



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI ROMA "LA SAPIENZA"
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE E AMBIENTALE (DICEA)

Dottorato di ricerca in Ingegneria Ambientale e Idraulica
XXVI Ciclo

**METODOLOGIE DI ANALISI E DEFINIZIONE DI SOGLIE DI EVENTI
PLUVIOMETRICI CHE HANNO INNESCATO COLATE RAPIDE E FRANE
SUPERFICIALI IN UN'AREA DELL'ARCO ALPINO NORD-ORIENTALE**

Ing. Carla Iadanza

Tutor: *Prof. Ing. Francesco Napolitano*

Coordinatore del dottorato: *Prof. Maria Rosaria Boni*

Roma, dicembre 2014

Metodologie di analisi e definizione di soglie di eventi pluviometrici che hanno innescato colate rapide e frane superficiali in un'area dell'arco alpino nord-orientale

Indice

ABSTRACT	1
1 INTRODUZIONE	3
2 STATO DELL'ARTE	5
2.1 Colate detritiche e frane superficiali per fluidificazione della coltre	5
2.2 Soglie pluviometriche di innesco	6
2.2.1 Soglie pluviometriche empiriche	8
2.2.2 Soglie pluviometriche empiriche sul territorio nazionale	12
2.2.3 Soglie pluviometriche empiriche sull'arco alpino.....	13
2.3 Radar meteorologico	14
3 AREA DI STUDIO	17
3.1 Inquadramento geografico e morfologico	17
3.2 Clima	19
3.3 Idrografia.....	23
3.4 Litologia	24
3.5 Copertura e uso del suolo	26
3.6 Precipitazioni e curve di possibilità pluviometrica nella provincia di Trento	27
3.7 Rete pluviometrica	31
3.8 Campi neve.....	32
3.9 Radar meteorologico di Monte Macaion.....	33
3.10 Fenomeni franosi.....	35
3.11 Sistema di allerta della Provincia Autonoma di Trento.....	37
4 CARATTERIZZAZIONE DEGLI EVENTI DI FRANA	39
4.1 Colate rapide e frane superficiali con data di innesco nota	39
4.1.1 Quota.....	40
4.1.2 Acclività.....	41
4.1.3 Esposizione	42
4.1.4 Curvatura totale.....	43
4.1.5 Curvatura planare	44
4.1.6 Curvatura di profilo.....	44
4.1.7 Flow Accumulation Number.....	45
4.1.8 Stream Power Index (SPI).....	46

4.1.9	Topographic Wetness Index (TWI).....	47
4.1.10	Distanza dai corsi d'acqua.....	47
4.1.11	Litologia	48
4.1.12	Distanza dai lineamenti strutturali.....	48
4.1.13	Copertura e uso del suolo	49
4.1.14	Distanza da urbanizzato e infrastrutture di comunicazione.....	50
4.2	Distribuzione nel tempo delle date di innesco.....	50
5	INDIVIDUAZIONE DELL'INIZIO DELL'EVENTO PLUVIOMETRICO INNESCANTE	55
5.1	Metodo esponenziale di separazione di eventi stocasticamente indipendenti	56
5.2	Calcolo della durata critica per ciascun pluviometro dell'area di studio.....	57
5.3	Variazione della durata critica nel tempo e nello spazio	62
5.4	Analisi delle relazioni tra durata critica, <i>ATBS</i> e precipitazione media mensile su singolo pluviometro	80
5.5	Applicazione della durata critica CD per l'individuazione dell'inizio dell'evento innescante ..	83
6	ANALISI DELLA VARIABILITÀ SPAZIALE DELLA PRECIPITAZIONE.....	97
6.1	Analisi di eventi convettivi estivi con dati del radar meteorologico	99
6.1.1	Metodologia di analisi	99
6.1.2	Evento 05/08/2003	102
6.1.3	Evento 14/08/2003	110
6.1.4	Evento 20/08/2005	117
6.1.5	Evento 02/09/2005	125
6.1.6	Evento 03/09/2005	133
6.1.7	Elaborazioni e risultati per gli eventi selezionati	141
6.2	Analisi delle registrazioni dei pluviometri ricadenti in un intorno della zona di innesco	146
6.2.1	Calcolo del coefficiente di correlazione spaziale della precipitazione.....	151
7	TARATURA DI SOGLIE PLUVIOMETRICHE	155
7.1	Selezione degli eventi per la taratura delle soglie	155
7.2	Estrazione dell'evento pluviometrico relativo all'innesco franoso	156
7.3	Individuazione della fine dell'evento	156
7.4	Taratura delle soglie pluviometriche	163
7.5	Soglie pluviometriche per domini spaziali	169
7.6	Ruolo delle precipitazioni antecedenti	174
8	CONCLUSIONI	181
	BIBLIOGRAFIA	185
	RINGRAZIAMENTI	197

ABSTRACT

Debris flows and shallow landslides, due to the high velocity, in recent decades have caused the most damage in Italy both in terms of casualties that economic losses. The triggering is in almost all cases related to intense rainfall events. For these types of landslides one of the main risk mitigation measures is the adoption of early warning systems based on rainfall thresholds that identify the critical amount of precipitation for landslide initiation. The aim of this research is the development of objective, repeatable and exportable methodologies for the identification, analysis and characterization of rainfall events responsible for the triggering of shallow landslides and debris flows and the definition of empirical rainfall thresholds. The study area is the province of Trento (6,208 km²), located in the north-eastern Alps, and characterized by complex orography, with 70% of the area at an altitude above 1,000 m. 260 debris flows and shallow landslides with known date of occurrence in the study area have been extracted from the Italian Landslide Inventory (*Progetto IFFI*) and descriptive statistical analysis related to the main landslide controlling factors have been performed in order to assess the representativeness of the sample with known date of activation respect to the total debris flows and shallow landslides of Trento province. An objective and rigorous statistical methodology has been defined for the identification of the beginning of the triggering event based on the critical duration, that is the minimum dry period duration separating two stochastically independent rainy periods. The critical duration has been calculated for each rain gauge of the study area and its variability during the months of the year has been analysed. An analysis of the rainfall spatial variability in a neighbourhood of the landslide detachment zone has been then carried out through the examination of the Monte Macaion radar maps during some summer convective events, the comparison of rainfall records of rain gauges located in a 10 km buffer around the landslide, and the calculation of the Pearson's correlation coefficient between pairs of neighbouring rain gauges. An automatic procedure for the identification and characterization of the triggering rainfall event has been developed, which provides in output the event duration, cumulated rainfall and average intensity, the maximum rainfall height for fixed durations (from 5 minutes to 96 hours), the cumulated antecedent rainfall (from 1 to 30 antecedent days), the maximum return period of the event, the duration, rainfall amount and intensity associated with the maximum return period. The following rainfall thresholds have been then calibrated with the frequentist approach: cumulated event rainfall-duration (E-D) and average intensity-duration (I-D), which represent the rainfall event in its entirety, and rainfall amount-duration and intensity-duration associated with the event maximum return period ($E_{TR}-D_{TR}$ and $I_{TR}-D_{TR}$), which consider the most critical portion of the event therefore responsible for the landslide triggering. In the absence of information about the landslide time of activation, the end of the triggering event has been identified using two criteria: the rainfall peak intensity and the last registration of the day. The relationship between rainfall thresholds and some environmental landslide controlling factors (i.e. lithology, land use and elevation) has been analysed and finally the contribution of antecedent rainfall has been evaluated. The main outcomes of the research are: the good applicability of the methodology adopted for the objective identification of the beginning of the triggering event, the low representativeness during convective summer events of the rainfall information recorded at the nearest rain gauge with respect to the precipitation over the landslide source area, the influence of the two criteria for the identification of the end of the event on the thresholds coefficients.

Keywords: debris flow, shallow landslide, rainfall thresholds, raingauge, radar, characterization of rainfall event, Alpine area

1 INTRODUZIONE

L'Italia, con quasi 500.000 fenomeni franosi censiti e un'area in frana pari al 7% del territorio nazionale, è uno dei paesi europei maggiormente interessati da fenomeni franosi (Trigila *et alii*, 2010; Spizzichino *et alii*, 2013; Trigila & Iadanza, 2012; Trigila *et alii*, 2014). Le colate rapide e le frane superficiali per saturazione e fluidificazione della coltre, per l'elevata velocità, sono i fenomeni che negli ultimi decenni hanno determinato i maggiori danni nel nostro paese sia in termini di perdita di vite umane che di danni economici a centri abitati e infrastrutture di comunicazione (es. Alta Val d'Isarco - Provincia di Bolzano, 2012; Val di Vara, Cinque Terre e Lunigiana, 2011; Messina, 2009; Val Canale - Friuli Venezia Giulia, 2003; Piemonte e Valle d'Aosta, 2000; Sarno e Quindici, 1998; Versilia, 1996; Val Tanaro - Piemonte, 1994). L'insacco delle colate rapide e delle frane superficiali rapide è nella quasi totalità dei casi legato a eventi pluviometrici intensi.

Per tali tipologie di frana, a causa delle velocità molto elevate, una delle principali misure di mitigazione del rischio è rappresentata dall'adozione di sistemi di allertamento (*early warning*) basati sulle precipitazioni. I sistemi di allertamento confrontano le previsioni meteorologiche di precipitazione attesa e le registrazioni di pioggia in tempo reale con le soglie pluviometriche definite nella regione in esame e attivano le procedure di protezione civile (allerta e allarme) in caso di superamento della soglia in aree suscettibili all'insacco di frane.

Negli ultimi decenni si è assistito ad un progressivo sviluppo, sia in ambito nazionale che internazionale, di studi e modelli per la definizione di soglie pluviometriche di insacco di colate detritiche e frane superficiali rapide. Le soglie pluviometriche rappresentano le quantità di precipitazione critiche per l'insacco e si distinguono in fisicamente basate e in empiriche. Queste ultime consistono in una relazione statistica tra 2 o più variabili pluviometriche che descrivono le condizioni in grado di insaccare frane (es. relazioni intensità-durata, precipitazione cumulata d'evento-durata). Trattandosi di un approccio di tipo statistico, l'affidabilità dei risultati è fortemente condizionata dalla disponibilità e qualità dei dati di input.

La corretta rappresentazione dell'evento pluviometrico insaccante dipende dal criterio di individuazione dell'inizio dell'evento, dalla definizione della fine dell'evento in assenza dell'informazione sull'ora di insacco della frana e dalla disponibilità di registrazioni pluviometriche in prossimità della zona di distacco durante l'evento.

L'identificazione delle condizioni pluviometriche che hanno determinato l'insacco franoso è stata effettuata spesso in letteratura con procedure che risentono di un certo grado di soggettività (Segoni *et alii*, 2014b). In particolare l'individuazione dell'inizio dell'evento si basa generalmente su una definizione soggettiva della durata in ore dell'intervallo di non pioggia antecedente l'evento. Anche la fine dell'evento, quando non è nota l'ora esatta di insacco della frana, viene posta in maniera soggettiva in corrispondenza del picco principale di intensità di precipitazione o al termine delle registrazioni della giornata. Tali scelte soggettive influenzano significativamente l'identificazione dell'evento pluviometrico insaccante, soprattutto nel caso di eventi con andamento nel tempo caratterizzato da scrosci più intensi alternati a brevi periodi di precipitazioni assenti o di bassa intensità. Inoltre per quanto riguarda la scelta del pluviometro di riferimento, la selezione comunemente effettuata della stazione più vicina alla zona di distacco potrebbe non risultare rappresentativa delle piogge di insacco in ambienti orograficamente complessi a causa della forte variabilità spaziale e temporale delle precipitazioni convettive estive.

Lo scopo della presente ricerca è la definizione di metodologie oggettive, ripetibili ed esportabili per l'individuazione, l'analisi e la caratterizzazione degli eventi pluviometrici responsabili dell'innescamento di colate detritiche e frane superficiali rapide e la definizione di soglie pluviometriche empiriche.

L'area di studio prescelta è il territorio della provincia di Trento (6.208 km²), ubicato nel settore nord-est dell'arco alpino e caratterizzato da un'orografia complessa, con il 70% dell'area a quota superiore a 1.000 m.

I principali caratteri innovativi della ricerca riguardano: la definizione di una metodologia statistica oggettiva e rigorosa per separare eventi pluviometrici stocasticamente indipendenti e individuare l'inizio dell'evento innescante; l'analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni in un intorno della zona di distacco della frana e la valutazione della rappresentatività delle registrazioni del pluviometro scelto come riferimento; l'influenza del criterio di definizione della fine dell'evento sulla taratura delle soglie pluviometriche. Le prime due tematiche sono state affrontate solo recentemente in un numero ridotto di lavori scientifici (Marra *et alii*, 2014; Melillo *et alii*, 2014; Nikolopoulos *et alii*, 2014; Segoni *et alii*, 2014a, 2014b; Vessia *et alii*, 2014), l'ultima è da ritenersi una novità nel panorama della ricerca applicata alle soglie pluviometriche di innescamento.

La presente tesi di dottorato è strutturata in 8 capitoli: dopo l'introduzione, nel Capitolo 2 vengono descritte le peculiarità delle colate detritiche e delle frane superficiali rapide ed esposti i concetti generali sulle soglie pluviometriche d'innescamento e sull'utilizzo del radar meteorologico per la stima dell'intensità di precipitazione. Nel Capitolo 3 viene descritta l'area di studio del progetto di ricerca, le sue caratteristiche morfologiche, climatiche, geologiche, idrologiche, l'analisi del regime di precipitazioni e la rete di monitoraggio pluviometrico. Nel Capitolo 4 vengono esaminate le caratteristiche dei fenomeni franosi in relazione ai principali fattori di controllo della franosità mediante analisi statistiche descrittive. Nel Capitolo 5 viene descritta la metodologia adottata per l'individuazione dell'inizio dell'evento pluviometrico innescante e la sua applicazione nell'area di studio. Il Capitolo 6 contiene l'analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni in prossimità della zona di innescamento delle frane utilizzando sia dati del radar meteorologico che di pluviometri. Nel Capitolo 7 vengono presentati i criteri di individuazione della fine dell'evento pluviometrico innescante e viene descritta la taratura e il confronto delle soglie pluviometriche. Il Capitolo 8, infine, contiene i principali risultati conseguiti, le conclusioni e le potenzialità di utilizzo della metodologia.

2 STATO DELL'ARTE

Nel presente capitolo si riporta lo stato dell'arte relativo alle soglie pluviometriche d'innescò per colate detritiche e frane superficiali rapide e all'utilizzo dei radar meteorologici per la stima dell'intensità di precipitazione.

2.1 Colate detritiche e frane superficiali per fluidificazione della coltre

Le colate detritiche (*debris flow*) sono fenomeni di trasporto in massa, attivati dalla gravità, di solidi granulari e acqua, che si muovono come un fluido ad elevata viscosità (47-77% di concentrazione volumetrica; Pierson & Costa, 1987) in alvei incisi e a forte pendenza. Hanno la capacità di aumentare il proprio volume durante la propagazione prendendo in carico materiali solidi di differente granulometria presenti in alveo e materiale organico quale tronchi d'albero e arbusti (Cruden & Varnes, 1996; Hungr, 2005). Le colate si innescano generalmente in bacini montani di ridotte dimensioni, inferiori a 5-10 km² (Marchi & D'Agostino, 2004).

Le frane superficiali per saturazione e fluidificazione della coltre (*debris slide, soil slip*) sono fenomeni che interessano depositi di copertura (suolo, detrito) di spessore da alcuni decimetri fino a qualche metro poggianti su un substrato con una netta differenza di permeabilità e resistenza.

Entrambe le tipologie risultano estremamente pericolose per l'elevata velocità (fenomeni classificati da rapidi a estremamente rapidi, con velocità maggiori di 1,8 m/h) e la rapida evoluzione. Hanno elevata distruttività e gravi conseguenze in termini sia di perdita di vite umane che di danni economici.

Le zone a maggiore suscettibilità (pericolosità spaziale) all'innescò di frane superficiali rapide sono generalmente caratterizzate da pendenza elevata (25-40°) e poste in corrispondenza di particolari condizioni morfologiche che favoriscono la concentrazione dei deflussi superficiali, quali aree a curvatura planare¹ concava, scarpate naturali, terrazzamenti antropici, tagli stradali con inadeguato sistema di canalizzazione e smaltimento delle acque. Per le colate detritiche in ambiente montano i fattori chiave sono l'elevata pendenza dell'incisione torrentizia e la disponibilità di materiale detritico mobilizzabile; ad esempio zone preferenziali di innescò sono rappresentate dalle falde detritiche poste al piede di pareti rocciose.

Le caratteristiche geologiche e litologiche influenzano la produzione di detrito sui versanti e lungo il reticolo idrografico; ad esempio il grado di fratturazione, di alterazione chimica e di degradazione meccanica aumentano la produzione di detrito (Palladino *et alii*, 2014). Altrettanto significativa è l'assenza di vegetazione: su aree incendiate o con vegetazione rada le particelle a bassa coesione del terreno vengono facilmente mobilizzate dall'impatto della pioggia sul terreno e dal deflusso superficiale durante eventi meteorici intensi. Le condizioni pluviometriche in grado di innescare colate rapide in aree percorse da incendio rispetto ad aree non incendiate risultano di almeno un ordine di grandezza inferiore per quanto riguarda la durata dell'evento e di intensità significativamente inferiore (Cannon & Gartner, 2005).

¹ Derivata della pendenza lungo la direzione trasversale alla direzione di massima pendenza del versante

L'innescò è legato generalmente a eventi pluviometrici brevi e intensi immediatamente antecedenti la mobilizzazione della frana avvenuti nelle precedenti 24-48 ore (Wieczorek & Glade, 2005).

Per le frane superficiali rapide su coltri di copertura a bassa permeabilità, sono rilevanti anche le condizioni iniziali di umidità del suolo determinate dall'entità delle precipitazioni antecedenti, perché riducono la suzione² e aumentano la pressione interstiziale con la diminuzione della resistenza a taglio. Nelle colate detritiche invece le condizioni di umidità iniziale del suolo sono poco significative in quanto, durante le precipitazioni di breve durata ed elevata intensità, l'acqua si infiltra negli accumuli detritici a granulometria grossolana, privi di coesione e con elevata conducibilità idraulica sui versanti ad elevata pendenza, la pressione intergranulare aumenta rapidamente e si verifica l'innescò dei fenomeni di instabilità (Tarolli *et alii*, 2006, 2008; Bacchini & Zannoni, 2003; Crosta & Dal Negro, 2003; Crosta & Frattini, 2008; Van Asch *et alii*, 2009). Il contenuto di umidità iniziale è altrettanto trascurabile per l'innescò in aree percorse da incendio (Staley *et alii*, 2014).

La frequenza di innescò di *debris flow/soil slip* nello stesso bacino/versante dipende dalla disponibilità di sedimenti mobilizzabili: dove la copertura colluviale è di modesto spessore e i depositi detritici di ridotta entità il tempo di ricorrenza è maggiore; dove lo spessore delle coperture e gli accumuli detritici sono molto consistenti si possono verificare anche eventi ripetuti durante la medesima stagione piovosa.

2.2 Soglie pluviometriche di innescò

Le soglie pluviometriche rappresentano le quantità di precipitazione critiche per l'innescò dei fenomeni franosi e si distinguono in fisicamente basate o empiriche.

Le soglie fisicamente basate consistono nella modellazione fisica del pendio, accoppiando al modello di stabilità del pendio (es. modello a pendio infinito) un modello di infiltrazione, quale il modello stazionario di Montgomery e Dietrich (1994), il modello a pistone di Green e Ampt (1911) o il modello diffusivo di Iverson (2000). I dati di input al modello sono: acclività, spessore, peso specifico, coesione e angolo di attrito, conducibilità idraulica satura; oltre a umidità iniziale e porosità efficace per il modello a pistone e a massima diffusività per il modello diffusivo.

I differenti modelli di infiltrazione derivano da semplificazioni dell'equazione di Richards:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_L(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_Z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos \alpha \right) \right], \text{ dove } x, y$$

e z sono gli assi del sistema di riferimento con z normale al pendio, ψ il carico idraulico, θ il contenuto d'acqua del terreno, t il tempo, α l'acclività del pendio, K_L e K_Z la conducibilità idraulica in direzione parallela e normale al pendio.

Dal confronto dei 3 modelli di infiltrazione sopracitati effettuato da Crosta e Frattini (2002a; 2002b; 2003), il modello stazionario è risultato non idoneo a simulare eventi a elevata intensità e breve durata mentre il modello diffusivo si è dimostrato il migliore. Frattini *et alii* (2009), per tenere in considerazione le incertezze dei parametri fisici e meccanici del terreno, hanno utilizzato un approccio stocastico Monte Carlo. I modelli fisicamente basati hanno il vantaggio

² In un terreno parzialmente saturo, la differenza $u_a - u_w$ tra la pressione dell'aria u_a e la pressione dell'acqua u_w viene definita suzione di matrice

di essere più completi perché analizzano gli effetti prodotti dalle piogge sulle pressioni interstiziali, sui moti di filtrazione e sulle modalità di deflusso idrico (Tarolli *et alii*, 2006; Segoni *et alii*, 2009; Capparelli & Versace, 2011). Il limite principale riguarda la necessità di dettagliate informazioni spaziali difficili e onerose da acquisire su vaste aree in quanto generalmente si dispone solo di misure puntuali. Sono applicabili quindi solo su aree limitate.

Le soglie empiriche si basano sull'analisi di eventi pluviometrici che in passato hanno innescato frane, relativi a una ampia porzione di territorio. Consistono in una relazione statistica tra 2 o più variabili pluviometriche che descrivono le condizioni di pioggia in grado di innescare frane (es. relazioni intensità-durata, precipitazione cumulata-durata).

I dati di input necessari per la taratura di una soglia empirica sono, per ciascuna frana: la localizzazione, la tipologia di movimento, la data e preferibilmente l'ora di innesco, la precipitazione dell'evento, le precipitazioni antecedenti e le registrazioni pluviometriche su un periodo di anni significativo registrate da un pluviometro in prossimità della frana.

Essendo un approccio di tipo statistico, l'affidabilità dei risultati è legata alla disponibilità e qualità dei dati di input. Le principali criticità sono legate al fatto che spesso le date di innesco sono disponibili solo per le frane che hanno provocato danni, che i pluviometri disponibili potrebbero non essere ubicati in prossimità dell'innesco, fornire solo registrazioni giornaliere o aver funzionato per un breve periodo di anni. Soprattutto durante gli eventi temporaleschi estremamente localizzati, due pluviometri vicini possono misurare precipitazioni d'evento significativamente differenti. Inoltre le precipitazioni d'evento potrebbero essere poco rappresentative se si dispone esclusivamente di pluviometri ubicati nelle vallate a quote inferiori rispetto alla zona di innesco delle frane. Un'altra criticità riguarda le soglie tarate su eventi pluviometrici estremi, che potrebbero sovrastimare il valore minimo al di sopra del quale si verifica l'innesco di frane.

Le soglie empiriche rispetto a quelle fisicamente basate non consentono di prevedere la severità dell'evento ovvero la percentuale di versanti dell'area di studio interessati da fenomeni franosi. Il vantaggio indubbio è quello di richiedere in input molti meno parametri.

Una soglia viene definita minima quando individua la quantità minima di pioggia al di sotto della quale non si innescano frane, massima se definisce la quantità di pioggia per cui la probabilità di innesco è pari al 100%, oppure può essere definita mediante un approccio probabilistico che associa ai valori di precipitazione un valore di probabilità di innesco.

Per quanto riguarda la taratura, una soglia può essere identificata utilizzando solo eventi pluviometrici che hanno innescato frane oppure, disponendo anche di eventi senza inneschi, come miglior separatore delle due categorie di eventi.

Relativamente all'estensione areale, le soglie pluviometriche possono essere globali, regionali o locali. Una soglia globale definisce un valore minimo di precipitazione universale, le soglie regionali riguardano aree da alcune fino a parecchie migliaia di km², caratterizzate da condizioni climatiche e fisiografiche simili, le soglie locali si applicano ad aree fino a qualche centinaia di km². Le soglie locali o regionali hanno ottime potenzialità nelle aree in cui sono state tarate ma non possono essere esportate alle aree limitrofe a causa delle differenze morfologiche, litologiche e climatiche. Le *performance* di soglie locali sono state confrontate con quelle di una soglia regionale e nazionale da Segoni *et alii* (2014b). Le *performance* aumentano considerevolmente passando da una soglia regionale relativa al territorio della Toscana a soglie locali su singola zona omogenea di allertamento. La soglia nazionale (Brunetti *et alii*, 2010) invece risulta più bassa perché è stata concepita come rappresentativa delle condizioni pluviometriche minime che potessero determinare inneschi sull'intero territorio nazionale (Figura 2.1).

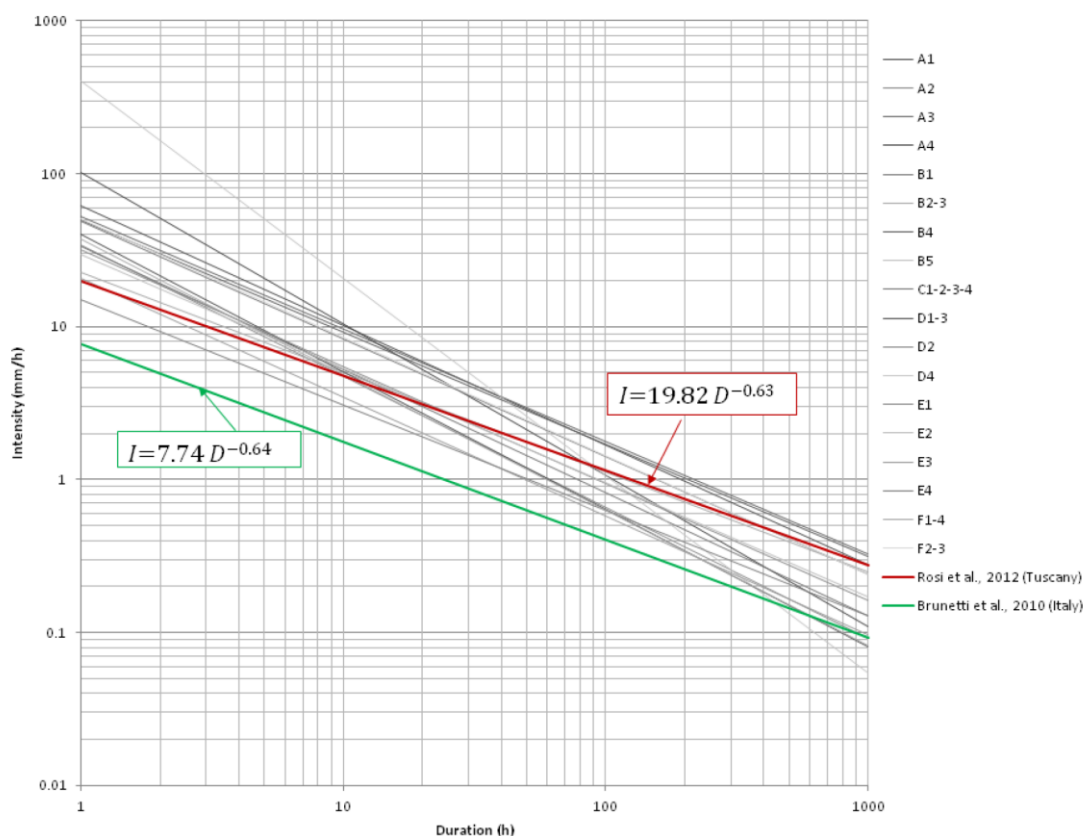


Figura 2.1: Confronto tra soglie pluviometriche locali, regionale e nazionale (da Segoni et alii, 2014b)

Infine il modello idrologico di soglia pluviometrica FLAIR – *Forecasting of Landslides Induced by Rainfalls* (Versace et alii, 2000; Casseti & Versace, 2002; Sirangelo & Braca, 2004; Versace et alii, 2005; Versace & Capparelli, 2008; Capparelli e Tiranti, 2010) si basa sulla definizione di una funzione di mobilitazione Y che rappresenta l'attitudine all'innescio. Y è espressa dalla convoluzione tra l'intensità di infiltrazione e una funzione di trasferimento Ψ , peculiare per ciascun versante, che descrive il legame tra infiltrazione e mobilitazione del pendio.

2.2.1 Soglie pluviometriche empiriche

Le più comuni soglie empiriche sono le curve intensità-durata espresse dalla formula $I = c + \alpha \cdot D^\beta$, dove I è l'intensità di precipitazione e D la durata. L'esponente β assume valore negativo (tra -2 e -0,19 in letteratura), indicando che in un piano bi-logaritmico all'aumentare della durata diminuisce linearmente l'intensità di precipitazione necessaria per l'innescio (Caine, 1980; Crosta & Frattini, 2001; Aleotti, 2004; Giannecchini, 2006; Guzzetti et alii, 2007, 2008; Brunetti et alii, 2009, 2010). Per la maggior parte delle soglie in letteratura il coefficiente c è pari a 0 e la curva I-D è una semplice legge di potenza.

Per rendere confrontabili soglie pluviometriche I-D tarate per differenti zone, in letteratura l'intensità di precipitazione è stata normalizzata dividendola per un indice del regime climatico

della zona, quale la precipitazione media annua (MAP) o l'RDN³. Infatti aree caratterizzate da MAP più elevata necessitano generalmente di valori più elevati di precipitazione per innescare frane (Palladino *et alii*, 2014). La Tabella 2.1 elenca le variabili pluviometriche utilizzate in letteratura per la definizione di soglie empiriche (Guzzetti *et alii*, 2007).

Tabella 2.1: Variabili pluviometriche utilizzate in letteratura per la definizione di soglie pluviometriche (da Guzzetti *et alii*, 2007)

Variable	Description	Units	First introduced
D	Rainfall duration. The duration of the rainfall event or rainfall period	h, or days	Caine (1980)
D _C	Duration of the critical rainfall event	h	Aleotti (2004)
E _{(h),(d)}	Cumulative event rainfall. The total rainfall measured from the beginning of the rainfall event to the time of failure. Also known as storm rainfall. "h" indicates the considered period in hours; "d" indicates the considered period in days	mm	Innes (1983)
E _{MAP}	Normalized cumulative event rainfall. Cumulative event rainfall divided by MAP ($E_{MAP} = E/MAP$). Also known as normalized storm rainfall	–	Guidicini and Iwasa (1977)
C	Critical rainfall. The total amount of rainfall from the time of a distinct increase in rainfall intensity (t_0) to the time of the triggering of the first landslide (t_f)	mm	Govi and Sorzana (1980)
C _{MAP}	Normalized critical rainfall. Critical rainfall divided by MAP ($C_{MAP} = C/MAP$)	–	Govi and Sorzana (1980)
R	Daily rainfall. The total amount of rainfall for the day of the landslide event	mm	Crozier and Eyles (1980)
R _{MAP}	Normalized daily rainfall. Daily rainfall divided by MAP ($R_{MAP} = R/MAP$)	–	Terlien (1998)
I	Rainfall intensity. The amount of precipitation in a period, i.e., the rate of precipitation over the considered period. Depending on the duration of the measuring period, rainfall intensity measures peak or average precipitation rates	mm/h	Caine (1980)
I _{MAP}	Normalized rainfall intensity. Rainfall intensity divided by MAP ($I_{MAP} = I/MAP$)	l/h	Cannon (1988)
I _{max}	Maximum hourly rainfall intensity. The maximum hourly rainfall intensity.	mm/h	Onodera et al (1974)
I _p	Peak rainfall intensity. The highest rainfall intensity (rainfall rate) during a rainfall event. Available from detailed rainfall records	mm/h	Wilson et al (1992)
$\hat{I}_{(h)}$	Mean rainfall intensity for final storm period. "h" indicates the considered period, in hours, most commonly from 3 to 24 hours	mm/h	Govi and Sorzana (1980)
I _c	Critical hourly rainfall intensity	mm/h	Heyerdahl et al (2003)
I _f	Rainfall intensity at the time of the slope failure. Available from detailed rainfall records	mm/h	Aleotti (2004)
I _{MAP}	Normalized rainfall intensity at the time of the slope failure. Rainfall intensity at the time of the slope failure divided by MAP ($I_{MAP} = I_f/MAP$)	l/h	Aleotti (2004)
A _(d)	Antecedent rainfall. The total (cumulative) precipitation measured before the landslide triggering rainfall event. "d" indicates the considered period in days	mm	Govi and Sorzana (1980)
A _{MAP}	Normalized antecedent rainfall. Antecedent rainfall divided by MAP ($A_{MAP} = A/MAP$)	–	Aleotti (2004)
A _(y)	Antecedent yearly precipitation up to date of the event. The total (cumulative) yearly precipitation measured before the landslide triggering rainfall event	mm	Guidicini and Iwasa (1977)
A _{(y)MAP}	Normalized antecedent yearly precipitation up to date of the event. Antecedent yearly precipitation divided by MAP ($A_{(y)MAP} = A_{(y)}/MAP$)	–	Guidicini and Iwasa (1977)
F _c	Sum of normalized antecedent yearly precipitation and normalized event rainfall ($F_c = A_{(y)MAP} + E_{MAP}$). Also known as "final coefficient"	–	Guidicini and Iwasa (1977)
MAP	Mean annual precipitation. For a rain gauge, the long term yearly average precipitation, obtained from historical rainfall records. A proxy for local climatic conditions	mm	Guidicini and Iwasa (1977)
RDS	Average number of rainy-days in a year. For a rain gauge, the long term yearly average of rainy (or wet) days, obtained from historical rainfall records. A proxy for local climatic conditions	#	Wilson and Jayko (1997)
RDN	Rainy-day normal. For a rain gauge, the ratio between the MAP and the average number of rainy-days in a year ($RDN = MAP/RDS$)	mm/#	Wilson and Jayko (1997)
N	Ratio between the MAP of two different (distant) areas	–	Barbero et al (2004)

³ L'RDN è pari al rapporto tra MAP e numero di giorni piovosi annui

Nelle curve intensità-durata, la definizione dell'intensità di precipitazione rappresenta un fattore cruciale: può rappresentare una misura istantanea del picco di intensità o un valore mediato sull'evento. Nel sistema di allertamento della Regione Toscana, per individuare in modo automatico la combinazione intensità-durata più severa, il programma MaCumBA (*MASSive CUMulative Brisk Analyzer*) analizza tutti i sub-eventi all'interno dell'evento pluviometrico innescante (Figura 2.2), scegliendo i parametri I e D associati al tempo di ritorno più elevato (Segoni *et alii* 2013, 2014a).

