

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE E AMBIENTALI

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Definizione di soglie pluviometriche di
allertamento per debris-flows nel bacino
della Val Rabbia (Val Camonica, BS)

Candidato:
Andrea Ricci

Relatore:
Prof. Matteo Berti

Sessione Marzo 2023
Anno Accademico 2021-2022

INDICE

1	INTRODUZIONE	1
	1.1 Scopo della tesi	1
	1.2 Fasi del lavoro.....	2
	1.3 Area di studio.....	3
2	STUDI PRECEDENTI	6
	2.1 Le colate rapide di detrito	6
	2.2 Sistemi di monitoraggio e di allertamento	12
	2.2.1 Monitoraggio delle precipitazioni.....	12
	2.2.2 Monitoraggio del meccanismo di innesco	13
	2.2.3 Monitoraggio della dinamica di flusso	15
	2.2.4 Sistemi di allertamento	18
	2.3 Colate di detrito nella regione Lombardia	22
3	BACINO DEL TORRENTE RABBIA/INQUADRAMENTO.....	33
	3.1 Inquadramento climatico della Val Camonica.....	33
	3.2 Inquadramento geologico della Val Rabbia.....	36
	3.3 Geomorfologia del bacino.....	39
	3.4 Granulometria del materiale in alveo e sezione trasversale.....	44
	3.5 Uso del suolo.....	47
	3.6 Analisi multi-temporale delle ortofoto.....	51
	3.7 Analisi di eventi di colata detritica precedenti.....	63
4	MONITORAGGIO ED ANALISI DEI DATI PLUVIOMETRICI	67
	4.1 Scopo dell'analisi pluviometrica.....	67
	4.2 Strumentazione	67
	4.3 Metodologia di analisi.....	69
	4.4 Risultati	75
	4.5 Discussione dei risultati	82
5	ANALISI DEI DATI SISMICI	85
	5.1 Scopo dell'analisi sismica.....	85
	5.2 Metodologia	85
	5.3 Risultati	92
	5.4 Discussione dei risultati	98
6	CONCLUSIONI	102
7	BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA	105

ABSTRACT

I debris-flows sono riconosciuti come i fenomeni franosi più pericolosi tra quelli esistenti, per via della velocità, del carattere impulsivo con cui avvengono e in ragione dei grandi volumi di materiale che possono essere mobilizzati. Data la loro rapidità, risultano fenomeni difficili da prevedere e, di conseguenza, da prevenire e/o mitigare.

La causa innescante è da ricercare prevalentemente nelle piogge molto brevi ed intense, tipiche delle celle temporalesche, che nei piccoli bacini montani in cui si sviluppano i debris-flow, possono assumere caratteri estremamente locali.

Il territorio alpino lombardo non è nuovo a questi fenomeni ed è testimoniato da una più o meno nutrita letteratura in merito. In particolare, l'abitato di "Rino" di Sonico (BS) è situato in val Camonica, nelle immediate vicinanze del torrente Rabbia, corso d'acqua che è storicamente soggetto ad eventi di debris-flows.

Tali fenomeni, in alcune occasioni, sono risultati altamente distruttivi e pericolosi. Basti citare la colata del luglio 2012 dove, a causa degli ingenti volumi coinvolti, è stato distrutto un ponte stradale e sono state "minacciate" alcune abitazioni negli immediati pressi. Inoltre, le informazioni storiche sembrano suggerire che, nell'ultimo quarantennio, la frequenza di accadimento sia aumentata, probabilmente per via del riscaldamento climatico che causa un incremento, oltre che delle temperature, anche della frequenza con cui avvengono precipitazioni estreme.

Per questo motivo, nel 2021, la Regione Lombardia ha deciso di finanziare un progetto di ricerca scientifica sulle colate rapide di detrito nel bacino del Torrente Rabbia, al fine di aumentare la conoscenza scientifica sulla dinamica dei debris-flow, identificare i fattori di controllo geomorfologico e meteorologico sull'innescamento e definire possibili strumenti, idonei all'allertamento della popolazione.

Al fine di realizzare questi obiettivi, è stata installata una strumentazione da campo in grado di documentare sia i processi di innescamento, con "stazioni di innescamento", che di propagazione, con "stazioni di flusso".

Per il presente lavoro di tesi, ci si è concentrati sulla sola analisi dei dati forniti dall'ultima tipologia di stazione, costituita a grandi linee da un pluviometro, tre geofoni, una telecamera e un sensore ad infrasuoni. Nello specifico, sono stati considerati solamente i dati pluviometrici e sismici, raccolti tra il 2021 e il 2022, al fine di estrapolare dei valori soglia, in termini pluviometrici e di tremore ambientale, da implementare in un ipotetico sistema d'allertamento.

In particolare, grazie alla telecamera e al pluviometro, è stato possibile osservare la risposta idrologica del bacino associata ad eventi piovosi di differente durata ed intensità, acquisendo informazioni sul comportamento idrologico del torrente. I geofoni hanno consentito invece di monitorare l'andamento dell'ampiezza del tremore in concomitanza degli eventi precipitativi e di ricavare le frequenze che caratterizzano tali tremori.

1 INTRODUZIONE

Il 27 luglio 2012 il comune di Sonico (BS) è stato interessato da una importante colata detritica, verificatasi lungo il torrente Rabbia, che ha abbattuto un ponte stradale e ha lambito un centro abitato. Il torrente Rabbia è storicamente conosciuto per essere sede di debris-flow significativi (1766, 5 agosto 1825, estate 1911, settembre 1960 e luglio 2006) (Beneyto Orgiles, 2012), che in alcuni casi, si riversano poi sul fiume Oglio. Proprio quest'ultima dinamica rappresenta un ulteriore elemento di rischio, in quanto gli importanti volumi di detrito veicolati dalle colate possono sbarrare temporaneamente l'alveo del fiume Oglio, aumentando così la pericolosità idraulica del tratto di valle compreso tra Sonico e Malonno. A partire dal decennio passato, sono state messe in piedi varie misure di contenimento (Pasquini, 2018) e strategie di monitoraggio e allertamento per ridurre il rischio legato a tale fenomeno (NESA, 2018). Attualmente, la regione Lombardia ha finanziato e sta predisponendo un progetto di monitoraggio con lo scopo di studiare i processi di innesco e di propagazione delle colate, in modo da acquisire le informazioni utili per un efficiente sistema di allertamento. All'atto pratico, il progetto di ricerca prevede l'installazione di 7 stazioni di monitoraggio nel bacino del Rabbia, di cui 3 rivolte allo studio dei processi e fenomeni di innesco e le restanti 4 preposte all'osservazione della dinamica di propagazione del flusso lungo il canale. Inoltre, questo progetto vuole anche valutare l'impatto del riscaldamento globale sulla magnitudo e la frequenza di tali dissesti (Regione Lombardia, 2021). Difatti, in quest'area, il cambiamento climatico agisce principalmente in due modi; provoca precipitazioni più estreme (FLA, 2008) e causa lo scioglimento del permafrost presente nei settori più elevati della Val Rabbia (NESA, 2018).

1.1 Scopo della tesi

La presente tesi si propone di descrivere e caratterizzare la risposta idrologica del bacino del Rabbia in seguito ad input meteorici di durata ed intensità variabile, attraverso l'analisi dei dati pluviometrici e dei dati sismici raccolti da una stazione di monitoraggio installata lungo l'asta fluviale principale. In particolare, l'obiettivo dell'analisi pluviometrica è quello di costruire una soglia pluviometrica di allerta basata sull'osservazione diretta della risposta idrologica, in concomitanza o in seguito agli eventi piovosi registrati dalla stazione nei periodi estivi del 2021 e 2022. Tale soglia è stata poi confrontata con altre soglie di letteratura. L'analisi sismica mira invece ad osservare le variazioni di ampiezza e di frequenza del tremore generato dal ruscellamento e dal trasporto solido indotte dagli eventi di pioggia. Lo scopo ultimo di ambedue le analisi è quello di fornire dei valori soglia specifici, in termini pluviometrici e di tremore, utili per la messa a punto di un valido ed efficiente sistema di allertamento.

1.2 Fasi del lavoro

Il lavoro può essere riassunto e schematizzato in 4 fasi principali, come illustrato in Figura 1:

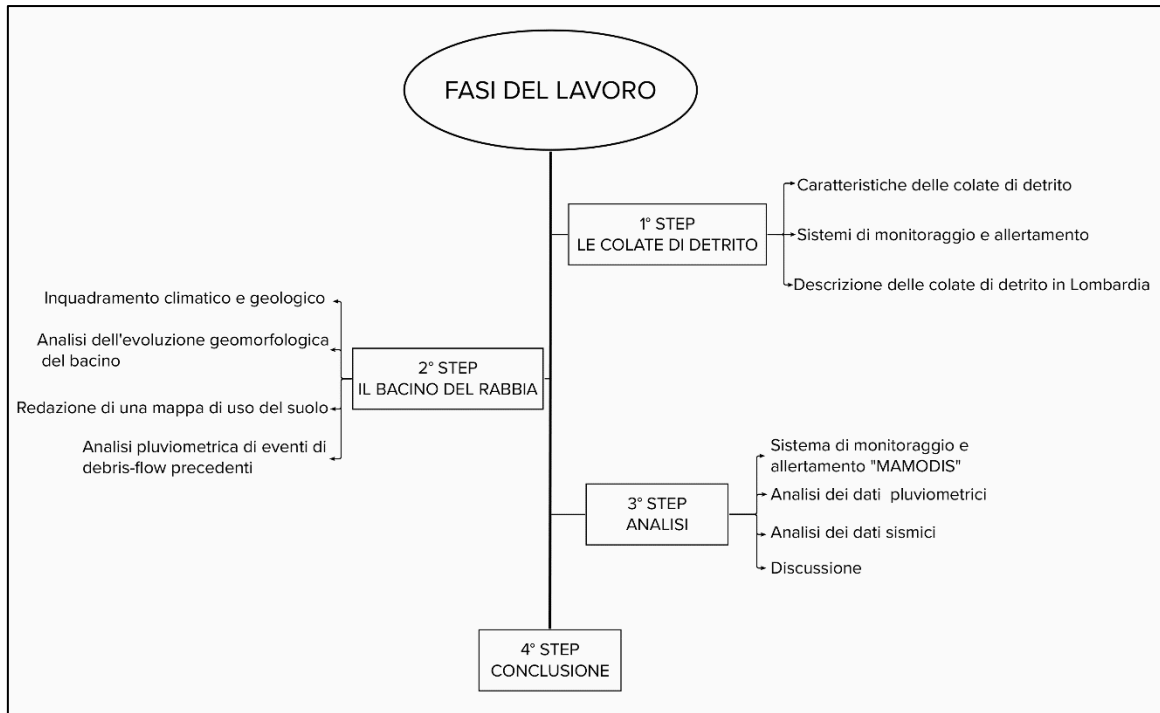


Figura 1: schema illustrativo delle 4 fasi principali

Nella prima fase, sono state descritte le caratteristiche principali delle colate detritiche, i meccanismi di innesco e i principali sistemi e/o strumenti utili per il monitoraggio e l'allertamento. Inoltre, sono state acquisite informazioni riguardo le colate di detrito avvenute nella regione Lombardia, concentrandosi in particolar modo sulle soglie pluviometriche di innesco di letteratura specifiche per il territorio regionale.

Nel secondo step, dopo aver approfondito il contesto climatico e geologico generale del bacino, sono stati definiti ed indagati, tramite GIS, gli aspetti geomorfologici che più influenzano il comportamento idrologico del bacino, quali la densità di drenaggio, l'acclività del bacino e dell'asta principale, la presenza di detrito lungo il canale e nell'area sorgente e i principali fenomeni gravitativi. Sempre mediante GIS, è stata realizzata una carta di uso del suolo sulla base di un'ortofoto ad alta risoluzione. Sono state condotte anche delle attività in campo, con lo scopo di caratterizzare la granulometria del materiale in alveo e di realizzare una sezione trasversale del canale. Infine, sono stati analizzati i dati pluviometrici responsabili degli eventi di colata dell'ultimo ventennio.

La terza fase è consistita nell'estrazione dei dati pluviometrici e sismici registrati nella parte bassa del canale e nella relativa analisi. I risultati ottenuti, in termini di soglia pluviometrica, sono stati poi discussi e confrontati con la letteratura esistente.

Nell'ultima fase, è stato proposto un riepilogo di quanto emerso durante l'intero lavoro, evidenziando i limiti delle metodologie applicate e suggerendo gli aspetti da approfondire in studi successivi.

1.3 Area di studio

Il torrente Rabbia è un affluente sinistro del Fiume Oglio che scorre a sua volta in Val Camonica, all'interno della provincia di Brescia. In particolare, il Rabbia nasce sul massiccio dell'Adamello e scorre lungo le pendici occidentali del massiccio stesso. All'interno del massiccio, molte cime superano i 3000 m s.l.m. fino a culminare con la vetta dell'Adamello che raggiunge i 3539 m s.l.m. Nel suo corso, lambisce l'abitato di "Rino" (46.1508333; 10.3536111) facente parte del comune di Sonico (BS), fino a congiungersi col fiume Oglio subito a valle dell'abitato ad una quota di 595 m.

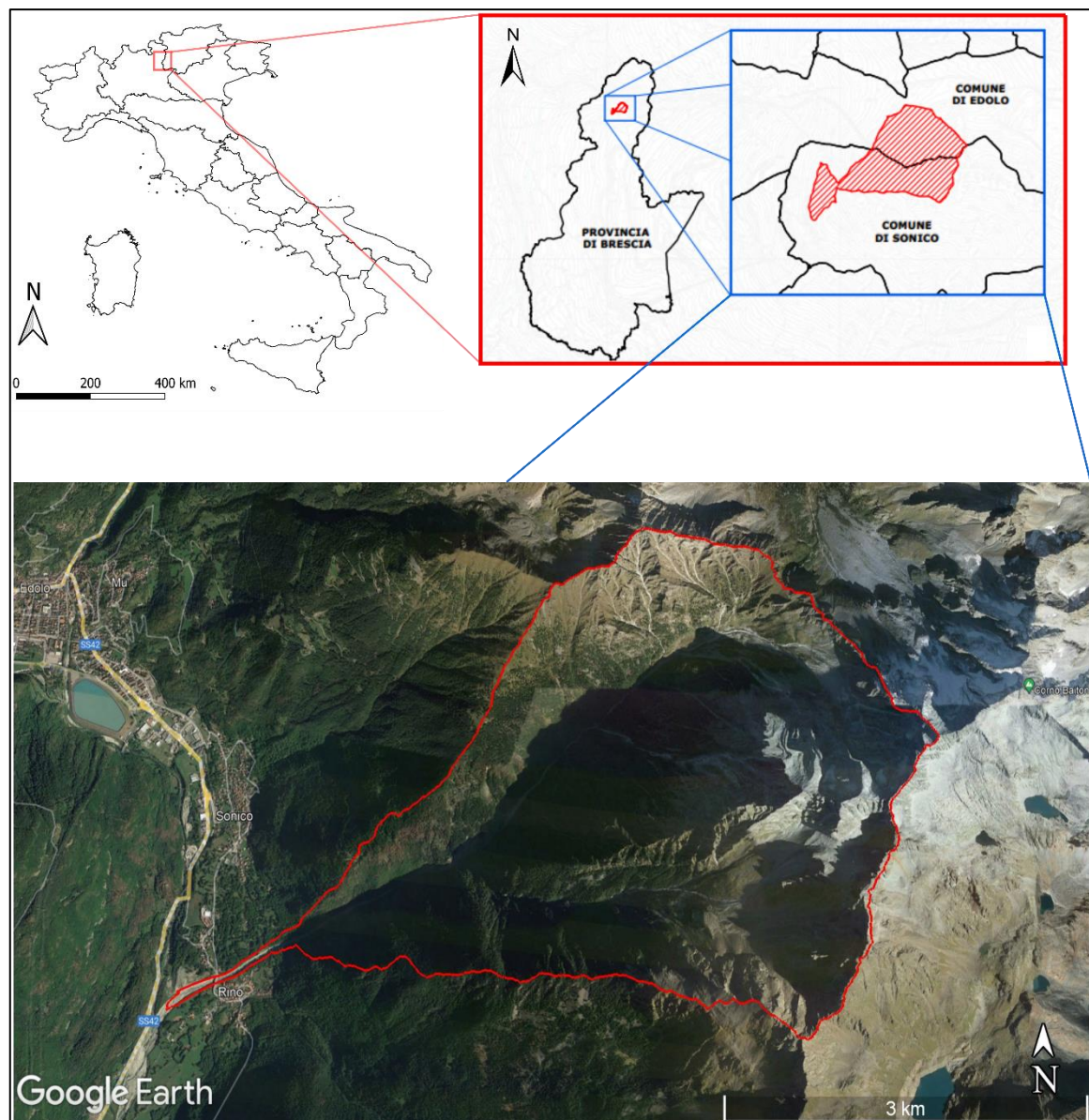


Figura 2: vista da satellite dei versanti occidentali del gruppo dell'Adamello, del bacino del Rabbia (in rosso), del fiume Oglio presso il comune di Sonico (BS) in Val Camonica.

Il bacino del Rabbia è orientato generalmente in direzione E-W ed è composto da due sottobacini principali che poi confluiscono ad una quota pari a circa 1100 m slm: il sottobacino del Rabbia in s.s. (o di Bompiano) e il sottobacino della Gallinera (Figura 3).

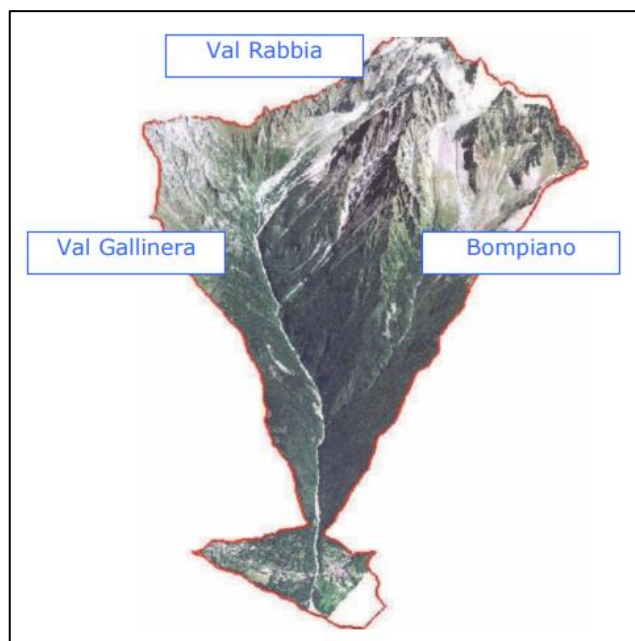


Figura 3: il bacino del torrente Rabbia e del suo principale tributario, il Gallinera (da Nesa, 2018).

Il bacino della Gallinera è meno inciso, più esteso ed è caratterizzato da un corso generalmente più lineare rispetto al Rabbia. Ambedue le testate dei bacini sono ricoperte da depositi glaciali e sono interessate da lingue glaciali in evidente ritiro, specie nel caso della Val Rabbia. Entrambe le conche glaciali, in estate sono interessate da fenomeni di fusione del permafrost che alimentano i due torrenti (Nesa, 2018).

Un ulteriore elemento di rischio degno di nota è rappresentato dalla frana “Pal” che interessa e minaccia la sponda destra del torrente Gallinera ad un’altezza media di circa 1200 m. Questo dissesto, in condizioni particolarmente sfavorevoli, può fornire materiale aggiuntivo che potrebbe essere coinvolto nella propagazione di una successiva colata verso valle, accrescendone il volume (NESA, 2018). Sondaggi inclinometrici realizzati nell’ambito del progetto “ARMOGEO” (Adeguamento Reti MONitoraggio GEOlogico) suggeriscono come l’attività di questo scorrimento sia in parte controllata dallo scalzamento del materiale al piede che può verificarsi in caso di colata (ARPAL, 2020).

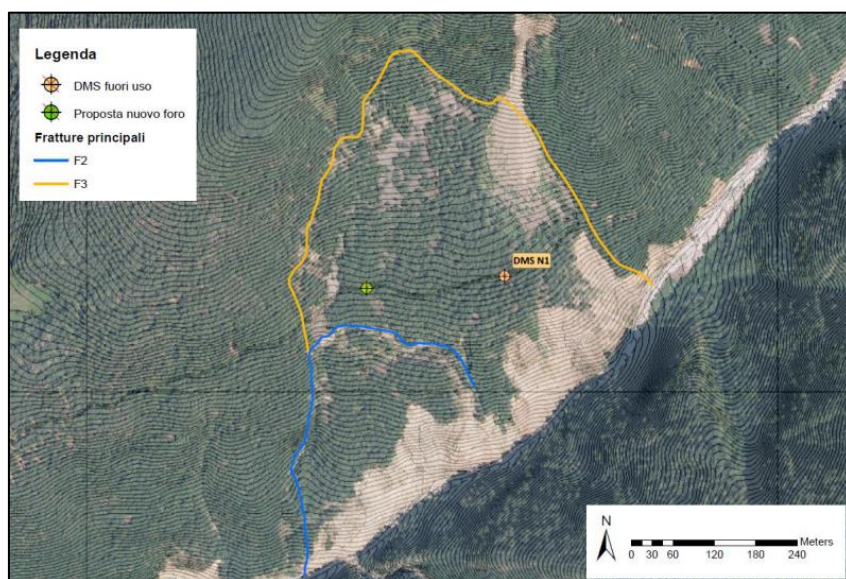


Figura 4: l’estensione della frana “Pal” viene delimitata in blu ed ocra (da ARPAL, 2020).

Attualmente, il torrente, in corrispondenza della conoide, si presenta fortemente antropizzato a causa degli interventi di mitigazione del rischio di cui accennato nel paragrafo introduttivo. Tali misure sono consistite principalmente nella realizzazione di opere di difesa spondali, nell'elevazione degli argini e nell'allargamento della sezione trasversale del canale nei pressi della confluenza col fiume Oglio con l'obiettivo di creare uno spazio atto a contenere il materiale mobilizzato in caso di colata e di diminuire il rischio di tracimazione (Pasquini, 2018). Questa serie di interventi mira anche a proteggere, dal punto di vista idraulico, la S.S. 42 "del Tonale e della Mendola" che si sviluppa parallelamente al fiume Oglio e che rappresenta un'opera strategica per l'intera valle.



Figura 5: aspetto confluenza tra il torrente Rabbia e il fiume Oglio nel 2016, dopo la realizzazione di opere e interventi di mitigazione del rischio realizzati a seguito della significativa colata del luglio 2012 (da Pasquini, 2018).

2 STUDI PRECEDENTI

2.1 Le colate rapide di detrito

Con il termine “colata rapida di detrito”, *Varnes (1978)* indica un movimento gravitativo di miscele di solidi granulari, acqua ed aria che si comportano come un fluido viscoso. Un'altra definizione scientificamente condivisa è quella di *Iverson et al., (1997)*, secondo i quali, una colata di detrito è una miscela di acqua, sedimenti scarsamente selezionati e altro detrito che si muove per gravità ad elevata velocità. Nel 1996, il concetto generico di “colata” di Varnes viene revisionato da Cruden e viene descritto da quest'ultimi come un “movimento spazialmente continuo in cui le superfici di taglio sono temporanee, fittamente spaziate e generalmente non preservate e dove la distribuzione di velocità nella massa in frana è simile a quella di un fluido viscoso” (Cruden & Varnes, 1996). Nel medesimo lavoro, viene proposta una delle classificazioni dei movimenti gravitativi più accettate e riconosciute internazionalmente, che riprende ed estende la precedente classificazione teorizzata da *Varnes (1978)* illustrata in Figura 6. Gli autori catalogano i vari fenomeni franosi, ponendo in relazione la tipologia di cinematismo col materiale coinvolto e considerando contemporaneamente alcuni aspetti descrittivi che permettono di caratterizzarli ulteriormente, quali: velocità, attività e contenuto d'acqua.

Tipo di movimento		Tipo di materiale		
		rocce	detrito	terreni fini
crolli (<i>falls</i>)		crolli di roccia	crolli di detrito	crolli di terra
ribaltamenti (<i>topples</i>)		ribaltamento di roccia	ribaltamento di detrito	ribaltamento di terra
scorrimenti (<i>slides</i>)	rotazionali	scorrimento rotazionale di roccia	scorrimento rotazionale di detrito	scorrimento rotazionale di terra
	traslazionali	scorrimento traslazionale di roccia	scorrimento traslazionale di detrito	scorrimento traslazionale di terra
espandimenti laterali (<i>lateral spreads</i>)		espandimenti laterali di roccia	espandimenti laterali di detrito	espandimenti laterali di terra
flussi (<i>flows</i>)		flussi di roccia	flussi di detrito	flussi di terra
frane complesse/composite (<i>complex</i>)		combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo		

Figura 6: Classificazione di Cruden & Varnes (1996).

Una seconda classificazione dei movimenti gravitativi, quella di *Coussot & Meunier (1996)*, distingue i vari fenomeni sulla base della natura granulare o coesiva del materiale solido interessato, del contenuto d'acqua e dei processi che li interessano (Figura 7). Secondo questi criteri, le colate di detrito sono movimenti rapidi di materiale granulare in cui la componente solida e liquida risultano piuttosto confrontabili. La natura granulare della componente solida implica un flusso controllato dai contatti, collisioni e attriti intergranulari.

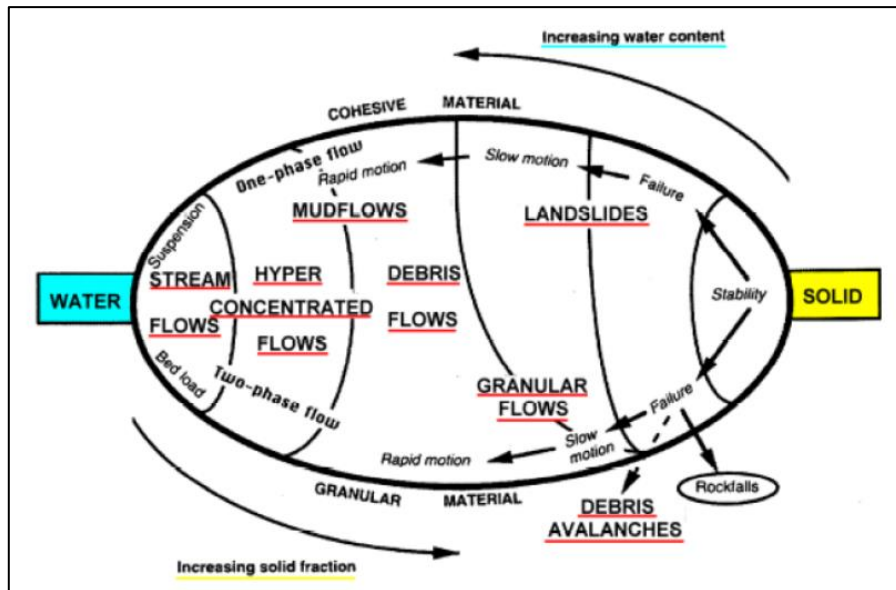


Figura 7: classificazione di Coussot & Meunier (1996). La velocità è un parametro che, seppur venga descritto, non assume un ruolo chiave ai fini classificativi.

Un'ulteriore classificazione, che consente di distinguere e approfondire i vari fenomeni di tipo "colata", è rappresentata dallo schema classificativo di Hungr et al. (2001). I criteri utilizzati per discernere i vari movimenti sono: materiale, contenuto d'acqua, caratteristiche peculiari e velocità.

Material	Water Content ¹	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris (talus)	dry, moist or saturated	- no excess pore-pressure, - limited volume	various	Non-liquefied sand (silt, gravel, debris) flow
Silt, Sand, Debris, Weak rock ²	saturated at rupture surface content	- liquefiable material ³ , - constant water	Ex. Rapid	Sand (silt, debris, rock) flow slide
Sensitive clay	at or above liquid limit	- liquefaction <i>in situ</i> , ³ - constant water content ⁴	Ex. Rapid	Clay flow slide
Peat	saturated	- excess pore-pressure	Slow to very rapid	Peat flow
Clay or Earth	near plastic limit	- slow movements, - plug flow (sliding)	< Rapid	Earth flow
Debris	saturated	- established channel ⁵ , - increased water content ⁴	Ex. Rapid	Debris flow
Mud	at or above liquid limit	- fine-grained debris flow	> Very rapid	Mud flow
Debris	free water present	- flood ⁶	Ex. Rapid	Debris flood
Debris	partly or fully saturated	- no established channel ⁵ , - relatively shallow, steep source	Ex. Rapid	Debris avalanche
Fragmented Rock	various, mainly dry	- intact rock at source, - large volume ⁷	Ex. Rapid	Rock avalanche

¹ Water content of material in the vicinity of the rupture surface at the time of failure.
² Highly porous, weak rock (examples: weak chalk, weathered tuff, pumice).
³ The presence of full or partial *in situ* liquefaction of the source material of the flow slide may be observed or implied.
⁴ Relative to *in situ* source material.
⁵ Presence or absence of a defined channel over a large part of the path, and an established deposition landform (fan). Debris flow is a recurrent phenomenon within its path, while debris avalanche is not.
⁶ Peak discharge of the same order as that of a major flood or an accidental flood. Significant tractive forces of free flowing water. Presence of floating debris.
⁷ Volume greater than 10,000 m³ approximately. Mass flow, contrasting with fragmental rock fall.

Figura 8: classificazione di Hungr et al., (2001).

Pertanto, Hungr et al. (2001), definiscono una colata detritica come un flusso rapido di detriti saturi che si verifica all'interno di un canale o quanto meno lungo un percorso ricorrente (Figura 8).

Riassumendo, le colate detritiche sono fenomeni gravitativi molto o estremamente rapidi ed improvvisi che si verificano sia in forma canalizzata (all'interno del reticolo idrografico) che in forma non canalizzata (lungo versanti montani). Nel secondo caso, per volumi maggiori di 1 m³, sarebbe più corretto parlare di “valanghe di detriti” anche dette “debris-avalanche”, come suggerito anche da *Hungr et al. (2001)*.

Secondo *Pierson & Costa (1987)*, la componente solida occupa dal 47% al 77% in volume dell'intera miscela, la cui densità risulta compresa nel range 1,8-2,3 g/cm³. Affinché una colata possa essere definita “di detrito”, è necessario che le particelle con $\Phi > 2\text{mm}$ rappresentino il 20%-80% dell'intera frazione solida (Varnes, 1978). Generalmente, le velocità osservate variano in un range compreso tra 0,5 e 20 m/s (Scotto di Santolo, 2002).

Classe	Descrizione	Velocità	V (mm/sec)	V (mm/giorno)	V (mm/mese)	V (mm/anno)
7	Estremamente rapido	5 m/sec	5.0E+03	4.3E+08	1.3E+10	1.6E+11
6	Molto rapido	3 m/min	5.0E+01	4.3E+06	1.3E+08	1.6E+09
5	Rapido	1.8 m/ora	5.0E-01	4.3E+04	1.3E+06	1.6E+07
4	Moderato	13 m/mese	5.0E-03	432	1.3E+04	1.6E+05
3	Lento	1.6 m/anno	5.0E-05	4.3	130	1600
2	Molto lento	16 mm/anno	5.0E-07	0.043	1.3	16
1	Estremamente lento					

Figura 9: Come accennato precedentemente, i debris-flow appartengono alle classi 6-7 di Cruden & Varnes (modificato da Cruden & Varnes, 1996).

Secondo *Iverson et al., (1997)*, alcuni caratteri delle colate detritiche, come il diametro medio delle particelle, la viscosità e la conducibilità idraulica risultano piuttosto mutevoli. La durata complessiva di un evento, dall'innescò fino all'arresto, è mediamente dell'ordine dei 5-10 minuti (Soatto, 2014) ma può protrarsi fino ad un'ora (Rappelli, 2008). Le colate di detrito rappresentano una tipologia di movimenti gravitativi capaci di percorrere ed interessare lunghe distanze e la loro mobilità risulta direttamente proporzionale al volume mobilizzato (Takahashi, 2007) (Figura 10). Inoltre, durante il loro movimento verso valle, tendono ad inglobare materiale, come detriti e legname, aumentando il loro volume.

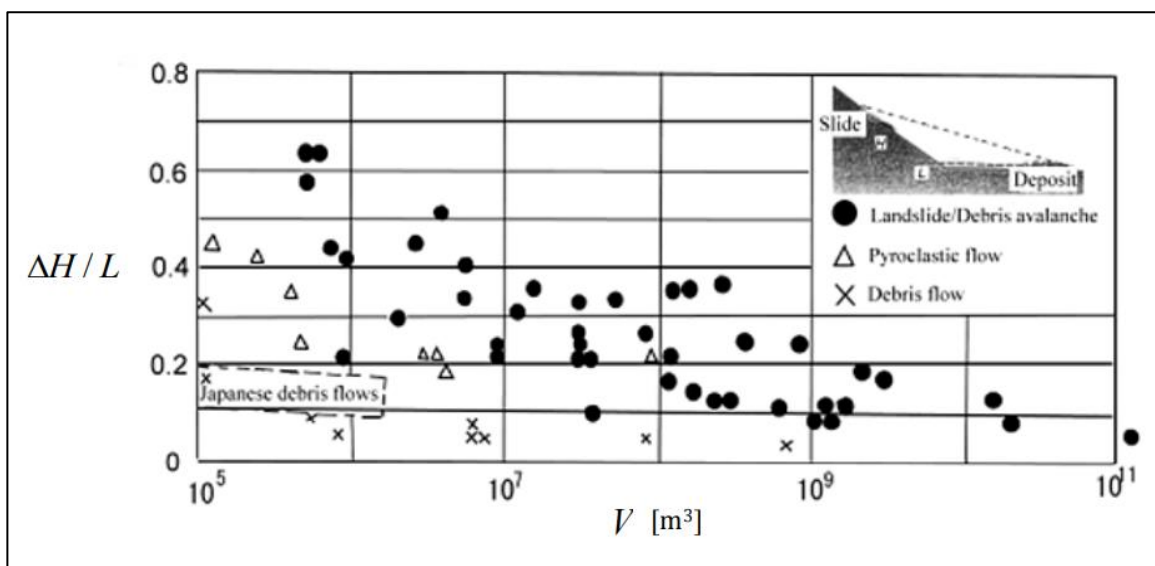


Figura 10: All'aumentare del volume tende a diminuire il rapporto $\Delta H/L$, dove “ ΔH ” è il dislivello tra la zona di innescò e la zona di deposito mentre “ L ” è la distanza orizzontale percorsa dal debris-flow (da Takahashi, 2007).

Data la rapidità, la mobilità, i volumi, la reologia e la possibilità di prendere in carico grandi massi, si tratta di fenomeni altamente distruttivi, specialmente nel momento in cui la zona di deposito è localizzata all'interno dell'alveo di un fiume che scorre sul fondovalle, impedendo il normale deflusso e aumentando il rischio idraulico dell'area (come nel caso del torrente Rabbia) (Di Silvio, 1994; Soatto, 2014).

Secondo Varnes (1978), dal punto di vista geomorfologico, i bacini su cui insistono i debris-flow possono essere suddivisi in 3 macrosettori:

- **Zona sorgente/di innesco:** corrisponde alla sezione di chiusura di un modesto bacino di alimentazione in cui si ha grande disponibilità di materiale detritico sciolto e ove prevalgono i fenomeni erosivi. È l'area in cui si verifica la mobilitazione ed è caratterizzata da pendenze elevate (Costa, 1984; VanDine, 1996).
- **Canale:** è la zona a sviluppo longitudinale in cui transita la colata detritica e ove il flusso tende ad incorporare materiale, incrementando il proprio volume. È il settore in cui si verificano fenomeni di trasporto (azione erosiva e deposizionale sono pressoché comparabili). La pendenza tende generalmente a diminuire al diminuire della quota, favorendo i processi deposizionali a scapito di quelli erosivi nella parte bassa del canale. Tipiche forme deposizionali sono rappresentate dagli argini laterali e dai depositi laterali terrazzati costituiti da blocchi (Costa, 1984; VanDine, 1996).
- **Zona di deposito/conoide:** è l'area in cui viene meno il confinamento laterale della colata e si ha la deposizione di detriti in caratteristiche conoide lobate che si differenziano da quelle prettamente alluvionali per via dei maggiori spessori e acclività. Inoltre, una conoide in cui si verificano fenomeni di tipo “debris-flow” si distingue da una generica conoide alluvionale per via dell'aspetto caotico, della scarsa selezione o per essere caratterizzato, talvolta, da gradazione inversa. (VanDine, 1996; Genevois et al., 2003)

Per una chiara e corretta visualizzazione della geomorfologia tipica di un bacino interessato da eventi di debris-flow, si rimanda alla Figura 11.

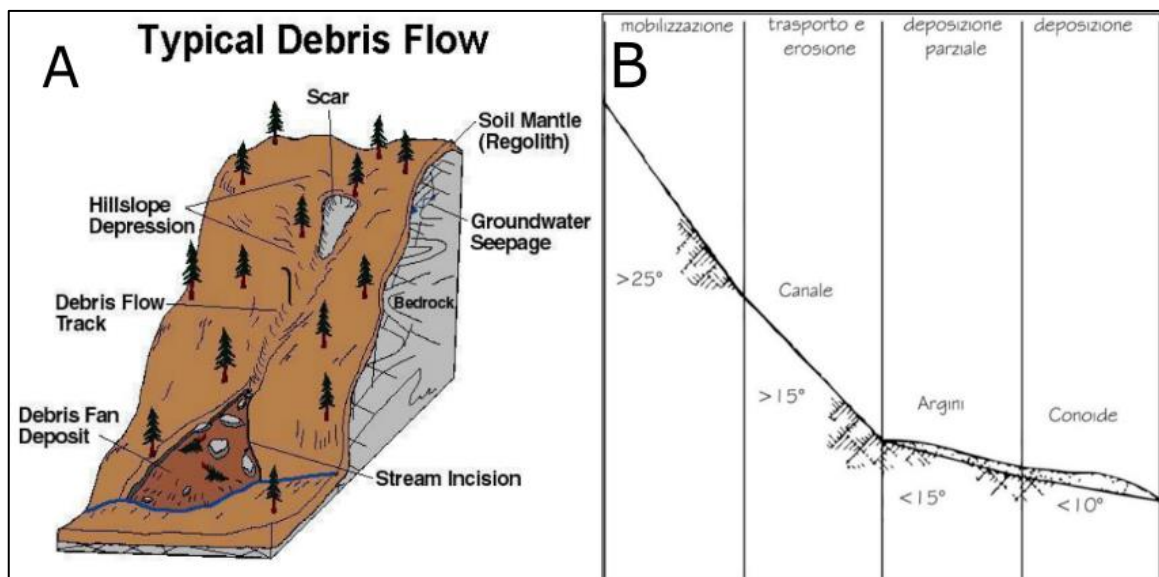


Figura 11: A) rappresentazione geomorfologica semplificata di un'area su cui insistono debris-flow (modificata da North Carolina Geological Survey, 2003); B) generico profilo topografico di un bacino interessato da colate (modificata da VanDine, 1996).

Una colata detritica non si esaurisce con una singola onda di piena ma si manifesta sotto forma di ondate o pulsazioni successive (Iverson, 1997). Pierson (1986) schematizza una singola ondata in tre parti (Figura 12):

- **Fronte (o testa):** costituito principalmente dai sedimenti più grossolani, talvolta massi, a formare un fronte ripido non saturo a cui sono associate le portate e i tiranti di picco. Soventemente, è preceduto da un'ondata precursore (Iverson, 1997). Il tirante del fronte può essere 4-5 volte maggiore rispetto a quello prevedibile per un'onda di piena esclusivamente liquida (Rappelli, 2008).
- **Corpo:** è il settore saturo della colata in cui il tirante si abbassa progressivamente e che è composto da materiale estremamente eterometrico ove le particelle più fini tendono a occupare gli interstizi tra particelle detritiche mentre il materiale più grossolano permane in sospensione. (Iverson, 1997).
- **Coda:** è la parte terminale della colata che assume i caratteri di un flusso iperconcentrato di materiale fine e che precede l'arrivo dell'ondata seguente (Iverson, 1997).

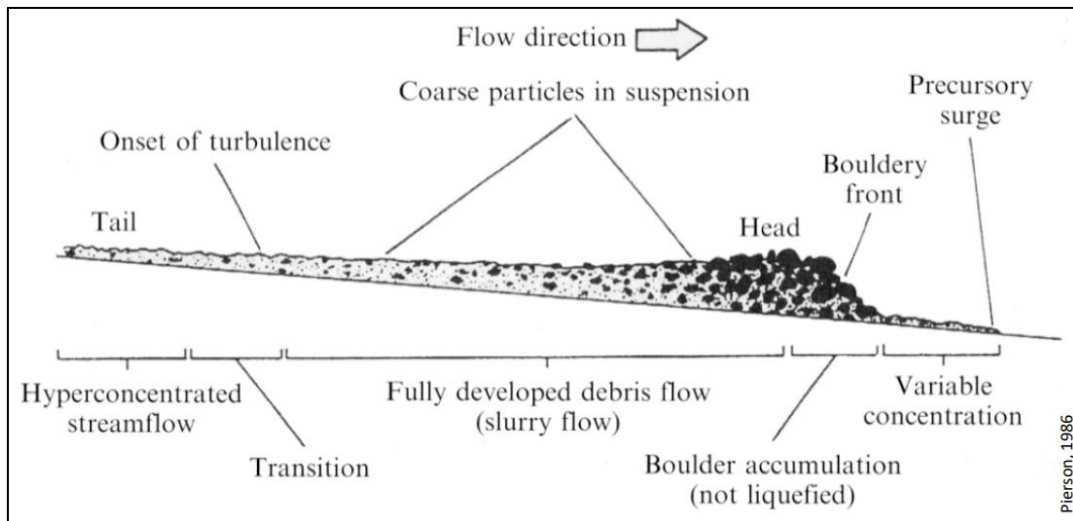


Figura 12: sezione longitudinale di un debris-flow (da Pierson, 1986).

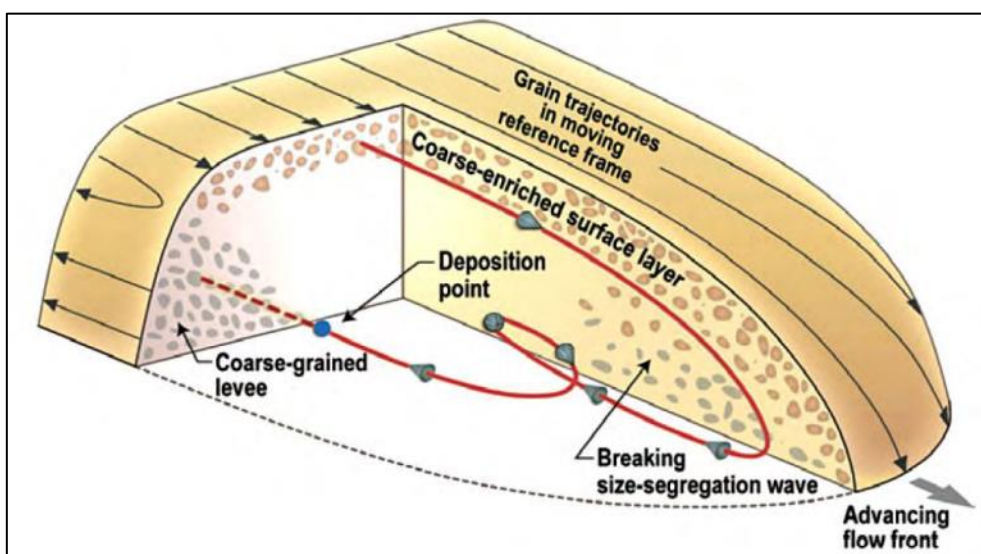


Figura 13: Rappresentazione della verosimile traiettoria seguita dai blocchi di dimensione maggiore. Tale dinamica è alla base della genesi degli argini naturali costituiti dai blocchi. (da Iverson et al., 2014).

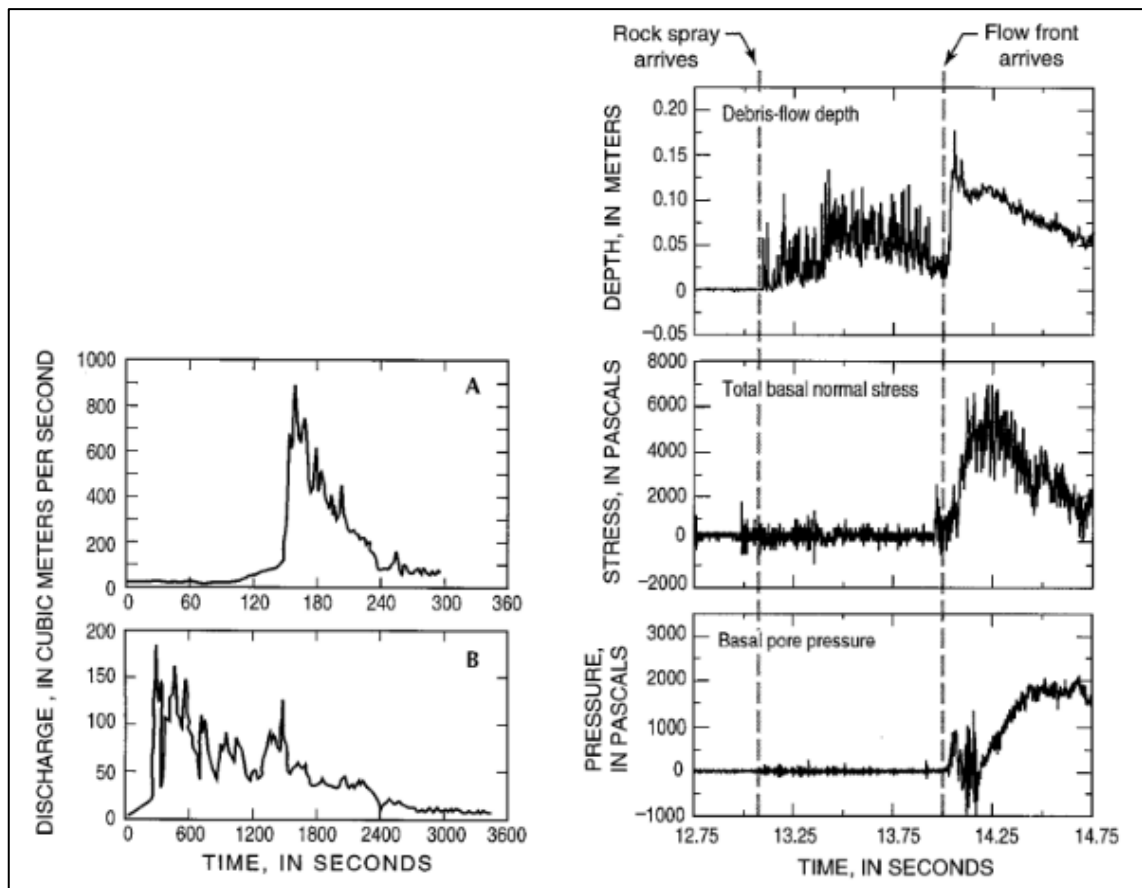


Figura 14: I grafici indicano la presenza di un'ondata premonitrice, di altezza molto inferiore rispetto al fronte vero e proprio, che precede l'intera serie di ondate. Le pressioni neutrali tendono ad incrementare fino ad un massimo solo dopo il passaggio del fronte poiché quest'ultimo non è saturo. La portata massima è ad appannaggio della prima pulsazione (da Iverson et al, 1997).

Secondo Ferro (2002), le condizioni necessarie affinché si possa verificare una colata detritica, sono:

1. Grande disponibilità di materiale detritico sciolto in loco.
2. Forti pendenze del versante, tendenzialmente superiori a 25° nei settori più elevati (VanDine, 1996)
3. Genesi di un flusso idrologico capace di prendere in carico i detriti e quindi di erodere il fondo del canale (si parla in alcuni casi, di innesco per "erosione di fondo canale"). Il flusso responsabile dell'innesco può essere generato da piogge brevi ed intense, fusione repentina di ghiaccio/neve e da sbarramenti del corso d'acqua.

Tuttavia, la condizione 3) non è sempre necessaria. Infatti, l'innesco può consistere in una modesta frana superficiale originatasi per improvvisi aumenti delle pressioni neutrali, che va a coinvolgere la coltre di detrito sciolto nella zona di innesco, tipicamente posta al di sopra del bedrock. A questo punto, la rottura del terreno comporta una dilatazione del materiale che a sua volta richiama acqua in funzione della permeabilità dei materiali coinvolti. Quest'ultimo processo è responsabile della liquefazione/mobilizzazione. L'intero meccanismo di innesco appena descritto si definisce "per frana superficiale" (Scotto di Santolo, 2002). Al contrario, per altri autori, come Iverson (1997), seppur si possa parlare di innesco per "frana superficiale", la rottura generalizzata della copertura detritica e la successiva mobilizzazione avvengono grazie alla contrazione della coltre saturo che produce l'aumento delle pressioni neutrali.

