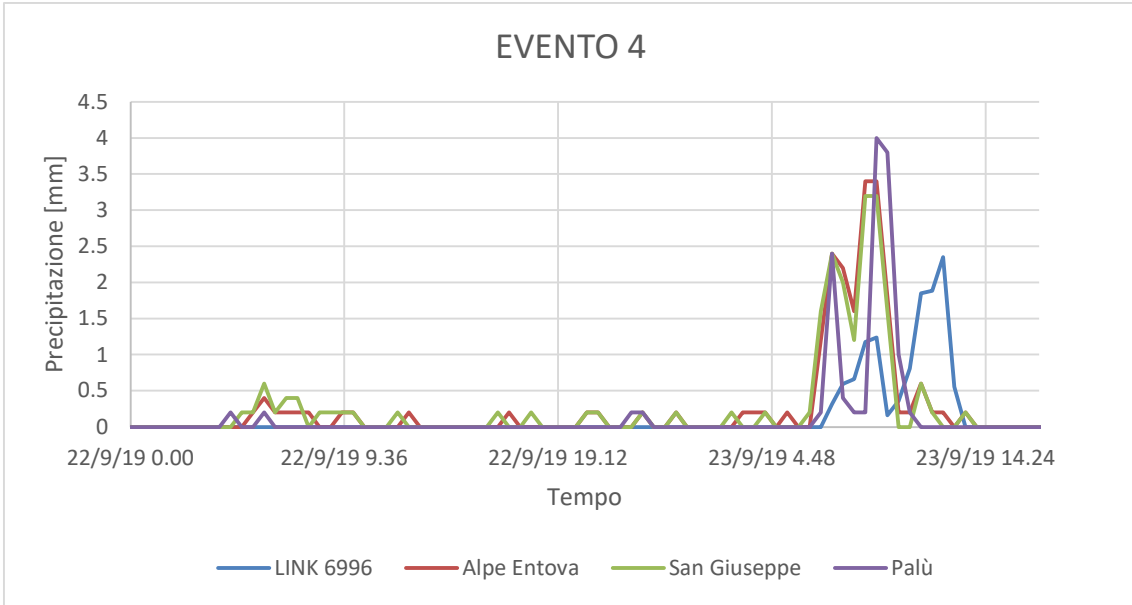


Figura 37: RegISTRAZIONI meteoriche evento 4

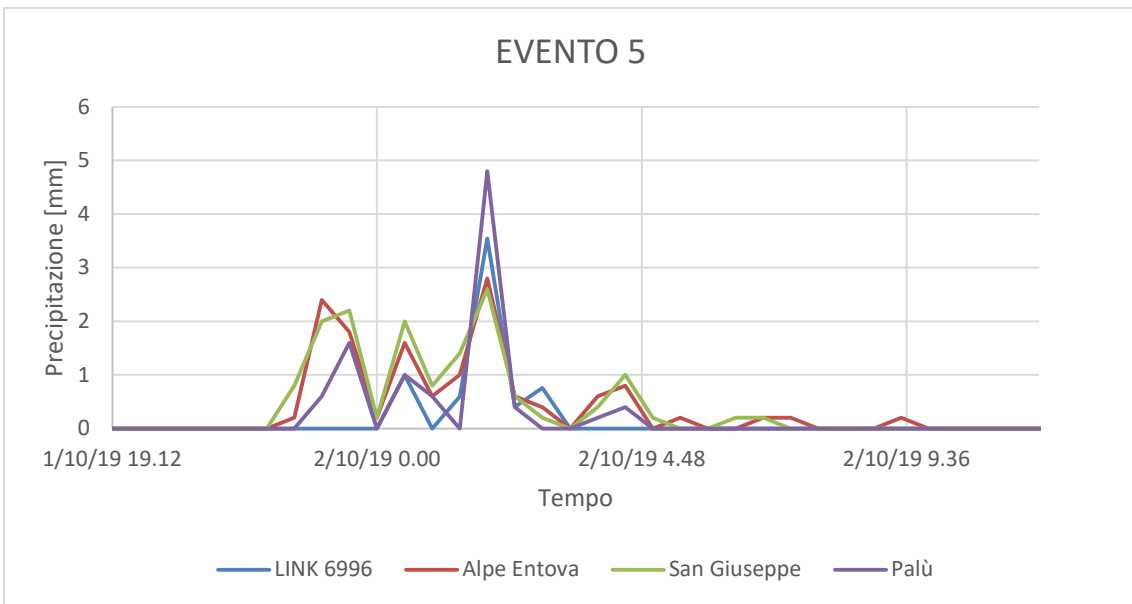


Figura 38: RegISTRAZIONI meteoriche evento 5

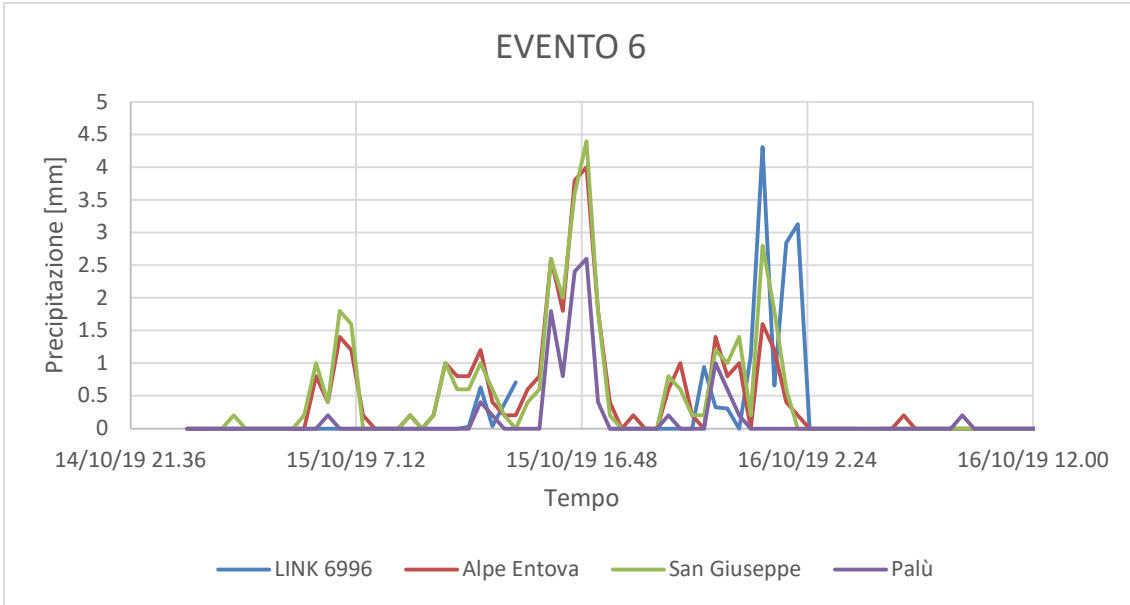


Figura 39: RegISTRAZIONI meteoriche evento 6

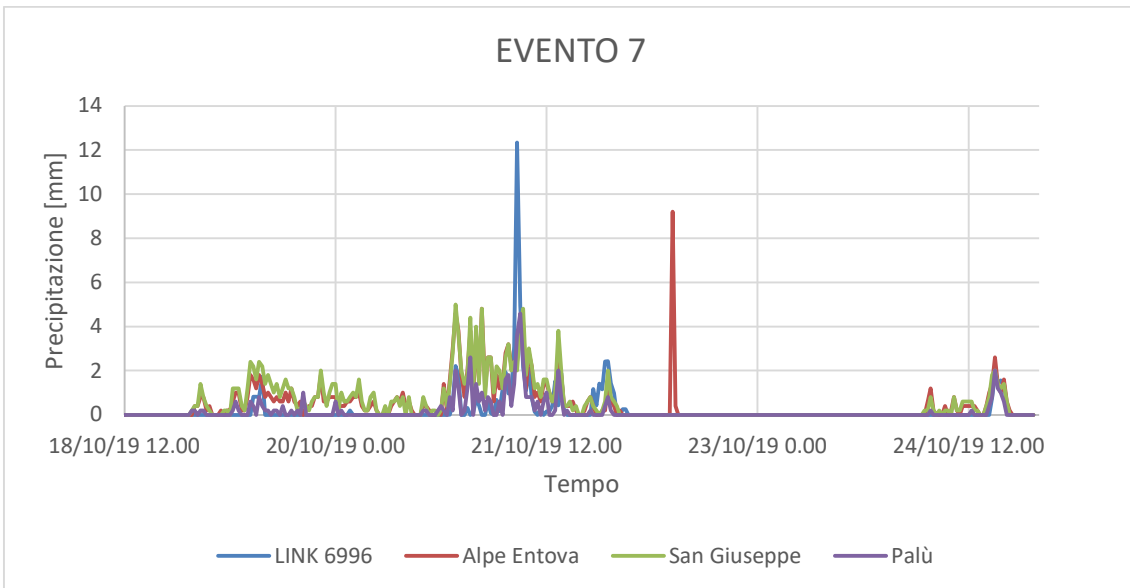


Figura 40: RegISTRAZIONI meteoriche evento 7

- N. 13971: il suo percorso, molto lungo, corre in una zona rappresentativa della media valle ed è stato confrontato con i pluviometri di Torreggio e Spriana, i quali sono in una posizione media rispetto alla lunghezza del collegamento:



Figura 41: Inquadramento link n. 13971

Da cui sono emersi i seguenti risultati:

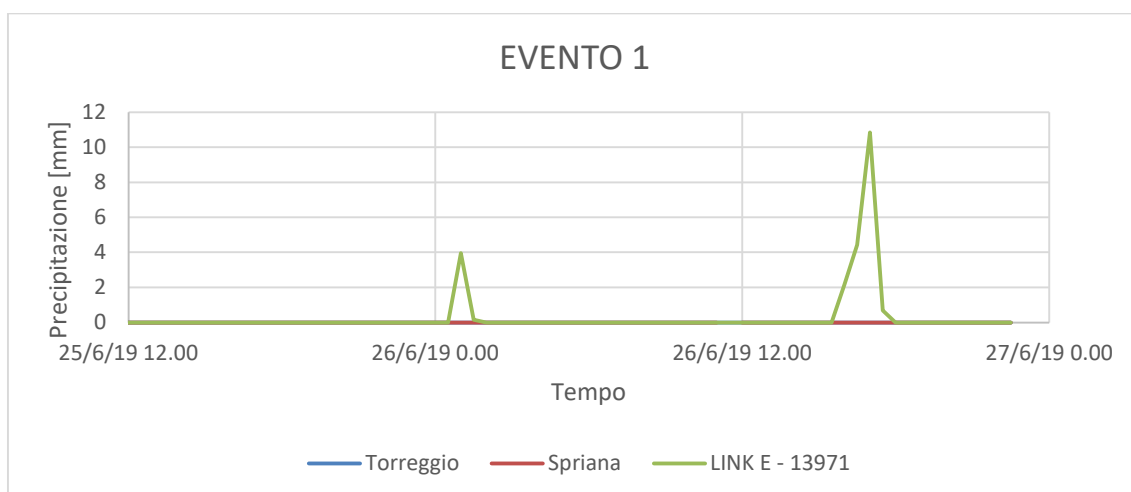


Figura 42: RegISTRAZIONI meteoriche evento 1

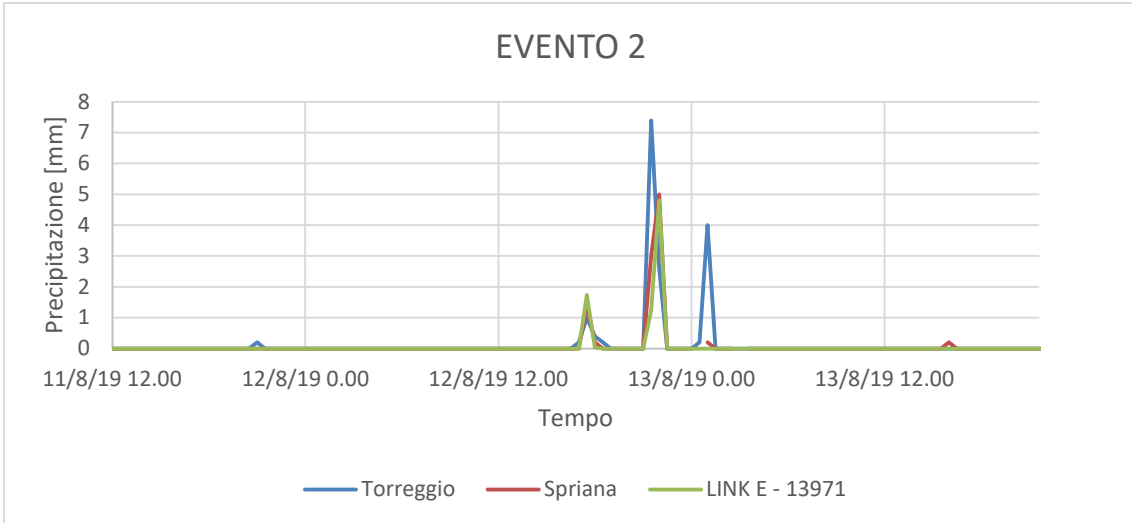


Figura 43: Regrazioni meteoriche evento 2

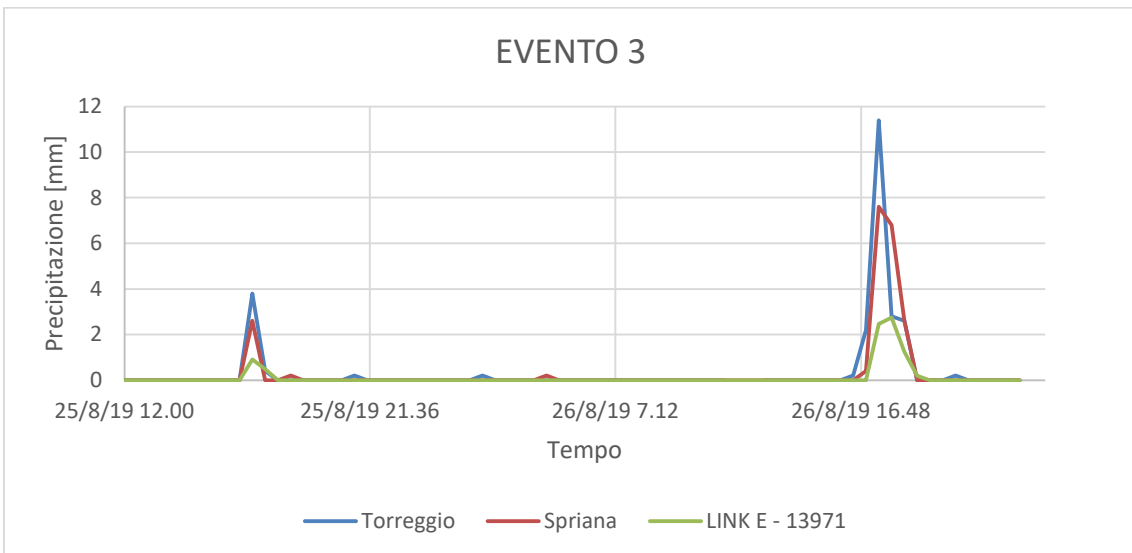


Figura 44: Regrazioni meteoriche evento 3

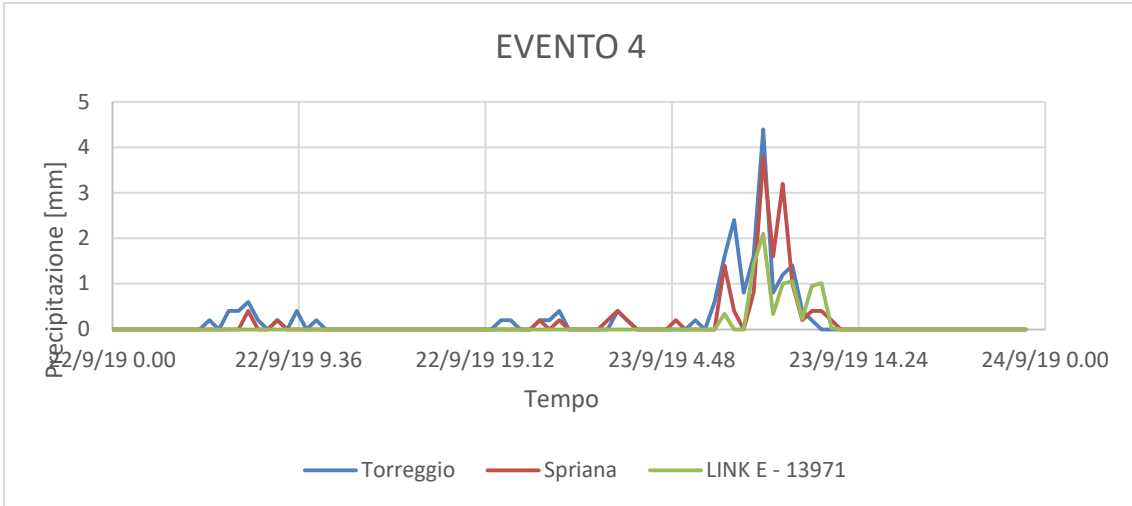


Figura 45: RegISTRAZIONI meteoriche evento 4

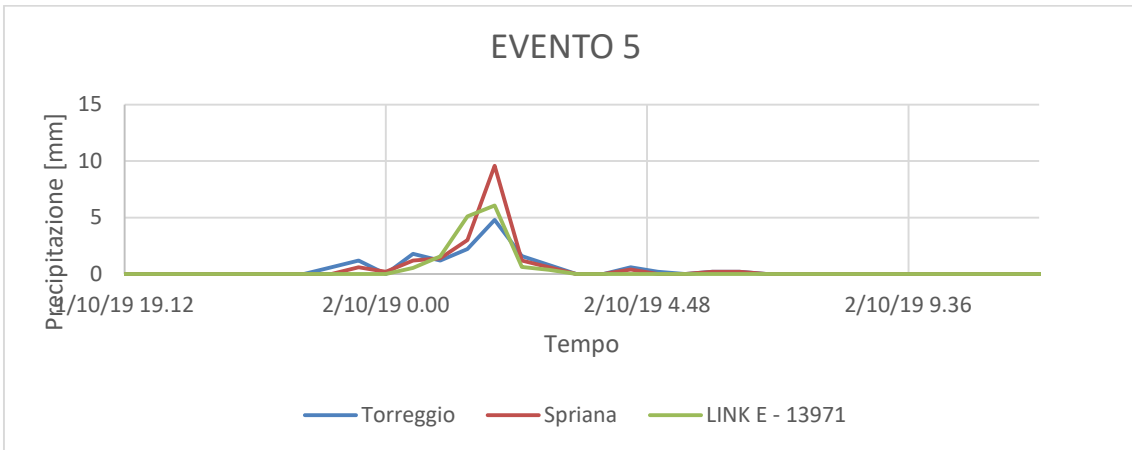


Figura 46: RegISTRAZIONI meteoriche evento 5

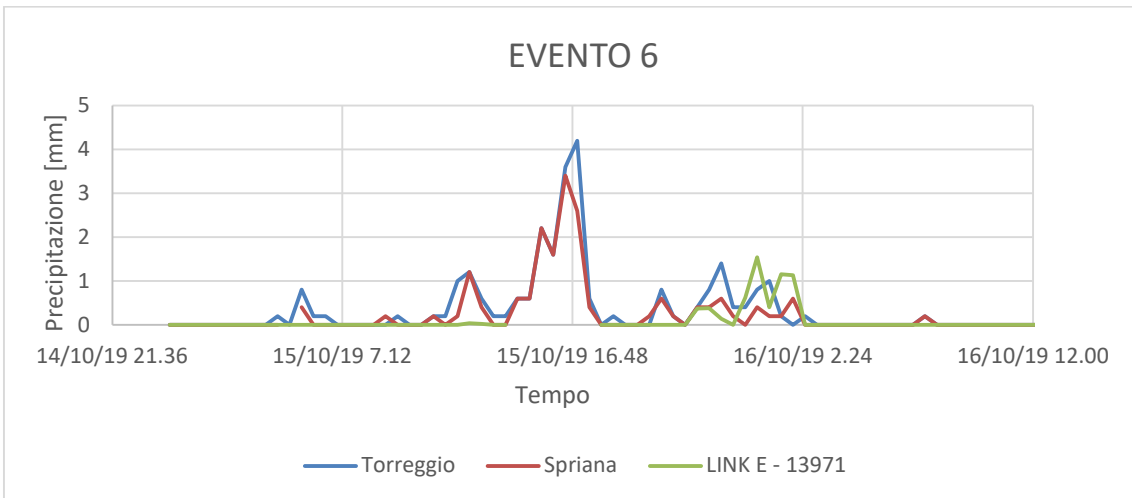


Figura 47: RegISTRAZIONI meteoriche evento 6

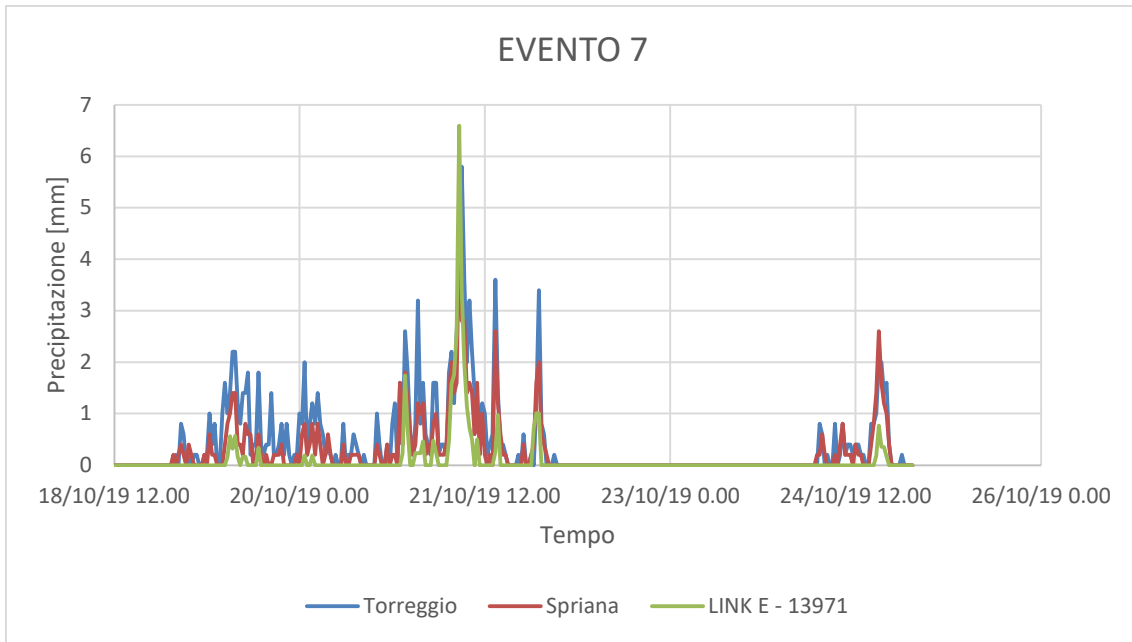


Figura 48: RegISTRAZIONI meteoriche evento 7

- N.2963, 2693, 4154, 6077: questi collegamenti si trovano tutti in una zona di fondovalle e sono stati confrontati con la stazione pluviometrica di Sondrio che si trova esattamente al centro rispetto a questi link:



Figura 49: Inquadramento link n. 2693 - 2963 - 4153 - 6077

Da cui sono emersi i seguenti risultati:

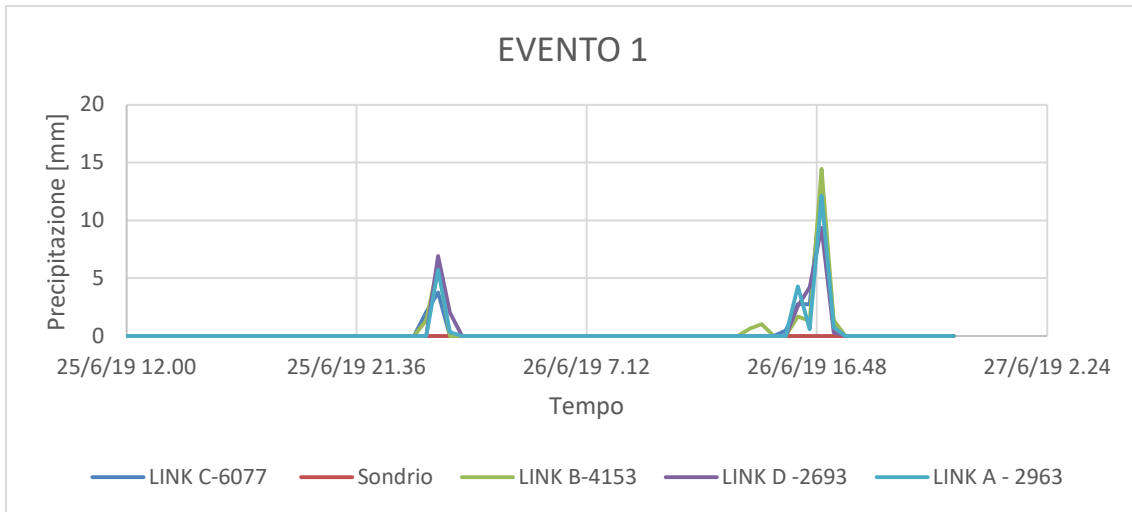


Figura 50: RegISTRAZIONI meteoriche evento 1

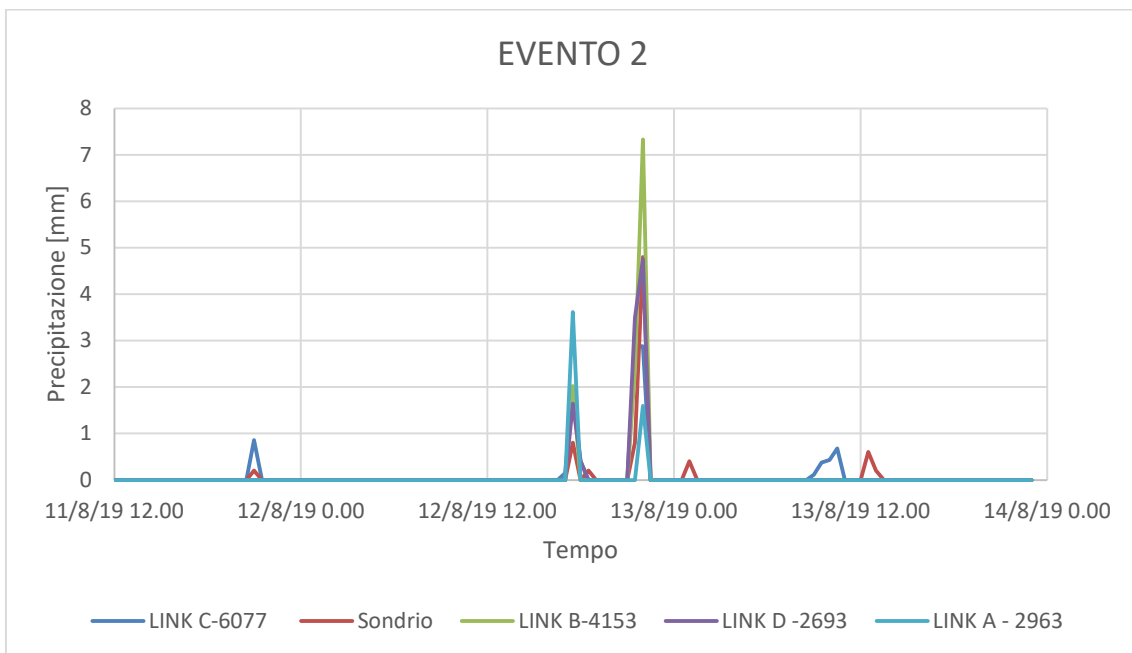


Figura 51: RegISTRAZIONI meteoriche evento 2

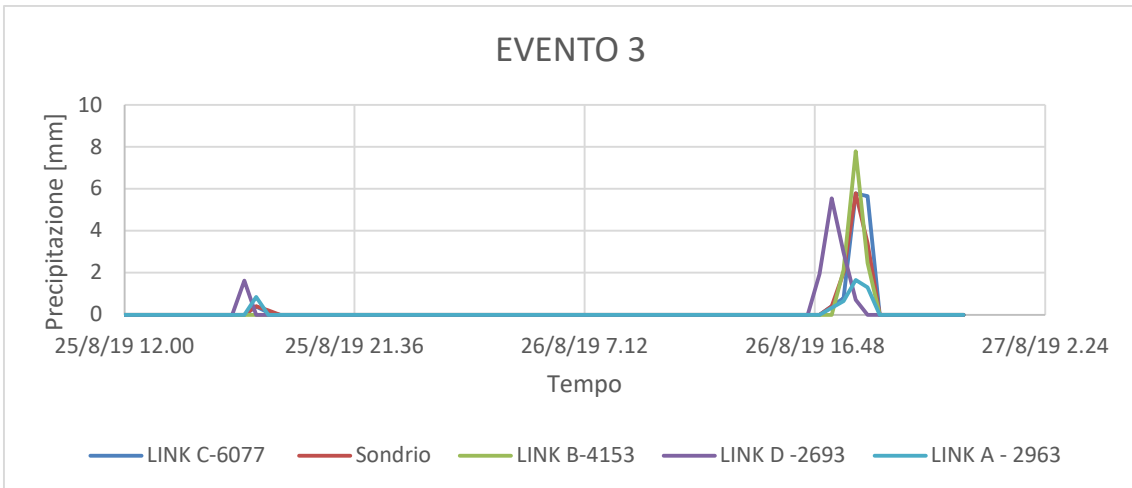


Figura 52: RegISTRAZIONI meteoriche evento 3

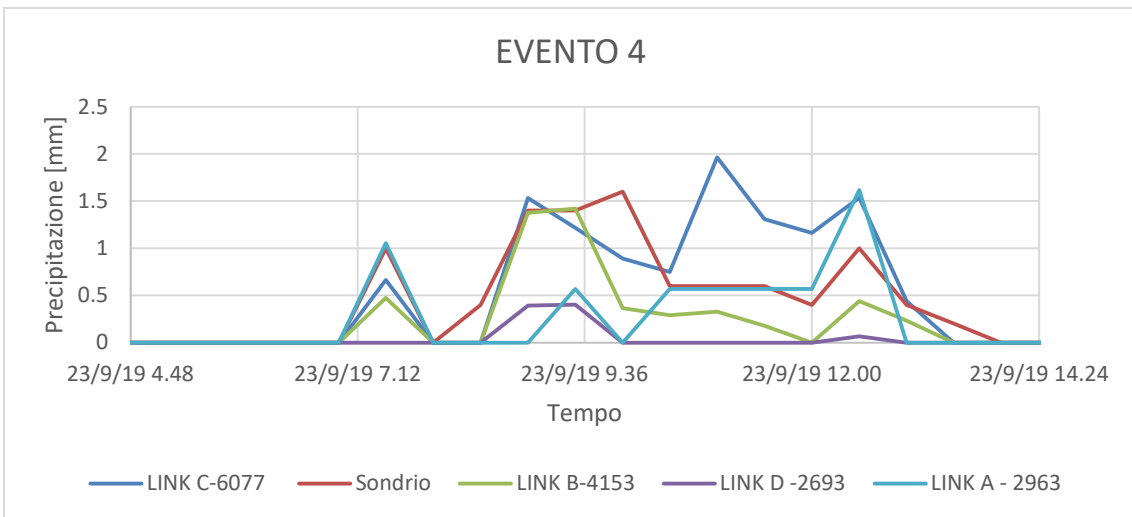


Figura 53: RegISTRAZIONI meteoriche evento 4

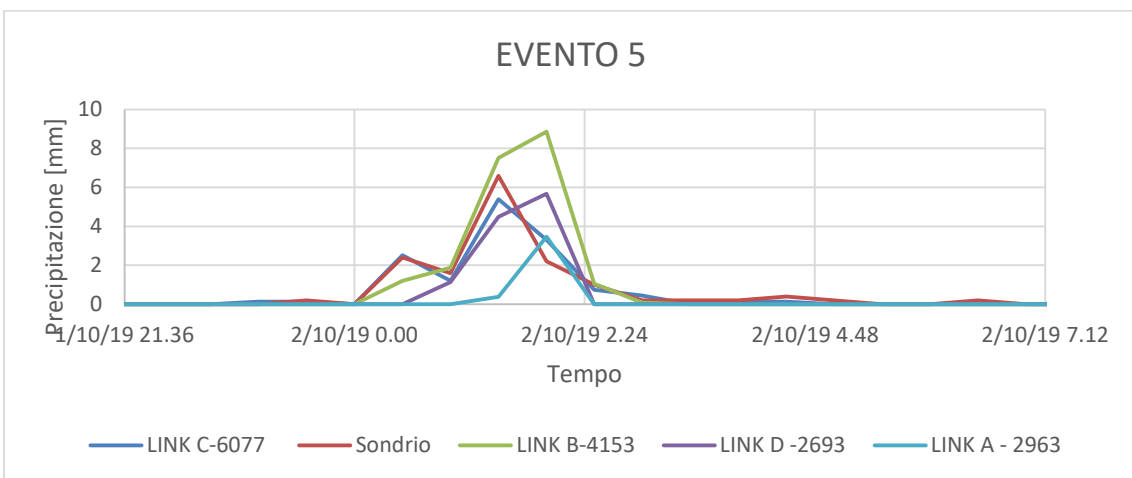


Figura 54: RegISTRAZIONI meteoriche evento 5

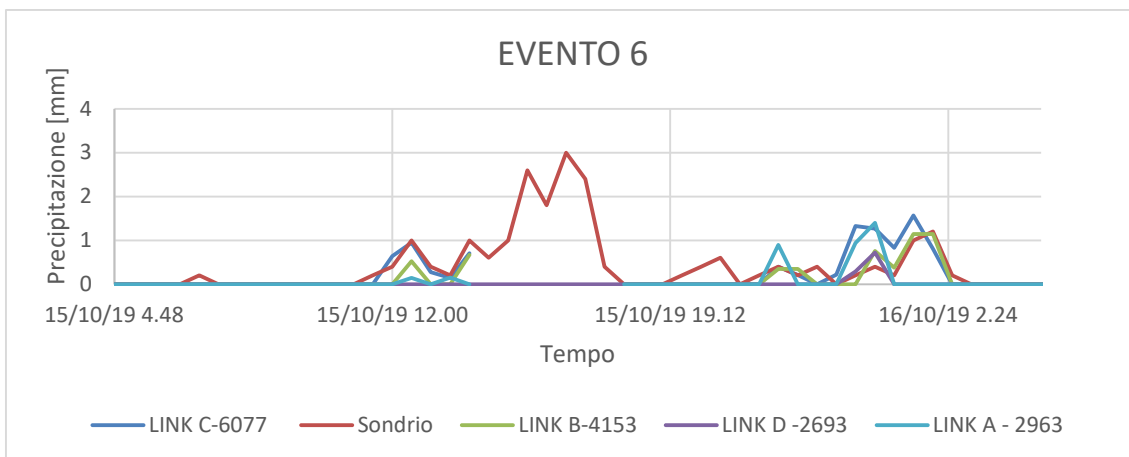


Figura 55: RegISTRAZIONI meteoriche evento 6

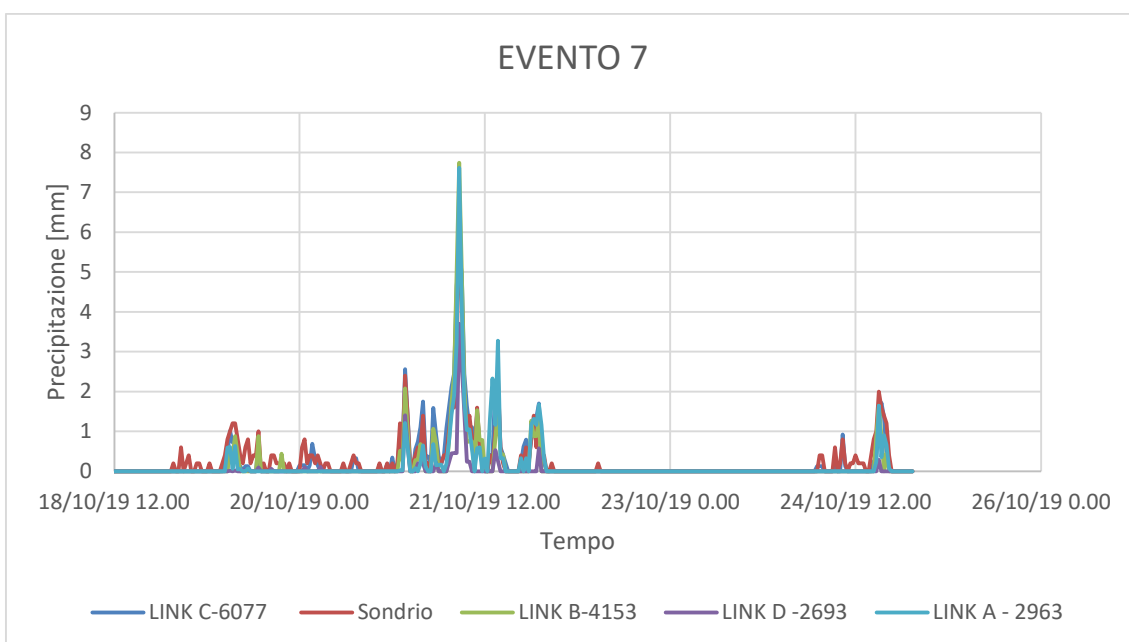


Figura 56: RegISTRAZIONI meteoriche evento 7

Osservando le evidenze grafiche dei risultati è lecito sostenere come le registrazioni meteoriche dei link spesso risultino simili a quelle effettuate dai pluviometri ARPA, anche se non in tutti i casi questa affermazione si può considerare vera: ne è un esempio palese l'evento 1, dove tutti i link analizzati hanno registrato un evento meteorico, mentre tutti i pluviometri mostrano dati nulli. Viceversa, in un evento comunque complesso come il numero 7 le corrispondenze fra i dati sono fiduciosamente fedeli fra loro.

Un' altra utile considerazione che emerge riguarda il comportamento a seconda della morfologia del territorio: in tutte e tre le posizioni, seppur ognuna molto diversa rispetto alle altre all'interno del bacino, non si sono notati comportamenti esclusivi rispetto alle altre: ciò potrebbe significare che, anche se solo in modo qualitativo, il comportamento dei link è simile al vero sia che questi si trovino in un ambiente vallivo sia che si trovino in ambiente montano (alpino). Questo aspetto è di ulteriore conforto per la speranza di avere un affidabile strumento alternativo nella stima pluviometrica.

5.4 I dati dei pluviometri e dei link nel modello idrologico

Come già noto la legge di potenza che ricava l'intensità di pioggia dall'attenuazione del segnale cellulare fornisce un dato mediato sull'intera lunghezza del collegamento. Per rendere questo tipo di dati utilizzabili come input all'interno del modello si è deciso, come prima approssimazione, di individuare una sorta di stazione pluviometrica equivalente situata nel punto medio della lunghezza di ogni collegamento e assegnargli il valore medio ricavato di intensità di precipitazione, ottenendo così dodici "nuove" stazioni pluviometriche.