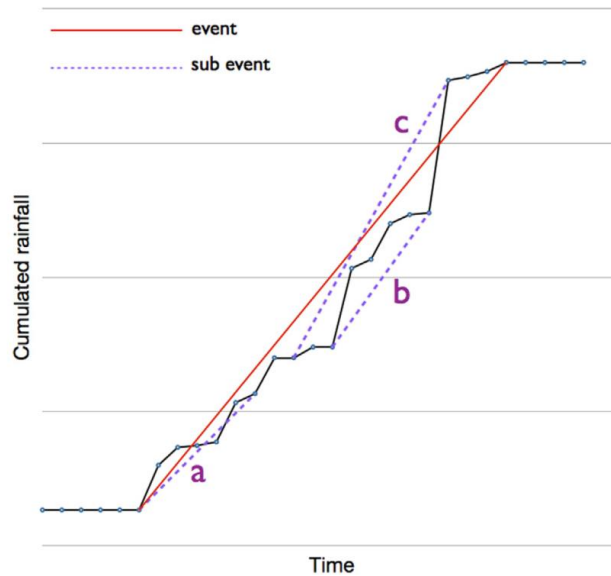


Figura 2.2: Identificazione di sub-eventi (da Segoni *et alii*, 2014a)

Alcune soglie pluviometriche considerano le precipitazioni antecedenti l'evento perché rappresentano un indicatore dello stato di saturazione del suolo. La scelta del periodo antecedente ottimale su cui calcolare le precipitazioni cumulate dipende dalla litologia, morfologia, uso del suolo e copertura vegetale, regime climatico, caratteristiche di resistenza e permeabilità del suolo (Terlien 1996, 1998; Fuhrmann *et alii*, 2008; Pignone *et alii*, 2005). Per l'arco alpino sono state generalmente considerate le precipitazioni antecedenti da 1 a 30 giorni (Aleotti, 2004; Bertolo & Bottino, 2006; Pasuto & Silvano, 1998; Frattini *et alii* 2009). In letteratura sono state definite alcune variabili che esprimono il contributo della precipitazione dei giorni antecedenti (Crozier, 1999; Glade, 2000; Glade *et alii*, 2000a, 2000b; Godt *et alii*, 2006; Baum & Godt, 2010; Zezere *et alii* 2005, 2008; Marques *et alii*, 2008). Nelle formule è presente un fattore che rappresenta il tasso di diminuzione dell'umidità del suolo nel tempo, in quanto le precipitazioni dei giorni più recenti hanno una rilevanza maggiore:

- Antecedent daily rainfall
$$Pa_0 = P_1 + 2^{k_d} \cdot P_2 + 3^{k_d} \cdot P_3 + \dots + n^{k_d} \cdot P_n ;$$
- Calibrated antecedent rainfall (CAR)
$$CAR_x = k \cdot P_1 + k^2 \cdot P_2 + k^3 \cdot P_3 + \dots + k^n \cdot P_n ,$$

con la costante k che assume valori tra 0,8 e 0,9;
- Antecedent Soil Water Status (ASWS)
$$EPa_0 = k \cdot EP_1 + k^2 \cdot EP_2 + k^3 \cdot EP_3 + \dots + k^n \cdot EP_n ,$$

con EP Daily Excess Rainfall;
- Antecedent Water Index (AWI)
$$AWI_t = AWI_{t-1} \cdot e^{-k_d \Delta t} + \frac{I_i}{k_d} (1 - e^{-k_d \Delta t}) .$$

Nel caso di periodo antecedente secco, la magnitudo della precipitazione d'evento è essenziale per l'innescamento dei fenomeni franosi; all'aumentare delle precipitazioni antecedenti diminuisce l'importanza della precipitazione d'evento (Glade, 2000). Nell'ambito del Progetto Safeland (*Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies*) è stato applicato un approccio intensità-durata per i *debris flows* e un approccio intensità-precipitazioni antecedenti-durata per i *soil slip*: $I = [\alpha_1 \cdot A_n^{\alpha_2}] \cdot D^\beta$ (Mercogliano *et alii*, 2011). Nel contesto del Progetto MORFEO (Monitoraggio del Rischio da Frana con tecnologie EO) finanziato dall'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) è stata effettuata una sperimentazione di tecniche di stima dell'umidità superficiale del suolo fino a circa 5 cm basate sull'utilizzo e integrazione di dati ottici multi sensore e multi satellite ad elevata o media risoluzione (Calamita *et alii*, 2009).

Molto spesso le curve intensità – durata sono state disegnate manualmente senza un criterio statistico rigoroso oppure sono state determinate mediante adattamento ai minimi quadrati alla nuvola di dati e poi traslate verso il basso in modo da rappresentare il limite inferiore dei dati empirici (Rappelli *et alii*, 2008). Le soglie ricavate con criterio statistico rigoroso (es. approccio bayesiano, analisi frequentista) forniscono un'analisi quantitativa delle intensità di precipitazione e delle probabilità di innescamento, sono oggettive e riproducibili (Berti *et alii*, 2012; Guzzetti *et alii*, 2008; Brunetti *et alii*, 2010). Il metodo bayesiano restituisce un valore di probabilità di innescamento franoso, compreso tra 0 e 1, per ciascuna combinazione delle variabili idrologiche selezionate. Con l'analisi frequentista è possibile definire soglie corrispondenti a differenti probabilità di superamento. L'approccio con analisi frequentista è applicabile su grandi campioni di dati che coprono estesi intervalli di durate e intensità; al contrario per piccoli campioni di dati è più opportuno utilizzare l'approccio bayesiano. (Guzzetti *et alii*, 2007; 2008; Brunetti *et alii*, 2010). L'applicazione dell'approccio bayesiano sui soli eventi pluviometrici che hanno causato frane, senza considerare gli eventi senza inneschi può determinare errori sistematici (Berti *et alii*, 2012).

In letteratura sono state utilizzate anche tecniche di statistica multivariata, come l'analisi discriminante, la regressione logistica o gli alberi di classificazione, per individuare tra molteplici variabili idro-pluviometriche quelle più significative per separare eventi di pioggia che hanno innescato frane (LE) da eventi senza inneschi (NLE). Per costruire il campione di NLE viene effettuato un campionamento tra gli eventi che non hanno innescato frane in modo tale che la numerosità dei due gruppi sia confrontabile (Jakob e Weatherly 2003; Jakob *et alii*, 2006; Chang *et alii*, 2008; Wiecezorek e Sarmiento, 1988; Cepeda *et alii*, 2011; Mercogliano *et alii*, 2011).

Le soglie finalizzate all'utilizzo nei sistemi allertamento (*early warning*) sono state tarate, a partire da un campione di eventi osservati, in modo da massimizzare il numero di corrette previsioni di innescamento effettuate dal modello e minimizzare gli errori sia in termini di falsi positivi (FP) o “falsi allarmi” che di falsi negativi (FN) o “mancati allarmi” (Arpa Piemonte 2004, Barberio *et alii*, 2004; Ratto, 2004; Segoni *et alii* 2014b, Staley *et alii*, 2014b).

In alcuni studi sono state tarate soglie pluviometriche empiriche separate per differenti periodi dell'anno (Govi *et alii*, 1985; Rappelli *et alii*, 2008; Peruccacci *et alii*, 2012). Ad esempio Peruccacci *et alii* (2012) hanno riscontrato per le Regioni Abruzzo, Umbria e Marche che la soglia estiva (Maggio-Settembre) associata ad eventi convettivi risulta più elevata per durate minori di 12 ore, mentre la soglia relativa al periodo Ottobre-Aprile, quando prevalgono precipitazioni prolungate associate a sistemi frontali, è più elevata per durate maggiori di 100 ore.

2.2.2 Soglie pluviometriche empiriche sul territorio nazionale

Nel 2010 Brunetti *et alii* hanno tarato una soglia pluviometrica per l'Italia sulla base di un catalogo di 587 eventi pluviometrici che hanno innescato frane nel periodo 1841-2008 (85% eventi al nord, 7,7% al centro e 7,3% al sud) e di un database di 166 eventi relativo al periodo 2002-2009. I dati del catalogo derivano da una ricerca bibliografica su pubblicazioni scientifiche, atti di convegni e rapporti tecnici. Il database 2002-2009 è stato popolato attraverso la ricerca sui quotidiani delle informazioni sull'innescamento di frane (luogo e data di innescamento) e l'estrazione del relativo evento pluviometrico (durata e intensità media) dal database dei pluviometri con misurazioni orarie o sub-orarie ubicati sul territorio italiano.

Per calcolare i coefficienti della soglia pluviometrica I-D ($I = \alpha \cdot D^{-\beta}$) è stato utilizzato sia l'approccio Bayesiano che l'analisi frequentista (Figura 2.3). Le soglie tarate con approccio bayesiano e frequentista sono abbastanza simili, quella bayesiana è più bassa per durate di eventi pluviometrici molto brevi (< 2 ore); per eventi più lunghi la soglia con metodo frequentista è più conservativa (Guzzetti *et alii*, 2007; 2008; Brunetti *et alii*, 2010). Nel 2014 è stata calcolata una nuova soglia sulla base di un catalogo di 1981 eventi pluviometrici che hanno innescato 2408 frane superficiali dal 1996 al 2012 in 17 Regioni. La nuova soglia è risultata inferiore alla precedente, a causa delle differenti fonti di informazioni utilizzate per la compilazione del catalogo, principalmente giornali e rapporti tecnici dei Vigili del Fuoco (Brunetti *et alii*, 2014).

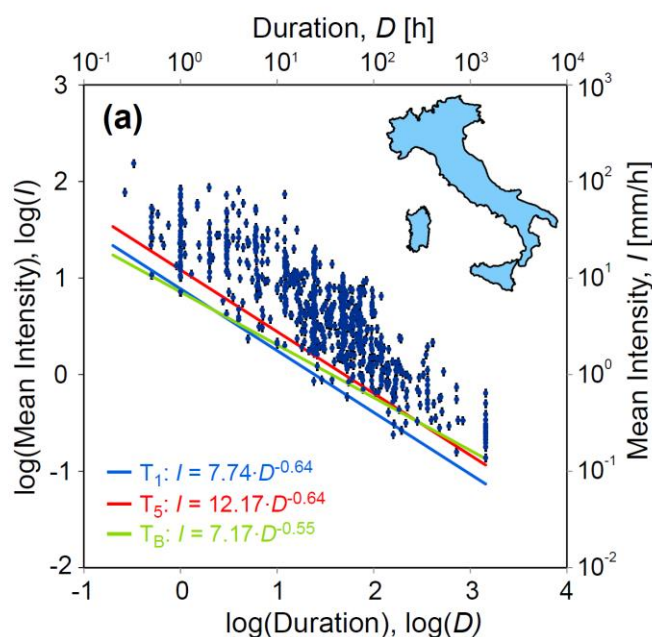


Figura 2.3: Soglia pluviometrica italiana stimata con approccio bayesiano (linea verde) e analisi frequentista con probabilità di non superamento dell'1% (linea blu) e del 5% (linea rossa) (da Brunetti *et alii*, 2010)

Le soglie pluviometriche di innescamento I-D nazionali sono state integrate nel sistema prototipale SANF (Sistema di Allertamento Nazionale per la previsione di Frane) realizzato dal CNR-IRPI per il Dipartimento di Protezione Civile (Rossi *et alii*, 2012).

2.2.3 Soglie pluviometriche empiriche sull’arco alpino

Una rassegna delle curve I-D tarate su bacini dell’arco alpino è contenuta in Brunetti *et alii* (2010).

Tabella 2.2: Relazioni I-D tarate per l’arco alpino (da Brunetti *et alii*, 2010): Estensione: R = soglie regionali, L = soglie locali; Tipologia di frana: A = tutte le tipologie, D = debris flow; S = soil slip, Sh = frane superficiali. Fonti: 1 Ceriani *et alii* (1994) in Bacchini and Zannoni (2003); 2 Aleotti (2004); 3 Cancelli and Nova (1985); 4-9 Bolley and Olliaro (1999); 10 Marchi *et alii* (2002).

Extent	Area	Type	Equation	Range
R	Lombardy, northern Italy	A	$I=20.10 \times D^{-0.55}$	$1 < D < 1000$
R	Piedmont, NW Italy	Sh	$I=19.00 \times D^{-0.50}$	$4 < D < 150$
L	Valtellina, Lombardy, northern Italy	S	$I=44.67 \times D^{-0.78}$	$1 < D < 1000$
L	Rho Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=9.52 \times D^{-0.50}$	$1 < D < 24$
L	Rho Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=11.70 \times D^{-0.48}$	$1 < D < 24$
L	Perilleux Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=11.00 \times D^{-0.45}$	$1 < D < 24$
L	Perilleux Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=10.67 \times D^{-0.50}$	$1 < D < 24$
L	Champeyron Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=12.65 \times D^{-0.53}$	$1 < D < 24$
L	Champeyron Basin, Piedmont, NW Italy	D	$I=18.68 \times D^{-0.57}$	$1 < D < 24$
L	Moscardo Torrent, NE Alps, Italy	A	$I=15.00 \times D^{-0.70}$	$1 < D < 30$

La Giunta Regionale della Lombardia con Delibera n. 7/21205 “Direttiva Regionale per l’allertamento per il rischio idrogeologico e idraulico e la gestione delle emergenze regionali” ha adottato il “metodo Ceriani” (Ceriani *et alii*, 1994) come metodo regionale per la predisposizione del sistema di allertamento idrometeorologico della Protezione Civile per i dissesti superficiali.

Aleotti (2004) ha tarato curve I-D per la Regione Piemonte sulla base delle frane superficiali innescate dai 5 eventi più severi: 4-5 novembre 1994, 7-8 luglio 1996, 27-30 aprile 2000, 14-16 giugno 2000 e 13-16 ottobre 2000.

Govi *et alii* (1985) hanno tarato soglie pluviometriche per il Bacino Padano occidentale mediante la relazione tra intensità oraria e precipitazione cumulata dell’evento (espressa in % della precipitazione media annua). I 22 eventi considerati sono stati suddivisi in invernali-primaverili ed estivi-autunnali.

Nel 2001-2004 nell’ambito di una Convenzione tra Dipartimento Nazionale di Protezione Civile e Arpa Piemonte (Arpa Piemonte, 2004; Barberio *et alii*, 2004; Ratto, 2004) è stato sviluppato un modello per la definizione di soglie pluviometriche di innesco basate sul tempo di ritorno. Sono state definite 2 soglie associate ai 2 livelli di criticità: Moderata Criticità, ovvero dissesti in grado di coinvolgere ambiti territoriali ristretti e di determinare danni di media gravità, ed Elevata Criticità, nel caso di dissesti in grado di coinvolgere ambiti territoriali estesi e di determinare danni di gravità rilevante. E’ stato determinato il tempo di ritorno TR che minimizza la funzione obiettivo $\Phi = p_1 \cdot MA_{(TR)} + p_2 \cdot FA_{(TR)}$, essendo MA il numero dei mancati allarmi, FA quello dei falsi allarmi e facendo variare p_2/p_1 tra 0,1 e 0,4. Per la Regione Piemonte sono state definite le soglie $TR=5$ anni per criticità moderata e $TR=20$ anni per elevata criticità; per la Regione Valle d’Aosta $TR=5$ anni per criticità moderata e $TR=10$ anni per elevata criticità.

L’IReR e l’IRPI-CNR di Torino (Rappelli *et alii*, 2008) hanno analizzato 106 colate detritiche e frane superficiali nelle province di Sondrio e Brescia con ora d’innesco nota. Gli eventi sono stati suddivisi in “estivi”, da giugno a settembre, e “primaverili-autunnali”. Sono state

identificate 4 soglie, utilizzando la relazione fra durata e intensità normalizzata con la precipitazione media annua, rispettivamente per il periodo estivo, per quello primaverile-autunnale, per durate d'evento $D < 10$ e $D > 10$ ore.

Il modello di soglia FLaIR è stato utilizzato per la Val di Lanzo, accoppiato con il modello meteorologico COSMO-LAMI per la previsione delle precipitazioni (MoniFLaIR System). I parametri della funzione di trasferimento sono stati tarati su 14 frane superficiali e colate detritiche (Capparelli & Tiranti, 2010).

2.3 Radar meteorologico

Il radar (*RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *R*ang*ING*) meteorologico è uno strumento che sfrutta gli impulsi di onde elettromagnetiche per rilevare la presenza in atmosfera delle idrometeorie (gocce di pioggia, cristalli di neve, grandine). Consente di stimare l'intensità di precipitazione su un'area di estensione notevole. Grazie all'elevata risoluzione spaziale e temporale, le stime radar di precipitazione costituiscono un valido complemento alle reti di pluviometri soprattutto per la descrizione spaziale degli eventi meteorologici e per l'analisi di piccoli bacini idrografici, caratterizzati da rapido tempo di risposta alle sollecitazioni meteoriche (Borga e Fattorelli, 2003).

Il radar scandisce un'ampia porzione di atmosfera emettendo impulsi nel campo delle microonde; se il fascio di onde incontra un ostacolo lungo il suo percorso parte della radiazione viene riflessa verso lo strumento (*backscattering*). Dall'analisi del segnale riflesso è possibile ottenere informazioni sia sulla posizione dell'oggetto rilevato che sulla sua dimensione e velocità di spostamento (radar Doppler). Il radar campiona l'atmosfera compiendo una scansione a 360° a diverse elevazioni (Figura 2.4). Il volume campionato viene individuato nello spazio con una terna di coordinate polari (distanza radiale o *range*, angolo azimutale e angolo di elevazione).

I radar convenzionali (non coerenti) misurano solo il *range* e la riflettività, i radar Doppler rilevano anche la velocità radiale del bersaglio lungo la direzione dell'onda emessa; i radar polarimetrici forniscono informazioni anche su forma e orientazione del bersaglio.

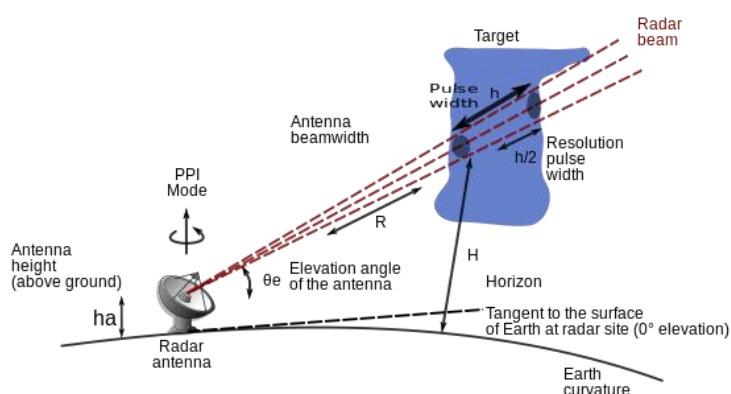


Figura 2.4: Funzionamento del radar meteorologico (<http://www.meteotrentino.it/dati-meteo/radar/info-radar.aspx?ID=143>)

I radar vengono distinti a seconda della banda di frequenze in cui lavorano: banda S (da 2 a 4 GHz), C (da 4 a 8 GHz) e X (da 8 a 12 GHz). L'atmosfera è in gran parte trasparente a questo tipo di radiazioni, quindi il fascio radar può percorrere grandi distanze prima di essere attenuato.

In presenza di idrometeore la radiazione emessa dal radar viene diffusa, in parte anche in direzione del radar, secondo la teoria dello *scattering* di Rayleigh, valida per la retrodiffusione di onde elettromagnetiche da parte di ostacoli sferici di diametro modesto rispetto alla lunghezza d'onda ($D < 0,16 \lambda$). La dimensione degli oggetti che il radar riesce a rilevare dipende dalla lunghezza d'onda del fascio radar: lunghezze d'onda minori permettono di identificare oggetti di dimensione minore a fronte però di una maggiore attenuazione del segnale; con lunghezze d'onda maggiori, l'assorbimento è drasticamente ridotto. Il radar meteorologico non è in grado di fornire una misura diretta dell'intensità di precipitazione. La grandezza misurata dal radar è la potenza retrodiffusa dal volume di atmosfera osservato dal radar che viene trasformata in riflettività (Z) e quindi convertita in intensità di precipitazione (R). La riflettività Z dipende dal numero di idrometeore presenti nel volume di atmosfera osservato e dalla distribuzione dei loro diametri. Z è pari alla somma delle sezioni di retrodiffusione dei bersagli normalizzata nel volume elementare ΔV : $Z = \frac{\sum_i \sigma_i}{\Delta V}$. Nella regione di Rayleigh, la

sezione è proporzionale alla sesta potenza del diametro, quindi $Z = \int_0^\infty D^6 N(D) dD$, essendo $N(D)$ la distribuzione dimensionale dei diametri delle gocce (DSD – *Drop Size Distribution*). La riflettività radar e l'intensità di precipitazione sono legate da una relazione in forma di potenza: $Z = a \cdot R^b$, dove a e b sono coefficienti che variano localmente e a seconda del tipo di precipitazione, stratiforme o convettiva. La relazione più nota è quella proposta da Marshall *et alii* (1955) per precipitazioni stratiformi $Z = 200 \cdot R^{1,6}$.

Le stime di precipitazione con dati radar sono affette da errori, che possono essere classificati in: errori *random*, associati alla trasformazione da riflettività a intensità di precipitazione a causa della variabilità della distribuzione dimensionale dei diametri delle gocce (DSD); errori sistematici dovuti all'errata calibrazione del radar; errori dipendenti dalla distanza dallo strumento, che includono l'attenuazione del segnale durante la propagazione e l'incremento di dimensione e di quota del volume campionato, con significative differenze spaziali e temporali tra la precipitazione misurata dal radar e dai pluviometri a terra (Villarini *et alii*, 2008).

In ambiente montano, errori significativi sono legati inoltre all'interazione tra fascio radar e orografia, con la retrodiffusione da parte di ostacoli fissi quali rilievi montani o edifici (echi di terra) e l'occlusione parziale o totale del fascio radar con sottostima della precipitazione a tergo delle barriere orografiche. Per eliminare gli echi di terra, conservando solo il segnale retrodiffuso meteorologicamente significativo, si possono utilizzare metodi diversi, quali la realizzazione di mappe di eco radar a cielo sereno da sottrarre al dato misurato oppure meccanismi di filtro che sfruttano l'effetto doppler eliminando il segnale proveniente da bersagli con velocità nulla.

All'aumentare della distanza dall'antenna, l'accuratezza della stima della precipitazione è condizionata dalla variabilità verticale della riflettività. Tale variabilità è legata al cambiamento di stato di aggregazione (solido o liquido) delle idrometeore (Figura 2.5). Durante precipitazioni di tipo stratiforme la tipica struttura verticale della precipitazione è costituita in basso dalla pioggia, quindi dallo strato di scioglimento della neve in pioggia, di spessore di qualche centinaio di metri, detto banda brillante e caratterizzato da forte riflettività che può indurre a sovrastime dell'intensità di precipitazione, infine a quote superiori allo zero termico dalla neve e dal ghiaccio con riflettività bassa, funzione dell'equivalente acqua liquida, che può portare a forti sottostime della precipitazione. Nel caso di eventi convettivi le elevate velocità verticali determinano un continuo rimescolamento delle particelle e il passaggio da uno stato di aggregazione all'altro non è nettamente delineato. La grandine invece è caratterizzata da valori di riflettività molto elevati (> 50-60 dB) e da uno sviluppo su aree limitate.

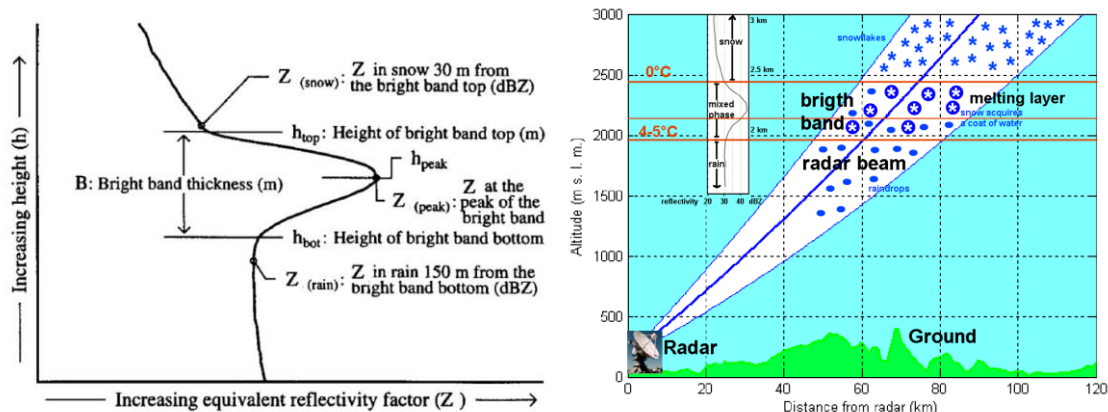


Figura 2.5: a) Profilo verticale della riflettività (da Fabry & Zawadzki, 1995); b) cambiamento di stato di aggregazione (solido o liquido) delle idrometeorie lungo la verticale (da Sebastianelli et alii, 2010)

L'attenuazione del segnale elettromagnetico del radar, legata all'assorbimento e alla diffusione di energia durante la propagazione, comporta una sottostima della riflettività e quindi dell'intensità di precipitazione all'aumentare della distanza dallo strumento.

Una sottostima della precipitazione si può inoltre verificare nel caso in cui, a causa delle precipitazioni, la copertura sferica di protezione dell'antenna radar, detta radome, sia ricoperta da una pellicola di acqua che scorre verso terra.

Per quanto riguarda i siti ottimali per l'installazione dell'antenna radar, l'installazione in posizione elevata consente di estendere l'area coperta dallo strumento, ma vincola il radar ad esplorare, a una certa distanza, porzioni di atmosfera non rappresentative delle precipitazioni al suolo. L'installazione in posizione più depressa consente di rilevare le idrometeorie vicino al suolo, ma determina una capacità di osservazione ridotta in ambiente montano. L'installazione a quote elevate determina inoltre una maggiore incidenza dei costi di installazione e di manutenzione della strumentazione con basse temperature ed elevate velocità del vento.

Una stima accurata della precipitazione richiede l'utilizzo di complessi algoritmi automatici di correzione delle diverse potenziali sorgenti di errore (Marra, 2013; Marra et alii, 2014; Tonelli et alii, 2003; Zanon, 2010). Inoltre il confronto tra misure di pluviometri a terra e dati radar soprattutto in aree a orografia accidentata è fondamentale per migliorare la qualità di processamento del dato radar (Wieczorek & Glade, 2005). I valori corrispondenti di precipitazione misurata dai pluviometri e stimata dal radar nella cella di ubicazione dei pluviometri risultano sempre meno correlati all'aumentare della distanza tra pluviometro e radar (Sebastianelli, 2012; Sebastianelli et alii, 2010, 2013). Inoltre la correlazione diminuisce, a parità di distanza, al diminuire dell'intervallo temporale di aggregazione dei dati di pioggia perché idrometeorie intercettate in atmosfera dal fascio radar precipitano al suolo e vengono misurate dai pluviometri in istanti successivi.

I dati del radar meteorologico sono stati utilizzati nella letteratura più recente per tarare soglie pluviometriche di innesco di debris flow e frane superficiali; in particolare soglie fisicamente basate nel caso dell'evento di giugno 1997 nella zona della Valsassina (LC) con i dati del radar di Monte Lema (Istituto Meteorologico Svizzero) (Crosta e Frattini, 2003) e soglie empiriche nell'ambito del Progetto QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensors) con i dati di 4 radar a Taiwan (Chen et alii, 2007, Chang et alii, 2008), per il debris flow di Anterselva (BZ) (Zanon, 2010) e per 7 eventi in Alto Adige (Marra et alii, 2014) con i dati del Monte Macaion.

3 AREA DI STUDIO

Nel presente capitolo viene descritta l'area di studio, le sue caratteristiche morfologiche, climatiche, litologiche e di uso del suolo, il regime delle precipitazioni e le curve di possibilità pluviometrica, la rete di monitoraggio delle precipitazioni (pluviometri, campi neve, radar meteorologico) e l'inventario dei fenomeni franosi.

3.1 Inquadramento geografico e morfologico

L'area di studio del presente lavoro è il territorio della provincia di Trento ubicata nel settore nord-orientale dell'arco alpino italiano.

E' caratterizzata da una superficie di 6.208 km², prevalentemente montuosa con il 70% dell'area a quota superiore a 1.000 m e l'87,5% a quota superiore a 600 m s.l.m. (12,5% a quota minore di 600 m, 17,5% tra 600 e 1000 m, 27% tra 1000 e 1500 m, 23,5% tra 1500 e 2000, 14% tra 2000 e 2500 m e 5,5% maggiore di 2500 m s.l.m.).

La provincia di Trento è delimitata a occidente dal gruppo montuoso dell'Adamello e a oriente dalle Dolomiti. La cima più elevata della provincia è il Cevedale (3764 m) nelle Alpi Retiche, mentre la zona più bassa della regione è la costa nord del lago di Garda con i 75-80 m s.l.m. del lungolago di Torbole e Riva del Garda.

Il territorio è attraversato da numerose valli, di cui la principale, la Valle dell'Adige, si sviluppa nella parte centrale in direzione nord-sud. Nel settore orientale sono presenti due strutture vallive maggiori ad andamento E-O: la Valsugana a sud e le valli del torrente Avisio ad andamento NE-SO più a nord (Val di Fassa, Val di Fiemme e Val di Cembra). Nel settore occidentale le valli assumono direzioni più diversificate risentendo della presenza di importanti lineamenti strutturali: la Val Rendena, le Valli Giudicarie, la Val di Non e la Valle dei Laghi a direzione prevalente NNE-SSO e la Val di Sole ad andamento ENE-OSO impostata sulla Linea del Tonale (Figura 3.1).

La grande eterogeneità delle litologie affioranti (Par. 3.4) determina una morfologia di tipo selettivo con forme aspre, cengie rocciose e pareti verticali su litologie compatte e competenti e forme più dolci su quelle incompetenti e degradabili. Il 15% del territorio ha acclività minore di 10°, il 17% tra 10 e 20°, il 23% tra 20 e 30°, il 27% tra 30 e 40°, l'11% tra 40 e 50° e il 6% maggiore di 50°. L'acclività e l'esposizione sono state calcolate a partire dal Modello Digitale del Terreno, a maglia 5x5 m, derivato dalle curve di livello ordinarie e dirette delle 215 sezioni della Carta Tecnica Provinciale - CTP 2013 (Figura 3.2, Figura 3.3).