2.2 Sistemi di monitoraggio e di allertamento

Nell'ambito delle colate di detrito, l'impiego di sistemi di monitoraggio e di specifici sensori si è dimostrato uno strumento fondamentale per:

1. Migliorare la comprensione del meccanismo di innesco e acquisire informazioni di natura fluidodinamiche
2. Sviluppare, calibrare e validare modelli numerici
3. Mettere a punto sistemi di allertamento utili per mitigare il rischio legato a tali fenomeni

I debris-flow si distinguono dagli altri movimenti gravitativi per via della velocità, della repentinità con cui possono presentarsi e in ragione della loro dinamica. Attualmente, esistono varie tipologie di sensori utili per misurare alcuni processi e parametri fisici che li caratterizzano e influenzano il loro comportamento (Figura 15)

Principal characteristics of the most commonly used sensors for debris-flow monitoring. Information on the measured parameters, the process analysed, the spatial extent, the installation distance between sensor and active channel, and their cost in Euro (order of magnitude; cost of installation is not included) is provided.					
Sensor	Parameter	Process	Spatial extent	Distance (m)	Cost (€)
Rain gauge	Rainfall, precipitation	Initiation	Channel reach - catchment	1-100	10 ²
Time / Frequency Domain Reflectometry (TDR / FDR)	Soil water content	Initiation	Cross section	0-100	10 ²
Tensiometer	Negative pore water pressure	Initiation	Cross section	0-100	10 ²
Pressure sensor	Positive pore water pressure	Initiation/ flow dynamics	Cross section	0-100	10 ²
Video camera	Flow regime, flow magnitude, surface velocity etc.	Initiation/ flow dynamics	Channel-reach	1-100	10 ³
Stage sensor	Flow depth	Flow dynamics	Cross section	0	10 ³
Geophone	Ground vibration	Flow dynamics	Channel section - channel reach	1-100	10 ²
Seismometer	Ground vibration	Flow dynamics	Channel section - catchment	1-1000	10 ³
Infrasound sensor	Air pressure fluctuation	Flow dynamics	Channel reach - catchment	1-1000	10 ³
Doppler radar	Surface velocity	Flow dynamics	Channel reach	1-100	10 ⁴
Entrainment sensor	Erosion	Flow dynamics	Cross section	0	10 ³
Load cell	Basal, lateral and impact stress	Flow dynamics	Cross section	0	10 ³

Figura 15: La tabella illustra il sensore, il parametro misurato, la tipologia di processo che si indaga, l'estensione e la disposizione spaziale, la distanza di installazione dal canale e l'ordine di grandezza del costo di ogni sensore (da Hürlimann et al., 2019).

2.2.1 Monitoraggio delle precipitazioni

Come accennato nel capitolo 2.1), le precipitazioni intense rappresentano spesso il fattore responsabile dell'innesco dei debris-flow. Di conseguenza, l'utilizzo di pluviometri risulta fondamentale per la costruzione di soglie pluviometriche e per prevedere i volumi coinvolti nel movimento. Le soglie pluviometriche sono i valori di intensità di pioggia necessari affinché si sviluppi un flusso idrologico in grado di innescare un debris-flow in quel determinato bacino. I pluviometri utilizzati più comuni sono quelli a bascula con risoluzione generalmente compresa tra 0,1 mm e 0,5 mm (Figura 16) (Hürlimann et al., 2019)

Sono strumenti efficaci ed economici, seppur esistano alcuni fattori capaci di falsare o influenzare la misurazione. Il più rilevante è rappresentato dall'ubicazione del sensore stesso poiché le precipitazioni che normalmente innescano le colate sono precipitazioni convettive e quindi estremamente locali/circoscritte. Per tal ragione, devono essere collocati il più vicino possibile al canale o alla zona sorgente. Fonti di errore secondarie sono rappresentate dal vento e da precipitazioni estremamente intense. Per minimizzare gli errori legati al vento, può risultare utile l'installazione di un anemometro (Habib et al., 2001)

Tuttavia, le soglie pluviometriche possono anche essere falsate, in alcuni casi, dall'azione aggiuntiva dello scioglimento delle nevi/ghiacci che va a sommarsi alle precipitazioni (Mostbauer et al., 2018). Per tal ragione, vengono installati sensori di temperatura e lisimetri che misurano lo spessore della coltre nevosa (LaHusen, 2005).



Figura 16: Pluviometro a bascula descritto (in rosso).

Un ulteriore strumento che permette di acquisire informazioni pluviometriche indirette è rappresentato dal radar. Tuttavia, fornisce dati qualitativi e che necessitano della validazione ad opera dei dati misurati dai pluviometri (Marra et al., 2014).

2.2.2 Monitoraggio del meccanismo di innesco

Le strategie di monitoraggio, i sensori e i parametri da misurare, nell'ambito di un debris-flow, devono essere scelte sulla base del meccanismo di innesco che si vuole esaminare. Nel caso si vogliano indagare ipotetiche colate innescate da frane superficiali, è necessario misurare contemporaneamente le pressioni interstiziali e il contenuto d'acqua del versante (Iverson et al., 1997). Al fine di misurare rapidi aumenti delle pressioni interstiziali, si possono impiegare dei sensori di pressione all'interno di piezometri a tubo aperto o interrati, specie nei terreni a bassa permeabilità (Berti & Simoni, 2010). I sensori normalmente disponibili in commercio hanno una accuratezza di pochi mm. In contemporanea, in terreni parzialmente saturi, può rivelarsi utile misurare l'andamento della suzione di matrice che influenza la permeabilità e la resistenza al taglio del terreno e di conseguenza la stabilità dello stesso. I tensiometri standard misurano la suzione di matrice fino a valori di 100 kPa e non richiedono calibrazione ma presentano lo svantaggio che necessitano di regolare manutenzione. (Smith & Kean, 2018). In alternativa, il potenziale matriciale può essere misurato da tensiometri a disco poroso di ceramica (Figura 17) (Hürlimann et al., 2014) o può essere stimata attraverso metodi indiretti come TDR (time-domain refraction), FDR (frequency-domain refraction) e la sonda a neutroni. Si ricorda però che i metodi indiretti stimano la suzione di matrice a partire da una misura del contenuto d'acqua e da informazioni riguardanti la curva di ritenzione idrica del suolo (Hürlimann et al., 2019).



Figura 17: tensiometro con punta porosa di ceramica.

Il monitoraggio e l'acquisizione di dati di innesco per erosione di fondo canale risulta generalmente più complesso e difficoltoso, in ragione delle ostiche condizioni in cui si installano i dispositivi utili a tal senso. Genericamente, il sistema di monitoraggio deve osservare il processo di formazione del ruscellamento e il tirante idrico responsabile dell'erosione/mobilizzazione (Hürlimann et al., 2019).

Una strategia utile può constare di una o più telecamere volte a riprendere la zona sorgente, di sensori di pressione ubicati a bassa profondità e di un pluviometro. Tale sistema permette di osservare il comportamento idrologico della zona sorgente in risposta a piogge di durata e intensità variabili (Figura 18). Tuttavia, un punto debole di questa strumentazione risiede nella necessità di avere sufficiente batteria e memoria per garantire il corretto funzionamento per lunghi periodi (mesi). Un espediente per evitare il dispendio di energia e memoria consiste nel far partire l'acquisizione video ad alta risoluzione, alimentata da una batteria esterna, solo nel momento in cui il pluviometro registra un'intensità superiore ad una determinata soglia preimpostata (Hürlimann et al., 2019). Tale soglia, ad esempio 0,6 mm/min, deve essere ragionevolmente ridotta in maniera tale da acquisire informazioni sia in caso di evento (triggering della colata) sia nel caso di normale ruscellamento con trasporto. In questo modo si ottimizza l'utilizzo di memoria e batteria senza perdere dati utili. I time-lapse permettono di stimare la velocità del flusso e di conseguenza di ricavare indicazioni di massima sulla portata qualora si abbiano informazioni sulla sezione. (Gregoretto et al., 2016).



Figura 18: stazione di monitoraggio dotata di telecamere, pluviometro a bascula, sensore di temperatura, alimentazione a batteria esterna e solare.

2.2.3 Monitoraggio della dinamica di flusso

Esistono svariati sensori atti a misurare la dinamica del flusso e il loro confronto consente di ottenere la velocità media del fronte di colata (Marchi & Arattano, 2005). L'idrogramma e la portata di picco possono essere determinate conoscendo la velocità del flusso e la sezione del canale che è a sua volta deducibile se è noto il valore del tirante. Di conseguenza, il volume della colata viene calcolato integrando l'idrogramma o, in alternativa, mediante approcci semplificati (Hürlimann et al., 2014).

Flussi in cui vi è trasporto solido granulare, così come le colate di detrito, generano onde sonore, sismiche e infrasoniche (Schimmel et al., 2018). Nello specifico, le onde si originano per via dell'impatto dei detriti col fondo del canale e dalle turbolenze. La sismicità indotta dai debris-flow permette di rilevare l'accadimento di colate, di caratterizzare il regime di flusso, stimare la velocità e il trasporto solido (LaHusen, 2005). I sensori preposti consistono in geofoni, sismometri e accelerometri (Itakura et al., 2000); i geofoni verticali (Figura 19) sono dispositivi comuni in quest'ambito, dato il basso costo e la facilità d'installazione rispetto ai sismometri. L'output consiste in una differenza di potenziale direttamente proporzionale alla velocità della colata in uno specifico intervallo di frequenza di lavoro. L'ampiezza del segnale misurato lungo il canale è correlata all'energia del debris-flow e di conseguenza alla massa e alla velocità delle varie ondate (Coviello et al., 2019). Tuttavia, l'analisi del tremore del terreno indotto dai processi torrentizi risulta complicata poiché fortemente influenzata dai caratteri della sorgente e da altre condizioni come la distanza tra il ricevitore e il canale o la natura dei litotipi attraversati (Lai et al., 2018).



Figura 19: geofono da sismica.

I sensori ad infrasuoni e i sismometri, diversamente dai geofoni, possono essere ubicati anche a distanza di centinaia o migliaia di metri dal canale sede della colata detritica. Pertanto, l'analisi si concentra su frequenze di pochi Hertz piuttosto che sulle frequenze più alte, tipiche dei sistemi di monitoraggio posti nelle immediate vicinanze del canale (Lai et al., 2018; Schimmel et al., 2018).

La misurazione del tirante della colata, unitamente a quella della sezione del canale e della velocità di flusso, viene utilizzata per realizzare l'idrogramma del flusso. La velocità media del fronte del flusso viene determinata tramite appositi sensori, dislocati lungo il canale, che registrano la profondità del flusso. Questi strumenti consistono comunemente in sensori ad ultrasuoni (Figura 20), radar o laser. Essi misurano la distanza, intesa come differenza di quota, tra un punto del pelo libero e un punto prestabilito. Esistono sensori laser 2D capaci di acquisire informazioni precise sulla geometria della superficie della colata/del pelo libero (Jaquemart et al., 2017). A seconda del comportamento della colata, il profilo trasversale del pelo libero potrebbe risultare fortemente convesso. Ciò significa, che misurazioni "1D/sul posto" potrebbero comportare incertezze significative nel definire la sezione trasversale. Per ovviare a ciò, la misurazione del tirante deve essere effettuata in sezioni trasversali note, ad esempio in corrispondenza di dighe/briglie di controllo o in condizione di bedrock affiorante, ove l'effetto dell'erosione di fondo è trascurabile (Hürlimann et al., 2019). Sostanzialmente, acquisizioni con sensori radar implicano un idrogramma "liscio" mentre il laser è capace di rilevare anche le irregolarità del pelo libero (differenza che può avere risvolti positivi o negativi a seconda dei casi).

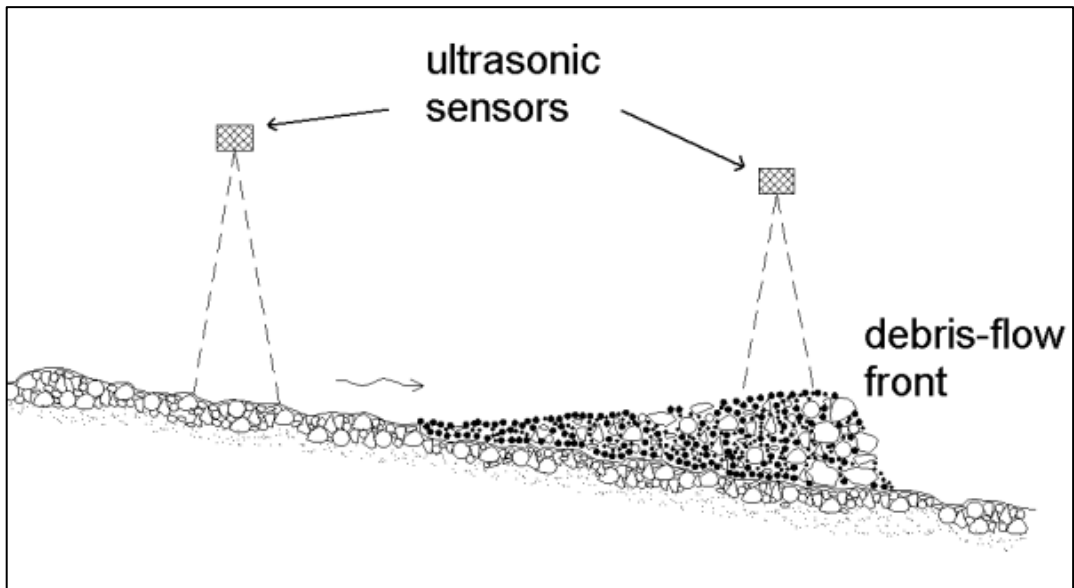


Figura 20: sensori ad ultrasuoni, che misurano la quota del pelo libero in due punti differenti al fine di ricavare la velocità della colata (da Arattano & Marchi, 2008).

In generale, le misurazioni col radar potrebbero non rilevare il tirante di picco e di conseguenza, sottostimare la portata di picco. In termini temporali, il radar misura la portata di picco pochi secondi dopo rispetto al laser. (Jaquemart et al., 2017)

Per misurare le forze normali, da taglio e la pressione dei pori alla base della colata detritica, si possono installare appositi sensori sul fondo del canale. Le pressioni interstiziali, al passaggio della colata, vengono rilevate facilmente a causa del loro aumento fino a superare le pressioni idrostatiche di equilibrio. I trasduttori di pressione vengono impiegati da molto tempo per studiare e monitorare i debris-flow (Berti et al., 1999) (Figura 21).



Figura 21: trasduttore di pressione.

Alternativamente, le pressioni neutre possono essere messe in correlazione con lo sforzo normale o tangenziale misurato da celle/piastre di carico tendenzialmente installate a diverse altezze su strutture di protezione rigide, come pilastri o muri per ottenere dati “multi-profondità”. Sfortunatamente, le misurazioni in situ di questi parametri sono rare per via degli alti costi di installazione e per la regolare manutenzione che richiedono (McArdell et al., 2007; Nagl & Hübl, 2017).

La velocità del pelo libero può essere misurata tramite tecniche radar doppler che hanno il vantaggio di funzionare anche in condizioni meteo ostiche e di rilevare oggetti in movimento in canali lunghi dai 15 ai 250 m. (Hübl et al., 2018). Inoltre, si possono utilizzare dispositivi “LSPIV” (large-scale particle image velocimetry) che necessitano di una buona illuminazione durante l’evento di una camera dotata di una buona risoluzione per determinare la velocità superficiale della colata (Kean et al., 2015).

I sensori di trascinalamento/trasporto vengono installati in alcuni siti per determinare il tasso di trascinalamento e il timing dell’erosione basale (Berger et al., 2010). Il loro scopo è quello di acquisire informazioni fondamentali per la modellazione della propagazione colata e per la previsione del volume totale. Massi artificiali o dispositivi fissati su blocchi sono strumenti utili per registrare i parametri che descrivono le dinamiche di trasporto, come accelerazione e pressione (Lee et al., 2010).

2.2.4 Sistemi di allertamento

I sistemi preposti all’allertamento possono essere suddivisi in due classi principali: sistemi di allerta pre-evento e sistemi di allerta d’evento. I sistemi di allerta pre-evento prevedono la possibilità di debris-flow prima che esso si verifichi, monitorando le condizioni predisponenti all’inscena, mentre i “sistemi di allerta d’evento” rilevano la colata ad evento in corso ed emettono un allarme (Arattano & Marchi, 2008). A queste due macrocategorie, *Hungr et al. (1987)* ne aggiungono una terza, quale i “sistemi di allerta post-evento”, ossia che registrano l’accadimento di una colata detritica e permettono di adottare le necessarie misure (ad esempio, bloccare il traffico ferroviario su una linea interessata da debris-flow).

Il più comune sistema di allertamento pre-evento si basa sulla correlazione empirica tra le precipitazioni e lo sviluppo di colate detritiche. Gli strumenti utili a tal senso sono gli stessi descritti nel paragrafo 2.2.1, ossia una rete di pluviometri e radar meteorologici. Le informazioni pluviometriche storiche specifiche di un determinato bacino consentono di ricostruire un grafico in cui si mette in relazione l’intensità media di pioggia con la durata e dove si indica la risposta del canale associata a ciascuna osservazione (ruscellamento, ruscellamento con trasporto, colata ecc). Tutte queste osservazioni, concorrono alla designazione di una curva/inviluppo, detta “soglia pluviometrica critica” di quel determinato bacino, che corrisponde all’intensità di pioggia minima capace di innescare colate (Figura 22). Una volta definita la soglia pluviometrica, un ipotetico allarme può basarsi sull’entità delle precipitazioni previste con qualche ora di anticipo (Arattano & Marchi, 2008).

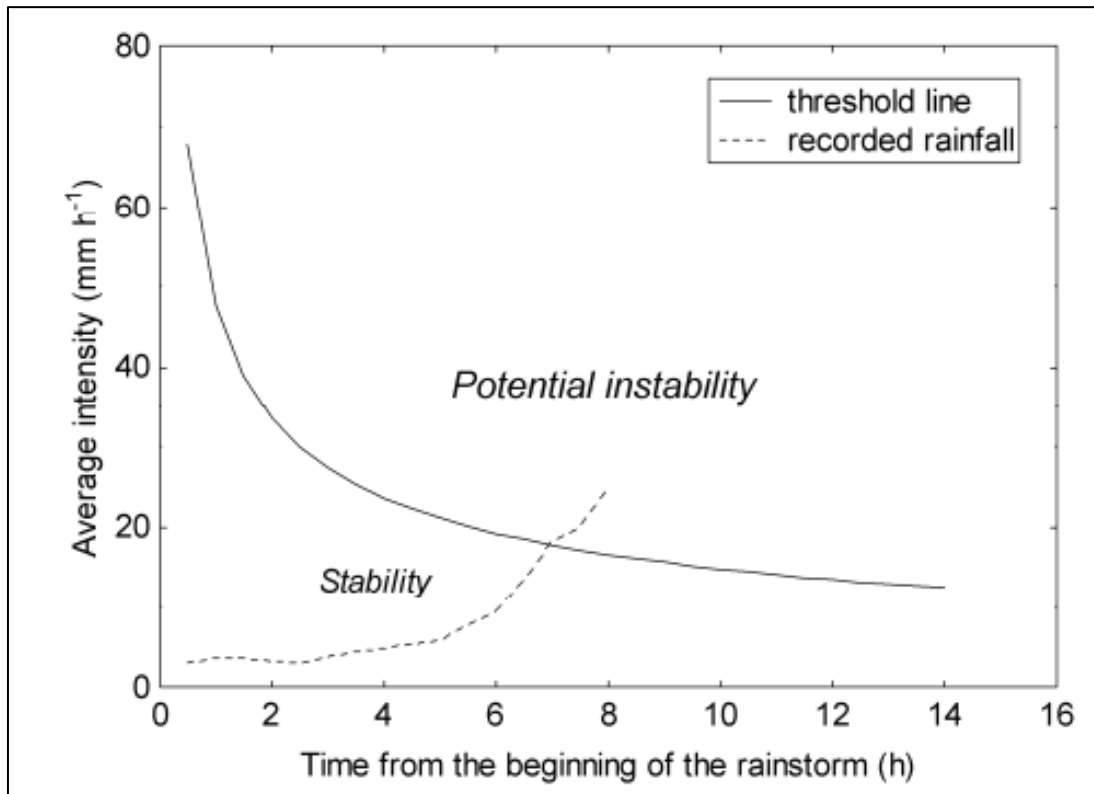


Figura 22: soglia pluviometrica per il potenziale innesco di una colata di detrito (da Arattano & Marchi, 2008).

Le soglie pluviometriche possono essere determinate anche per quei bacini/aree che non sono strumentati, sfruttando le informazioni pluviometriche storiche provenienti da aree aventi caratteri morfo-climatici differenti (Caine, 1980). Ad esempio, *Guzzetti et al.*, (2007), hanno definito 52 soglie intensità-durata per l'innesco di debris-flow basate su 853 eventi di pioggia avvenuti in Europa centrale e sud-orientale. La costruzione delle soglie pluviometriche potrebbe essere migliorata tenendo in considerazione le piogge antecedenti l'evento piovoso critico che influenzano il grado di saturazione del suolo. Non sempre il superamento della soglia comporta l'effettivo innesco di una colata detritica poiché il processo di mobilizzazione non è controllato solo ed esclusivamente dall'intensità di pioggia. Per tal ragione, questi sistemi di allerta pre-evento basati sulle soglie sono adatti per allarmare il personale addetto alla gestione dell'emergenza, piuttosto che la popolazione (Arattano & Marchi, 2008). *Jakob & Weatherly* (2003) hanno studiato quali sono i parametri non pluviometrici più significativi nel determinare l'innesco o il non innesco della colata (come la granulometria, il contenuto d'acqua e la fusione di neve/ghiaccio, la portata liquida nel canale).

I sistemi di allerta di evento sono basati sugli stessi sensori utilizzati per fini di ricerca, che vengono riproposti nella tabella in Figura 23.

Sensors	Operation	Advantages	Limitations
Ultrasonic, radar and laser sensors.	Measurement of the flow stage.	Easy to set warning thresholds.	Ultrasonic sensors have to be hung over the channel; installation can prove difficult if the channel banks are unstable.
Geophones and seismometers.	Measurement of ground vibrations caused by debris flow.	Easy and safe installation (the sensors are buried in safe places on stream banks).	Setting warning thresholds can be quite complicated. Risk of false alarms due to other sources of ground vibration (passage of trains or trucks, rockfalls, etc.). The need to filter the signal may increase system complexity.
Pendulums.	Detection of the debris-flow from the tilting of the pendulum.	Simple and robust device.	The pendulum must be hung over the channel; installation can prove difficult if the channel banks are unstable.
Wire sensors.	Detection of the debris-flow from wire breaking.	Simple and robust device.	Need for restoration after activation. Risk of false alarms due to accidental circumstances (passage of animals, falling trees, etc.).
Photocells (infrared photobeams, etc.).	Detection of debris-flow passage.	Non-contact detectors: do not need restoration after activation.	A careful installation is needed to avoid having the sensors come into contact with the flow.
CCD camera for machine-vision detection.	Recognition of debris flows.	Safe installation (the camera can be placed beside the channel).	The presence of fog or the occurrence of debris flow at night may complicate the use of the system and its workability.

Figura 23: tabella contenente l'elenco dei sensori, dei processi e delle variabili rilevate, dei loro vantaggi e svantaggi (da Arattano & Marchi, 2008).

Un altro valido strumento di allarme è costituito da uno o più pendoli al di sopra del canale, che emettono un'allerta nel momento in cui si inclinano a causa del passaggio della colata. In realtà, i sensori rappresentano solo un componente di un sistema di allerta di evento. Altre componenti importanti sono rappresentate dall'unità di acquisizione e processamento dei dati e dai dispositivi che emettono l'allarme (Arattano & Marchi, 2008).

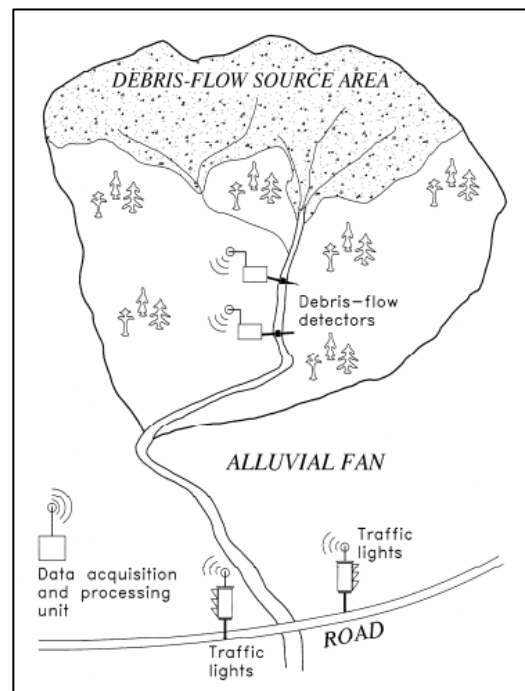


Figura 24: schema semplificato delle componenti di un sistema di allerta (da Arattano & Marchi, 2008). L'unità di acquisizione e processamento dati deve essere ubicata in una zona protetta, deve ricevere i dati registrati dal sensore e inviare eventualmente i segnali d'allarme.

Per evitare l'insorgenza di falsi positivi, si consigliano sistemi integrati, dotati di più tipologie di sensori connessi tra loro, che eseguono un controllo incrociato sul dato (Lui et al., 2003).

L'entità del preavviso che riesce a fornire un sistema di allerta è un requisito fondamentale in questo ambito. Generalmente, l'allarme precede l'arrivo della colata agli elementi vulnerabili di un lasso di tempo che difficilmente supera 3-5 minuti. Pertanto, gli obiettivi sono quello di ridurre il tempo che intercorre tra l'effettivo innesco del debris-flow e l'emissione dell'allarme e quello di ridurre l'incidenza dei "falsi positivi" (Arattano & Marchi, 2008).

2.3 Colate di detrito nella regione Lombardia

La Regione Lombardia non è sicuramente nuova a fenomeni gravitativi di tipo “colate rapide di detrito”. Infatti, numerose sono le testimonianze storiche di colate detritiche, avvenute lo scorso secolo, che consentono di farsi un’idea dell’entità dei fenomeni che hanno interessato il territorio regionale, tra i quali: il torrente Masino nel 1911 presso “Bagni di Masino” (SO) (Figura 25), il torrente “Schiesone” il 18 luglio 1953, presso il Comune di “Prata Camportaccio” (SO) (Figura 26) e la colata del torrente “Remulo” del 26 settembre 1987 che coinvolge “Sonico” (BS) (Figura 27) (Rappelli, 2008)



Figura 25: Colata detritica che travolge un’arcata del ponte della Strada Ardenno-Bagni di Masino (SO) nella notte fra il 21 e il 22 agosto 1911 (da Valentini, 1930)



Figura 26: una colata trasporta un masso del peso stimato di oltre 1000 tonnellate per più due chilometri (da Feliciani, 1955).



Figura 27: la colata colpisce alcune abitazioni e un ponte della frazione "Rino" di "Sonico" (BS) (da Archivio IRPI-CNR di Torino).

Volgendo lo sguardo a fenomeni di colata detritica estremamente recenti e riguardanti aree a pochi km dall'area di interesse di questa tesi, è doveroso citare l'evento del 27-28 luglio 2022 (Figura 28) che ha coinvolto i comuni della Val Camonica di Niardo, Braone, Ceto e Losine, causando danni per un totale di 171 milioni di euro secondo le prime ricognizioni dei tecnici del Dipartimento della Protezione Civile (Rasi, 2022).



Figura 28: colata detritica che ha "investito" il comune di Niardo (BS) nel luglio 2022. (da Radio Voce Camuna).

Senza ricorrere alle informazioni storiche, basta osservare alcune conoidi significative in Valtellina o in Val Camonica, caratterizzate da volumi di decine di milioni di m³ (ad esempio: T. Bitto a Morbegno, T. Schiesone a Prata Camportaccio, T. Valgrande a Vezza

d'Oglio), per avere un'idea della facilità con cui la regione viene interessata da questi fenomeni (Rappelli, 2008).

Volendo dare invece qualche informazione di natura più "quantitativa", sulla base delle notizie storiche presenti nell'archivio del IRPI-CNR di Torino, oltre 600 bacini in Lombardia risultano soggetti a processi naturali nella rete idrografica che spaziano dalla piena torrentizia sino alla colata fangosa/detritica. Per alcuni di essi si dispone di una sola notizia storica; per altri, invece, si hanno numerose notizie e in base alla ricorrenza del fenomeno, si può dedurre la pericolosità del torrente (Rappelli, 2008). In aggiunta, basti pensare che, nel 2001, la Struttura Rischi Idrogeologici della Regione Lombardia ha raccolto, nell'Atlante dei Conoidi, moltissimi dati morfometrici su 119 conoidi (di cui ben 44 in Valtellina) e per 50 di essi ha elaborato una carta della pericolosità, con una zonazione del territorio in 3 o 5 classi, determinate dal differente grado di approfondimento dello studio (Rappelli, 2008).

Anzitutto, si è evidenziato che i bacini alpini nei quali, solitamente, si originano colate in terra o di detrito, occupano superfici che possono variare da alcune decine di ettari a qualche decina di chilometri quadrati. In particolare, *Fioraso & Chiarle (1998)*, analizzando 67 bacini in Valle d'Aosta e Valtellina soggetti a debris-flow, hanno rilevato che il 91% di essi ha un'area < 18 km², mentre il 60% è inferiore a 6 km².

Sostanzialmente, nel contesto alpino, i due tipi di eventi pluviometrici predominanti e responsabili dell'innesco di colate fangoso-detritiche torrentizie sono gli eventi pluviometrici di più giorni consecutivi e gli eventi brevi ed intensi. (Rappelli, 2008).

Gli eventi pluviometrici di più giorni consecutivi sono legati a sinottiche dominate da depressioni che si muovono generalmente in direzione Ovest-Est e che si formano dal contrasto di masse d'aria calda di origine tropicale con masse di aria fredda provenienti dalle alte latitudini. Queste piogge cicloniche investono normalmente le regioni alpine durante il periodo primaverile ed autunnale. Gli eventi che traggono origine da queste configurazioni interessano solitamente più bacini montani e con buona probabilità, la quantità di acqua da questi ricevuta è relativamente uniforme per ogni bacino (Greppi, 2005;). Gli eventi pluviometrici brevi ed intensi, alle nostre latitudini, sono invece fenomeni tipici della stagione estiva. Temporali locali o di calore sono da ricondursi spesso allo scorrimento di strati di aria fredda sopra strati di aria calda che, soprattutto durante le ore tardo-pomeridiane, grazie al riscaldamento diurno, si trovano a contatto con la superficie terrestre. Questa situazione anomala si capovolge ben presto perché l'aria fredda, pesante, tende a scendere, raggiungendo il suolo e costringendo quella calda a salire, a volte anche in modo violento, dando luogo temporali, talora grandinigeni (WMO, 2003). Queste perturbazioni intense hanno di norma effetto su aree limitate, a volte soltanto alcune centinaia di metri quadrati, e vengono favorite spesso da situazioni locali (orografia, contrasto tra pendii soleggiati e pendii in ombra)

Gli aspetti pluviometrici che più di altri influenzano la risposta del bacino, sono da considerarsi la quantità di pioggia totale, la distribuzione spazio-temporale, l'intensità massima (rilevata con intervalli orari o ancora più ridotti, meglio ogni 10 minuti) e la precipitazione media annua (PMA). Difatti, la precipitazione nel territorio alpino lombardo è eterogenea e varia in un range compreso tra 700-2250 mm (Rappelli, 2008). Piogge di più giorni consecutivi e d'intensità non elevate vengono più facilmente assorbite dal terreno, mentre l'acqua caduta durante un temporale, per via dell'elevata intensità con cui cade, può in larga misura essere destinata a scorrere superficialmente (Maione & Moisello, 2003). In questi casi, lo scorrimento superficiale sui versanti può provocare erosione idrica

laminare; i sedimenti asportati dai processi erosivi possono incanalarsi negli impluvi e costituire rilevanti apporti solidi che vengono successivamente traslati verso valle durante le piene (CHOW, 1956; CHOW, et al., 1988). Invece, i parametri di natura pluviometrica che influenzano il comportamento e la risposta del bacino, sono: l'area e la forma del bacino, la morfologia dei versanti, la pendenza delle aste fluviali, il tempo di corrivazione, la quota, le litologie prevalenti, l'uso del suolo e la sua umidità (Rappelli, 2008).

Con riferimento alle soglie pluviometriche valide per la regione Lombardia, si approfondiscono la soglia elaborata da *Ceriani et al. (1994)* e quella dall'IRPI-CNR di Torino (Rappelli, 2008). Attualmente, la Protezione Civile della Regione Lombardia ha adottato come valori di soglia di relazione tra fenomeni idrologici e dissesti idrogeologici quelli elaborati da *Ceriani et al.* nel 1992. Quest'ultimi si sono basati sull'applicazione di una particolare metodologia che parte dalla raccolta delle date di accadimento dei fenomeni franosi, distinguendoli per tipologia, avvenuti a partire dagli anni '20 del secolo scorso, (con maggiore dettaglio dagli anni '60), cercando di ricostruire il probabile legame tra evento meteorico e dissesto. Quindi, gli Autori considerano per ogni pluviometro un intorno significativo non superiore a 5 km di raggio, nell'ambito dello stesso evento meteorologico. Qualora si fosse a conoscenza dell'esatto orario d'innescò e d'accadimento del fenomeno, i relativi pluviogrammi sono stati letti a ritroso fino ad un intervallo variabile tra le 240-360 ore, a seconda delle caratteristiche dell'evento meteorologico stesso in termini di durata, intensità e continuità.

Per i fenomeni di cui invece si conoscevano solo gli orari approssimati il metodo prevede che venga estrapolata la fascia oraria più probabile in funzione dell'andamento della registrazione pluviometrica. Questo deve essere fatto considerando anche i valori registrati da tutti i pluviometri nelle stazioni limitrofe, anche fino ai valori giornalieri, qualora quelli orari non fossero disponibili. Sono stati raccolti i dati relativi agli eventi meteorici registrati presso le stazioni pluviometriche di Bormio e Lanza da ed i fenomeni d'instabilità verificatisi nel raggio di 5 km. Oltre ai debris flow in senso stretto, vennero presi in esame anche i debris torrent e le frane superficiali legate alla saturazione e fluidificazione della coltre eluvio-colluviale (soil slip). È stata realizzata una diversa "curva di instabilità", valida per fenomeni d'instabilità in generale. Sulla base degli stessi dati, è stata elaborata una curva esclusivamente dedicata all'innescò dei debris flow, simile a quella di *Caine (1980)* e rappresentata dall'espressione:

$$I = D^{-0,46} \times 16,24 \quad \text{dove } D = \text{durata}; I = \text{intensità}$$

Tale curva è stata affinata in seguito, inserendo i dati relativi agli eventi meteorici che hanno colpito la zona nel corso dell'estate del 1992 e nell'autunno del 1993, nel lavoro di *Ceriani et al. (1994)*. In particolare, la soglia viene proposta in due formulazioni, a seconda che in ordinata sia considerata l'intensità (mm/h) o l'intensità normalizzata (% della PMA) (Figura 29).

$$I = D^{-0,55} \times 20$$

$$In\% = D^{-0,55} \times 2,01 \quad \text{dove } In\% = \text{intensità normalizzata alla PMA}$$

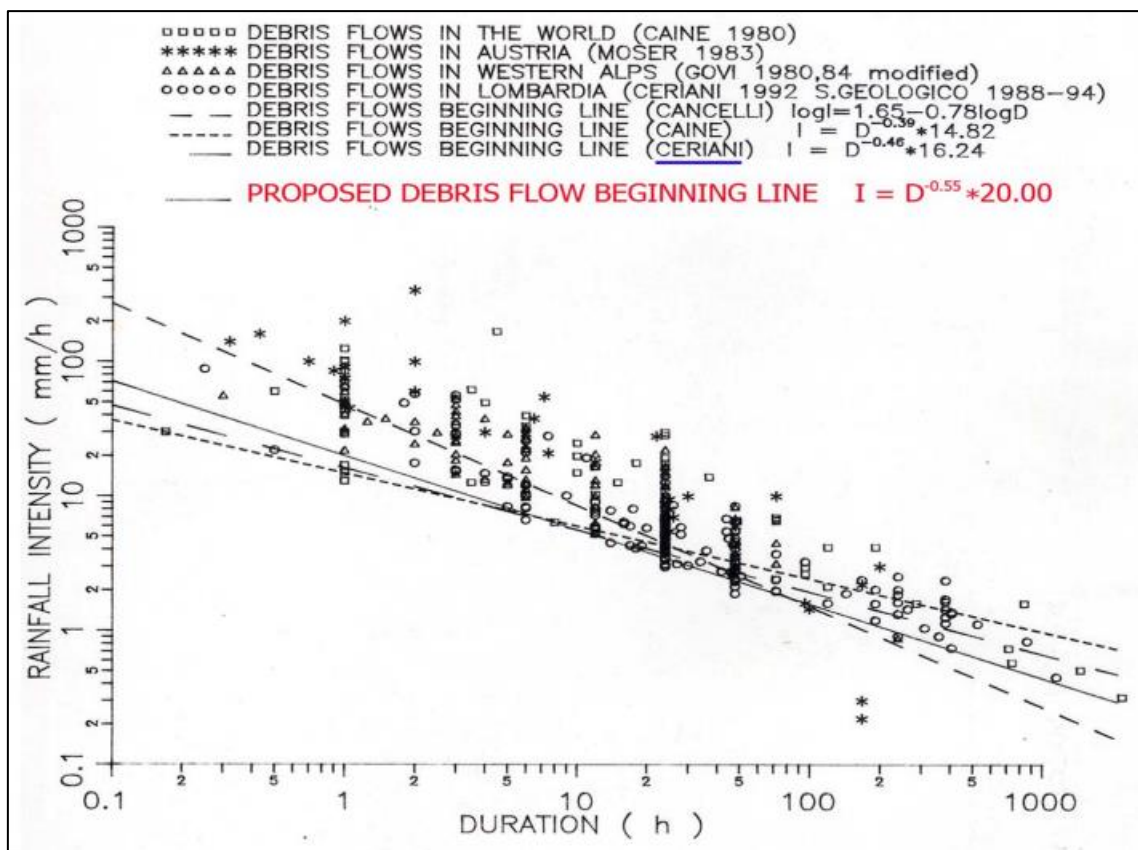


Figura 29: Soglia pluviometrica relativa all'innescio di debris-flow elaborata da Ceriani et al. (1994) e confronto con altre curve sperimentali generiche e/o specifiche di altri settori alpini.

La Giunta Regionale della Lombardia con Delibera n. 7/21205 del 24 marzo 2005, relativa alla “Direttiva Regionale per l’allertamento per il rischio idrogeologico e idraulico e la gestione delle emergenze regionali” (in prima applicazione della Direttiva Presidente del Consiglio dei Ministri del 27/02/04 e della L.R. 16/2004), ha ufficialmente adottato il “metodo Ceriani” come metodo regionale per la predisposizione del sistema di allertamento idrometeorologico della Protezione Civile relativamente ai dissesti superficiali (Rappelli, 2008). Nello specifico, le equazioni, che individuano le soglie minime considerate per l’innescio dei fenomeni superficiali, sono le seguenti:

$$S_1 = (D^{-0,55}) \times 2,8 \times \frac{PMA}{100} \times D \quad \text{con } S_1 = \text{soglia minima d'innescio (} < 10 \text{ debris flow per km}^2 \text{)}$$

$$S_2 = (D^{-0,48}) \times 2,8 \times \frac{PMA}{100} \times D \quad \text{con } S_2 = \text{soglia minima d'innescio (< 20 debris flow per km}^2 \text{)}$$

Applicando tali equazioni, sono stati calcolati i valori di soglia minimi per intervalli di tempo pari a 12, 24 e 48 ore per ognuna delle aree omogenee di allerta in cui è stato suddiviso il territorio della Regione Lombardia. I valori di soglia sono stati definiti in modo tale da ammettere che solo nel 5% del territorio di ogni area omogenea corrispondente si possano verificare fenomeni franosi anche per valori inferiori a quello assunto come soglia.

D'altra parte, la ricerca condotta dall'IRPI-CNR di Torino su commissione della U.O. Protezione Civile della Regione Lombardia, tramite l'archivio e la biblioteca dell'IRPI-

CNR di Torino, gli archivi della Direzione Generale Territorio e Urbanistica della Regione Lombardia e gli archivi del Corpo Forestale dello Stato (archivi dei coordinamenti regionali di Milano e provinciali di Sondrio e Brescia), ha messo in luce che la maggior parte delle notizie su fenomeni generici di colata e di soil slip riguardano le province di Sondrio e Brescia (Rappelli, 2008). Analogamente al lavoro di *Ceriani et al., (1994)*, l'obiettivo della ricerca è consistito nella definizione di soglie pluviometriche, specifiche per suddette province, relative all'innesco di colate detritiche/ fangose e di soil slip. Le informazioni storiche sono state altresì reperite dagli archivi comunali di 12 Comuni (Bormio, Sondalo, Chiesa Valmalenco, Lanzada, Torre Santa Maria, Novate Mezzola, Prata Camportaccio, Grosio e Grosotto, Ponte di Legno, Vezza d'Oglio e Sonico), dall'archivio del Centro di Monitoraggio Geologico di Sondrio, dagli uffici della Sede Territoriale di Sondrio, da alcuni testi e periodici conservati nelle biblioteche comunali di Sondrio e Brescia e mediante "schede d'evento" redatte da liberi professionisti dell'Ordine dei Geologi della Lombardia.

Nell'ambito della ricerca, a partire dal 1917, all'interno del territorio regionale sono stati individuati 683 fenomeni, riconducibili alle due tipologie considerate, mud/debris flow e soil slip, per i quali è stato possibile risalire sia all'orario preciso o ad un'indicazione temporale più generica di accadimento (mattino, pomeriggio, sera, notte) sia ai dati pluviometrici (giornalieri o orari) relativi agli eventi che li hanno generati. I dati di precipitazione sono stati considerati validi se registrati da stazioni di misura ubicate entro un intorno di circa 5 km (con la tolleranza di 1 km) dal punto d'innesco del dissesto considerato. Di questi 683 eventi di colata fangosa/detritica e di frana superficiale, 661 ricadono all'interno delle province di Brescia e Sondrio (Figura 30). Di suddetti fenomeni di dissesto, si dispone di dati pluviometrici (giornalieri o orari) relativi agli eventi piovosi che li hanno generati e per i quali si conosce con maggiore o minore precisione il momento di accadimento.

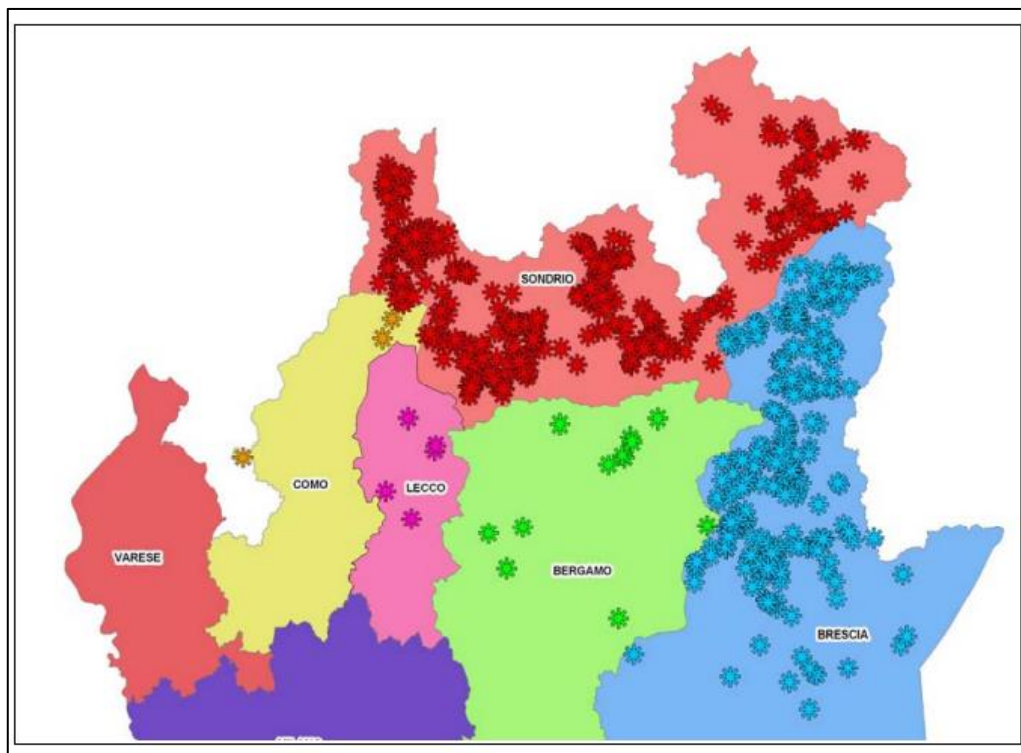


Figura 30: Distribuzione dei 683 fenomeni di instabilità ascrivibili alle categorie di colata fangosa/detritica e di frana superficiale di cui si possiedono dati pluviometrici e indicazioni temporali riguardo il momento d'innesco (da IRPI-CNR di Torino in Rappelli,2008).

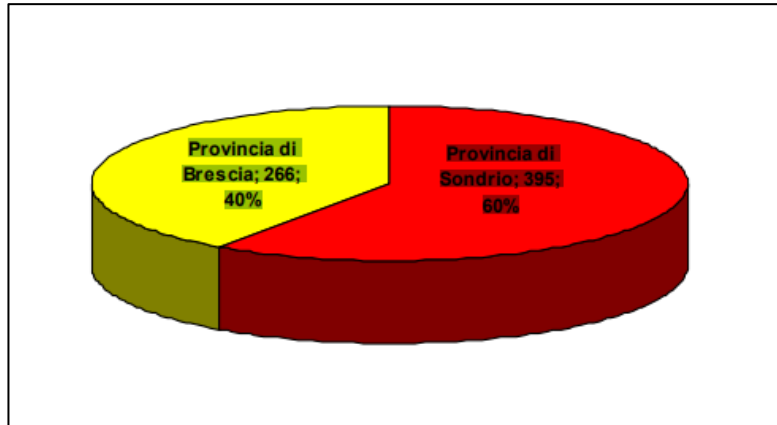


Figura 31: Grafico a torta che mostra la ripartizione dei 661 fenomeni censiti tra le province di Brescia e Sondrio (da IRPI-CNR di Torino in Rappelli, 2008).

Di questi 661 eventi, sono stati presi in considerazione i 119 fenomeni (muddy/debris-flow e soil slip), di cui era nota l'ora esatta d'innescò ed è stato possibile reperire dati pluviometrici orari relativi all'evento meteorico che li ha innescati. Successivamente, è stata eseguita un'ulteriore scrematura, eliminando 13 fenomeni per i quali i dati pluviometrici non sono stati considerati rappresentativi dell'evento, per problemi legati alla distanza o alla differenza di quota tra stazione di misura e punto d'innescò del fenomeno, o l'orario d'innescò non è risultato attendibile dal confronto con i pluviogrammi d'evento. I rimanenti 106 fenomeni d'instabilità (58 colate fangose/detritiche, 40 soil slip e 8 soil slip poi evoluti in colata) sono stati suddivisi in "estivi", avvenuti nell'arco dei 4 mesi da giugno a settembre, e in "primaverili-autunnali".

Nell'elaborazione dei dati relativi ai dissesti estivi sono stati esclusi i fenomeni occorsi in seguito all'evento alluvionale del luglio 1987, il quale, pur essendo avvenuto in periodo estivo, presenta caratteristiche d'intensità e durata confrontabili ad un evento primaverile o autunnale. L'analisi degli orari d'innescò dei fenomeni estivi in relazione agli eventi meteorici indica come più della metà dei dissesti (54%) sia avvenuta in concomitanza dell'ora in cui è stata registrata la massima intensità oraria di precipitazione o entro l'ora immediatamente successiva ($\Delta t = 0-1$ h) (Figura 32).

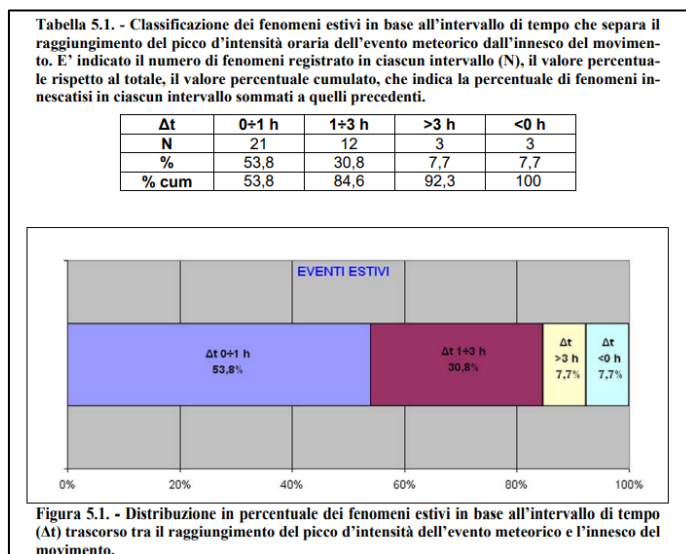


Figura 32: Nel complesso, sono stati analizzati 39 fenomeni che vengono suddivisi in base all'intervallo di tempo che separa il picco d'intensità oraria dal momento d'innescò del dissesto. Circa l'84% dei fenomeni estivi censiti è avvenuta entro 3 ore dopo il picco precipitativo

L'analisi dei dati relativi agli eventi primaverili-autunnali ha evidenziato una maggiore variabilità e durata dell'intervallo che trascorre tra il raggiungimento del picco d'intensità dell'evento meteorico e l'innescò del movimento (Figura 33). Nel 43,6% dei fenomeni censiti, l'innescò si è verificato entro 5 ore dalla registrazione del picco di pioggia più intenso. Ciononostante, sono altresì numerosi anche i dissesti avvenuti dopo intervalli superiori alle 6 ore e che rappresentano il 38,4% delle osservazioni. Il restante 18% degli eventi si è innescato prima del raggiungimento del picco d'intensità assoluto dell'evento meteorico (Figura 33).