Così facendo la distribuzione dei nuovi pluviometri "fittizi" all'interno del bacino risultavano distribuiti in questo modo:

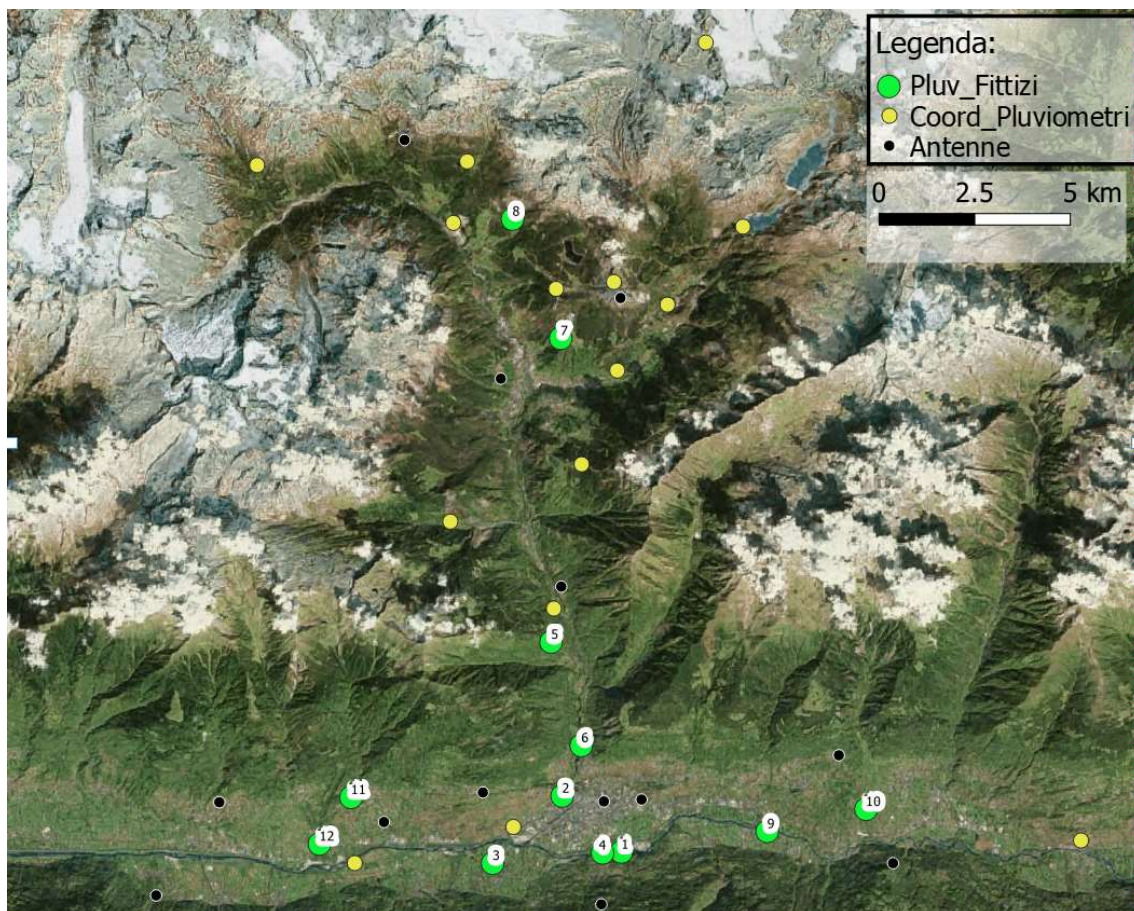


Figura 57: Distribuzione dei pluviometri, dei pluviometri fittizi di primo tentativo e delle antenne cellulari

Con questo nuovo set di dati pluviometrici è stato realizzato un nuovo file di testo da inserire come input di precipitazione nel modello idrologico FEST.

I risultati di pioggia ragguagliati sull'intero bacino utilizzando come input i pluviometri fittizi nei punti medi dei collegamenti si possono confrontare con i dati risultati dall'utilizzo dei soli pluviometri ARPA, per gli eventi già citati in Tabella 3:

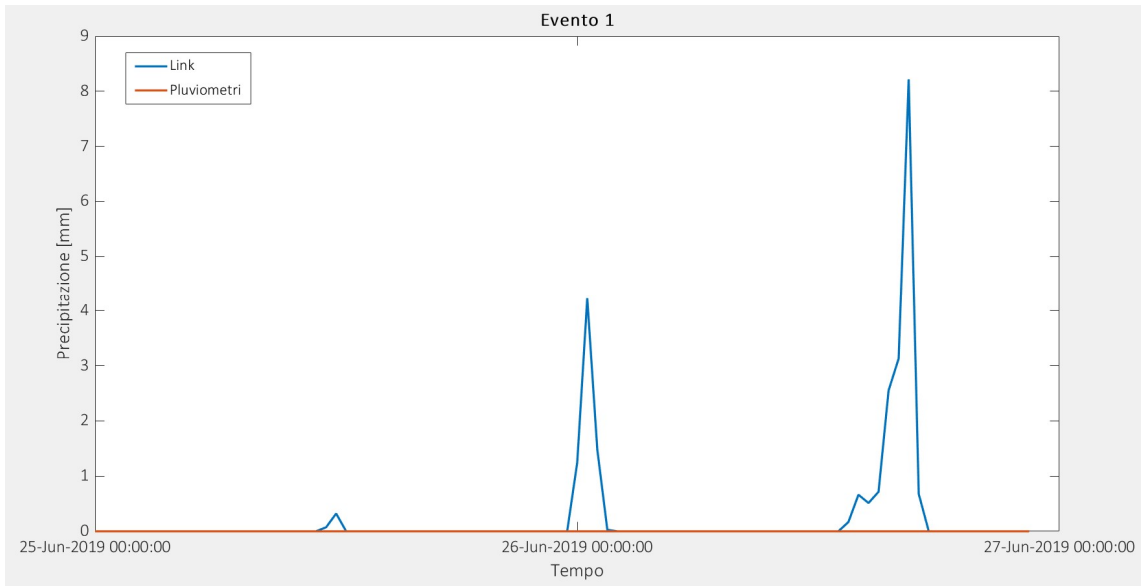


Figura 58: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 1

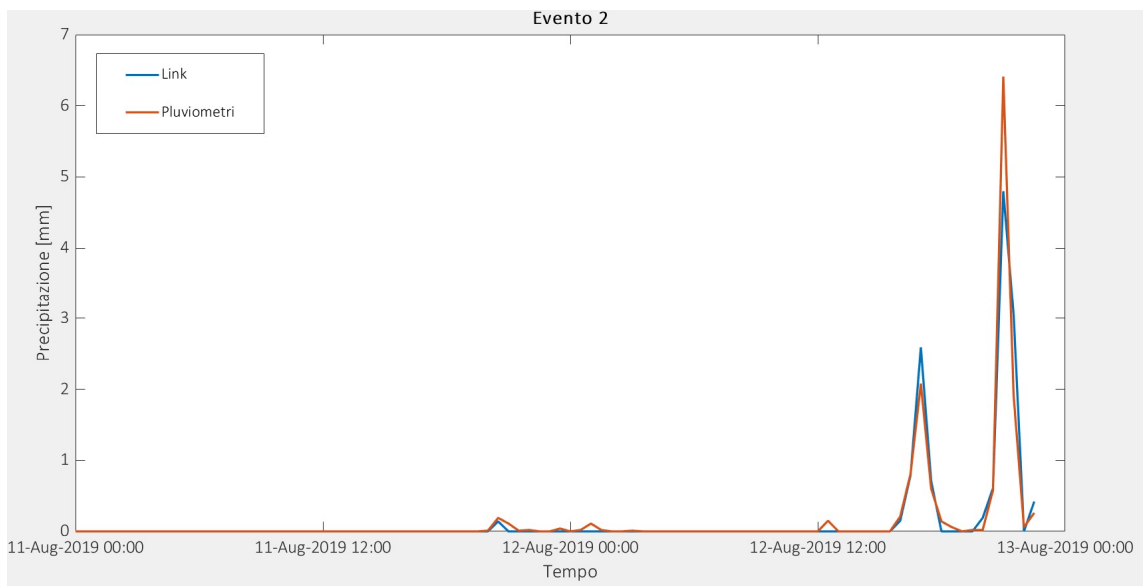


Figura 59: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 2

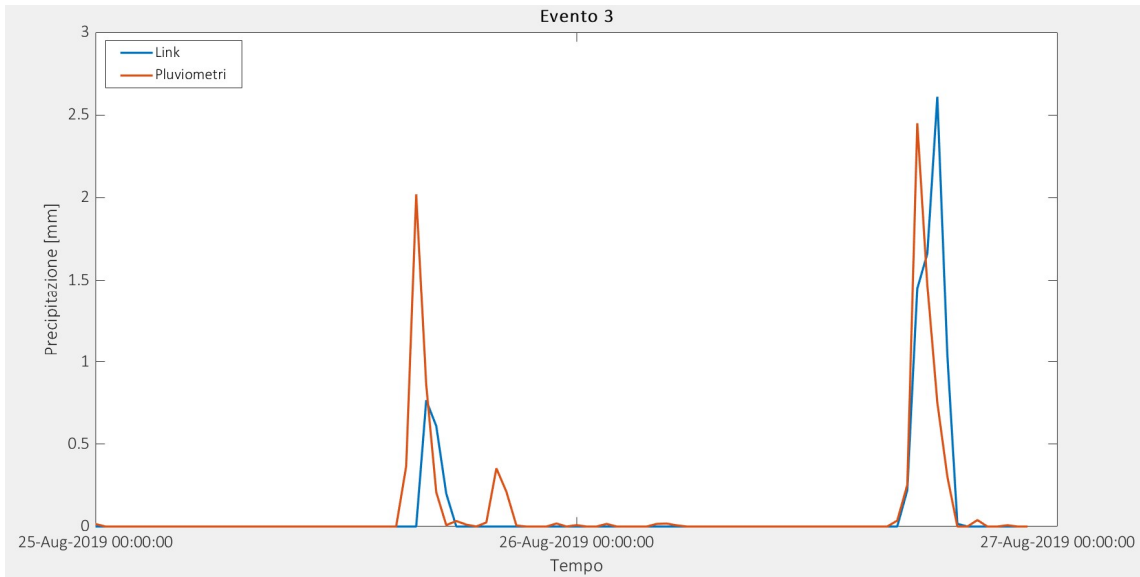


Figura 60: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 3

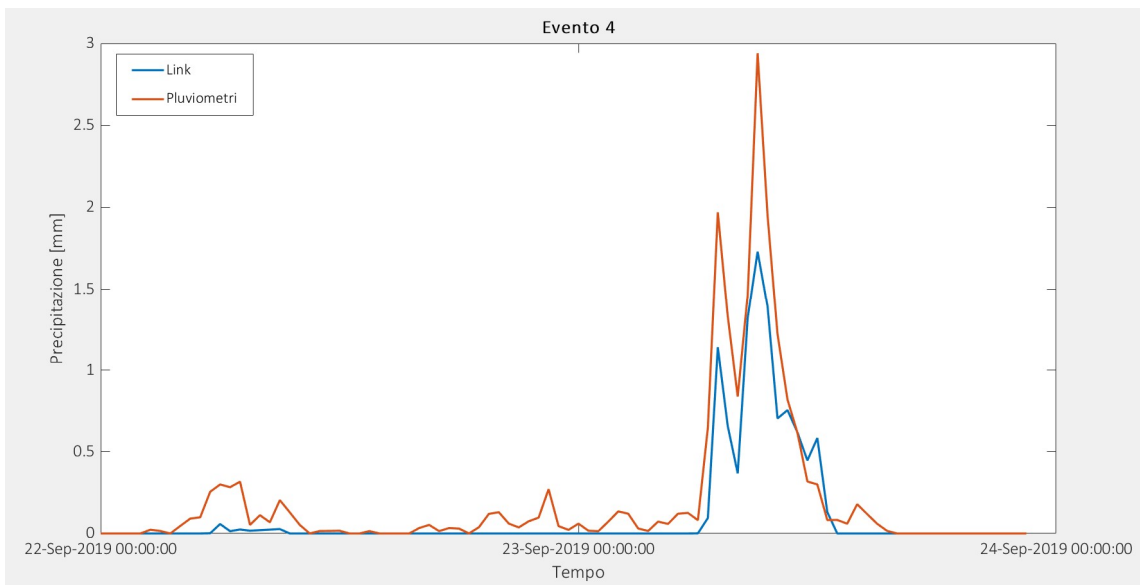


Figura 61: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 4

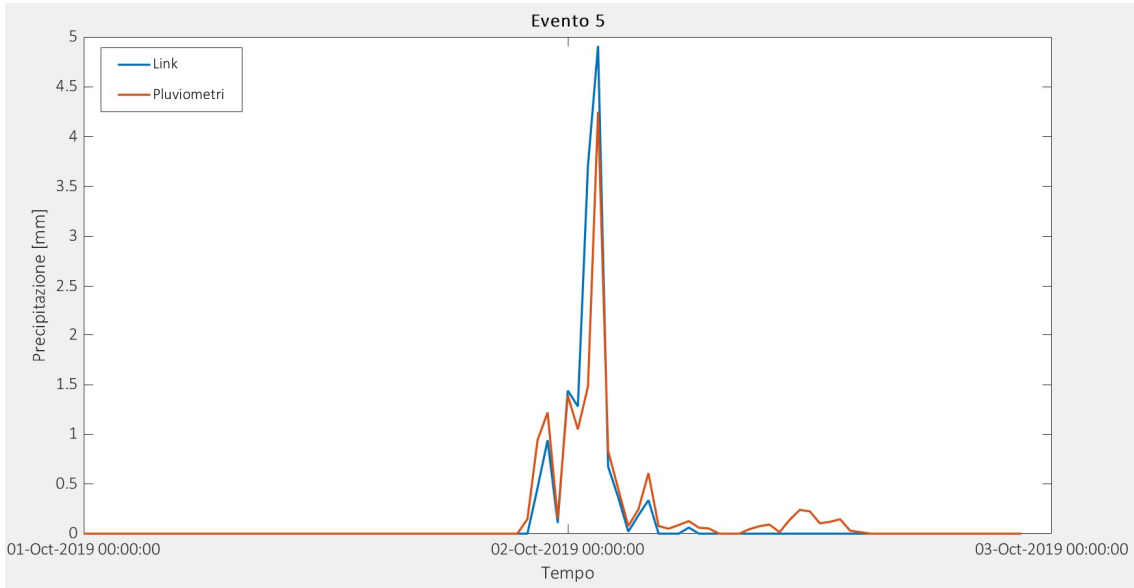


Figura 62: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 5

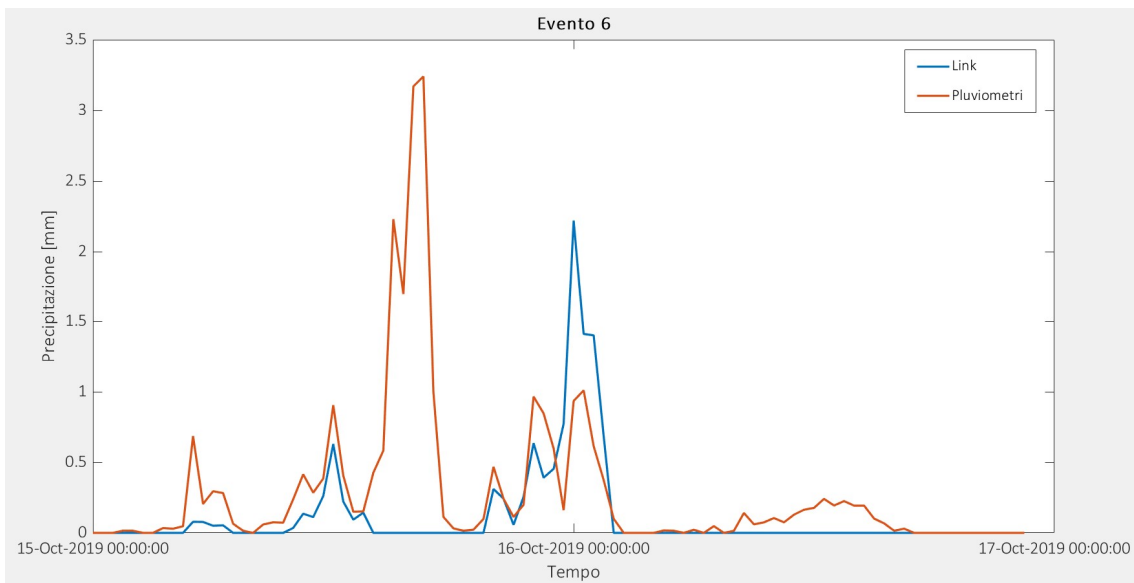


Figura 63: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 6

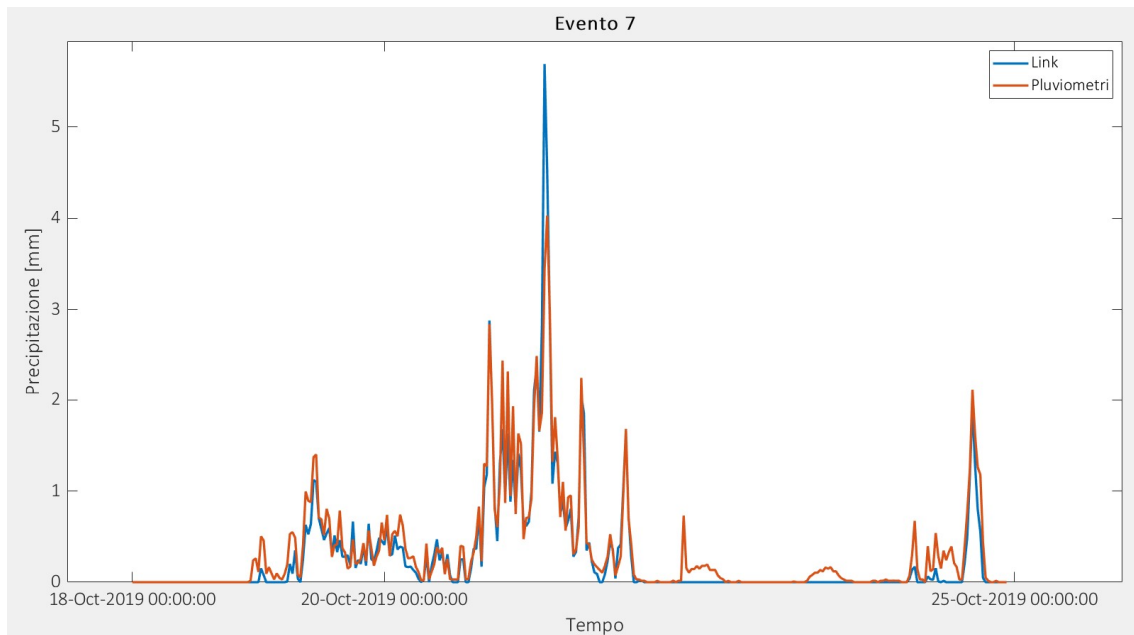


Figura 64: Confronto fra link e pluviometri per l'evento 7

In maniera molto simili ai risultati del confronto puntuale, anche con il dato di pioggia ragguagliato dal FEST si nota la buona correlazione fra i dati di altezza di pioggia media sul bacino calcolati avendo in input le misure dei pluviometri e i valori ricavati dai segnali a microonde. In questa considerazione si esclude anche qui l'evento numero uno, durante il quale nessun pluviometro ha registrato valori diversi da zero e di conseguenza la rispettiva altezza di pioggia risulta sempre nulla. La causa di questa risultanza si può ipotizzare sia dovuta ad un'anomalia atmosferica (diversa da un evento meteorico) che può aver portato ad attenuare i segnali microonde: quale ad esempio una nebbia molto fitta.