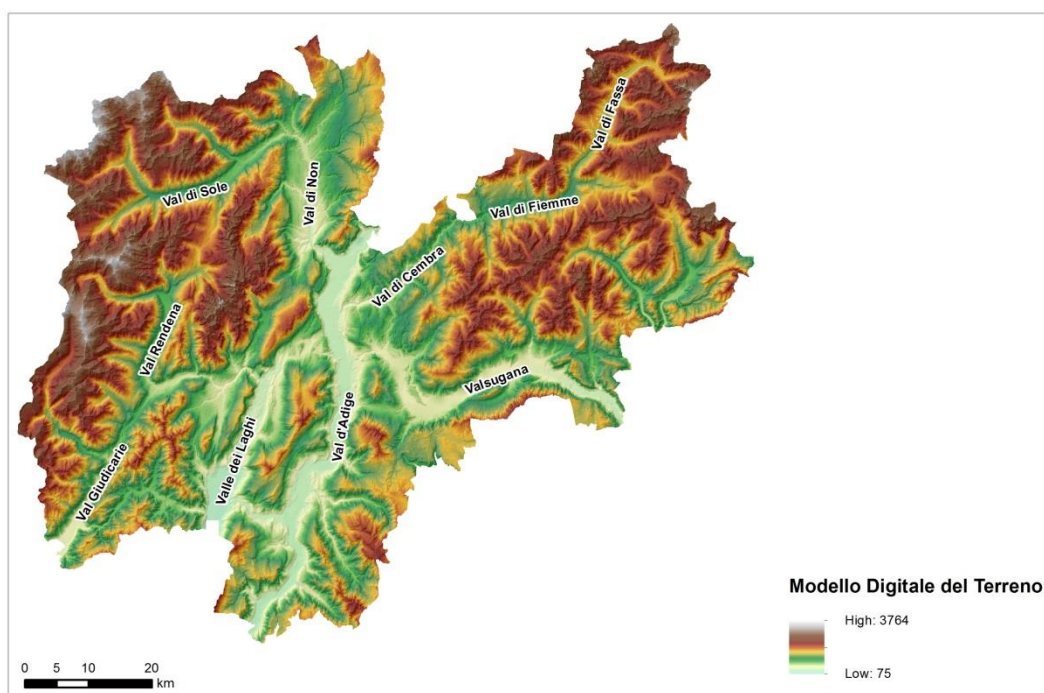


Figura 3.1: Modello Digitale del Terreno, a maglia 5×5 m, derivato dalle curve di livello ordinarie e direttici delle 215 sezioni della Carta Tecnica Provinciale 2013

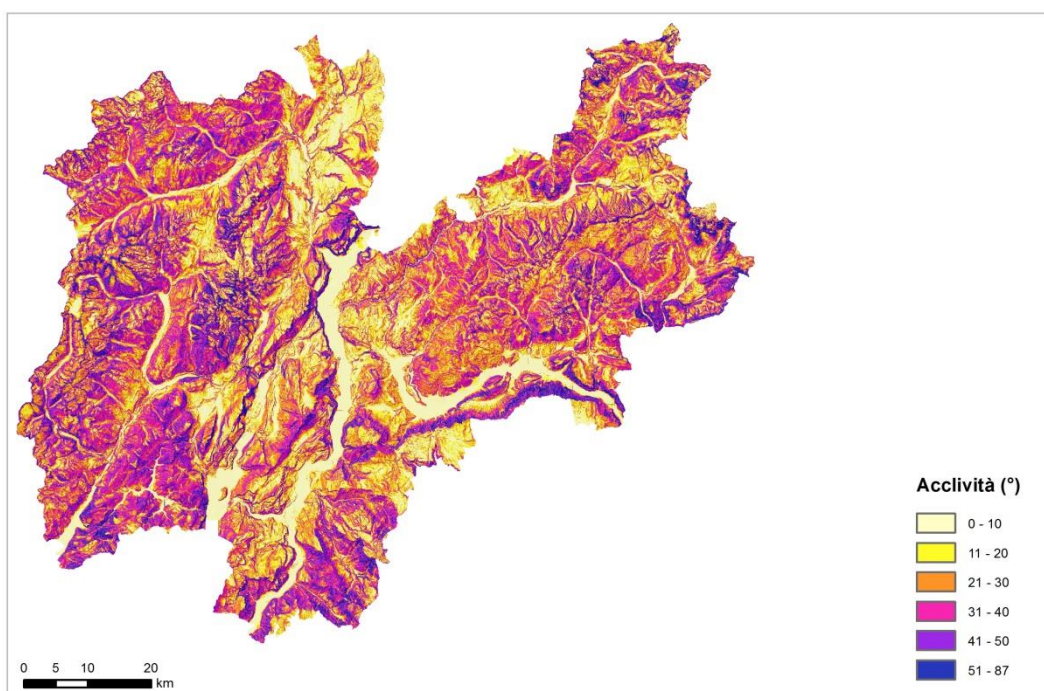


Figura 3.2: Acclività (°) calcolata sul Modello Digitale del Terreno, a maglia 5×5 m, derivato dalle curve di livello ordinarie e direttici delle 215 sezioni della Carta Tecnica Provinciale 2013

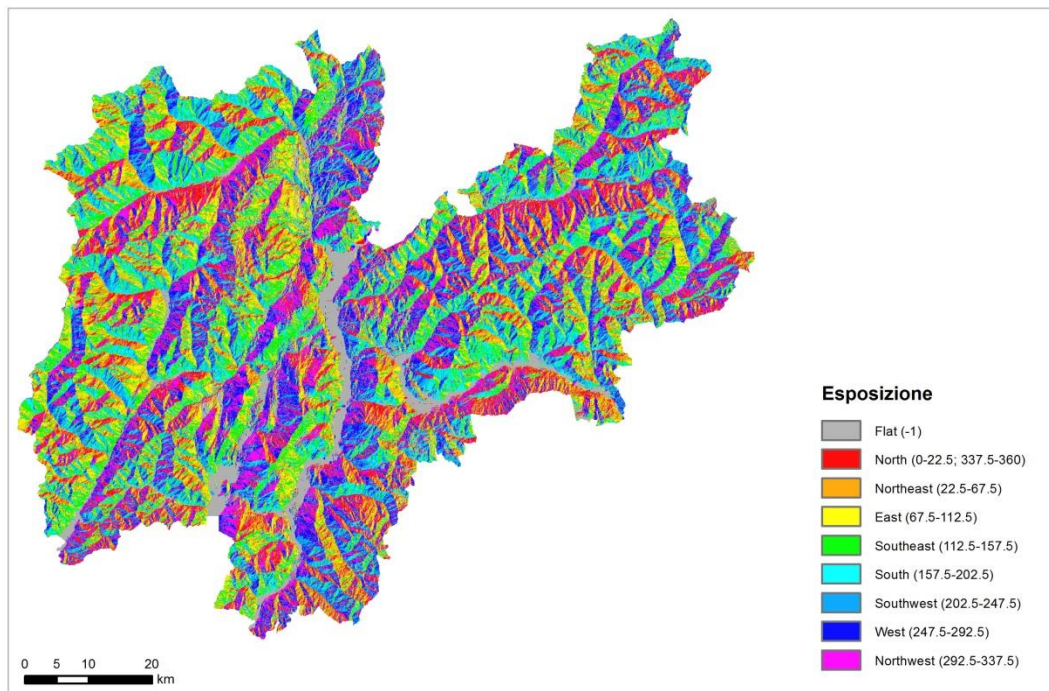


Figura 3.3: Esposizione calcolata sul Modello Digitale del Terreno, a maglia 5×5 m, derivato dalle curve di livello ordinarie e direttici delle 215 sezioni della Carta Tecnica Provinciale 2013

3.2 Clima

Il clima è prevalentemente di tipo continentale, con estati calde e umide e inverni freddi e secchi, ma a causa di un'orografia con profili altimetrici molto variabili, si rilevano forti differenziazioni climatiche (Bisci *et alii*, 2004). In particolare le influenze submediterranee mitigano leggermente le temperature invernali lungo il grande solco vallivo dell'Adige e quello pressoché parallelo del Sarca, che si getta nel lago di Garda; tale fenomeno è invece trascurabile nelle valli trasversali (Provincia Autonoma di Trento, Agenzia Provinciale per la Protezione dell'Ambiente, 2007).

Le precipitazioni medie annue variano tra 800 e 1600 mm. Le aree più piovose sono quelle meridionali e sudoccidentali, più esposte ai flussi umidi da sud e alle perturbazioni provenienti da ovest e sudovest; le precipitazioni decrescono generalmente andando verso nord (Figura 3.4). Nelle stazioni di alta montagna, quali Passo Rolle e San Martino di Castrozza nel Trentino orientale, piove mediamente per 115-120 giorni⁴ l'anno con precipitazione media annua di 1300-1400 mm; nelle vallate trasversali (es. pluviometri di Tione e Pinzolo nel bacino del Sarca) circa 100 giorni per un totale di 1100-1200 mm; nel fondovalle del fiume Adige (es. Trento Laste) 90 giorni con poco più di 900 mm (Sadler & Bellin, 2004).

⁴ Si considera 'giorno piovoso' quando la precipitazione giornaliera ≥ 1 mm

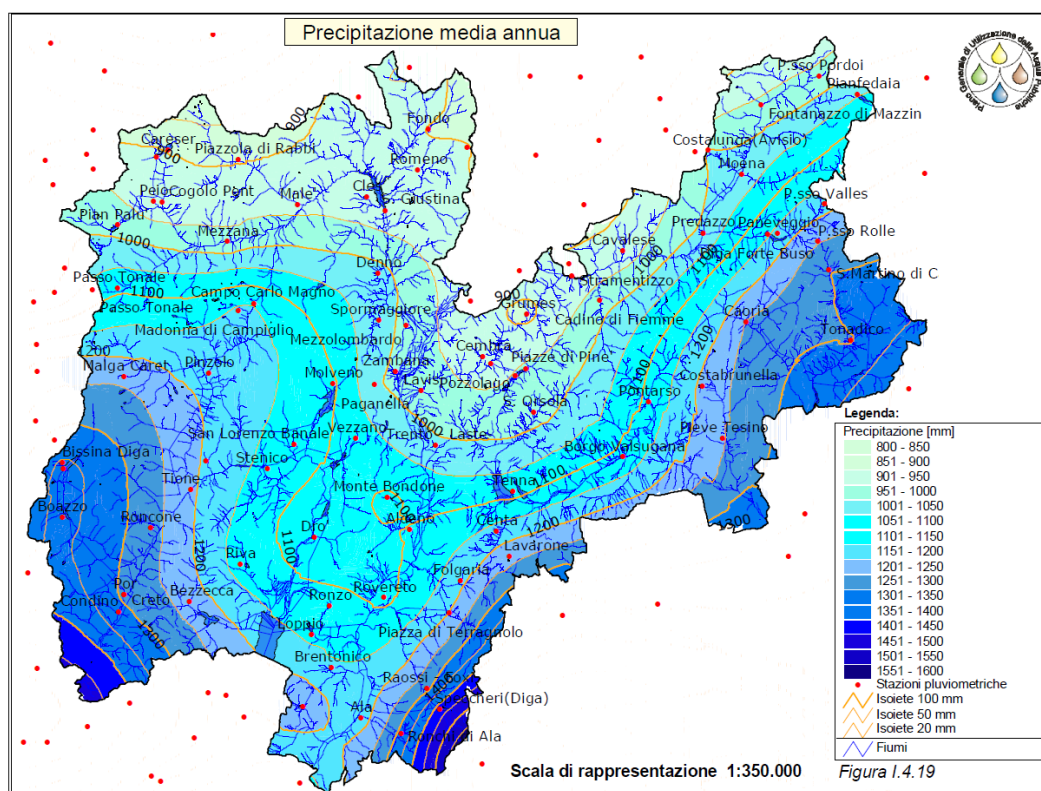


Figura 3.4: Distribuzione delle Precipitazioni medie annue (Provincia Autonoma di Trento, 2006)

Il minimo stagionale delle precipitazioni si verifica in inverno, mentre le altre stagioni sono abbastanza piovose. Durante il periodo estivo sono frequenti eventi convettivi intensi, estremamente localizzati e di breve durata (qualche ora) legati al transito di strati di aria fredda sopra strati di aria calda che, durante le ore tardo-pomeridiane grazie al riscaldamento diurno, si trovano a contatto con la superficie terrestre. L'aria fredda, pesante, tende a scendere, raggiungendo il suolo e costringendo quella calda a salire, a volte anche in modo violento, originando perturbazioni con elevate intensità su intervalli temporali molto brevi e concentrate su aree limitate, favorite spesso da situazioni locali, quali orografia, esposizione dei versanti, direzione del vento. Le celle temporalesche più intense possono dare origine anche a grandinate. Nel periodo primaverile-autunnale sono frequenti eventi pluviometrici di più giorni consecutivi legati a depressioni che si formano dal contrasto tra masse di aria calda di origine tropicale e masse di aria fredda provenienti dalle alte latitudini; l'evento interessa un'area estesa, generalmente più bacini montani, e le precipitazioni sono abbastanza uniformi. Nei mesi di giugno, luglio e agosto, quando gli eventi sono convettivi locali, la differenza tra le precipitazioni in quota e quelle del fondovalle è massima. Tale differenza si riduce in ottobre e novembre.

Considerando la precipitazione media mensile, i massimi in montagna si registrano tra maggio e luglio (più di 150 mm a San Martino di Castrozza e Passo Rolle), mentre in vallata si spostano a ottobre e novembre (circa 130 mm a Tione e Pinzolo e 110 mm a Trento). Le zone più vicine alle Prealpi (es. Val d'Adige) hanno regime pluviometrico pre-alpino con due massimi di precipitazione in primavera e autunno; le zone a quote più elevate hanno regime alpino con massimo di precipitazione in estate (Figura 3.5).

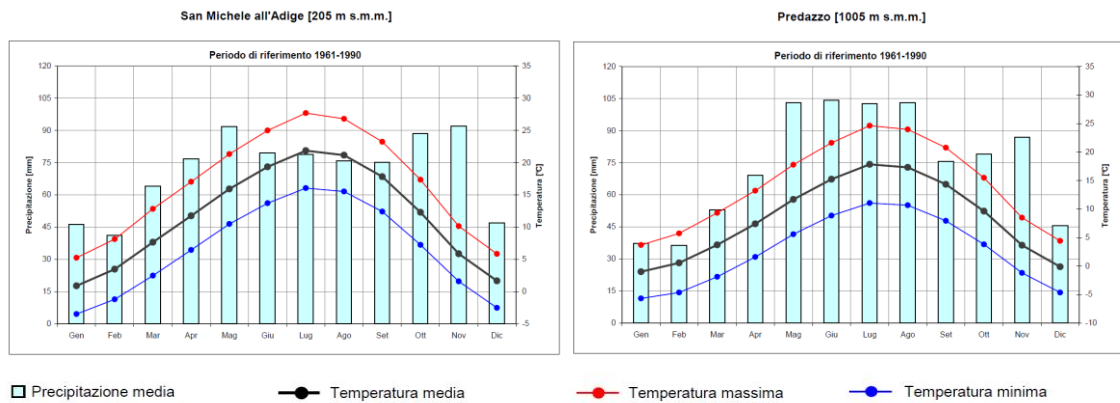


Figura 3.5: Diagrammi climatici alle stazioni di San Michele all'Adige e Predazzo (http://www.meteotrentino.it/clima/diagrammi_climatici.aspx?ID=198)

Il maggior numero di giorni piovosi si verifica a maggio-giugno sia nelle valli (a Trento piove mediamente un giorno su tre), che in montagna (a San Martino 1 giorno su 2); il numero minore si registra fra dicembre e febbraio (5-6 gg al mese). Nei mesi autunnali il rapporto tra precipitazione mensile e numero dei giorni piovosi è maggiore rispetto al resto dell'anno, le precipitazioni sono mediamente più abbondanti sugli 8 giorni piovosi del mese (Figura 3.6). Per le stazioni di montagna, si verificano precipitazioni mensili elevate anche nel periodo fine primavera – estate anche se ripartite su un numero maggiore di giorni (12-15 gg) (Sadler & Bellin, 2004).

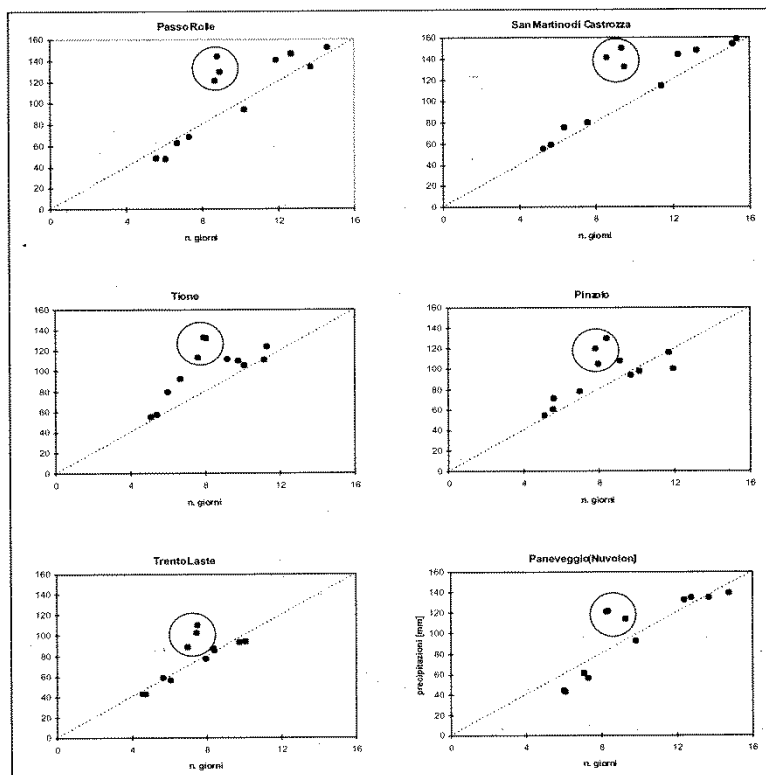


Figura 3.6: Correlazione tra precipitazioni mensili e numero di giorni piovosi; nel cerchio sono evidenziati i mesi di settembre, ottobre e novembre (da Sadler & Bellin, 2004)

Relativamente ai valori di precipitazione giornaliera, in circa il 90% dei giorni dell'anno si registrano precipitazioni ≤ 10 mm. Le precipitazioni giornaliere più abbondanti si verificano in corrispondenza dei fronti vasti.

Le massime frequenze dei massimi annuali delle piogge di breve durata (1-3 ore) si verificano nei mesi di luglio e agosto; la massima numerosità dei massimi annuali delle piogge di 24 ore si verifica nei mesi di ottobre e novembre (Villi & Bacchi, 2001). I massimi annuali di durata 1 ora vanno da 12 a 32 mm, quelli di durata 3 ore da 20 a 50 mm, 6 ore da 25 a 70 mm, 12 ore da 40 a 100 mm, 24 ore da 50 a 140 mm (Figura 3.7).

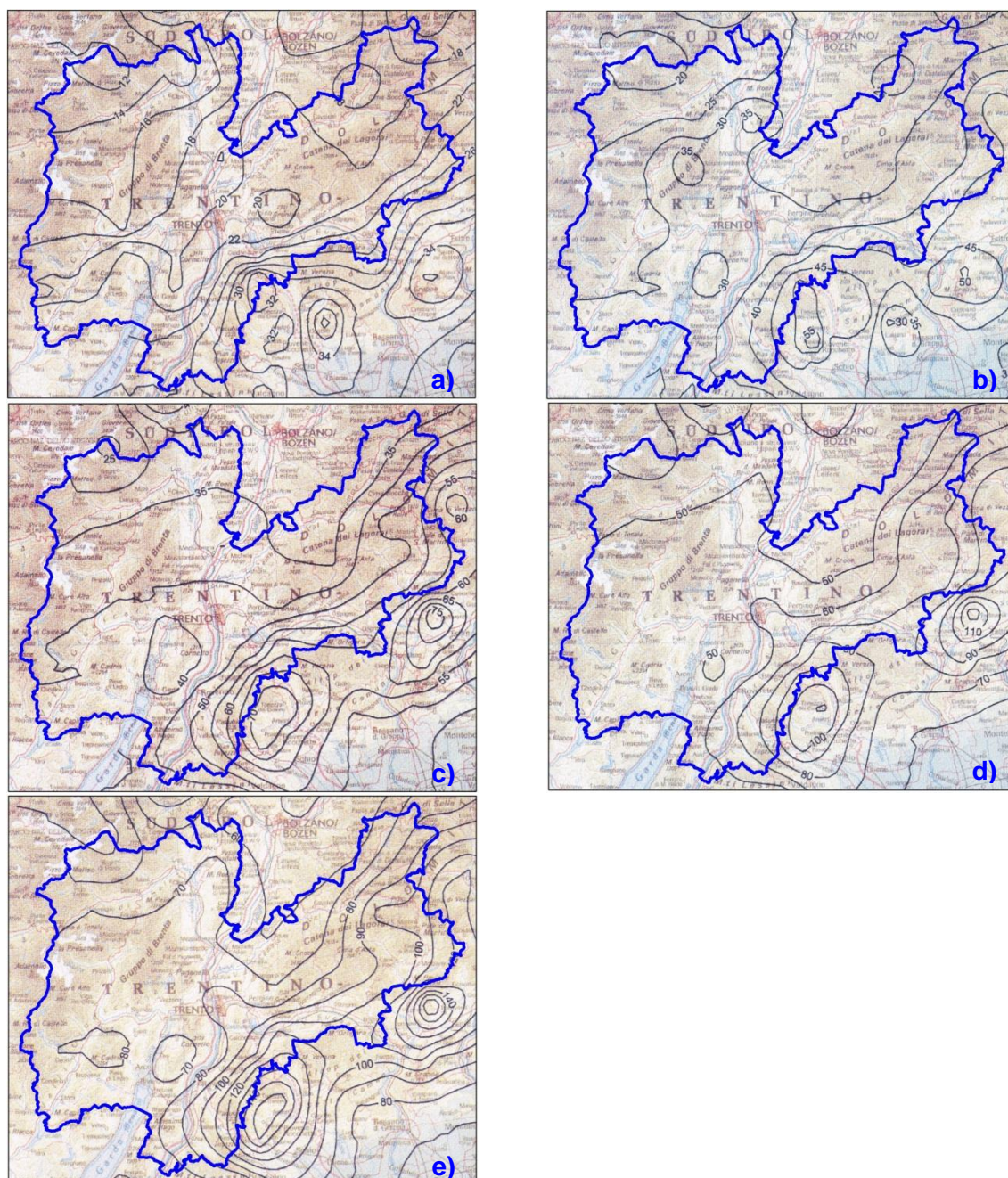


Figura 3.7: Distribuzione spaziale delle medie dei massimi annuali delle piogge di durata: a) 1 ora; b) 3 ore; c) 6 ore; d) 12 ore; e) 24 ore (fonte: Villi & Bacchi, 2001)

L'innnevamento è modesto nella valle principale (valle del fiume Adige), è notevole ad alta quota e nelle valli trasversali, dove le temperature non sono mitigate da influenze submediterranee (Figura 3.8).

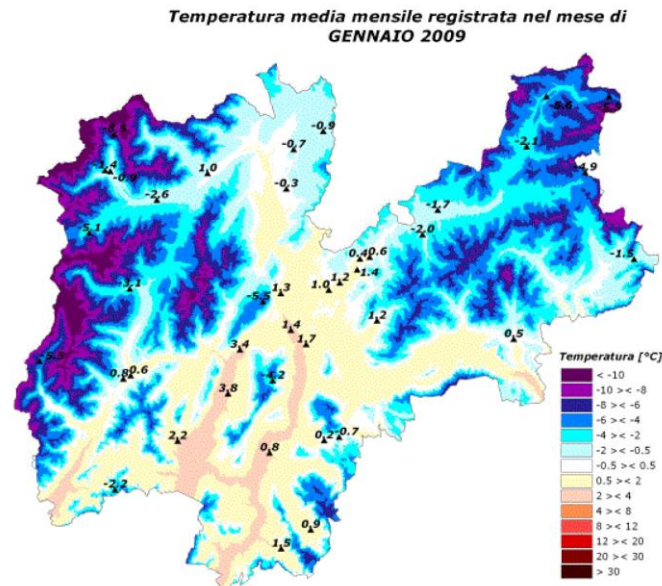


Figura 3.8: Temperatura media mensile gennaio 2009 (Provincia Autonoma di Trento, 2009)

3.3 Idrografia

Il reticolo idrografico è costituito principalmente dall'Adige che scorre da nord a sud e lateralmente da Sarca e Chiese nella parte sud-occidentale e Brenta e Cison nella parte sud-orientale. Il principale affluente dell'Adige in destra orografica è il Noce, in sinistra idrografica sono i torrenti Avisio, Fersina e Leno (Figura 3.9).

L'esistenza di zone a differente litologia si riflette nelle geometrie dei reticoli idrografici; si distinguono bacini quasi impermeabili come l'alto corso del Noce, medio-inferiore corso dell'Avisio e bacini permeabili come il fondovalle dell'Adige, il corso medio-inferiore del Sarca e l'alto corso dell'Avisio.

I corsi d'acqua sono caratterizzati generalmente da due magre coincidenti con il periodo invernale e tardo estivo e da morbide nei periodi tardo-primaverile in corrispondenza dello scioglimento delle nevi in montagna e autunnale quando si verificano le maggiori precipitazioni.

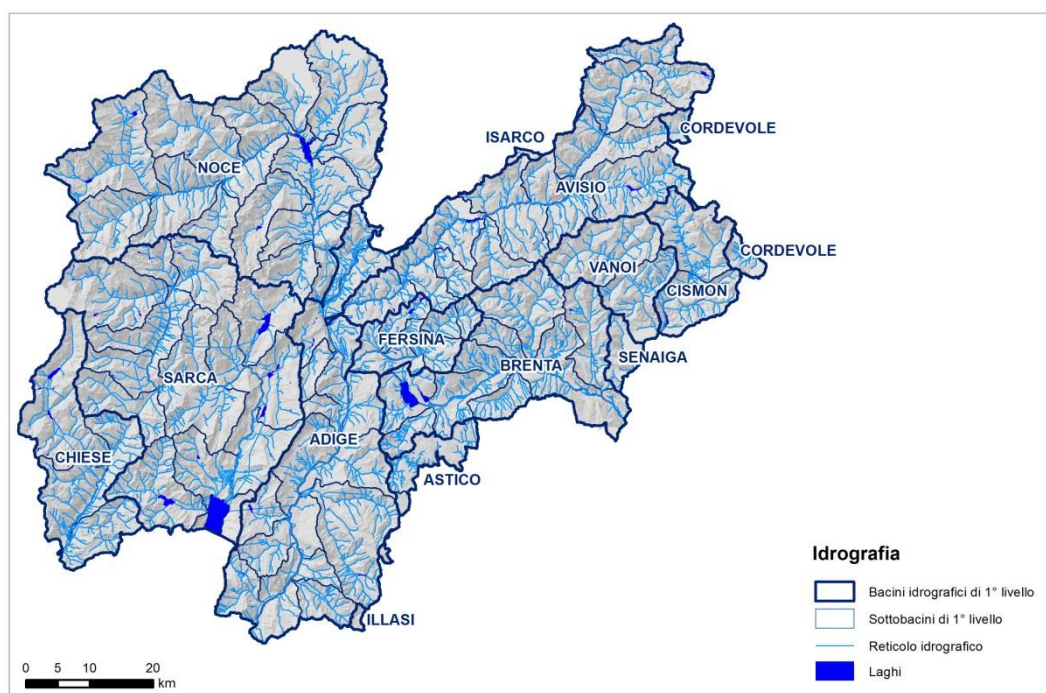


Figura 3.9: Bacini principali, sottobacini di 1° livello, reticolo idrografico e laghi (fonte dei dati: CTP Provincia Autonoma di Trento a scala 1:10.000)

3.4 Litologia

Dal punto di vista stratigrafico-strutturale, nel territorio provinciale sono presenti due grandi unità della catena alpina: l'Australpino e il Sudalpino (Figura 3.10).

L'Australpino affiora nel settore nord-occidentale della provincia, in sinistra idrografica dell'alta valle del Noce, a nord della linea del Tonale e delle Giudicarie Nord, ed è costituito in prevalenza da filladi, micascisti e paragneiss e subordinatamente ortogneiss, marmi, anfiboliti e peridotiti (Provincia Autonoma di Trento, 2006; Camera di Commercio IAA di Trento e Provincia Autonoma di Trento, 2008; Campedel, 2007).

Il Sudalpino, affiorante nel restante territorio della provincia, copre un intervallo temporale dal paleozoico al quaternario e comprende in prevalenza rocce sedimentarie calcareo-dolomitiche (Gruppo del Brenta, Catinaccio, Latemar, Sasslungo, Pale di S. Martino, Marmolada) e marnoso-arenacee (arenarie, argilliti, marne e calcari); seguono in ordine di abbondanza le formazioni vulcaniche, le rocce metamorfiche e le rocce intrusive (graniti, granodioriti e monzoniti). Le rocce sedimentarie dal punto di vista del comportamento deformativo si distinguono in competenti ovvero litotipi massicci e poco stratificati quali dolomie e calcari di piattaforma e in incompetenti ovvero litotipi fittamente stratificati quali successioni carbonatiche di bacino.

Tra le formazioni vulcaniche la più rappresentativa è la Piattaforma Porfirica Atesina nel settore centro orientale del territorio trentino, costituita da ignimbriti e lave acide (riolitiche, riodacitiche, dacitiche e andesitiche). Tra le rocce intrusive, il batolite dell'Adamello nella zona centro occidentale della provincia è un complesso plutonico composto da rocce granodioritiche, tonalitiche e granitiche (Gruppo della Presanella, Gruppo dell'Adamello, Gruppo del Corno Alto e Sostino; Gruppo del Re di Castello). I terreni quaternari ricoprono il substrato roccioso e

in quota sono costituiti principalmente dai depositi glaciali e dalle falde detritiche prodotte dalla disgregazione delle pareti rocciose; nei fondovalle prevalgono i depositi di tipo alluvionale, che possono raggiungere anche spessori notevoli (250 m nella valle dell'Adige).

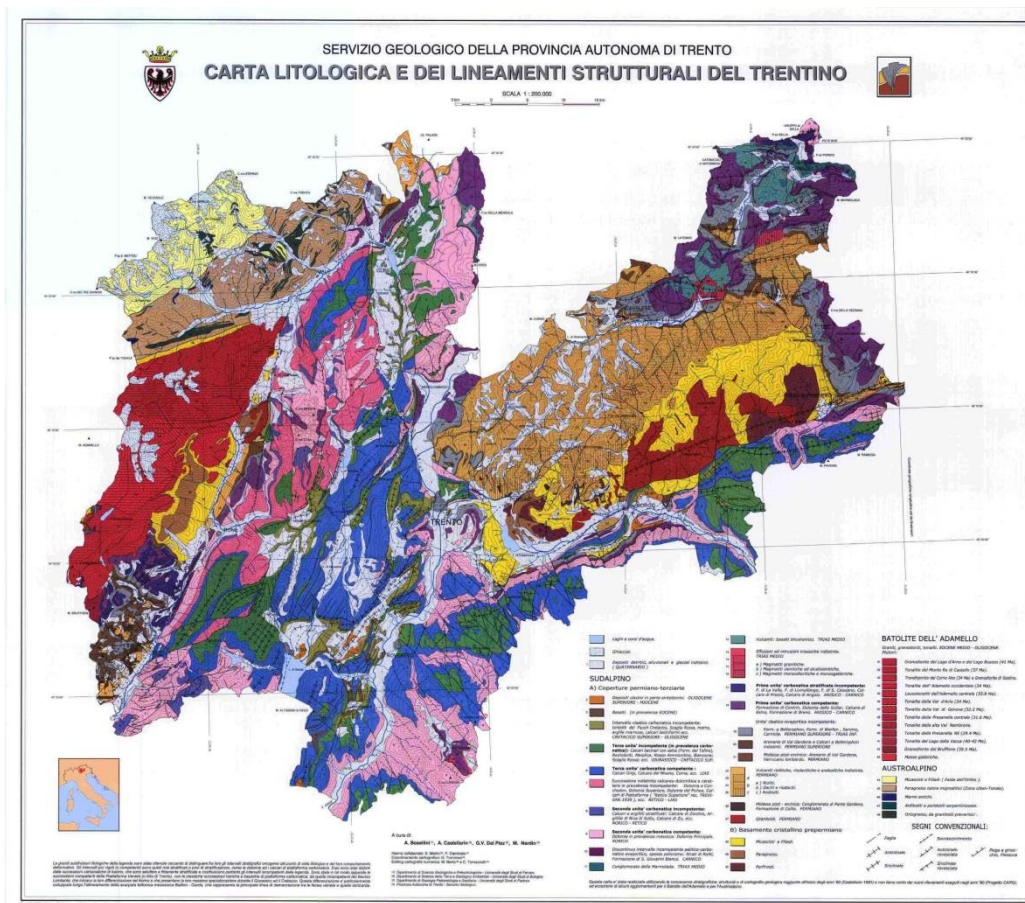


Figura 3.10: Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino a scala 1:200.000 (Bosellini et alii, 1999)

I principali lineamenti tettonici sono: la linea del Tonale a andamento E-O in continuità con le Giudicarie nord ad andamento NE-SO che delimita il contatto tra Australpino e Sudalpino; la linea delle Giudicarie Sud (NNE-SSO) che delimita il batolite dell'Adamello a est; la linea della Valsugana E-O che delimita a sud la Piattaforma Vulcanica Atesina. I sistemi dislocativi minori costituiti da pieghe e faglie hanno prevalente orientazione E-O a est della Valle dell'Adige e NNE-SSO a ovest dell'Adige e determinano zone a maggiore fratturazione.

La Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino a scala 1:200.000 è stata riclassificata, nel presente lavoro, in 14 classi, anche sulla base dello schema geologico riportato in Campedel (2007). Le classi litologiche maggiormente rappresentate sul territorio provinciale sono: le unità carbonatiche competenti con il 27,4%, i depositi quaternari sciolti (17,5%), le unità carbonatiche incompetenti (12,3%), le vulcaniti acide (10,3%), le magmatiti acide (8,5%), filladi e micascisti (7,4%) e gneiss, anfiboliti e marmi (5,8%) (Figura 3.11).