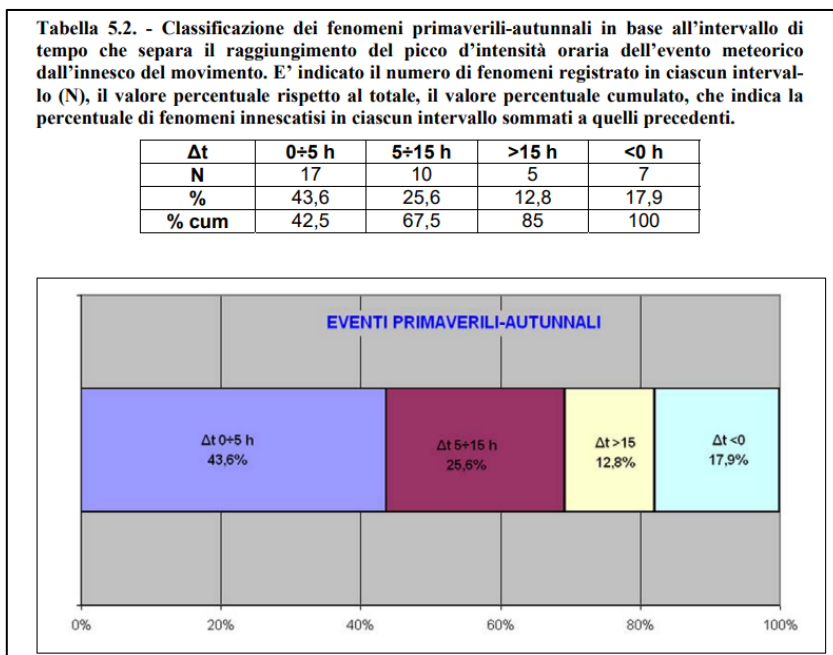


Figura 33: classificazione dei fenomeni primaverili-autunnali in base all'intervallo di tempo che separa il picco d'intensità oraria dal momento d'innescò del dissesto. Le osservazioni ammontano ad un totale di 39.

Le evidenti differenze nell'intervallo di tempo intercorso tra l'ora in cui si è osservata l'intensità massima di pioggia e l'ora in cui si è verificato il movimento gravitativo, che si riscontrano trattando separatamente gli eventi estivi da quelli primaverili-autunnali, sono legate alle differenti tipologie di eventi pluviometrici innescanti: eventi pluviometrici brevi ed intensi nella stagione estiva ed eventi pluviometrici di più giorni consecutivi e minori intensità orarie nei mesi primaverili e autunnali.

A questi 106 eventi gravitativi, sono stati aggiunti poi 185 fenomeni di dissesto sia estivi (85) che primaverili/autunnali (86+14 del luglio 1987) di cui si conosce l'andamento delle intensità orarie di precipitazione e la generica fascia oraria in cui si è verificato l'innescò. Nei casi in cui non si sia riscontrata tale corrispondenza, i fenomeni non sono stati presi in considerazione per le successive analisi. Relativamente ai fenomeni primaverili e autunnali e a quelli del luglio 1987 (paragonabili ai primi per caratteristiche di durata e intensità) con informazioni generiche circa l'ora di accadimento, l'attribuzione di un orario preciso è risultata più complessa. Tale operazione è stata effettuata essenzialmente sulla base di un'approfondita analisi dei pluviogrammi d'evento e dell'esperienza pregressa acquisita nel corso dei principali eventi alluvionali, che hanno colpito l'Italia 90 nord-occidentale dal 1970 ad oggi. Sono stati valutati unicamente i casi in cui si è riscontrata una corrispondenza significativa tra le informazioni disponibili e gli scrosci di pioggia più intensi registrati dalle stazioni pluviometriche.

I dati pluviometrici relativi ai dissesti sono stati opportunamente elaborati per calcolare i parametri caratteristici della precipitazione critica d'innesco dei dissesti, quali: durata "D" (h), intensità media "I" (mm/h) e intensità media normalizzata con la PMA (In%). La PMA è stata attribuita alle varie stazioni di misura seguendo i valori forniti dalla "Carta delle precipitazioni medie annue del territorio alpino lombardo della Regione Lombardia" (Ceriani & Carelli, 2000).

Nel caso in cui per lo stesso fenomeno fossero disponibili dati pluviometrici relativi a più di una stazione di misura, si è normalmente scelto di utilizzare quelli registrati dallo strumento più prossimo al luogo d'innesco del fenomeno sia in termini di distanza che di quota. Laddove le stazioni di misura fossero a distanze e quote paragonabili, sono stati scelti i valori di precipitazione efficace più elevati. Per quanto concerne la definizione della durata dell'evento pluviometrico, si è deciso di considerare l'intervallo di tempo in cui si sono registrate piogge fino all'innesco del dissesto, preceduto da un periodo di almeno 12 ore in cui al massimo si sono verificate precipitazioni con intensità inferiore a 1 mm/h. Hanno fatto eccezione alcuni casi di eventi piovosi primaverili/autunnali, in cui si sono verificate precipitazioni di intensità < 1 mm/h comprese tra due intervalli di precipitazione intensa con durata comparabile all'intervallo a scarsa intensità.

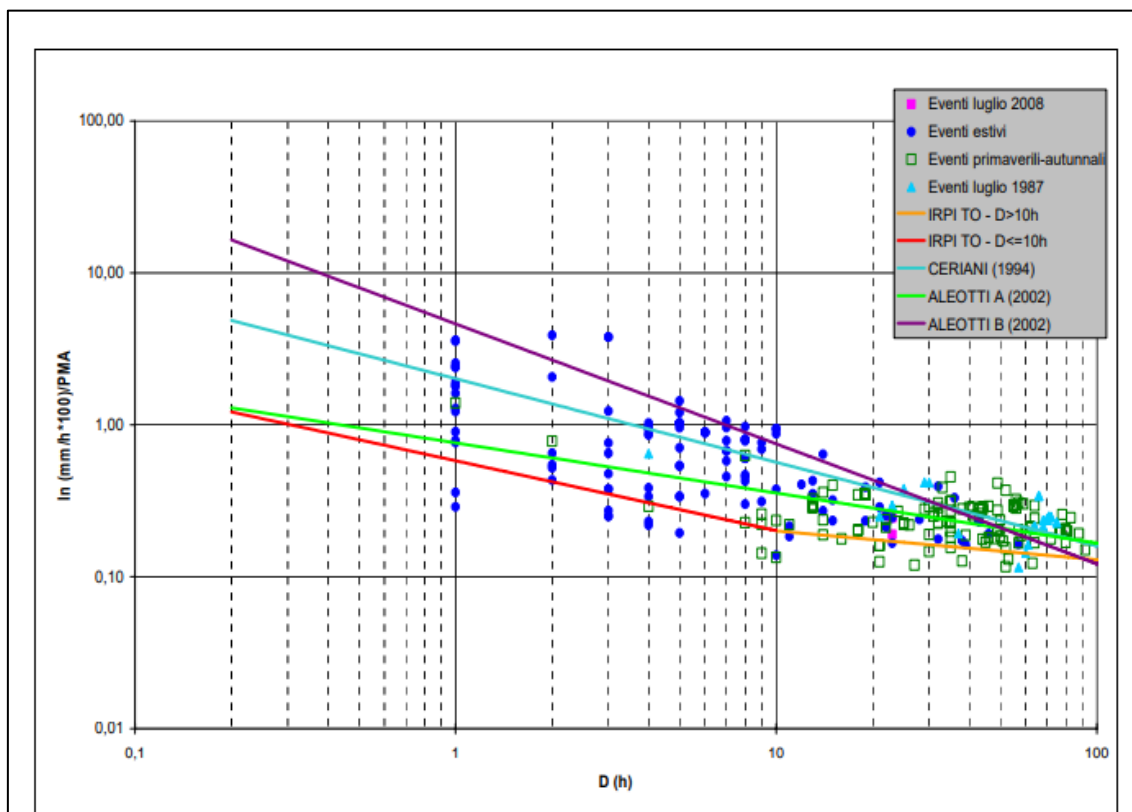


Figura 5.12. - Proiezione dei punti corrispondenti agli eventi ricavati nel corso della ricerca (per le province di Brescia e Sondrio) sul grafico intensità normalizzata rispetto alla PMA (In) – durata (D) e confronto con le curve proposte da vari autori e dall'IRPI-CNR Torino.

Figura 34: Proiezione degli eventi analizzati su grafico bilogarithmico, suddivisi per stagione di accadimento (estate e primavera/autunno), al fine di costruire le soglie pluviometriche associate (ocra e rosso). In ordinata si ha il rapporto tra l'intensità e la PMA delle determinate aree. Il grafico permette, inoltre, di confrontare le soglie costruite dall'IRPI-CNR di Torino con le soglie pluviometriche di altri autori, tra cui quella di Ceriani et al., (1994) valida per l'area alpina e prealpina lombarda (da Rappelli, 2008).

Oltre alla già citata distinzione tra eventi piovosi estivi ed autunnali/estivi, sono stati ulteriormente differenziati i dati riguardanti i dissesti occorsi in seguito all'evento alluvionale del luglio 1987, il quale, pur essendo avvenuto nel periodo estivo, presenta caratteristiche d'intensità e durata paragonabili ad un evento primaverile o autunnale. Nei grafici intensità media-durata e intensità media normalizzata-durata, i punti corrispondenti a fenomeni primaverili e autunnali appaiono concentrati, come prevedibile, verso valori di durata della precipitazione critica generalmente superiore alle 10 ore e intensità normalizzate comprese tra 0,1% e 0,4 %. I punti relativi a fenomeni avvenuti nel periodo estivo sono piuttosto dispersi nel diagramma, dal momento che comprendono sia movimenti innescati da scrosci temporaleschi brevi e intensi sia i dissesti del luglio 1987, caratterizzati da precipitazioni prolungate, con durate maggiori di 10 ore.

La curva costruita dal IRPI-CNR, illustrata nel grafico in Figura 34, confina superiormente il 90 % delle osservazioni e risulta cautelativa rispetto alle curve sperimentali di altri autori. In particolare, le due curve sono descritte da equazioni del tipo:

$$In = 0,58 \times D^{-0,46} \text{ per } D \leq 10 \text{ ore}$$

$$In = 0,31 \times D^{-0,19} \text{ per } D > 10 \text{ ore}$$

Nel confrontare la curva ottenuta con quella di altri autori, si deve tener conto della differente metodica con cui viene definita la durata dell'evento precipitativo, che influenza a sua volta l'intensità media dell'evento (Rappelli, 2008). Osservando la Figura 34, si nota immediatamente, come la soglia qui elaborata sia più cautelativa rispetto a quelle definite da *Ceriani et al.*, (1994), valida per l'area lombarda e alla curva A di *Aleotti et al.*, (2002) relativa invece a bacini piemontesi. Infatti, la maggior parte degli eventi franosi rappresentati giace inferiormente alle curve proposte da quest'ultimi.

Inoltre, il IRPI-CNR di Torino propone anche delle soglie specifiche per ciascuna delle due province su cui si è concentrata l'indagine (Figura 35):

	Eventi avvenuti in provincia di Brescia	Eventi avvenuti in provincia di Sondrio
D ≤ 10 ore	$In = 0,47 \times D^{-0,36}$	$In = 0,68 \times D^{-0,5}$
D > 10 ore	$In = 0,34 \times D^{-0,22}$	$In = 0,32 \times D^{-0,17}$

Tabella 1: equazione delle soglie pluviometriche valide per le province di Brescia e Sondrio, elaborate dall'IRPI-CNR di Torino.

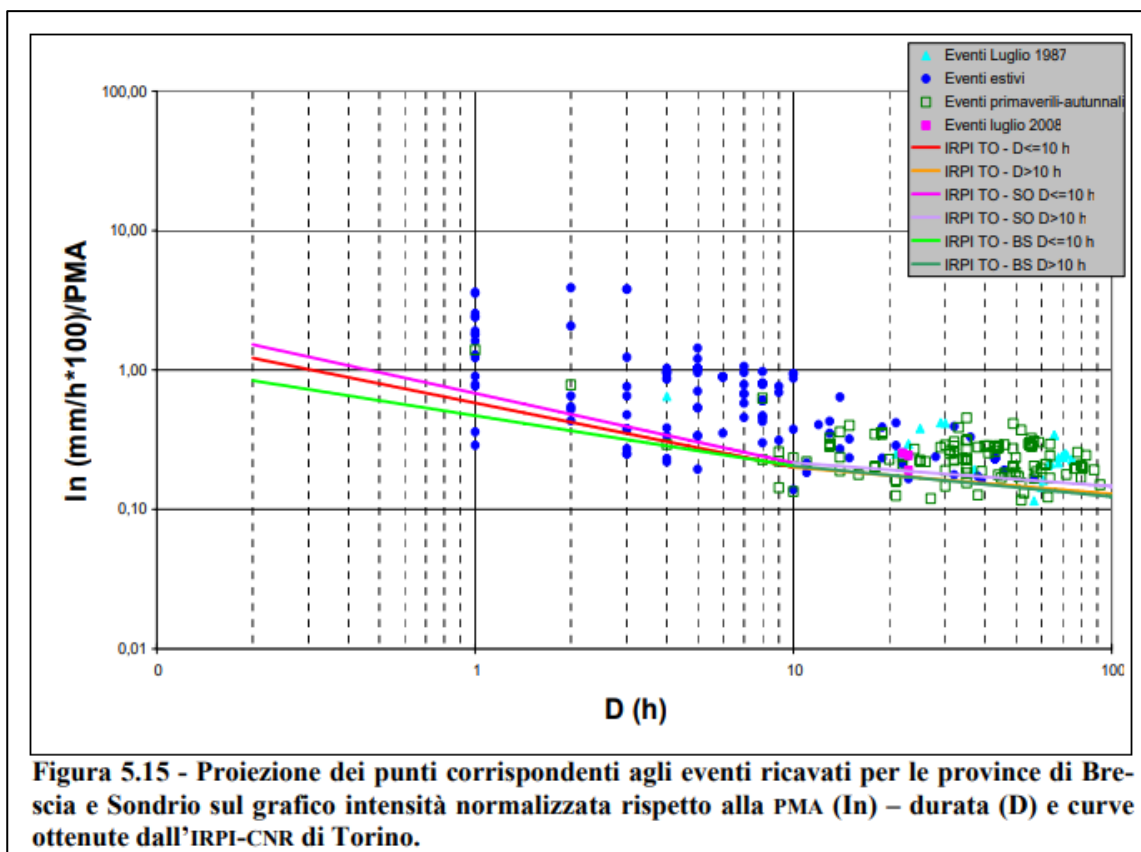


Figura 35: La soglia pluviometrica relativa alle osservazioni normalizzate rispetto alla PMA della provincia di Brescia risulta di poco inferiore rispetto a quella estrapolata in maniera analoga per la provincia di Sondrio (da Rappelli, 2008).

Tuttavia, un'oggettiva criticità dell'analisi condotta dall'IRPI-CNR è rappresentata per l'appunto dall'incertezza nell'attribuzione di un dato pluviometrico proveniente da una determinata stazione ad un evento di dissesto. In particolare, tale difficoltà si è verificata nel momento in cui per un evento di dissesto si hanno a disposizione dati pluviometrici significativamente differenti provenienti da più stazioni, poste all'interno di un raggio di 5 km dal punto di innesco, talvolta a quote differenti. Ciò evidenzia un secondo limite di quest'analisi, ossia che nessuna informazione pluviometrica provenga da una stazione ubicata nello stesso sottobacino ad una quota confrontabile a quella del punto innesco. In generale, le due criticità si enfatizzano nel caso di precipitazione a carattere localizzato/temporalesco, tipiche del periodo estivo, in cui le stazioni possono registrare quantitativi apprezzabilmente differenti. Pertanto, l'assunzione "dei 5 km di raggio dal punto d'innesco" è uno stratagemma per far fronte alla disomogeneità nella distribuzione delle stazioni di misura (Rappelli, 2008).

3 BACINO DEL TORRENTE RABBIA/INQUADRAMENTO

3.1 Inquadramento climatico della Val Camonica

La Val Camonica presenta un assetto geografico con direzione preferenziale N-S, occupando un territorio che nella sua parte più settentrionale confina con l'alta Valtellina, mentre nella sua porzione più meridionale termina nel bacino del Lago d'Iseo che accoglie le acque del fiume Oglio. In funzione di questo assetto, è possibile rilevare tipologie climatiche anche molto differenti, con caratteri spiccatamente alpini verso Nord e con caratteri più vicini al clima insubrico e padano verso Sud. Risalendo la valle, si assiste al passaggio dal regime pluviometrico sublitoraneo (a due massimi, primaverile ed autunnale) tipico dell'area a clima padano (zona di Chiari) e di quella a clima insubrico (Iseo e Lovere), al tipo di regime pluviometrico continentale, con il massimo estivo, tipico del clima alpino interno che si rileva in linea generale a partire da Breno. In termini di apporti quantitativi questo significa che risalendo la Val Camonica si osserva una progressiva riduzione delle precipitazioni medie annue spostandosi dal Lago d'Iseo sino alla testata della valle: stazione di Lovere 1191 mm/anno, Sonico 1062 mm/anno, Temù 982 mm/anno e Passo del Tonale 1118 mm/anno (Ceriani & Carelli, 2000). In particolare, nel tratto fra Forno Allione ed Edolo, le temperature massime decrescono gradatamente man mano che si sale di quota, mentre le minime subiscono un brusco calo presso la piana di Malonno, dove s'insacca l'aria fredda a causa della strozzatura di Forno Allione. La piana di Malonno (500 m), nonostante sia ubicata ad una quota media inferiore rispetto a quella di Edolo (699 m), risulta termicamente più fredda di quest'ultima. In estate, questo settore della valle è sede di violenti temporali data la facilità con cui arriva l'aria da N e NE (Santoro, 2008).

Il diagramma ombrotermico per la stazione di Edolo mostra come dicembre sia il mese più freddo (0,8°C) e luglio quello più caldo (19,7°C), quasi eguagliato da agosto con 19,2°C. Il regime pluviometrico è di tipo continentale, il massimo estivo delle precipitazioni è di 302,7 mm, mentre il minimo invernale è di 108,1 mm. Il maggior numero di giorni piovosi si registra in maggio (16 gg piovosi), ma con valori elevati anche in giugno ed agosto (15 gg piovosi) (Figura 36). Febbraio è il mese con il minor numero di giorni piovosi, 5. Secondo la definizione di periodi Bagnouls e Gassen, non vi sono periodi aridi ($P < 2T$), anche se è possibile osservare come i valori termo-pluviometrici medi mensili di febbraio occupino posizioni molto vicine. (Rappelli, 2008).

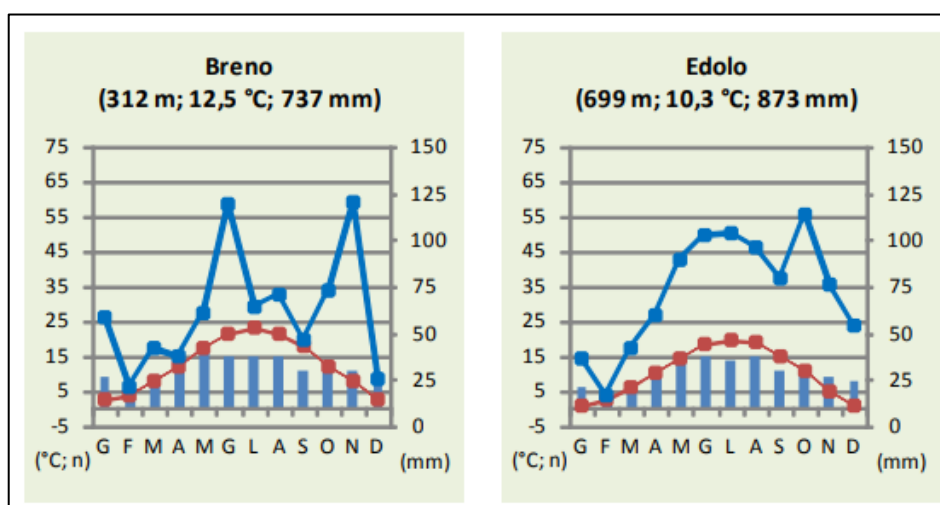


Figura 36: diagrammi ombrotermici validi per le stazioni di Breno (1992-2007) ed Edolo (1993-2007). Gli istogrammi blu indicano il numero di giorni pioggia medi per cada mese.

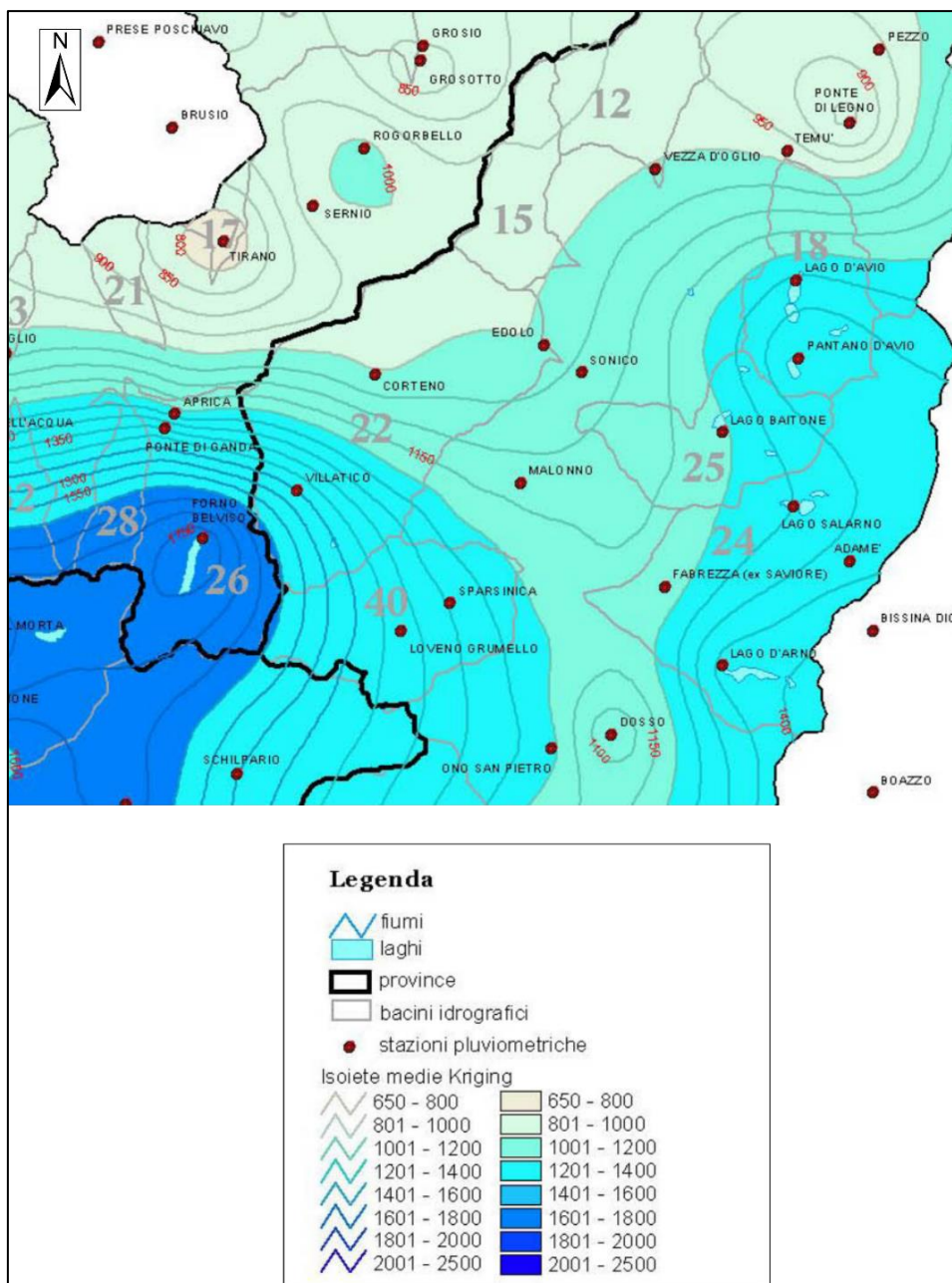


Figura 37: focus della “Carta delle precipitazioni medie annue del territorio alpino lombardo della Regione Lombardia” sulla parte settentrionale della provincia di Brescia (modificato da Ceriani & Carelli, 2000).

Tuttavia, aldilà delle medie climatiche di cui sopra, è altresì doveroso segnalare che l’impatto del cambiamento globale è particolarmente significativo nella regione alpina. Le temperature medie estive, invernali ed annuali, sono in chiaro aumento (Rappelli, 2008). In particolare, nell’ambito del “Progetto Kyoto-Lombardia” della FLA (2008), viene evidenziato come in Lombardia, analogamente alla regione alpina (Auer et al., 2007), esista una tendenza da vari decenni all’aumento della temperatura media annuale, ad un ritmo di crescita doppio di quello medio planetario: circa 1,5-2 gradi Celsius negli ultimi 100 anni. Per quanto concerne le precipitazioni totali, pur non variando come media annua, è stato registrato un incremento in frequenza e intensità degli eventi di precipitazione più “estremi” e un’alterazione nella loro distribuzione stagionale e territoriale. È stato osservato, inoltre un vistoso arretramento di tutti i ghiacciai lombardi (con diminuzione in termini di massa e di superficie) e delle aree innevate; se non si modificherà questo trend il

rischio concreto è, che a metà di questo secolo, i ghiacciai lombardi saranno praticamente scomparsi (FLA, 2008). A tal proposito, nel bacino in esame, oltre ad un forte ritiro delle lingue glaciali, durante i mesi estivi si assiste al fenomeno di scioglimento del permafrost nella conca glaciale che gioca un duplice ruolo: alimenta il ruscellamento sotto superficiale responsabile della saturazione delle coltri (Nesa srl, 2018) e rende più instabili le coltri detritiche, favorendo il dissesto (Beneyto Orgiles, 2012)

3.2 Inquadramento geologico della Val Rabbia

Il Rabbia è un torrente, di 7,6 km circa, che nasce dal gruppo montuoso dell'Adamello e che confluisce nel fiume Oglio immediatamente a valle dell'abitato di "Rino" di Sonico. Nel suo breve corso, sostanzialmente orientato E-W, riceve le acque provenienti dal rio Gallinera e dall'omonimo bacino, il quale si sviluppa in corrispondenza della "Linea della Gallinera".

Dal punto di vista tettonico-strutturale, l'area di studio si trova ai margini occidentali del batolite terziario dell'Adamello che intrude il cuneo di crosta continentale sudalpina compreso tra la "linea del Tonale" a N e la "linea delle Giudicarie" a SE (Bianchi et al., 1970). In particolare, il batolite viene dislocato, di circa 1 km, dalla faglia trascorrente destra delle Gole Larghe/Val di Genova, orientata E-W circa (Figura 38) (Di Toro et al., 2005).

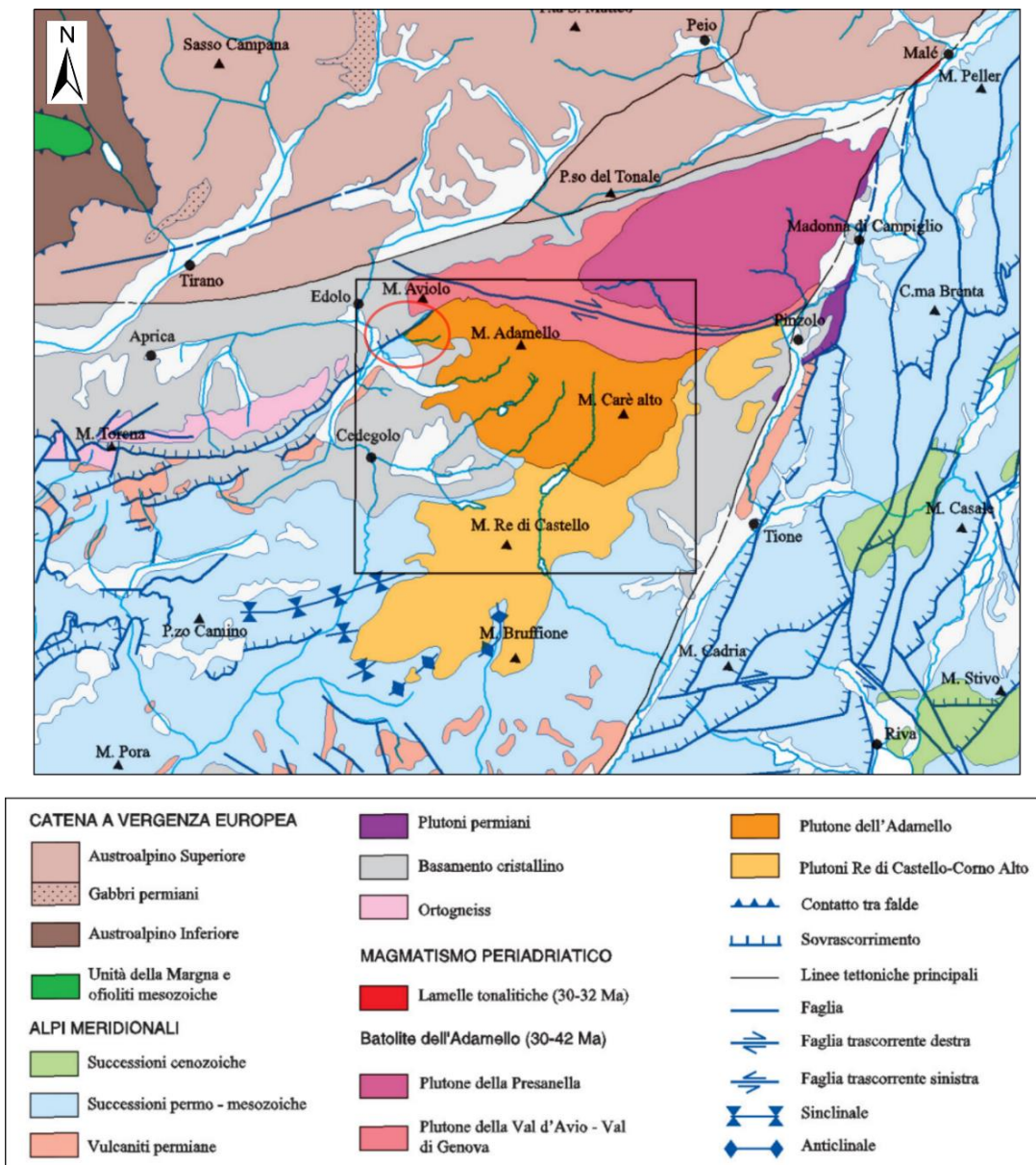


Figura 38: porzione dell'inquadramento tettonico regionale a scala 1:50000 del foglio 058 "Monte Adamello" all'interno del progetto "CARG" (da Cocco, 2008). Il bacino del Rabbia si colloca all'interno dell'area cerchiata in rosso. La Linea del Tonale (in nero) separa le unità austro-alpine da quelle sud-alpine.

La carta geologica in scala 1:50000, contenuta nel foglio “058- Monte Adamello” del progetto “CARG” di “ISPRA” (Figura 39) indica, per il bacino di interesse, l’affioramento di rocce di plutoniche, metamorfiche, sedimentarie e vulcaniche, appartenenti alle seguenti formazioni proposte in ordine cronologico:

- **Scisti di Edolo (EDO):** costituiscono il basamento metamorfico sudalpino pre-permiano nel settore lombardo
- **Vulcaniti basali della val Savio (TCI):** Lave ignimbriti e tufi riolitici, con possibili vulcanoclastiti in prevalente facies metamorfica di contatto del Permiano inferiore.
- **Unità clastiche del Monte Ignaga (DPI):** di posizione stratigrafica incerta a causa della deformazione o del metamorfismo termico simile a quello del Verrucano.
- **Verrucano lombardo (VER):** corrispettivo lombardo delle “Arenarie della Val Gardena”. Trattasi di conglomerati, arenarie e siltiti di colore rossastro del Permiano superiore.
- **Servino (SRV):** marne e siltiti micacee policrome con intercalazioni calcareo-dolomitiche del Triassico inferiore.
- **Tonalite del lago Baitone (LBA):** roccia biotitico-anfibolitica a grana medio-fine con minerali femici meno abbondanti rispetto a TAC.
- **Tonalite di malga Bompiano (MBP):** corpo di tonalite a grana minuta affiorante a S della “Linea della Gallinera.
- **Tonalite dell’Adamello occidentale (TAC):** roccia biotitica-anfibolitica a grana grossa dell’Eocene superiore

La Linea della Gallinera, di età pre-tonalitica (Brack, 1984), è individuabile con chiarezza lungo la parte bassa della valle omonima, ove le rocce del basamento metamorfico (Scisti di Edolo), situate a nord-ovest e a tetto della lineazione, sono in contatto tettonico con le successioni del Permiano (Verrucano Lombardo) e del Triassico inferiore (Servino), affioranti a sud-est della lineazione. A sud-ovest del paese di Rino, la Linea della Gallinera s.s. sparisce sotto i depositi alluvionali del fiume Oglio e riaffiora sul lato destro della Val Camonica a nord di Malonno (Figura 39). Subito a S della linea della Gallinera, il basamento metamorfico è coinvolto nel fianco settentrionale dell’anticlinale di Cedegolo, con asse orientato ENE-WSW ed è localmente coperto da rocce permo-triassiche fortemente inclinate (Cocco, 2008).

Per quanto concerne le coperture continentali quaternarie (PTG, PTG₁ PTG₂, LCN₁) sono costituite da sedimenti principalmente glaciali ed alluvionali e risultano perlopiù concentrate nella parte medio-alta della valle ed in corrispondenza del rilevante conoide che si estende dall’abitato di Rino fino al centro urbano di Sonico. In particolare, nella parte medio-alta prevalgono i depositi glaciali di till, talvolta organizzati in cordoni morenici, ed in secondo luogo, i depositi di versante e le conoidi di locali colate detritiche. Data la natura eterogenea delle rocce affioranti che alimentano la copertura detritica eterometrica della parte medio-alta della valle, non è possibile stabilire una componente litologica predominante. Analogamente, all’interno del canale principale, la composizione litologica del detrito risulta varia. Per una più completa ed esauriente descrizione della litostratigrafia, si rimanda alla legenda in Figura 39.

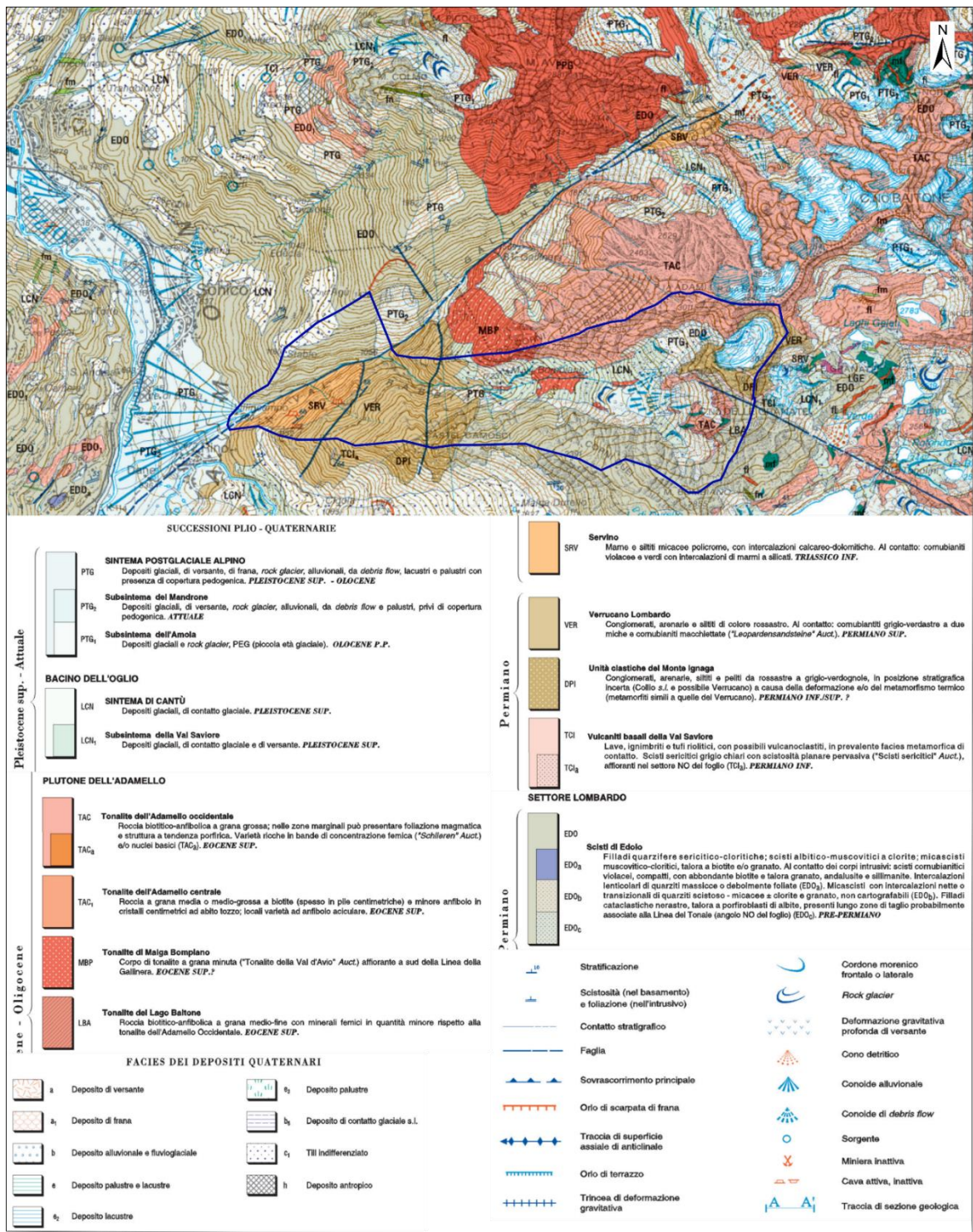


Figura 39: la legenda riportata a corredo della carta geologica contiene solo le formazioni e i sistemi che affiorano esclusivamente all'interno del bacino del Rabbia (da Cocco, 2008).

3.3 Geomorfologia del bacino

L'analisi geomorfologia del bacino è stata possibile grazie all'implementazione di un DTM di risoluzione 1x1 m dell'area di studio nel software ArcMap. In primo luogo, si è proceduto analiticamente all'individuazione del bacino stesso e all'estrazione del reticolo di drenaggio, tramite alcune funzionalità contenute nei menù "Hydrology" e "Conditional" (Figura 40).

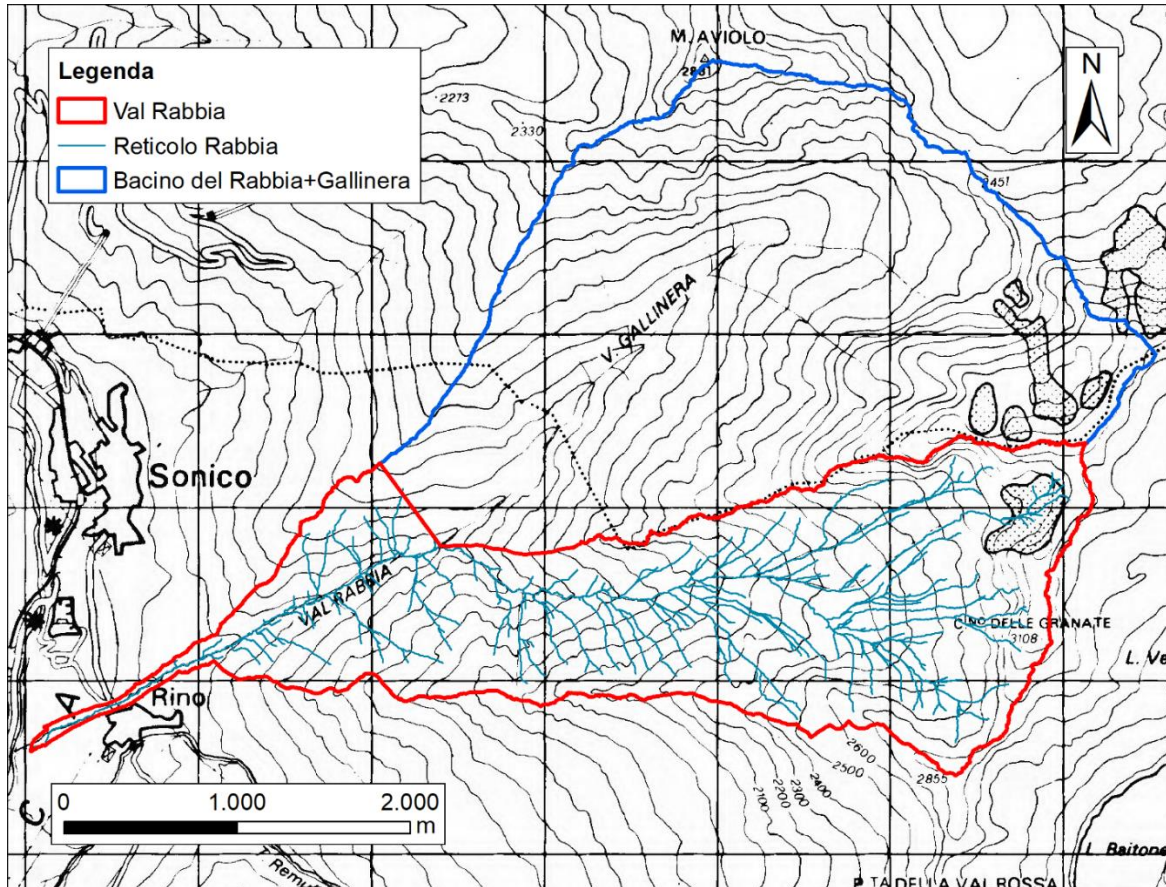


Figura 40: Bacini del Rabbia (o Bompiano) e del Gallinera con annesso reticolo di drenaggio del bacino del Rabbia. La CTR (in scala 1:50000) che funge da sfondo è scaricabile presso il Geoportale della regione Lombardia.

Il solo bacino del Rabbia, di forma allungata, ha un'estensione pari a 5,70 km² a cui si aggiungono 7,57 km² relativi alla val Gallinera per un totale di 13,27 km². La densità di drenaggio del primo è di 8,88 km⁻¹ e secondo l'ordine gerarchico di Strahler, l'asta principale è di ordine 5.

Una volta definito il bacino e il reticolo della Val Rabbia, si è proceduto con la realizzazione di una carta delle pendenze, attraverso il comando "Slope" (Figura 41). Le pendenze maggiori sono perlopiù concentrate nei settori sommitali del bacino, in corrispondenza dello spartiacque roccioso, ove si osservano pendenze sub-verticali (88°).

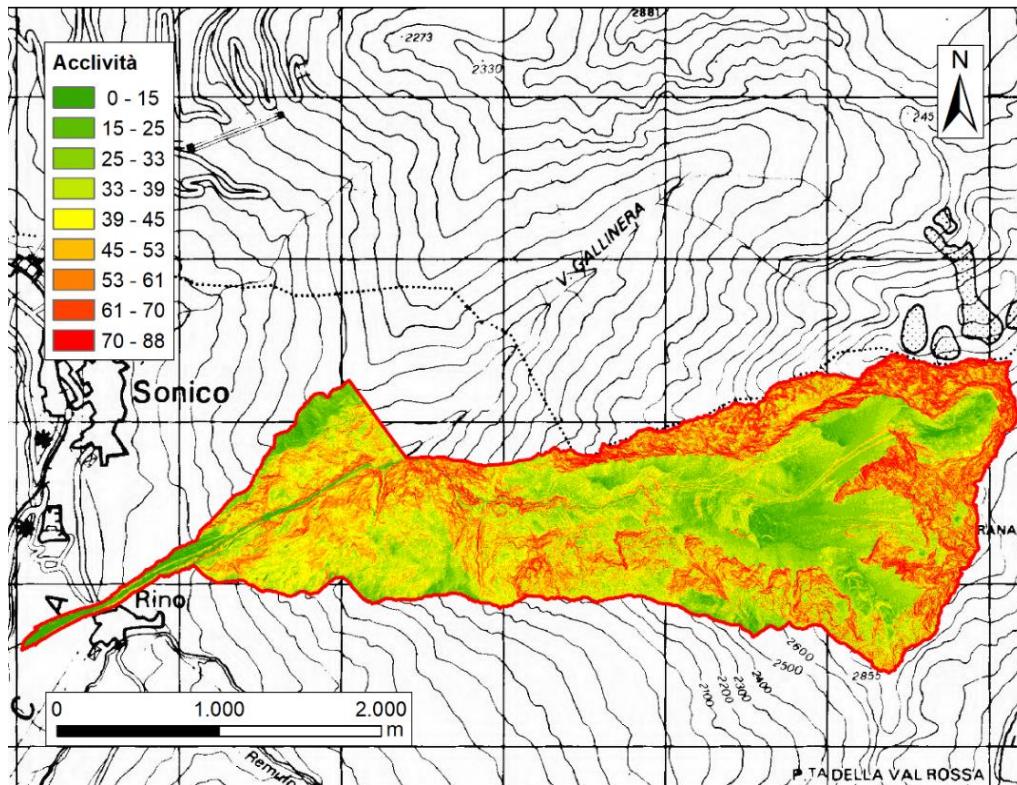


Figura 41: Mappa delle acclività relativa al bacino del Rabbia. Generalmente, le aree più pendenti sono caratterizzate dall'affioramento del substrato lapideo, specie nei settori più elevati.

La parte superiore del bacino marcata dai toni verdi (pendenze minori) è caratterizzata, come anticipato nel capitolo 3.2, dall'esteso affioramento di detriti sciolti che, proprio nei settori più elevati, vanno a colmare due circhi glaciali circondati da creste rocciose aguzze o piramidali (Figura 42). Proprio in queste aree, il substrato roccioso si presenta mediamente fratturato (Zaina G. et al., 2006) favorendo quindi la continua produzione di detrito (Fioraso, 2000).



Figura 42: circo glaciale da cui si origina il canale principale del torrente Rabbia.

Secondo il progetto “IFFI” (Inventario fenomeni franosi in Italia, 2014) realizzato da ISPRA in collaborazione con la regione Lombardia, la maggior parte del bacino è sede di fenomeni gravitativi di vario tipo e in differente stato di attività (Figura 43).

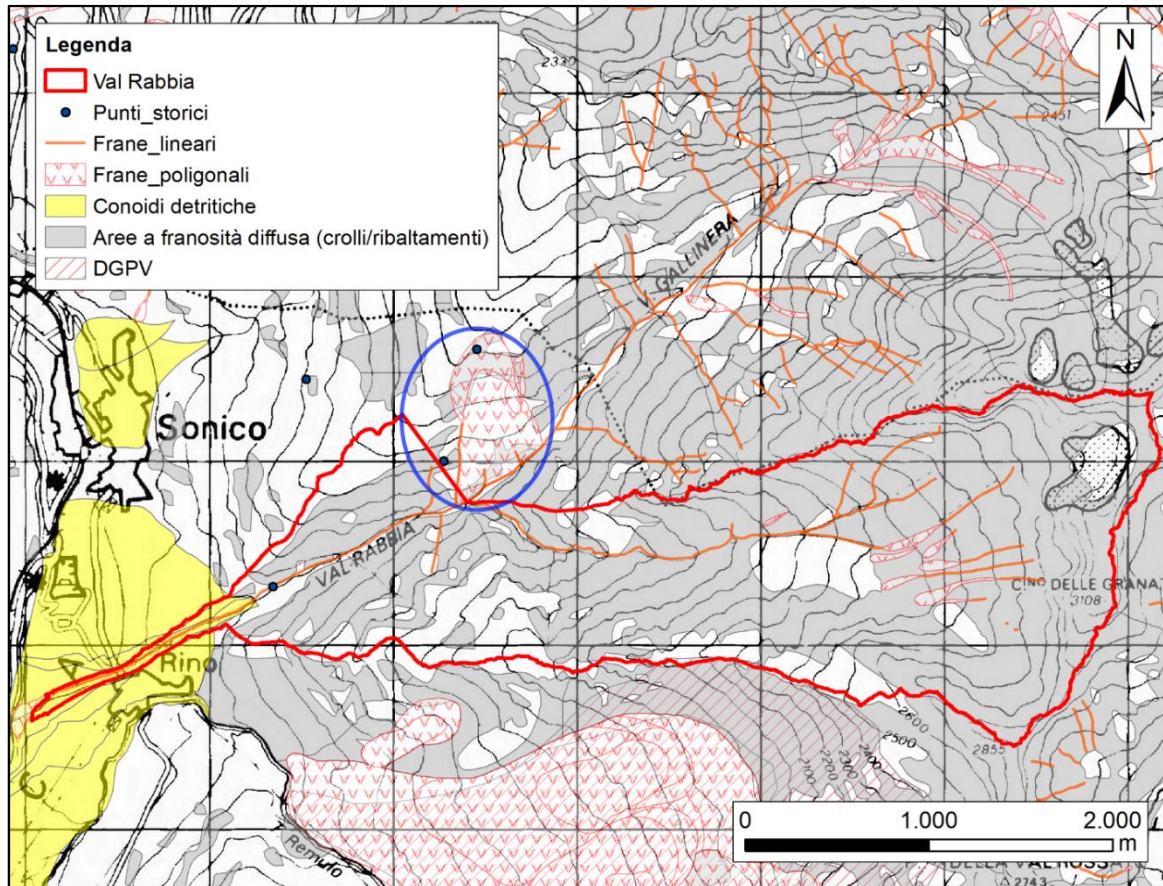


Figura 43: Cartografia “IFFI” scaricabile presso il sito della regione Lombardia. La maggior parte del bacino del Rabbia (in rosso) è caratterizzato da fenomeni diffusi di crollo e/o ribaltamento. Nei settori più elevati della valle, si evidenziano invece brevi canali in cui si verificano locali debris-flow, indicati come frane lineari. In blu, si indica invece la zona occupata dalla già citata frana di “Pal”.

Questi dissesti contribuiscono ad alimentare continuamente di detriti sia la zona sorgente, ove si innescano le colate, sia il canale principale stesso con materiale che può essere coinvolto successivamente nel movimento verso valle. Un elemento degno di nota in questo senso, è lo scorrimento roto-traslativo, noto col nome di frana di “Pal”, che interessa un volume di 12 milioni di m³ (Studio Griffini, 2017) e la cui attività è anche controllata dal verificarsi di colate detritiche responsabili dell’erosione al piede (ARPA Lombardia, 2020).

A partire dal reticolo di drenaggio, è stato tracciato il profilo longitudinale dell’asta principale del torrente Rabbia e grazie all’ausilio di un’ortofoto ad alta risoluzione dell’area di studio precedentemente acquisita in un rilievo LIDAR, è stato possibile distinguere i tratti di canale in roccia da quelli in detrito e/o massi (Figura 44). Individuare i tratti in detrito consente di comprendere quali sono le porzioni di canale in cui un ipotetico debris-flow può inglobare ulteriore materiale. In particolare, il tratto in roccia costituisce il 32,6% dell’intera asta fluviale mentre le porzioni in detrito costituiscono il restante 77,4% del canale.