Con un'analisi statistica più accurata è possibile quantificare la qualità della similitudine fra le serie pluviometriche tradizionali e quelle con i link. I parametri calcolati sono lo scarto quadratico medio (RMSE – Root Mean Square Error) e l'indice di Nash, che vengono elencati nella seguente tabella e poi messi a grafico per ogni evento.

Figura 65: RMSE e indice di Nash per gli eventi fra 2 e 7 (l'evento 1 è stato escluso causa valori inaccettabili)

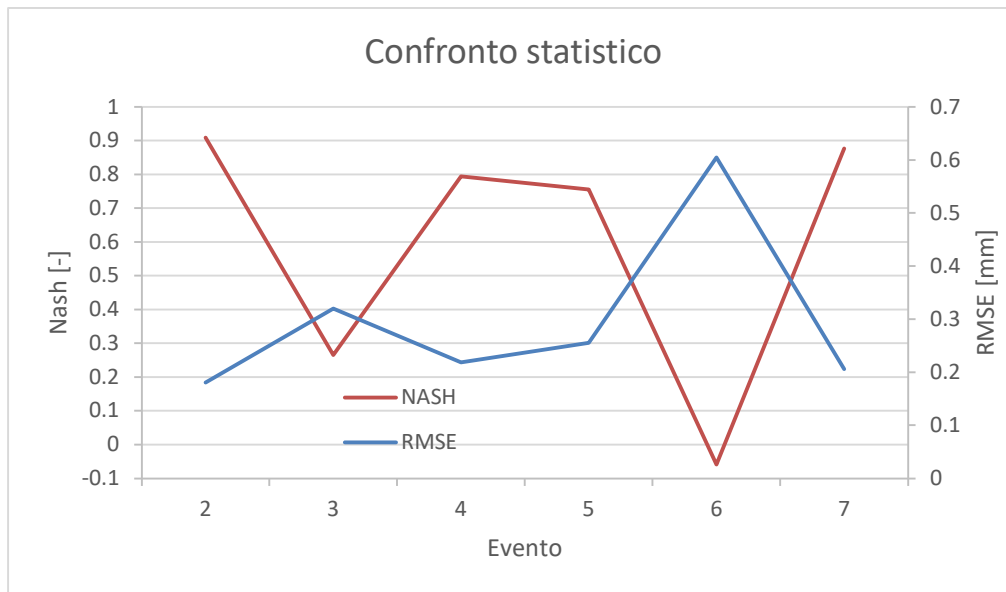


Tabella 4: Valori degli indici statistici

EVENTO	RMSE	NASH
1	1.067871	-16.4895
2	0.180909	0.909307
3	0.320034	0.265235
4	0.21844	0.794118
5	0.255274	0.75516
6	0.604843	-0.05847
7	0.20583	0.876077

5.5 Tecnica alternativa per l'implementazione dei dati da link

È stata adottata in seguito una seconda alternativa nell'individuazione dei pluviometri "fittizi": lungo ogni percorso fra due antenne si sono individuati tre stazioni pluviometriche equivalenti rispettivamente a un quarto, metà e tre quarti della lunghezza del link. Ad ognuna di queste tre posizioni è applicato il medesimo valore registrato dal link a cui appartengono poiché per un collegamento il dato di intensità di pioggia fornito è unico e inteso come valore medio sulla lunghezza del collegamento stesso. La soluzione risulta applicabile con l'obiettivo di poter avere una maggiore diffusione sul territorio di dati di

pioggia registrati infittendo la maglia delle stazioni. Con questo criterio i pluviometri "fittizi" risultano ben 36 che, in aggiunta ai 15 pluviometri ARPA forniscono in totale 51 stazioni di misura.

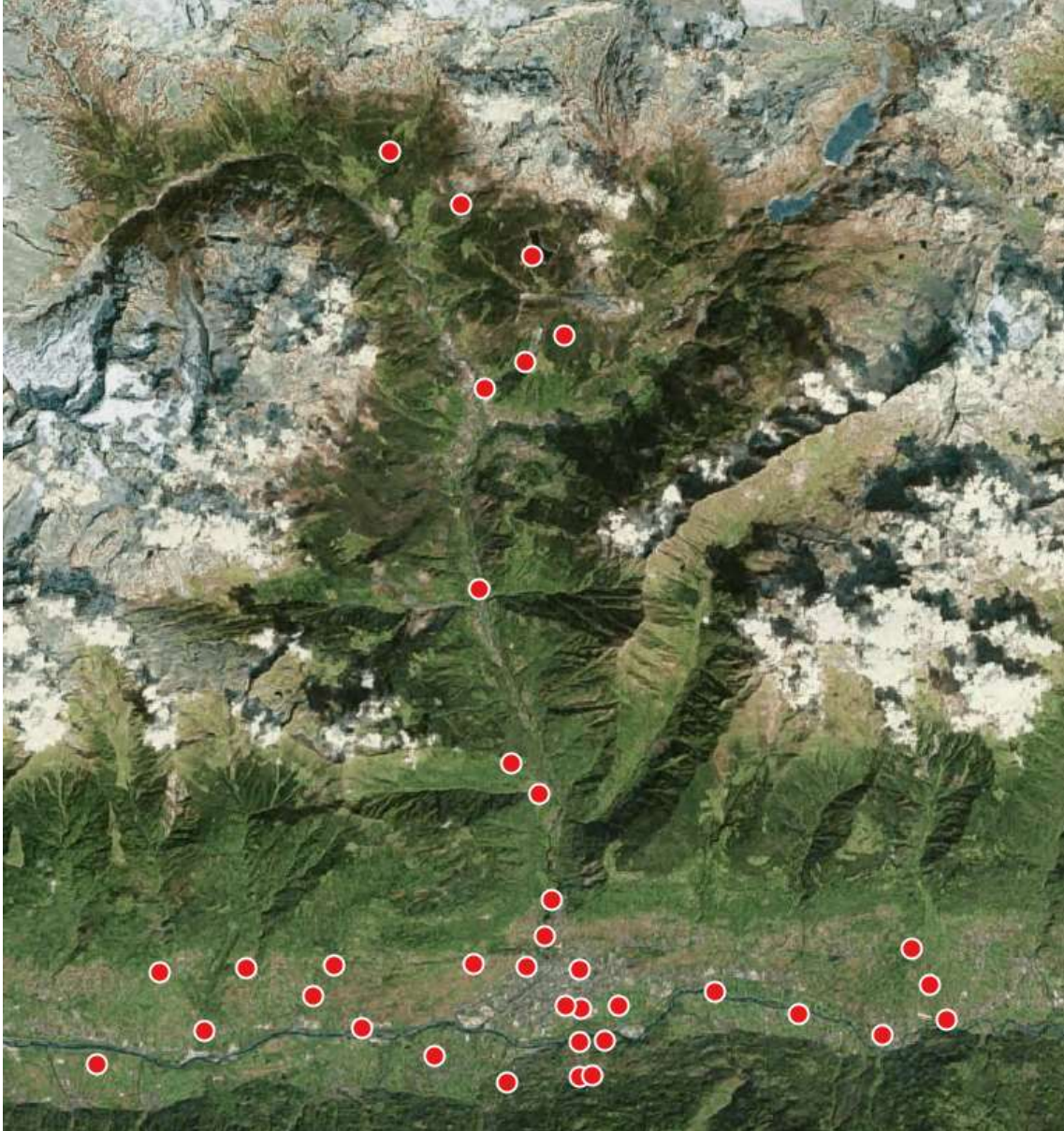


Figura 66: Diffusione dei pluviometri "fittizi" con il nuovo assetto

Nei seguenti grafici vengono messi a confronto i risultati di pioggia elaborati dal modello idrologico per diverse impostazioni dei dati di input:

- La prima utilizzando il sovrappopolamento dei soli dati da link ponendo tre pluviometri "fittizi" lungo il collegamento di ogni link;

- La seconda integrando i dati del set alla voce precedente con i dati raccolti dai pluviometri ARPA;
- La terza utilizzando i dati dei link di primo tentativo, dove ogni ad ogni collegamento corrisponde un solo dato raccolto nel punto medio, integrati con i dati raccolti dai pluviometri ARPA.

Lo scopo di questo paragone è innanzitutto di capire se considerare più punti lungo il collegamento di un link dia veramente un contributo positivo alla tecnica a microonde nella reale rappresentatività dei fenomeni pluviometrici. Il secondo obiettivo è anche quello di capire se l'integrazione dei pluviometri con i link porti a risultati diversi nella speranza di migliorare l'analisi pluviometrica.

Per completezza nell'interpretazione dei dati si inseriscono anche i risultati ottenuti con l'utilizzo dei soli pluviometri e dei soli dati ricavati usando un solo punto per ogni collegamento link.

Si nota immediatamente come triplicare i dati su ogni link non implichi una variazione significativa nel dato elaborato dal modello idrologico.