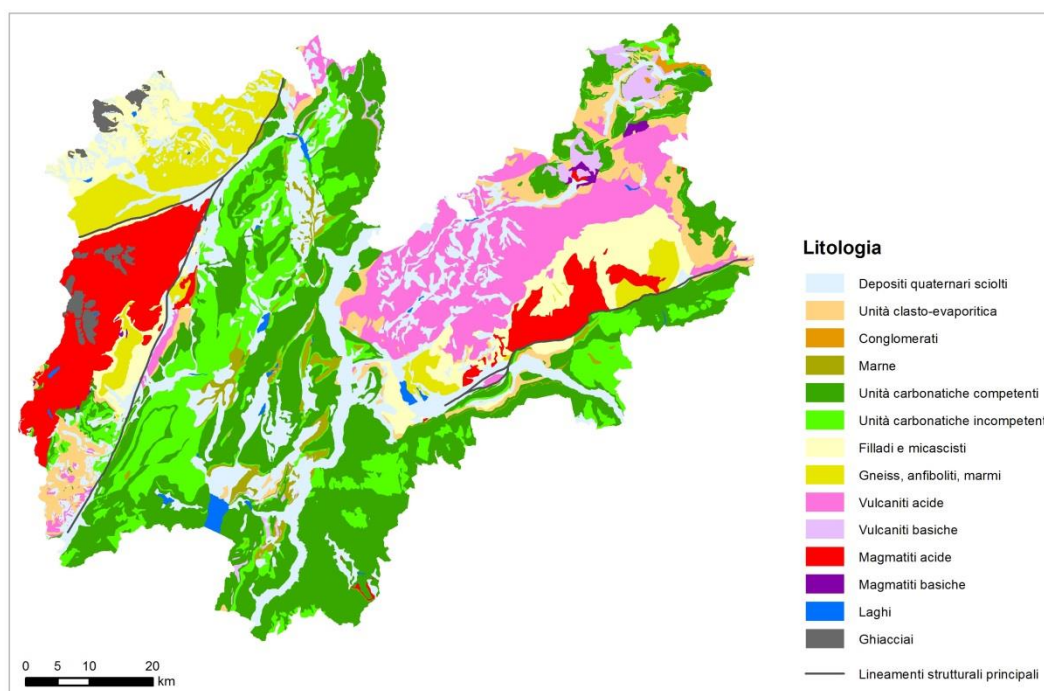


Figura 3.11: Litologia riclassificata in 14 classi e principali lineamenti strutturali a partire dalla Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino a scala 1:200.000

3.5 Copertura e uso del suolo

La copertura e uso del suolo riflette la natura prevalentemente montuosa della provincia con il 16,1% di rocce affioranti e ghiacciai perenni, il 55,7% di superficie occupata da foreste, prevalentemente conifere, il 9,4% di aree a pascolo naturale e praterie di alta quota, il 4,4% di brughiere, cespuglieti, arbusteti e mugheti, il 3,8 di colture permanenti prevalentemente frutteti e vigneti, il 3,7% di prati stabili, il 3,2% occupato da insediamenti abitativi, aree industriali, infrastrutture di comunicazione, aree estrattive, l'1,5% occupato da corpi idrici e zone umide e l'1,4% di seminativi. Tali dati derivano dalla riclassificazione del livello informativo Uso del Suolo Reale Urbanistica (ed. 08/2003) a scala 1:10.000 curato dal Servizio Urbanistica e Tutela del Paesaggio della Provincia Autonoma di Trento (Figura 3.12).

Il bosco svolge un ruolo molto importante dal punto di vista paesaggistico, turistico e produttivo (biomassa). Sotto il profilo floristico si passa dai boschi cedui termofili delle fasce meridionali, a formazioni a predominanza di faggio in fase di conversione a fustaia nel piano montano sino alle foreste di conifere nell'orizzonte montano superiore. La fascia vegetazionale estrema dei rilievi è costituita da peccete, lariceti e cembrete (Provincia Autonoma di Trento, 2006). Il bosco svolge una funzione stabilizzatrice nei confronti dell'erosione idrica, delle frane superficiali e dei deflussi delle acque superficiali e di protezione rispetto ai fenomeni di crollo (Bazzoffi *et alii*, 2013). E' la forma di uso del suolo che produce la maggiore evapotraspirazione, favorisce l'infiltrazione delle acque meteoriche e di fusione della neve con una riduzione dei volumi di deflusso superficiale e un allungamento dei tempi di corrivazione. Lungo un versante con copertura vegetale densa, la velocità di deflusso delle acque è circa 1/4 di quella che si avrebbe, a parità di pioggia, su suoli privi di vegetazione e, di conseguenza, l'azione erosiva, che varia con il quadrato della velocità, può scendere fino a 1/16 (Bazzoffi *et alii*, 2013).

Nelle aree di fondovalle è presente una agricoltura altamente specializzata nella viticoltura e nella frutticoltura, mentre l'attività zootecnica è insediata nelle valli laterali e interessa i prati e i pascoli.

Le infrastrutture di comunicazione e gli insediamenti sono distribuiti lungo i numerosi solchi vallivi che dividono i vari gruppi montuosi: la valle dell'Adige è percorsa da arterie di comunicazione autostradale e ferroviaria di valenza internazionale e ospita i centri urbani più importanti: Trento e Rovereto.

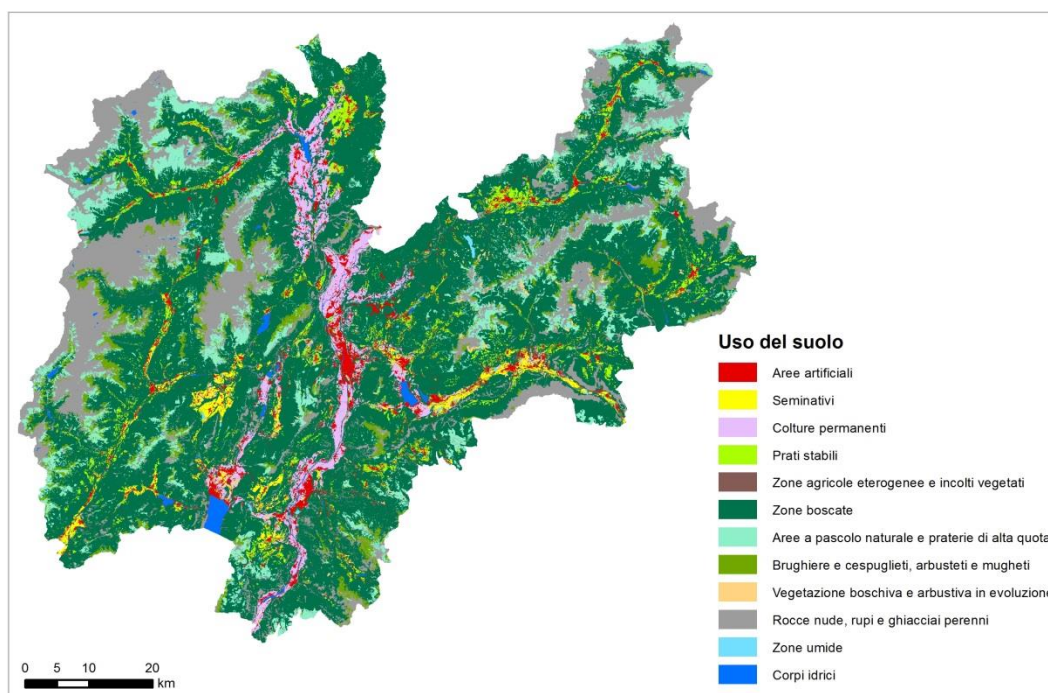


Figura 3.12: Uso del suolo riclassificato in 12 classi a partire dal livello informativo *Uso del Suolo Reale Urbanistica* (ed. 08/2003) a scala 1:10.000 curato dal Servizio Urbanistica e Tutela del Paesaggio della Provincia Autonoma di Trento

Il 16,5% del territorio trentino, corrispondente a 102.653 ettari, è soggetto a tutela ambientale. Tra le tipologie di area protetta vi sono i parchi (16,1%), le riserve naturali (0,2%) e i biotopi (0,3%) ovvero aree protette di piccole dimensioni, che tutelano ambienti particolari, un tempo molto diffusi ma divenuti oggi assai rari a causa delle alterazioni causate dalle attività dell'uomo (Provincia di Trento, Agenzia Provinciale per la Protezione dell'Ambiente, 2007).

La popolazione residente in Trentino è pari a 536.237 abitanti al 2013. Ne risulta una densità abitativa di 86,4 abitanti per km²: la Provincia di Trento è tra le aree europee con la minor densità di abitanti. La maggior parte della popolazione risiede in località di altitudine inferiore ai 500 metri, lungo l'asta dell'Adige e nelle zone di fondovalle.

3.6 Precipitazioni e curve di possibilità pluviometrica nella provincia di Trento

Gli studi relativi alle curve di possibilità pluviometrica disponibili sulla provincia di Trento sono 3: lo studio realizzato da Della Lucia *et alii* nel 1976, l'applicazione del metodo VA.PI. (Valutazione delle piene in Italia) nel Triveneto a cura del GNDCI CNR (Villi & Bacchi 2001) e

l'analisi effettuata da Borga e dall'Associazione Italiana di Idronomia – AIDI (AIDI 2003; Borga *et alii*, 2004b, 2005).

Nel primo studio (Della Lucia *et alii*, 1976) le curve di caso critico ($h = a \cdot t^n$) sono state determinate utilizzando la distribuzione Log-normale a due parametri, sulla base delle serie dei massimi annuali di durata 1, 3, 6, 12 e 24 ore registrate ai pluviografi e delle serie dei massimi giornalieri dei pluviometri riportate negli Annali Idrologici relativamente al periodo 1919-1971.

Il territorio provinciale è stato suddiviso in 5 zone omogenee, sulla base dei seguenti requisiti: vicinanza delle stazioni, orientamento delle valli e dei versanti rispetto alla direzione prevalente delle perturbazioni e presenza di spartiacque di quota che esercitano un controllo sulla distribuzione delle precipitazioni (Figura 3.13). La zona 1 comprende una sottozona nel bacino del Noce e una sottozona nel bacino del Brenta. La zona 2 comprende buona parte dei bacini del Sarca e del Chiese. La zona 3 comprende il restante bacino del Sarca, la valle principale del bacino dell'Adige e la parte bassa dei suoi affluenti. La zona 4 comprende la parte alta dei principali sottobacini di sinistra dell'Adige (Avisio, Fersina e Leno), del Brenta e del Bacchiglione. La zona 5 comprende una piccola area della provincia di Trento. La zona 5 è risultata la più piovosa, seguita dalla zona 4; la zona 1 è la meno piovosa (Tabella 3.1).

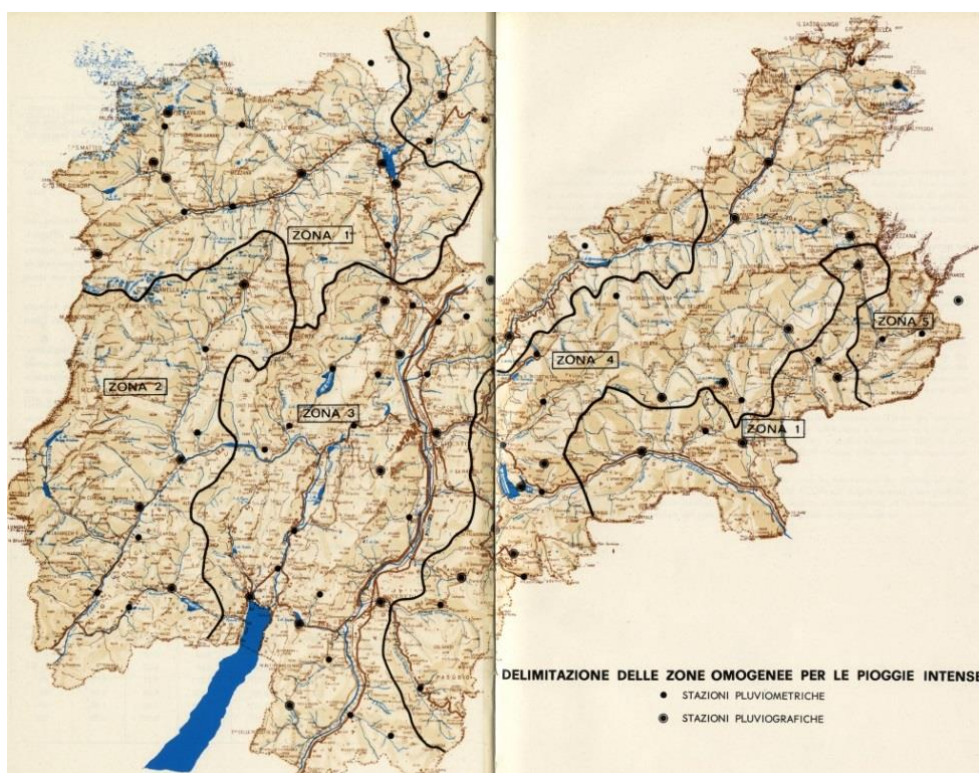


Figura 3.13: Delimitazione delle zone omogenee per le piogge intense (Della Lucia *et alii*, 1976)

Tabella 3.1: Parametri delle curve di caso critico per le 5 zone omogenee e altezze di precipitazione per le durate di 1, 3, 6, 12 e 24 ore e per 7 tempi di ritorno 2, 5, 10, 25, 50, 100 e 200 anni (da Della Lucia et alii, 1976)

INTERVALLO DI RITORNO Tr (anni)	ALTEZZA h (mm) DELLE PIOGGE DI DURATA t (ore)					PARAMETRI DELLA $h=at^n$	
	1	3	6	12	24	a	n
<i>Zona n. 1</i>							
2	14.7	23.2	33.0	46.6	63.3	14.4	.47
5	20.6	31.0	44.0	64.5	90.6	19.6	.47
10	24.6	36.2	51.1	76.5	109.3	23.0	.48
25	29.6	42.6	59.9	91.8	133.5	27.3	.48
50	33.5	47.3	66.4	103.3	151.9	30.5	.48
100	37.3	52.0	72.9	114.8	170.6	33.6	.49
200	41.3	56.7	79.3	126.4	189.7	36.8	.49
<i>Zona n. 2</i>							
2	18.6	27.1	38.2	53.8	74.0	17.7	.44
5	26.6	35.8	49.3	69.4	96.5	24.7	.41
10	32.0	41.5	56.2	79.4	110.9	29.3	.40
25	39.0	48.5	64.8	91.5	128.7	35.3	.38
50	44.4	53.6	71.0	100.4	141.6	39.7	.37
100	49.8	58.7	77.0	109.0	154.3	44.2	.36
200	55.3	63.7	83.1	117.6	167.0	48.8	.35
<i>Zona n. 3</i>							
2	19.6	27.9	36.1	47.9	63.8	19.0	.37
5	27.1	37.4	46.7	62.2	83.7	26.0	.35
10	32.0	43.6	53.5	71.4	96.4	30.6	.34
25	38.3	51.3	61.8	82.6	112.1	36.4	.33
50	43.1	56.9	67.8	90.8	123.6	40.8	.33
100	47.8	62.6	73.7	98.9	135.0	45.1	.32
200	52.6	68.2	79.6	106.9	146.3	49.5	.32
<i>Zona n. 4</i>							
2	19.1	28.8	38.7	54.3	75.5	18.4	.43
5	26.8	39.4	53.5	77.3	111.0	25.3	.45
10	32.0	46.4	63.4	92.9	135.9	29.9	.46
25	38.7	55.2	75.9	113.2	168.5	35.6	.47
50	43.7	61.8	85.3	128.5	193.7	39.9	.47
100	48.8	68.4	94.8	144.1	219.5	44.2	.48
200	54.0	75.1	104.3	160.0	246.1	48.6	.48
<i>Zona n. 5</i>							
2	20.0	38.6	57.7	82.9	110.8	20.8	.54
5	27.1	53.3	80.0	117.1	160.4	28.0	.56
10	31.7	63.0	94.8	140.3	194.6	32.8	.57
25	37.5	75.5	113.8	170.1	239.1	38.7	.59
50	41.8	84.8	127.9	192.6	273.2	43.1	.59
100	46.1	94.1	142.2	215.4	307.9	47.5	.60
200	50.4	103.6	156.6	238.6	343.6	51.9	.61

Per quanto riguarda l'applicazione del metodo VA.PI. nel Triveneto, le informazioni pluviometriche utilizzate derivano da 804 stazioni pluviometriche ubicate in Trentino, Veneto e Friuli Venezia Giulia (superficie di 39.836 km²). Ai fini della regionalizzazione sono stati utilizzati i valori massimi annuali delle piogge giornaliere e delle piogge di durata compresa tra 1 e 24 ore registrati dalla rete pluviometrica del Triveneto gestita dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale e pubblicati sugli Annali Idrologici (Villi & Bacchi, 2001).

Il modello probabilistico TCEV (*Two-Component Extreme Value*), usato nel metodo VA.PI. ipotizza che i massimi annuali delle precipitazioni provengano da due diverse popolazioni di eventi: una ordinaria e l'altra straordinaria rappresentata dai valori campionari più elevati. La probabilità cumulata è: $F(X) = \exp(-\Lambda_1 e^{-x/\theta_1} - \Lambda_2 e^{-x/\theta_2})$, con θ_1 e θ_2 le medie delle due popolazioni ordinaria e straordinaria e Λ_1 e Λ_2 il valore atteso di eventi appartenenti alle due popolazioni. La relazione tra la variabile standardizzata $Y = \frac{X}{\theta_1} - \ln \Lambda_1$ e il tempo di ritorno T

è: $Y_T = a + b \ln(T)$, con $a = \theta_* \ln \Lambda_*$, $\Lambda_* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1^{1/\theta_*}}$ e $b = \theta_* = \frac{\theta_2}{\theta_1}$. Si definisce fattore di

crescita K il rapporto tra la variabile precipitazione e la sua media e curva di crescita $K_T = a + b \ln(T)$ la relazione che lega K al tempo di ritorno.

Al primo livello di regionalizzazione, su vasta scala regionale, si considerano i parametri di forma θ_* e Λ_* costanti. Al secondo livello di regionalizzazione, su scala sub-regionale, si considera anche Λ_1 costante. Al terzo livello di regionalizzazione, a scala del singolo sito di misura, si stima la media delle piogge. Ai primi due livelli di regionalizzazione è stata verificata l'ipotesi che l'intero Triveneto ricade in una zona e sottozona omogenea con θ_* , Λ_* e Λ_1 costanti.

Le curve segnalatrici di possibilità pluviometrica vengono stimate ricavando, per la stazione di interesse, i valori delle medie per le durate da 1 a 24 ore (Villi & Bacchi, 2001) e stimando i valori corrispondenti al tempo di ritorno T utilizzando le curve di crescita. In un punto privo di stazione, si stimano i valori medi per interpolazione con quelli delle stazioni circostanti (Figura 3.7).

Nel terzo studio (AIDI, 2003; Borga *et alii*, 2004b, 2005) le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica $h_T(d) = a_T \cdot d^{n_T}$ sono state determinate nel territorio della Provincia Autonoma di Trento, mediante analisi statistica dei valori massimi annuali di precipitazione di diversa durata registrati tra il 1923 e il 1990, sulla base della proprietà dell'invarianza di scala rispetto alla durata, per i momenti di primo e secondo ordine rispetto all'origine dell'altezza di precipitazione. La relazione di invarianza di scala indica che il rapporto tra due quantili T-ennali di precipitazione⁵ relativi a due diverse durate è pari alla potenza n-esima del fattore di scala $\frac{h_T(\lambda d)}{h_T(d)} = \lambda^n$. Media e varianza dei massimi annuali per piogge di diversa durata sono scalati

secondo il fattore λ^n e λ^{2n} e come conseguenza il coefficiente di variazione risulta costante. Sono stati tarati 2 esponenti di scala n , uno valido per durate tra 15 minuti e un'ora e uno valido per durate maggiori di un'ora.

Utilizzando la distribuzione di probabilità di Gumbel, l'altezza di precipitazione relativa al tempo di ritorno T e alla durata d può essere espressa da: $h_T(d) = a_1 \left\{ 1 - \frac{CV\sqrt{6}}{\pi} [\varepsilon + y_T] \right\} d^n$,

con $y_T = \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right]$ e ε costante di Eulero pari a 0,5772157.

⁵ Pioggia di assegnato tempo di ritorno T

Per ogni dato di precipitazione registrato è disponibile nell'archivio l'informazione sull'affidabilità: dato buono (codice: 1), dato incerto per analisi climatiche o per accertato malfunzionamento della stazione (140), dato da teletrasmissione non validato (145), dato mancante (151), dato mancante per guasto alla stazione (255). I dati di precipitazione includono anche le precipitazioni nevose espresse in quantità d'acqua equivalente (neve sciolta).

L'ubicazione delle stazioni è stata ricavata a partire dalle coordinate UTM consultabili *online*.

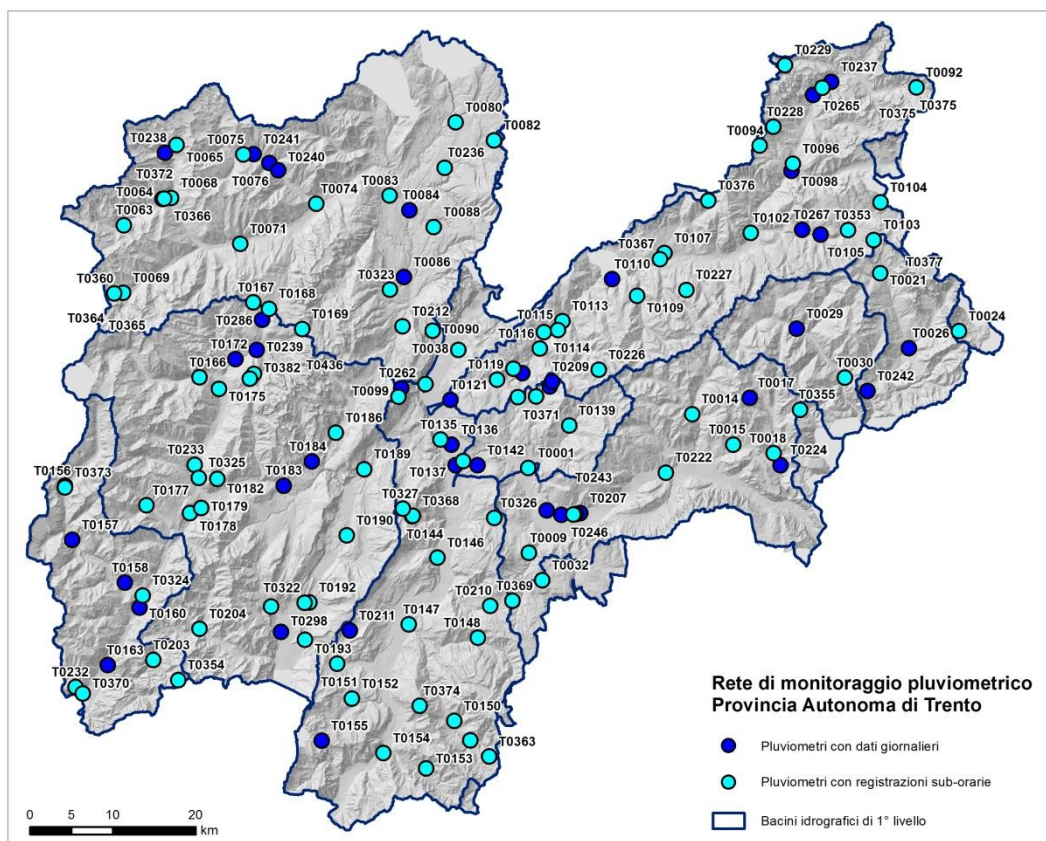


Figura 3.15: Rete di monitoraggio pluviometrico gestita dall'Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento.

3.8 Campi neve

L'Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento gestisce inoltre 52 Campi Neve in quota per il rilevamento dei dati nivometeorologici. Vengono acquisiti giornalmente l'altezza del manto nevoso a terra letto sull'asta nivometrica, l'altezza dell'eventuale neve fresca caduta nelle ultime 24 ore, la densità della neve fresca, la temperatura della neve a 10 e 30 cm dalla superficie, la profondità di penetrazione (cm) della sonda nella neve e le caratteristiche e forma della superficie della neve.

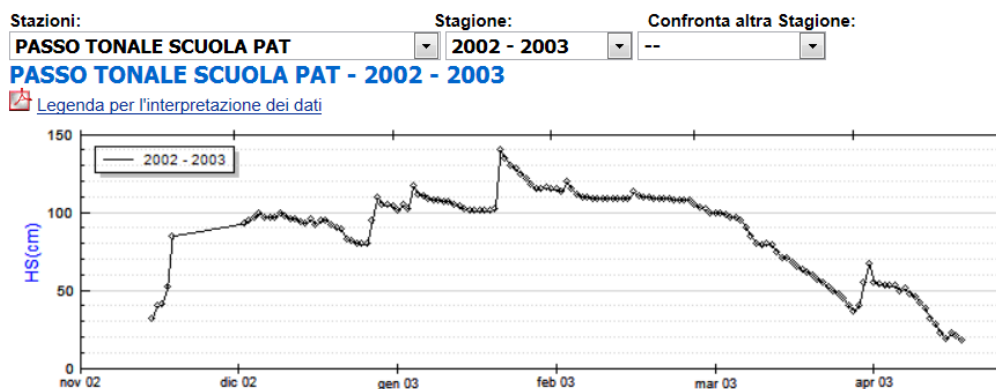


Figura 3.16: Diagramma dell'altezza del manto nevoso durante l'inverno 2002-2003 al campo neve di Passo Tonale (<http://www.meteotrentino.it>)

3.9 Radar meteorologico di Monte Macaion

Il sistema radar del Monte Macaion è stato sviluppato dall'Autorità di Bacino del Fiume Adige, di concerto con le Province Autonome di Trento e Bolzano (Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento - Meteotrentino e Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano), nell'ambito di un programma per l'attività di rilevamento di dati meteorologici e climatici. Al termine della fase di sperimentazione del sistema, a partire dalla primavera del 2003 il radar è gestito congiuntamente dalle due Province Autonome.

Il radar meteorologico è installato sul Monte Macaion, al confine fra le province di Trento e di Bolzano, ad una quota di 1866 m s.l.m. in comune di Fondo (TN), è in grado di monitorare la presenza di precipitazioni in un'area circolare di 120 km di raggio, coprendo il territorio dell'intera regione Trentino-Alto Adige (Figura 3.17). Il radar è un sistema Doppler in banda C (EEC DWSR-2500 C) a singola polarizzazione, ovvero non in grado di distinguere la fase della precipitazione discriminando tra pioggia e neve.

Il radar del Monte Macaion è importante per il *nowcasting* (previsione a brevissimo termine) delle precipitazioni, al fine di fornire dati e indicazioni per l'attivazione delle procedure di protezione civile in caso di condizioni meteorologiche critiche.



Figura 3.17: Posizione e caratteristiche tecniche del radar di Monte Macaion (da Borga et alii, 2004a)

Il radar meteorologico inoltre è fondamentale per il monitoraggio degli eventi intensi di origine convettiva di estensione spaziale modesta, peculiari del periodo estivo. I modelli meteorologici difficilmente riescono a prevedere tali eventi e la rete di pluviometri, pur densa, non è in grado

di rappresentare la corretta distribuzione spaziale delle precipitazioni che li originano in un territorio ad orografia complessa.

L'utilizzo di un radar meteorologico in ambiente alpino presenta però alcune criticità. La presenza delle montagne, schermato le valli retrostanti, costringe ad utilizzare angoli di elevazione maggiori; il fascio radar, analizzando quote più elevate man mano che si allontana, tende ad osservare, soprattutto ai margini esterni dell'area coperta, una porzione di atmosfera che potrebbe trovarsi a quote superiori a quelle in cui si sviluppano le precipitazioni. Le precipitazioni estive a carattere convettivo e temporalesco, avendo una grande estensione verticale, possono essere intercettate dal radar anche ai limiti del suo range. Al contrario le precipitazioni invernali di tipo stratiforme si originano spesso a quote minori rispetto alla zona di osservazione del radar. In tal caso l'immagine rilevata dal radar prevede una zona più intensa attorno al radar e precipitazioni che vanno a scomparire man mano che ci si allontana. Il radar riesce a rilevare le precipitazioni in fase liquida solo in prossimità dello strumento. All'aumentare della distanza intercetta prima la zona di scioglimento della neve che produce una forte eco di riflettività, quindi la precipitazione nevosa con un attenuamento del segnale di riflettività e infine, quando il fascio radar si trova al di sopra delle nubi, non è più in grado di rilevare precipitazioni.

Il sistema di controllo delle osservazioni radar del Monte Macaion si basa su un programma che analizza automaticamente i dati radar di riflettività dopo ciascuna scansione (ogni 6 minuti) e costruisce mappe di precipitazione cumulata su 30 minuti e su 3 ore. Tutte le informazioni vengono elaborate e visualizzate su una piattaforma informatica (*RadarMeteoBrowser*). L'individuazione delle situazioni di possibile criticità sul territorio si basa sull'incrocio delle informazioni di pioggia negli ultimi 30 minuti e di pioggia cumulata su tre ore consecutive (Borga *et alii*, 2004a).

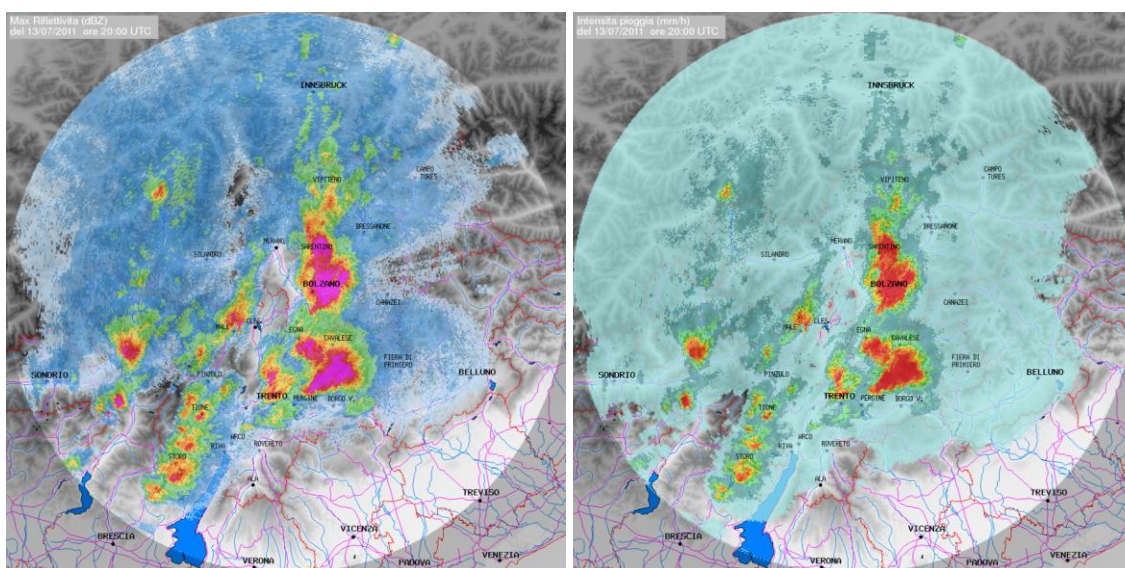


Figura 3.18: a) immagine del massimo di riflettività misurato dal radar del Monte Macaion lungo la verticale di ciascun punto il 13/07/2011; b) intensità di precipitazione stimata a partire dalla riflettività (<http://www.meteotrentino.it>). Nelle sfumature dell'azzurro le precipitazioni deboli, in verde quelle moderate e nelle sfumature tra l'arancio e il viola quelle più intense. Al viola possono essere associate, nei mesi estivi, intense grandinate

I dati del radar di Monte Macaion relativi a 8 eventi intensi che hanno causato *flash floods* e *debris flows* nelle province di Trento e Bolzano dal luglio 2002 al giugno 2003 sono stati

utilizzati da Tonelli *et alii* (2003) per calcolare l'andamento medio del profilo verticale della riflettività (Figura 3.19).

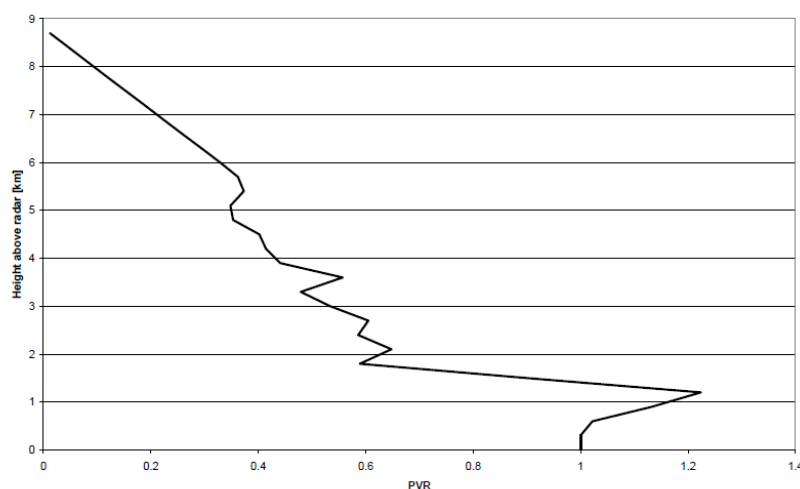


Figura 3.19: Profilo verticale di riflettività a partire dalle osservazioni radar acquisite con 5 angoli di elevazione (da Tonelli *et alii*, 2003)

3.10 Fenomeni franosi

La banca dati utilizzata nel presente lavoro per estrarre le informazioni relative alle frane è l'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia - Progetto IFFI (<http://www.progettoiffi.isprambiente.it>). Tale Inventario, realizzato dall'ISPRA e dalle Regioni e Province Autonome, contiene 499.511 frane che interessano una superficie di 21.182 km² pari al 7% del territorio nazionale. Per ciascuna frana è disponibile una cartografia di dettaglio (scala 1:10.000) ed è stata compilata una scheda frane articolata su 3 livelli di approfondimento progressivo (Trigila, 2007; Trigila *et alii*, 2010; Trigila & Iadanza, 2012). Le frane sono rappresentate con un punto georeferenziato denominato PIFF (Punto Identificativo del Fenomeno Franoso), posto per convenzione in corrispondenza della quota più elevata del coronamento della frana, e da un poligono, quando la frana è cartografabile alla scala di rilevamento adottata, o da una linea, nel caso di fenomeni di forma molto allungata.