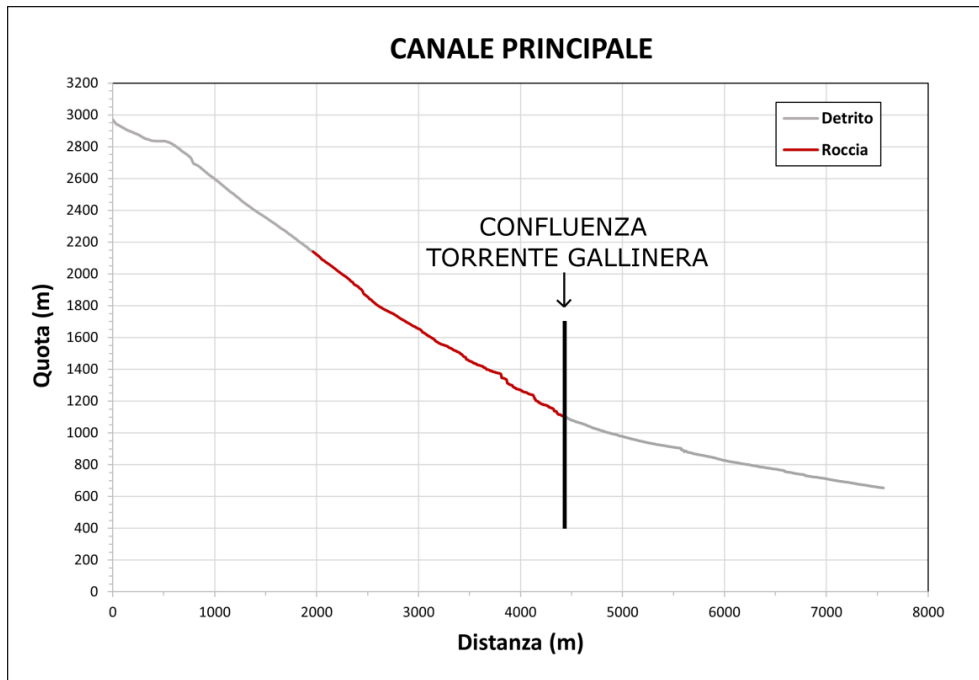


Figura 44: Profilo longitudinale in cui vengono illustrati i tratti in cui l'alveo è in roccia o in detrito. Da tale profilo è stata estrapolata la pendenza complessiva dell'asta fluviale che si aggira intorno al 30% (a monte della confluenza con la Gallinera la pendenza media è pari a circa al 42% mentre a valle si attesta intorno al 14%).

Sempre grazie al DTM di partenza e ad alcune funzionalità del menù “Spatial analyst tools”, è stata creata una mappa illustrativa dell'indice di scabrezza del bacino (Figura 45).

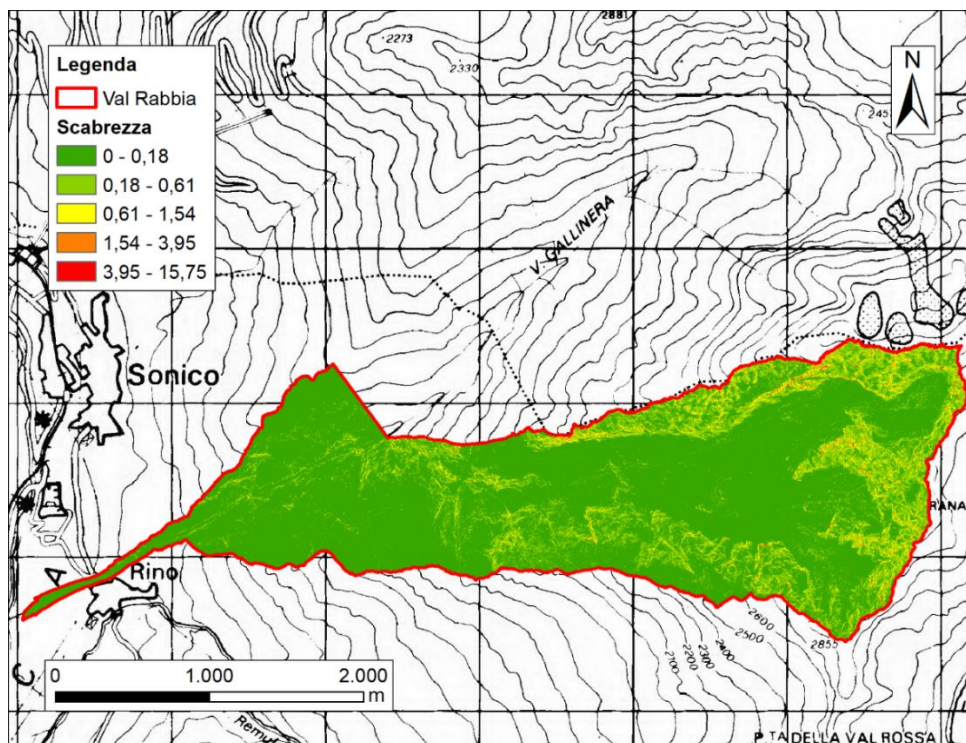


Figura 45: carta della scabrezza della Val Rabbia.

Confrontando la Figura 45 con la mappa di uso del suolo rappresentata in Figura 51 (paragrafo 3.5), si osserva che le rugosità maggiori si trovano perlopiù in corrispondenza delle porzioni di bacino occupate dal bedrock affiorante o da bedrock sub-affiorante con

locale copertura vegetale o detritica. Secondariamente, si nota una certa scabrezza nell'area posta subito a monte della confluenza col torrente Gallinera, ove i versanti sono acclivi (Figura 41) e il suolo risulta ricoperto piuttosto uniformemente da alberi. Tendenzialmente, le porzioni di bacino occupate dal detrito si presentano scarsamente rugose ma fanno eccezione alcuni massi, più o meno isolati, che a seconda delle dimensioni, contribuiscono ad aumentare localmente l'indice di scabrezza.

3.4 Granulometria del materiale in alveo e sezione trasversale

Il detrito presente in alveo è stato caratterizzato attraverso la realizzazione di curve granulometriche. In particolare, sono stati esaminati due campioni di materiale, uno superficiale ed uno sub-superficiale, prelevati in due finestre contigue di 1x1 m (Figura 46) ubicate poco distante dalla briglia in cemento posta a valle rispetto alla confluenza tra il torrente Rabbia e il Gallinera (Figura 47).

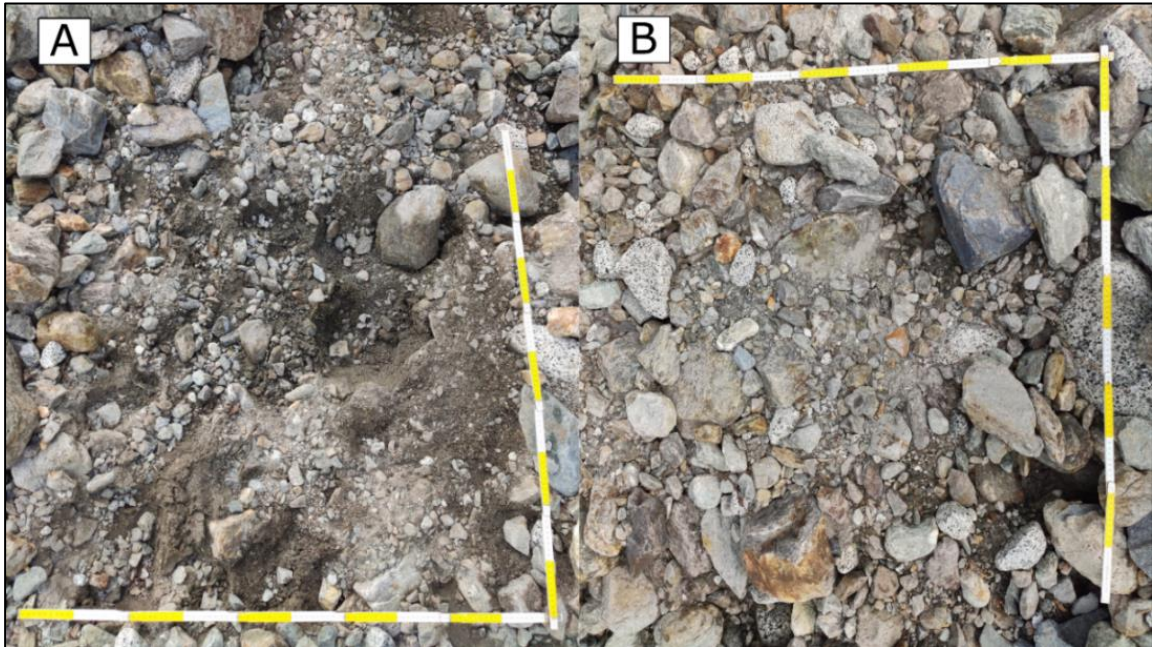
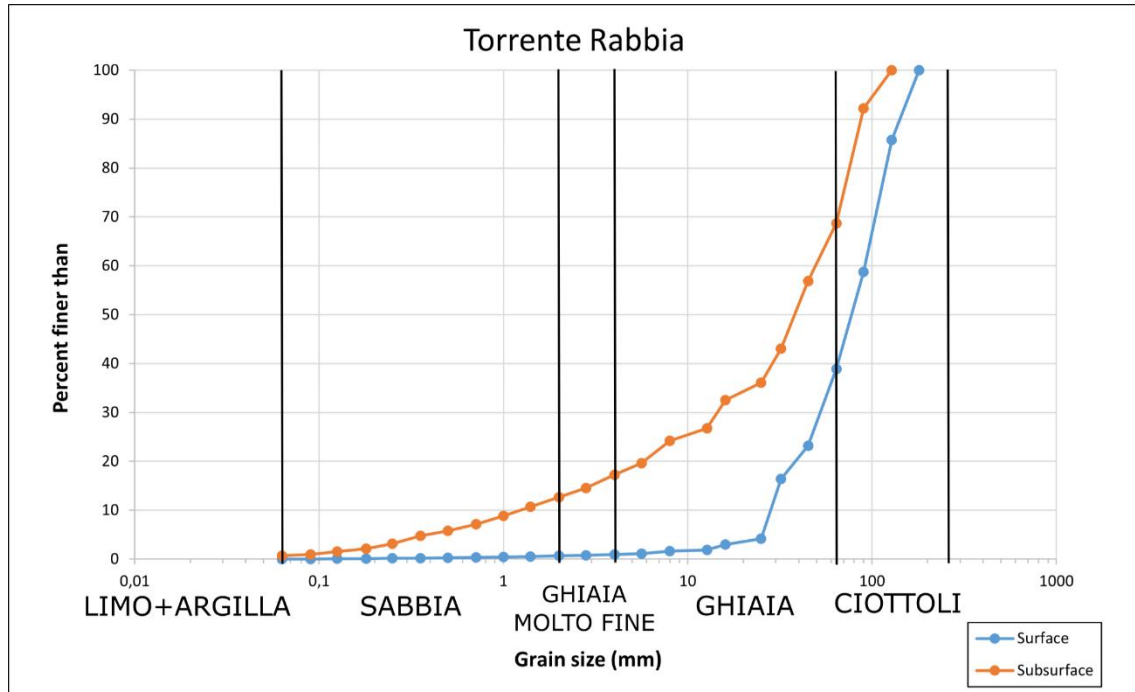


Figura 46: A) finestra da cui è stato prelevato il materiale sub-superficiale; B) finestra contenente il sedimento che costituisce il campione superficiale.



Figura 47: Data la scala dell'immagine e l'estrema vicinanza dei due punti di campionamento, le finestre vengono marcate da un solo contrassegno. L'immagine mostra la posizione delle finestre e della sezione trasversale, in relazione alla briglia in cemento e al viadotto stradale che collega l'abitato di Rino con Sonico.

Il campione superficiale è costituito da 101,805 kg circa mentre il peso del sub-superficiale è pari a 112,687 kg. La setacciatura è iniziata sul campo dove sono state processate/analizzate le frazioni più grossolane ed è terminata in laboratorio, previo essiccamento in forno a 55°. Una volta eseguita la setacciatura, sono stati estrapolati il grafico e la tabella in Figura 48.



Classe granulometrica	Subsurface (%)	Surface (%)
CIOTTOLI (64-256 mm)	31,33	61,10
GHIAIE (4-64 mm)	51,46	37,94
GHIAIE MOLTO FINI (2-4 mm)	4,58	0,31
SABBIA (0,063-2 mm)	11,97	0,63
LIMO+ARGILLA ($\Phi < 0,063$ mm)	0,66	0,03

Figura 48: Le classi granulometriche adottate sono quelle teorizzate da Wentworth (1922).

Osservando la Figura 48, si notano delle evidenti discrepanze tra i due campioni. Secondo Wentworth (1922), il campione superficiale è costituito per il 99,03% (100,82 kg) da ghiaie e ciottoli mentre il campione sub-superficiale è rappresentato da queste due classi per l'82,79% (93,29 kg). Il restante 16,55% (18,65 kg) del campione sub-superficiale è composta da ghiaie molto fini e sabbie. Le code fini ($\Phi < 0,063$), seppur molto scarse in ambedue i casi, risultano percentualmente 20 volte più abbondanti nel campione sub-superficiale. Il D50 superficiale risulta pari a 77,4 mm mentre il corrispettivo sub-superficiale è di 38 mm. In sintesi, il materiale superficiale si presenta genericamente più grossolano rispetto al sedimento sub-superficiale.

Nelle immediate vicinanze delle finestre 1x1 (Figura 47), sono stati acquisiti 31 punti quotati, mediante stazione totale, con l'intento di ricostruire la sezione trasversale del canale (Figura 49).

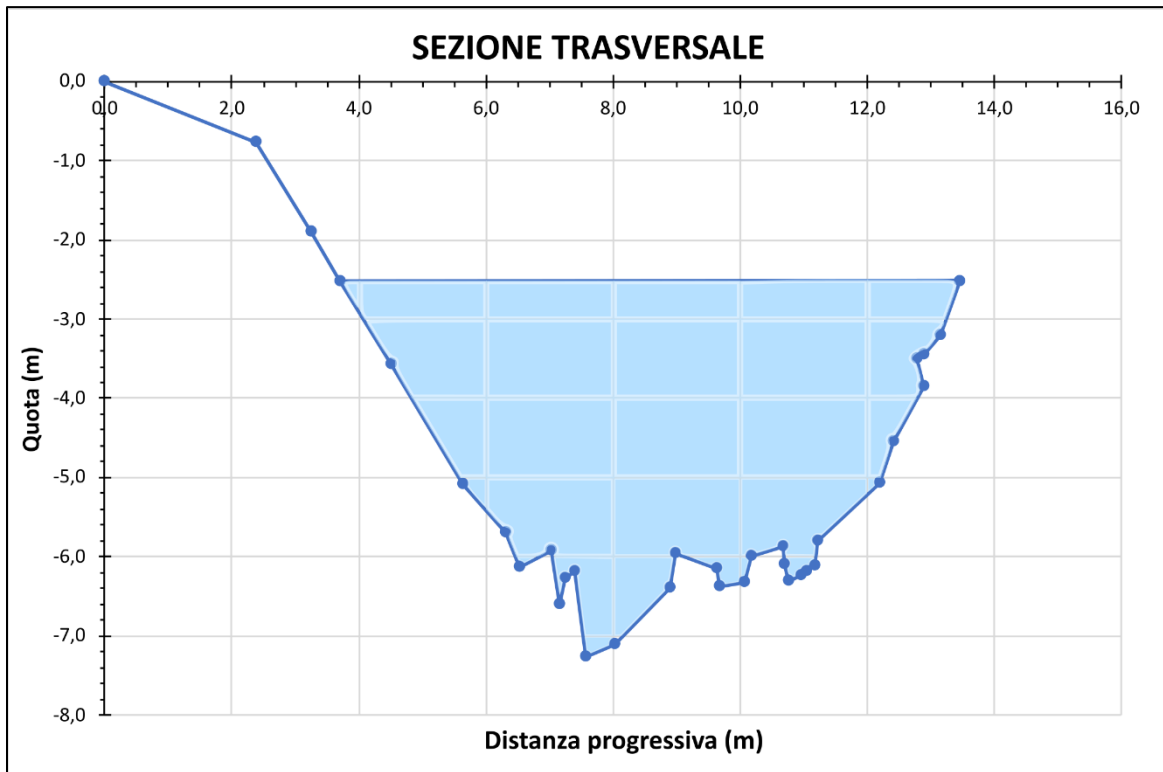


Figura 49: L'origine è ubicato sulla sponda sinistra del canale. L'area bagnata viene campita in azzurro.

L'area bagnata, in funzione del tirante, può raggiungere un massimo di $27,5 \text{ m}^2$ prima che si verifichi la tracimazione. La larghezza associata, anch'essa in relazione al tirante, risulta pari a $9,7 \text{ m}^2$.

3.5 Uso del suolo

Una volta delineato il bacino in maniera analitica e stimata la sua area, è stata realizzata una mappa dell'uso e copertura del suolo, sempre in ArcMap. Tale mappa costituisce un valido strumento utile per stimare la quantità di detrito che può essere potenzialmente presa in carico in caso di eventuali inneschi di colata rapida di detrito e per individuare le potenziali zone di innesco. La mappatura è stata effettuata sulla base dell'ortofoto ad alta risoluzione di cui si è parlato nel capitolo 3.3 (Figura 50).

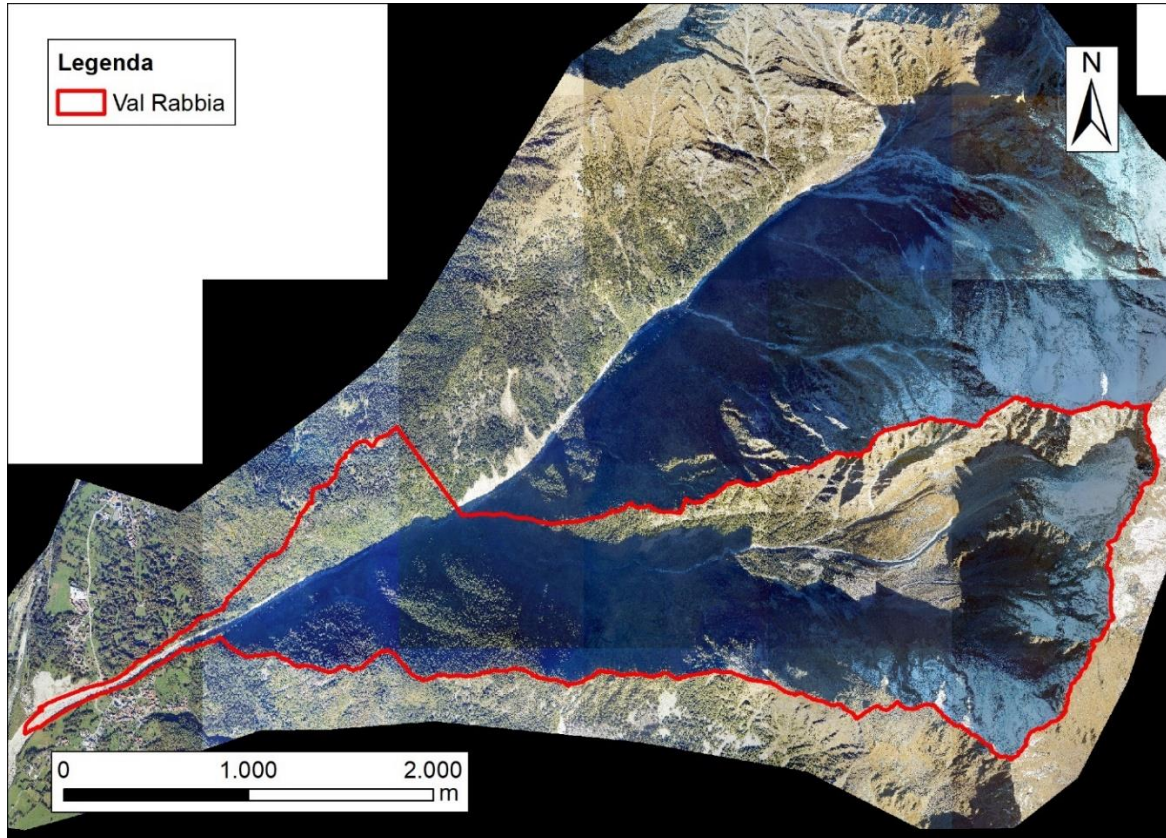


Figura 50: ortofoto utilizzata per la realizzazione della carta dell'uso e copertura del suolo.

Sono state definite 5 tipologie di suolo (copertura vegetale a predominanza arborea, copertura erbosa e/o arbusti, detriti, bedrock affiorante e bedrock con locale copertura vegetale o detritica) e a ciascuna di esse è stato associato uno shapefile di tipo poligonale. Data l'orientazione e la morfologia del bacino, la principale difficoltà emersa durante la mappatura è consistita nell'ombra che oscurava una buona parte della valle. Secondariamente, in alcune porzioni, è risultato ambiguo assegnare la tipologia di suolo per via della compresenza di elementi comuni a due tipologie (es. aree litoidi più o meno parzialmente coperte da erba e/o alberi).

Il risultato della mappatura è riportato in Figura 51. Si osserva una discreta prevalenza della copertura arborea che insiste principalmente a quote inferiori a 2000-2100 m. Al di sopra di tali quote si passa più o meno progressivamente ad una fascia relativamente circoscritta di coperture erbose e/o arbustive. Nella parte alta del bacino dominano invece i detriti e i blocchi di varia natura, circondati dagli ammassi rocciosi che costituiscono le creste di spartiacque (Figura 52).

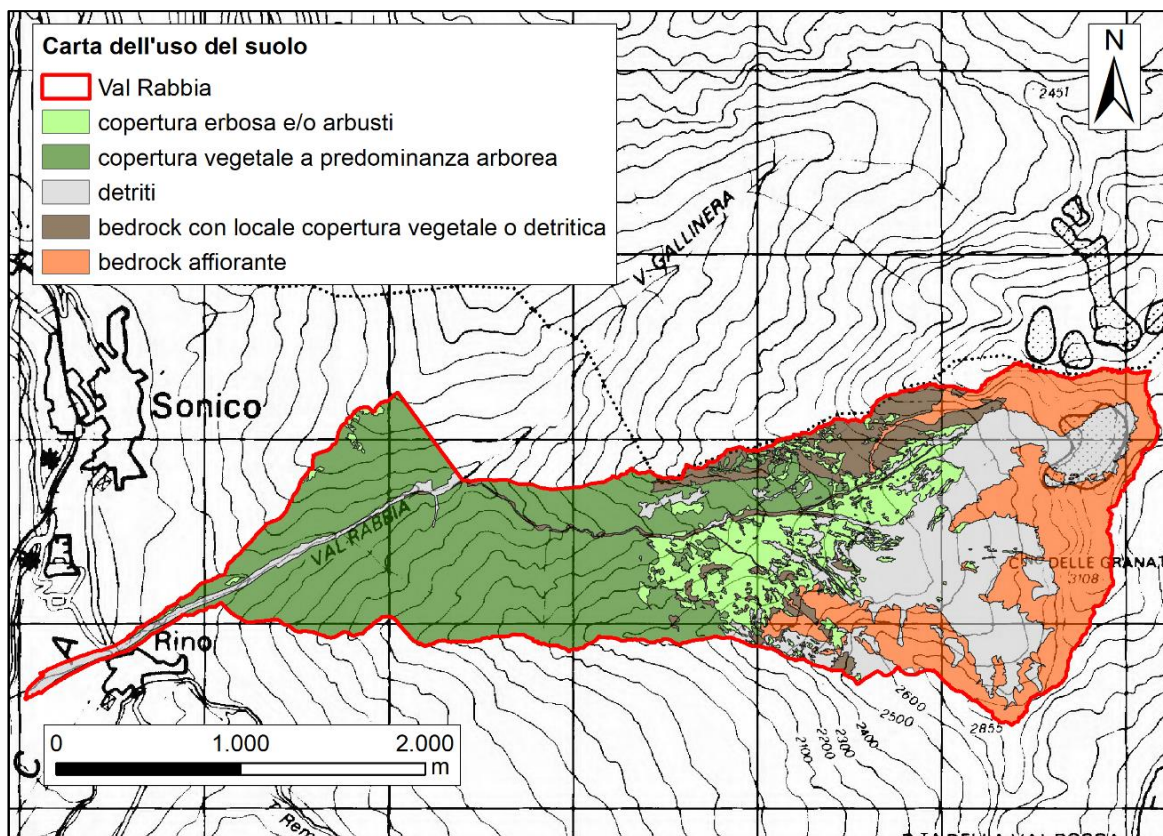


Figura 51: carta dell'uso e copertura del suolo del bacino con relativa legenda e scala.

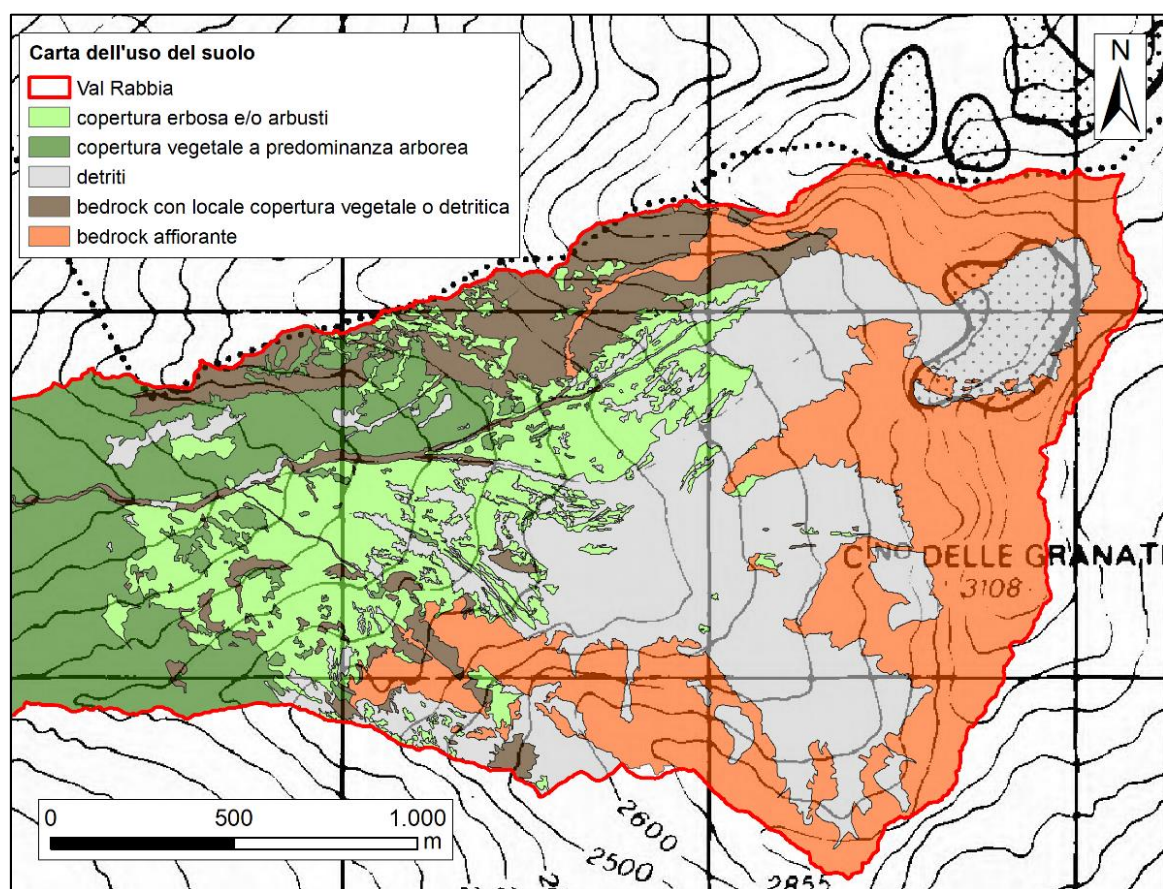


Figura 52: focus della carta dell'uso del suolo sulla porzione più elevata del bacino.

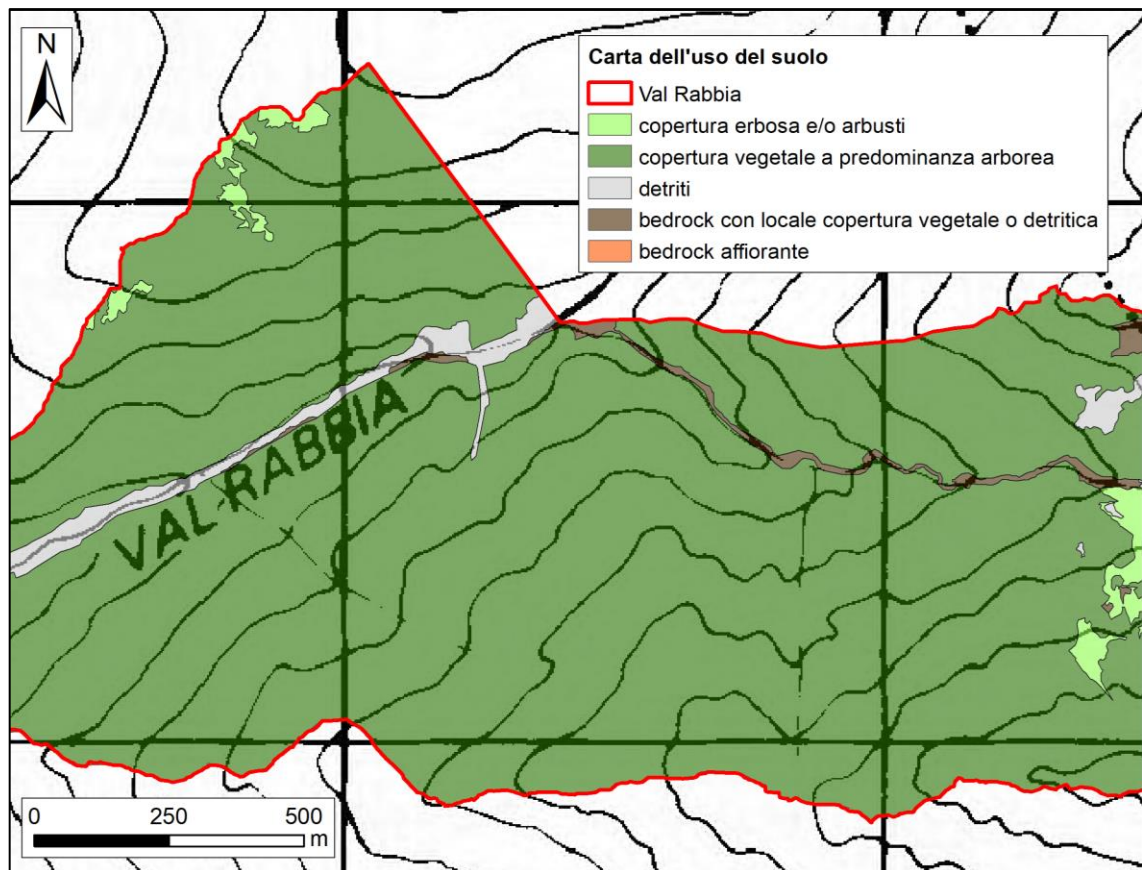


Figura 53: dettaglio della carta di uso del suolo sulla parte intermedia della Val Rabbia

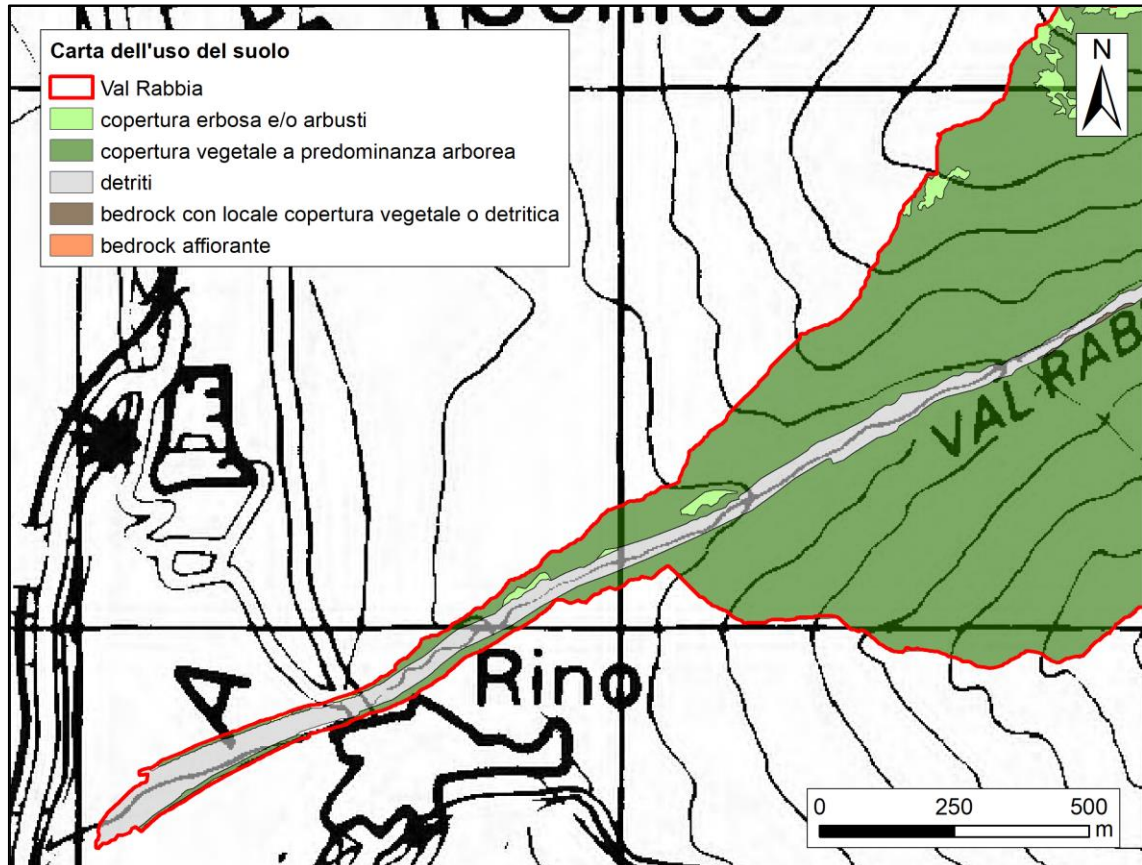


Figura 54: ingrandimento della mappa di uso del suolo sul settore inferiore del bacino.

Dalla carta dell'uso del suolo sono stati estrapolati la tabella e il grafico illustrati in Figura 55, che esprimono la superficie occupata da ciascuna tipologia in termini assoluti e percentuali. Com'era deducibile dalla carta di uso del suolo, la tipologia di suolo predominante è rappresentata dalla copertura arborea (40,7%), la quale occupa una superficie quasi doppia rispetto ai detriti che, invece, costituiscono la seconda tipologia di suolo più rappresentativa.

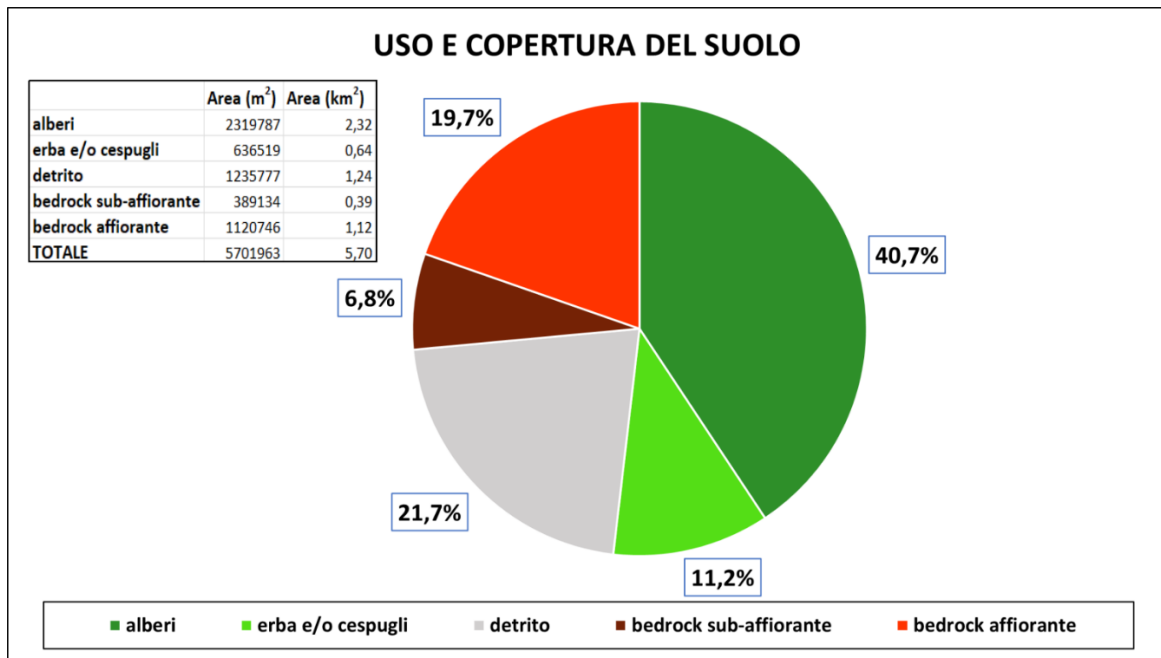


Figura 55: Grafico a torta e tabella che mostrano l'uso del suolo del bacino del Rabbia sia in termini assoluti che percentuali.

3.6 Analisi multi-temporale delle ortofoto

In questo capitolo, si propongono una serie di ortofoto multi-temporali al fine di descrivere l'evoluzione geomorfologica del bacino. In particolare, le ortofoto storiche utilizzate sono state reperite, sottoforma di WMS, dal Geoportale della regione Lombardia (RL) e da Google Earth (GE). Unendo i due dataset, ma scartando alcune immagini ritenute inutilizzabili a causa della scarsa risoluzione o scarsa illuminazione (ombra), sono stati selezionati i seguenti anni: 1975 (RL), 1998 (RL), 2007 (RL), 2012 (RL), 2017 (GE), 2020 (GE), 2021 (GE). È stato posto l'accento su alcuni settori specifici del bacino, quali: conoide, confluenza Gallinera-Bompiano, fascia di transizione copertura arborea-detriti e sui settori più elevati del bacino.

Nella zona di conoide, tra il 1975 e il 1998, non si apprezzano differenze significative dell'alveo, se non un aumento della copertura arborea nelle aree ripariali e circostanti (Figura 56).

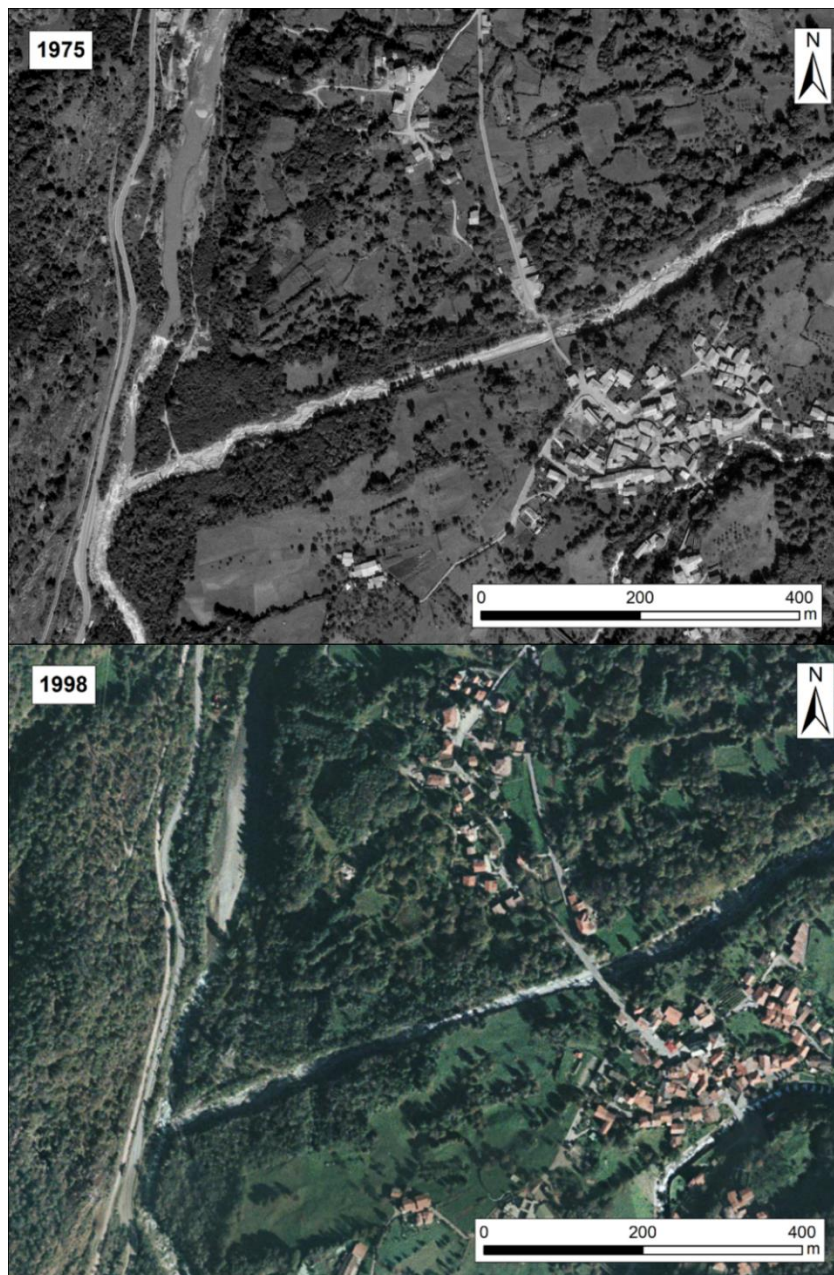


Figura 56: Ortofoto storiche relative della zona di conoide relative al 1975 e al 1998.

Nel 2007, rispetto alle ortofoto precedenti, si nota un allargamento a forma di ventaglio dell'alveo in corrispondenza della confluenza col fiume Oglio, probabilmente legato all'evento di colata del 2006. Nel 2012, complice il debris-flow che ha tracimato nei pressi dell'abitato proprio in quell'anno, si è assistito ad un generale ingrossamento laterale del canale. La tracimazione ha causato la distruzione del viadotto stradale che collega l'abitato di "Rino" a Sonico e ha sommerso di detrito le fasce di vegetazione ripariale nelle immediate vicinanze della confluenza (Figura 57).



Figura 57: Confronto della parte terminale del canale attivo 2007-2012.

L'ortofoto del 2017 mostra un massiccio intervento antropico che è consistito nell'allargamento della sezione idraulica, nella sistemazione di massi lungo le sponde dell'incisione del canale, nella ricostruzione del ponte stradale e nella rimozione del materiale tracimato (Pasquini, 2018). Nel 2020, in questo settore non si notano differenze significative rispetto all'immagine precedente, se non forse un leggero avanzamento della vegetazione all'interno dell'alveo (Figura 58).



Figura 58: Confronto della zona di conoide 2017-2020.

Concentrando lo sguardo sull'area di confluenza tra il Gallinera e il Rabbia s.s., non è possibile operare un confronto tra le ortofoto del 1975 e del 1998, a causa della scarsa risoluzione nel primo caso e per la presenza costante di ombra nel secondo (Figura 59).

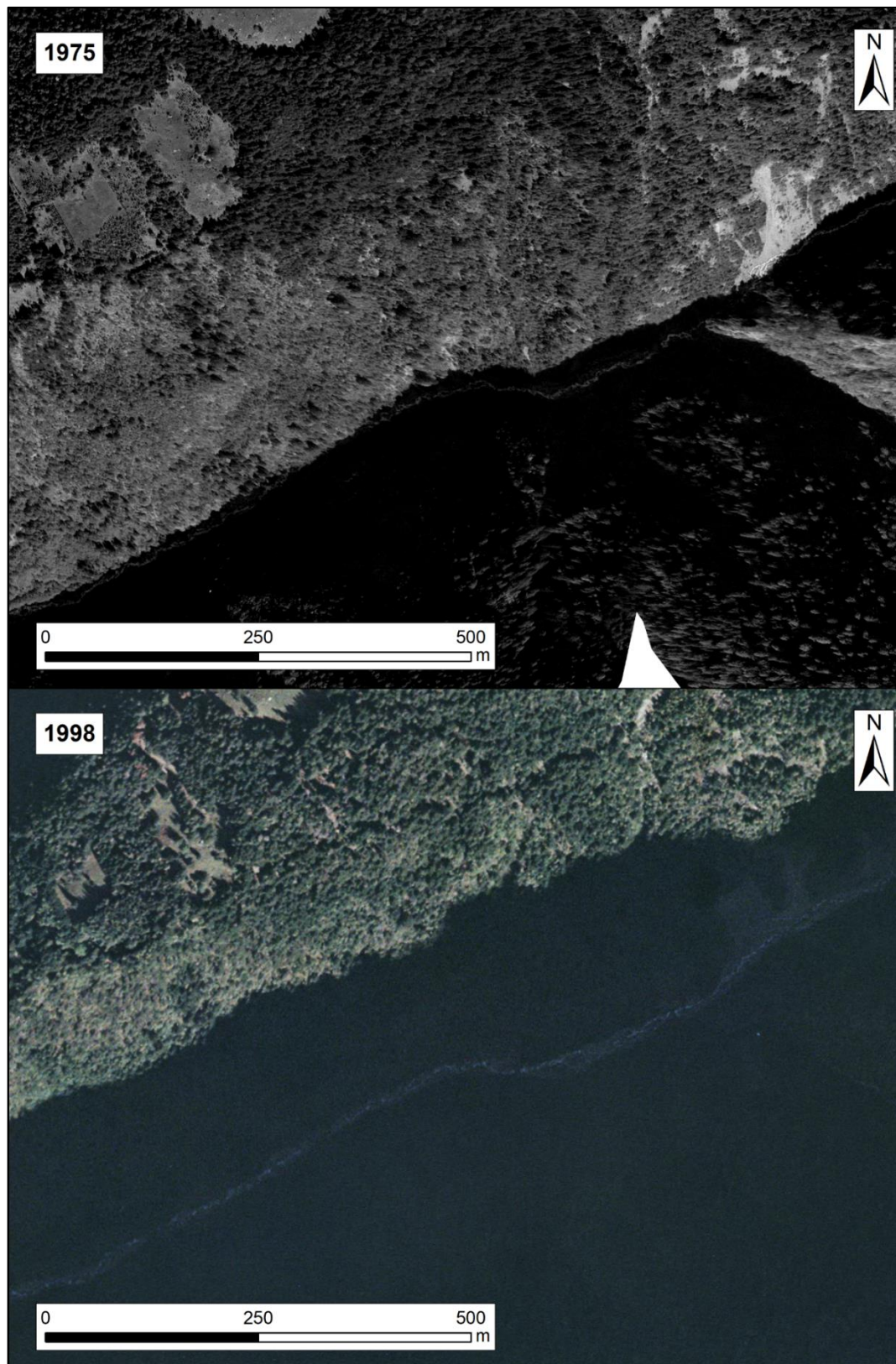


Figura 59: Confronto tra le ortofoto del 1975 e del 1978, relative alla zona di confluenza tra i due rami principali.

Per quanto riguarda le ortofoto del 2007 e del 2012, seppur si evinca una maggiore erosione spondale nel secondo caso, l'ombra complica ed impedisce l'interpretazione delle immagini (Figura 60).



Figura 60: Confronto tra le ortofoto relative al 2007 e al 2012.

Il canale nell'immagine del 2017 è in ombra mentre l'ortofoto 2020 risulta poco nitida. Tuttavia, non si apprezzano particolari discrepanze tra i due fotogrammi (Figura 61).



Figura 61: Confronto tra l'ortofoto del 2017 e quella del 2020.

Venendo alla fascia di transizione copertura arborea-detrito, non è possibile effettuare una comparazione tra l'ortofoto del 1975 e quella del 1998, poiché in quest'ultima il canale e i principali tributari sono in ombra (Figura 62).