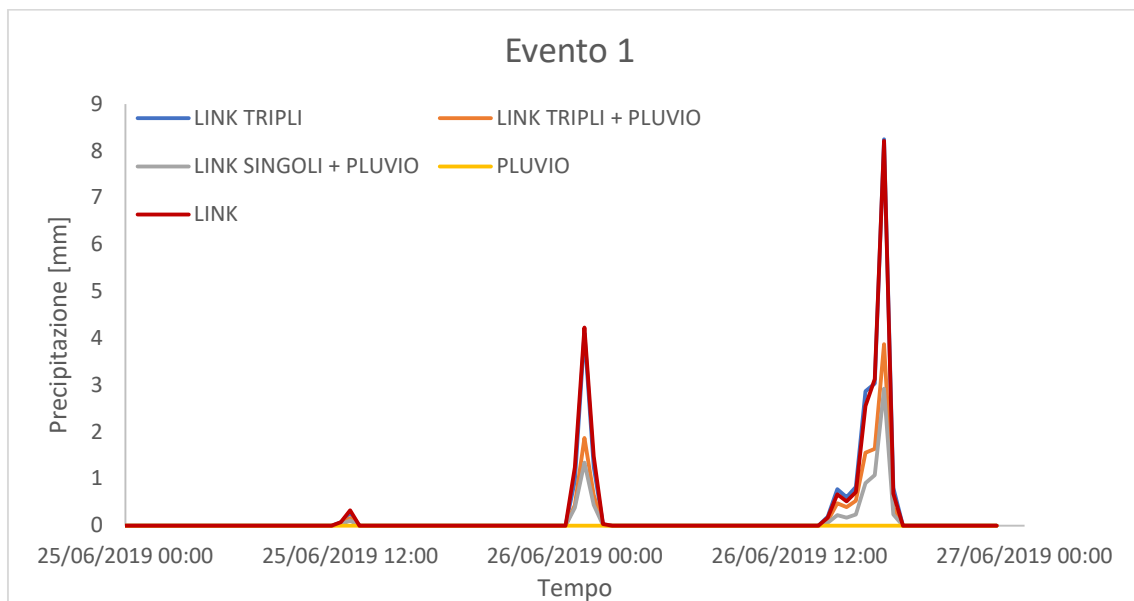


Figura 67: Confronto evento 1

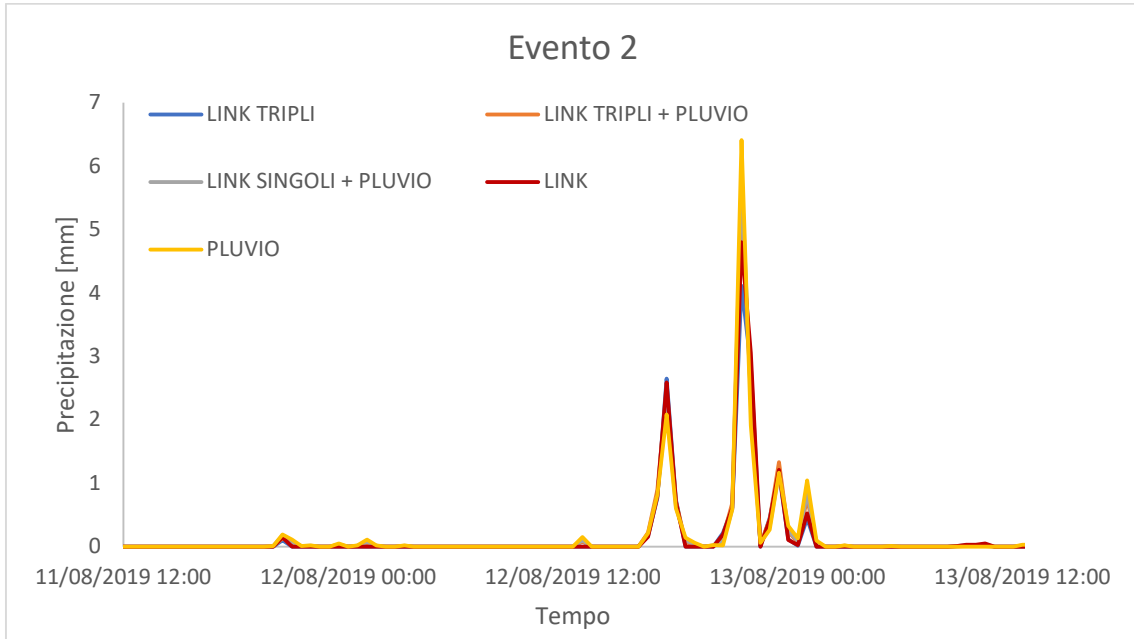


Figura 68: Confronto evento 2

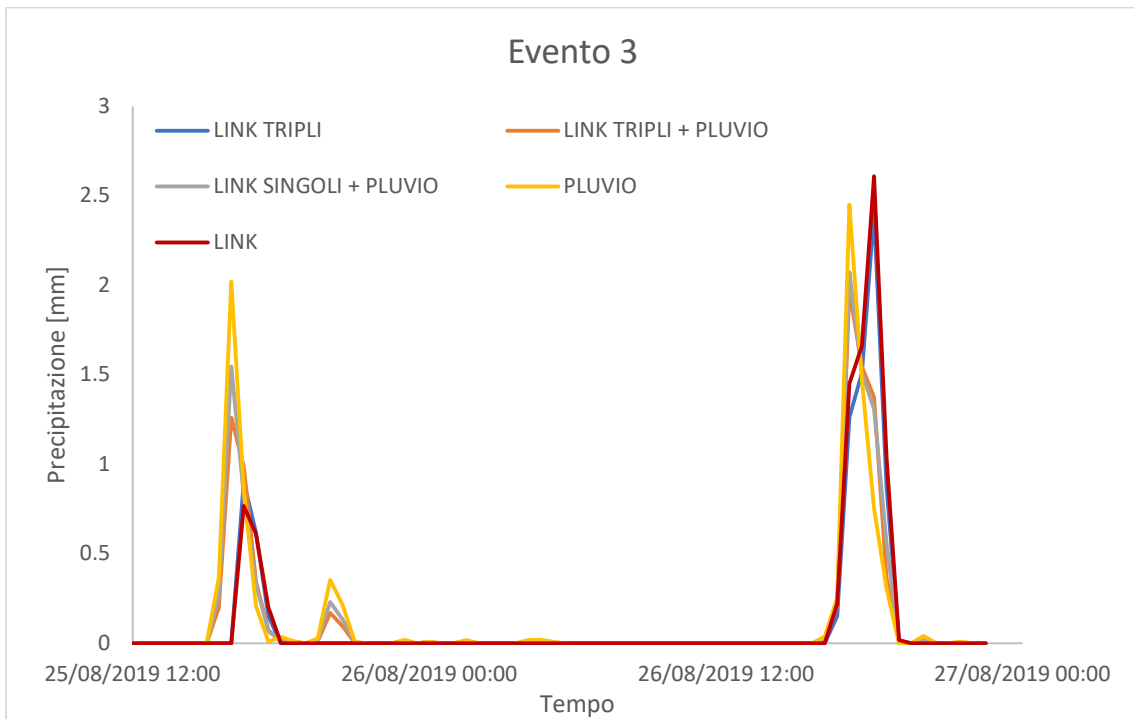


Figura 69: Confronto evento 3

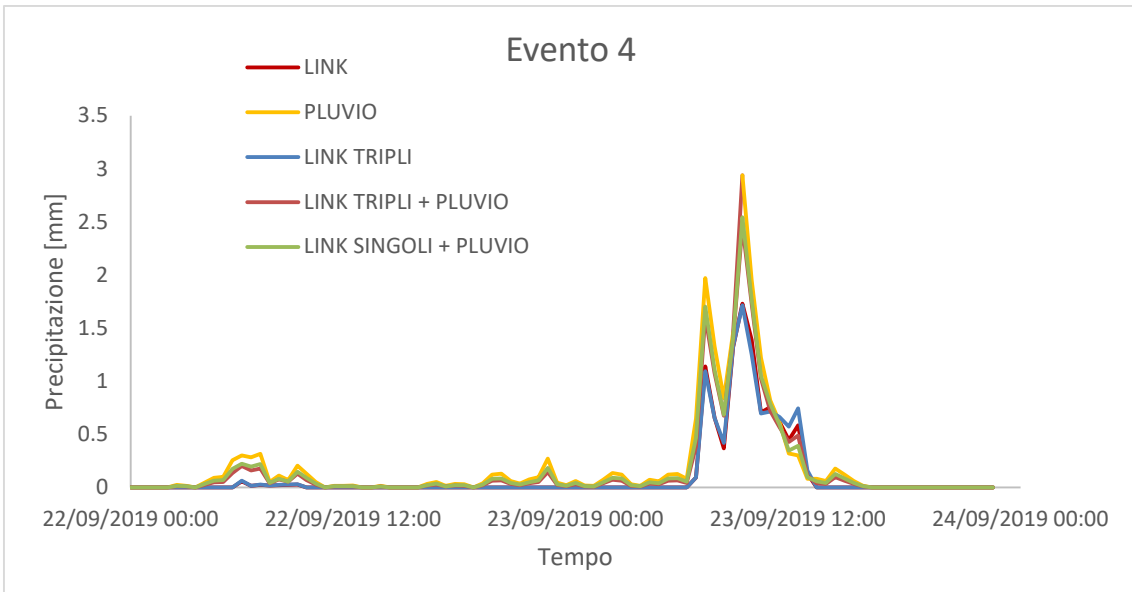


Figura 70: Confronto evento 4

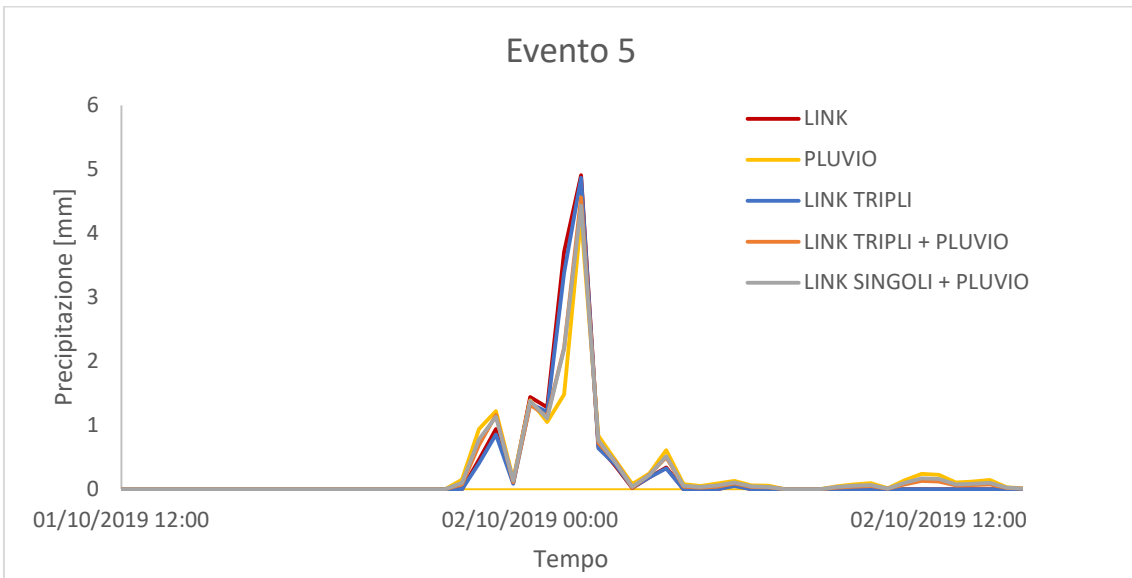


Figura 71: Confronto evento 5

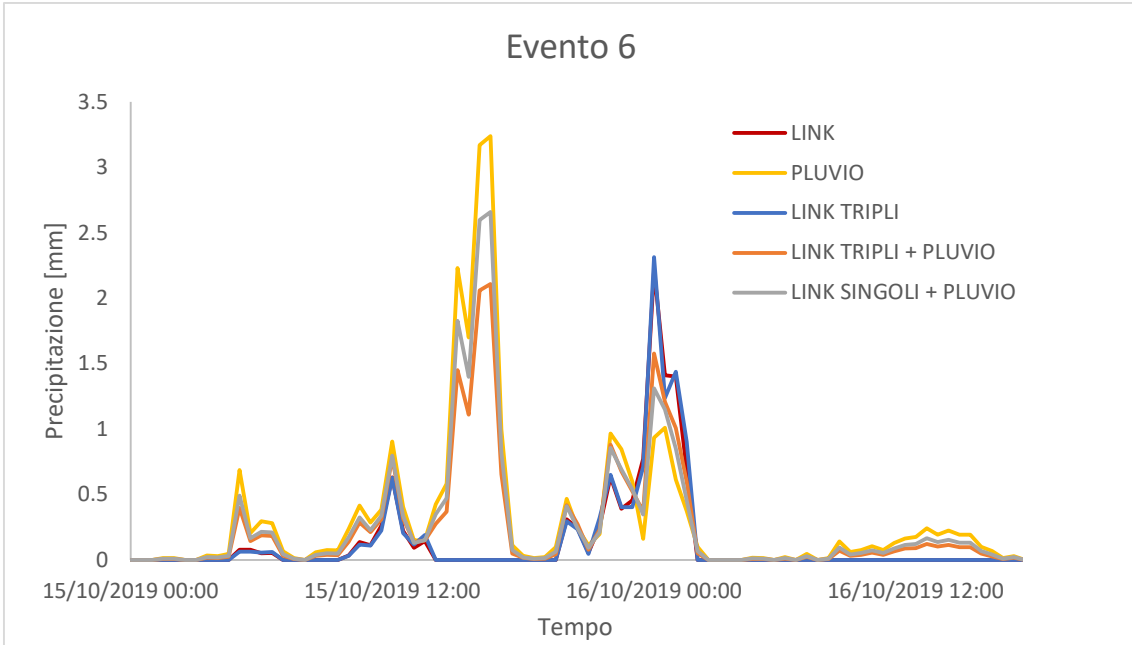


Figura 72: Confronto evento 6

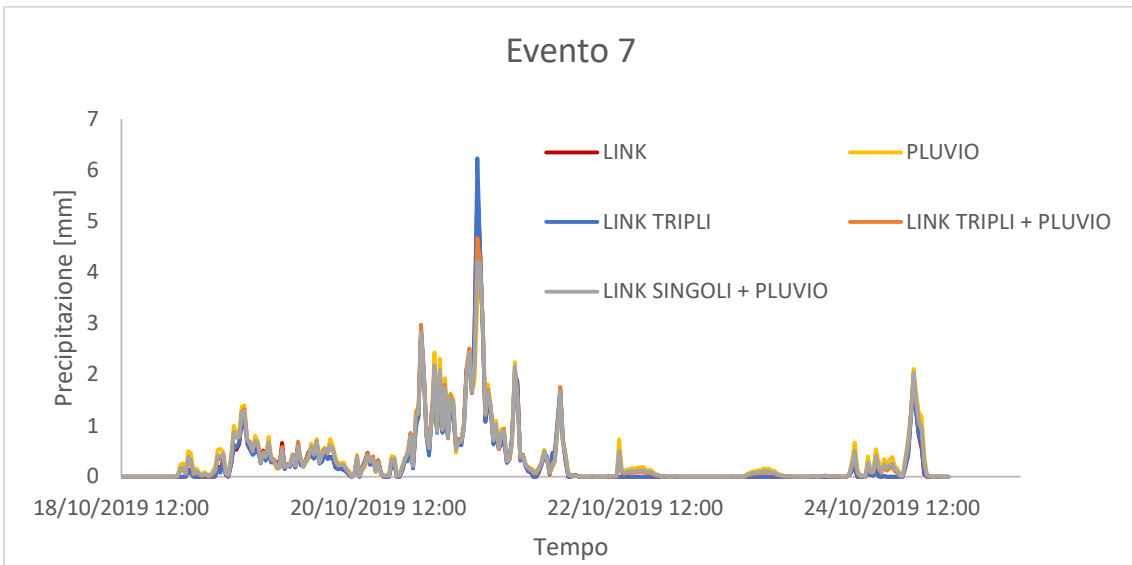


Figura 73: Confronto evento 7

Capitolo 6

Dati idrometrici

Come anticipato nel capitolo relativo al FEST, il vero ruolo del modello idrologico e lo scopo principale di questa tesi ruotano attorno ad una corretta rappresentazione dei dati di portata sulla base delle precipitazioni misurate da pluviometri e link.

Per prima cosa si è operato il confronto fra la pioggia ragguagliata sull'intero bacino dal FEST con i dati misurati dall'idrometro a scala di deflusso di Sondrio:

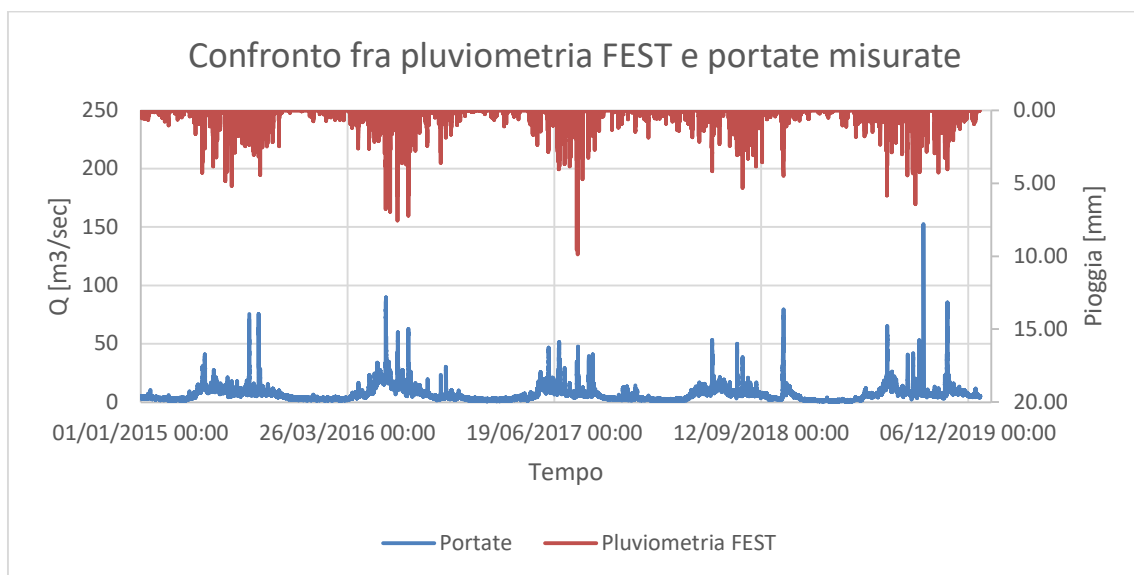


Figura 74: Confronto fra i valori di portata misurati e la pioggia elaborata dal FEST

Risulta ben evidente come l'andamento stagionale delle precipitazioni corrisponda con quello delle portate, dove si può individuare una tendenza di valori massimi di portata transitante nelle parti centrali di ogni anno, ovvero proprio nei periodi estivi dove si registrano la fusione del manto nivale ed i picchi

in termini di intensità di precipitazione causati da eventi meteorici temporaleschi tipici dei mesi caldi, peculiarità tipiche delle zone montuose.

Per permettere al modello FEST di stimare con la simulazione anche i valori di portata (da confrontare poi con quelli osservati) è necessario inserire in input le informazioni sulla posizione della sezione in cui il modello deve stimare le portate e con che frequenza deve restituire un valore. Le coordinate sono state ricavate dalla mappa raster del reticolo idrografico approssimato nel modello, in modo che venisse riconosciuta esattamente la cella corrispondente all'ubicazione dello strumento idrometrico come una effettiva cella di reticolo e non di versante, anche se queste non corrisponderanno perfettamente alle coordinate del Ponte Eiffel, a causa delle approssimazioni dei modelli digitale del terreno e del reticolo idrografico stimate, ma questo ai fini della simulazione non incide particolarmente sugli errori. La frequenza con cui il FEST restituisce un valore di portata è stata impostata, per concordanza con i dati pluviometrici e quelli di portata misurata, pari a 30 minuti.

```
CN-SAT - stima degli idrogrammi di piena
anagrafica
1 stazioni
1800 cadenza misure [s]
-999 dato nullo
stazione codice X Y Z
sondrio 01 567098 5113750 300
```

Figura 75: Stralcio del file di testo con le informazioni sulla stazione in cui il modello stima le portate

È stato quindi simulato nel FEST il periodo di cinque anni per il quale sono disponibili i dati pluviometrici e di portata misurati, per operare il primo confronto con i dati stimati dal modello idrologico. Ognuna delle seguenti simulazioni per la stima dell'idrogramma di piena sono state realizzate modificando la risoluzione spaziale del modello: le celle sono passate ad avere dimensioni di 100x100m. Questa scelta è stata dettata dall'esigenza di alleggerire

il carico computazionale sul modello matematico in vista delle numerose simulazioni da eseguire. Va inoltre specificato che, data l'estensione della Valmalenco, questa scelta non implica una perdita di precisione così significativa nell'interpretazione del bacino.

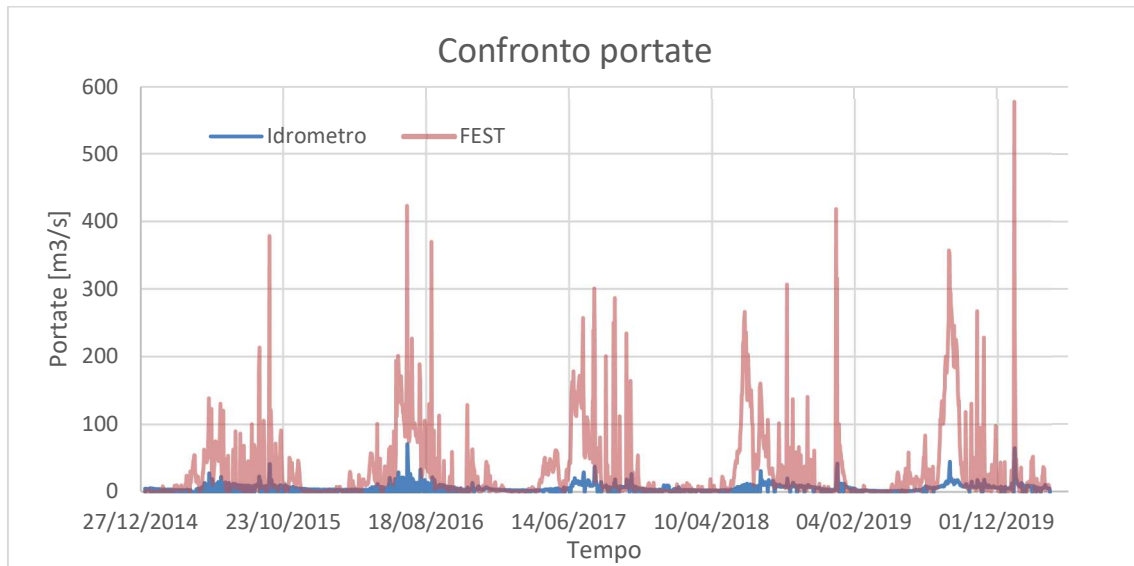


Figura 76: Confronto fra le medie giornaliere delle portate osservate e simulate

Il primo confronto è stato fatto utilizzando le medie giornaliere con lo scopo di smorzare eventuali instabilità numeriche.

Come evidente la prima simulazione del FEST restituisce un idrogramma con valori decisamente più alti di quelli osservati, pur mantenendo in termini di andamento temporale un comportamento rispettoso alle aspettative.

6.1 Analisi di sensitività

Come già anticipato nel paragrafo 4.4, per ottenere un modello idrologico efficace e rappresentativo della realtà i suoi parametri vanno calibrati in relazione a risultati effettivamente misurati. Prima di procedere con la calibrazione è però interessante capire quanto questi parametri incidano sul comportamento del modello e sui suoi risultati. Per questo e alla luce dei risultati ottenuti e mostrati nella precedente Figura 78, si procede ad un'analisi di sensitività sui parametri più significativi nella determinazione del runoff, ovvero la permeabilità del suolo e il Curve Number. Essa consiste nell'eseguire una serie di simulazioni cambiando un parametro alla volta, per determinare quanto ognuno di essi effettivamente incida sul risultato del modello.

Come output su cui effettuare i confronti sono stati scelti cinque eventi di piena eccezionale registrati dalla precedente simulazione la quale, pur non presentando risultati accurati rappresenta comunque il nostro dato di base dove i parametri assumono i loro valori iniziali e dai cui scostamenti va quantificata la sensitività.

L'indice della sensibilità del parametro corrisponde all'errore relativo sulla portata al colmo delle simulazioni con i nuovi valori dei parametri di permeabilità e Curve Number, rispetto alla simulazione iniziale, per ognuno degli eventi. Poiché in origine i valori di portata simulati dal FEST risultavano di molto maggiori rispetto a quelli osservati dallo strumento di Sondrio, sono stati considerate le seguenti variazioni dei parametri:

- Permeabilità: il modello consente di applicarvi un fattore di scala tramite il quale è stata aumentata di 10,100 e 1000 volte;
- CN: il modello consente di applicarvi un valore di offset, ovvero una costante applicata ad ogni valore di cella nel bacino. Esso è stato diminuito di 5,10 e 15 unità.

Le suddette variazioni non sono state scelte con lo scopo di calibrare il modello, ma solo per scopi puramente numerici nel valutare la sensibilità: non interessa se alcuni valori possono risultare fuori da quelli ragionevoli per il bacino in esame.

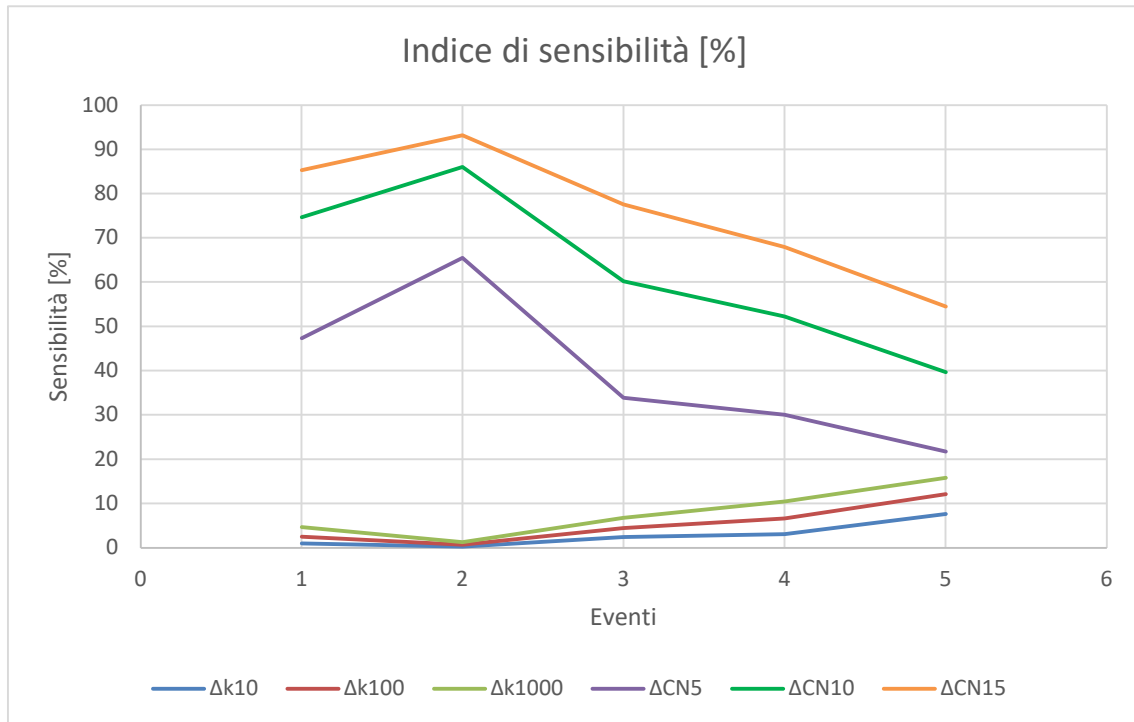


Figura 77: Misura della sensibilità

Si nota immediatamente come la sensibilità del modello rispetto al parametro CN sia molto più elevata rispetto al parametro della permeabilità, che praticamente incide poco sulle differenze nei valori di portata. Il grafico mostra anche che, laddove il CN diminuisce la sua incidenza, quella della permeabilità risulta leggermente più marcata.

Fatte queste considerazioni è chiaro che la calibrazione del modello si giocherà soprattutto sul parametro del Curve Number.

Capitolo 7

Calibrazione del modello idrologico

7.1 Primo tentativo

Per prima cosa si è scelto di mantenere la dimensione allargata delle celle rappresentanti in bacino e si è passati da una misura di 20x20 metri ad una di 100x100 metri. Questa scelta è stata dettata da due motivi, come già specificato nel capitolo precedente: la nuova dimensione delle celle consente comunque una buona rappresentatività dello stesso ed in secondo luogo porta ad una notevole riduzione del costo computazionale delle simulazioni velocizzando la restituzione dei risultati.

Il periodo considerato per la calibrazione corrisponde ai primi tre anni di dati pluviometrici disponibili: 2015,2016 e 2017.

Dopo le considerazioni sulla sensitività dei risultati l'attenzione in termini di calibrazione del modello si è concentrata soprattutto sul parametro del Curve Number il quale è stato abbassato con il criterio già anticipato nel capitolo precedente, utilizzando gli stessi valori della sensitività, diminuendolo di 5,10 e 15 unità.

L'influenza del Curve Number si esprime sui risultati del modello con un ritardo del picco dell'idrogramma attraverso due cause:

- La diminuzione delle portate implica una diminuzione della celerità di propagazione (naturale conseguenza del metodo di Muskingum-Cunge con celerità variabile implementato nel FEST)
- Un CN minore significa un maggior assorbimento di acqua nel suolo e quindi un ritardo nella formazione del runoff.