Relativamente al territorio della provincia di Trento, le frane sono state censite dal Servizio Geologico della Provincia di Trento mediante la raccolta di dati di archivio e documentazione tecnica (verbali di sopralluogo, relazioni tecniche, cartografia tematica e catasti frane), l'analisi di foto aeree e i sopralluoghi sul terreno per i fenomeni franosi di particolare interesse (Campedel, 2007). Sono state censite complessivamente 9.385 frane, che occupano complessivamente una superficie di 878,9 km² pari al 14,16% del territorio provinciale. Le principali tipologie di movimento sono gli scivolamenti rotazionali o traslativi (37%), a cui contribuiscono significativamente i *soil slip*, le frane di crollo/ribaltamento (31%) che interessano in prevalenza gli ammassi rocciosi calcareo-dolomiti e magmatici, le frane complesse e i colamenti rapidi con l'8% ciascuno. I colamenti rapidi si verificano generalmente in occasione di precipitazioni particolarmente intense, spesso nelle zone più acclivi e accidentate del territorio provinciale, legati all'evoluzione di fenomeni di *soil slip* o alla saturazione di prodotti di disgregazione del substrato roccioso all'interno di impluvi. La rete viaria e i boschi, sono i beni maggiormente colpiti dagli eventi franosi (Campedel, 2007).

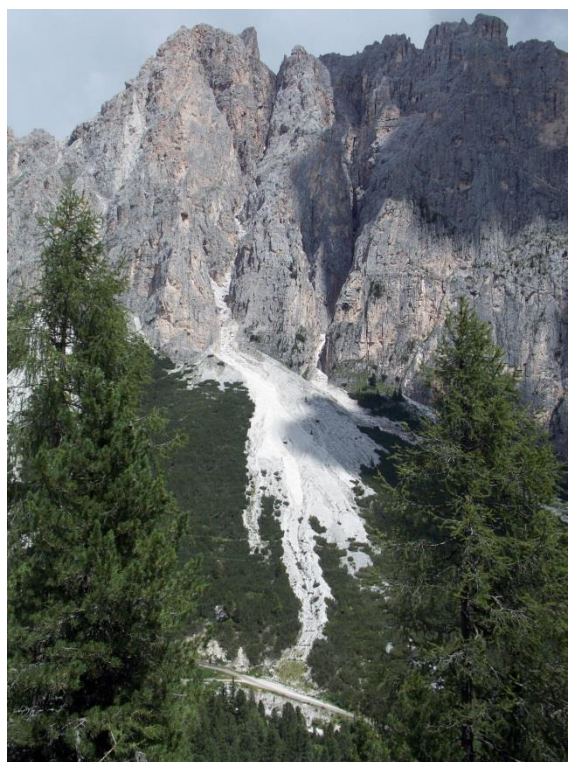


Figura 3.20: Colata detritica (Id-frana 220869300), Gran Cront – Larsech; data innesco 15/07/1987; data foto 01/08/2014



Figura 3.21: Colata detritica Monte Stivo, data foto 30/07/2014

3.11 Sistema di allerta della Provincia Autonoma di Trento

Il Centro Funzionale provinciale, che si identifica con il Dipartimento della protezione civile provinciale garantisce il funzionamento del sistema di allerta relativo ai rischi di tipo idrogeologico e idraulico, legati essenzialmente alle condizioni meteorologiche e alle dinamiche naturali del territorio. La Provincia costituisce una unica zona di allerta.

Le principali attività svolte dal Centro Funzionale sono il monitoraggio in tempo reale dei fenomeni, la trasmissione dei dati e l'attività di previsione a supporto degli interventi di protezione civile (Delibera della Giunta Provinciale n. 2488 del 29 ottobre 2004 e n. 972 del 13 maggio 2005).

Il sistema di allerta si articola nella fase di previsione, nella fase di valutazione e in quella di allertamento. La fase di previsione si avvale dei dati provenienti in tempo reale da strumenti a terra (radar, stazioni meteorologiche e apparati di rilevamento fulmini), da satellite e da modelli fisico-matematici consolidati a livello nazionale ed internazionale; le previsioni vengono divulgate mediante bollettini e avvisi meteo. La fase di valutazione è finalizzata all'analisi dei possibili effetti dei fenomeni avversi (Tabella 3.2) su popolazione e infrastrutture. La fase di allertamento prevede che il Sindaco definisca il livello di criticità dei fenomeni nel territorio comunale e le misure operative per fronteggiare l'evento atteso.

Il Dipartimento della protezione civile provinciale definisce, in via prioritaria per le principali zone a rischio idrogeologico, individuate come aree R3 e R4 dal PGUAP (Piano Generale di Utilizzazione Acque Pubbliche), un sistema di indicatori e soglie, al fine di supportare l'individuazione dei livelli di criticità (ordinario, moderato ed elevato) degli scenari di rischio, e i conseguenti livelli di allerta. Gli indicatori si riferiscono a grandezze quali piovosità, temperatura, altitudine, altezze idrometriche, parametri geologici, ecc., mentre le soglie si riferiscono a prefissati valori limite di tali indicatori.

Tabella 3.2: Connotazioni degli eventi implicanti condizioni meteo avverse in termini di combinazioni di intensità e probabilità (Provincia Autonoma di Trento, 2005)

fenomeni	eventi	intensità	probabilità
precipitazioni	piogge abbondanti	> 40 mm in 6 ore	> 50 %
		> 60 mm in 12 ore	> 50 %
		> 80 mm in 24 ore	> 50 %
		> 100 mm in 48 ore	> 50 %
	temporali o rovesci	particolarmente intensi con possibilità di grandine, fulmini o raffiche	> 50 %
	nevicatae abbondanti	> 50 cm in 24 ore	> 50 %
	nevicatae a bassa quota	> 10 cm al di sotto dei 500 m s.m.	> 50 %
vento		> 80 km/ora	> 50 %
temperature	massime a bassa quota	> 35 °C per tre giorni consecutivi	> 50 %
	minime a bassa quota	< -10 °C	> 50 %

4 CARATTERIZZAZIONE DEGLI EVENTI DI FRANA

4.1 Colate rapide e frane superficiali con data di innesco nota

Nell'ambito della presente ricerca, sono state estratte dall'Inventario dei Fenomeni Franosi IFFI le frane verificatesi nella provincia di Trento e appartenenti alle 3 tipologie di movimento, il cui innesco è direttamente correlato con le precipitazioni: colamenti rapidi, aree soggette a frane superficiali diffuse e scivolamenti. La tipologia aree soggette a frane superficiali diffuse è stata introdotta nel Progetto IFFI per classificare fenomeni di limitata estensione e modesto spessore che interessano diffusamente ampi settori di versanti (Amanti *et alii*, 2001; Trigila, 2007). Nella classe scivolamenti rotazionali/traslativi sono state selezionate solo le frane con profondità della superficie di scorrimento nota e inferiore a 3 m. In tal modo sono stati considerati solo gli scivolamenti superficiali. Complessivamente sono presenti nell'Inventario 718 colamenti rapidi, 605 aree soggette a frane superficiali diffuse e 331 scivolamenti superficiali.

Sono state quindi estratte dal campione le frane con informazioni relative alla data di attivazione con precisione al giorno o all'ora di innesco. Il dataset è costituito da 260 frane: 210 colate rapide e 50 scivolamenti superficiali (Figura 4.1). La precisione della datazione è all'ora di innesco per 28 frane, al giorno per le restanti 232. Gli scivolamenti superficiali con data di innesco nota nel 64% dei casi si sono verificati durante l'evento alluvionale del 17-26 novembre 2000 e sono localizzati in un'area molto circoscritta tra i comuni di Trento, Lavis, Faedo e Giovo.

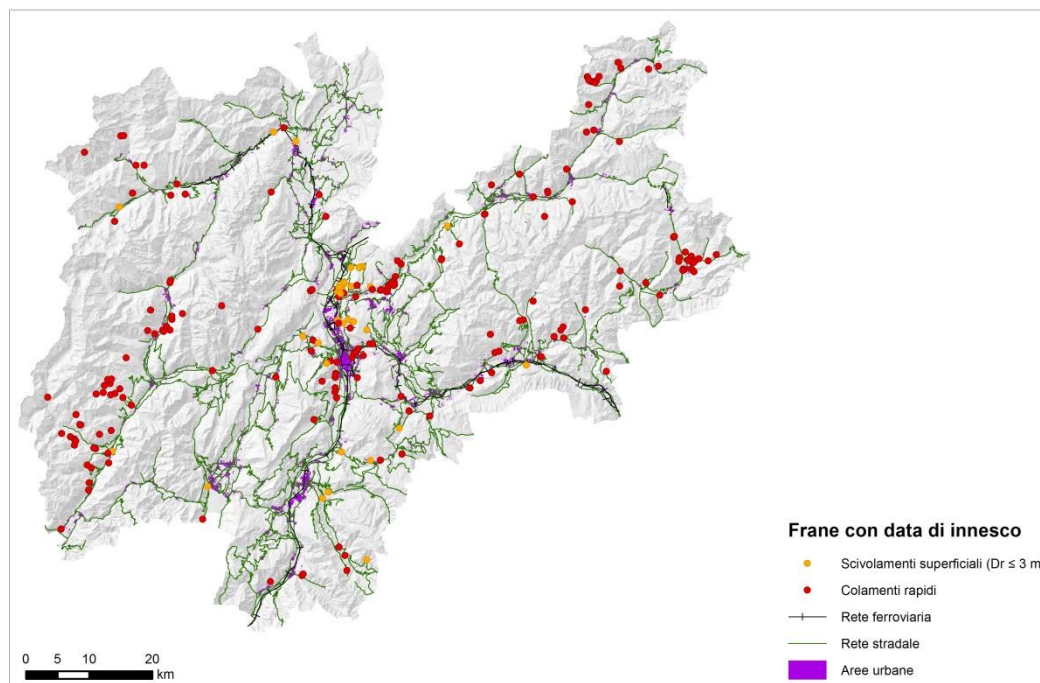


Figura 4.1: Colamenti rapidi e scivolamenti superficiali con data di attivazione nota in provincia di Trento (fonte dati frane: Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia – Progetto IFFI)

Il dataset delle frane con data di attivazione nota rappresenta il 29,3% del totale dei colamenti rapidi e il 15,1% degli scivolamenti superficiali. Generalmente la data di attivazione è stata registrata quando la frana ha determinato danni a centri abitati o infrastrutture o minacciato direttamente la popolazione. La data di attivazione non è invece disponibile per le frane cartografate attraverso l'interpretazione di foto aeree, in assenza di una serie multitemporale di riprese aeree sullo stesso settore o di dati storici o d'archivio. La non completezza dell'informazione sulla data di innesco per tutte le frane dell'Inventario rende di difficile applicazione la taratura delle soglie pluviometriche come miglior separatore tra eventi pluviometrici che hanno innescato o non hanno innescato frane (Par. 2.2).

I seguenti paragrafi descrivono il confronto delle distribuzioni di frequenza della quota, acclività, esposizione, curvatura totale, planare e di profilo, *flow accumulation number*, *Stream Power Index*, *Topographic Wetness Index*, distanza dal reticolo idrografico, litologia, distanza dalle faglie, uso del suolo e distanza dall'urbanizzato e infrastrutture di comunicazione, in corrispondenza del punto di innesco (PIFF; Par. 3.10) del campione delle frane con data di attivazione nota e del totale dei colamenti rapidi e degli scivolamenti superficiali. Tale analisi è finalizzata a valutare la rappresentatività del campione con innesco noto rispetto al totale delle frane. Il campione dei *debris flow* con data di attivazione nota è risultato rappresentativo dell'intera popolazione dei colamenti rapidi, mentre il campione degli scivolamenti superficiali con data di innesco nota è risultato meno rappresentativo, essendo per la gran parte relativo all'evento alluvionale del 17-26 novembre 2000 e concentrato spazialmente in un'area circoscritta.

I parametri selezionati per la statistica descrittiva includono i fattori di controllo comunemente utilizzati in letteratura per l'identificazione delle zone di innesco di colate detritiche (Blahut *et alii*, 2010; Carrara *et alii*, 2008; Catani *et al.*, 2005; D'Agostino & Marchi, 2001; Ferrato, 2009; Kappes *et alii*, 2011; Marchi & D'Agostino, 2004; Pascal, 2008; Tarolli *et alii*, 2008). In particolare il fattore più importante è l'acclività del versante (Par. 4.1.2), generalmente maggiore di 15° (Rickenmann and Zimmermann, 1993), oltre all'area drenata o area contribuente a monte (Par. 4.1.7) che quantifica l'input di acqua (portata), alla curvatura planare concava (Par. 4.1.5) che individua zone con flusso idrico convergente, alla litologia (Par. 4.1.11) che identifica i litotipi in grado di produrre maggiori o minori quantità di detrito in base alle caratteristiche di erodibilità e al grado di fratturazione, e alla copertura/uso del suolo (Par. 4.1.13) che evidenzia zone a scarsa copertura vegetale come rocce esposte, aree a pascolo o aree percorse da incendi. In letteratura è stata definita una relazione inversa in forma di potenza tra acclività e area drenata nella zona di innesco di *debris flow* (Rickenmann and Zimmermann, 1993; Heinimann, 1998), in quanto canali con elevato gradiente energetico necessitano di minore portata liquida per innescare una colata. In modo simile lo *Stream Power Index* (Par. 4.1.8), moltiplicando area contribuente e pendenza locale, esprime l'erosività del flusso.

4.1.1 Quota

La quota in corrispondenza del punto di innesco della frana (PIFF) è stata ricavata utilizzando il Modello Digitale del Terreno, a maglia 5×5 m, derivato dalle curve di livello ordinarie e dirette delle 215 sezioni della Carta Tecnica Provinciale 2013. Le distribuzioni di frequenza della quota nei punti di innesco dei colamenti rapidi totali e del campione di colamenti con data di innesco nota sono pressoché simili con valori più frequenti nelle classi 500-750 e 750-1000 m s.l.m. La distribuzione degli scivolamenti superficiali totali è caratterizzata da maggiori frequenze nelle 3 classi inferiori di quota, da un picco nella classe 500-750 m e dall'assenza di fenomeni oltre i 1750 m s.l.m. Gli scivolamenti superficiali con data di innesco nota ricadono

per il 54% a quote comprese tra 250 e 500 m e complessivamente per l'88% a quote inferiori a 750 m s.l.m. (Figura 4.2).

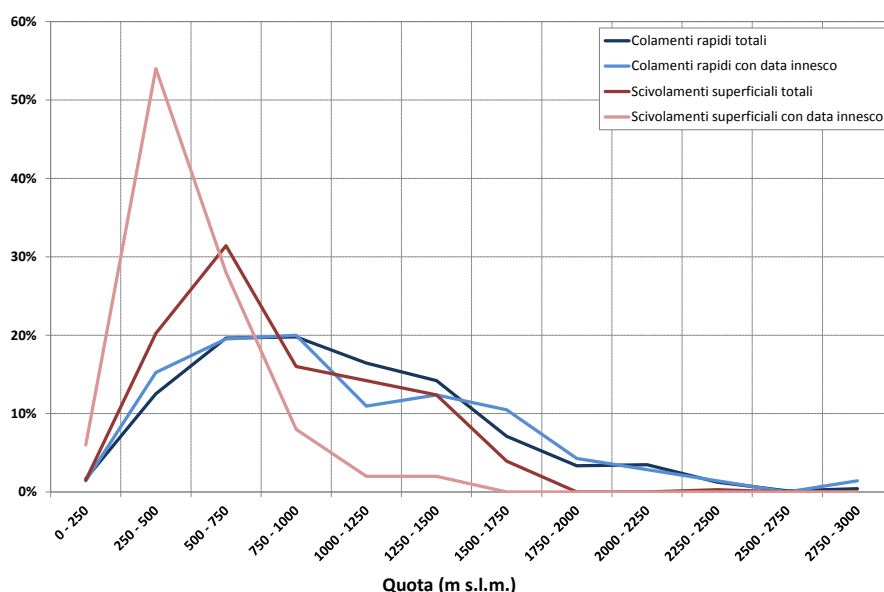


Figura 4.2: Distribuzione di frequenza della quota nel punto di innesco

Tale distribuzione può essere spiegata dal fatto che gli scivolamenti superficiali con data di innesco nota sono per la gran parte concentrati spazialmente in un'area circoscritta (Par. 4.1) e che, trattandosi di frane di ridotte dimensioni, la data di innesco è stata registrata solo per quei fenomeni che hanno causato danni ad aree urbane o infrastrutture di comunicazione in prossimità del fondovalle.

4.1.2 Acclività

L'acclività rappresenta il gradiente del piano tangente alla superficie nel punto considerato lungo la direzione di massima pendenza (*slope gradient*). L'acclività in ciascuna cella è stata calcolata mediante la funzione *Slope* del modulo *Spatial Analyst* di ArcGIS. Le distribuzioni di frequenza di colamenti rapidi totali, colamenti rapidi con data di innesco nota e scivolamenti superficiali totali sono simili con picco di frequenza nella classe 30-40°. La distribuzione degli scivolamenti superficiali presenta invece il picco di frequenza nella classe ad acclività più bassa tra 20 e 30°. Per valori di pendenza maggiori di 38°, valore prossimo all'angolo di attrito interno caratteristico dei materiali detritici spigolosi, la quantità di materiale detritico mobilizzabile è modesta e la frequenza delle zone di innesco diminuisce rapidamente (Figura 4.3).

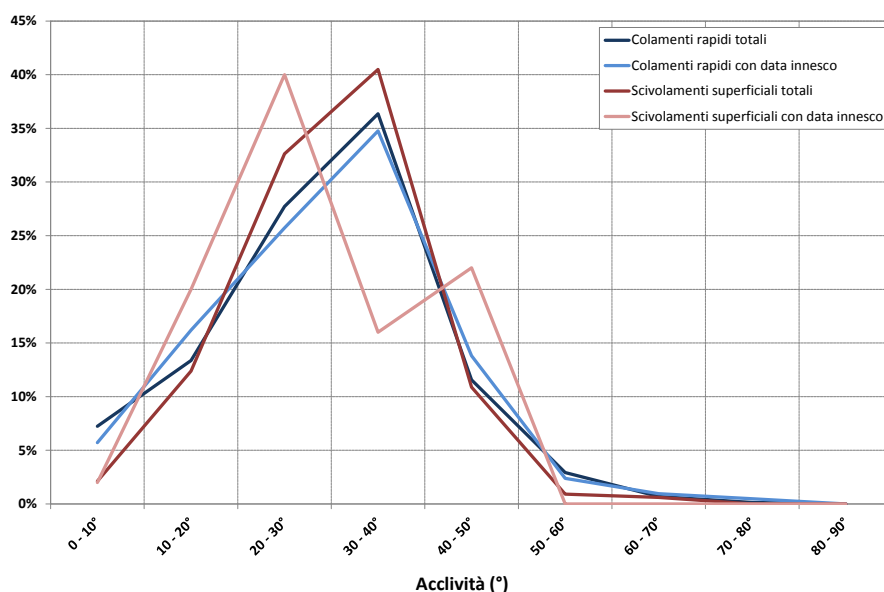


Figura 4.3: Distribuzione di frequenza dell'acclività nel punto di innesco

4.1.3 Esposizione

L'esposizione misura per ogni cella la direzione dell'immersione del versante rispetto al nord da 0° a 360° (ad esempio 0° versante esposto a Nord, 90° versante esposto a Est). L'esposizione è stata calcolata in ciascuna cella utilizzando la funzione *Aspect* del modulo *Spatial Analyst* di ArcGIS. Il raster dell'esposizione è stato riclassificato secondo 8 classi di ampiezza pari a 45° centrate sui punti cardinali.

L'esposizione dei versanti ha delle implicazioni sul contenuto di acqua nei terreni, infatti pendici esposte a nord presentano generalmente una maggiore umidità e una copertura vegetale più abbondante che può determinare una maggiore protezione del suolo dai fenomeni erosivi e dalle frane superficiali (Dai & Lee, 2002). Tale assunzione risulta confermata dalla distribuzione dell'esposizione dei colamenti rapidi totali, colamenti con data di innesco e scivolamenti superficiali totali; si differenzia il comportamento degli scivolamenti con data di innesco nota a causa della concentrazione spaziale di questi ultimi in un'area circoscritta (Figura 4.4).

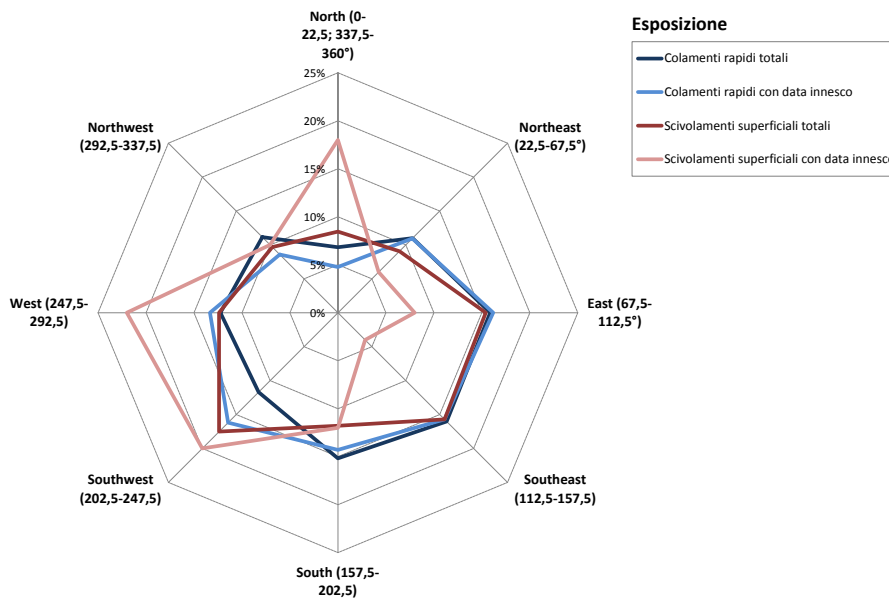


Figura 4.4: Diagramma polare con distribuzione di frequenza dell'esposizione del versante nel punto di innesco

4.1.4 Curvatura totale

La curvatura rappresenta la variazione della pendenza nello spazio. La curvatura totale, planare e di profilo sono state calcolate in ciascuna cella raster utilizzando la funzione *Curvature* del modulo *Spatial Analyst* di ArcGIS che prende in considerazione la quota della cella centrale e delle otto celle confinanti ed esegue le due derivate nella direzione di massima pendenza (curvatura di profilo) e in quella ad essa perpendicolare (curvatura planare). Valori positivi di curvatura esprimono una convessità del versante; valori negativi una concavità; valori prossimi allo zero indicano una superficie planare.

Le curvature totali, di profilo e planare sono state suddivise in 3 classi: concava, convessa e planare. Per fissare i limiti tra le 3 classi è stato utilizzato un quarto della deviazione standard della curvatura sull'intera area di studio. Un test a campione sulle aree di innesco di frana ha indicato la significatività dei *range* stabiliti per le 3 classi.

L'innesco avviene con maggiore frequenza nelle aree a curvatura totale concava per i colamenti rapidi e a curvatura totale convessa per gli scivolamenti superficiali (Figura 4.5).

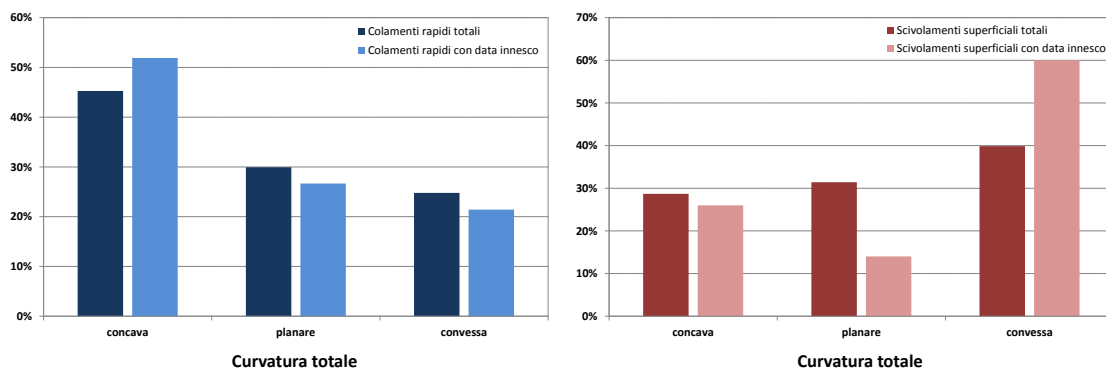


Figura 4.5: Curvatura totale nel punto di innesco

4.1.5 Curvatura planare

La curvatura planare permette di stabilire se un flusso lungo il pendio è convergente (curvatura concava) o divergente (curvatura convessa) (Figura 4.6). Non è importante tanto il valore assoluto della curvatura, che dipende dalla dimensione della cella raster, quanto la sua variazione nello spazio.

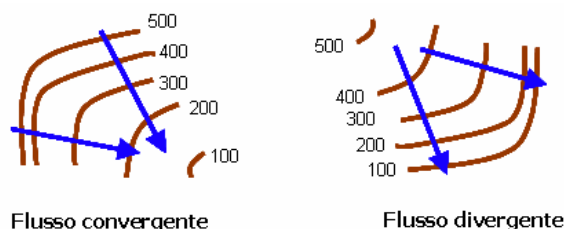


Figura 4.6: Curvatura planare: divergenza e convergenza del flusso in base alla disposizione delle isoipse (da Autorità di Bacino del Fiume Arno, Valutazione della suscettibilità da frana)

I colamenti rapidi, come atteso, si sono innescati con maggiore frequenza in aree con curvatura planare concava dove vi è generalmente una maggiore presenza di acqua e quindi una maggiore probabilità che i terreni siano saturi (Figura 4.7). Il totale degli scivolamenti superficiali si distribuisce equamente tra le tre classi di curvatura planare, mentre gli scivolamenti superficiali con data di innesco nota presentano una maggiore frequenza nella classe a curvatura planare convessa.

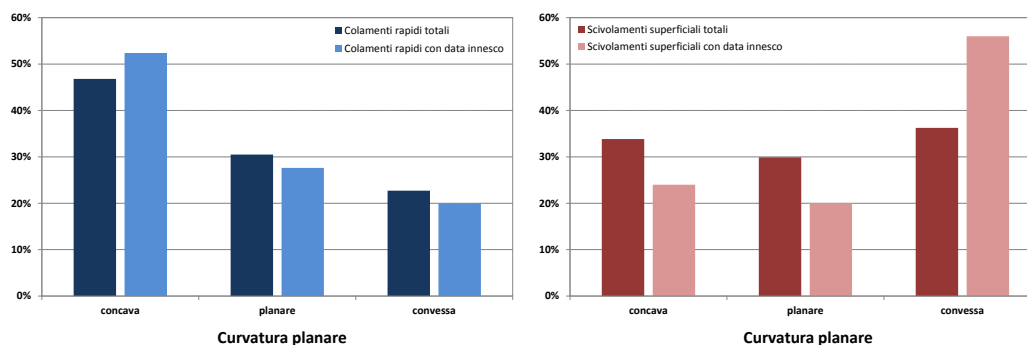


Figura 4.7: Curvatura planare nel punto di innesco

4.1.6 Curvatura di profilo

Un punto lungo il pendio appartiene ad un'area a curvatura di profilo concava quando in sezione longitudinale la pendenza diminuisce oppure convessa nel caso opposto (Figura 4.8). Considerato che il software ArcGIS attribuisce alla curvatura di profilo valori positivi per profilo concavo e valori negativi per profilo convesso, i valori ottenuti sono stati moltiplicati per la costante -1 per omogeneità con la classificazione della curvatura planare e totale. Gli scivolamenti sono caratterizzati da una maggiore frequenza di profilo convesso in prossimità della zona di distacco (Figura 4.9). I colamenti rapidi si distribuiscono equamente tra le tre classi di curvatura di profilo.

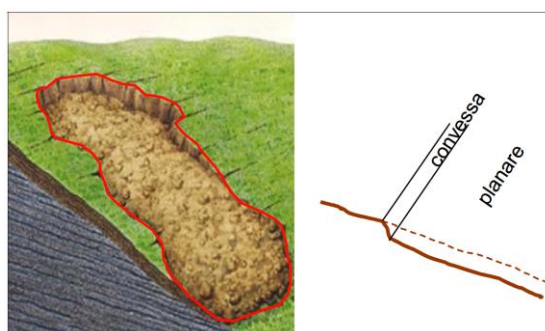


Figura 4.8: Distribuzione della curvatura di profilo in area di innesco di uno scivolamento superficiale (da Autorità di Bacino del Fiume Arno, Valutazione della suscettibilità da frana)

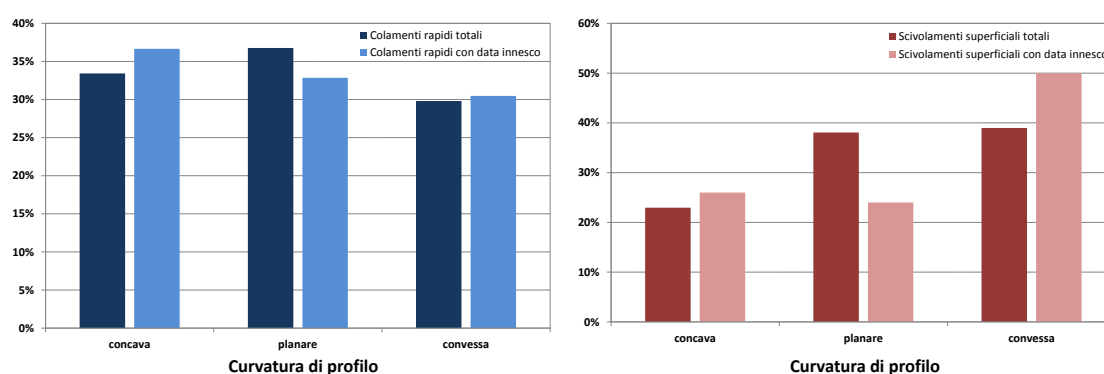


Figura 4.9: Curvatura di profilo nel punto di innesco

4.1.7 Flow Accumulation Number

Il *Flow Accumulation Number* rappresenta il numero di celle del sottobacino a monte drenato dalla cella raster considerata. Per calcolare tale parametro occorre procedere con i seguenti step: i) generazione di un modello digitale del terreno idrologicamente corretto mediante l'eliminazione delle depressioni o *sink*; ii) individuazione della direzione del deflusso idrico da ciascuna cella a una delle 8 celle adiacenti in funzione della massima pendenza; iii) calcolo del numero di celle del sottobacino drenato dalla cella considerata. Operativamente sono stati eseguiti una serie di processi in sequenza sul DEM 5×5 m: *Fill*, *Flow Direction*, *Flow Accumulation*, presenti nel modulo *Hydrology* della *Spatial Analyst Toolbox* di ArcGIS.

Il parametro può essere messo in relazione con l'entità del deflusso superficiale di acqua o con la potenziale saturazione dei suoli nella cella considerata (Catani *et alii*, 2005).

Tenuto conto che il *range* dei valori di *Flow Accumulation Number* è particolarmente ampio, è stato preso in considerazione il logaritmo della variabile.

Le 4 distribuzioni di frequenza sono piuttosto simili con frequenza più elevata dei valori nella classe (0-1) che corrisponde a 0-10 celle (5×5 m) drenate a monte, indicando che sia i colamenti rapidi che gli scivolamenti superficiali si sono innescati prevalentemente in prossimità degli spartiacque o delle aste di ordine gerarchico più basso (Figura 4.10).