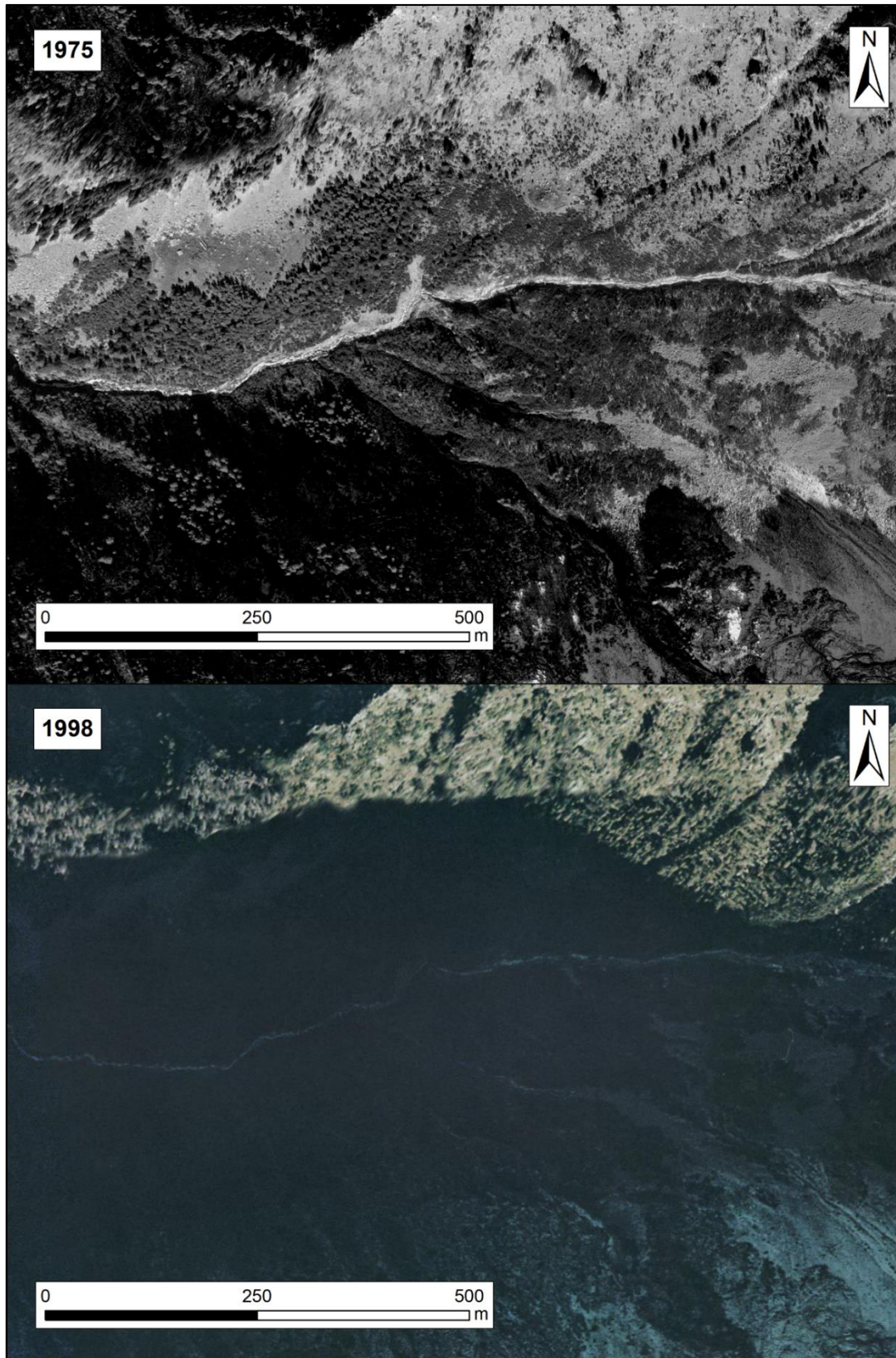


Figura 62: Confronto tra le ortofoto relative alla zona di transizione copertura arborea-detrito, risalenti rispettivamente 1975 e 1998.

Confrontando le ortofoto del 2007 e del 2012 con l'immagine B/N del 1975 (Figura 62), aldilà dell'evoluzione del canale, si nota un evidente rimboschimento del versante in destra idrografica. Mettendo in comparazione invece le due ortofoto a colori, nel 2012, si osserva un vistoso allargamento del canale e dei suoi principali tributari di destra rispetto al 2007, probabilmente legato all'evento di colata detritica del 2012 (Figura 63).

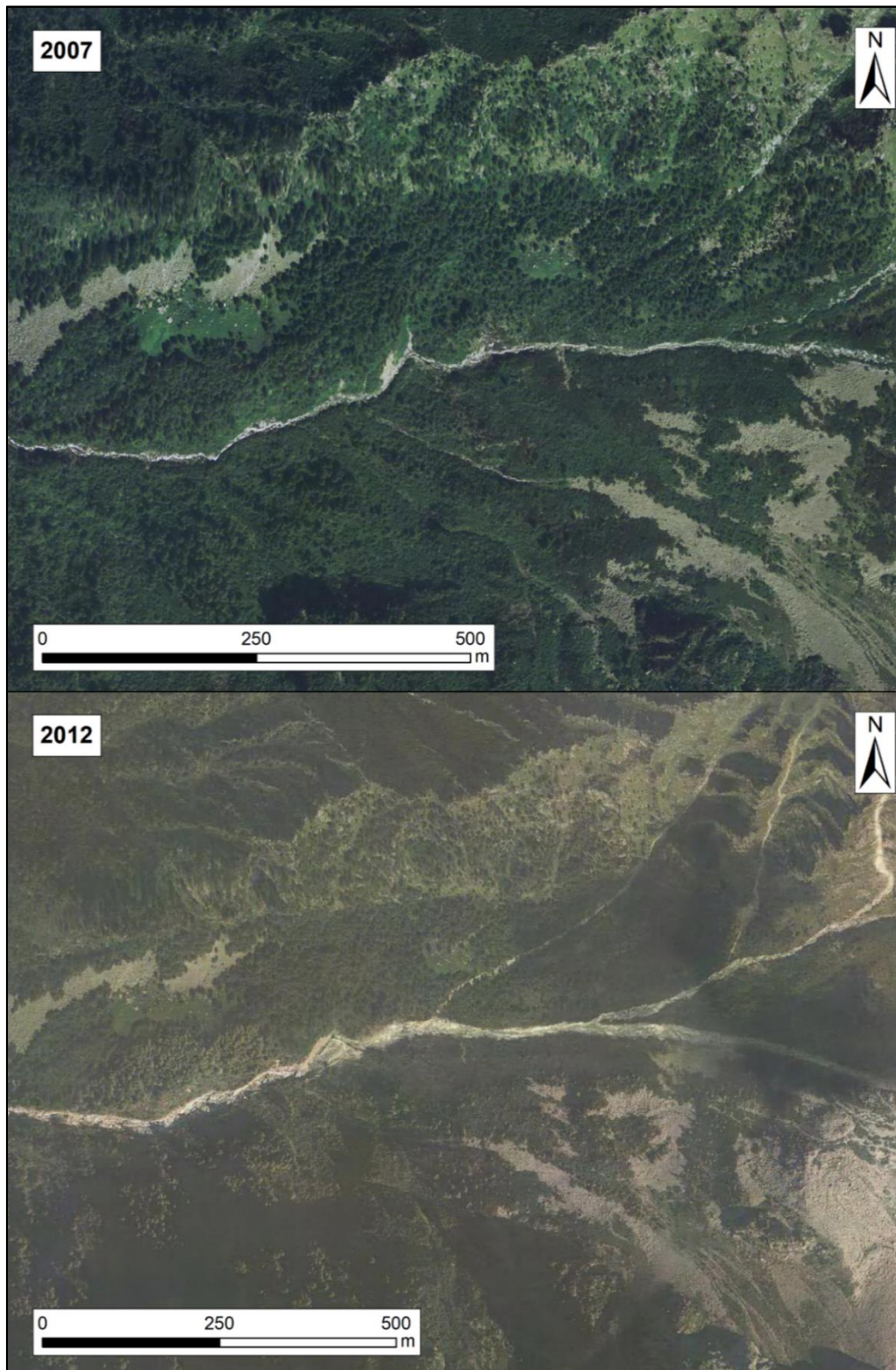


Figura 63: confronto tra l'ortofoto del 2007 e quella del 2012.

Per quanto riguarda le testimonianze più recenti, l'ortofoto del 2020 non risultava aggiornata e per tal motivo, si è optato per l'immagine del 2021 (Figura 64). Tra 2017 e 2021, non si scorgono cambiamenti fisionomici degni di menzione.



Figura 64: comparazione tra l'ortofoto del 2017 e quella relativa al 2021.

Concentrandosi invece sui settori più elevati della valle, fin dal 1975, si osserva l'esistenza di un canale in detrito ben delineato. Tuttavia, non è possibile comprendere l'evoluzione morfologica dell'area nel periodo 1975-1998 poiché l'immagine del 1998 risulta, circa per metà, oscurata ed innevata (Figura 65).

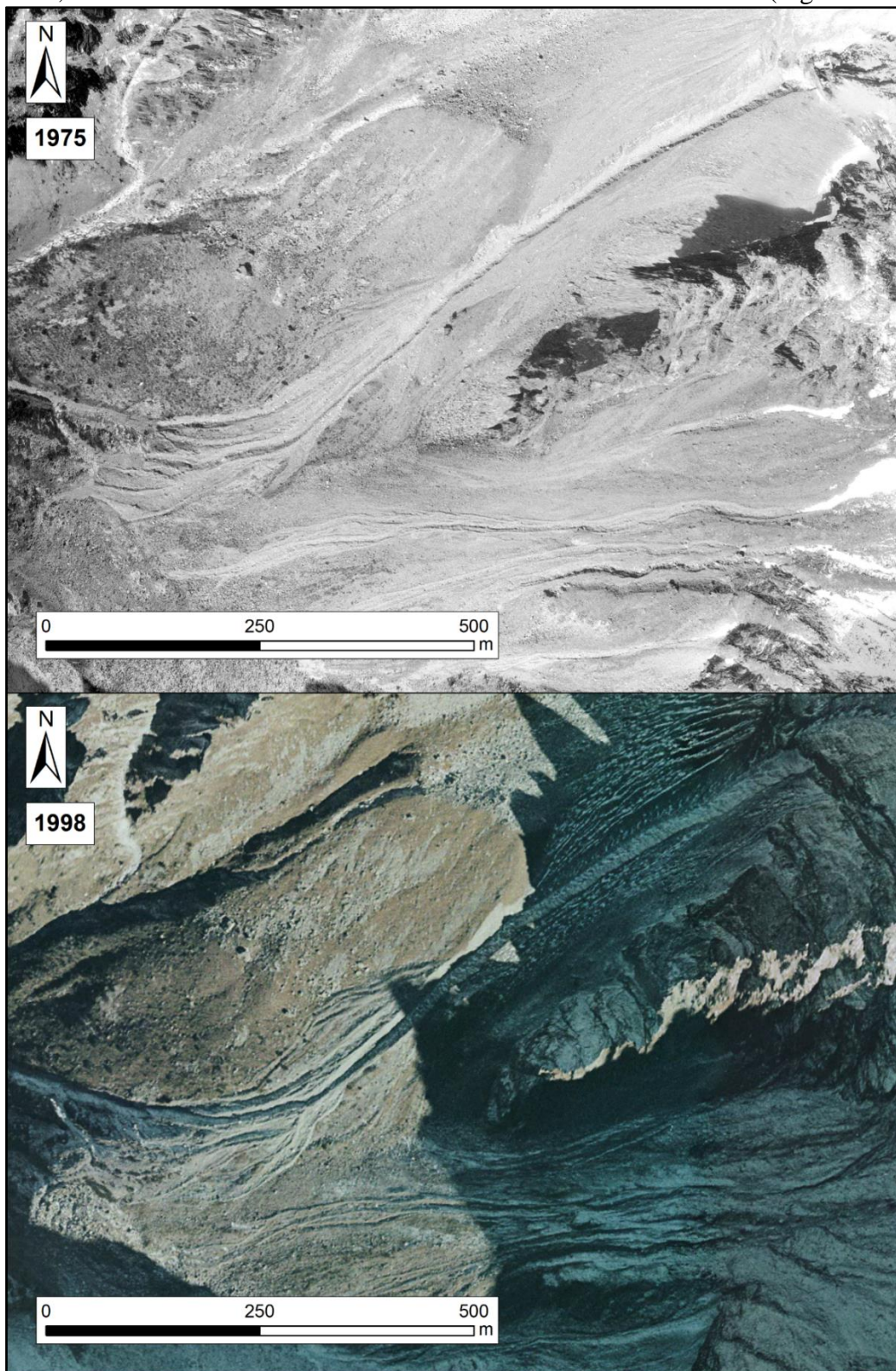


Figura 65: Confronto tra le ortofoto relative all'area sorgente (alta val Rabbia), risalenti rispettivamente al 1975 e al 1998.

La testimonianza storica del 2012 è affetta da parziale copertura nuvolosa. Ciononostante, nel 2012, i canali e i relativi argini appaiono più netti e definiti, restituendo apparentemente una sensazione di maggior incisione/approfondimento rispetto alle ortofoto precedenti (Figura 66).

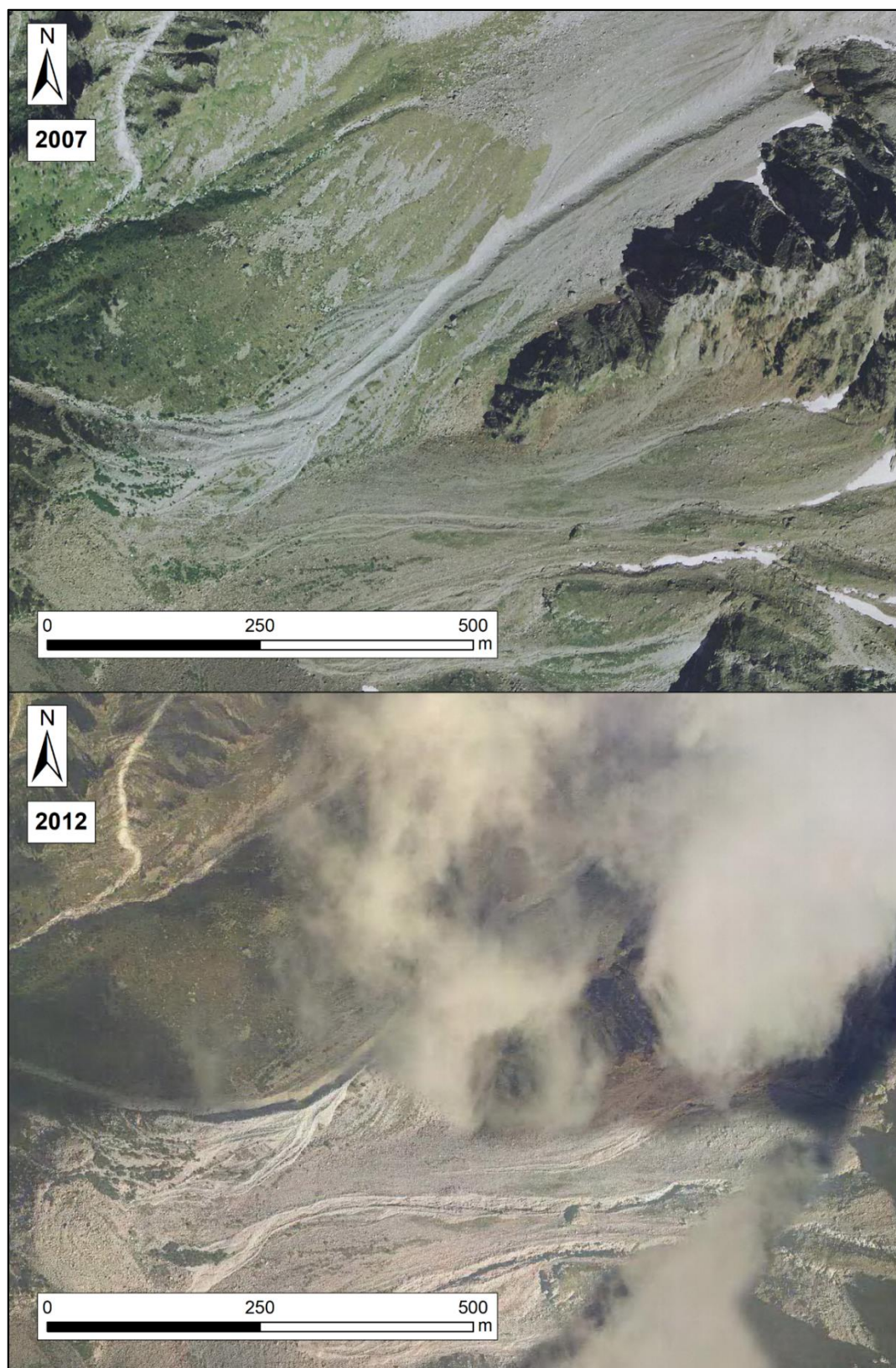


Figura 66: Confronto ortofoto 2007-2012.

Non è possibile descrivere senza incertezza ciò che si vede nell'ortofoto del 2021 (sostitutiva del 2020 non aggiornato) a causa dell'ombra pervasiva. Tuttavia, non si riscontrano particolari modificazioni ad eccezione della testata del canale che appare più espansa nel caso del 2021 rispetto le precedenti immagini storiche zenitali (Figura 67).



Figura 67: Confronto tra l'ortofoto del 2017 e quella del 2021.

Riassumendo quanto osservato nelle ortofoto storiche (Figure 56-67), si può affermare che l'alveo ha subito trasformazioni sostanziali, rispetto agli anni precedenti e successivi, solo nel 2012. Le ortofoto relative a quel momento storico mostrano una generale ma chiara espansione del canale e la tracimazione nella zona di conoide. Queste modificazioni morfologiche sono probabilmente legate al debris-flow avvenuto il 27 luglio di quell'anno. Successivamente, il canale riprende una morfologia tendenzialmente simile a quella delle immagini più datate (1975-1998).

Tuttavia, l'interpretazione delle ortofoto storiche relative al bacino del Rabbia ha messo in luce una serie di problematiche che hanno reso difficoltosi e incerti i confronti tra le varie immagini. In particolare, l'ostacolo più ricorrente è stato rappresentato dall'ombra e in secondo luogo dalla scarsa qualità dell'immagine, specie per le immagini più datate. A queste, sporadicamente, si sono aggiunte la copertura nuvolosa e nevosa che hanno contribuito ad aumentare il numero delle immagini non interpretabili.

3.7 Analisi di eventi di colata detritica precedenti

Come già accennato nei capitoli precedenti, nell'ultimo ventennio, il bacino del Rabbia è stato interessato da tre principali eventi di colata che, talora, hanno raggiunto la zona di conoide. In questo paragrafo, oltre a fornire una generica descrizione dell'evento, si vuole caratterizzare la precipitazione innescante.

Nella tarda serata del 24 luglio 2006, due colate si sono innescate in seguito a precipitazioni brevi ma intense che hanno insistito sulle testate dei due sottobacini (Gallinera e Bombiano/Rabbia s.s.), ove la coltri detritiche erano probabilmente già parzialmente sature per via delle acque di fusione nivale. Il risultato di queste forti precipitazioni fu una prima colata che si originò nel sottobacino della Gallinera che coinvolse 700 m³ di materiale e si arrestò a monte della confluenza con la valle di Bompiano. Una seconda colata, volumetricamente più significativa (15000 m³) si sviluppò invece nel ramo sinistro (Bompiano) e giunse fino alla briglia selettiva in cemento posta poco a monte dell'apice della conoide, colmandola (Zaina et al., 2006).

Per cercare di definire l'intensità e la durata dell'evento piovoso da cui sono scaturite le colate, sono stati reperiti i dati pluviometrici registrati dalle stazioni meteorologiche dell'Arpa Lombardia più prossime al bacino in esame. In questo caso, le stazioni probabilmente più rappresentative sono quelle rinominate "SONICO centrale Edolo" (lat .46.1707528; lon. 10.34812222222) e "EDOLO Pantano d'Avio" (lat. 46.1672222; lon. 10.47398888888) poste rispettivamente ad una quota di 658 m e 2108 m. La prima stazione dista circa 2,3 km dall'asta principale nel settore della conoide ed è situata più a N lungo la valle dell'Oglio mentre la seconda è posta almeno 3,5 km ad W delle testate dei due sottobacini. In un certo senso, seppur quest'ultima sia situata in un altro bacino a differente esposizione, potrebbe essere più rappresentativa di quello che accade nei settori più elevati del bacino del Rabbia.

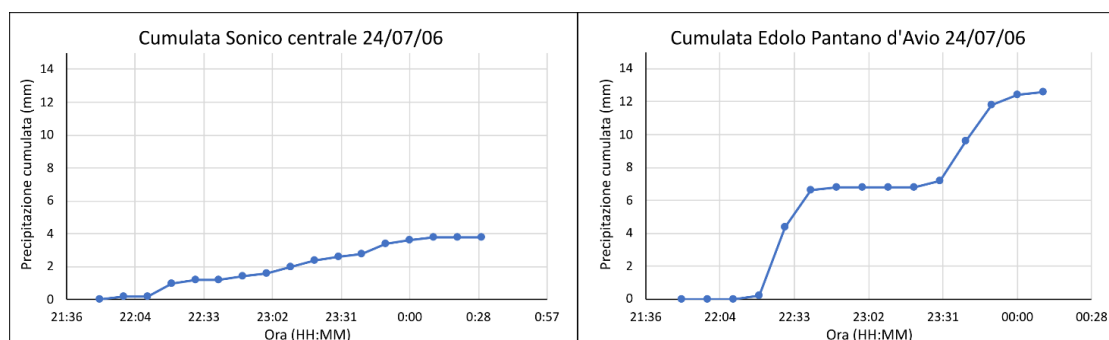


Figura 68: Cumulate degli eventi piovosi responsabili dell'innescio degli eventi di colata del pomeriggio del 24 luglio 2006 (dal sito web "ARPA Lombardia":

<https://www.arpalombardia.it/Pages/Meteorologia/Richiesta-dati-misurati.aspx>).

Come indicato in Figura 68, la stazione "SONICO centrale Edolo" riporta un evento piovoso in cui sono caduti 3,8 mm in 2,16 h, da cui consegue un'intensità oraria pari a 1,75 mm/h. La stazione denominata "EDOLO Pantano d'Avio" registra invece una precipitazione in cui vengono scaricati 12,6 mm in 1,83 h e quindi caratterizzata da un'intensità pari a 6,88 mm/h.

STAZIONE ARPAL	Cumulata (mm)	Durata (h)	Intensità (mm/h)	Precipitazioni 24 h precedenti (mm)	Precipitazioni 48 h precedenti (mm)
Sonico centrale	3,8	2,16	1,75	0	0
Edolo Pantano d'Avio	12,6	1,83	6,88	3	3,4

Nel pomeriggio del 31 luglio 2006, a partire dalle 17:30 (UTC +1), vengono registrate delle precipitazioni cospicue dai due pluviometri di riferimento (Figura 70). Ne scaturì una significativa colata che lambì la S.S. 42 e provocò un temporaneo riflusso della corrente del fiume Oglio. Applicando formule di letteratura, in corrispondenza del ponte stradale che attraversa il torrente Rabbia e consente di raggiungere l'abitato di Rino, sono state misurate velocità del flusso e la sezione bagnata in vari momenti del dissesto. In particolare, per il primo fronte è stata stimata una velocità di poco superiore ai 3 m/s e una sezione bagnata pari a 130 m². Le successive 14 pulsazioni, a differente grado di fluidificazione, possedevano una velocità media di 8 m/s e bagnavano un'area pari a 45 m². Il volume complessivo mobilizzato si ritiene non inferiore ai 200000 m³ (Zaina et al., 2006).



Figura 69: Fasi terminali della colata del 31 luglio 2006 (da Zaina et al., 2006).

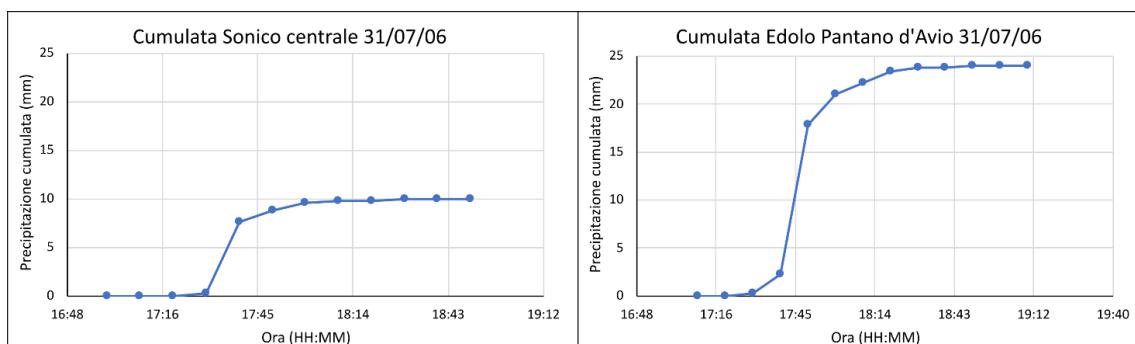


Figura 70: Cumulate degli eventi piovosi responsabili dell'innescò degli eventi di colata del pomeriggio del 31 luglio 2006 (dal sito web "ARPA Lombardia":

<https://www.arpalombardia.it/Pages/Meteorologia/Richiesta-dati-misurati.aspx>).

In particolare, come illustrato in Figura 70, la stazione denominata "SONICO centrale Edolo" ha registrato 10 mm caduti in 0,66 h (I=15,01 mm/h) mentre la stazione "EDOLO Pantano d'Avio" ha rilevato un evento piovoso di intensità 18,04 mm/h, in cui sono caduti 24 mm in 1,33 h.

STAZIONE ARPAL	Cumulata (mm)	Durata (h)	Intensità (mm/h)	Precipitazioni 24 h precedenti (mm)	Precipitazioni 48 h precedenti (mm)
Sonico centrale	10	0,666	15,01	0	0
Edolo Pantano d'Avio	24	1,333	18,04	7,2	7,2

L'evento innescatosi il 27 luglio 2012 alle 20:00 (UTC +1) è sicuramente quello di entità maggiore e che ha comportato le conseguenze più significative tra gli eventi storici del ventennio. La colata ha raggiunto l'area di conoide e la confluenza intorno le 20:08, ha distrutto una passerella pedonale ubicata poco a monte dell'abitato di Rino, delle condutture del metano, il ponte strale che collega Rino a Sonico e si è riversata all'interno dell'Oglio, colmandolo. Il materiale ha raggiunto anche la S.S. 42 travolgendo il guard-rail ed alcune automobili (Beneyto Orgiles, 2012).



Figura 71: A) colata detritica del 2012 in corrispondenza della briglia in cemento; B) aspetto dell'area di conoide il giorno successivo ove si nota la rimozione del ponte stradale che consente di raggiungere Rino.

In questo caso, le stazioni ARPAL a cui si fa riferimento sono “Edolo Ist. Meneghini” (lat. 46.17572375; lon. 10.33339293) ed “EDOLO Pantano d’Avio” (lat. 46.1672222; lon. 10.4739888888), poste rispettivamente a 699 m e 2108 m.

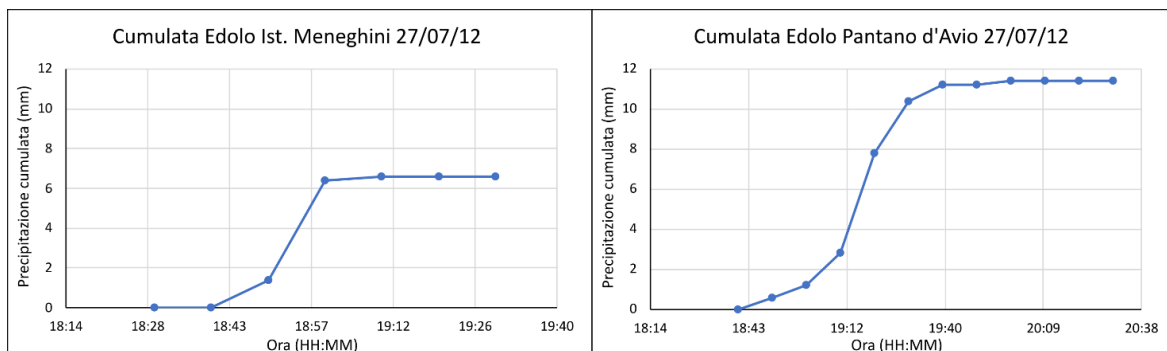


Figura 72: Cumulate degli eventi piovosi responsabili dell'innescò degli eventi di colata del pomeriggio del 27 luglio 2012 (dal sito web “ARPA Lombardia”: <https://www.arpalombardia.it/Pages/Meteorologia/Richiesta-dati-misurati.aspx>).

Con riferimento alla Figura 72, la stazione “Edolo Ist. Meneghini” ha registrato 6,6 mm in 0,33 h per un’intensità complessiva pari a 19,81. Invece, la stazione “EDOLO Pantano d’Avio” ha rilevato una precipitazione in cui cadono 11,4 mm in 1,16 h e quindi caratterizzata da un’intensità pari a 9,77 mm/h.

STAZIONE ARPAL	Cumulata (mm)	Durata (h)	Intensità (mm/h)	Precipitazioni 24 h precedenti (mm)	Precipitazioni 48 h precedenti (mm)
Edolo Ist. Meneghini	6,6	0,333	19,81	0	0
Edolo Pantano d’Avio	11,4	1,166	9,77	0	0

Altre fonti, come il lavoro di *Beneyto Orgiles (2018)*, riportano invece le informazioni pluviometriche relative alla stazione meteorologica “Gallinera” localizzata in corrispondenza del bivacco “Valerio Festa” (lat. 46.1795861; lon. 10.41543333) ad una quota pari a 2350 m. Suddetta stazione ha registrato 20,8 mm caduti nell’ora precedente (19:00-20:00) l’innescò della colata, di cui ben 5,6 mm nell’intervallo 19:55-20:00 (Figura 73). Nelle 48 h precedenti si contano 4,6 mm, caduti il 25 luglio.

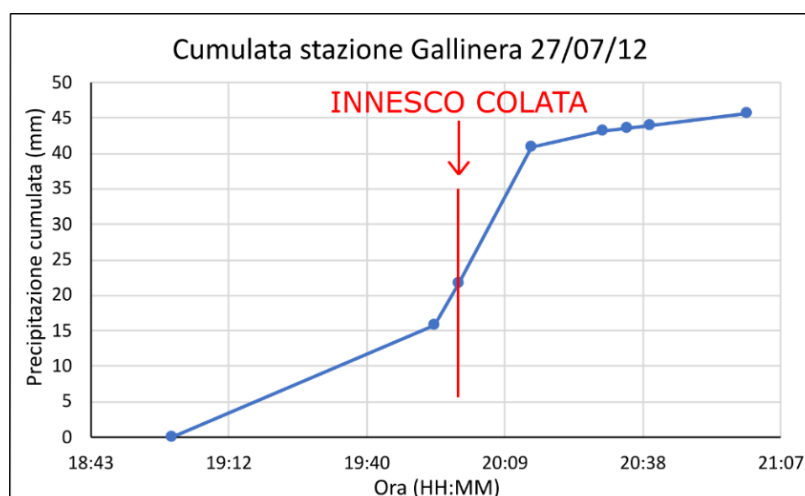


Figura 73: Precipitazione cumulata registrata dalla stazione "Gallinera" in corrispondenza dell'evento di colata del 27 luglio 2012 (modificato da *Beneyto Orgiles, 2012*).

4 MONITORAGGIO ED ANALISI DEI DATI PLUVIOMETRICI

4.1 Scopo dell'analisi pluviometrica

Quest'analisi presenta molteplici obiettivi, riassumibili in:

- Classificare e descrivere la risposta idrologica del bacino in seguito a differenti afflussi meteorici verificatisi nei periodi estivi del 2021 e 2022
- Definire delle specifiche soglie pluviometriche del bacino
- Confrontare le osservazioni e la soglia pluviometrica qui elaborata con quelle di altri Autori

4.2 Strumentazione

Il giorno 01/07/21, presso il torrente Rabbia poco a valle di una briglia in cemento (Figura 74), è stata installata una stazione di monitoraggio collegata al sistema "MAMODIS" (MAss MOvement Detection and Identification System).

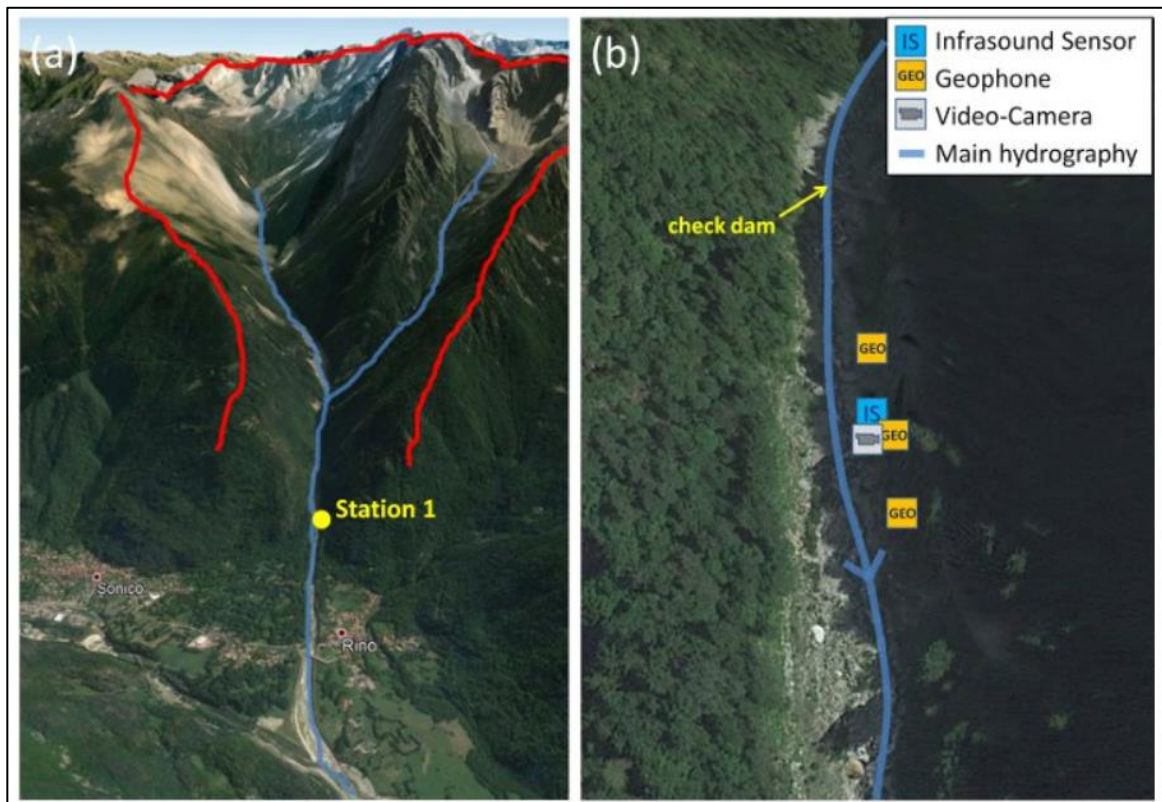


Figura 74: Ubicazione della stazione di monitoraggio collegata al sistema "MAMODIS" (da MAMODIS).

Il sistema "MAMODIS" consente la rilevazione automatica dei movimenti di massa tipici dell'area alpina (debris-flow, debris-flood) tramite analisi combinate delle vibrazioni infrasoniche e sismiche. In particolare, i debris-flow generano segnali a frequenze caratteristiche (5-15 Hz per gli infrasuoni, 10-30 Hz per le onde sismiche), ragion per cui possono essere facilmente identificabili prima che la colata raggiunga eventuali elementi vulnerabili. Considerando le due tipologie di onda simultaneamente, è possibile minimizzare gli svantaggi e i limiti che invece caratterizzano le tecniche basate solo su una singola tipologia d'onda. La rilevazione automatica viene assicurata da un micro-controller

che esegue uno specifico algoritmo di rilevazione in real-time, estrapolando il contenuto in frequenze del segnale temporale registrato da almeno un geofono e da un sensore infrasonico. Nel momento in cui, all'interno dell'intervallo di frequenze "critico" (5-15 Hz per gli infrasuoni, 10-30 Hz per le onde sismiche) si rilevano ampiezze al di sopra di determinate soglie opportunamente preimpostate, scattano le modalità di "allarme 1" e "allarme 2". Tali soglie corrispondono a 15 Mpa e 1 $\mu\text{m/s}$ per il livello di allarme "1" e a 30 Mpa e 2 $\mu\text{m/s}$ per il livello di allarme "2" (Schimmel, 2022).

Oltre ad essere collegata al sistema "MAMODIS", la stazione di monitoraggio risulta composta da:

- Pluviometro "ARG100" a bascula con capienza di 0,2 mm per scompartimento, collocato a 1,5 m da terra e lontano da alberi o oggetti che possano falsare il dato pluviometrico. Il pluviometro è collegato ad un Datalogger
- Fotocamera "Raspberry Picamera" connessa al sistema "MAMODIS" e con funzionamento bimodale: normale ed allarme. Nella modalità normale la fotocamera acquisisce una foto ogni 15 min mentre in modalità allarme (1 o 2) si acquisiscono le immagini ogni 5 min un e viene realizzato un video con 15 frame al secondo per due ore. Lo switching tra le due modalità avviene ad opera del modulo "RF" o del Relay che rilevano il superamento delle due soglie d'allarme. Ogni immagine risulta dotata di orario grazie alla sincronizzazione temporale tramite connessione ad un server web. Le immagini acquisite sono consultabili da remoto, direttamente sul sito web "MAMODIS".
- Datalogger "Campbell CR-200" che registra i dati pluviometrici, contando le oscillazioni del pluviometro a bascula e moltiplicandole per 0,2 mm.
- Registratore sismico "DATA-CUBE³ ext" collegato a 3 geofoni verticali (NI SM-6) con frequenza propria pari a 4,5 Hz (Pri0, Pri2) e a 1 Hz (Pri1), passo 30 m e sampling frequency uguale a 200 Hz.
- Sensore ad infrasuoni
- Batteria "RS pro" 12 V e 55 A
- Pannello fotovoltaico (20 Wp) atto a ricaricare la batteria nelle ore diurne
- Sistema GPS collegato al "DATA-CUBE³ ext" e al data-logger che permette la sincronizzazione temporale (timing) dei dati pluviometrici, infrasonici e sismici.

Per comprendere al meglio la fisionomia e il funzionamento della stazione di monitoraggio si rimanda alla Figura 75.

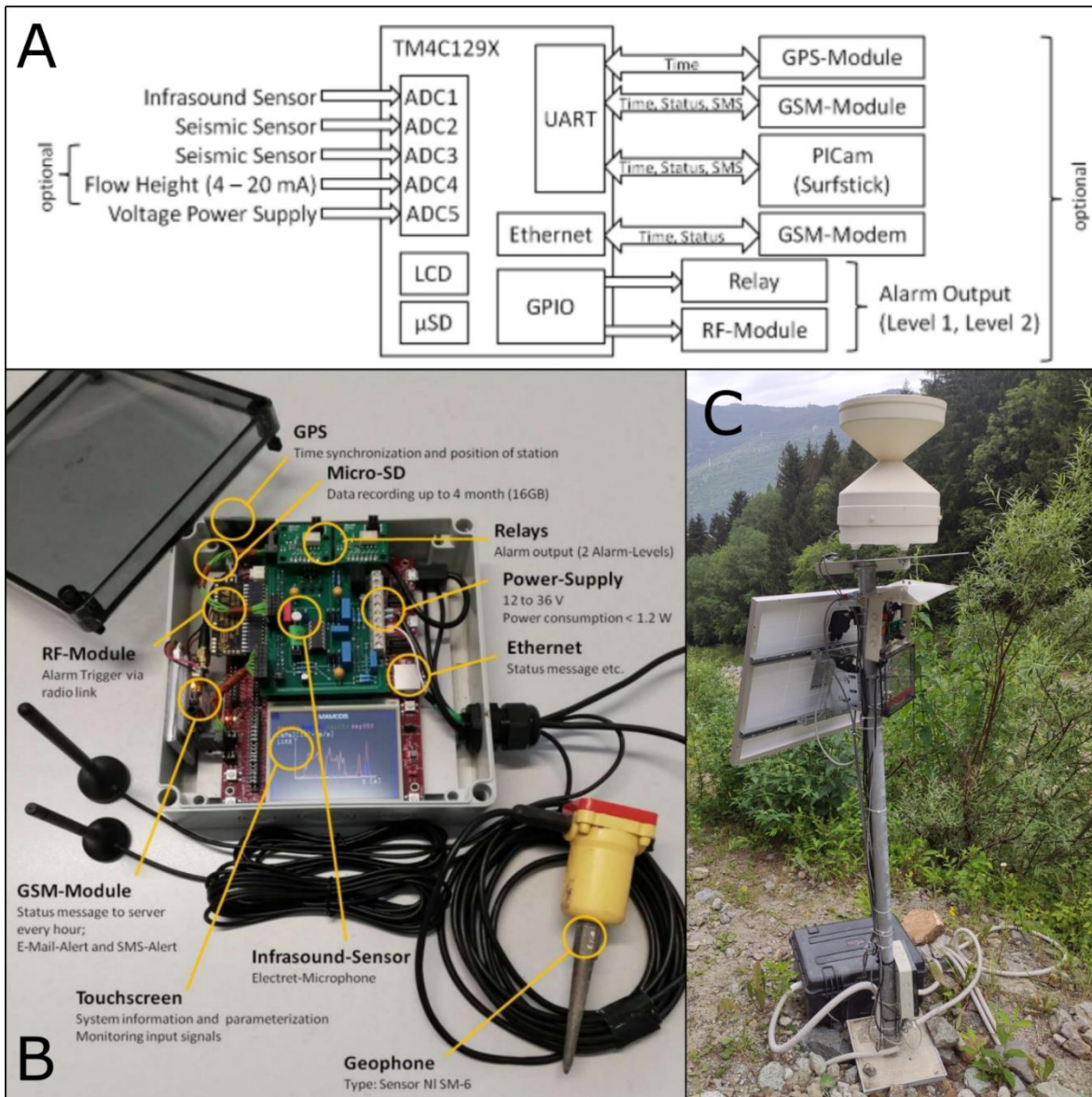


Figura 75: A) schema semplificato delle componenti, incluse quelle opzionali, del sistema “MAMODIS”; B) componenti del sistema; C) stazione di monitoraggio installata nei pressi del torrente Rabbia, dotata di PiCamera, pluviometro a bascula e data-logger.

4.3 Metodologia di analisi

I dati pluviometrici raccolti dalla stazione di monitoraggio dotata di sistema “MAMODIS” nei periodi estivi 2021 e 2022, sono stati inseriti in input in un apposito script MATLAB in maniera tale da definire ed estrarre i vari eventi piovosi a seconda delle esigenze. Lo script, in primo luogo, definisce una precipitazione come “evento piovoso” quando la cumulata supera 0,2 mm. Per definire la durata, invece, si adotta come elemento di separazione tra due eventi una pausa precipitativa di almeno due ore in cui le precipitazioni sono assenti o minori di 0,2 mm. Vengono scelte due ore poiché, nei piccoli bacini inseriti nel contesto alpino, gli effetti di una precipitazione si manifestano e si esauriscono tendenzialmente entro questo lasso di tempo (Figura 76).

```

3
4     Inputfile1='VRAB_2021.xlsx';
5
6     % Criterio di separazione degli eventi di pioggia
7     D=2/24; % days
8     PD=0.2; % mm
9     tend=2;
10
11    Outputfile='res.xlsx';
12    delete(Outputfile);

24    % Detect rainfall events
25    e=fun_getrain_Matteo(rain.t,rain.p,D,PD,tend);
26    event.ne=size(e,1);
27    event.t0=e(:,1);
28    event.t1=e(:,2);
29    event.P=e(:,3);

```

Figura 76: porzioni del codice che consentono l'inserimento del dato pluviometrico grezzo del Datalogger in input, la definizione dei criteri per la separazione e la discretizzazione in eventi di pioggia.

Dopo aver discretizzato e nominato gli eventi, lo script calcola i parametri di interesse per ciascun evento, quali: altezza di pioggia cumulata, durata, intensità e le cumulate delle 12, 24, 36, 48 h precedenti a ciascun evento. Inoltre, genera due grafici in cui vengono riportate l'andamento delle precipitazioni cumulate sul tempo e un grafico a dispersione intensità-durata (Figure 76 & 77).

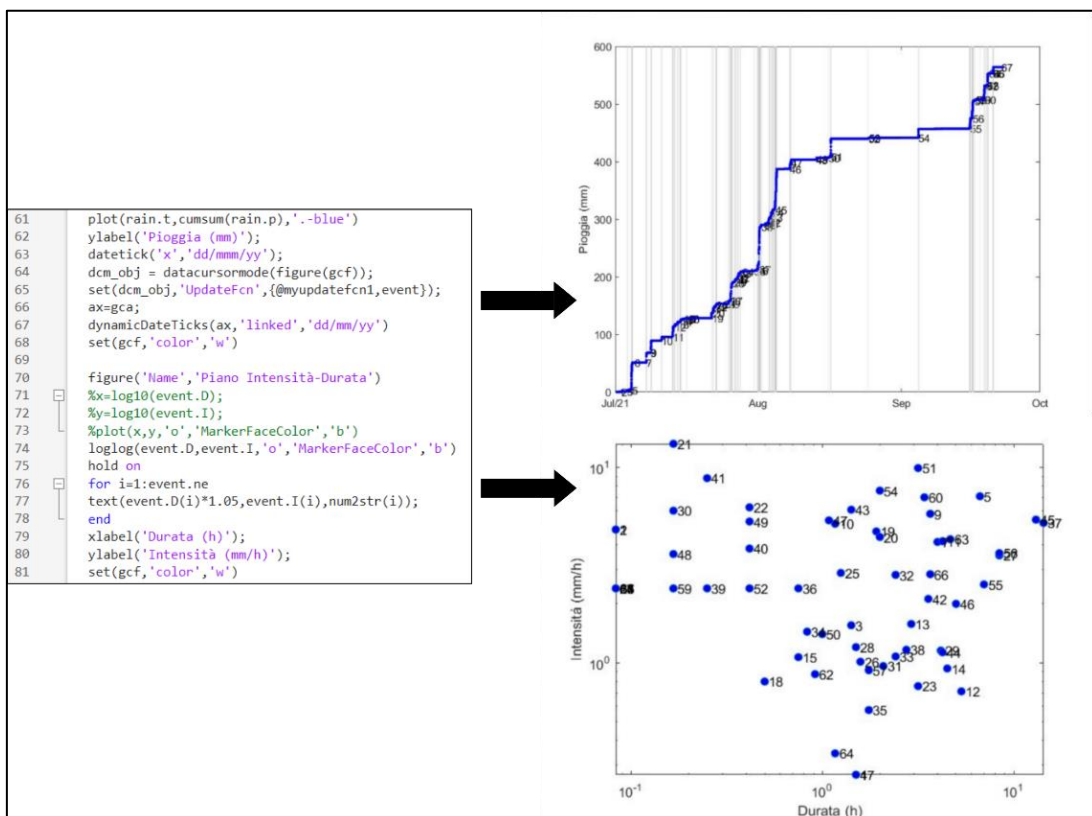


Figura 77: Esempio dei grafici generati in MATLAB dallo script. In alto la precipitazione cumulata a partire dal 1° luglio 2021 fino al 31 settembre 2021. In questo caso, lo script consente di individuare gli eventi piovosi (campiti in grigio) che vengono poi plottati nel grafico intensità-durata inferiore. Lo script è stato eseguito nuovamente immettendo in input i dati pluviometrici del 2022, ottenendo così grafici analoghi.

Infine, il codice MATLAB restituisce un file Excel dove sono contenuti i vari eventi discretizzati con associati i parametri di interesse (Figura 78).

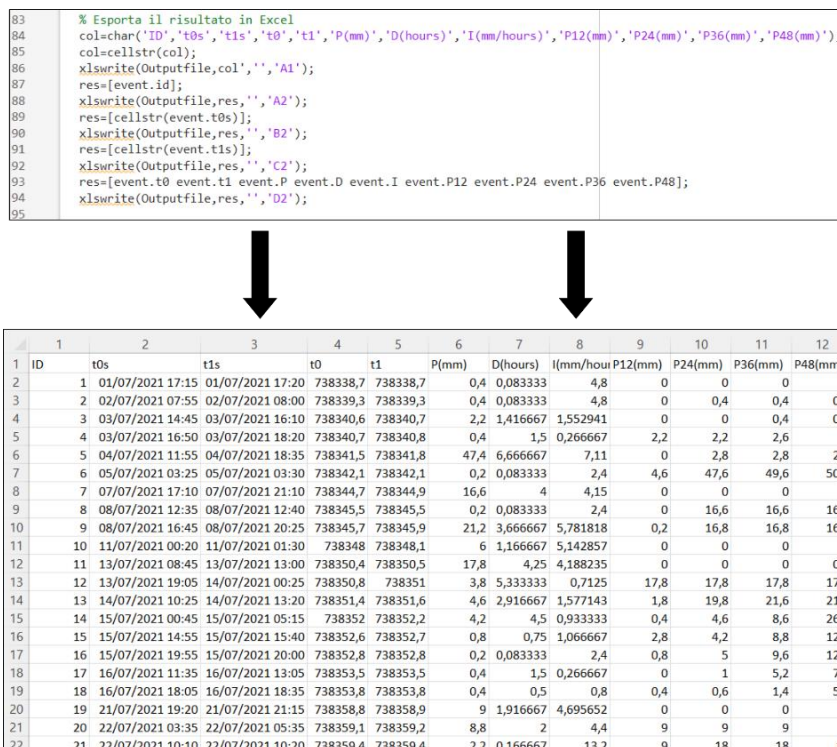


Figura 78: Aspetto del file Excel prodotto dallo script. Ad ogni riga corrisponde un evento a cui sono associati i parametri utili per la successiva caratterizzazione.

A questo punto, per ogni evento sono state ricercate e visionate le immagini archiviate in MAMODIS in maniera tale da valutare l'effetto della precipitazione sul deflusso, perlopiù in termini di portata/livello e torbidità. In particolare, per comprendere l'entità della risposta del bacino, sono necessarie: un'immagine risalente al massimo ad un'ora prima dall'inizio dell'evento, una o più immagini a precipitazione in corso e infine, una o più foto relative all'ora successiva della fine della precipitazione. Viene considerata l'ora successiva al termine della precipitazione poiché generalmente i tempi di corrvazione nei piccoli bacini alpini vengono ritenuti inferiori a tale lasso di tempo. Qualora esistano le immagini relative a questi tre momenti (pre, mentre, post) e qualora siano visibili, è possibile classificare e descrivere la risposta del bacino all'input meteorico in questione. In alcuni casi di eventi brevi (perlopiù inferiori a 15 min) e poco intensi, seppur non si disponesse di immagini durante l'evento piovoso, si è comunque proceduto con la classificazione. In questi casi, dal momento che non si osservavano variazioni di deflusso tra l'immagine precedente e quella successiva alla precipitazione e considerando la scarsa entità di quest'ultima, l'assenza dell'immagine contemporanea alla pioggia è stata ritenuta trascurabile e non invalidante. In particolare, in queste situazioni, si è assunto che il ruscellamento durante precipitazioni così deboli, verosimilmente, non può essere dissimile da quello immortalato nelle altre due immagini. In questa fase, si è tenuto altresì conto dello sfaso temporale tra il dato pluviometrico, settato in orario UTC +0 e l'orario delle immagini acquisite dalla RaspBerry Picamera, settata invece in UTC +2. Per facilitare la classificazione e il confronto tra i vari fotogrammi, sono stati presi come riferimento alcuni massi generalmente ben visibili. Tuttavia, la classificazione svolta è puramente a carattere soggettivo e pertanto, passibile di errori umani.