La quantificazione statistica della qualità della calibrazione avviene anche in questo caso attraverso il calcolo dell'indice di Nash e dello scarto quadratico medio (RMSE):

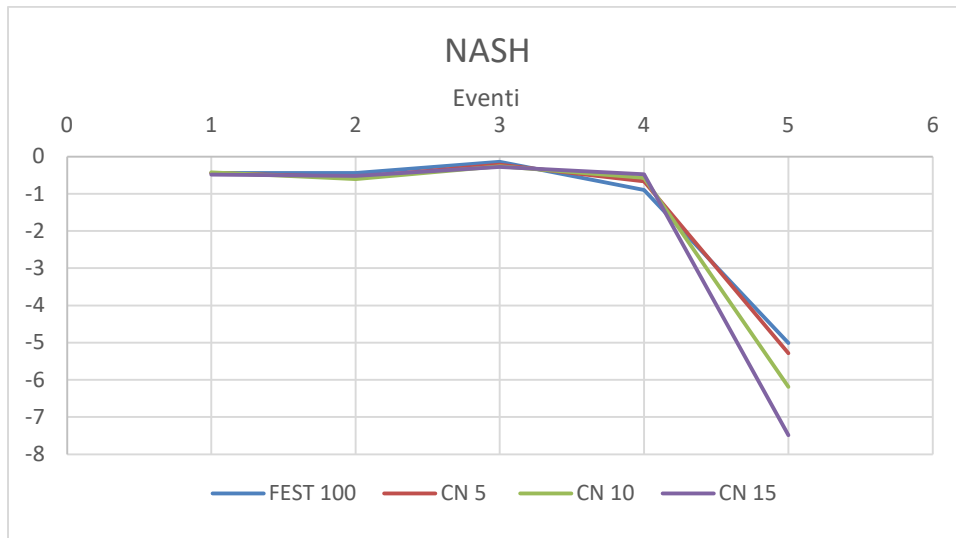


Figura 78: Indici di Nash

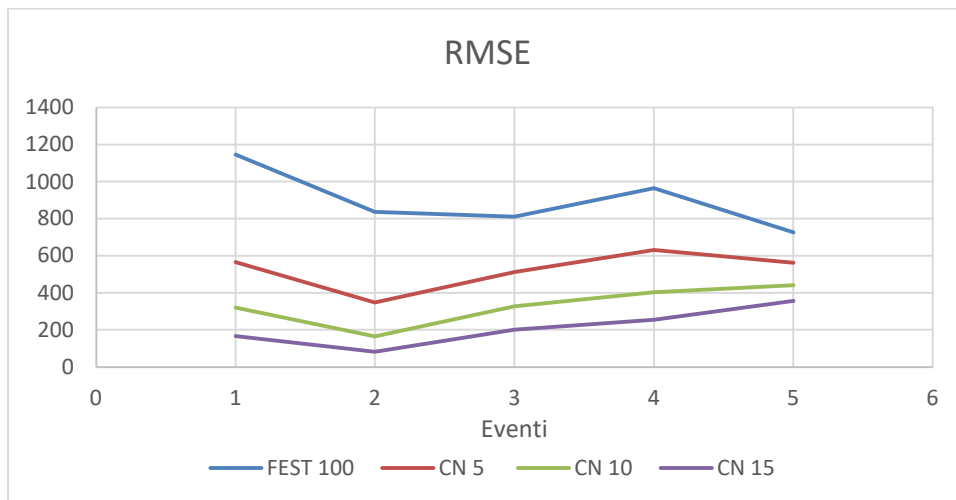


Figura 79: Scarti quadratici medi

Come evidente dai risultati statistici la simulazione si presenta di scarsa qualità, si per quanto riguarda la similitudine nelle forme degli idrogrammi sia per

quanto riguarda i valori delle portate stimate rispetto a quelle osservate. Per questi motivi si è proceduto ad affinare la modellazione.

7.2 Secondo tentativo

Dalle elaborazioni del primo tentativo risulta ancora evidente la scarsa bontà dei dati simulati nello stimare le portate osservate. La causa di questa abbondante sovrastima può essere imputabile a due cause principali:

1. La presenza, nella parte nordorientale del bacino, degli invasi artificiali di Campo Moro e di Alpe Gera: posti uno consecutivamente all'altro, raccogliendo le acque provenienti dalla porzione di bacino ad essi afferente che comprende i ghiacciai del Fellaria, Bernina e Scalino, rappresentano di fatto la sezione di chiusura di questo sottobacino di carattere spiccatamente alpino. L'utilizzo di questi invasi avviene per scopi puramente idroelettrici fungendo da regolazione per l'alimentazione degli impianti più a valle dove viene convogliata tutta l'acqua che essi raccolgono. L'unico rilascio è costituito dal Deflusso Minimo Vitale che per giunta non avviene in corrispondenza del corpo diga, ma in un punto molto più a valle lungo l'asta idrologica: questo comporta che ogni deflusso idrico formatosi in questa porzione di bacino non concorre alla formazione degli idrogrammi misurati dallo strumento alla sezione di Sondrio.

Per questi motivi nella prosecuzione della calibrazione del modello si è deciso di trascurare completamente la porzione di bacino sottesa da questi laghi artificiali;

2. Sul territorio della Valmalenco, come già illustrato nel paragrafo 2.3, si rileva una forte presenza di impianti idroelettrici. Analizzando nel

dettaglio l'asta idroelettrica si è potuto constatare che l'impianto denominato "Sondrio", il quale recepisce le acque provenienti dal serbatoio artificiale di Lanzada e da altre prese poco più a monte, di fatto vada a bypassare la sezione di misura delle portate posta nel centro città, scaricando le acque direttamente nell'Adda e introducendo un ulteriore errore nella stima da parte del modello.

Nella calibrazione si è quindi deciso di aggiungere alle portate osservate anche il valore di portata medio dato in concessione a questo impianto, ricavato da uno studio precedente e pari a 9,42 m³/sec.

Un'ulteriore questione coinvolta nella calibrazione riguarda il parametro denominato "runon" all'interno del codice matematico del modello idrologico. Questo parametro, che prima era stato disattivato nelle simulazioni, descrive la possibilità del deflusso superficiale formatosi in una cella di potersi reinfiltrare nel terreno delle celle più a valle. Da un punto di vista idrologico l'attivazione di questo parametro rappresenta una soluzione ragionevole, anche in considerazione della tipologia del bacino che si sta studiando: l'estesa presenza di terreni a prato e boschivi, comunque interessati dalla presenza di vegetazione, rende plausibile l'infiltrazione di acqua di deflusso superficiale in zone molto permeabili o dove si formano ristagni d'acqua.

Logicamente l'attivazione di questo parametro causa una diminuzione delle portate simulate.

Con questi due accorgimenti sono state effettuate nuove simulazioni del FEST, sempre negli anni 2015, 2016 e 2017. Queste nuove simulazioni sono state condotte con tre diversi valori del Curve Number, applicando un offset in diminuzione rispetto ai valori iniziali di 10, 12 e 15.

Di queste tre diverse casistiche (e come le altre analisi di dati) oltre ad un confronto fra gli idrogrammi risulta utile un confronto statistico tramite i valori degli indici di Nash e dello scarto quadratico medio (RMSE):

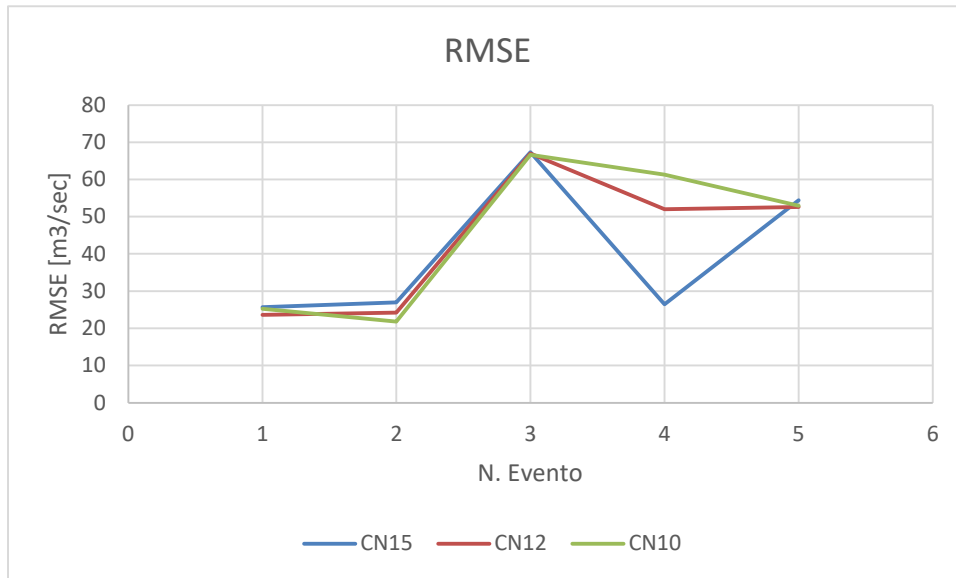


Figura 80: Confronto RMSE per ogni evento per ogni valore di CN

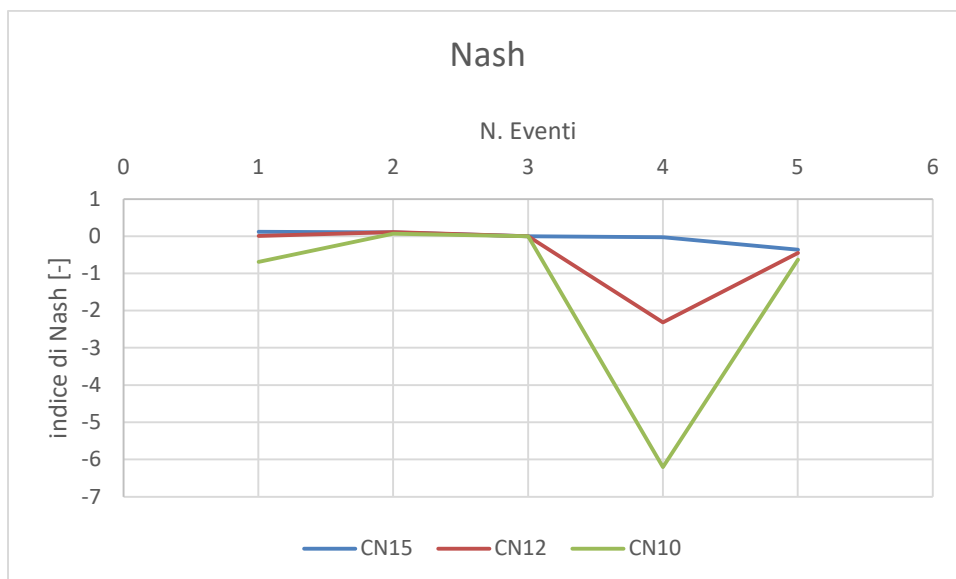


Figura 81: Confronto indice di Nash per ogni evento per ogni valore di CN

Da un punto di vista statistico la calibrazione migliore è sicuramente quella con il Curve Number diminuito di 15, che da valori di RMSE e Nash qualitativamente

soddisfacenti per gli scopi di questo studio, che non sono quelli di ottenere una modellazione perfetta del comportamento idraulico del Mallero, ma di confrontare gli idrogrammi risultanti con l'uso dei dati link.

7.3 Calibrazione finale

Di seguito si mostrano gli idrogrammi risultanti dalla calibrazione finale, prima per l'intero periodo triennale 2015-2016-2017, poi per i cinque eventi di piena prescelti per le valutazioni sulle calibrazioni.