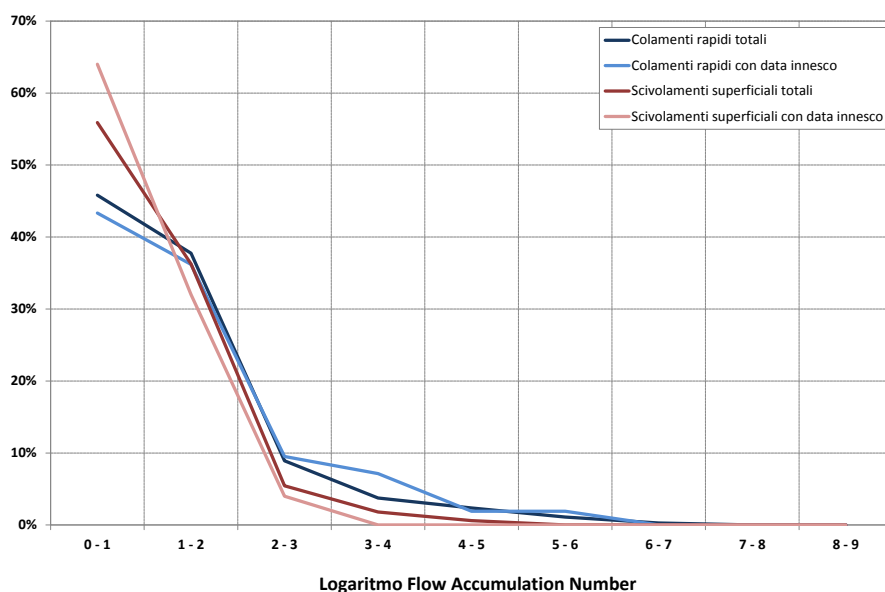


Figura 4.10: Distribuzione del logaritmo del Flow Accumulation Number nel punto di innesco

4.1.8 Stream Power Index (SPI)

Lo Stream Power Index è definito come:

$$SPI = \ln((FA + 1) * Areacell * \tan Slope)$$

dove *FA* indica il *Flow Accumulation Number*, *Areacell* è l'area della cella, che nel caso di studio è pari a 25 m², e *Slope* è l'acclività. Tale parametro è indicativo del potere erosivo degli impluvi. Le 4 distribuzioni sono simili, piuttosto appuntite e con massima frequenza dei valori nella classe 4-6 di SPI (Figura 4.11), a conferma dell'ottima capacità di tale parametro di discriminare le zone di innesco (Par. 4.1).

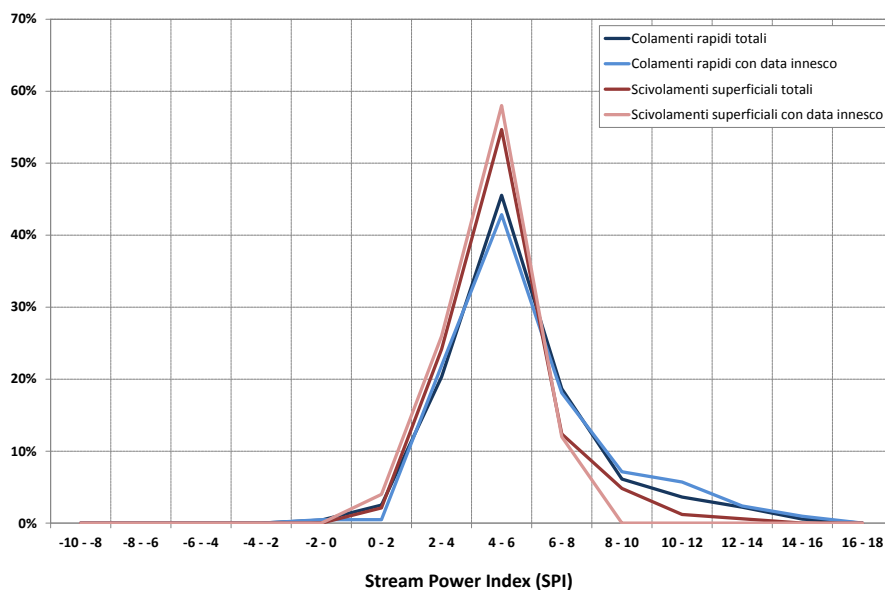


Figura 4.11: Distribuzione di frequenza dello Stream Power Index nel punto di innesco

4.1.9 Topographic Wetness Index (TWI)

Il *Topographic Wetness Index* è definito come:

$$TWI = \ln \frac{(FA + 1) * Areacell}{\tan(Slope)}$$

dove *FA* è il *Flow Accumulation Number*, *Areacell* è l'area della cella e *Slope* è l'acclività. Il parametro viene comunemente usato per caratterizzare la distribuzione spaziale dell'umidità/saturazione del suolo (Catani *et alii*, 2013). Le 4 distribuzioni sono abbastanza simili con gran parte dei valori del TWI nel punto di innesco compresi tra 4 e 8 (Figura 4.12).

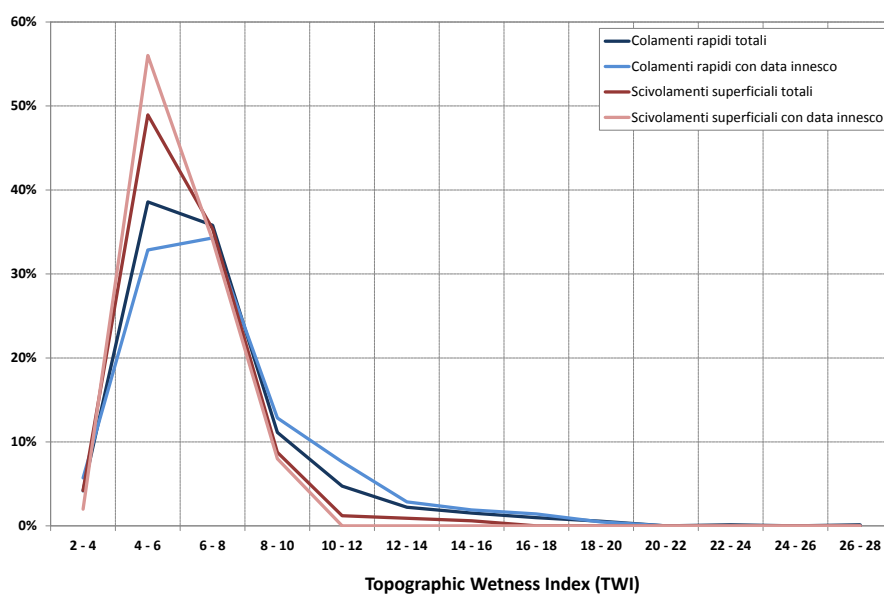


Figura 4.12: Distribuzione di frequenza del *Topographic Wetness Index* nel punto di innesco

4.1.10 Distanza dai corsi d'acqua

Il reticolo idrografico dell'area di studio è stato derivato dal DEM 5×5 m utilizzando una soglia pari a 600 del *Flow Accumulation Number*, risultata ottimale, da un'analisi a campione sull'area di studio, per separare celle di versante, inferiori alla soglia, e celle appartenenti agli impluvi di primo ordine, superiori alla soglia. Tale soglia, pari a 15.000 m² (1,5 ha) di area drenata a monte, è in accordo con il range 1-4 ettari indicato per i bacini alpini (Ferrato, 2009). La distribuzione di frequenza mostra che l'innesco dei colamenti rapidi totali e dei colamenti rapidi con data di attivazione nota è avvenuto prevalentemente in prossimità degli impluvi del reticolo idrografico mentre si osserva una maggiore variabilità per gli scivolamenti superficiali (Figura 4.13).

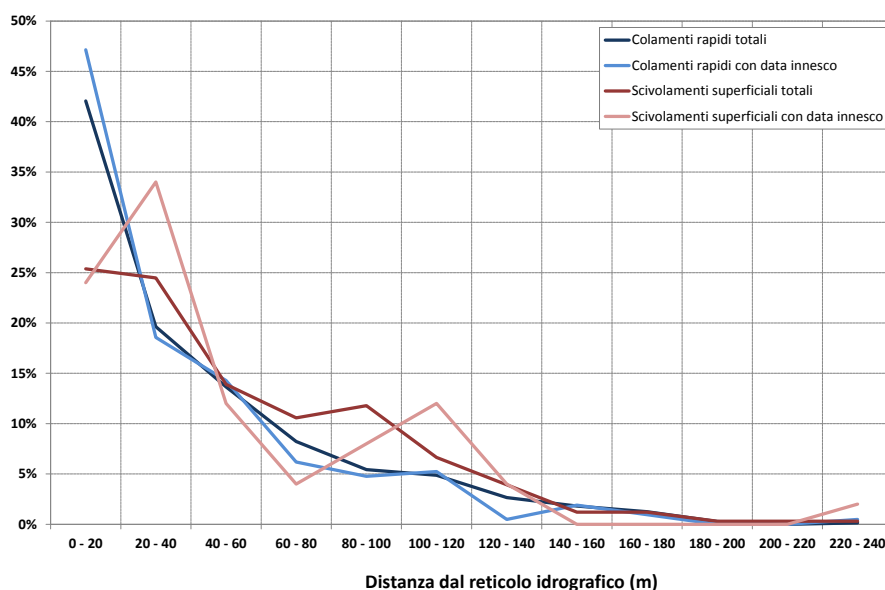


Figura 4.13: Distribuzione di frequenza della distanza dal reticolo idrografico nel punto di innesco

4.1.11 Litologia

La zona di innesco dei colamenti rapidi, sia per l'intera popolazione che per il campione con data di attivazione nota, è ubicata per lo più nei depositi quaternari sciolti (detritici o glaciali) o in corrispondenza di impluvi in unità carbonatiche competenti, unità clasto evaporitica e vulcaniti acide (Par. 3.4). Relativamente agli scivolamenti superficiali, la massima frequenza di zone di innesco si osserva nei depositi quaternari sciolti per il totale di scivolamenti e nell'unità clasto evaporitica per il campione con data di attivazione. Infatti la quasi totalità degli scivolamenti innescatisi durante l'evento del novembre 2000 sono localizzati nelle formazioni a Bellerophon, di Werfen, Servino o Carniola costituite da sedimenti depositi in ambiente marino tipo arenarie, argilliti, marne, calcari ed evaporiti (Figura 4.14).

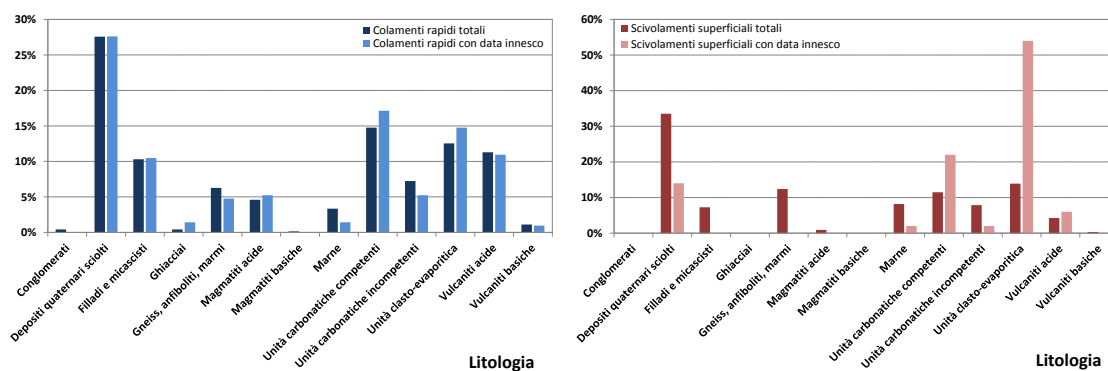


Figura 4.14: Litologia in corrispondenza del punto di innesco

4.1.12 Distanza dai lineamenti strutturali

La prossimità ai lineamenti strutturali (faglie, sovrascorrimenti, pieghe) può indicare una minore resistenza meccanica dei litotipi affioranti che generalmente presentano un'elevata fratturazione

a causa dell'intensa tettonizzazione. Le discontinuità possono inoltre mettere a contatto litologie con permeabilità molto differenti. Le 4 distribuzioni di frequenza evidenziano la massima percentuale di punti di innesco entro 250 m dai lineamenti tettonici (Figura 4.15).

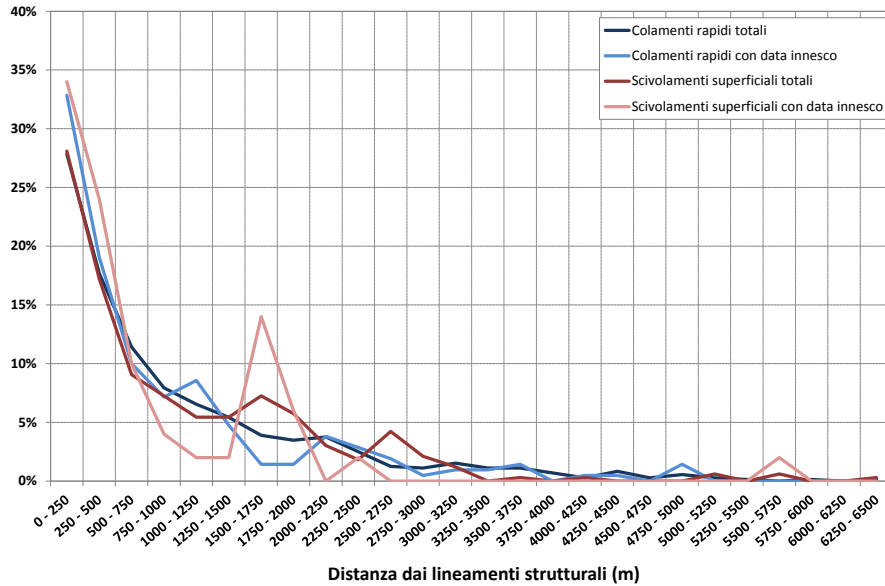


Figura 4.15: Distribuzione di frequenza della distanza dai lineamenti strutturali nel punto di innesco (fonte dati lineamenti strutturali: Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino a scala 1:200.000)

4.1.13 Copertura e uso del suolo

La distribuzione della copertura e uso del suolo nelle zone di innesco di colamenti rapidi e scivolamenti superficiali, con percentuali tra il 58 e il 76% in aree boscate, rispecchia la distribuzione sull'intera area di studio (Par. 3.5). Dopo le zone boscate, le classi di copertura e uso del suolo maggiormente interessate dalle zone di distacco sono le colture permanenti e le rocce nude per i colamenti rapidi e le colture permanenti per gli scivolamenti superficiali (Figura 4.16).

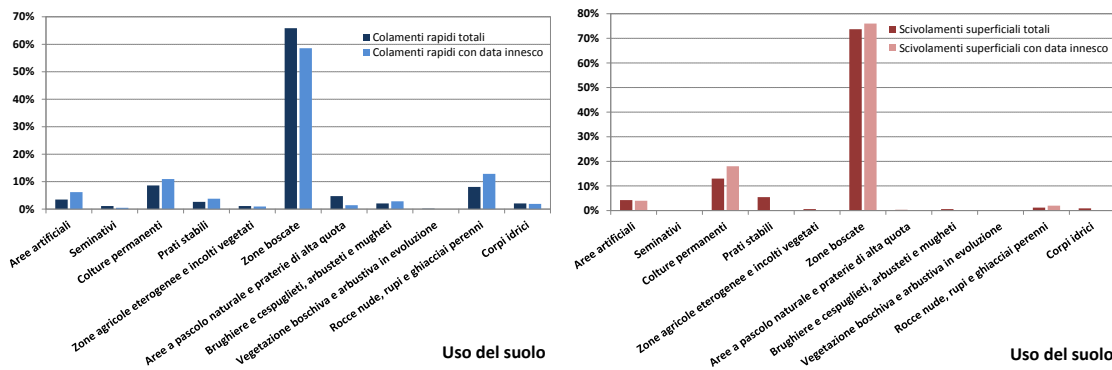


Figura 4.16: Uso del suolo in corrispondenza del punto di innesco

4.1.14 Distanza da urbanizzato e infrastrutture di comunicazione

La distribuzione della distanza delle zone di innesco dall'urbanizzato e dalle infrastrutture di comunicazione evidenzia in generale una diminuzione del numero di fenomeni franosi censiti all'aumentare della distanza dall'urbanizzato, a causa delle scarse informazioni negli archivi storici su frane avvenute in zone remote che non hanno causato danni a popolazione o beni. L'andamento degli scivolamenti superficiali con data di innesco, con oltre il 90% nella prima classe, è condizionato dalla concentrazione spaziale di questi ultimi in un'area circoscritta (Figura 4.17).

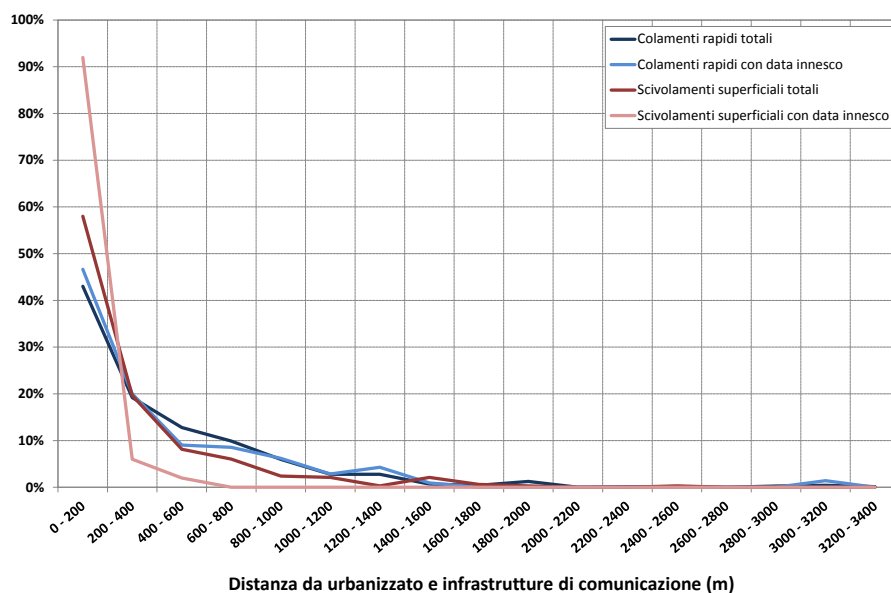


Figura 4.17: Distribuzione di frequenza della distanza del punto di innesco dall'urbanizzato e dalle infrastrutture di comunicazione

4.2 Distribuzione nel tempo delle date di innesco

La maggior parte delle date di attivazione dei colamenti rapidi e scivolamenti superficiali estratti dall'Inventario IFFI nella Provincia di Trento si riferiscono al periodo 1985-2005 (86,5% del totale) e in particolare oltre il 67% tra il 1995 e il 2005 (Figura 4.18).

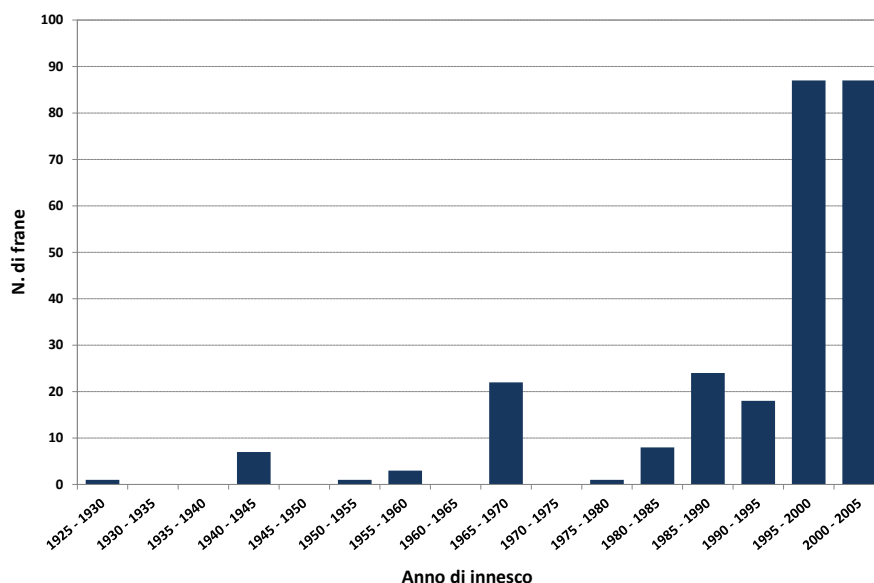


Figura 4.18: Distribuzione delle date di attivazione negli anni

Per quanto riguarda la distribuzione delle date di attivazione nel corso dell'anno, il ridotto numero di eventi nei mesi invernali è dovuto alle basse precipitazioni mensili e al fatto che la neve caduta al suolo impedisce l'infiltrazione di acqua nel sottosuolo e quindi l'innesco di fenomeni franosi. Gli inneschi sono causati, durante il periodo estivo (giugno – prima metà di settembre), da eventi convettivi intensi, estremamente localizzati e di breve durata, mentre nei mesi autunnali, da eventi stratiformi prolungati nel tempo che interessano un'area più estesa. L'elevata percentuale di inneschi nel mese di novembre è legata agli eventi alluvionali del 2000 e 2002. Durante il periodo primaverile è rilevante anche il contributo dello scioglimento della neve con l'aumento delle temperature, che determina un incremento significativo dell'acqua di deflusso superficiale e di infiltrazione (Figura 4.19).

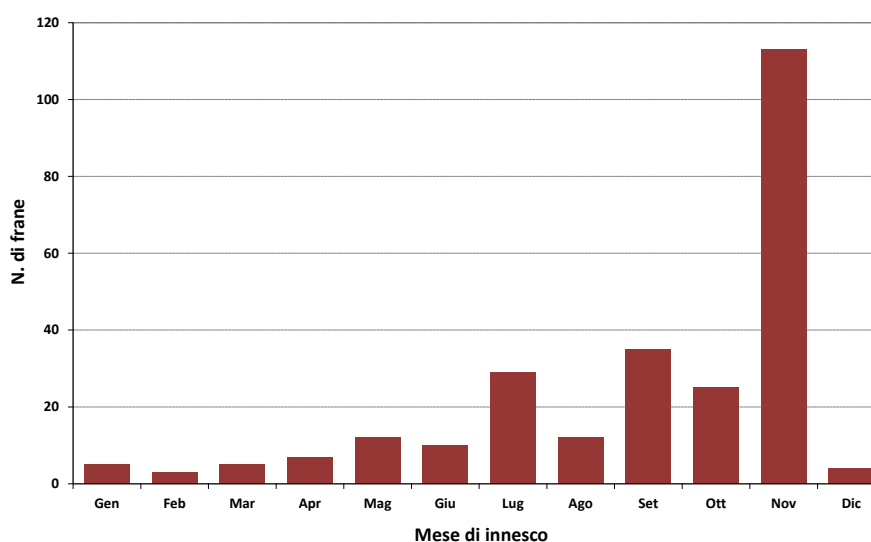


Figura 4.19: Distribuzione degli inneschi nei mesi dell'anno

Quasi il 43% del campione di colate detritiche e scivolamenti superficiali con data di attivazione nota è relativo a 5 eventi pluviometrici particolarmente gravosi in termini di effetti al suolo: l'evento nel bacino del Cison del 4 novembre 1966 (20 frane nel dataset); l'evento del 15 luglio 1987 nel bacino dell'Avisio (8 frane); l'evento del 20 settembre 2000 nel bacino del Chiese e nel sottobacino del Torrente Arnò (14 frane); l'evento del 14-26 novembre 2000 nel bacino dell'Adige (45 frane) e l'evento del 26 novembre 2002 nel bacino dell'Avisio (24 frane) (Figura 4.20 - Figura 4.23).

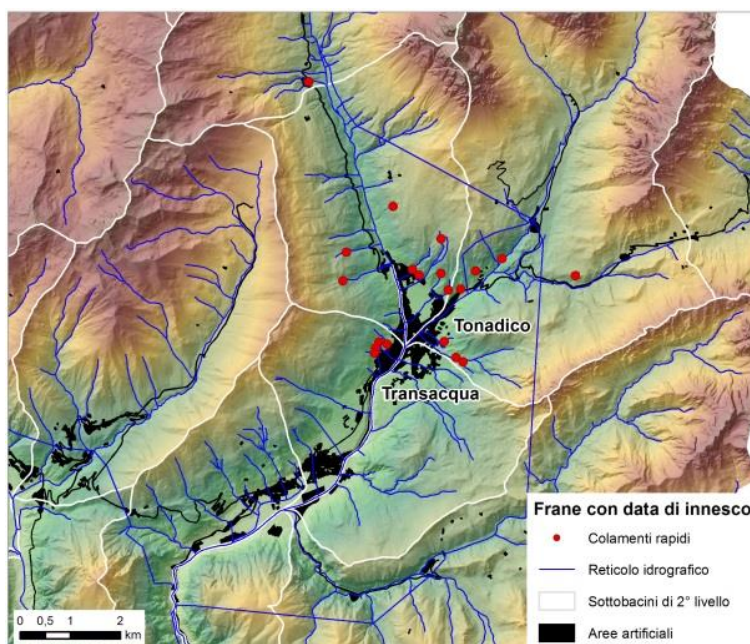


Figura 4.20: Evento del 4/11/1966 nel bacino del Cison

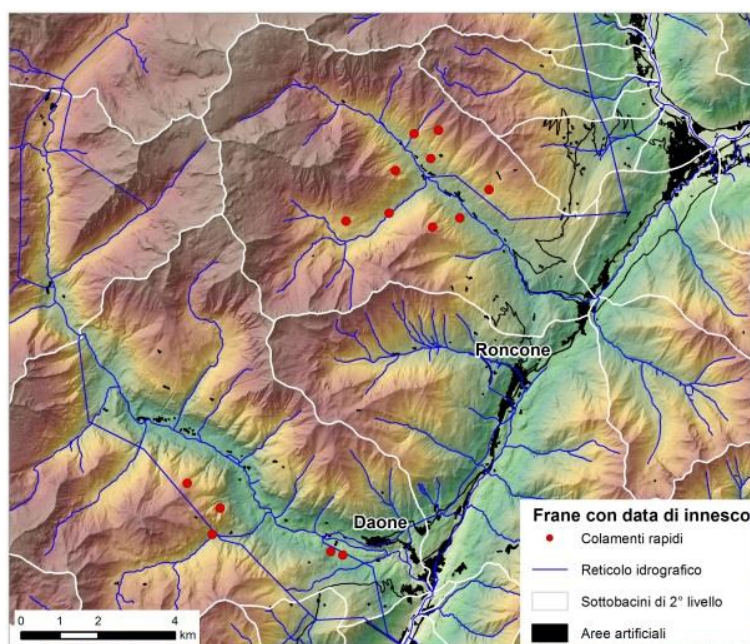


Figura 4.21: Evento del 20/09/2000 nei bacini del Chiese e del T. Arnò

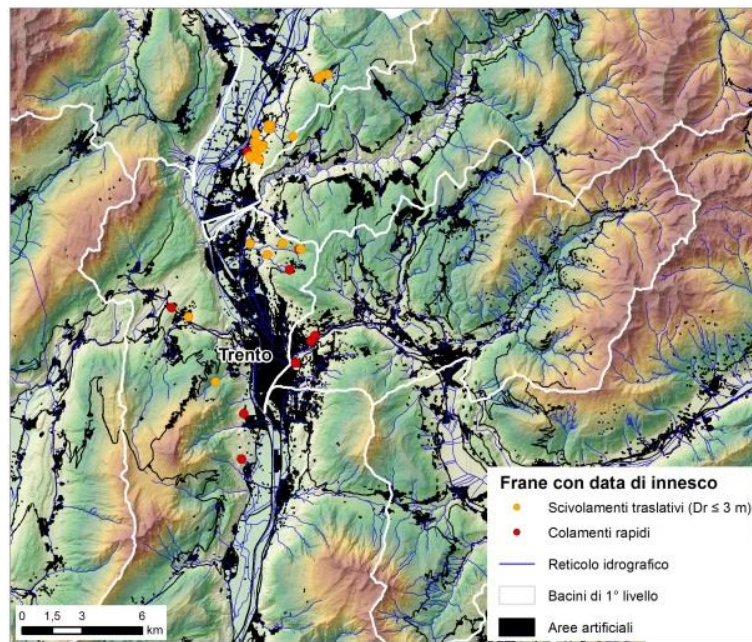


Figura 4.22: Evento del 14-26 novembre 2000 nel bacino dell'Adige

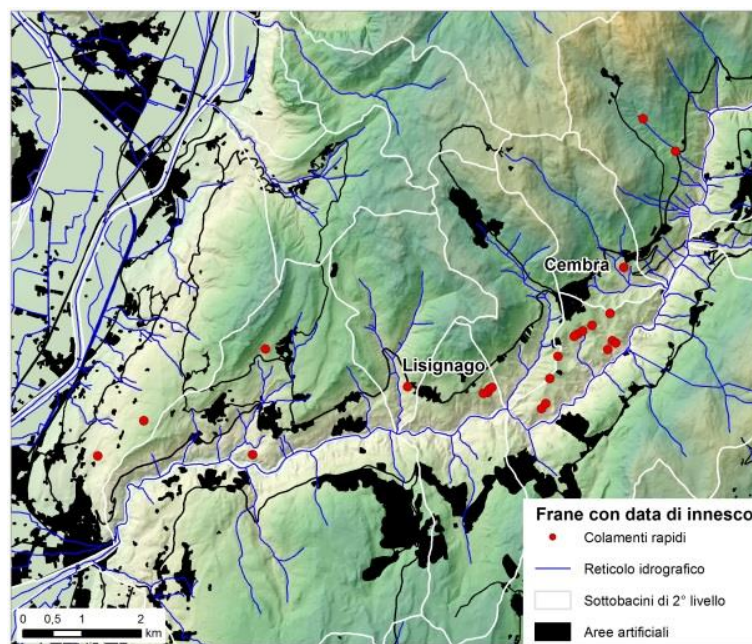


Figura 4.23: Evento del 26/11/2002 nel bacino dell'Avisio

5 INDIVIDUAZIONE DELL'INIZIO DELL'EVENTO PLUVIOMETRICO INNESCANTE

La caratterizzazione dell'evento pluviometrico responsabile dell'innescare della frana, in termini di durata, altezza di precipitazione cumulata e intensità media d'evento, richiede preliminarmente la definizione di una metodologia oggettiva per l'identificazione dell'inizio dell'evento innescante.

In letteratura l'inizio dell'evento è stato spesso individuato in maniera soggettiva; ad esempio è stato definito da Aleotti (2004) come il momento in cui l'intensità di pioggia aumenta significativamente e la curva di precipitazione cumulata presenta un brusco cambio di pendenza (Figura 5.1). Negli Stati Uniti è stato adottato un intervallo di almeno 3 ore di assenza di precipitazioni (Godt *et alii*, 2006; Baum & Godt, 2010); in Emilia Romagna è stato utilizzato un intervallo di un giorno senza pioggia con $h_{24h} < 5\text{mm}$ da Pignone *et alii* (2005) e un intervallo di 3 giorni consecutivi con precipitazione cumulata $\leq 5\text{mm}$ da Berti *et alii* (2012); in alcune aree della Lombardia un intervallo di 12 ore (Rappelli *et alii*, 2008); in Piemonte 6 ore di non pioggia (Tiranti & Rabuffetti, 2010); in provincia di Trento 12 ore di non pioggia (Parisi, 2013) e in provincia di Bolzano 24 ore con pioggia di intensità $< 0,1 \text{ mm/h}$ (Marra *et alii*, 2014). Brunetti *et alii* (2010) per la soglia nazionale hanno adottato un intervallo minimo di 2 giorni senza pioggia da maggio a settembre e 4 giorni da ottobre a aprile, in quanto l'evapotraspirazione è doppia nel periodo estivo e quindi l'intervallo di non pioggia necessario per seccare il suolo è lungo la metà (Peruccacci *et alii*, 2012).

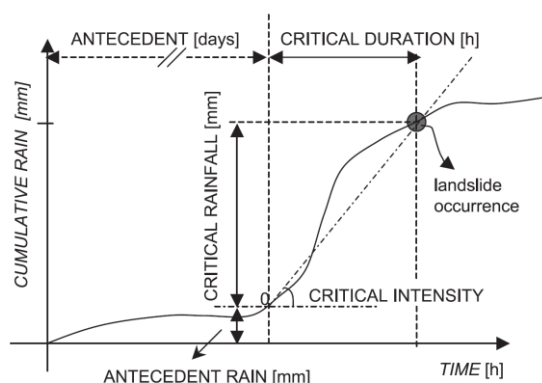


Figura 5.1: Identificazione dell'inizio dell'evento innescante (da Aleotti, 2004)

Una procedura automatica per l'estrazione dell'evento pluviometrico responsabile dell'innescare è stata messa a punto da Vessia *et alii* (2014), testando due periodi di non pioggia $\Delta T_D = 48$ e $\Delta T_D = 72$ ore e confrontando i valori di intensità media calcolati su finestre temporali non sovrapposte di durata 3, 6 e 12 ore. Un altro algoritmo è stato sviluppato da Melillo *et alii* (2014) per i pluviometri della Regione Sicilia, mediante la definizione con giudizio esperto di 6 intervalli caratteristici di non pioggia: 3, 6 e 48 ore nel periodo primaverile-estivo e di 6, 12 e 96 ore nel periodo autunnale-invernale.

L'intervallo di non pioggia è stato scelto per ciascuna delle zone omogenee della Regione Toscana tra 6, 12, 18, 24 e 36 ore mediante *back analysis* in modo da determinare soglie pluviometriche con il numero minore di falsi allarmi (Segoni *et alii*, 2014a).

Nel presente studio l'identificazione dell'inizio dell'evento innescante è stata effettuata mediante la separazione delle serie di registrazioni di precipitazione in eventi stocasticamente indipendenti, utilizzando il metodo esponenziale, descritto nel seguente paragrafo.

5.1 Metodo esponenziale di separazione di eventi stocasticamente indipendenti

Il metodo esponenziale è stato proposto e applicato in alcune zone degli Stati Uniti per la definizione di modelli di simulazione di temporali (*storm simulation*) ai fini della modellazione idrologica e della progettazione ingegneristica (Restrepo & Eagleson, 1982; Bonta & Rao, 1988; Bonta, 2001; Bonta *et alii*, 2001; Bonta & Johnson 2002; Bonta, 2003; Bonta & Nayak, 2008).