Figura 79: esempi delle immagini visionate e archiviate in “MAMODIS”. In blu, vengono indicati due massi di riferimento utili per descrivere e caratterizzare la risposta idrologica che però non sempre risultano visibili.

Per descrivere e categorizzare la risposta idrologica del bacino, sono state stabilite 5 classi:

- 1) Non classificabile
- 2) Nessuna risposta
- 3) Lieve incremento di portata senza torbidità
- 4) Incremento moderato di portata con torbidità
- 5) Incremento significativo di portata e torbidità accentuata con annessa erosione o modifica della morfologia del canale attivo

Per comprendere cosa si intende con le diciture “incremento lieve/moderato/significativo”, si propongono di seguito alcuni frame esemplificativi di ciascuna classe.



Figura 80: tipico esempio di un evento a cui non è seguita alcuna risposta.



Figura 81: evento che ha generato un lieve incremento di livello e quindi ascrivibile alla classe "3".



Figura 82: esempio di evento di classe "4" in cui si osserva un apprezzabile aumento di livello e lo sviluppo di torbidità.



Figura 83: esempio di evento che ha causato un incremento significativo con torbidità accentuata.

Dopo la classificazione e la descrizione delle risposte idrologiche legate a ciascun evento, sono stati realizzati dei grafici intensità-durata o intensità normalizzata-durata in scala bilogarithmica al cui interno vengono plottati gli eventi classificati. Con il termine “intensità normalizzata” si intende l’intensità della precipitazione moltiplicata per 100 e divisa per la precipitazione media annua (PMA) di Sonico. La PMA implementata (1069 mm/anno) è stata ricavata dalla “Carta delle precipitazioni medie annue del territorio alpino lombardo” redatta da *Ceriani & Carelli (2000)*. L’utilità di plottare le osservazioni in un grafico intensità normalizzata-durata, come si vedrà, risiede nella possibilità di operare successivamente un confronto esaustivo con le soglie di letteratura.

Inoltre, all’interno di questi grafici sono stati plottati i dati di intensità e durata degli eventi piovosi responsabili delle colate detritiche storiche dell’ultimo ventennio di cui si è parlato nel paragrafo 3.7. Queste osservazioni costituiscono una sesta classe e sono state suddivise sulla base del nome della stazione meteorologica da cui proviene il dato pluviometrico.

Infine, osservando la distribuzione ottenuta, sono state tracciate graficamente delle soglie pluviometriche in maniera soggettiva. In particolare, l’intento è quello di definire una soglia di allerta per l’innescò di debris-flow a partire dalle osservazioni e integrando con i dati pluviometrici delle colate passate. Secondariamente, è stata elaborata una soglia di preallerta che quantifica l’intensità minima necessaria affinché si abbia un incremento significativo con torbidità accentuata (all’atto pratico tra i puntini arancio e rossi). Infine, sono state aggiunte le soglie pluviometriche di letteratura di cui si è discusso nel paragrafo 2.3, ossia quelle elaborate da *Ceriani et al., (1994)* e dall’IRPI-CNR di Torino (2008) al fine di operare un confronto con le soglie/a specifiche per il bacino del Rabbia definite in questa tesi.

4.4 Risultati

Dall’applicazione della metodologia descritta nel capitolo 4.3, sono scaturiti una serie di risultati e prodotti.

Nel 2021, sono stati registrati 67 eventi piovosi occorsi tra il 01/07/21 e il 22/09/21 (Figura 84).

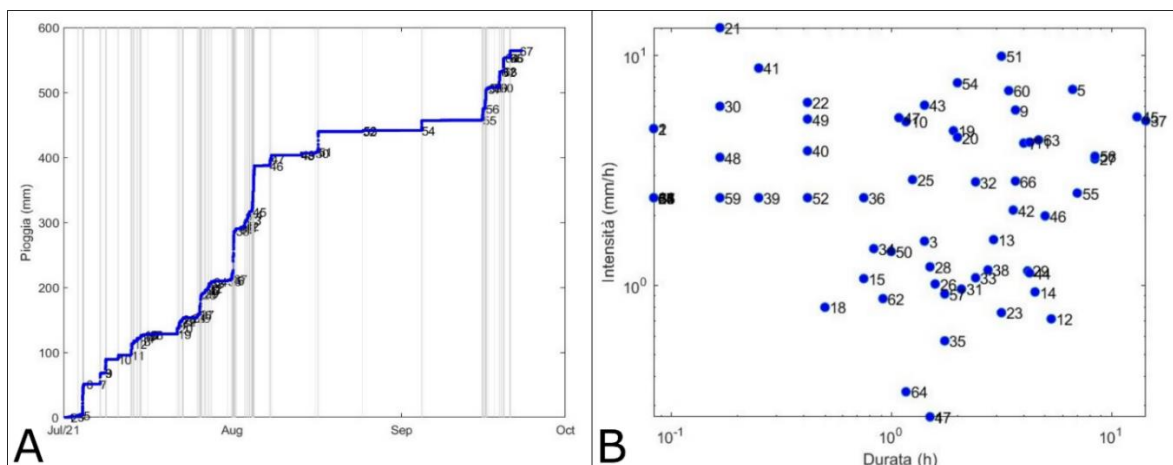


Figura 84: A) altezza di precipitazione cumulata dal 01/07 al 22/09 (558,4 mm) distribuita in 67 eventi; B) dispersione dei 67 eventi in un grafico intensità-durata in scala bilogarithmica.

In seguito alla visione delle foto relative agli eventi di pioggia, è emerso che 26 eventi su 67 risultano non classificabili per assenza di immagini o poiché avvenuti in ore notturne e quindi non visibili per mancanza di luce (Figura 85).

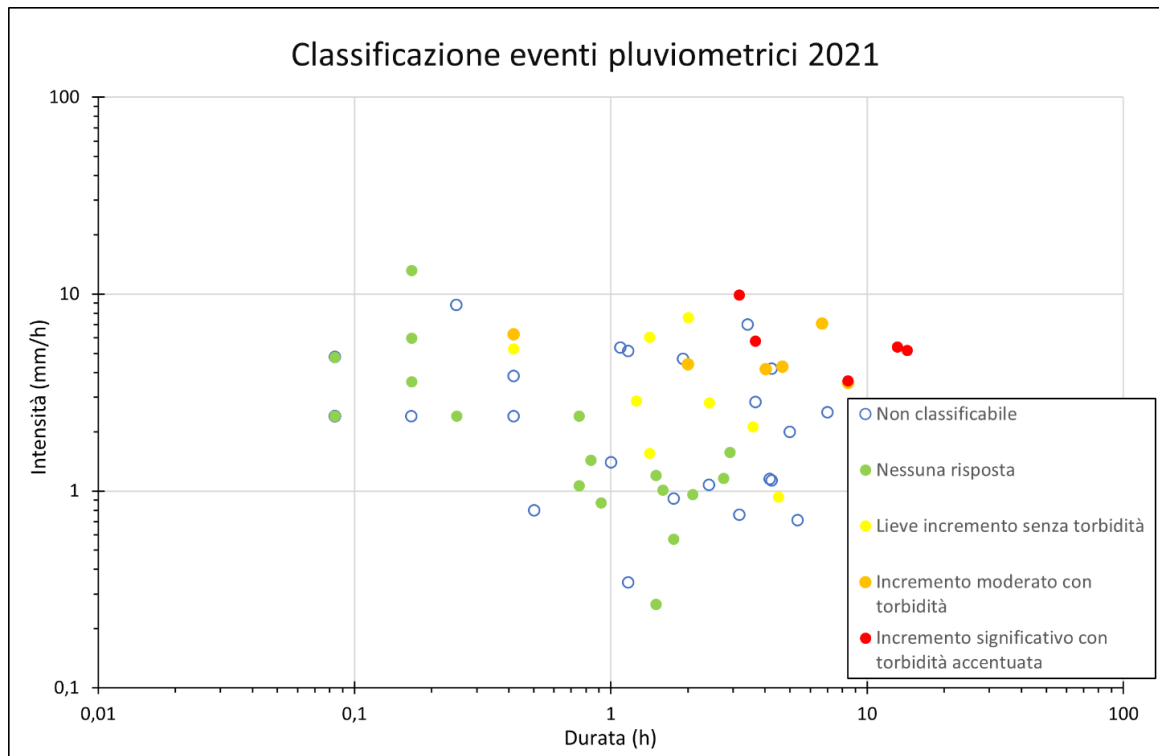


Figura 85: Dispersione e classificazione delle osservazioni del 2021 sulla base della risposta idrologica associata.

Osservando la Figura 85, si notano 22 eventi che non hanno causato nessuna risposta, 8 eventi da cui è scaturito un lieve incremento di livello (e quindi di portata) senza intorbidimento, 6 a cui è associato un incremento moderato di livello con sviluppo di torbidità e infine, 5 eventi che hanno indotto un aumento significativo del livello con torbidità accentuata (acqua di colore marrone scuro/nerastro in alcuni casi). Com'era lecito ipotizzare, gli eventi di pioggia a cui non è seguita alcuna risposta (puntini verdi) sono tendenzialmente quelli meno intensi e/o più brevi e pertanto risultano tendenzialmente concentrati nella parte bassa e vicina all'origine. Al contrario, gli eventi responsabili delle risposte idrologiche più rilevanti tendono ad occupare le fasce più alte del grafico, essendo generalmente le precipitazioni più intense di durata variabile. La precipitazione che ha generato la risposta idrologica più significativa in assoluto (incluso il 2022) è l'evento 37, avvenuto tra il 31/07 e il 01/08, in cui sono caduti 74,4 mm in 14h e 20 min da cui consegue un'intensità pari a 5,2 mm/h (Figura 86).



Figura 86: Il maggior deflusso è stato riscontrato nel fotogramma delle 9:15 del 01/08. L'acqua si presenta di colore marrone-fango e sembra esserci erosione in quanto il masso grigio, cerchiato in blu, nei frame successivi scompare ed è accompagnato da cambiamenti morfologici.

Analogamente, per quanto concerne il 2022, sono stati rilevati 74 eventi di pioggia, avvenuti tra il 18/05 e il 09/10 (Figura 87).

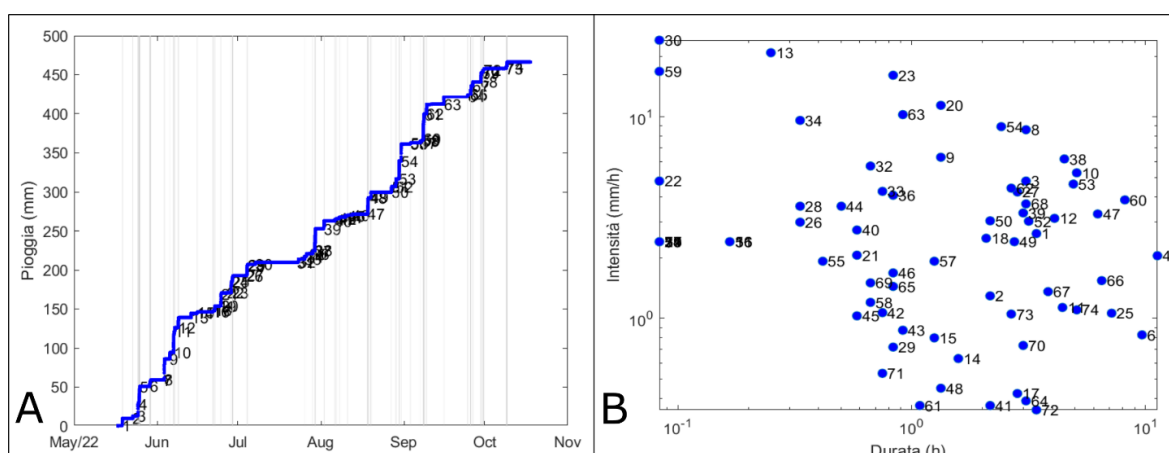


Figura 87: A) altezza di pioggia cumulata dal 18/05 al 09/10 (456,4 mm), distribuita in 74 eventi; B) dispersione dei 74 eventi precipitativi in un grafico intensità-durata, in scala bilogaritmica.

Rispetto al 2021, il 2022 si è dimostrato sicuramente più “sterile”, in quanto 56 eventi su 74 risultano non classificabili (Figura 89). Infatti, oltre agli eventi avvenuti nelle ore notturne, fino al 28/06 (escluso) non sono state archiviate foto in MAMODIS (22 eventi) e analogamente, a partire dal 27/08, sono presenti solo pochissimi frame per giorno (3 o 4 foto al giorno), rendendo altri 24 eventi inclassificabili. In aggiunta, la visione delle

immagini e la conseguente classificazione è stata complicata dalla presenza di un gap temporale addizionale, oltre a quello di 2h tra il dato pluviometrico e ciò che appariva in foto, che si è via via incrementato col tempo. Questo problema ha causato la non corrispondenza tra l'orario riportato a corredo delle immagini e il momento del giorno che veniva effettivamente mostrato nelle immagini (Figura 88).

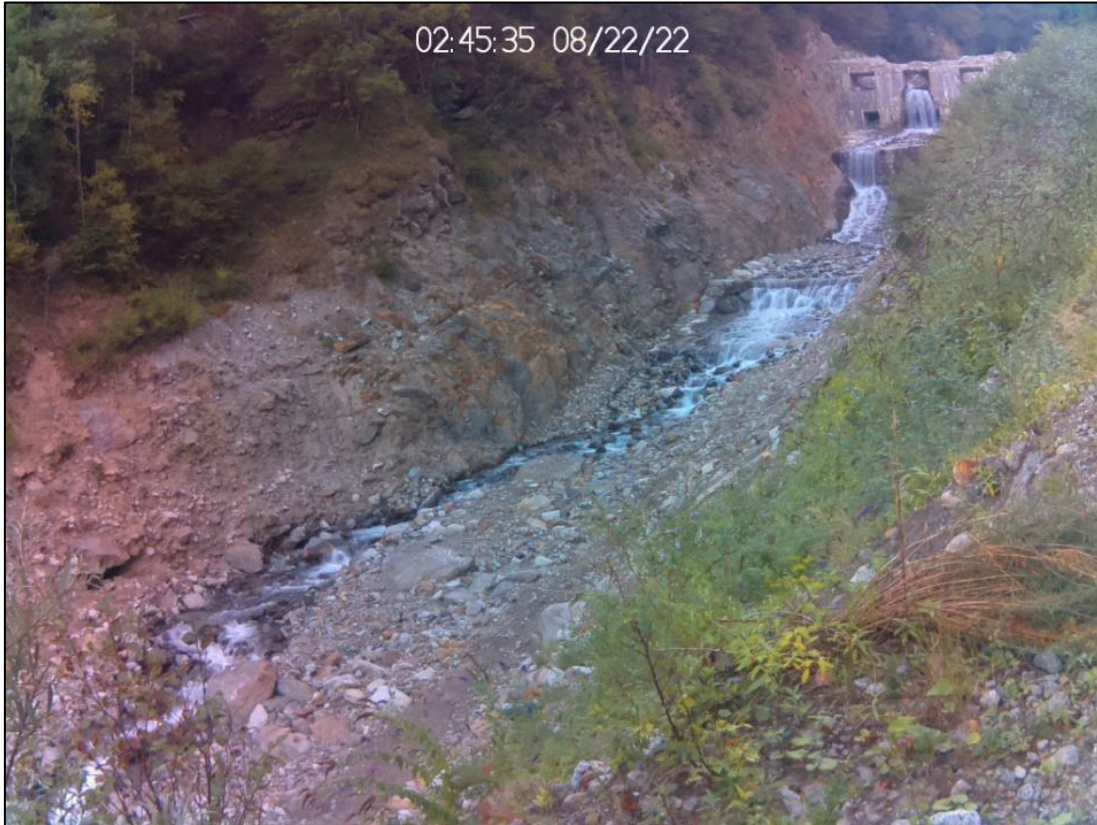


Figura 88: Esempio che mostra l'entità dello sfaso temporale tra l'orario riportato (02:45) e ciò che viene effettivamente ripreso (fascia diurna) nella seconda metà di agosto.

L'ipotesi più probabile che consente di spiegare questo gap temporale aggiuntivo è che la PiCamera attribuisce l'orario alle immagini acquisite tramite la connessione ad un server web e pertanto, data l'ubicazione della stazione in una valle impervia e stretta, probabilmente deve essere mancata la connessione per intervalli più o meno lunghi, causando un errore via via maggiore nel tempo.

Dei 18 eventi classificabili, si contano: 12 eventi in cui non è stata osservata nessuna risposta, 2 eventi con associato un lieve incremento di livello senza intorbidimento, 2 responsabili di un incremento del deflusso moderato con sviluppo di torbidità e 2 eventi a cui è seguito un incremento significativo con torbidità accentuata (Figura 89).

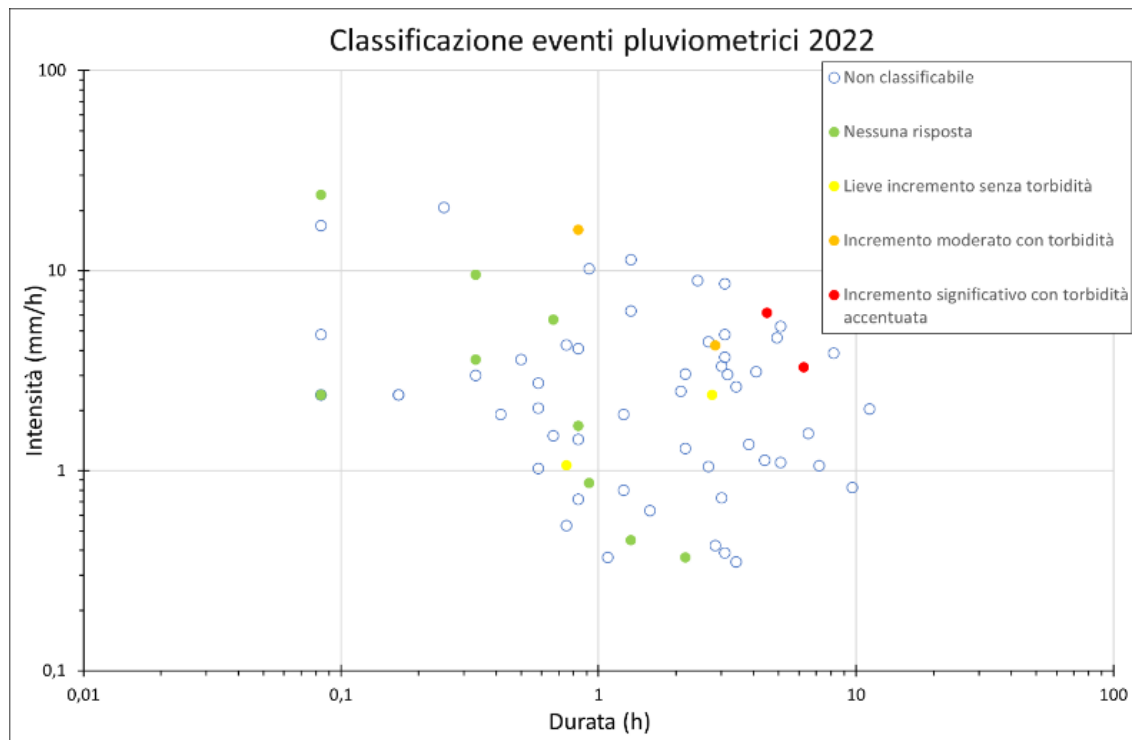


Figura 89: Dispersione e classificazione degli eventi piovosi registrati nel 2022 sulla base della risposta idrologica.

Osservando la Figura 89, nonostante la scarsità di osservazioni classificabili, si evince una distribuzione analoga a quella evidenziata nel 2021.

In seguito, sono stati plottati in un unico grafico intensità-durata, in scala bilogarithmica, tutte le osservazioni così classificate sia del 2021 che del 2022. A queste, sono stati aggiunti gli eventi responsabili dei debris-flow registrati dalle stazioni elencate nel capitolo 3.7. Infine, sono state plottate le soglie di letteratura riportate nel paragrafo 4.3 (Figura 90). Questo procedimento è stato ripetuto analogamente nel grafico intensità normalizzata-durata (Figura 91). In particolare, si ricorda che la soglia individuata da *Ceriani et al.*, (1994) è specifica per i debris-flow del territorio lombardo mentre quella elaborata dall'IRPI-CNR di Torino è relativa alla provincia di Brescia ed è valida per le colate (sia in terra che di detrito) e per le frane superficiali (soil slip).

In Figura 90, pur inserendo gli eventi registrati dalla stazione "MAMODIS" di ambedue gli anni in un unico grafico intensità-durata, si nota una sostanziale conferma del trend osservato nelle singole annate. Alcuni eventi piovosi (almeno 2), seppur non siano stati forieri di colate detritiche, sono situati appena al di sopra della soglia di *Ceriani et al.* (1994). Le osservazioni legate ai debris-flow, oltre a giacere sia superiormente sia inferiormente alla soglia individuata da *Ceriani et al.* (1994), risultano invece distribuite piuttosto casualmente.

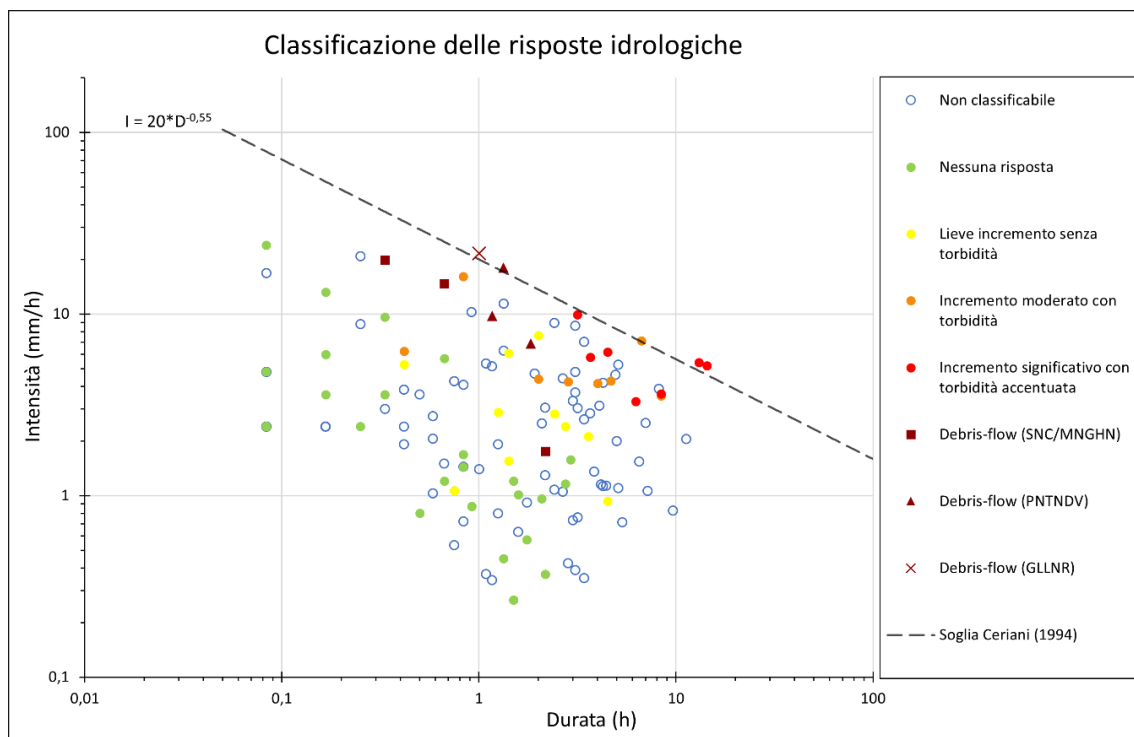


Figura 90: Grafico intensità-durata in scala bilogaritmica ove vengono plottati tutti gli eventi di pioggia archiviati in "MAMODIS" nelle due annate, le osservazioni relative ai debris-flow passati e la soglia elaborata da Ceriani et al., 1994).

La quasi totalità degli eventi marcati in arancio e in rosso giace al di sopra della soglia dell'IRPI-CNR di Torino (Figura 91). Le osservazioni relative ai debris-flow, in 6 casi su 7, si pongono al di sopra di tale soglia.

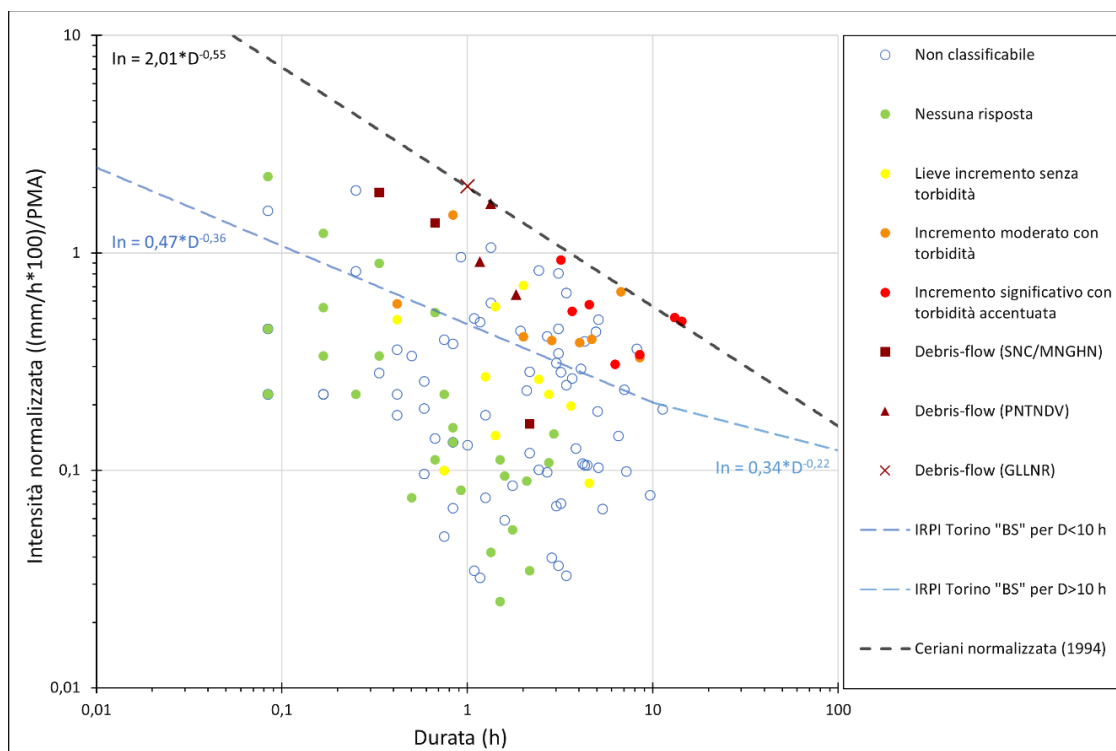


Figura 91: Grafico intensità normalizzata-durata in cui vengono rappresentati tutti gli eventi di precipitazione archiviati in "MAMODIS", le osservazioni relative ai debris-flow passati e le soglie di elaborate da Ceriani et al., (1994) e dall'IRPI-CNR di Torino.

La soglia di allerta specifica per la val Rabbia, tracciata soggettivamente tramite criterio grafico, è espressa da:

$$I = 18,25 * D^{-0,44} \quad ; \quad In = 1,71 * D^{-0,44}$$

La soglia proposta (che sottende tutte le osservazioni classificate non responsabili di colate) occupa una posizione simile alla soglia di Ceriani et al., (1994). In particolare, a causa della minor pendenza, si rivela meno cautelativa per le precipitazioni di durata maggiore di 2h e più cautelativa per durate inferiori (Figura 92).

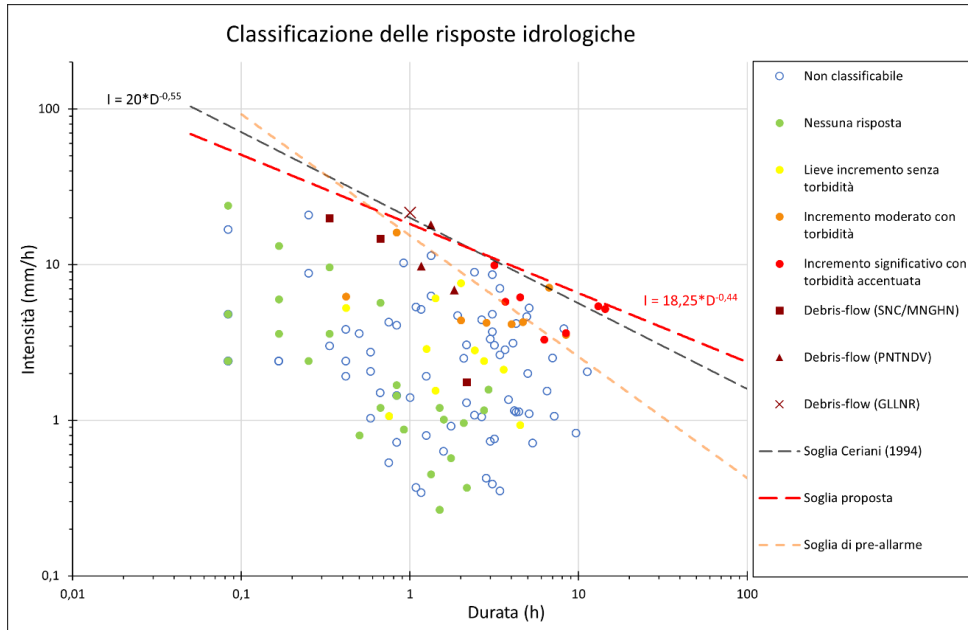


Figura 92: posizione della soglia elaborata rispetto alla soglia di Ceriani et al., (1994) in un grafico intensità-durata in scala bilogarithmica.

Di conseguenza, la soglia costruita si colloca superiormente rispetto alla soglia definita dall'IRPI-CNR di Torino ed è caratterizzata da una maggiore pendenza (Figura 93).

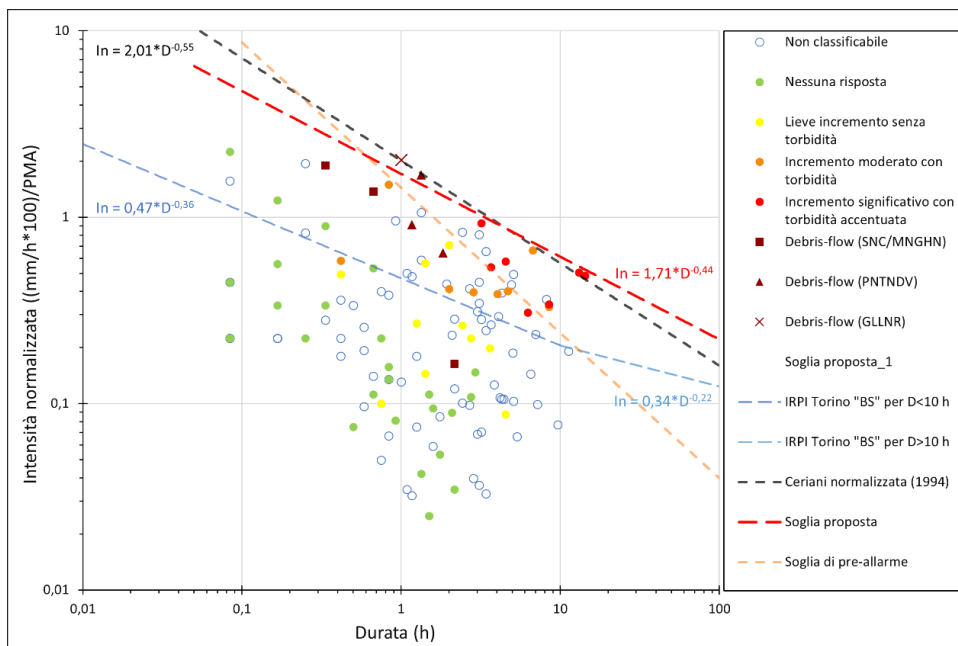


Figura 93: Ubicazione della soglia proposta rispetto alle soglie di letteratura in un grafico intensità normalizzata durata in scala bilogarithmica.

4.5 Discussione dei risultati

Come già accennato nel capitolo 4.4, la classificazione delle risposte idrologiche legate agli eventi del 2021 indica un andamento generalmente atteso, dove gli effetti più significativi sono a carico delle precipitazioni mediamente più intense, in relazione alla durata, mentre le risposte nulle sono tendenzialmente legate ad eventi deboli (vedasi Figura 85). Tuttavia, si notano alcuni eventi anomali che non seguono questo pattern o che comunque meritano qualche considerazione.

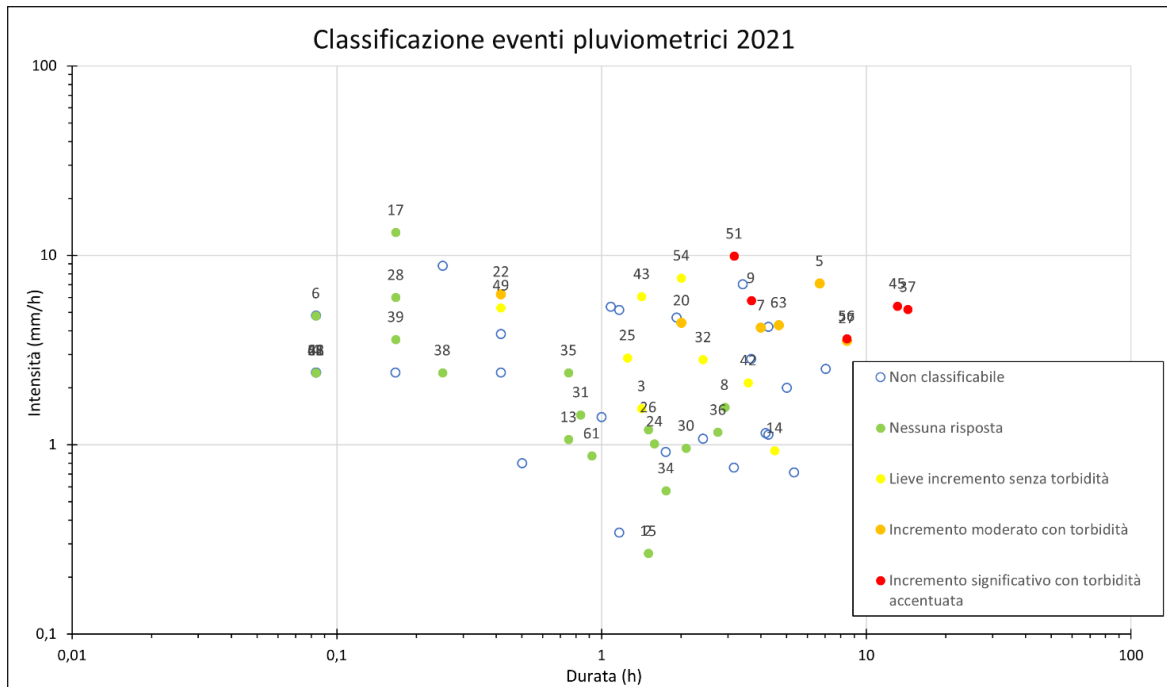


Figura 94: grafico analogo a quello mostrato in Figura 85 ma con etichette al fine di facilitare la discussione.

Ad esempio, nel grafico in Figura 94, si notano due eventi praticamente sovrapposti (eventi 27 e 56) a cui sono seguite due risposte idrologiche differenti. Spostando lo sguardo sulle precipitazioni cadute precedentemente, nel caso della risposta più significativa, sono stati registrati 17,6 mm nelle 12 h precedenti, mentre, nel secondo caso, si contano solamente 5,6 mm. Pertanto, verosimilmente, la discrepanza potrebbe essere imputata ai diversi quantitativi di pioggia caduti precedentemente da cui sono scaturiti differenti gradi di saturazione del suolo. A parità di precipitazione, un suolo più saturo implica minor infiltrazione e quindi maggior ruscellamento. Tale ragionamento sarebbe estendibile anche ad altre osservazioni (evento 5 vs evento 9, evento 22 vs 49, evento 20 vs 54) in cui sono state osservate risposte più significative in seguito a piogge meno intense su terreni più saturi rispetto a precipitazioni più intense che interessavano terreni più asciutti (Tabella 2). Queste osservazioni indicherebbero il grado di saturazione del suolo e quindi la pioggia caduta precedentemente, specie nelle 12h-24h antecedenti, come una variabile capace di influenzare la risposta del bacino. Le osservazioni 43 e 54, seppur siano state classificate in via definitiva come eventi responsabili di un aumento ridotto di livello, tendono ad invadere il settore occupato dagli eventi che hanno causato un incremento moderato e l'intorbidimento. In realtà, più precisamente, in questi eventi è stata riscontrata una leggera torbidità a fronte di un incremento di livello lieve e di conseguenza potrebbero considerarsi a cavallo tra le due categorie.

ID EVENTO	PRECIPITAZIONI CADUTE NELLE 12 H PRECEDENTI (mm)	PRECIPITAZIONI CADUTE NELLE 24 H PRECEDENTI (mm)	RISPOSTA IDROLOGICA
27	5,4	5,4	
56	17,6	17,6	
5	0	2,8	
9	0,2	16,8	
49	0,6	0,6	
22	2,2	20,2	
54	0	0	
20	9	9	

Tabella 2: precipitazioni cadute antecedentemente ad eventi in cui per precipitazioni confrontabili, in termini di intensità e durata, sono state osservate risposte idrologiche differenti.

Le osservazioni relative al 2022 non hanno invece prodotto alcuna anomalia nella distribuzione ma hanno evidenziato un primo limite di quest'approccio (Figura 89), ossia l'impossibilità di classificare gli eventi per via dell'assenza di immagini o a causa dello sfaso temporale tra l'orario riportata nell'immagine e il momento effettivamente immortalato dalla PiCamera.

Il grafico cumulativo riportato in Figura 90, indica ben due eventi piovosi posti appena al di sopra della soglia di Ceriani et al., (1994) a cui non sono seguiti colate. Ciò suggerirebbe che quest'ultima, perlomeno nel caso di eventi piovosa di una certa durata, possa considerarsi lievemente cautelativa nel caso del Rabbia. D'altra parte, gli eventi piovosi responsabili dei debris-flow, oltre a giacere solo in 2 casi su 7 al di sopra della retta individuata da Ceriani et al., (1994), in 4 casi su 7 sono confrontabili se non meno intensi di eventi piovosi registrati dalla stazione "MAMODIS" che non hanno innescato alcuna colata. Probabilmente, questo è spiegabile se si considera che i dati pluviometrici dell'ARPAL provengono da stazioni non ubicate all'interno del bacino in esame (Figura 95) e che potrebbero essere quindi sottostimati. In particolare, "SONICO centrale Edolo" ed "Edolo Ist. Meneghini", risultano ubicate nel fondovalle rispettivamente a 2,3 km e 3,3 km dalla stazione collegata a "MAMODIS", mentre "Edolo Pantano d'Avio" è situata 3,5 km ad Ovest dello spartiacque occidentale della Val Rabbia ad un'altitudine di circa 2100 m in un bacino ad esposizione settentrionale. Fa eccezione il dato registrato dalla stazione "Gallinera" collocata nella parte alta del sottobacino del Gallinera ad una quota di circa 2350 m, che difatti, si posiziona al di sopra della soglia di letteratura (Figura 90). Di conseguenza, l'ipotesi più probabile suggerirebbe che i dati raccolti dalle stazioni ARPAL non siano rappresentativi delle precipitazioni che interessano effettivamente il bacino e sottolinea il carattere estremamente locale delle precipitazioni convettive estive, enfatizzato da un contesto orograficamente complesso come quello alpino (Rappelli, 2008).



Figura 95: Ubicazione delle varie stazioni meteorologiche da cui sono stati prelevati i dati relativi alle colate passate rispetto al bacino del Rabbia.

Questa ipotesi risulta ulteriormente corroborata se si considera la soglia specifica per la provincia di Brescia elaborata dal IRPI-CNR di Torino (2006), la quale risulta inferiore a numerose osservazioni (Figura 93). Infatti, si ricorda che questa soglia di letteratura è costruita sulla base di informazioni pluviometriche provenienti da stazioni collocate in sottobacini diversi da quello di dove ha origine la colata e al massimo a 5 km (+1) di distanza dal punto d'innesco. Questo dettaglio, unitamente all'estrema puntualità spaziale delle precipitazioni temporalesche, può plausibilmente indurre a pensare che la soglia di letteratura sia basata su dati non totalmente "fedeli alla realtà" e che spesso sottostimano le precipitazioni di innesco. Difatti, per quanto riguarda gli eventi piovosi legati ai debris-flow registrati da ARPAL, ben 5 episodi su 6 si posizionano al di sopra della retta individuata dal IRPI-CNR di Torino.

Infine, la soglia elaborata specifica per il bacino del Rabbia risulta sovrapponibile alla soglia "Ceriani", seppur appaia caratterizzata da una minor pendenza (Figura 92). Tuttavia, confrontare le due pendenze è piuttosto azzardato poiché la pendenza della retta qui elaborata risulta alquanto incerta, essendo determinata sulla base di poche osservazioni dirette con durate non inferiori alle 3 ore. Inoltre, per durate inferiori alle 3 ore, non sono state registrate risposte significative e la retta è costruita sfruttando essenzialmente il dato pluviometrico "indiretto" del debris-flow registrato alla stazione "Gallinera" (dato indiretto considerato il più aderente alla realtà rispetto ai dati provenienti dalle altre stazioni, vista la sua ubicazione e la sua quota). Ad ogni modo, la soglia definita si dimostra apprezzabilmente superiore della soglia del IRPI-CNR di Torino, seppur con divario che tende progressivamente a diminuire all'aumentare della durata (Figura 93).

5 ANALISI DEI DATI SISMICI

5.1 Scopo dell'analisi sismica

L'analisi delle registrazioni sismiche si pone come obiettivo primario quello di osservare e valutare l'effetto, in termini di tremore ambientale (velocità), delle variazioni di portata e di trasporto solido indotte dagli input meteorici, al fine ultimo di classificare gli eventi piovosi identificati nell'analisi precedente (periodi estivi 2021 e 2022). In secondo luogo, si estrapola il contenuto in frequenze per indagare le frequenze tipiche dei processi torrentizi e le loro eventuali variazioni in relazione al trasporto solido.

5.2 Metodologia

Il rumore ambientale viene registrato dai 3 geofoni interdistanti 30 metri e collegati al "DATA-CUBE³ ext" (vedasi paragrafo 4.2). I 3 geofoni acquisiscono 200 dati al secondo ma sono caratterizzati da frequenze proprie differenti: i canali "Pri0" e "Pri2" possiedono frequenze proprie pari a 4,5 Hz mentre il terzo geofono presenta una frequenza propria di 1 Hz. In ragione della frequenza propria, quest'ultimo si ritiene più appropriato e "sensibile" nel rilevare le vibrazioni a bassa frequenza prodotte dai processi torrentizi.

Le registrazioni acquisite dai 3 canali e memorizzate nel "DATA-CUBE³" ext vengono discretizzate in serie temporali giornaliere. Ciascuna serie temporale contiene quindi l'andamento giornaliero delle vibrazioni ed è rappresentata da un file con estensione ".BRZ". Affinchè MATLAB legga questa tipologia di file, si è resa necessaria una conversione preliminare in formato "MiniSeed", tramite il prompt dei comandi in cui viene eseguito un apposito script, denominato "cube2mseed" (Figura 96).

```
C:\sismicarabbia\datacube\bin> cube2mseed --verbose --output-dir=..\mseed ..\07040000.BRZ
INFO: All output files will be written to the "..\mseed" directory.
INFO: Searching for Cube input files. This may take a while...
INFO: Found 1 Cube files in 23.4 ms
INFO: Scanning file '07040000.BRZ' (215.3 MiB)
INFO: End of (last) trace detected
INFO: Trace contains 13687 unchecked, raw data time tags.
INFO: Starting "local least squares" quality control of the recorded time information.
INFO: No bad time tags found in the index!
INFO: Removed 13446 superfluous time tags.
INFO: Finished quality control of the time information. 241 time tags remain.
INFO: Converting all found Cube files. This may take a while ...
WARNING: The file "c0brz210704001211.pri0" already exists!
INFO: Writing to file 'c0brz210704001211.1.pri0'
WARNING: The file "c0brz210704001211.pri1" already exists!
INFO: Writing to file 'c0brz210704001211.1.pri1'
WARNING: The file "c0brz210704001211.pri2" already exists!
INFO: Writing to file 'c0brz210704001211.1.pri2'
INFO: Converted 215.3 MiB in 55.213 s
INFO: Finished in 55.214 s (processed 215.3 MiB total)

C:\sismicarabbia\datacube\bin>
```



c0brz210704001211	22/12/2022 12:27	File PRI0
c0brz210704001211.pri1	22/12/2022 12:27	File PRI1
c0brz210704001211.pri2	22/12/2022 12:27	File PRI2

Figura 96: Ogni file ".BRZ" viene convertito e trasformato in 3 file ".mseed" dove ogni file contiene la registrazione di ciascun canale.

A questo punto, si è proceduto con l'estrazione vera e propria dei segnali d'interesse attraverso 2 codici "MATLAB", denominati "DataCube_Overview" e "DataCube_Windows". Il primo, consente di leggere e rappresentare graficamente i dati del file ".mseed" di interesse, mediante il richiamo della funzione "rdmseed". Nello script, è infatti possibile inserire il file contenente la registrazione dell'evento che si vuole analizzare e, indicando la data e l'intervallo temporale in cui si verifica quest'ultimo, si ottiene il segnale relativo all'evento di interesse. In particolare, per ogni evento piovoso viene estratto un intervallo temporale che inizia mezz'ora prima all'inizio della precipitazione e che termina due ore dopo l'orario di fine precipitazione in maniera tale da poter valutare il rumore di fondo di partenza e la successiva evoluzione. Si scelgono 2 ore dopo il termine della precipitazione per essere ragionevolmente sicuri che gli effetti della precipitazione sul deflusso (e presumibilmente sul rumore) si siano tendenzialmente esauriti (Figura 97).

```
f='../DataCube\mseed\c0brz210816002107';
ch={'pri0' 'pri1' 'pri2'};
starttime='2021-08-16 04:20:00';
endtime='2021-08-16 07:50:00';

sta_time=10; % finestra temporale per il calcolo della amplitudine (sec)
sensitivity=3.9965e8; % counts to velocity in m/s
nch=length(ch);
cc=['k' 'r' 'b' 'g'];
```

A

```
% Legge il file dati con la funzione rdmseed (non ReadMSEEFast che non
% legge correttamente la serie in caso di gap)
for k=1:nch
    X = rdmseed([f '.' char(ch(k))]);
    SampleRate=X(1).SampleRate; % Hz
    so(k).t = cat(1,X.t);
    so(k).d = cat(1,X.d);
end

% Controlla i gap nella serie
for k=1:nch
    [FilledSeries,DataBlock,Ngap,GapTimes,GapTimesMatlab]=fun_HandleGaps(so(k).t,so(k).d,SampleRate,0,1.5);
    %sf=FilledSeries;
    %sb=DataBlock;
    ngap(k)=Ngap;
end
```

B

Figura 97: Porzioni dello script "DataCube_Overview": A) righe in cui si digitano il file ".mseed" da leggere, la data e l'ora dell'evento di cui si cercano le registrazioni; B) funzione "rdmseed" che legge il "file.mseed" anche in caso di assenza di dati lungo la serie temporale.

Oltre a leggere e a mostrare la registrazione "grezza" del rumore negli intervalli indicati, lo script consente di trattare il dato sismico per ottenere dei grafici più intuitivi e significativi. In primo luogo, viene calcolato il valore assoluto del segnale grezzo in maniera tale da ottenere solamente valori di velocità positivi ed in secondo luogo, viene eseguita una media dell'ampiezza/velocità all'interno di finestre di durata pari a 10 secondi, definita "short term average" (STA). All'atto pratico si ottiene un segnale liscio e totalmente positivo, in cui risulta semplice ed immediato monitorare l'andamento del rumore nel tempo (Figura 98).

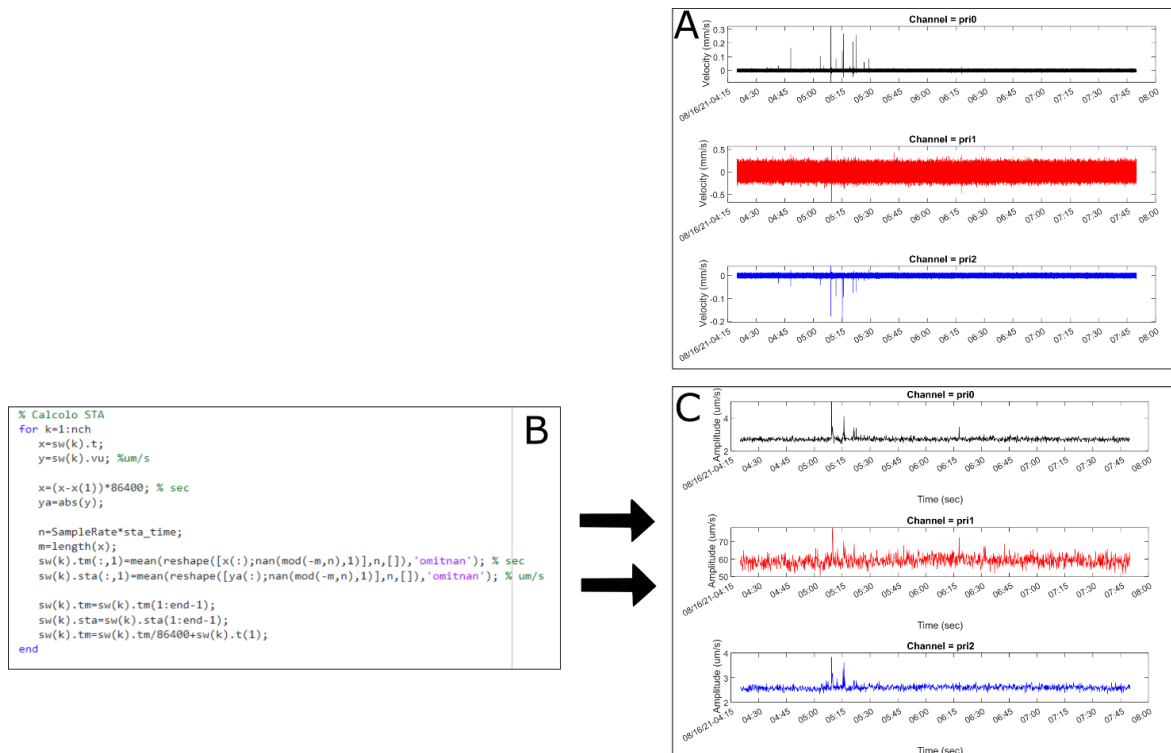


Figura 98: A) segnale “grezzo” esattamente come registrato dai tre canali; B) serie di comandi utili per calcolare “STA”; C) tipico aspetto di un segnale convertito in positivo e liscio (STA) su cui si concentra la successiva analisi.