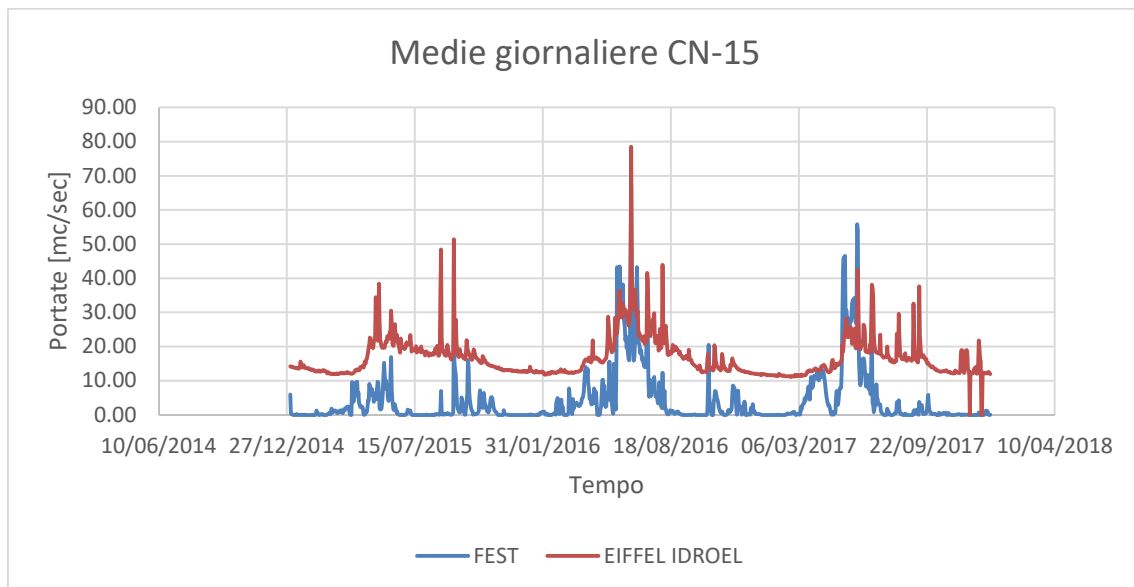


Figura 82: Medie giornaliere per valore di CN diminuito di 15

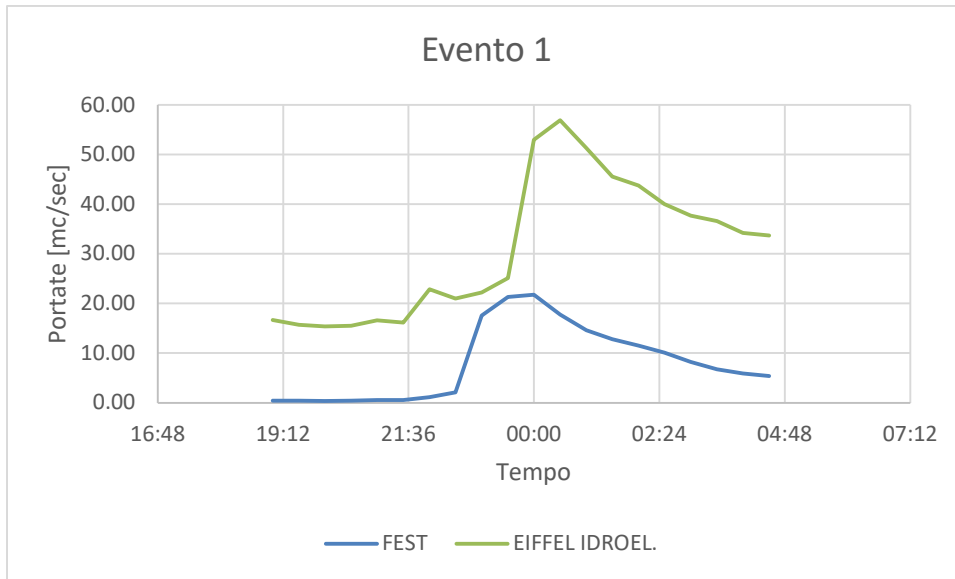


Figura 83: Idrogramma evento 1 per valore di CN diminuito di 15

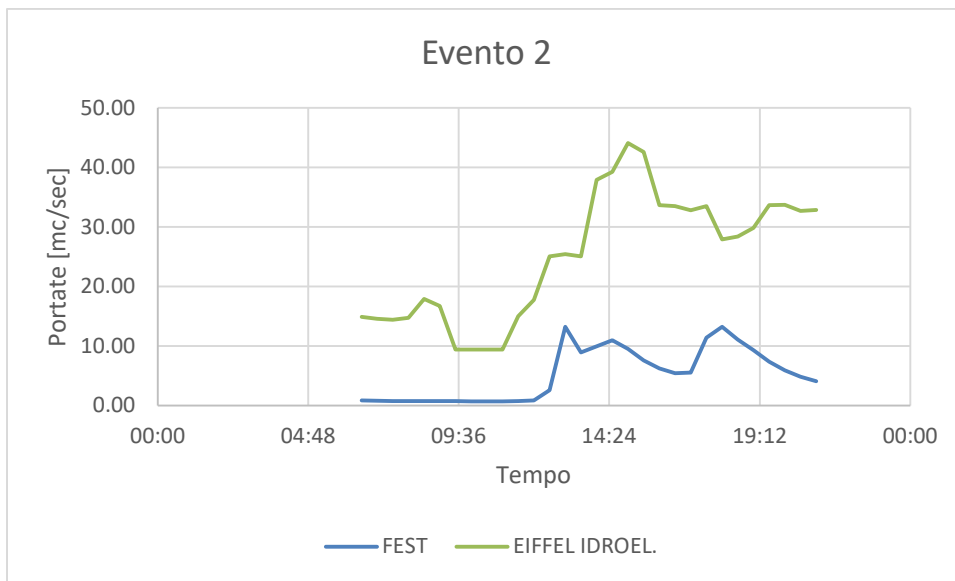


Figura 84: Idrogramma evento 2 per valore di CN diminuito di 15

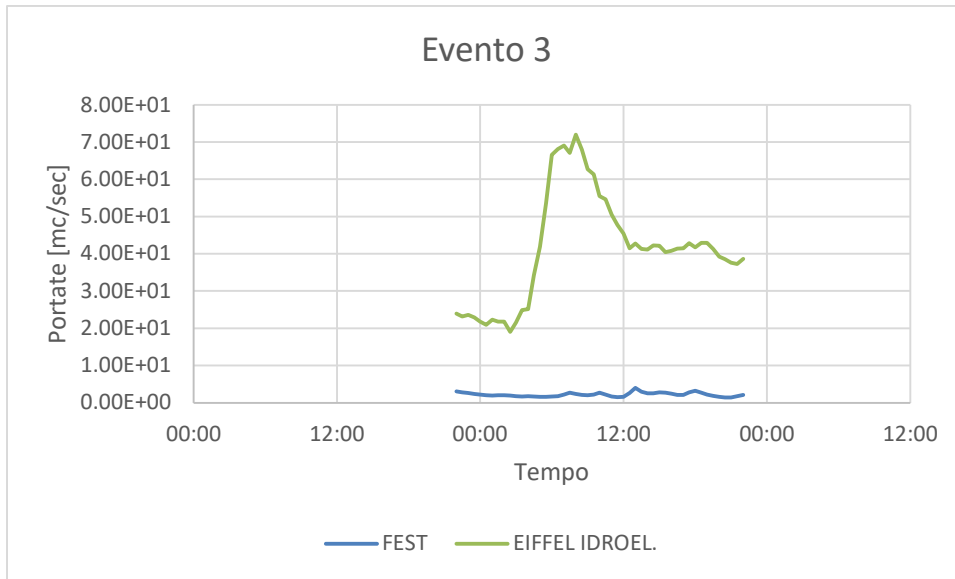


Figura 85: Idrogramma evento 3 per valore di CN diminuito di 15

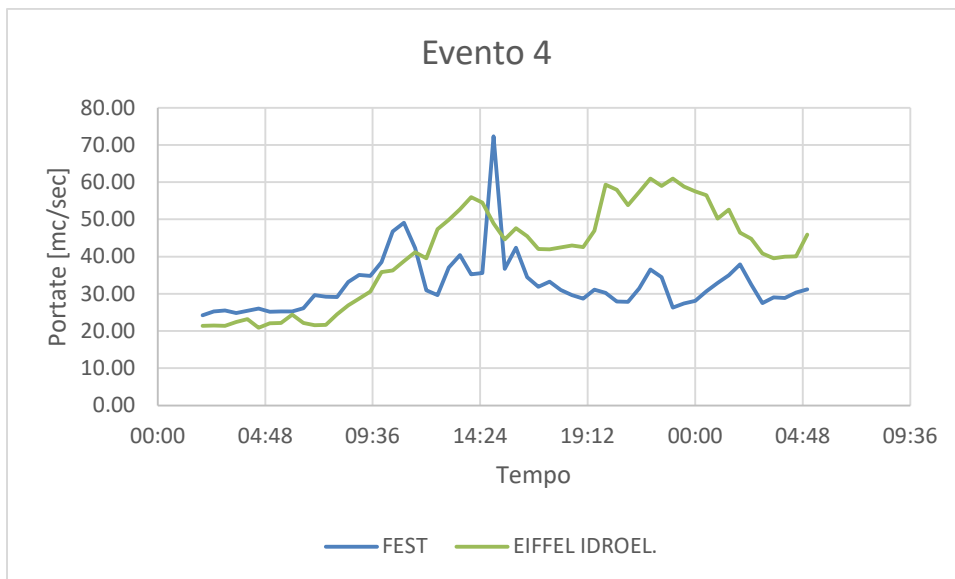


Figura 86: Idrogramma evento 4 per valore di CN diminuito di 15

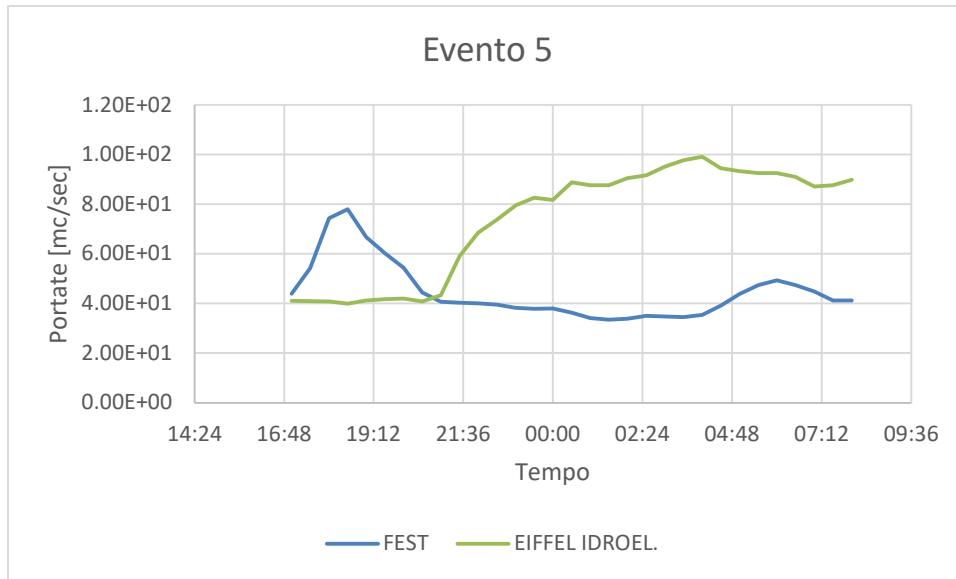


Figura 87: Idrogramma evento 5 per valore di CN diminuito di 15

Osservando l'idrogramma delle medie giornaliere si nota come nelle portate simulate si presentino periodi in cui gli idrogrammi si attestano su valori pressoché nulli. Ciò avviene all'interno di finestre temporali che comprendono, alternativamente:

- I giorni tardo estivi, dove l'apporto del deflusso è costituito principalmente dallo scioglimento nivale, in considerazione della natura del bacino, la cui modellazione dettagliata esula però dagli scopi di questo studio;
- I giorni a cavallo fra le annate, dove anche i valori osservati sono costituiti quasi esclusivamente dal valore di 9,42 m³/sec, ovvero l'aggiunta applicata manualmente per la derivazione idroelettrica. Questa aggiunta rappresenta un tentativo di stima del comportamento idroelettrico, la cui descrizione dettagliata è spesso difficile anche per gli operatori dell'impianto stesso.

Fatte queste considerazioni possiamo comunque affermare che la modellazione effettuata risulta di qualità sufficiente per le applicazioni che seguiranno, pur

presentando errori che sarebbero comunque correggibili con una modellazione idrologica più di dettaglio, richiesta dalla particolarità del bacino oggetto di studio. Si rammenta infatti che la modellazione idrologica dei bacini alpini richiede un'applicazione specifica di una serie ben più complessa di fattori, a partire dalle dinamiche glaciali e della neve. Tuttavia, lo scopo principale di questo studio non è la rappresentazione esatta delle dinamiche idrologiche del bacino della Valmalenco, ma il confronto fra diverse tecniche di misura della pioggia ed il loro confronto in termini di idrogrammi risultanti.

Capitolo 8

Analisi delle portate con i dati da link

Ottenuta una discreta affidabilità nei risultati di calibrazione del modello idrologico sul confronto con i dati di portata utilizzando come input di pioggia i dati misurati dai pluviometri dell'ARPA, effettuato per le annate 2015, 2016 e 2017, si procede con il confronto dei dati di input provenienti anche dai link a microonde per le annate 2018 e 2019. Proprio in questo periodo ricadono gli eventi per i quali sono disponibili i dati pluviometrici dei link, utilizzati anche nel Capitolo 5 nell'analisi meteorica.

8.1 Confronto con i pluviometri ARPA

Il confronto è stato effettuato ovviamente con il set di parametri impostato nella calibrazione finale ovvero considerando la presenza del "runon" ed i valori del Curve Number diminuiti di 15 unità rispetto a quelli iniziali.

I periodi per i quali sono disponibili i dati pluviometrici dei link sono gli stessi con i quali è stato effettuato il confronto sulle piogge del Capitolo 5: essendo tali eventi di estensione limitata nel tempo, per evitare il lasso temporale che il modello necessita per inizializzare la simulazione, si è resa necessaria l'impostazione delle condizioni iniziali in modo che all'inizio di ogni evento il modello trovi il bacino nella situazione effettiva del momento in cui ha inizio la pioggia disponibile.

La condizione iniziale imposta riguarda il grado di saturazione del terreno ed è stata ricavata dai valori della simulazione biennale 2018-2019 effettuata con i pluviometri, dalla quale sono stati estrapolati i valori di umidità del suolo ad ogni istante iniziale per ogni evento poi riconvertiti in grado di saturazione, il quale

rappresenta uno dei parametri di input del modello (fino ad ora settato ad un valore default di 0,6) ed è una grandezza fondamentale per il calcolo del bilancio idrologico. In questo modo il contenuto di acqua del terreno, all'istante di inizio di ogni evento, sarà quello effettivamente stimato dal modello nella simulazione più lunga. Per avere una comparazione ad uguali condizioni, sono state effettuate le simulazioni degli eventi link anche con i soli dati ARPA, con le stesse condizioni iniziali appena stimate.

Di seguito vengono rappresentati gli idrogrammi dei sette eventi disponibili con i dati dei link. Alla serie ricostruita con i dati misurati dai pluviometri ARPA si aggiungono altri tre diversi idrogrammi:

- quelli ricostruiti con un unico pluviometro virtuale posizionato nel punto medio di ogni link;
- quelli ricostruiti con la combinazione fra pluviometri ARPA e singoli pluviometri virtuali nel punto medio di ogni link;
- quelli ricostruiti con la combinazione fra pluviometri ARPA e tre pluviometri virtuali lungo ogni link (posizionati nel primo, secondo e terzo quarto della lunghezza del collegamento).

Essendo scopo di questo studio il confronto fra le diverse tecnologie di stima del dato pluviometrico, nei grafici seguenti si sono volutamente esclusi gli idrogrammi di piena misurati, per concentrare il raffronto fra gli idrogrammi stimati con l'uso di pluviometri tradizionali e link a microonde.

8.2 Evento 1

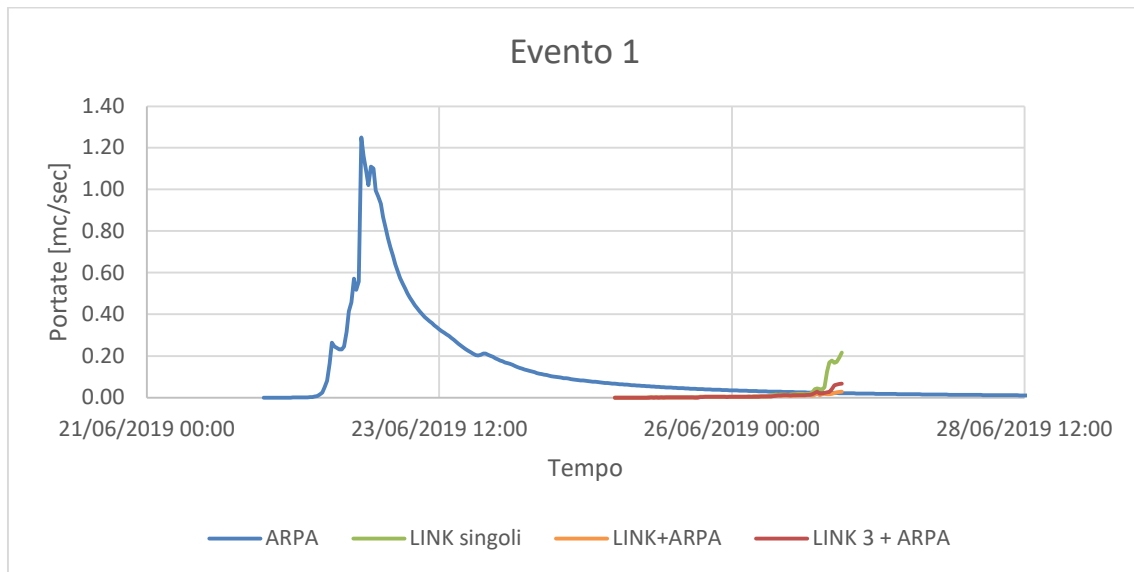


Figura 88: Idrogramma evento link 1

Come già mostrato nel paragrafo relativo ai dati di pioggia, durante questo evento i pluviometri non hanno registrato alcun dato meteorico, mentre i link hanno evidenziato due picchi di pioggia che, seppur di modesta entità, vanno in contrapposizione con ciò che mostrano gli strumenti tradizionali. Nella costruzione dell'idrogramma in Figura 107 si è deciso di indagare con i dati dei pluviometri anche i due giorni precedenti alla serie temporale dei soli link. Ne risulta l'evidenza di un evento piovoso attorno alla seconda parte della giornata del 22/06 (evento confermato anche dalle registrazioni pluviometriche degli strumenti di ARPA) che causa il picco in Figura 107. A questo punto è lecito ipotizzare che questo evento, avvenuto in periodo tipico per eventi temporaleschi, soprattutto in regioni alpine, possa aver creato delle condizioni meteorologiche per le quali i segnali link nelle ore successive abbiano subito un'attenuazione del segnale paragonabile a quella di una pioggia: per esempio causata dalla presenza di nebbie o residui nuvolosi.

8.3 Evento 2

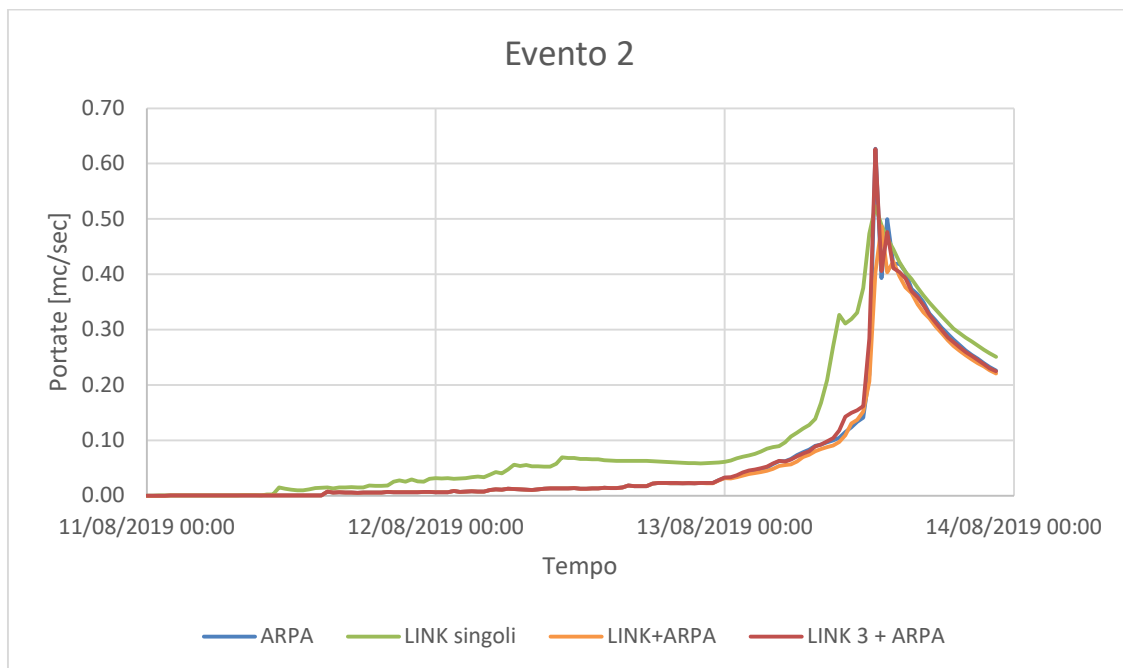


Figura 89: Idrogramma evento link 2

La serie temporale di questo evento per cui sono disponibili i dati link ha durata pari a circa due giorni. Le portate registrate risultano di modesta entità. Nonostante questi due aspetti rendano l'evento non molto rilevante dal punto di vista idraulico ed idrologico è comunque positivo il confronto fra la tecnica dei link con i tradizionali pluviometri ARPA: la temporalità e l'intensità dell'onda di piena sono strettamente comparabili.

8.4 Evento 3

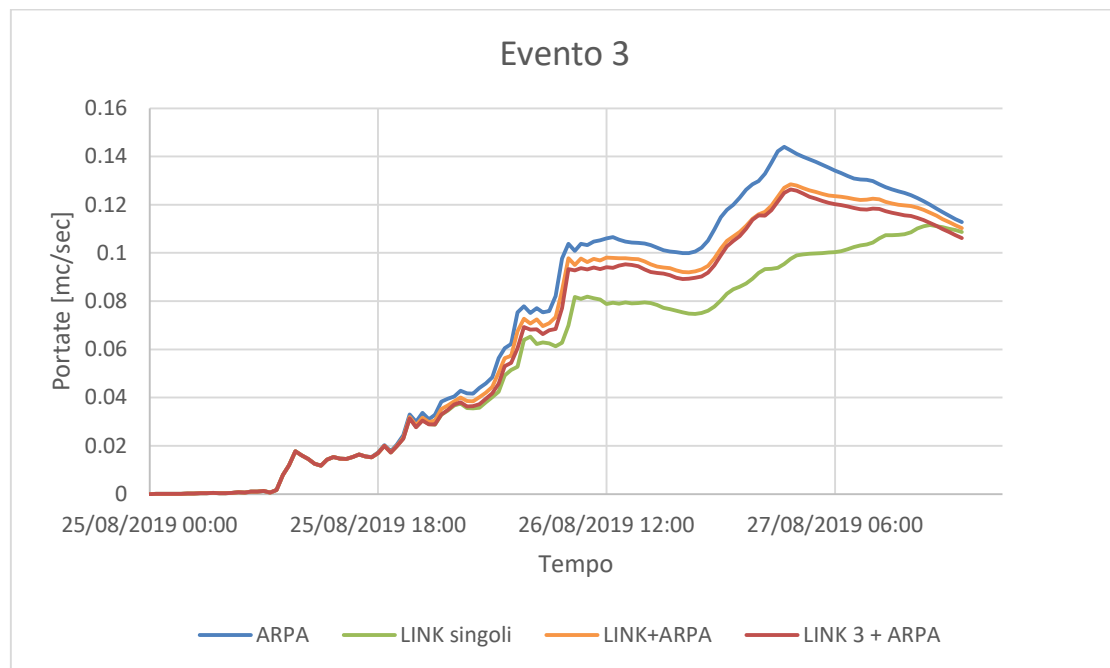


Figura 90: Idrogramma evento link 3

La serie temporale disponibile con i dati link per questo evento termina alle ore 23:00 del 26/08. Tuttavia, per meglio rappresentare l'andamento dell'idrogramma essa è stata estesa per altre sedici ore con valori nulli. Questa aggiunta si ritiene ragionevole poiché anche i pluviometri tradizionali hanno registrato valori nulli durante quelle stesse ore. In questo modo si è comunque potuto cogliere l'andamento del deflusso originato dall'evento meteorico registrato dalle due tecnologie.

Anche in questo caso le corrispondenze degli idrogrammi misurati con le due tecniche, seppur relativi ad un evento piuttosto breve e di bassa intensità, sono buone.

8.5 Evento 4

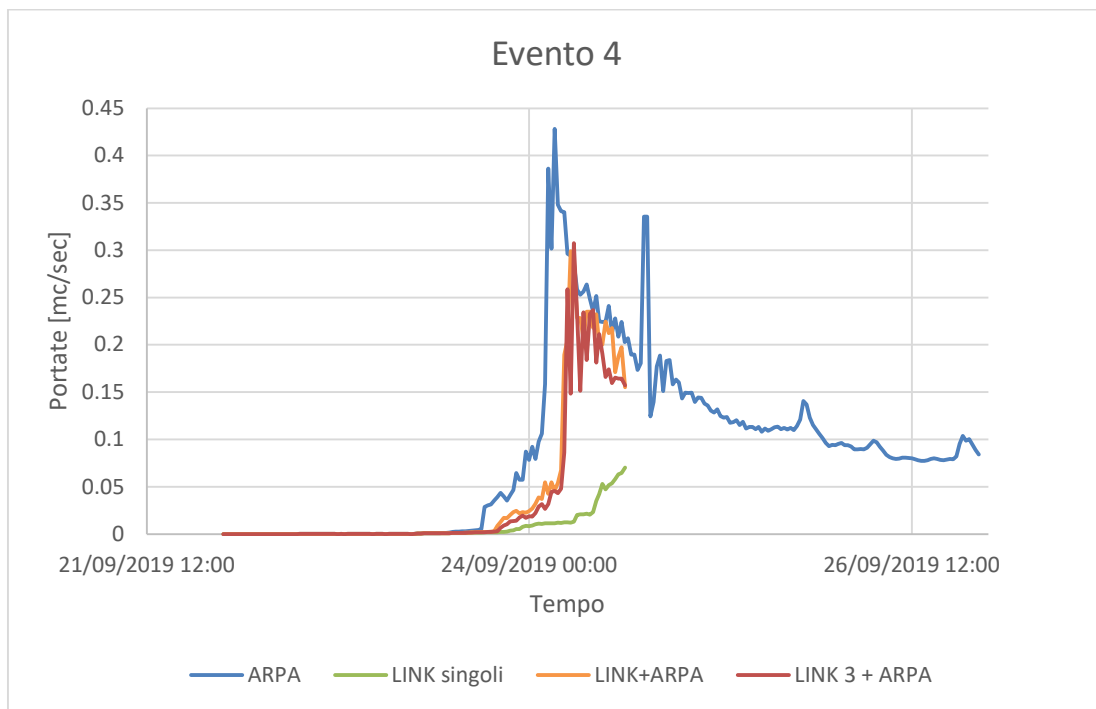


Figura 91: Idrogramma evento link 4

Così come per l'evento precedente anche in questo caso la serie temporale dei link è stata allungata con valori di pioggia nulla, per avere una forma più completa dell'idrogramma. Tuttavia, in questo caso, nelle stesse ore i pluviometri hanno continuato a registrare valori di pioggia diversi da zero. Un'altra causa che può spiegare la differenza fra gli idrogrammi delle due tecniche è ben visibile osservando gli idrogrammi di confronto del Capitolo 5 dove il volume di pioggia registrato dagli strumenti ARPA è sicuramente maggiore di quello registrato dai link.