Una sequenza di registrazioni pluviometriche consiste di periodi piovosi separati da intervalli non piovosi. Due periodi piovosi separati da un lungo intervallo non piovoso possono essere sicuramente considerati indipendenti, ovvero causati da sistemi meteorologici differenti. Quando due periodi piovosi sono separati da un breve intervallo non piovoso dell'ordine dei minuti o di qualche ora, i due periodi piovosi non possono essere considerati indipendenti perché generati dal medesimo sistema meteorologico e tali che il secondo periodo sia condizionato dal verificarsi del primo (Bonta & Rao, 1988). Viene definita durata critica (*Critical Duration – CD*) l'intervallo non piovoso minimo per separare due periodi piovosi stocasticamente indipendenti (Figura 5.2). Il metodo esponenziale si basa sull'ipotesi che i periodi non piovosi che separano eventi pluviometrici indipendenti siano distribuiti secondo una distribuzione esponenziale in un processo di Poisson, caratterizzata da una funzione densità $f(t) = \lambda \cdot e^{-\lambda t}$ e dal fatto di avere media e deviazione standard uguali $\sigma = \mu = 1/\lambda$. Si definisce inoltre *ATBS* (*Average Time Between Storms*) il parametro della distribuzione esponenziale ($1/\lambda$), ovvero la media degli intervalli di non pioggia di lunghezza maggiore di *CD*.

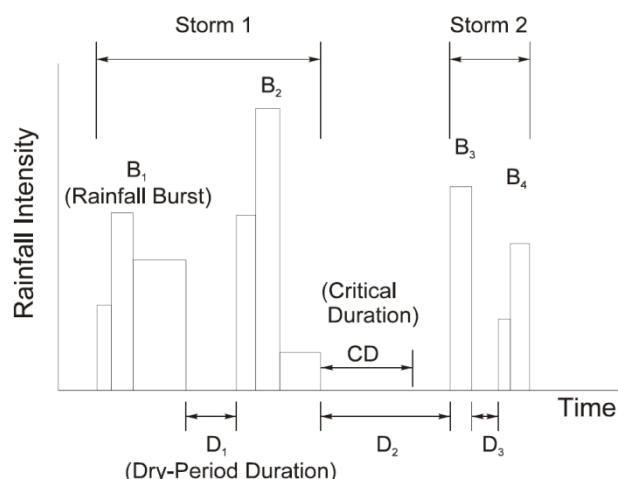


Figura 5.2: Sequenza di periodi piovosi e intervalli di non pioggia (da Bonta & Johnson, 2002)

5.2 Calcolo della durata critica per ciascun pluviometro dell'area di studio

Nel presente lavoro sono stati sviluppati alcuni *script* in Matlab® per estrarre gli intervalli di non pioggia dalla serie di registrazioni pluviometriche di ciascun pluviometro automatico della provincia di Trento, sia utilizzando le registrazioni sub-orarie che aggregate all'ora (Figura 5.3), e per individuare quindi la durata critica CD mediante un procedimento iterativo che elimina progressivamente i valori inferiori dal campione di intervalli di non pioggia fino ad ottenere coefficiente di variazione ($CV = \sigma/\mu$) pari a 1 (Figura 5.4).

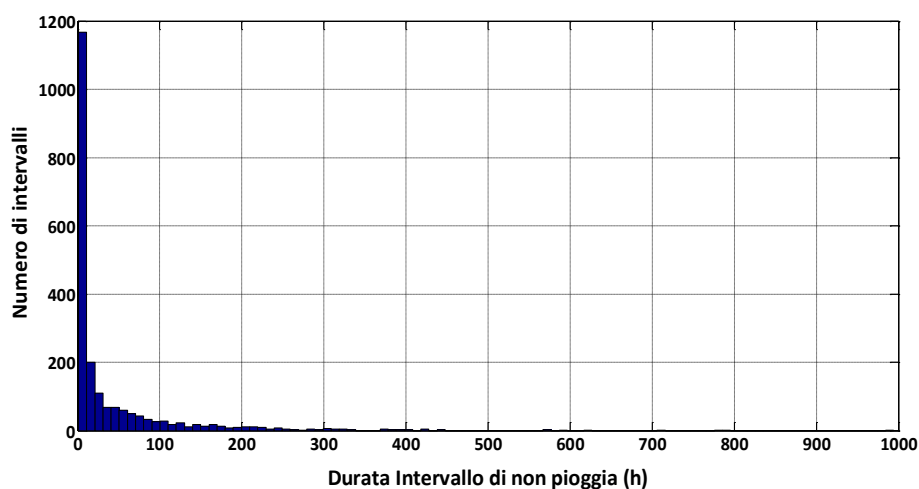


Figura 5.3: Istogramma degli intervalli di non pioggia estratti dalla serie di registrazioni pluviometriche del pluviometro T0135 Trento Roncafort

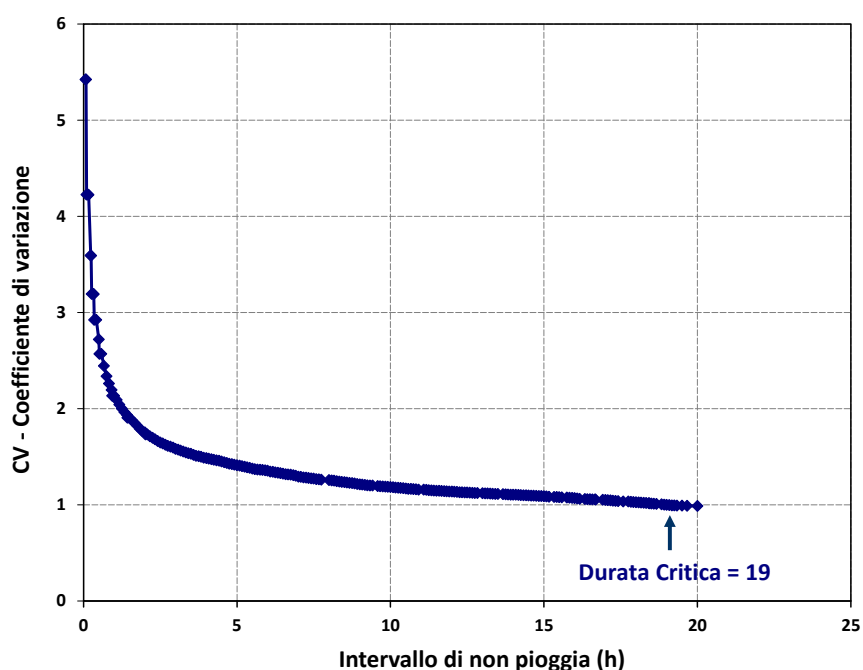


Figura 5.4: Procedura iterativa per individuare la durata critica del pluviometro T0135 Trento Roncafort

In analogia con quanto fatto da Bonta e Rao (1988) per i pluviometri dell'Ohio, è stato valutato, per l'area alpina, il numero minimo di anni di funzionamento del pluviometro necessario per ottenere una stima stabile del valore di durata critica. A tal fine è stato calcolato il numero di anni equivalente di ciascun pluviometro considerando i soli dati orari di buona qualità, escludendo i dati incerti per analisi climatiche o per malfunzionamento della stazione e i dati mancanti per guasto alla stazione.

Senza considerare le stazioni di recente installazione successive al 2009, le restanti 95 stazioni automatiche hanno un numero di anni equivalente di funzionamento variabile da 3,79 a 26,33 con l'84% delle stazioni avente numero di anni equivalente maggiore di 10 (Figura 5.5, Figura 5.6).

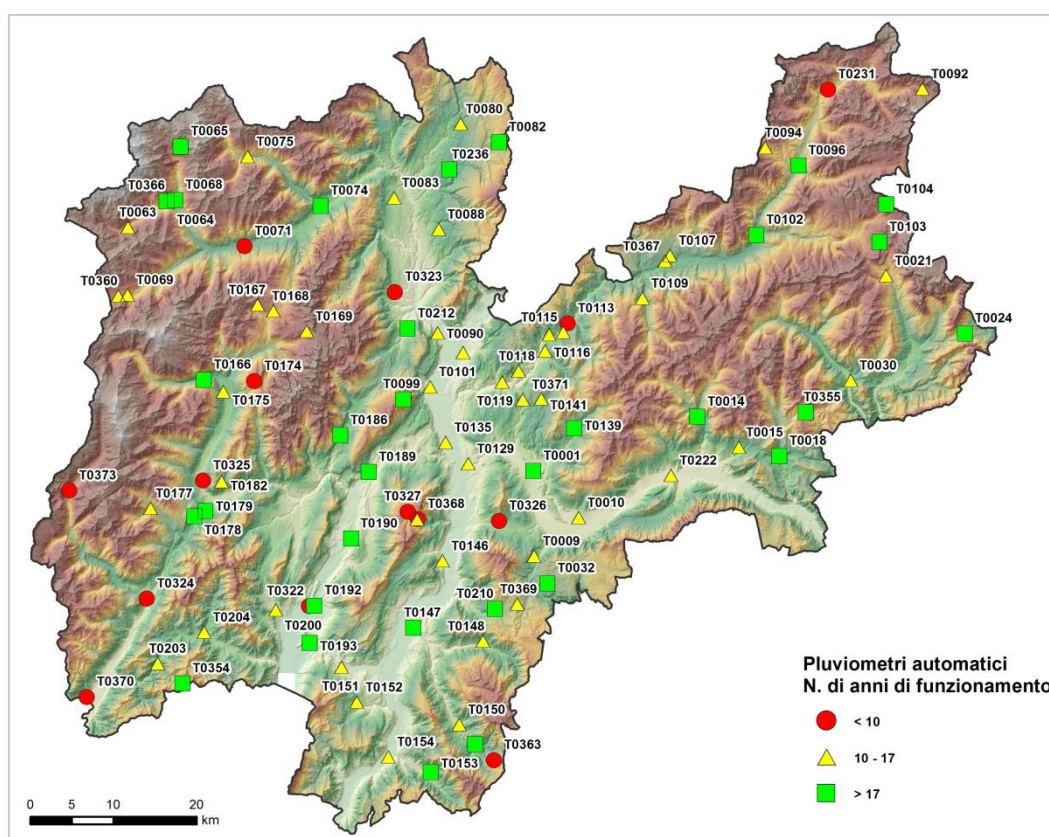


Figura 5.5: Pluviometri automatici della provincia di Trento temattizzati in funzione del numero di anni equivalente di funzionamento

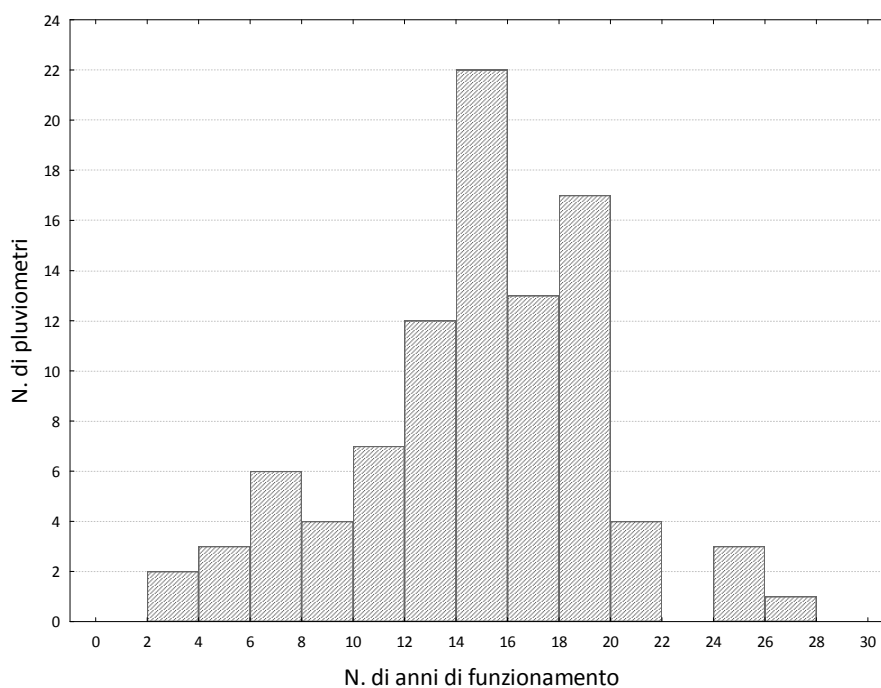


Figura 5.6: Istogramma del numero di anni equivalente di funzionamento dei pluviometri

Per i 2 pluviometri con serie più lunga di registrazioni (T0179 – Tione, 26,33 anni; T0236 – Romeno, 25,98 anni) è stata quindi calcolata la durata critica su sub-set di dati relativi a 1, 2, 3, ..., n anni di registrazioni, osservando la variabilità dei valori di CD in funzione del numero di anni su cui è effettuato il calcolo (Figura 5.7, Figura 5.8). La variabilità dei valori di CD è molto elevata se si effettua il calcolo su meno di 6 anni, in quanto il valore di CD è fortemente condizionato dal valore massimo di durata di intervallo di non pioggia verificatosi durante il periodo di registrazioni.

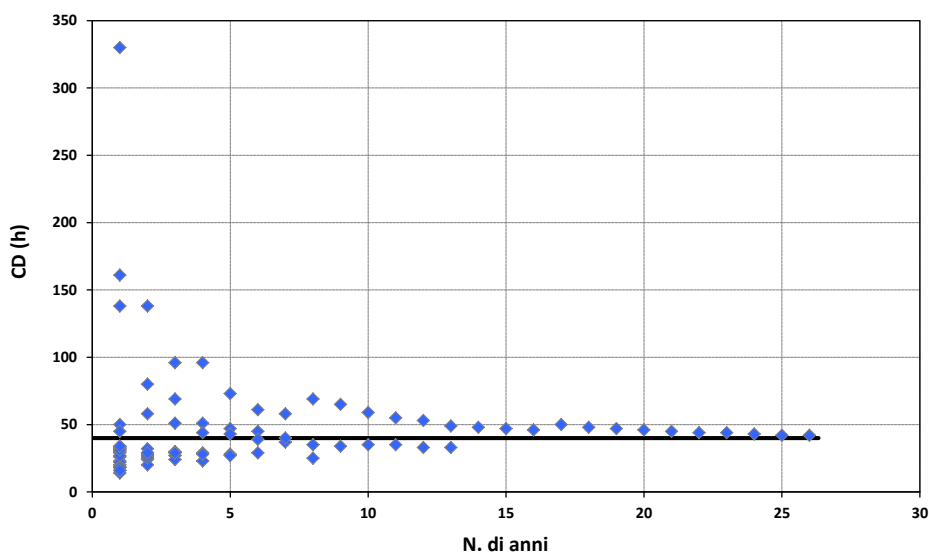


Figura 5.7: Variazione della durata critica in funzione del numero di anni di dati utilizzati per effettuare il calcolo (pluviometro T0179 – Tione)

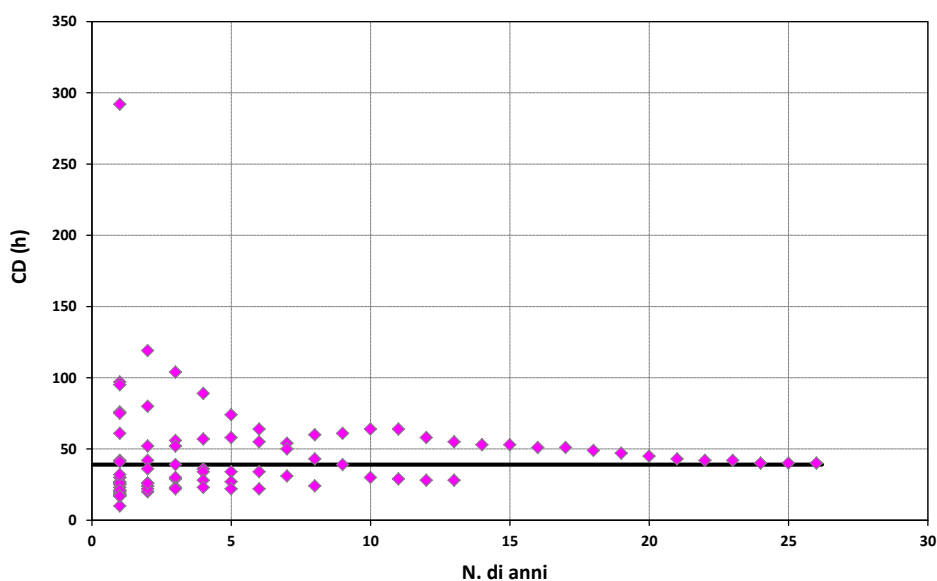


Figura 5.8: Variazione della durata critica in funzione del numero di anni di dati utilizzati per effettuare il calcolo (pluviometro T0236 – Romeno)

Per ciascun pluviometro è stato calcolato sia il valore di durata critica medio annuo, utilizzando l'intero dataset di intervalli di non pioggia, sia la durata critica associata ad ogni mese, utilizzando i sub-set mensili di intervalli di non pioggia ottenuti mediante l'attribuzione, ad ogni intervallo di non pioggia, del mese in cui l'intervallo è terminato.

Si riportano, come esempio, per il pluviometro T0222 - Borgo Valsugana l'adattamento alla distribuzione esponenziale dell'intera serie di intervalli di non pioggia del mese di luglio (Figura 5.9) e l'adattamento alla distribuzione esponenziale della serie degli intervalli di non pioggia maggiori della durata critica mensile CD_{luglio} (Figura 5.10).

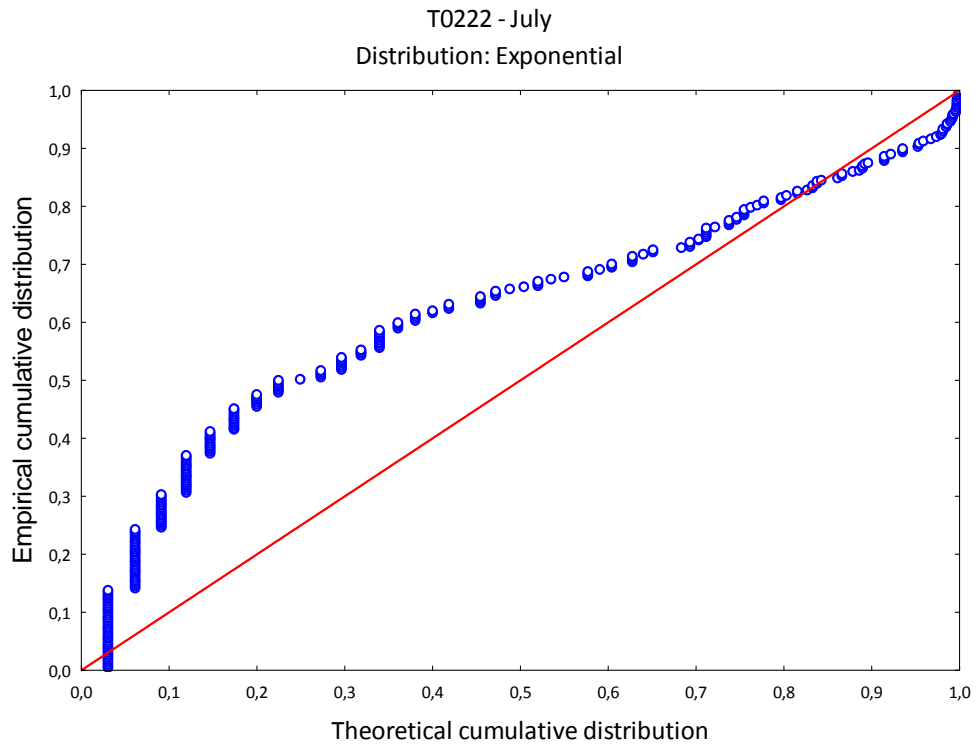


Figura 5.9: Probability-Probability plot con distribuzione esponenziale degli intervalli di non pioggia del pluviometro T0222 relativi al mese di luglio

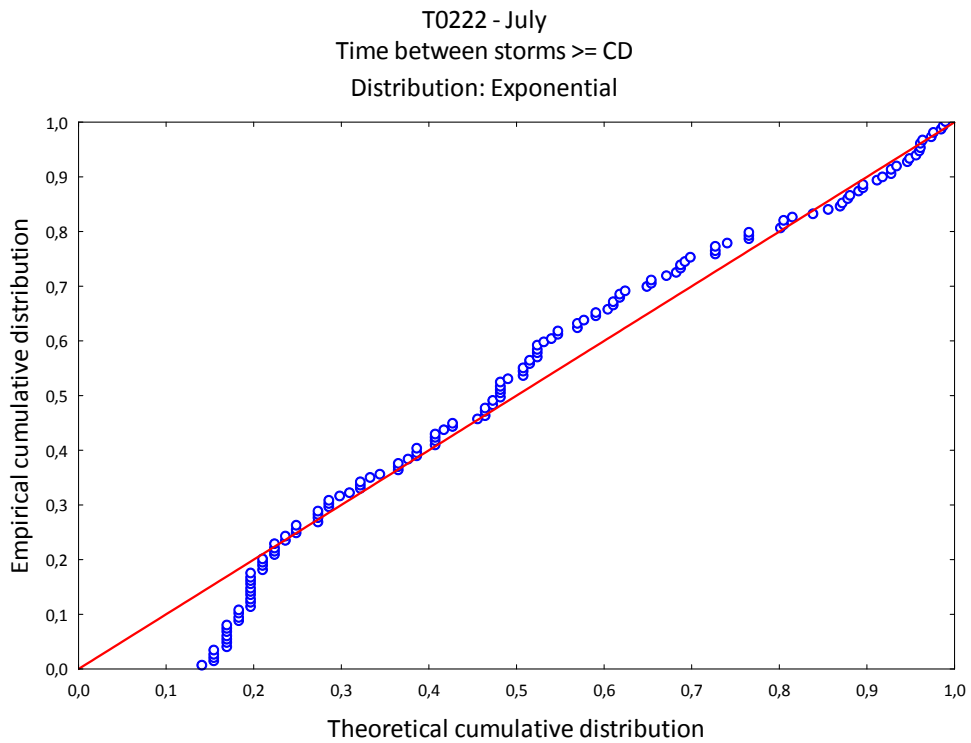


Figura 5.10: Probability-Probability plot con distribuzione esponenziale degli intervalli di non pioggia del pluviometro T0222 relativi al mese di luglio, maggiori della durata critica CD_{luglio}

Per valutare se la durata critica sia condizionata dall'intervallo di campionamento dei dati pluviometrici, sono state confrontate per ciascun pluviometro la durata critica media annua calcolata a partire dalla serie di registrazioni acquisite ogni 5 minuti e quella calcolata sulla base dei dati di pioggia aggregati a intervalli orari (Iadanza *et alii*, 2013). Il diagramma evidenzia che non vi sono differenze significative nel calcolo della durata critica (Figura 5.11).

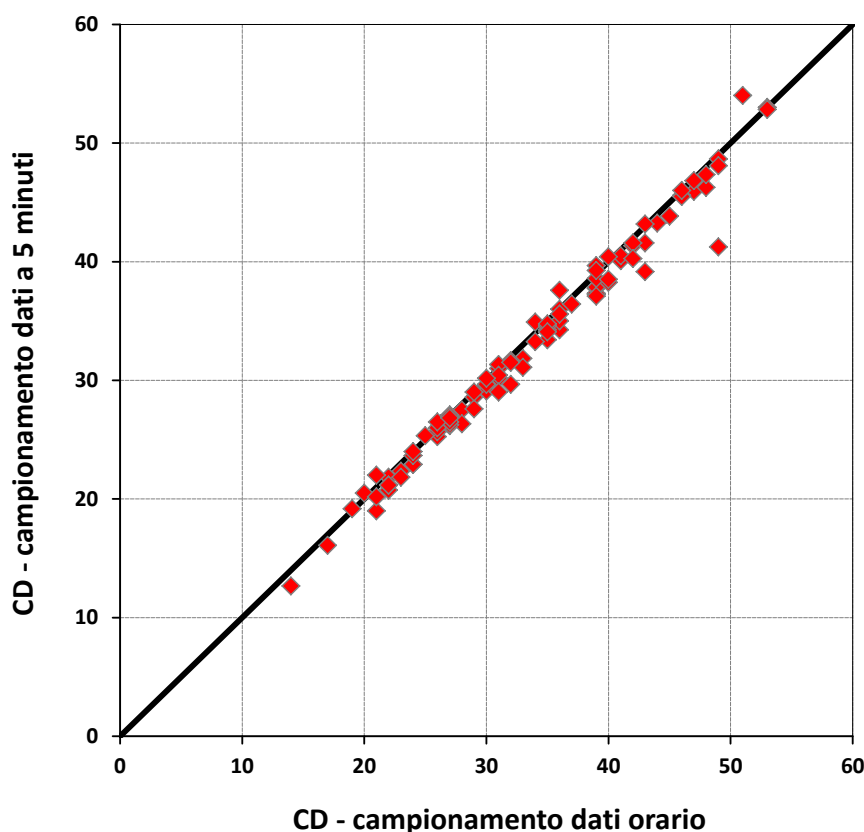


Figura 5.11: Confronto durata critica calcolata sulla base di dati a campionamento orario o ogni 5 minuti

5.3 Variazione della durata critica nel tempo e nello spazio

La durata critica varia spazialmente e temporalmente in base alle stagioni; generalmente durante i mesi con precipitazione media mensile più elevata gli intervalli di non pioggia sono più brevi e quindi i valori di *CD* mensile inferiori (Bonta & Rao, 1988, Bonta & Johnson, 2002). Nel presente paragrafo sono stati valutati i fattori che influenzano la variabilità nel tempo e nello spazio della durata critica di ciascun pluviometro.

Relativamente alla variabilità durante le stagioni, nelle figure seguenti sono rappresentati i box-plot della precipitazione media mensile riportata sugli Annali Idrologici, del numero medio mensile di intervalli di non pioggia, del massimo intervallo di non pioggia, dell'*ATBS* (*Average Time Between Storms*, Par. 5.1) e della durata critica *CD* mensile calcolati sui pluviometri automatici della provincia di Trento. Il numero medio mensile di intervalli di non pioggia è stato calcolato per ciascun pluviometro come rapporto tra il numero complessivo di intervalli di

non pioggia nel dato mese e il numero di anni equivalente con dati di qualità buona del mese (Figura 5.12 - Figura 5.16).

Nel mese di febbraio si registra il minimo delle precipitazioni medie stagionali, i valori più bassi del numero medio mensile di intervalli di non pioggia e i valori più elevati di massimo intervallo di non pioggia, *ATBS* e *CD*; gli intervalli di non pioggia sono pochi in numero e prolungati nel tempo. I mesi di maggio, giugno, luglio, agosto e settembre presentano comportamento simile tra loro facendo registrare precipitazioni medie mensili elevate e i valori minimi di massimo intervallo di non pioggia, *ATBS* e *CD*; gli intervalli di non pioggia e gli eventi pluviometrici (tipo *thunderstorm*) sono numerosi ma di breve durata. In tali mesi si registra la minore variabilità della durata critica con l'80% dei valori di *CD* mensile che ricade in un *range* di 4-7 ore. Nei mesi di ottobre e novembre si osservano i valori più elevati di precipitazione media mensile; gli intervalli di non pioggia e gli eventi pluviometrici sono in numero minore ma di durata più lunga rispetto ai mesi maggio-settembre.