Una volta eseguito lo script per tutti gli eventi piovosi, si è proceduto con la visione e il commento dei segnali in forma “STA” registrati dal canale “Pri1”, tenendo conto anche dell’eventuale concordanza/discordanza con gli altri due canali. Quest’operazione è propedeutica all’applicazione del secondo script, denominato “DataCube_Windows”.

Questo script consente la scelta di due finestre temporali di durata di 5 minuti all’interno delle quali, viene fatta la media dell’ampiezza del tremore e viene eseguita trasformata rapida di Fourier (FFT) al fine di estrapolarne il contenuto in frequenza. La media delle velocità (ampiezza) viene calcolata direttamente sulla serie temporale convertita in “STA”, ossia sul segnale in valore assoluto e liscio. La prima finestra temporale (W1) deve essere posizionata nel momento precedente l’inizio delle precipitazioni in modo da analizzare il tremore pre-evento (o di fondo). La seconda finestra (W2) deve essere collocata nel momento in cui si ha il massimo rumore e quindi quando si presume abbia luogo il ruscellamento massimo. Purtroppo, altre fonti di rumore, sia naturale che antropiche, possono concorrere a creare vibrazioni, invalidando l’analisi. Per minimizzare il rischio di errori nella collocazione temporale delle finestre, ove possibile, si è ricorso alle immagini archiviate in MAMODIS per confrontare l’andamento del deflusso nelle immagini con quello del rumore. Inoltre, nell’analisi di segnali relativi a precipitazioni scarse, sono stati evitati i picchi estremamente puntuali e i momenti in cui il rumore aumenta e diminuisce improvvisamente e più volte nell’arco di decine di minuti (come qualche fonte di rumore che cessa e riprende), in quanto considerati plausibilmente non riconducibili ai processi e fenomeni torrentizi (Figura 99). Seppur lo script venga applicato solamente alle serie temporali registrate da Pri1, in alcuni casi, anche la concordanza/discordanza del segnale con quanto registrato dagli altri due canali si è rivelata uno stratagemma utile per comprendere e approfondire l’origine del rumore osservato.

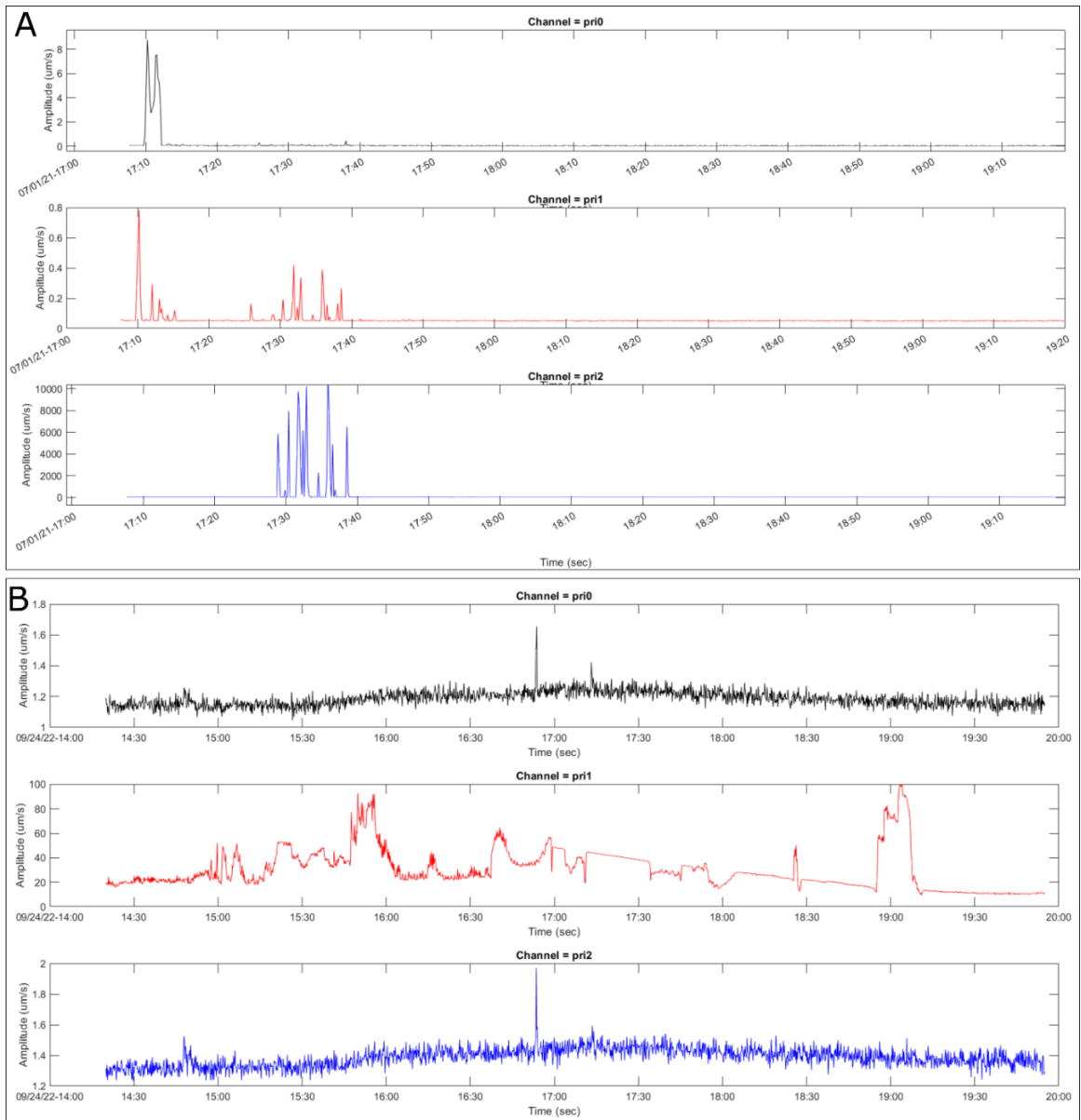


Figura 99: chiari esempi di segnali affetti da rumore e picchi di origine incerta. A) segnale tendenzialmente piatto con picchi estremamente puntuali di origine ignota, oltre che non sincroni nei vari canali; B) in Pri1 si nota un rumore che si attiva e cessa continuamente nell'arco di decine di minuti, difficilmente correlabile alle dinamiche torrentizie. Inoltre, tale andamento non viene confermato dagli altri due canali che appaiono decisamente più lineari.

```

4   A   % File dati
5   f='..\DataCube\mseed\c0brz221009000006.pr11';
6   starttime='2022-10-09 03:00:00';
7   endtime='2022-10-09 11:00:00';
8
9   % Finestre di analisi
10  window(1).tranges={'2022-10-09 03:10:00' '2022-10-09 03:15:00'};
11  window(2).tranges={'2022-10-09 06:34:00' '2022-10-09 06:39:00'};
12
13  sta_time=10; % finestra temporale per il calcolo della amplitudue (sec)
14  fmin=2; % frequenza minima rilevabile dal geofono (Hz)

```

```

33  B   % Legge il file dati con la funzione rdmsseed (non ReadMSEEFast che non
34  % legge correttamente la serie in caso di gap
35  X = rdmsseed(f);
36  SampleRate=X(1).SampleRate; % Hz
37  so.t = cat(1,X.t);
38  so.d = cat(1,X.d);
39
40  % Se specificato, estrae l'intervallo temporale scelto
41  if exist('starttime','var') && exist('endtime','var')
42  t0=datetime(starttime,'yyyy-mm-dd HH:MM:SS');
43  t1=datetime(endtime,'yyyy-mm-dd HH:MM:SS');
44  dum=find(so.t>t0 & so.t<t1);
45  so.t=so.t(dum);
46  so.d=so.d(dum);
47
48  end

```

```

77  C   for i=1:nu
78  dum=find(sw.t>window(i).trange(1) & sw.t<window(i).trange(2));
79  x=sw.t(dum);
80  y=sw.vu(dum); %um/s
81
82  x=(x-x(1))*86400; % sec
83  ya=abs(y);
84
85  window(i).t0(:,1)=x; % sec
86  window(i).v(:,1)=y; %um/s
87
88  n=SampleRate*sta_time;
89  m=length(x);
90  window(i).tm(:,1)=mean(reshape([x(:);nan(mod(-m,n),1)],n,[])); % sec
91  window(i).sta(:,1)=mean(reshape([ya(:);nan(mod(-m,n),1)],n,[])); % um/s
92
93  window(i).tm=window(i).tm(1:end-1);
94  window(i).sta=window(i).sta(1:end-1);
95
96  window(i).stam=mean(window(i).sta);
97
98  end

```

Figura 100: Stralci dello script "DataCube_Windows". A) porzione in cui si inseriscono il file .mseed, la data e l'ora dell'evento e infine gli orari delle finestre di analisi. In queste righe è necessario inserire l'estensione del file per designare il canale da analizzare; B) esegue la funzione "rdmsseed"; C) legge ed estrae i valori medi di velocità all'interno delle finestre.

```

104  % Esegue la FFT dei tratti di serie
105  X = window(i).v;
106  Fs = SampleRate; % Sampling frequency
107  L = length(X); % Length of signal
108  Y = fft(X);
109  P2 = abs(Y/L);
110  P1 = P2(1:L/2+1);
111  P1(2:end-1) = 2*P1(2:end-1);
112  window(i).f = Fs*(0:(L/2))/L; % frequenze di analisi
113  window(i).p=P1; % power ottenuto da FFT
114
115  % Esclude tutte le frequenze maggiori di fmin (dipendono dal geofono)
116  dum=find(window(i).f>fmin);
117  window(i).f=window(i).f(dum);
118  window(i).p=window(i).p(dum);
119
120  % Trova la frequenza di picco
121  % Prima trova l'andamento medio della FFT
122  fc=[1:Fs/2];
123  for j=1:length(fc)-1
124  dum=find(window(i).f>fc(j) & window(i).f<fc(j+1));
125  window(i).fm(j,1)=fc(j);
126  window(i).pm(j,1)=mean(window(i).p(dum));
127  end
128  % Poi lo smussa
129  window(i).pms = smoothdata( window(i).pm,'sgolay');
130  % Poi trova il picco della FFT mediata e smussata
131  [a b]=max(window(i).pms);
132  window(i).fmax=window(i).fm(b);
133
134  % Trova le frequenze che corrispondono al picco +-20%
135  ycum=cumsum(window(i).pm,'omitnan');
136  ycum=ycum./ycum(end);
137  ymax=ycum(b);
138  [a b]=min(abs(ycum-(ymax-0.2)));
139  window(i).flow=window(i).fm(b);
140  [a b]=min(abs(ycum-(ymax+0.2)));
141  window(i).fupp=window(i).fm(b);
142  end

```

Figura 101: parte dello script che esegue la trasformata rapida di Fourier (FFT), estrapola il contenuto in frequenze determinando la frequenza di picco e un intervallo comprendente picco più il 40 % delle osservazioni attorno al picco (+20%).

Eseguito lo script, si ottengono i grafici illustrati nelle Figure 102, 103 e 104.

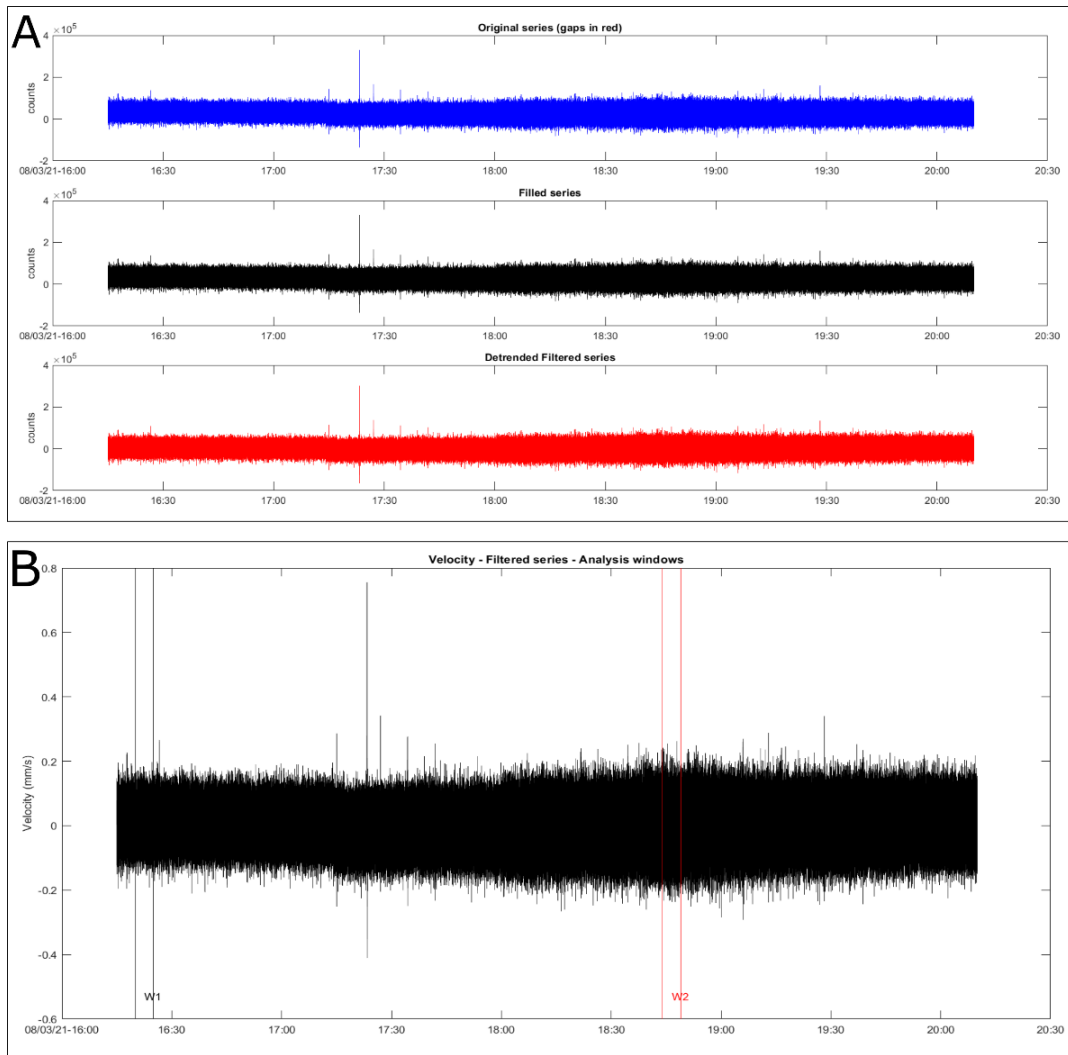


Figura 102: A) serie temporale in Pri1 originale, riempita e infine filtrata e detrendizzata ;B) ubicazione temporale delle finestre lungo l'intera serie temporale relativa all'evento, con W2 posizionata nel momento di massimo rumore dell'intero segnale.

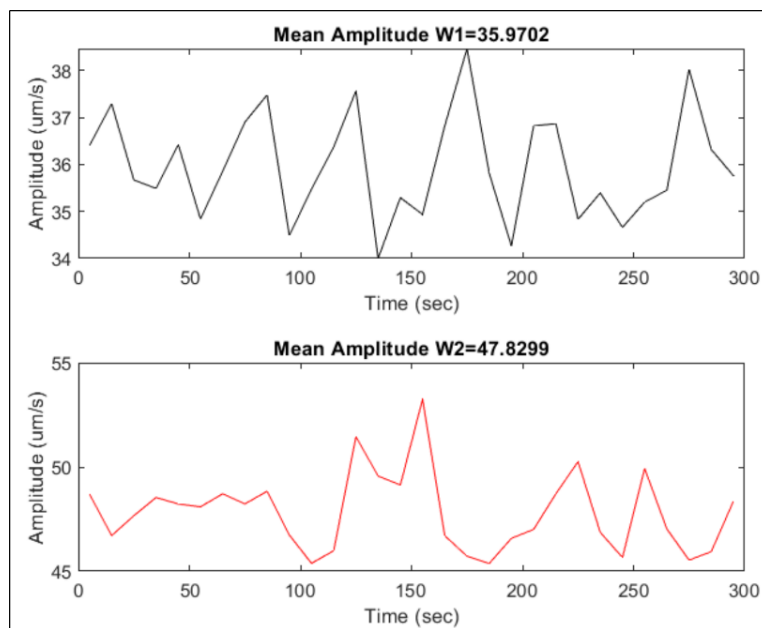


Figura 103: valore medio di ampiezza in ciascuna finestra.

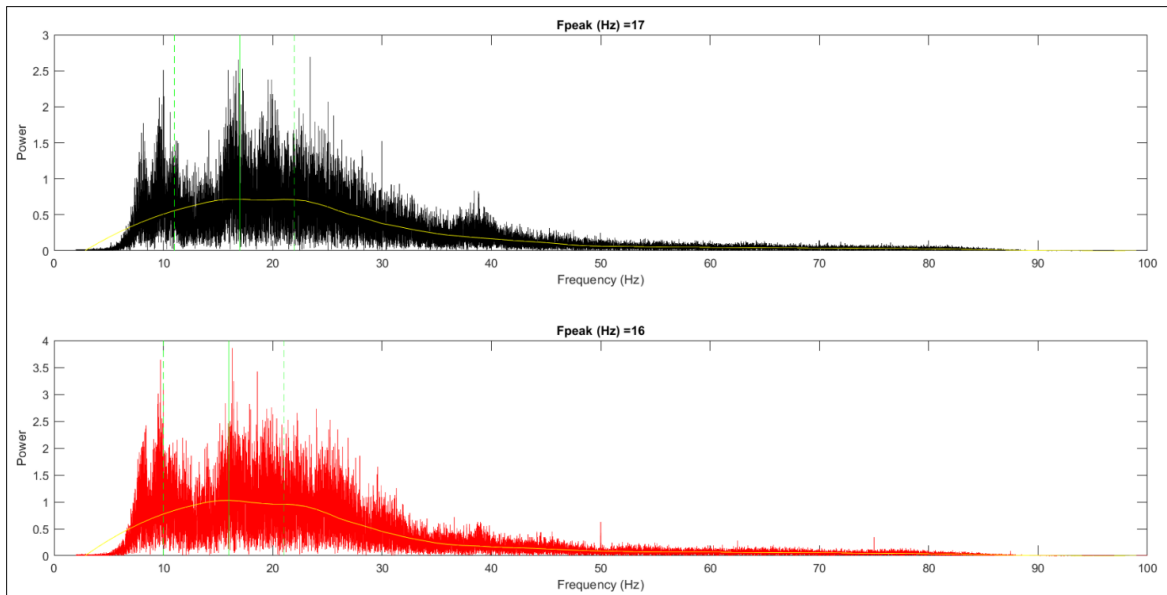


Figura 104: Spettro delle ampiezze delle finestre temporali scelte. Vengono evidenziate le frequenze di picco e la banda di frequenze comprendente il picco più o meno il 20% delle osservazioni (40% attorno al picco). L'ampiezza di tale banda restituisce una stima dell'incertezza nel determinare la frequenza di picco.

A questo punto, si è proceduto con la classificazione degli eventi sulla base del rapporto delle ampiezze medie registrate nelle finestre di analisi W1 e W2. Sono state definite 5 classi:

- 1) $W2/W1 < 1,5$
- 2) $1,5 < W2/W1 < 4$
- 3) $4 < W2/W1 < 10$
- 4) $W2/W1 > 10$
- 5) Non classificabile

La classificazione viene illustrata in un grafico bilogaritmico avente in ascissa la durata e in ordinata l'intensità, dove il diametro di ogni indicatore (evento) risulta direttamente proporzionale al rapporto $W2/W1$. La classificazione viene basata sul rapporto delle ampiezze $W2/W1$ poiché ritenuti più stabili rispetto ai valori assoluti di ampiezza registrati nelle finestre che invece possono variare considerevolmente in funzione di cambiamenti morfologici o effetti topografici.

Per esaminare le variazioni di frequenza indotte dall'incremento del deflusso e del trasporto solido associato, per ogni evento è stato calcolato il rapporto tra le frequenze di picco registrate nelle due finestre ($F1/F2$). Sulla base dei rapporti ottenuti, sono state definite le seguenti 5 classi:

- 1) $F1/F2 < 0,9$
- 2) $0,9 < F1/F2 < 1,1$
- 3) $1,1 < F1/F2 < 1,2$
- 4) $1,2 < F1/F2 < 1,3$
- 5) $F1/F2 > 1,3$

Gli eventi classificati sono stati poi plottati all'interno di un grafico a dispersione avente in ascissa la durata dell'evento e in ordinata l'intensità in maniera tale da mettere in relazione la magnitudo dell'evento con la variazione di frequenza associata.

5.3 Risultati

Su 141 eventi piovosi totali (67 nel 2021, 74 nel 2022), ben 25 eventi sono risultati non classificabili poiché non è stato possibile estrapolare il segnale dell'intervallo temporale di interesse (da mezz'ora prima dell'inizio della precipitazione ad almeno un'ora dopo il termine della pioggia). Di questi 25 eventi non classificabili, in più di metà dei casi, non si aveva a disposizione il file “.BRZ” di partenza mentre nei restanti casi o non andava a buon fine la conversione in formato “.mseed” o mancava la registrazione in concomitanza dell'evento della pioggia. In particolare, 24 eventi non classificabili su 25 si sono verificati nel 2022. Infine, sono stati scartati due eventi del 2022 poiché i relativi segnali sono stati ritenuti affetti da rumori non riconducibili alle dinamiche torrentizie. I restanti 114 eventi sono stati plottati all'interno di un grafico durata-intensità in scala bilogarithmica (Figura 105), per poi essere classificati (Figura 106).

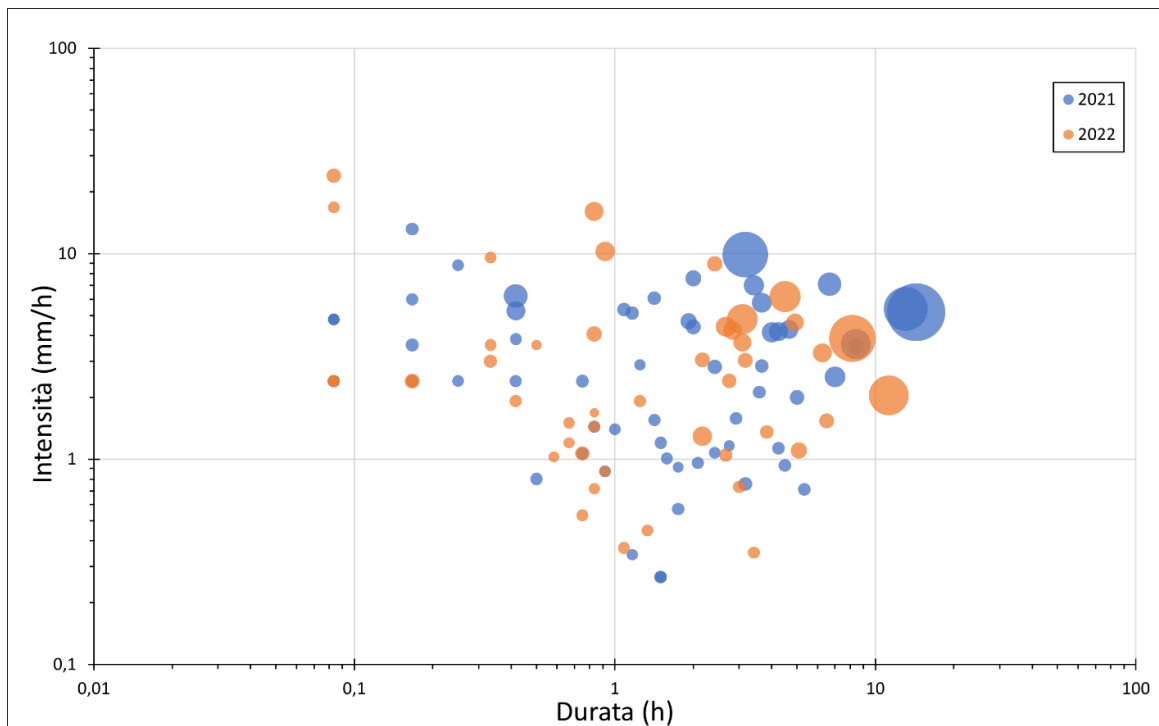


Figura 105: dispersione dei 114 eventi in un grafico durata-intensità, suddivisi per anno. Il diametro è di ogni osservazione è direttamente proporzionale al rapporto $W2/W1$

I 114 eventi classificati risultano così ripartiti: 74 eventi con rapporto $W2/W1$ minore di 1,5, 30 eventi il cui rapporto $W2/W1$ è compreso tra 1,5-4, 5 osservazioni con rapporto variabile tra 4 e 10 e infine gli ultimi 5 eventi sono caratterizzati da rapporti $W2/W1 > 10$. Quest'ultimi sono concentrati più lontano dall'origine mentre, al calare del rapporto $W2/W1$, le osservazioni tendono ad avvicinarsi all'origine (Figura 106).

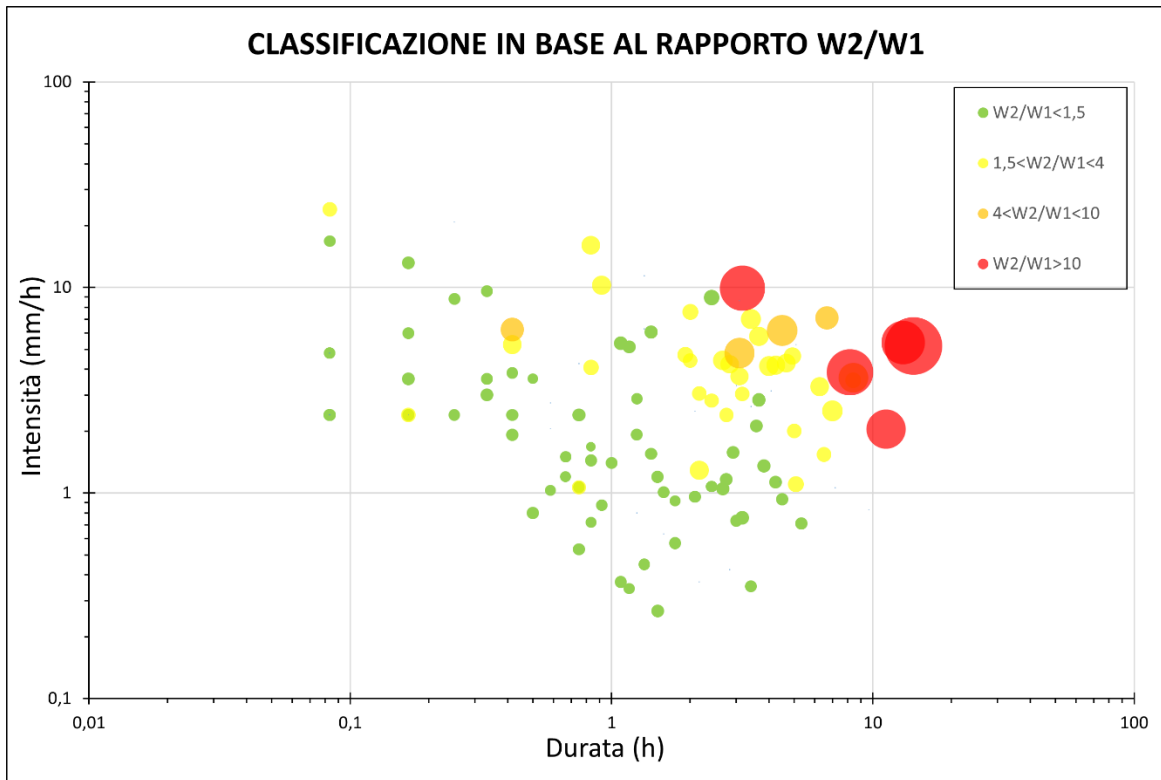


Figura 106: classificazione degli eventi di pioggia in base al rapporto delle ampiezze $W2/W1$. Il diametro di ciascuna osservazione è direttamente proporzionale al rapporto.

Nel 2021, la media dei rapporti $W2/W1$ è pari a 2,26 mentre nel 2022, il rapporto $W2/W1$ ammonta mediamente a 2,12. Pertanto, non si evidenziano particolari variazioni. I valori assoluti di ampiezza relativi a ciascun evento, da cui scaturiscono i rapporti di cui sopra, vengono illustrati nelle Figure 107, 108, 109 e 110.

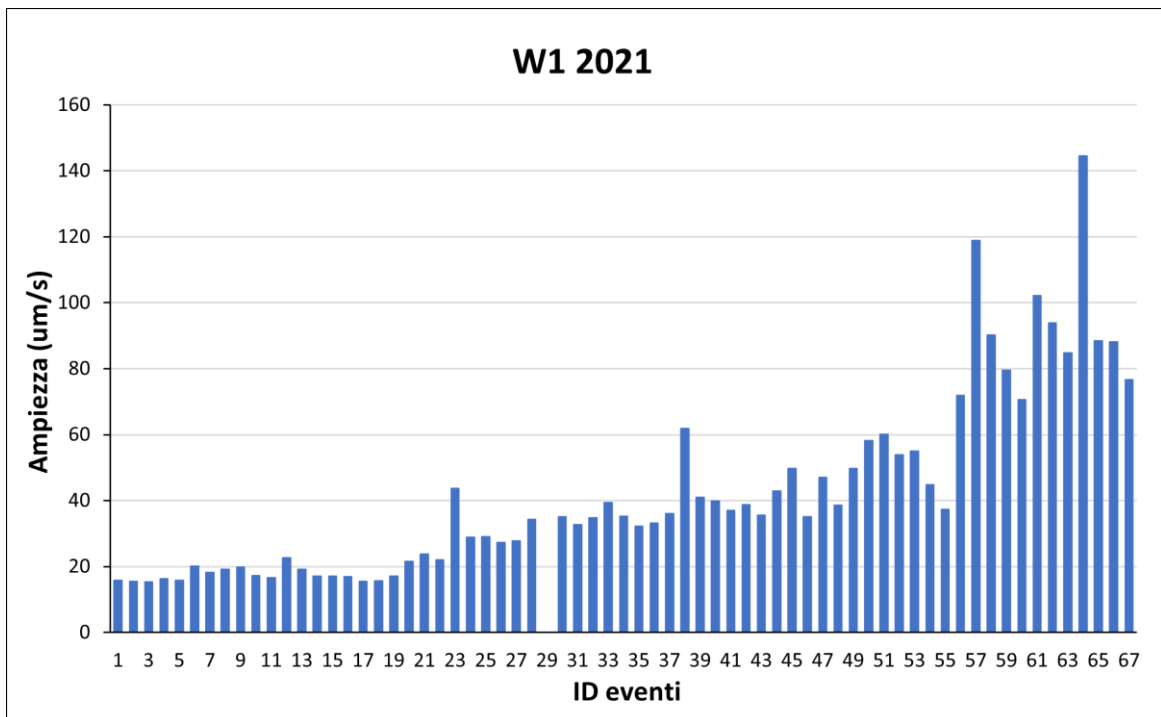


Figura 107: valori di ampiezza registrati nelle finestre $W1$ relativi agli eventi del 2021. Le colonne mancanti indicano gli eventi non classificabili.

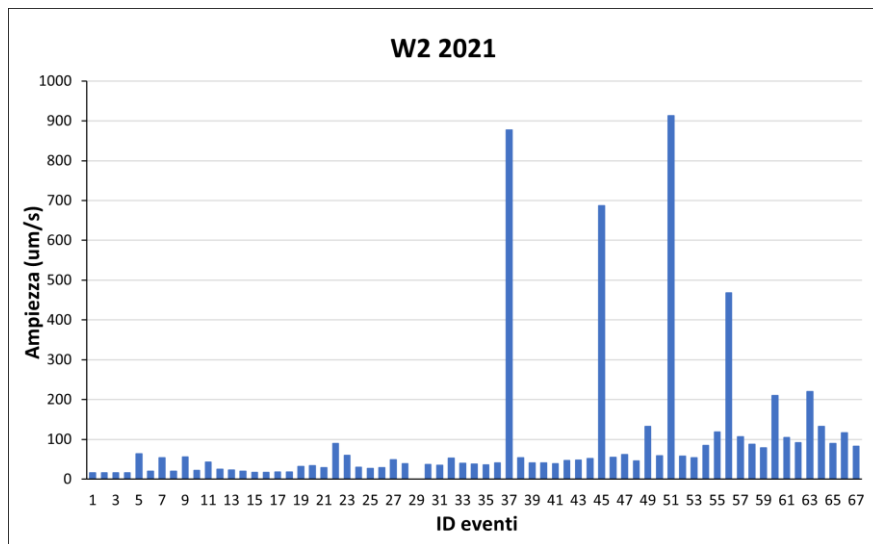


Figura 108: valori di ampiezza registrati nelle finestre W2 relativi agli eventi del 2021.

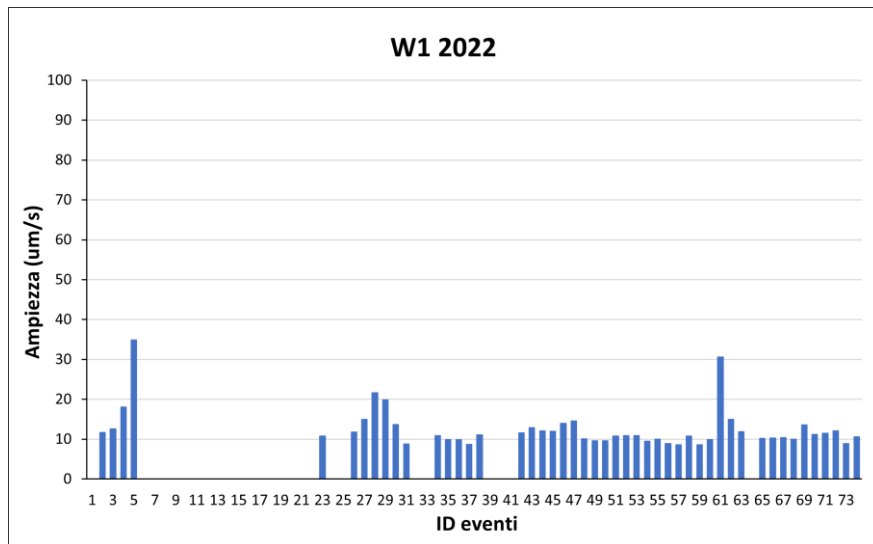


Figura 109: valori di ampiezza registrati nelle finestre W1 relativi agli eventi del 2022.

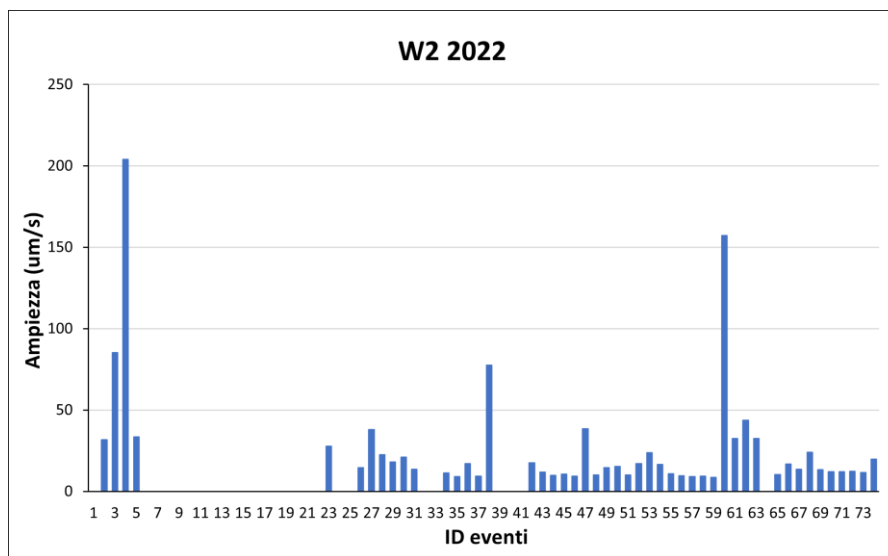


Figura 110: valori di ampiezza registrati nelle finestre W2 relativi agli eventi del 2022.

Il rapporto $W2/W1$ più alto è pari a 24,36 ed è relativo all'evento "37", verificatosi tra il 31 luglio e il 1° agosto 2021, durato 14,3 ore e con intensità di 5,19 mm/h. Il rumore massimo registrato, in termini di ampiezza assoluta, è pari a 913 $\mu\text{m/s}$ ed è stato registrato in seguito all'evento "51" del 16/08/2021 ($D=3,16$ h, $I=9,91$ mm/h).

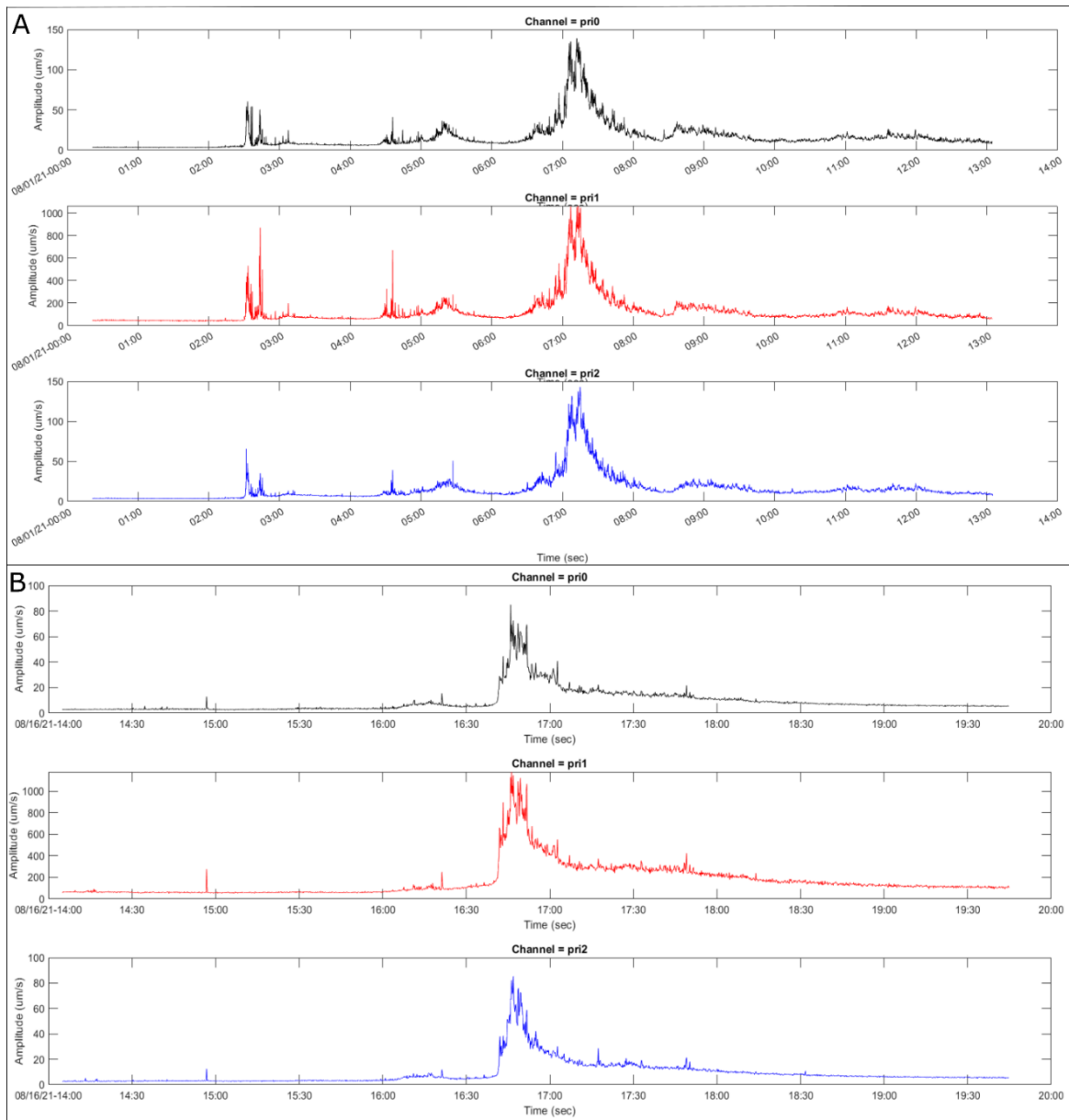


Figura 111: A) andamento dell'ampiezza del rumore dell'evento da cui è scaturito il rapporto massimo; B) andamento del rumore dell'evento in cui è stata registrata l'ampiezza assoluta massima.

Nel 2022, il rapporto più alto è associato all'evento "60" del 08/09/22 ($D=8,16$ h, $I=3,86$ mm/h), ove si ha un rapporto pari a 15,88. Tuttavia, la precipitazione a cui è associato il massimo tremore è quello avvenuto tra il 24/05/2022 e il 25/05/22, durato 11,25 h e con intensità pari a 2,04 mm/h, in corrispondenza del quale sono stati registrati 203,9 $\mu\text{m/s}$ (Figura 112).

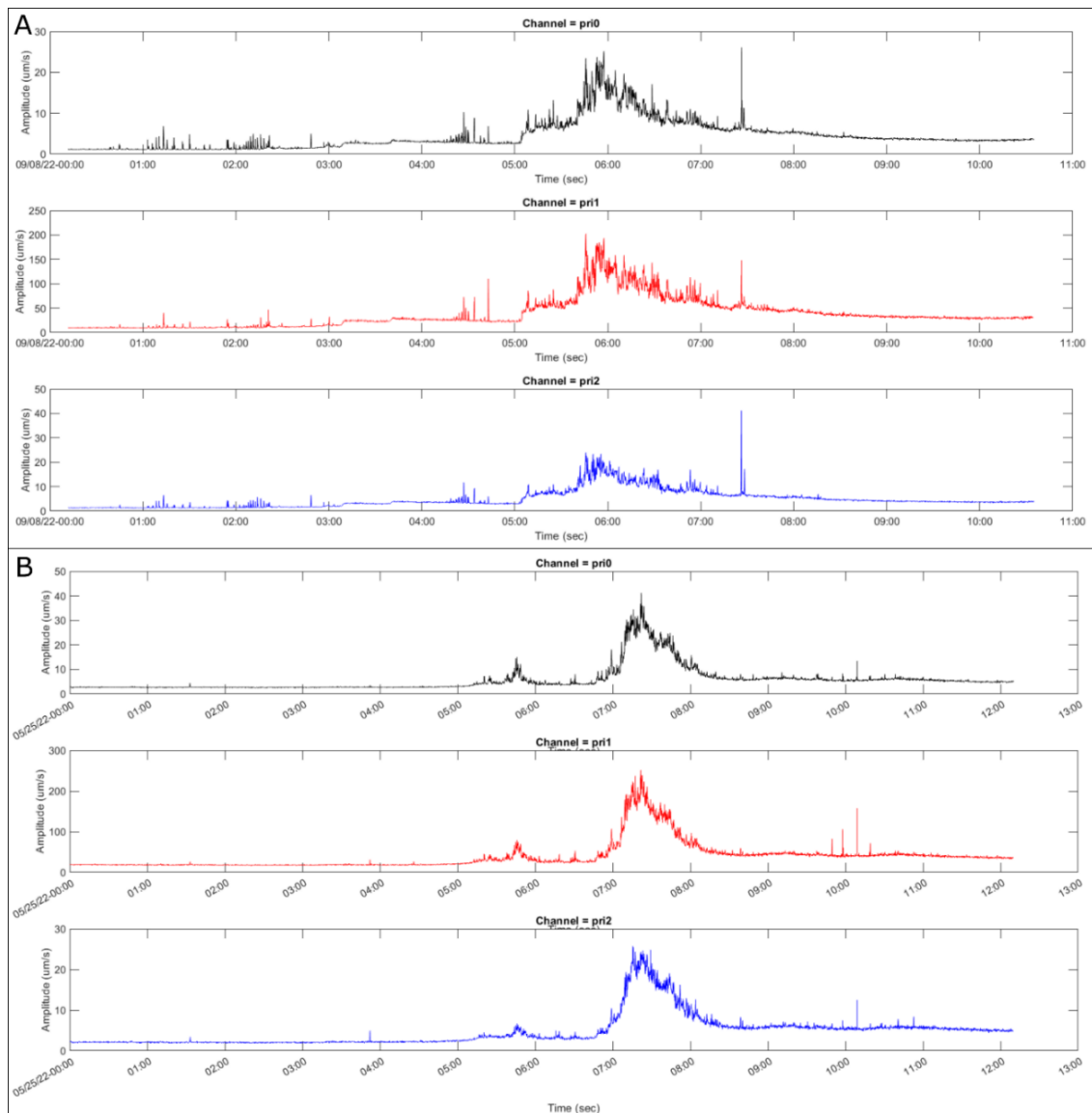


Figura 112: A) andamento del rumore in corrispondenza dell'evento in cui si verifica il massimo rapporto $W2/W1$ del 2022; B) segnale in cui è stato registrato il massimo rumore in $W2$ del 2022, appartenente all'evento "4".

Per quanto concerne il contenuto in frequenze, dall'analisi scaturiscono i seguenti grafici e tabelle (Tabella 3, Figura 113):

	MEDIA 2021	MEDIA 2022	MEDIA COMPLESSIVA
Frequenza W1-20% (Hz)	12,69	19,26	15,52
Frequenza W1 (Hz)	18,36	27,69	22,57
Frequenza W1+20% (Hz)	24,65	36,9	29,93
Frequenza W2-20% (Hz)	13,03	19,2	15,68
Frequenza W2 (Hz)	18,24	26,91	22,19
Frequenza W2+20% (Hz)	24,18	36,04	29,29

Tabella 3: media delle frequenze di picco e dei valori che comprendono la frequenza di picco più o meno il 20% delle osservazioni.

Osservando la Tabella 3, all'interno dello stesso anno, non si notano particolari variazioni tra le W1 e le W2, in termini di frequenza media. Al contrario, si osservano variazioni apprezzabili tra le singole annate, dal momento che le frequenze medie del 2021 sono circa 9 Hz più basse rispetto a quelle estrapolate dagli eventi del 2022.

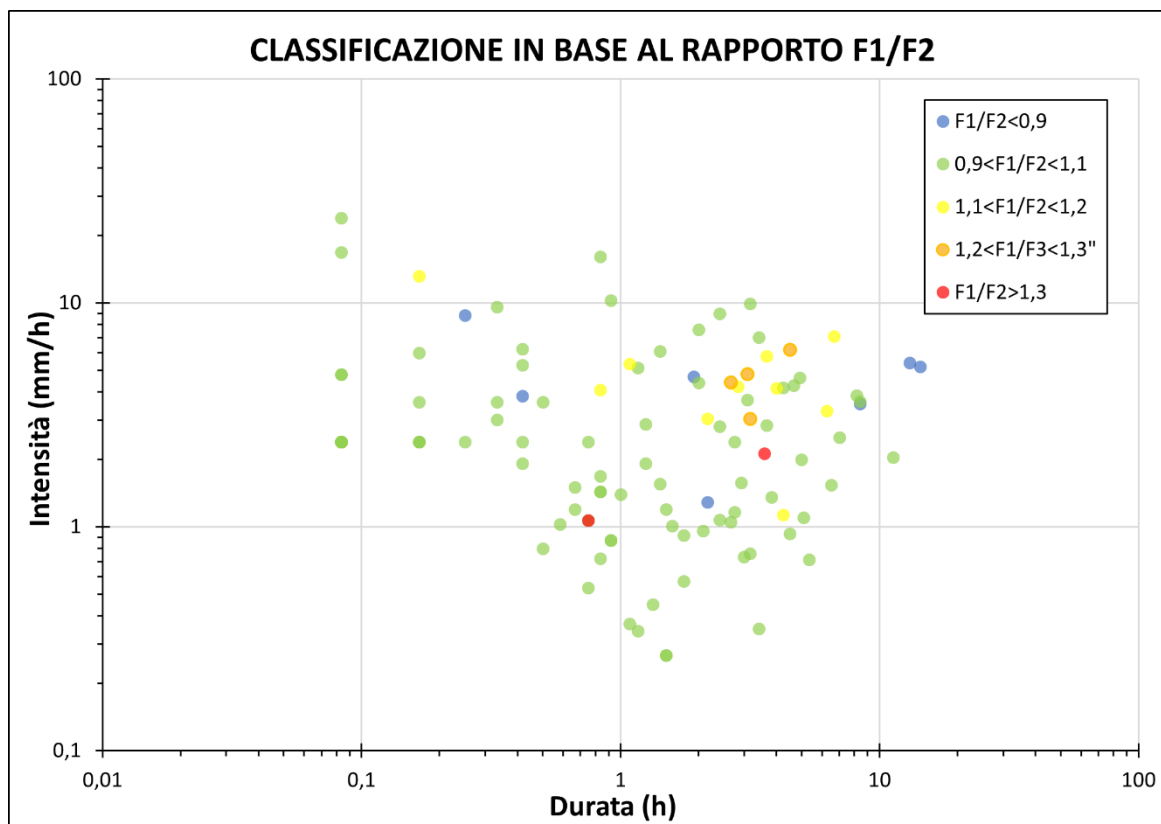


Figura 113: Plot degli eventi piovosi classificati secondo il rapporto tra le frequenze registrate nelle due finestre “F1/F2” in un grafico intensità-durata in scala bilogarithmica.