8.6 Evento 5

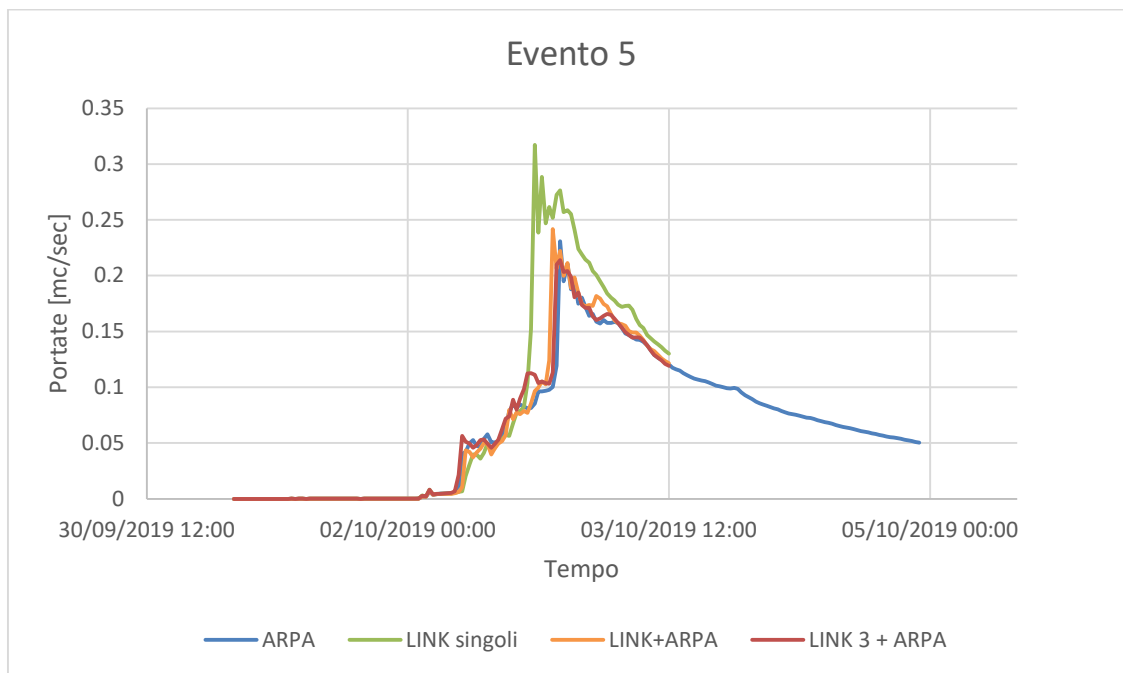


Figura 92: Idrogramma evento link 5

Anche in questo caso la serie pluviometrica dei dati link è stata estesa oltre a quella disponibile con dati nulli e, come nel caso dell'evento tre, anche qui è lecito farlo poiché i pluviometri hanno registrato allo stesso modo dati nulli. Così facendo è stato possibile cogliere meglio la curva di esaurimento del deflusso. La corrispondenza dei dati meteorici per questo evento si riflette nella corrispondenza negli andamenti degli idrogrammi.

8.7 Evento 6

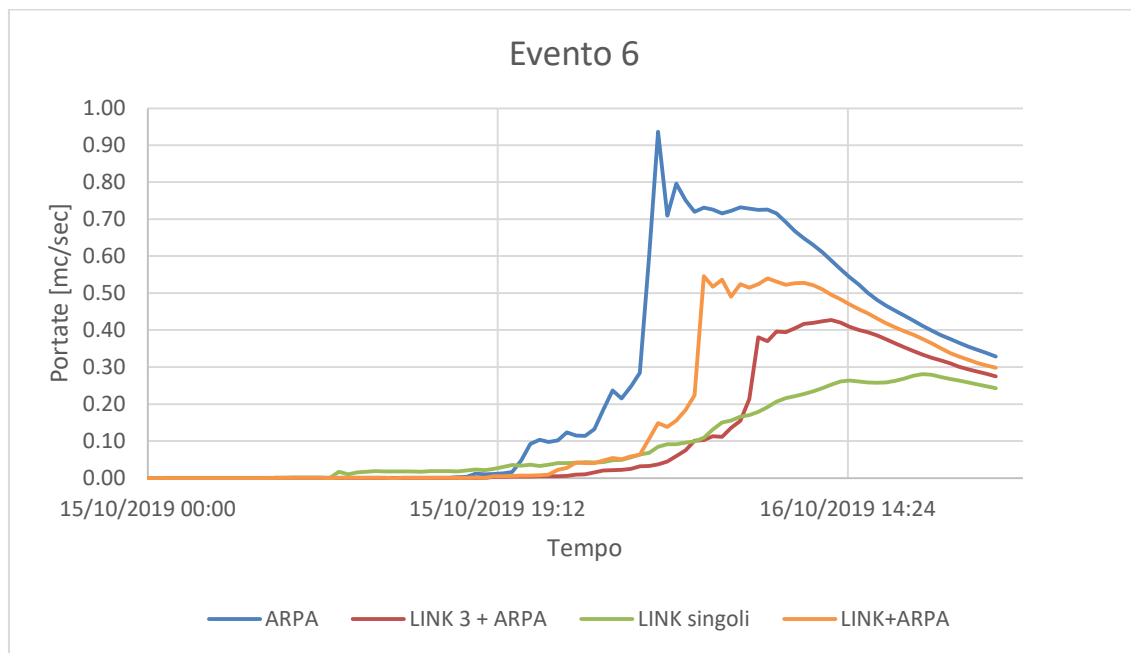


Figura 93: Idrogramma evento link 6

Per questo evento se osserviamo il confronto pluviometrico vediamo che un primo picco di pioggia registrato dai pluviometri è passato completamente inosservato per i link. Osservando l'idrogramma si nota come l'onda di piena risultante dai link si assesti su valori ben più bassi, pur seguendo un andamento qualitativamente simile. In linea generale, così come per gli altri eventi, si tratta comunque di valori di portata relativamente bassi.

8.8 Evento 7

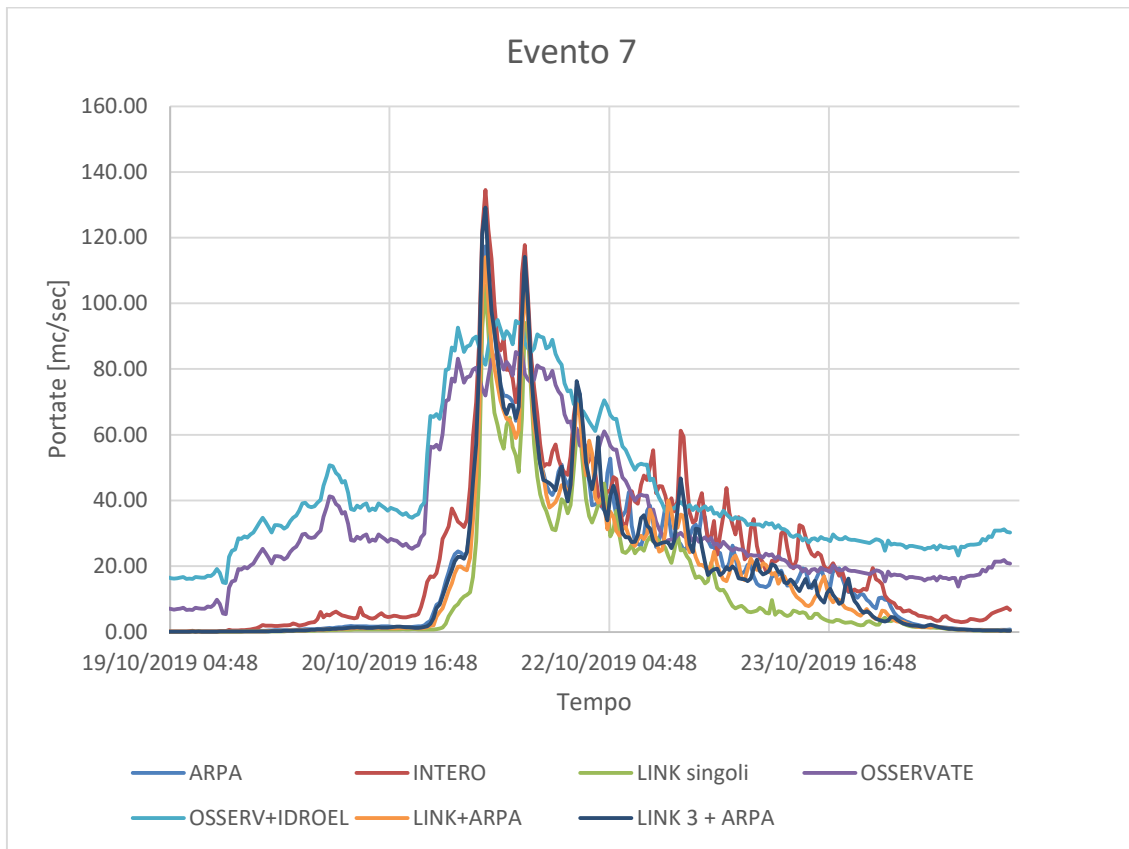


Figura 94: Idrogramma evento link 7

Questo evento presenta diverse peculiarità rispetto a quelli precedenti.

In primo luogo riguardo all'estensione, poiché finalmente la disponibilità dei link sia ha con continuità per un evento della durata di circa sette giorni, rispetto agli altri che si fermavano al massimo a tre.

Un altro aspetto importante riguarda i valori delle portate simulate: per questo evento troviamo numeri molto più grandi rispetto agli eventi precedenti di addirittura quasi due ordini di grandezza.

Va poi evidenziato soprattutto la grande somiglianza fra gli idrogrammi ricostruiti con le diverse tecniche implementate, a conferma infatti di quanto osservato anche nelle registrazioni di pioggia.

Nel grafico sono poi stati inseriti anche gli idrogrammi osservati, sia quello registrato dallo strumento alla sezione di chiusura di Sondrio sia quello con l'aggiunta della derivazione idroelettrica dell'impianto che bypassa la stazione di misura: per questo evento la similitudine fra idrogramma osservato e simulato è notevole. La causa della bontà di questa stima si può imputare sia alla lunghezza della serie disponibile, sia alla tipologia di deflusso: essendo un evento inserito in un contesto autunnale (fine ottobre), il deflusso che causa l'onda di piena è generato soprattutto da un evento piovoso tipico del periodo dove, nonostante la zona, le precipitazioni nevose scarseggiano e il contributo della fusione sia glaciale che nivale risulta insignificante. Per questi motivi gli errori, peraltro prevedibili, che hanno inficiato i dati della simulazione idrologica, per questo tipo di eventi non incidono molto sulla stima dei valori di portata.

Per questa serie di cause-effetti la stima pluviometrica attraverso i link della rete cellulare lascia diversi buoni spunti per un loro futuro utilizzo a scopi idrologici.

Capitolo 9

Conclusione e sviluppi futuri

Nel presente elaborato è stata effettuata la modellazione idrologica distribuita del bacino del fiume Mallero, in Valmalenco, con lo scopo di implementare e confrontare due diverse tecniche di misura della pioggia: la tecnica tradizionale costituita dai pluviometri ARPA e la tecnica innovativa che prevede l'uso delle reti cellulari. Questa tecnologia consente di convertire l'attenuazione subita dai segnali fra ricevitori e trasmettitori durante un evento meteorico in intensità di pioggia. La disponibilità di questo tipo di dati, la cui proprietà è delle compagnie telefoniche, ha riguardato un bacino di carattere spiccatamente alpino dove le componenti nivale e glaciale giocano un ruolo fondamentale all'interno del bilancio idrologico. Tale area risulta profondamente segnata anche da importanti derivazioni idroelettriche che modificano completamente quello che potrebbe essere l'andamento naturale dei deflussi al suo interno lungo i versanti e l'asta idrologica. La tematica glacio-nivale richiede una modellazione ben precisa e specifica delle sue dinamiche ma non è l'obiettivo che si persegue nel presente lavoro, nel quale questo aspetto non è stato affrontato all'interno delle operazioni di calibrazione del modello idrologico FEST utilizzato.

La dinamica idroelettrica è stata interpretata in via approssimativa escludendo quelle zone che non contribuiscono al naturale deflusso del fiume, poiché alcuni invasi artificiali derivano agli impianti l'intero deflusso che si forma nella soprastante porzione di bacino; sono stati ricavati i dati di concessione per un impianto presente all'interno del bacino ma che scarica le sue portate a valle della stazione di misura ed aggiunti ai valori osservati dallo strumento alla sezione di chiusura.

Il vero obiettivo della tesi non è quindi quello di ottenere una calibrazione precisa del modello per ricostruire fedelmente le portate osservate (operazione peraltro complessa data la natura del bacino in esame) ma è sempre stato quello di verificare l'affidabilità della stima pluviometrica ricavata dalla rete cellulare e la sua prima implementazione assoluta in un modello idrologico che fosse distribuito.

Tale implementazione è avvenuta considerando ogni collegamento come un pluviometro virtuale posto a metà del percorso del link, o con tre pluviometri virtuali equidistanti lungo il percorso. Le differenze fra queste due scelte non sono così spiccate nei risultati finali elaborati. Si ipotizza comunque la possibilità che in futuro questi dati possano essere implementati anche con un'ulteriore tecnica alternativa: considerare tutte le celle del bacino attraversate da ogni link cellulare e porre su ognuna di esse un pluviometro virtuale.

Se consideriamo poi il caso particolare del bacino del Mallero, per i quali abbiamo avuto disponibilità dei dati, è lecito ammettere che non rappresenta certo il caso ideale sul quale verificare questo tipo di tecnica: la complessità delle dinamiche idrologiche, idrauliche ed idroelettriche lo rendono un caso studio difficile da modellare. Al suo interno poi, data la zona alpina, la diffusione dei link cellulare non è ottimale: la loro densità si concentra nella zona del fondovalle mentre nelle porzioni più a monte la loro presenza è ben più rara. Fortunatamente ciò non si può dire per i pluviometri che, seppur non presenti in numero elevato, si distribuiscono in maniera piuttosto uniforme nel bacino.

Dai risultati ottenuti si evince come la tecnica innovativa della stima di pioggia con l'uso della rete cellulare sia promettente nella descrizione dei fenomeni, laddove ci sia carenza di pluviometri tradizionali. Date le diverse approssimazioni entrate in gioco nella calibrazione del modello i risultati simulati non corrispondono fedelmente agli idrogrammi osservati soprattutto,

considerando i sette venti disponibili con i dati da link cellulari, per quegli eventi il cui deflusso vede un contributo importante legato ai fenomeni di fusione nivale. Tuttavia, le similitudini degli idrogrammi ricostruiti con la tecnica della rete cellulare sono evidenti rispetto a quelli derivati dall'uso dei tradizionali pluviometri ARPA.

Sicuramente rappresenta una strada ancora in divenire, che merita però di essere percorsa in bacini dove le antenne sono in numero maggiore e distribuite meglio nel bacino, così da confermare quanto osservato nei risultati di questo elaborato. La misura della pioggia rimane un problema complesso e di difficile interpretazione ma, grazie anche a questa tecnologia sarà possibile descrivere in maniera più precisa i fenomeni meteorici a scala di bacino.

Bibliografia

Benedetti, D., & Ravazzani. (2017). Confronto tra metodi di misura della portata per la calibrazione di modelli idrologici.

Berne, A., & Uijlenhoet, R. (2007). Path-averaged rainfall estimation using microwave links: Uncertainty due to spatial rainfall variability. *Geophysical research letters* - Vol. 34.

Cazzaniga, G., Nebuloni, R., & De Michele, C. (2020). Assimilazione dei risultati dell'HFTA nei modelli idrologici e validazione degli output con le osservazioni di portata. MOPRAM.

Cerea, L., & Nebuloni, R. (2018). Implementazione di algoritmi per il processing dei dati di potenza dei link a microonde.

Chwala, C., & Kunstmann, H. (2018). Commercial microwave link networks for rainfall observation: Assessment of the current status and future challenges. Wiley.

Cubaiu, M., Cerea, L., Nebuloni, R., Solazzi, L., & Oldoni, M. (2018). Caratterizzazione dei Segnali di Link a microonde per scopi di modellazione e rilevamento pioggia. MOPRAM.

Fencl, M., Dohnal, M., Rieckermann, J., & Bares, V. (2017). Gauge-adjusted rainfall estimates from commercial microwave links. *Hydrology Earth System Sciences*.

Leijnse, H., Uijlenhoet, R., & Berne, A. (2010). Errors and Uncertainties in Microwave Link Rainfall Estimation Explored.

Leijnse, H., Uijlenhoet, R., & Stricker, J. (2007). Hydrometeorological application of a microwave link: 2. Precipitation.

Leijnse, H., Uijlenhoet, R., & Stricker, J. (2007). Rainfall measurement using radio links from cellular. *Water resources research*, Vol. 43.

Leijnse, H., Uijlenhoet, R., & Stricker, J. (2008). Microwave link rainfall estimation: Effects of link length and frequency, temporal sampling, power resolution, and wet antenna attenuation.

Minda, H., & Nakamura, K. (2004). High Temporal Resolution Path-Average Rain Gauge with 50-GHz Band Microwave.

Nebuloni, R., De Michele, C., & D'Amico, M. (2017). Rainfall detection by tomographic inversion of commercial radio link data: a pilot project in Italy. (1. I. Technology, A cura di)

Nebuloni, R., Tagliaferri, D., D'Amico, M., Sileo, A., Cazzaniga, G., De Michele, C., & Deidda, C. (2020). Rainfall Retrieval Through Commercial Microwave Links in Valmalenco (North Italy). *URSI*.

Olsen, R., Rogers, D., & Hodge, D. (1978). The a^*R_b Relation in the Calculation of Rain Attenuation.

Overeem, A., Leijnse, H., & Uijlenhoet, R. (2011). Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks. *Water resources research*, vol.47.

Overeem, A., Leijnse, H., & Uijlenhoet, R. (2016). Retrieval algorithm for rainfall mapping from microwave links in a cellular communication network. *Atmospheric measurement Techniques*.

Pastorek, J., Fencel, M., Rieckermann, J., & Bares, V. (2019). Commercial microwave links for urban drainage modelling: The effect of link characteristics and their position on runoff simulations. *Journal of Environmental management*.

Rabuffetti, D., Ravazzani, G., Corbari, C., & Mancini, M. (2008). Verification of operational Quantitative Discharge Forecast (QDF) for a regional warning system – the AMPHORE case studies in the upper Po River. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

Ravazzani, Bocchiola, Mancini, Rosso, Gropelli, Soncini, . . . Colombo. (2015). Continuous streamflow simulation for index flood estimation in an Alpine basin of northern Italy.

Ravazzani, Corbari, Morella, Gianoli, & Mancini. (2012). Modified Hargreaves-Samani Equation for the Assessment.

Roversi, G., Alberoni, P. P., Fornasiero, A., & Porcù, F. (2020). Commercial microwave links as a tool for operational rainfall monitoring in Northern Italy. *Atmosphere Measurement Techniques*.

Smiatek, G., Keis, F., Chwala, C., Fersch, B., & Kunstmann, H. (2017). Potential of commercial microwave link network derived rainfall for river runoff simulations.

Sonvico, D. (2017). Verifica di diversi modelli di infiltrazione nella modellistica idrologica a scala di bacino in bacini pre alpini e semi-aridi.

Zinevich, A., Alpert, P., & Messer, H. (2008). Estimation of rainfall fields using commercial microwave communication networks of variable density. *Advances in water resources*.