La Figura 113 consente di osservare le variazioni di frequenza registrate in ciascun evento in relazione alla durata e all'intensità della precipitazione. I rapporti sono compresi in un range che va da 1,61 a 0,6. Su 114 eventi, ben 91 presentano un rapporto “F1/F2” compreso tra 0,9-1,1, evidenziando come globalmente siano state osservate variazioni di frequenza tra le due finestre relativamente contenute. Le varie classi appaiono piuttosto sovrapposte tra loro e risultano generalmente caratterizzate da una forte dispersione. Ciò significa che precipitazioni di entità differenti possono causare variazioni di frequenza confrontabili ed essere inserite nella stessa classe. Viceversa, precipitazioni di durata ed intensità simili possono essere accompagnate sia da incrementi che da diminuzioni di frequenza, indicando quindi variazioni casuali all'aumentare del ruscellamento e del trasporto solido. Ad esempio, 2 dei 5 eventi caratterizzati da rapporti “W2/W1>10” marcati in rosso in Figura 106 sono associati ai rapporti “F1/F2” minimi dell'intero campione (rispettivamente 0,6 e 0,65) dal momento che in seguito all'evento sono stati registrati aumenti di 7/8 Hz. Al contrario, i restanti 3 eventi con W2/W1>10 hanno prodotto variazioni molto ridotte, inferiori a 2 Hz.

5.4 Discussione dei risultati

Come indicato dalla Figura 106, è lecito affermare che i rapporti W2/W1 maggiori sono caratteristici delle precipitazioni più intense e durature mentre i rapporti minori sono perlopiù riferibili alle piogge più scarse e di breve durata. Aldilà degli eventi non classificabili, l'analisi dei dati sismici ha prodotto una classificazione sostanzialmente concorde e sovrapponibile con quella derivante dall'analisi dei dati pluviometrici.

Nonostante il trend sia ben definito, con i rapporti W2/W1 maggiori associati alle precipitazioni più intense e durature (e quindi alle risposte idrologiche più significative), non mancano anomalie nella distribuzione. Difatti, in alcuni casi, a seguito di precipitazione più deboli, si osservano rapporti W2/W1 superiori rispetto a quelli scaturiti da precipitazioni più cospicue. Un esempio lampante, in tal senso, è rappresentato dall'evento "31" del 2022 durato 0,16 h e con intensità pari a 2,4 mm/h dal quale deriva un rapporto $1,5 < W2/W1 < 4$, mentre precipitazioni caratterizzate dalla medesima durata e da intensità maggiore hanno prodotto rapporti $W2/W1 < 1,5$.

Seppur la media dei rapporti W2/W1 sia piuttosto simile tra le due annate (2,26 per il 2021 e 2,12 per il 2022), i valori medi di ampiezza nelle W1 e W2 del 2021 sono decisamente più elevati rispetto a quelli del 2022. Difatti, le ampiezze medie nelle W1 e W2, nel 2021, ammontano rispettivamente a 42,5 $\mu\text{m/s}$ e 97,5 $\mu\text{m/s}$, mentre, per il 2022, i valori medi sono pari a 12,86 $\mu\text{m/s}$ e 26,7 $\mu\text{m/s}$ (Figura 114).

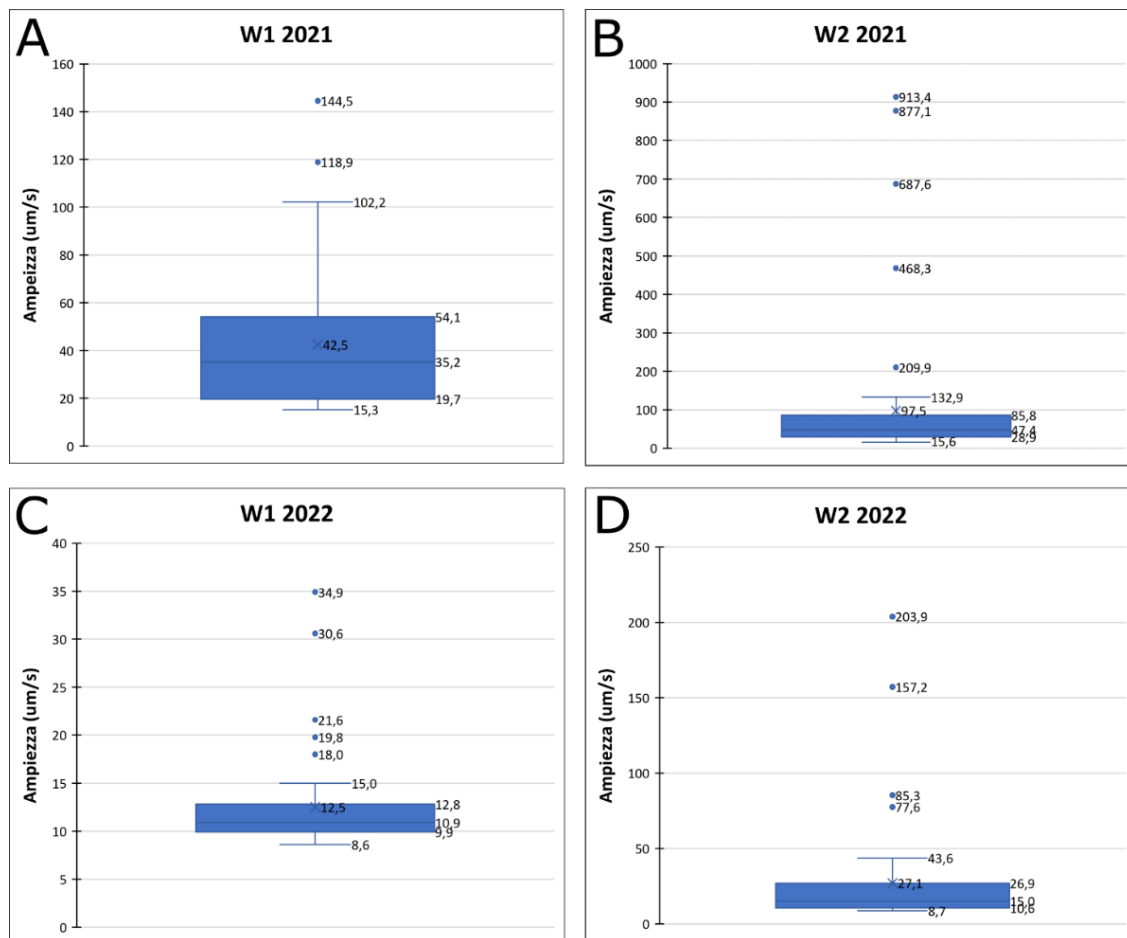


Figura 114: A) diagramma a scatola e baffi relativo alle osservazioni di ampiezza in W1 del 2021; B) diagramma a scatola e baffi relativo alle osservazioni di ampiezza in W2 del 2021; C) diagramma a scatola e baffi relativo alle osservazioni di ampiezza in W1 del 2022; D) diagramma a scatola e baffi relativo alle osservazioni di ampiezza in W2 del 2022.

In particolare, riepilogando quanto proposto in Figura 114, il 2021 appare mediamente ben 3 volte più “rumoroso” del 2022, sia per quanto riguarda il tremore pre-evento (in W1) che per il rumore prodotto dal ruscellamento e dal trasporto solido in corrispondenza o in seguito all’evento piovoso (in W2). Non solo la media ma tutti gli indici di posizione relativi alle osservazioni del 2021 risultano maggiori in ambedue le tipologie di finestre. Inoltre, nel 2021, le ampiezze assumono valori tendenzialmente più variabili rispetto al 2022, evidenziando una maggiore dispersione attorno ai valori centrali. Infine, i valori medi di ampiezza osservati nelle “W2” di ambedue gli anni si collocano al di sopra del terzo quartile, sottolineando l’influenza esercitata dalle osservazioni in cui si riscontrano le ampiezze più elevate.

Per cercare di spiegare questa discrepanza tra i due anni, si propongono due ipotesi; la prima associa la diminuzione delle ampiezze medie del 2022 ad un cambiamento morfologico del canale attivo avvenuto tra le i due periodi in esame, mentre nella seconda ipotesi, la diminuzione del rumore potrebbe essere legata all’estrema siccità che ha interessato l’Italia settentrionale nell’ inverno-primavera-estate 2022, causando un’effettiva diminuzione del deflusso. Per comprendere l’entità della siccità verificatasi nel 2022, si riportano i dati storici relativi a Sonico, disponibili presso il sito “3BMeteo”; da gennaio a maggio 2021, sono stati registrati circa 501 mm, mentre nel medesimo periodo del 2022, sono caduti solamente 79 mm circa. Questa seconda ipotesi sarebbe ulteriormente supportata dal fatto che nel periodo 18/05/2022-09/10/22 sono caduti 456,4 mm contro i 558,4 mm registrati nel 2021, peraltro in un arco di tempo minore (01/07/21-22/09/21). Ad ogni modo, aldilà delle possibili spiegazioni, la differenza tra i valori assoluti di ampiezza registrati nelle due annate sembra giustificare la scelta di basare la classificazione sul rapporto W2/W1 piuttosto che sui valori assoluti misurati in W2 (Figura 115-116).

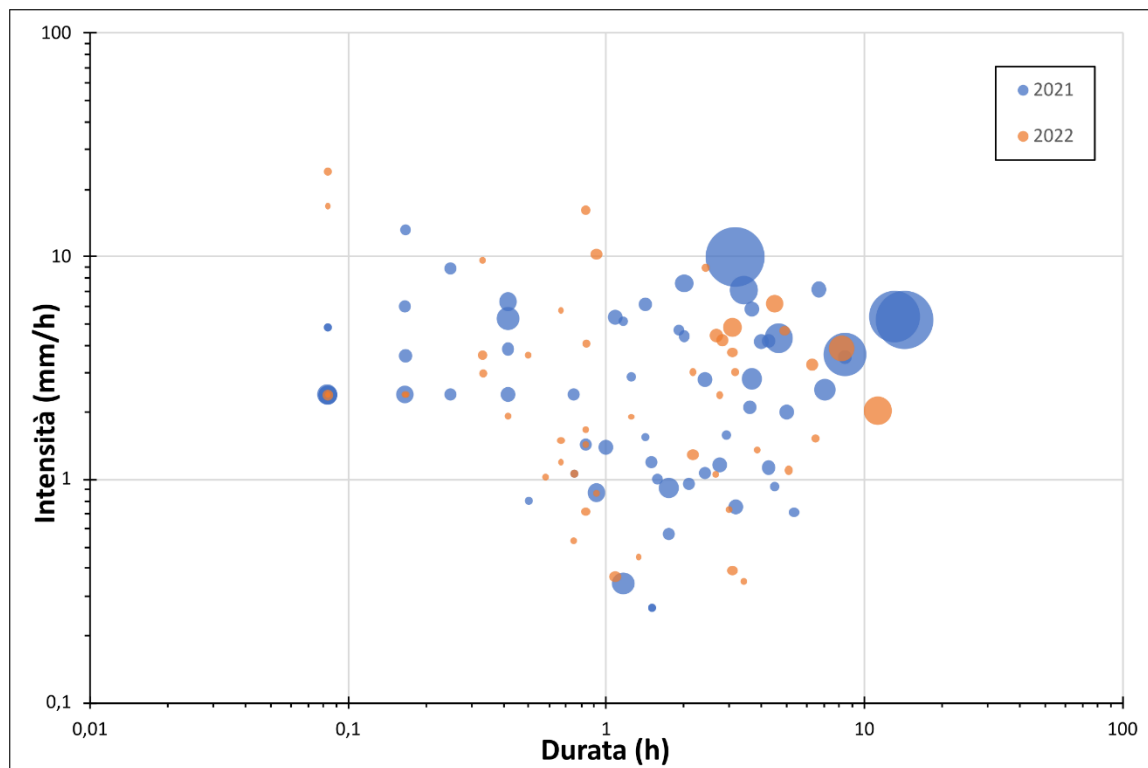


Figura 115: A) dispersione degli eventi piovosi, suddivisi per anno, in un grafico durata-intensità in scala bilogarithmica e diametro delle osservazioni direttamente proporzionale ai valori assoluti di ampiezza registrati in W2;

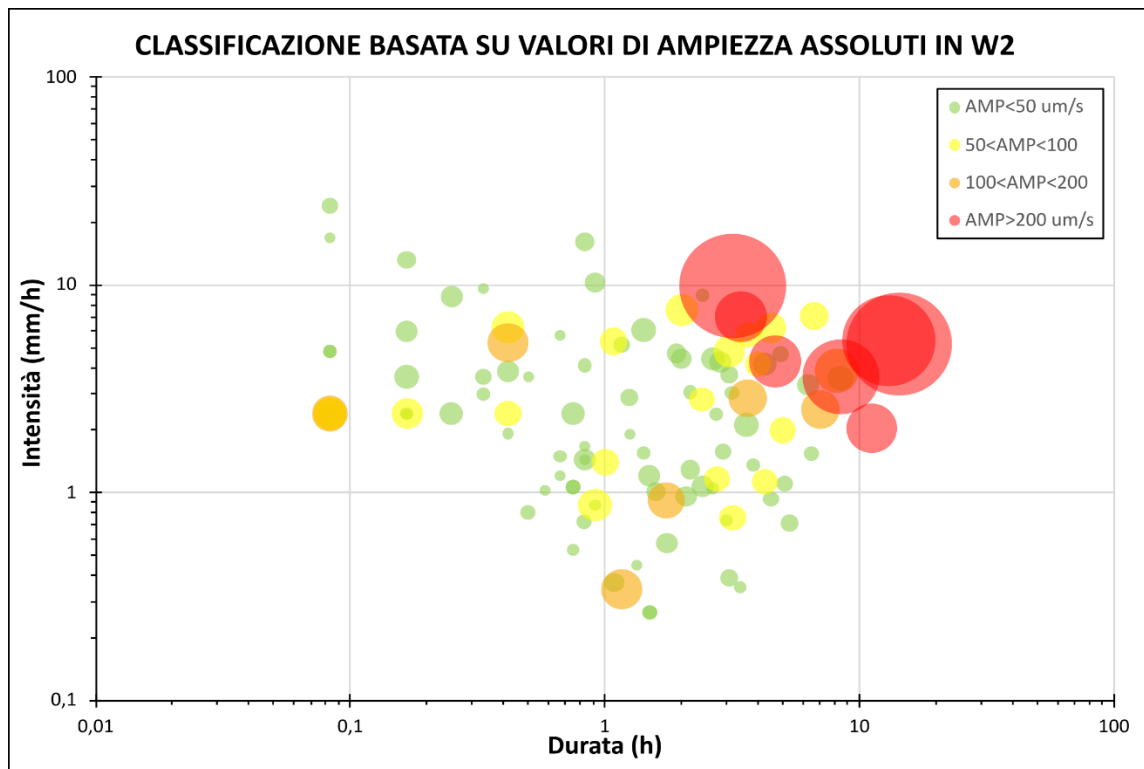


Figura 116: dispersione in un grafico intensità-durata in scala bilogaritmica degli eventi piovosi classificati sulla base dei valori assoluti di ampiezza registrati in W2 con diametro dell'indicatore direttamente proporzionale a quest'ultimi.

Difatti, osservando la Figura 116, si nota chiaramente come in svariati casi, a precipitazioni simili siano corrisposti valori di ampiezza in W2 variabili, talvolta anche profondamente differenti. Ciò si traduce in una generale sovrapposizione delle varie classi, accompagnata da una forte dispersione di ciascuna classe all'interno del grafico. Fa eccezione a quanto appena detto la classe “AMP>200” $\mu\text{m/s}$, che appare più concentrata in una fascia ben precisa lontana dall'origine, in quanto rappresentata dagli eventi di pioggia più intensi. In sintesi, una classificazione di questo tipo non mette in luce la correlazione tra la magnitudo della precipitazione e l'incremento di rumore indotto dalla variazione di deflusso e di trasporto solido.

Per quanto riguarda le frequenze, considerando la dispersione e la classificazione basata sui rapporti F1/F2 mostrate in Figura 113 e la similarità tra i valori medi di frequenza di picco registrati nelle due finestre (Tabella 3, Figura 117), si evince che l'aumento di ruscellamento e di trasporto solido non è generalmente accompagnato da variazioni di frequenza rilevanti. Al contrario, le variazioni di frequenza tra le due finestre, ove presenti, appaiono piuttosto casuali, ragion per cui non è possibile stabilire alcuna correlazione tra la magnitudo della precipitazione e la variazione di frequenza in seguito all'apporto meteorico. In particolare, neanche il trasporto solido associato agli eventi più intensi e duraturi è stato in grado di produrre un abbassamento delle frequenze, contrariamente a quanto osservato da *Coviello et al., (2019)* al passaggio del fronte del debris-flow. Ciò potrebbe indurre a pensare che fino a quando non si viene a generare una colata di detrito col proprio fronte in cui si verificano le collisioni e gli urti tra i massi e i detriti a gran velocità, non si verifica un abbassamento di frequenza di picco delle vibrazioni.

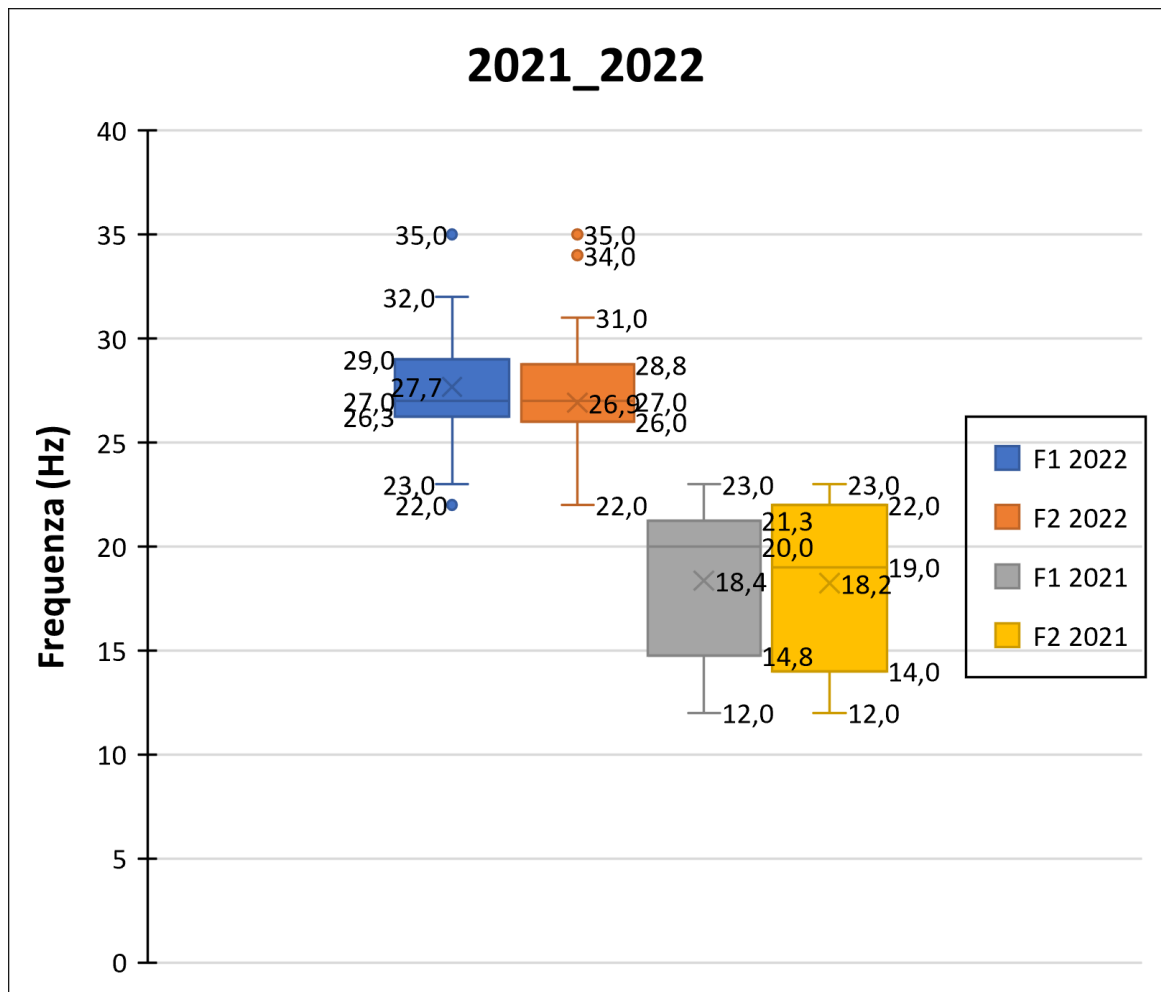


Figura 117: diagramma a scatola e baffi che permette di confrontare i valori di frequenza relativi a ciascuna tipologia di finestra e alle due annate.

La Figura 117 evidenzia chiaramente uno scarto di circa 9 Hz tra le frequenze medie riscontrate nel 2021 e quelle del 2022. Tale divario potrebbe essere legato ad un cambiamento morfologico del canale attivo, verificatosi tra i due periodi in esame, in cui cambia la distanza sorgente-ricevitore. Tuttavia, le variabili capaci di modificare il contenuto in frequenza sono molte (ad esempio, la variazione della quantità di detrito in alveo o cambiamenti topografici) e perciò, risulta complicato trovare una spiegazione certa. Inoltre, sempre osservando la Figura 117, emerge una maggiore dispersione nelle osservazioni relative al 2021, seppur i valori assoluti minimi e massimi di frequenza rilevati risultino più “vicini” ai valori centrali e meno eccessivi rispetto al 2022.

La principale difficoltà incontrata durante lo svolgimento dell’analisi è consistita nel distinguere con certezza il rumore prodotto dal deflusso da quello proveniente da altre fonti di rumore, specie in caso di precipitazioni modeste. A tal proposito, come già accennato nel paragrafo 5.1, ove possibile, si è rivelato estremamente utile confrontare l’andamento del rumore con l’andamento del deflusso mostrato dalle immagini archiviate in “MAMODIS”. Inoltre, specialmente in caso di precipitazioni scarse, sono stati considerati inverosimili i picchi estremamente puntuali e tutti quei segnali caratterizzati da tremori che aumentano e diminuiscono repentinamente più volte nell’arco di decine di minuti. Infine, anche la concordanza/discordanza tra i segnali registrati dai tre canali si è rivelata un valido strumento per comprendere meglio l’origine del rumore osservato.

6 CONCLUSIONI

I debris-flow sono fenomeni franosi rapidi, altamente distruttivi e talvolta imprevedibili. Sono dissesti che necessitano di grandi quantità di detrito sciolto, forti pendenze del versante o del canale e il loro innesco può avvenire in seguito a piogge intense capaci di generare deflussi in grado di erodere il fondo del canale o a causa di frane superficiali provocate dalla saturazione della coltre detritica con conseguente liquefazione. Non potendo agire sulla pericolosità, la mitigazione del rischio legato a questi fenomeni può essere effettuata solo tramite opere di contenimento strutturale o tramite un'opportuna strategia di allertamento con lo scopo di diminuire la vulnerabilità. Come discusso nel paragrafo 2.2, esistono numerosi sistemi di monitoraggio a scopo scientifico e/o di allertamento composti da combinazioni di più tipologie di sensori e strumenti a seconda del processo o del fenomeno che si vuole indagare.

Il territorio alpino lombardo è da sempre interessato da fenomeni di questo tipo. Infatti, non a caso, nel 2021, la regione Lombardia ha deciso di finanziare e predisporre un progetto di monitoraggio con lo scopo di studiare i processi di innesco e di propagazione verso valle delle colate detritiche e l'effetto del cambiamento climatico su quest'ultime. In particolare, tale progetto prevede l'installazione di 7 stazioni di monitoraggio in val Rabbia, il bacino montano oggetto della presente tesi. Questo torrente, storicamente sede di colate di detrito, scorre nei pressi del comune di Sonico (BS) ed è un affluente sinistro del fiume Oglio situato in Val Camonica. Il bacino si estende per 13,27 km² ed è composto da due sottobacini principali: la val Rabbia s.s. (o Bompiano) e la val Gallinera. Il primo occupa una superficie pari a 5,7 km², ha una densità di drenaggio uguale a 8,88 km⁻¹ ed è caratterizzato da un canale principale acclive, specie a monte della confluenza col Gallinera (42%). L'area del bacino risulta affetta da una franosità diffusa che alimenta le coltri detritiche situate perlopiù nei settori più elevati della valle (e quindi anche l'area di innesco) e che occupano il 21,7% della superficie del bacino. In particolare, questi dissesti consistono principalmente in crolli e ribaltamenti che, specie nella parte alta del bacino, coinvolgono un substrato roccioso mediamente fratturato e litologicamente eterogeneo. Un ulteriore fenomeno gravitativo degno di nota è rappresentato dallo scorrimento roto-traslativo "Pal" ubicato subito a monte della confluenza tra i due sottobacini in destra idrografica. In caso di debris-flow, oltre a fornire materiale aggiuntivo, la frana potrebbe riattivarsi a causa dell'erosione al piede provocata dalla colata stessa.

Lo scopo della presente tesi è quello di descrivere il comportamento idrologico della Val Rabbia tramite l'analisi di dati pluviometrici e sismici registrati nei periodi maggio-settembre 2021 e 2022 da una stazione di monitoraggio ubicata lungo l'asta principale. Questa stazione è collegata al sistema "MAMODIS" ed è basata essenzialmente su un pluviometro, una telecamera, un registratore sismico e tre geofoni al fine di ottenere informazioni riguardo la risposta idrologica del bacino in seguito a stress meteorici.

In particolare, i dati pluviometrici integrati alle immagini della telecamera sono stati analizzati con l'obiettivo ultimo di classificare gli eventi di pioggia in base alla risposta idrologica associata e di definire una soglia di allerta specifica per tale bacino. La risposta idrologica è stata valutata e analizzata considerando qualitativamente l'aumento di livello (ruscellamento), l'intorbidimento e l'eventuale erosione. Gli eventi di pioggia sono stati preliminarmente definiti ed estratti dai dati pluviometrici grezzi tramite l'impiego di un apposito script MATLAB. Com'era lecito aspettarsi, dall'analisi emerge che la risposta idrologica diviene via via più significativa all'aumentare dell'intensità e della durata dell'input meteorico (Figura 90). Tuttavia, l'entità della risposta può essere influenzata anche dalle precipitazioni cadute nelle 24 h precedenti l'evento che possono saturare i suoli e quindi far aumentare il coefficiente di deflusso. La soglia ottenuta, espressa

dall'equazione $I=18,25 \cdot D^{-0,44}$, è risultata confrontabile alla soglia elaborata da *Ceriani et al. (1994)* valida per il territorio lombardo, mentre si è dimostrata meno cautelativa rispetto alla soglia definita dall'IRPI-CNR di Torino (Rappelli, 2008), specifica per la provincia di Brescia e valida per generici fenomeni di colata (Figura 93). Si ritiene più corretto definire la curva ottenuta "soglia di allerta" in quanto non sono state registrate colate detritiche nei periodi in esame. Infine, i dati pluviometrici relativi agli eventi piovosi responsabili di debris-flow passati raccolti dalle stazioni ARPAL si collocano in 5 casi su 5 al di sotto della soglia elaborata e della soglia *Ceriani et al. (1994)* e risultano confrontabili alle precipitazioni registrate dalla stazione "MAMODIS" (Figura 93). Tuttavia, considerando che le stazioni ARPAL sono ubicate al di fuori del bacino, unitamente al carattere estremamente locale delle precipitazioni convettive in un contesto orograficamente complesso come quello alpino, è plausibile ipotizzare che i dati ARPAL possano essere sottostimati.

L'analisi dei dati sismici è stata possibile grazie all'impiego di opportuni codici che hanno permesso la conversione del file in un formato leggibile da MATLAB, il trattamento del dato grezzo, la rappresentazione grafica dei segnali in una forma più fruibile e la designazione di finestre temporali di 5 minuti. All'interno di queste finestre, temporalmente collocate prima di ogni evento (W1) e in seguito all'evento in corrispondenza del massimo rumore (W2), il codice ha calcolato le ampiezze medie ed ha applicato la trasformata rapida di Fourier (FFT). L'analisi delle vibrazioni registrate dai geofoni ha quindi prodotto una classificazione degli eventi pluviometrici, sulla base dell'ampiezza di tali tremori, generalmente sovrapponibile alla classificazione precedente e ha consentito l'estrapolazione del contenuto in frequenza di suddetti segnali. In particolare, gli eventi sono stati classificati sulla base del rapporto tra le ampiezze delle vibrazioni registrate precedentemente e in seguito alla precipitazione, confermando la correlazione e la proporzionalità tra precipitazione, incremento di deflusso e di trasporto solido e aumento di tremore. Viene scelto questo criterio poiché basare la classificazione esclusivamente sul valore assoluto massimo di ampiezza registrato in seguito alla precipitazione (W2) ha generato una distribuzione inattesa, ove le classi risultavano sovrapposte e piuttosto disperse (Figura 116). A ulteriore riprova, si riporta che effettivamente i valori medi di ampiezza del 2021, sia in W1 che in W2, sono risultati circa tre volte maggiori rispetto ai valori medi del 2022, suggerendo come i valori assoluti di ampiezza siano controllati anche da altre variabili oltre l'intensità e la durata della precipitazione (Figura 114). Ad ogni modo, non è stato possibile stabilire una soglia di allerta basata sui rapporti delle ampiezze registrate nelle due finestre.

Per quanto riguarda il contenuto in frequenze, le frequenze medie del 2021 registrate in ambedue le tipologie di finestre risultano circa 9 Hz inferiori rispetto a quelle rilevate nel 2022 (Figura 117). Non sono state osservate variazioni di frequenza significative all'aumentare del ruscellamento e del trasporto solido, indipendentemente dall'intensità e dalla durata della precipitazione (Tabella 3, Figura 113). In particolare, anche in seguito agli eventi piovosi più rilevanti sono state rilevate variazioni di frequenza ridotte e casuali. Ciò significa che il trasporto solido associato a questi apporti meteorici non è in grado di produrre una diminuzione significativa delle frequenze di picco, tipica invece del passaggio di debris-flow (Coviello et al., 2019). È lecito ipotizzare che fin quando non si sviluppa un vero e proprio fronte di colata in cui cambia la reologia del flusso e avvengono le collisioni tra i detriti e i massi, non si verifica un abbassamento di frequenza. Con i dovuti accorgimenti, questo aspetto può avere risvolti molto importanti in termini previsionali, poiché eventuali sistemi di allertamento potrebbero basarsi su questa diminuzione di frequenza per rilevare l'innesco e il passaggio di un debris-flow.

In un certo senso, l'utilizzo combinato di queste due tecniche ha ridotto i limiti che caratterizzano i singoli approcci. Difatti, l'analisi dei dati sismici ha permesso la raccolta di informazioni riguardanti le risposte idrologiche di eventi avvenuti nelle ore notturne o di cui non si disponevano di immagini, che pertanto, risultavano non classificabili nell'analisi pluviometrica. Viceversa, l'ausilio delle immagini ha ridotto l'incertezza nella lettura e interpretazione dei segnali sismici, confermando l'andamento del rumore in alcuni segnali e facilitando la distinzione tra il tremore indotto dal torrente e quello proveniente da altre fonti di rumore.

Studi successivi, oltre a raccogliere ulteriori dati pluviometrici e sismici provenienti dalla medesima stazione per definire con maggiore precisione le soglie di cui sopra, nell'ottica di un futuro ed ipotetico sistema di allertamento, dovrebbero concentrarsi sulle informazioni acquisite dalla stazione "di innesco" installata nell'area sorgente a fine giugno 2022 e finanziata dalla regione "Lombardia", con l'obiettivo di raccogliere i dati pluviometrici in quota e di esaminare, conseguentemente, il comportamento idrologico nella zona di innesco delle colate. Inoltre, i dati pluviometrici relativi alla testata del bacino sarebbero da confrontare con quelli della stazione "MAMODIS" per determinare l'effettiva entità delle precipitazioni che interessano il bacino.

7 BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

ALEOTTI P., BALDELLI P., MENCIO L., QUARANTA N., TRESSO F., ZANI A., (2002): “Definizione delle soglie pluviometriche d’innescio per le frane superficiali in Piemonte”. In “GEAM-Geoingegneria Ambientale e Mineraria”, 106, Anno XXXIV, 2-3, pp. 51- 60.

ARATTANO M., MARCHI L., (2005): “Measurements of debris flow velocity through cross-correlation of instrumentation data”. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5, 137–142.

ARATTANO M., MARCHI L., (2008): “Systems and sensors for debris-flow monitoring and warning”. *Sensors* 8, 2436–2452.

ARPA LOMBARDIA, (2006): Richiesta dati misurati dall’archivio dati idro-nivo-meteorologici di ARPA Lombardia.

<https://www.arpalombardia.it/Pages/Meteorologia/Richiesta-dati-misurati.aspx>

ARPA LOMBARDIA, (2012): Richiesta dati misurati dall’archivio dati idro-nivo-meteorologici di ARPA Lombardia.

<https://www.arpalombardia.it/Pages/Meteorologia/Richiesta-dati-misurati.aspx>

ARPA LOMBARDIA, (2020): Progetto “Adeguamento Reti Monitoraggio GEOlogico (ARMOGEO)”. Sondrio, pp. 1-4.

AUER I., BÖHM R., JURKOVIC A., LIPA W., ORLIK A., POTZMANN R., SCHÖNER W., UNGERSBÖCK M., MATULLA C., BRIFFA K., JONES P. D., EFTHYMIADIS D., BRUNETTI M., NANNI T., MAUGERI M., MERCALLI L., MESTRE O., MOISSELIN J.-M., BEGERT M., MÜLLER-WESTERMEIER G., KVETON V., BOCHNICEK O., STASTNY P., LAPIN M., SZALAI S., SZENTIMREY T., CEGNAR T., DOLINAR M., GAJIC-CAPKA M., ZAMINOVIC K., MAJSTOROVIC Z., NIEPLOVA E., (2007): “HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region 1760-2003”. *International Journal of Climatology*, 27, S. 17-46.

BENEYTO ORGILES S., (2012): “Il dissesto idrogeologico in ambito montano: analisi dell’evento di colata detritica che il 27 luglio 2012 ha colpito la val Rabbia di Sonico (BS)”. Corso di Laurea in Valorizzazione e Tutela dell’Ambiente e del Territorio Montano, facoltà Agraria, Università degli Studi di Milano, pp. 2-91.

BERGER, C., MCADELL, B., FRITSCHI, B., SCHLUNEGGER, F., (2010): “A novel method for measuring the timing of bed erosion during debris flows and floods. *Water Resour.* Res. 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR007993>.

BERTI, M., GENEVOIS, R., SIMONI, A., TECCA, P.R., (1999): “Field observations of a debris flow event in the Dolomites”. *Geomorphology* 29, 265–274.

BERTI, M., SIMONI, A., (2010):” Field evidence of pore pressure diffusion in clayey soils prone to landsliding. *J. Geophys.* Res. 115, F03031. <https://doi.org/10.1029/2009JF001463>.

BIANCHI A., CALLEGARI E., JOBSTRAIBIZER P.G., (1970): “I tipi petrografici fondamentali del plutone dell’Adamello (tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e le loro varietà leucocrate)”. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 27: 148 pp.

BRACK P., (1984): “Geologie der Intrusiva und Nebengesteine des Südwest-Adamello (Nord-Italien)”. Ph.D. thesis nr. 7612, ETH Zürich, 253 pp.

- CAINE, N. (1980): “The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows”. *Geografiska Annaler* 1980, 62A, 23-27.
- CERIANI M., LAUZI S., PADOVAN N., (1992): “Rainfalls and landslides in the alpine area of Lombardia Region, Central Alps, Italy”. In *Proceedings of the International Symposium “Intrapraevent 1992”, Bern*, pp.9-20.
- CERIANI M., LAUZI S., PADOVAN N., (1994): “Rainfall thresholds triggering debris-flow in the alpine area of Lombardia Region, central Alps – Italy”. In *Proceedings of “Man and Mountain”, I Convegno Internazionale per la Protezione e lo Sviluppo dell’ambiente montano, Ponte di Legno (BS)*, pp. 123-139.
- CERIANI M., CARELLI M., (2000): “Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo (registrate nel periodo 1891 – 1990)”. Scala 1:250.000. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio.
- CHOW V.T., (1956): “Hydrologic studies of floods in the United States”. In *“International Association of Hydrological Sciences”, 42*, pp. 134-170.
- COCCO S., (2008): “Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:5000 – foglio 058 Monte Adamello”. In *“Progetto CARG”, LTS Land Technology & Services - Padova e Treviso – 2008*, pp.5-128
- COSTA J. E., (1984): “Physical geomorphology of debris flows”. *Developments and applications of geomorphology*.
- COUSSOT, P., & MEUNIER, M. (1996): “Recognition, classification and mechanical description of debris flows”. *Earth-Science Reviews*,40(3), 209-227.
- COVIELLO, V., ARATTANO, M., MARCHI, L., COMITI, F., MACCONI, P., (2019): “Seismic characterization of debris flows: insights into energy radiation and implications for warning”. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124 (6), 1440–1463. <https://doi.org/10.1029/2018JF004683>.
- CRUDEN D.J.& VARNES D.M., (1996): “Landslides: Investigation & Mitigation”. *Landslides (Vol. 6)*.
- DI SILVIO, G., (1994): “Floods and sediment dynamics in mountain rivers”. In: *Coping with floods. s.l.: s.n.*, pp. 375-392.
- DI TORO G., PENNACCHIONI G., TEZA G., (2005): “Can pseudotachylytes be used to infer earthquake source parameters? An example of imitations in the study of exhumed faults”. *Tectonophysics*, 402: 3-20.
- FELICIANI A. (1955). “L’alluvione dello Schiesone, in «Valtellina e Valchiavenna»”. *Rassegna economica della provincia di Sondrio edita dalla Camera di Commercio, industria e agricoltura*, n.2, febbraio 1955, p. 9-18.
- FERRO V., (2002): “La sistemazione dei bacini idrografici”. pp. 676, Mc Graw-Hill, Milano.
- FIORASO G., (2000): “Quaderni di Studi e di Documentazione n. 23 - Indagini geologicomorfolologiche su aste torrentizie della Valtellina e della Valle di Susa ricorrentemente soggette a colate detritiche torrentizie (debris flow)”. *Supplemento a GEAM, Anno XXXVII, n.1*, 59 pp.

FIORASO G. & CHIARLE M., (1998): “Ruolo dei parametri morfometrici nella valutazione della pericolosità da colata detritica torrentizia”. in: Luino F. (Ed.), *La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica*, Alba, 5-7 novembre 1996, vol. 2, pp. 191-200.

FLA, Fondazione Lombardia per l’ambiente, (2008): “Progetto Kyoto Lombardia, edizione Fondazione Lombardia per l’Ambiente”. Volume di presentazione dei risultati della ricerca finanziata da Regione Lombardia, Fondazione Lombardia per l’Ambiente, APAT e ERSAF Lombardia e promossa da Regione Lombardia, Fondazione Lombardia per l’Ambiente e ARPA Lombardia, pp.5-278.

GENEVOIS R., GALGARO A., TECCA P.R., DEGANUTTI A.M.,(2003): “I sistemi di monitoraggio di colate detritiche rapide del Comune di Cortina d’Ampezzo”, Dip. di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova. <https://www.lavoripubblici.net/i-sistemi-di-monitoraggio-di-colate-detritiche-rapide-del-comune-di-cortina-d-ampezzo/>

GREGORETTI, C., DEGETTO, M., BERNARD, M., CRUCIL, G., PIMAZZONI, A., DE VIDO, G., BERTI, M., SIMONI, A., LANZONI, S., (2016): “Runoff of small rocky headwater catchments: field observations and hydrological modeling”. *Water Resour. Res.* 52, 8138–8158.

GREPPI M., (2005): “Idrologia”. Hoepli, 371 pp.

GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M., STARK, C.P., (2007): “Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe”. *Meteorology and Atmospheric Physics* 2007, 98, 239- 267

HABIB, E., KRAJEWSKI, W., KRUGER, A., (2001): “Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements”. *J. Hydrol. Eng.* 6, 159–166.

HÜBL, J., SCHIMMEL, A., KOSCHUCH, R., (2018): “Evaluation of different methods for debris flow velocity measurements at the Lattenbach Creek”. *INTERPRAEVENT 2018*. pp. 2–8 Toyama, Japan, Japan.

HUNGR, O.; MORGAN, G.C.; VAN DINE, D.F.; LISTER, R.D., (1987): “Debris flow defenses in British Columbia. In *Debris Flows / Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*”; Costa, J.E. and Wieczorek, G.F., Eds.; Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 1987, 7, pp. 201- 222.

HUNGR, O., EVANS, S. G., BOVIS, M., AND HUTCHINSON, J. N., (2001):” Review of the classification of landslides of the flow type”. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII, 221–238.

HÜRLIMANN, M., ABANCÓ, C., MOYA, J., VILAJOSANA, I., (2014): “Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain”. *Landslides* 11, 939–953. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0452-y>.

HÜRLIMANN M., COVIELLO V., BEL C., GUO X., BERTI M., GRAF C., HÜBL J., MIYATA S., SMITH J.B., YIN H.Y., (2019): “Debris-flow monitoring and warning: Review and examples”. *Earth-Science Reviews* 199.

ISPRA, REGIONE LOMBARDIA, (2014): “Progetto “IFFI” (Inventario dei fenomeni franosi). Dati scaricabili presso il sito della regione Lombardia: https://www.geoportale.regione.lombardia.it/metadati?p_p_id=detailSheetMetadata_WAR

[_gptmetadataportlet&p_p_lifecycle=0&p_p_state=normal&p_p_mode=view&detailSheetMetadata_WAR_gptmetadataportlet_uuid=%7B1D4AAE9F-EB7B-4E3E-AB8A-EE29A2211593%7D](#)

ITAKURA, Y., FUJII, N., SAWADA, T., (2000): “Basic characteristics of ground vibration sensors for the detection of debris flow”. *Phys. Chem. Earth, Part B* 25, 717–720.

IVERSON, R. M., (1997): “The physics of debris flows”. *Rev. Geophys.*, 35(3), 245–296, doi:10.1029/97RG00426.

IVERSON, R.M., REID, M.E., LAHUSEN, R.G., (1997): “Debris-flow mobilization from landslides”. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 85–138.

IVERSON R. M., (2014): “Debris flows: behaviour and hazard assessment”. *Geology Today*, XXX (1), pp. 15-20.

JACQUEMART, M., MEIER, L., GRAF, C., MORSDORF, F., (2017): “3D dynamics of debris flows quantified at sub-second intervals from laser profiles”. *Nat. Hazards* 89, 785–800.

JAKOB, M.; WEATHERLY, H. A (2001): “hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia”. *Geomorphology* 2003, 54, 137-15.

KEAN, J.W., COE, J.A., COVIELLO, V., SMITH, J.B., MCCOY, S.W., ARATTANO, M., (2015). “Estimating rates of debris flow entrainment from ground vibrations”. *Geophys. Res. Lett.* 42, 6365–6372.

LAHUSEN, R., (2005): “Debris-flow instrumentation”. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), *DebrisFlow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, pp. 291–304.

LAI, V.H., TSAI, V.C., LAMB, M.P., ULIZIO, T.P., BEER, A.R., (2018): “The seismic signature of debris flows: flow mechanics and early warning at Montecito, California”. *Geophys. Res. Lett.* 45, 5528–5535.

LEE, H.C., BANERJEE, A., FANG, Y.M., LEE, B.J., KING, C.T., (2010): “Design of a multifunctional wireless sensor for in-situ monitoring of debris flows”. *IEEE Trans. Instrum. Meas.* 59, 2958–2967.

LIU, K.F., CHEN, S.C., (2003); “Integrated debris flow monitoring system and virtual center. Proceedings of the Third International Conference on Debris-flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment”. Davos, 10-12 September 2003; Rickenmann, D.; Chen, C. L., Eds.; Millpress: Rotterdam, 2003; pp. 767-774.

MAIONE U., MOISELLO U., (2003): “Elementi di statistica per l'idrologia”. La Goliardica Pavese, Pavia, 300 pp.

MAMODIS: “Mass MOvement Detection and Identification System”. <http://mamodis.ddns.net>

MARRA, F., NIKOLOPOULOS, E.I., CREUTIN, J.D., BORGA, M., (2014): “Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds”. *J. Hydrol.* 519, 1607–1619 Part.

MCARDELL, B., BARTELT, P., KOWALSKI, J., (2007): “Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a debris flow”. *Geophys. Res. Lett.* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL029183>.

- MOSTBAUER, K., KAITNA, R., PRENNER, D., HRACHOWITZ, M., (2018): “The temporally varying roles of rainfall, snowmelt and soil moisture for debris flow initiation in a snowdominated system”. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 3493–3513.
- NAGL, G., HÜBL, J., (2017): “A check-dam to measure debris flow-structure interactions in the Gadria torrent”. In: Mikoš, M., Vilímek, V., Yin, Y., Sassa, K. (Eds.), *Advancing Culture of Living With Landslides*. Springer International Publishing, Cham, pp. 465–471.
- NESA s.r.l., (2018): “Sistema sperimentale di monitoraggio delle colate detritiche della Val Rabbia”. Vidor (TV), pp. 1-55.
- PASQUINI G.B., (2018): “La difesa del suolo in Regione Lombardia. Sonico: messa in sicurezza dalle colate detritiche della Val Rabbia”. Comune di Sonico, 29 gennaio 2018, pp. 1-42.
- PIERSON T.C., (1980): “Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand”. *Earth Surf. Processes*, 5, 227–247.
- PIERSON T.C., (1986): “Flow Behavior of Channelized Debris Flows, Mount St. Helens, Washington”. in: *Hillslope Processes, the Binghamton Symp. Geomorphology*, 269-296.
- PIERSON T.C. & COSTA J. E., (1987): “A rheologic classification of subaerial sediment-water flows”. *Reviews in Engineering Geology*, Volume VII, pp. 1-12.
- Radio Voce Camuna: <https://www.vocecamuna.it/niardo-mentre-si-continua-a-spalare-il-fango-si-cerca-di-ricostruire-quanto-accaduto/>
- RAPPELLI F., (2008): “Definizione delle soglie pluviometriche d’inscendio di frane superficiali e colate torrentizie: accorpamento per aree omogenee”. Istituto regionale di ricerca della Lombardia, Milano, Rapporto finale, pp. 5-114.
- RASO B., (2022):” Maltempo Lombardia: stimati 171 milioni di danni per l’alluvione in Val Camonica”. Sito: Meteoweb <https://www.meteoweb.eu/2022/08/maltempo-lombardia-danni-alluvione-valcamonica/1001144462/>
- REGIONE LOMBARDIA (2021): “Progetto: Sistema di monitoraggio e allerta della Val Rabbia-Val Gallinera”. Maggio 2021, pp. 2-24.
- SANTORO G.L., (2008): “Il clima della Valle Camonica”. Sito web: www.3bmeteo.com
- SCHIMMEL, A., HÜBL, J., MCARDELL, B.W., WALTER, F., (2018): “Automatic identification of alpine mass movements by a combination of seismic and infrasound sensors. *Sensors* 18 (5). <https://doi.org/10.3390/s18051658>”.
- SCHIMMEL A., (2022): ”MAMODIS” MASS MOVEMENT DETECTION AND IDENTIFICATION SYSTEM AUTOMATIC: DETECTION AND IDENTIFICATION OF ALPINE MASS MOVEMENTS BASED ON A COMBINATION OF INFRASOUND AND SEISMIC SIGNALS”. System description, system manual. Document Version “1.2”. Version date :10/11/22, pp. 1-29.
- SCOTTO DI SANTOLO A. (2002): “Le colate rapide”. *Argomenti di ingegneria geotecnica*, Collana diretta da Carlo Vigiani, pp. 121, Napoli.
- SMITH, J.B., KEAN, J.W., (2018): “Long-term soil-water tension measurements in semiarid environments: a method for automated tensiometer refilling”. *Vadose Zone J.* 17, 180070. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0070>.

SOATTO F., (2014): “Creazione di una interfaccia tra FV Shock e un GIS per simulare due eventi avvenuti nel bacino del rio Lazer (TN) e di Cancia (BL)”, Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale, Università degli Studi di Padova. https://thesis.unipd.it/bitstream/20.500.12608/18784/1/Tesi_Soatto.pdf

STUDIO GRIFFINI, (2017): “Modellazione geotecnica e individuazione delle soglie di criticità nelle zone della frana Pal e Idro”.

TAKAHASHI T., (2007): “Debris flows; mechanics, prediction and countermeasures”. s.l.:Balkema.

VALENTINI C., (1930): “Sistemazione dei torrenti e dei bacini montani”. Ed. Hoepli, pp. 298.

VANDINE, D. F. (1996): “Debris flow control structures for forest engineering”. Res. Br., B.C. Min. For., Victoria, B.C., Work. Pap. 08/1996

VARNES D.J., (1978): “Slope movement types and processes”. R.L. Schuster and R.J. Krizec (eds.), Land-slides Analysis and Control, National Academy of Sciences, Transportation Research Board, Washington D.C. Special Report 176: 11-33.

WENTWORTH C.K., (1922): ”A scale of grade and class terms for clastic sediments”. J. Geology V. 30, 377-392 (1922).

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, (2003): “Guidelines on climate observation networks and systems”. WMO-TD no. 1185.

3BMeteo: <https://www.3bmeteo.com/meteo/sonico/storico/202105>

ZAINA G., TROPEANO D., TURCONI L., (2006): “Colate detritiche del luglio 2006 in alta Val Camonica (BS)”. Nota preliminare. GEAM, 118, 43 (3), p.25-35.