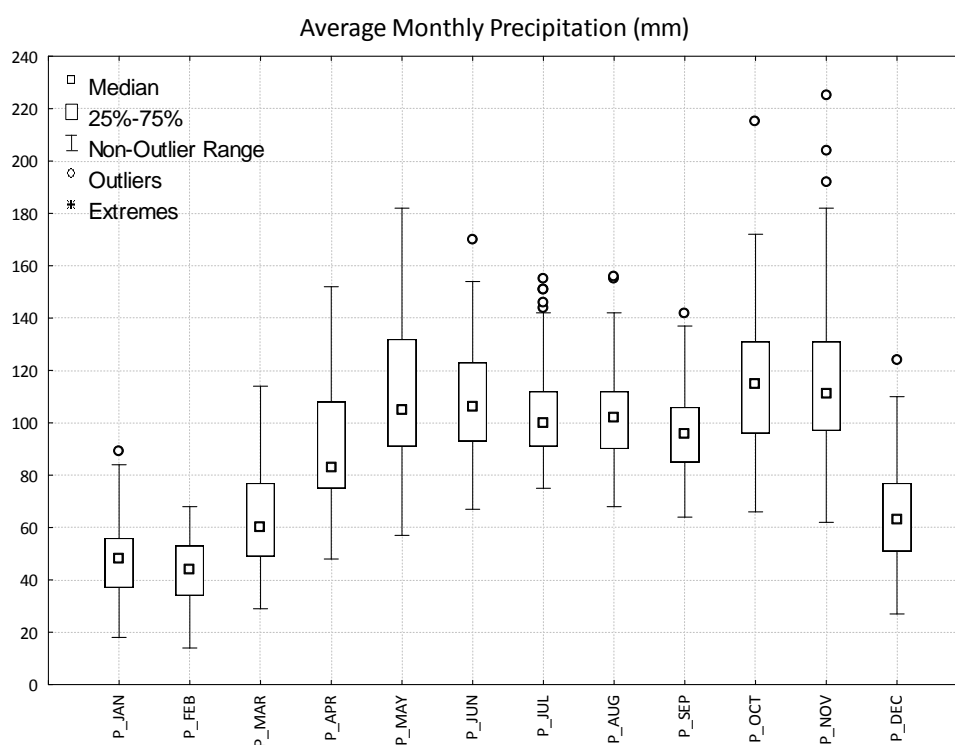


Figura 5.12: Box-plot della precipitazione media mensile

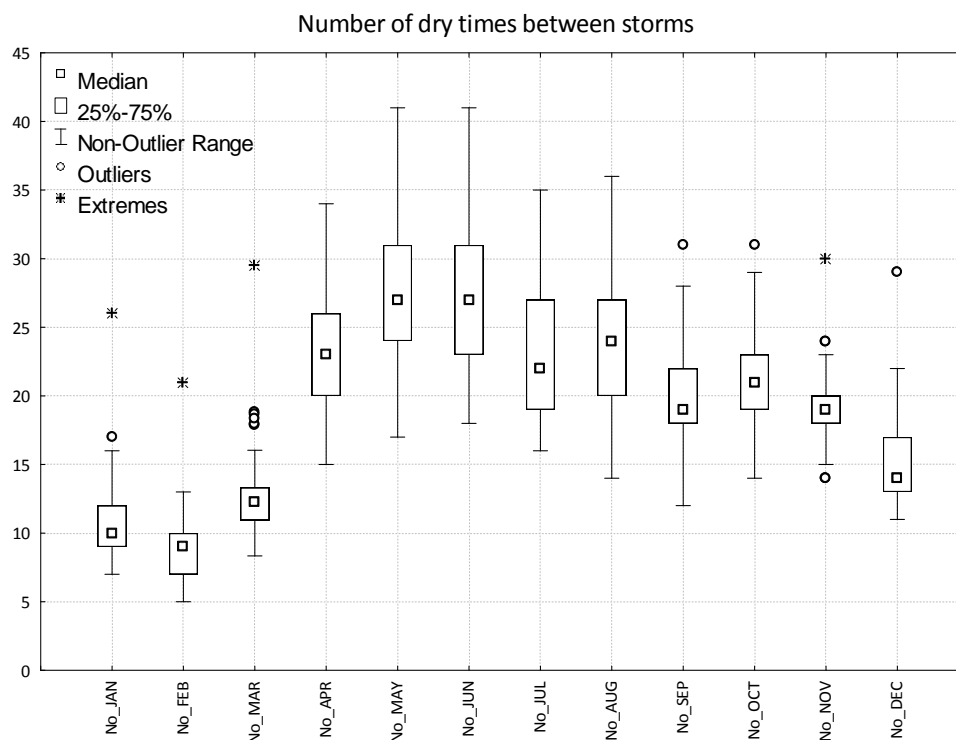


Figura 5.13: Box-plot del numero medio mensile di intervalli di non pioggia

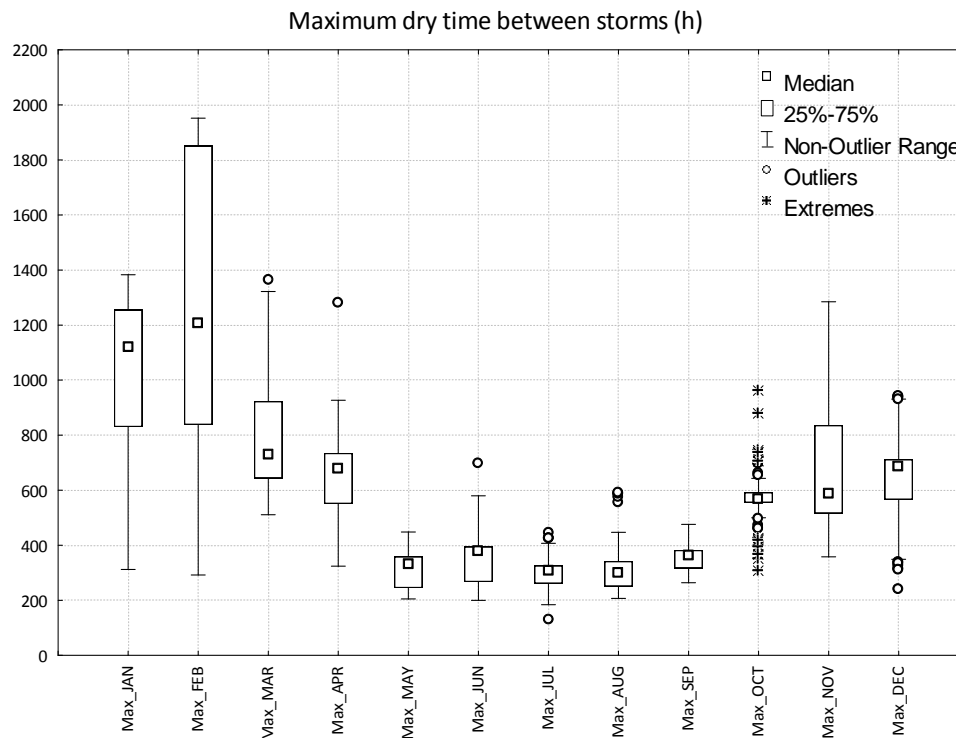


Figura 5.14: Box-plot del massimo intervallo di non pioggia

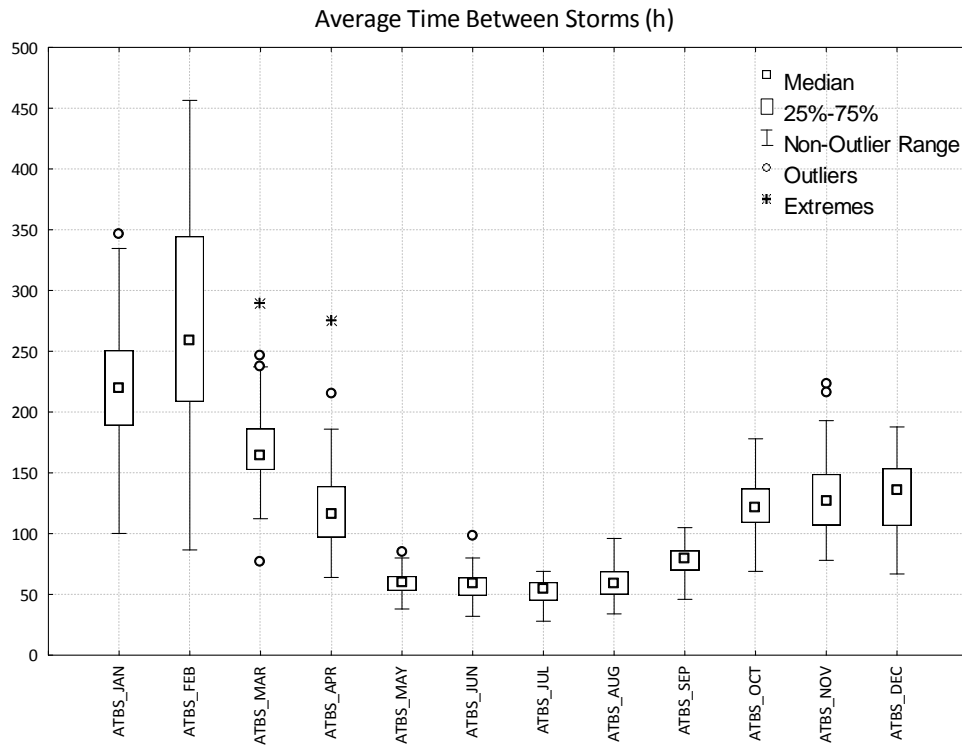


Figura 5.15: Box-plot dell'ATBS (Average Time Between Storms) mensile

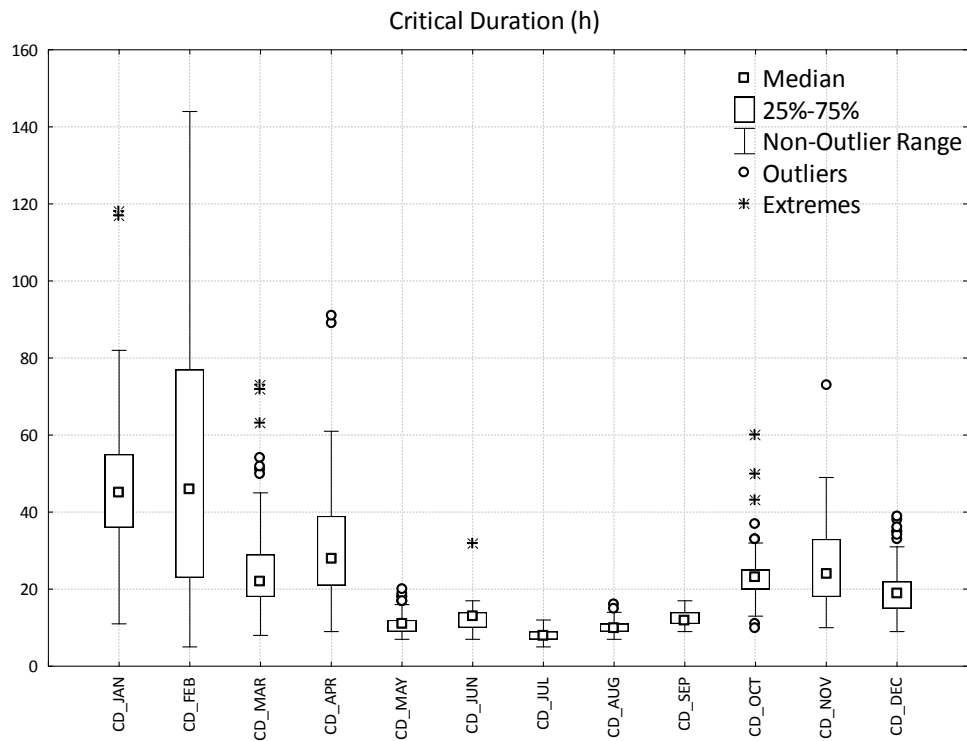


Figura 5.16: Box-plot della durata critica mensile

La forte correlazione lineare di proporzionalità diretta tra ATBS (Average Time Between Storms) e massimo intervallo di non pioggia registrato è confermata dal grafico (Figura 5.17) in cui sono rappresentate tutte le coppie di valori Massimo intervallo di non pioggia - ATBS per ciascun pluviometro e per ciascun mese.

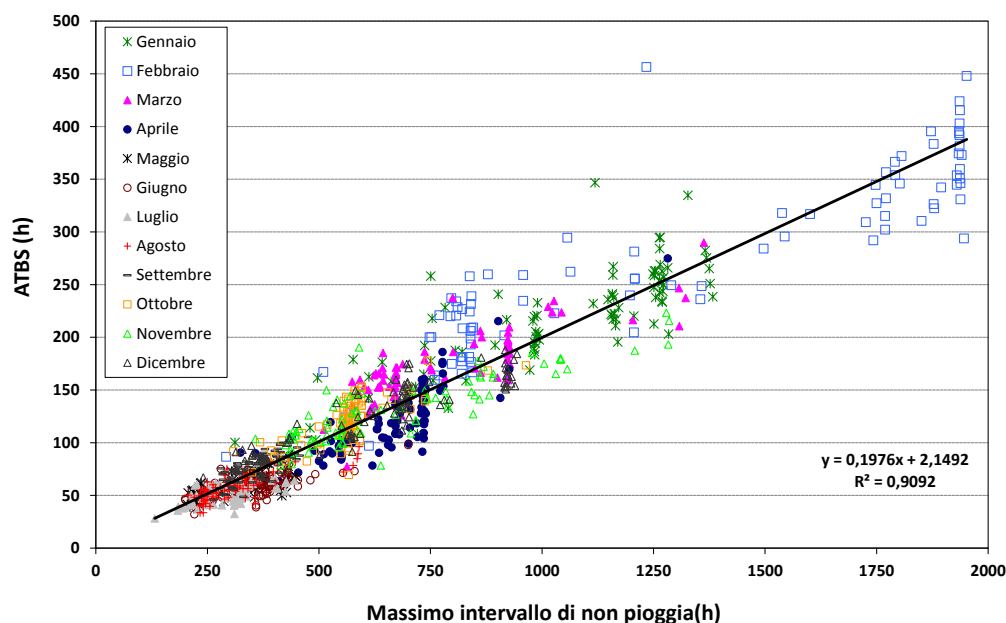


Figura 5.17: Correlazione tra ATBS e massimo intervallo di non pioggia mensile

Si osserva una buona correlazione lineare anche tra le coppie ATBS mensile (h) e durata critica mensile (h), per ciascun pluviometro e per ciascun mese (Figura 5.18).

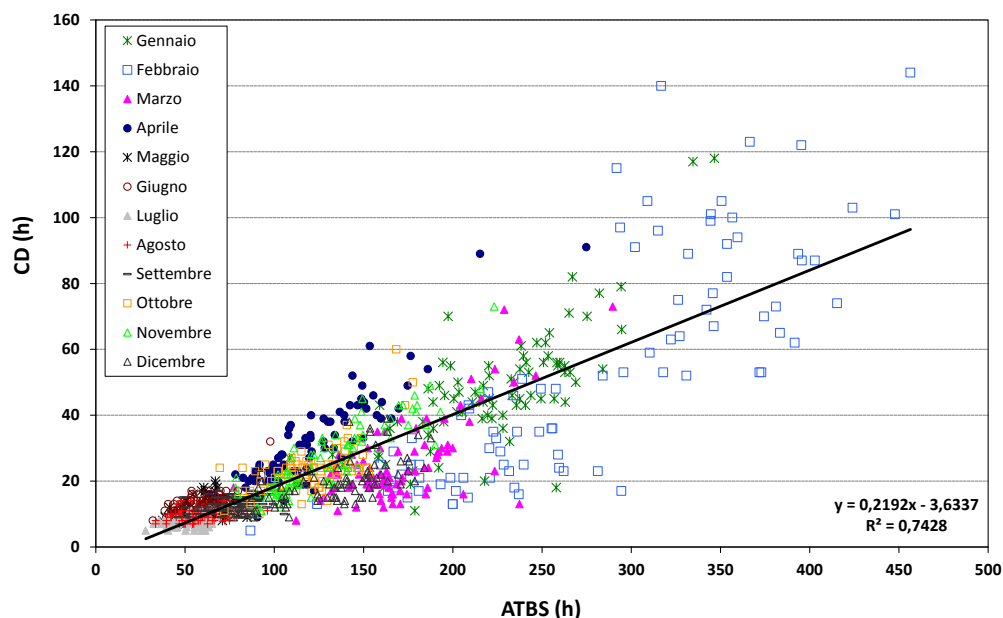


Figura 5.18: Correlazione tra durata critica CD e ATBS (Average Time Between Storms) mensile

Plottando tutte le coppie di valori Precipitazione media mensile (mm) e *ATBS* mensile (h), per ciascun pluviometro e per ciascun mese, si osserva una correlazione in forma di potenza (relazione lineare in un piano log-log) tra le due variabili anche se con un'elevata dispersione dei dati (Figura 5.19).

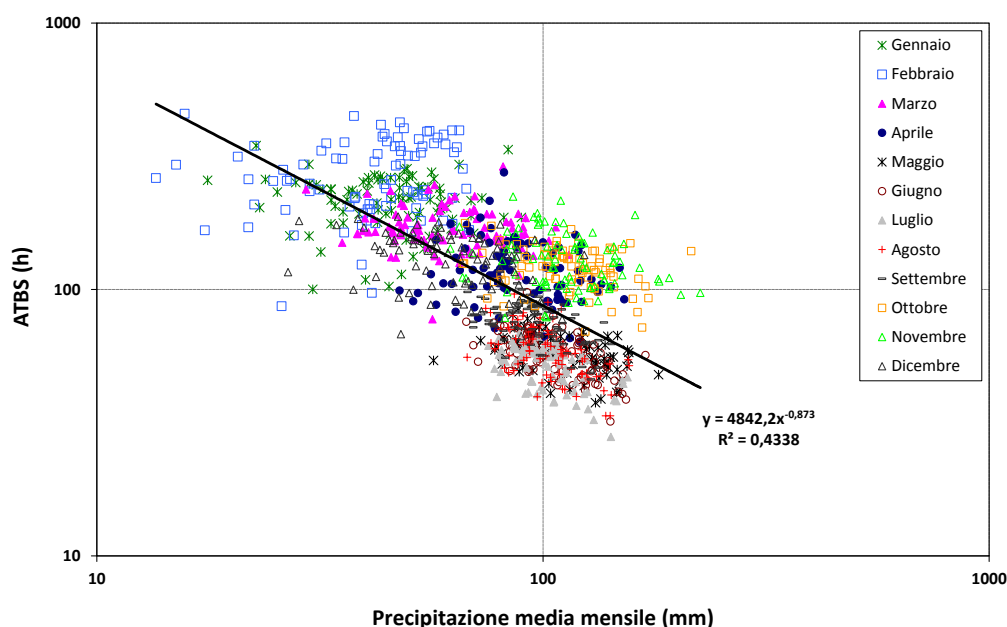


Figura 5.19: Correlazione tra *ATBS* (Average Time Between Storms) e precipitazione media mensile in un piano bilogarithmico

Le seguenti figure (Figura 5.20 - Figura 5.31) rappresentano le mappe di distribuzione spaziale della precipitazione media mensile, del numero medio di intervalli di non pioggia, del massimo intervallo di non pioggia, dell'*ATBS* e della durata critica *CD* relative a ciascun mese. Le mappe di distribuzione spaziale sono state generate a partire dai valori caratteristici dei pluviometri mediante interpolazione IDW - *Inverse Distance Weighted*⁶.

Le mappe di distribuzione spaziale dei cinque parametri mensili mostrano la correlazione inversa tra numero medio di intervalli di non pioggia e massimo intervallo di non pioggia e la correlazione diretta tra massimo intervallo di non pioggia, *ATBS* e *CD*. Meno evidente la correlazione inversa di *CD* e *ATBS* con la precipitazione media mensile.

Risulta invece difficilmente interpretabile la distribuzione spaziale dei valori di durata critica mensile in relazione alle caratteristiche morfologiche e di piovosità delle varie zone della provincia. Per quanto riguarda le mappe relative alla durata critica dei mesi da maggio a settembre bisogna comunque considerare che i valori sono quasi costanti sull'intera provincia, con un *range* di variabilità molto limitato.

⁶ Interpolazione spaziale per ricostruire la distribuzione spaziale della variabile con funzione inversa della distanza pesata: le misure più vicine al punto da interpolare esercitano maggiore influenza rispetto a punti a maggiore distanza

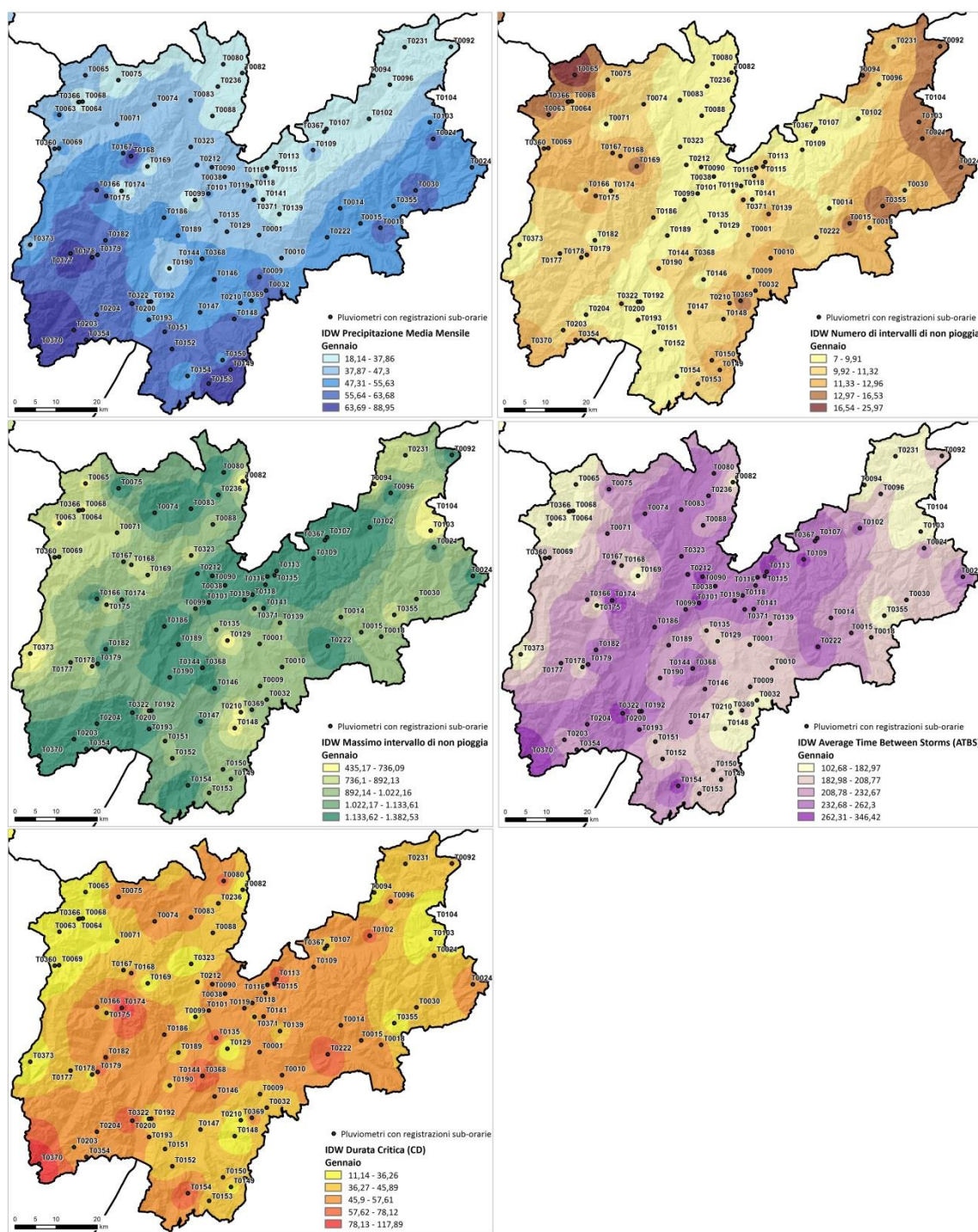


Figura 5.20: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Gennaio

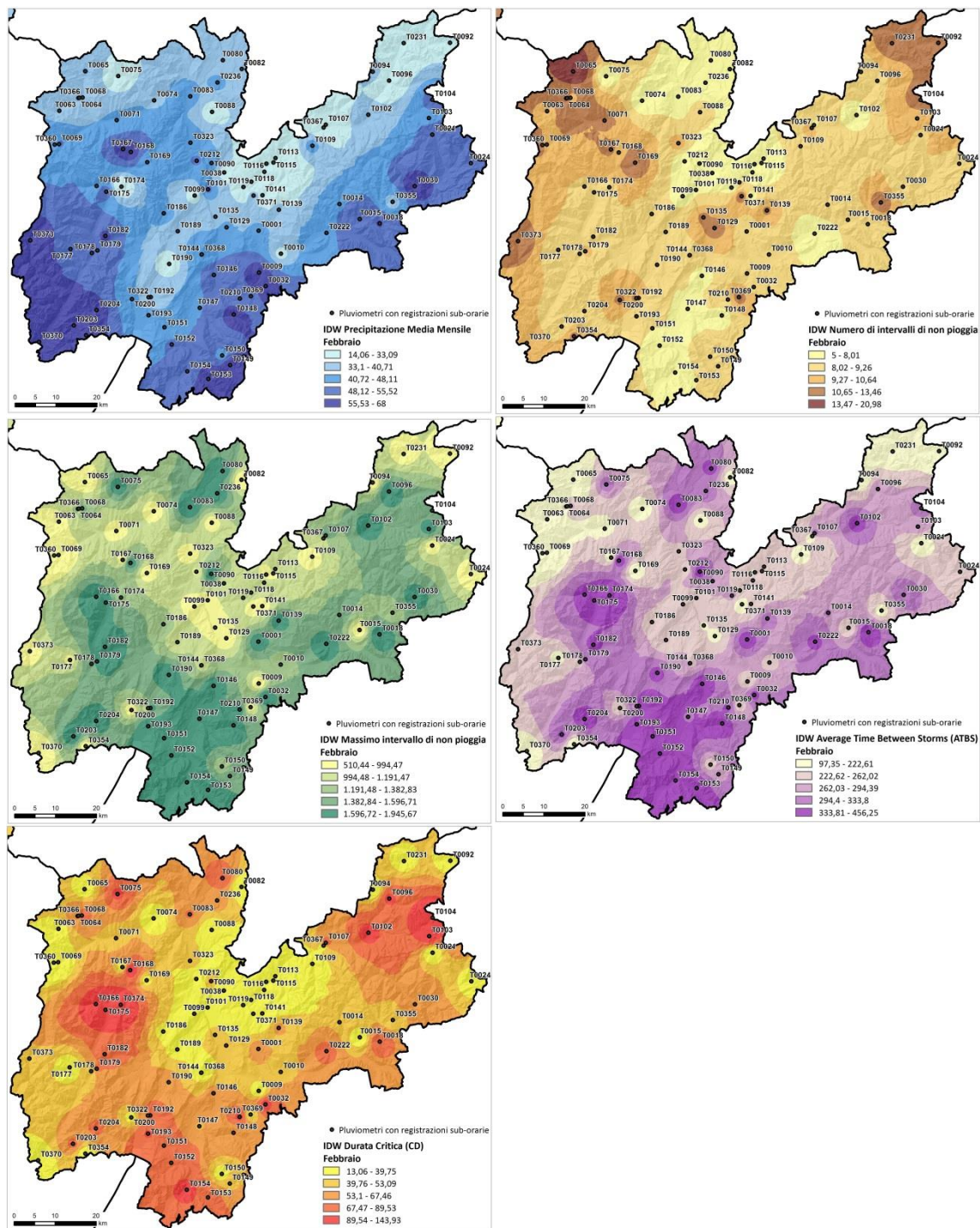


Figura 5.21: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Febbraio

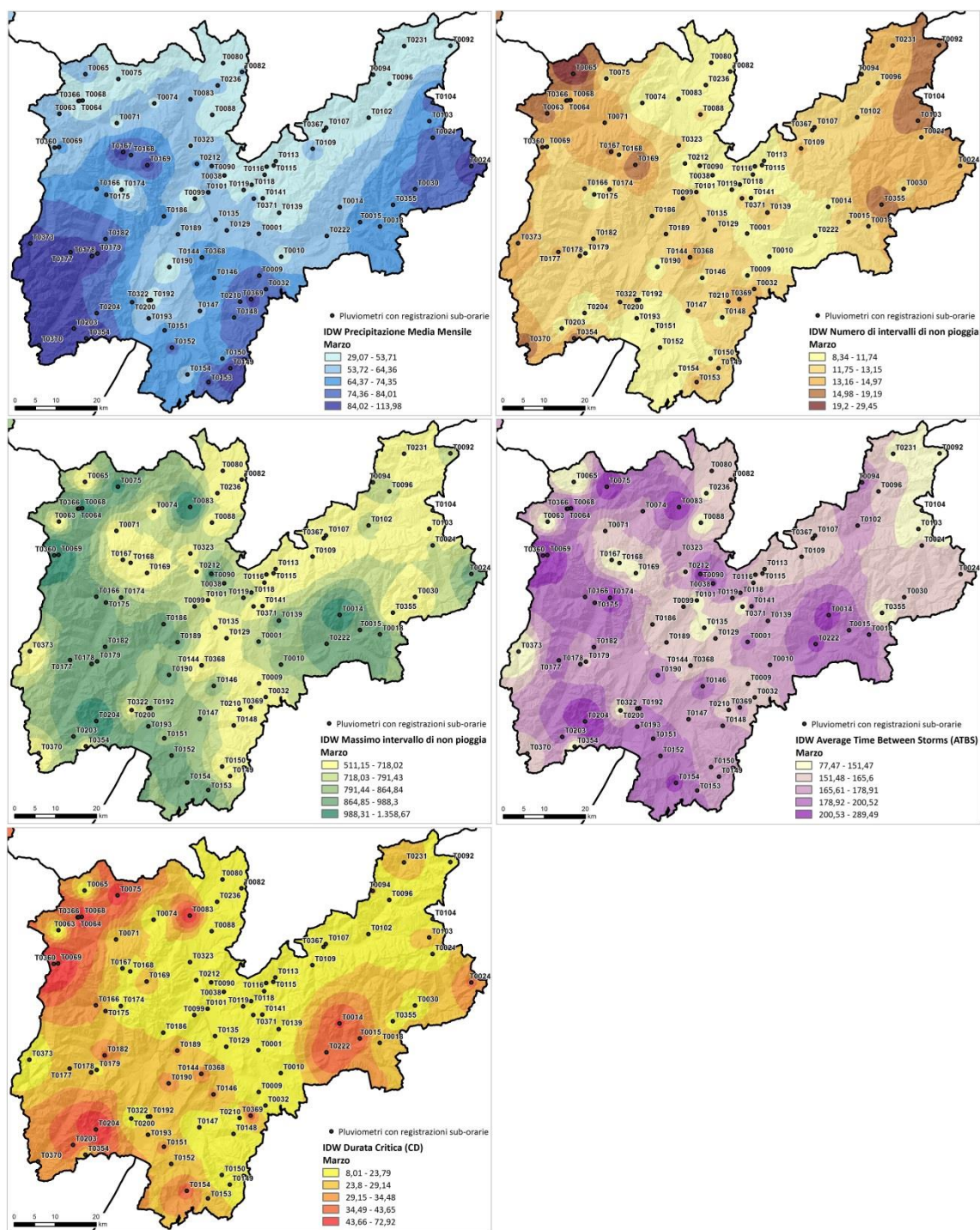


Figura 5.22: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Marzo

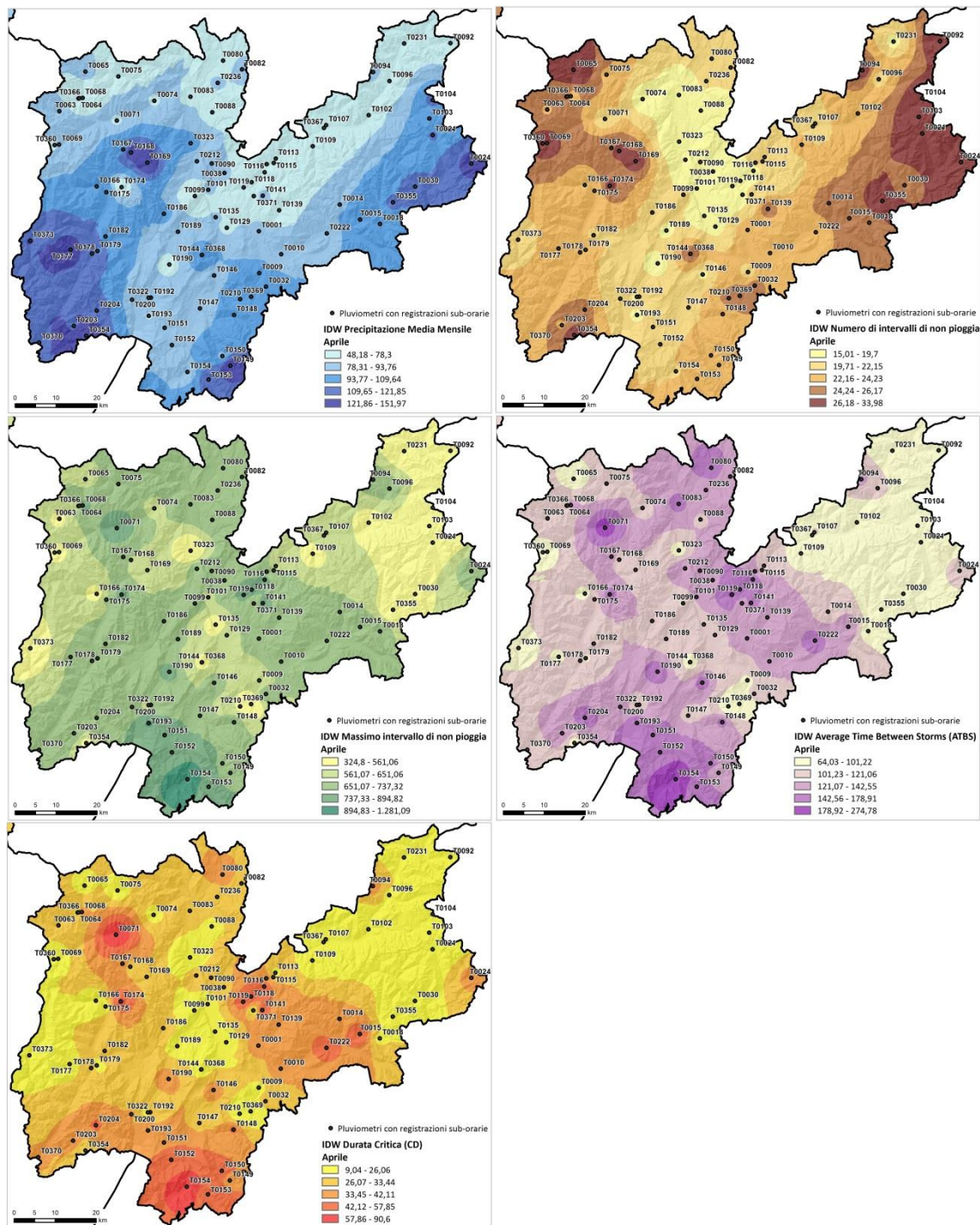


Figura 5.23: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Aprile

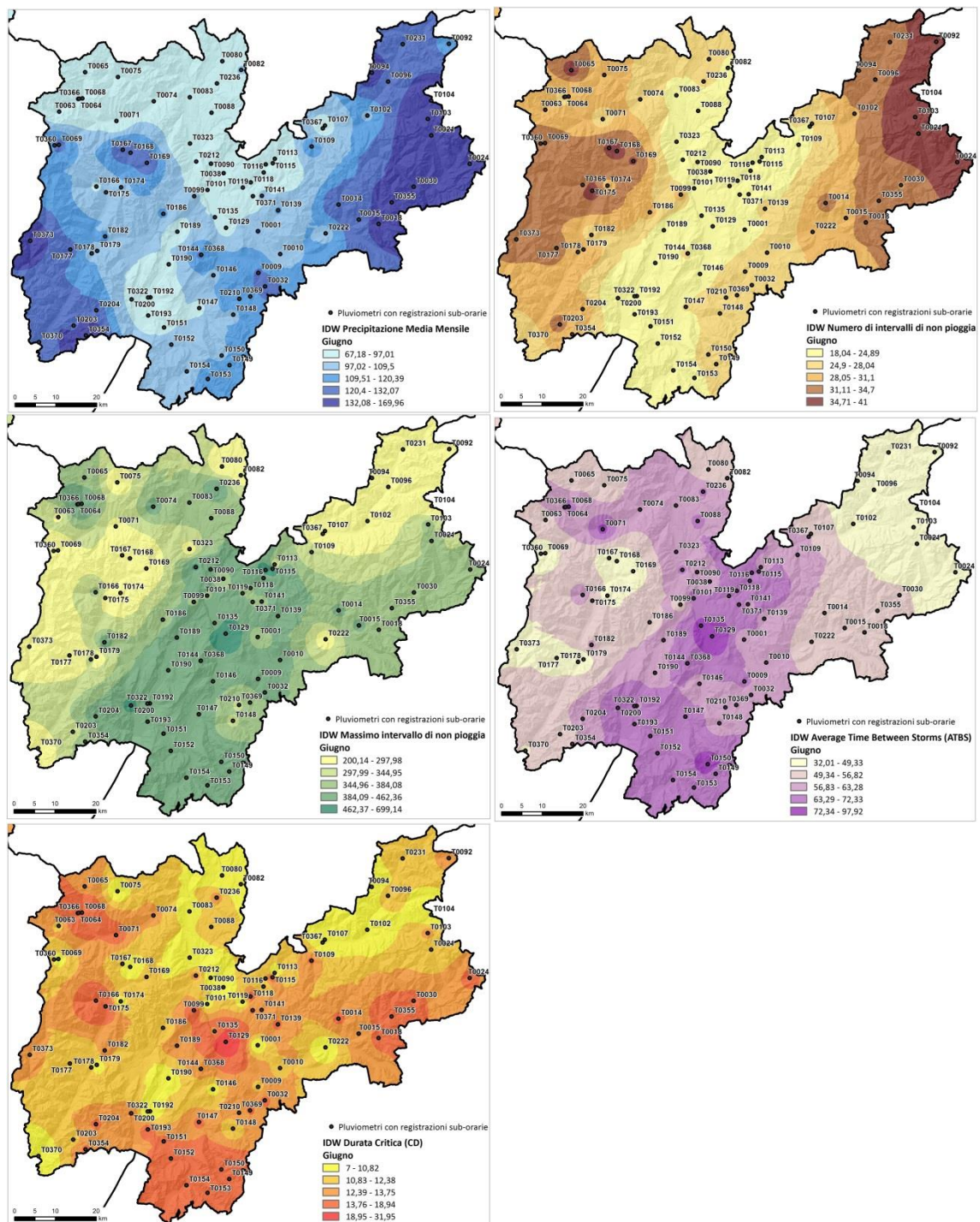


Figura 5.25: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Giugno

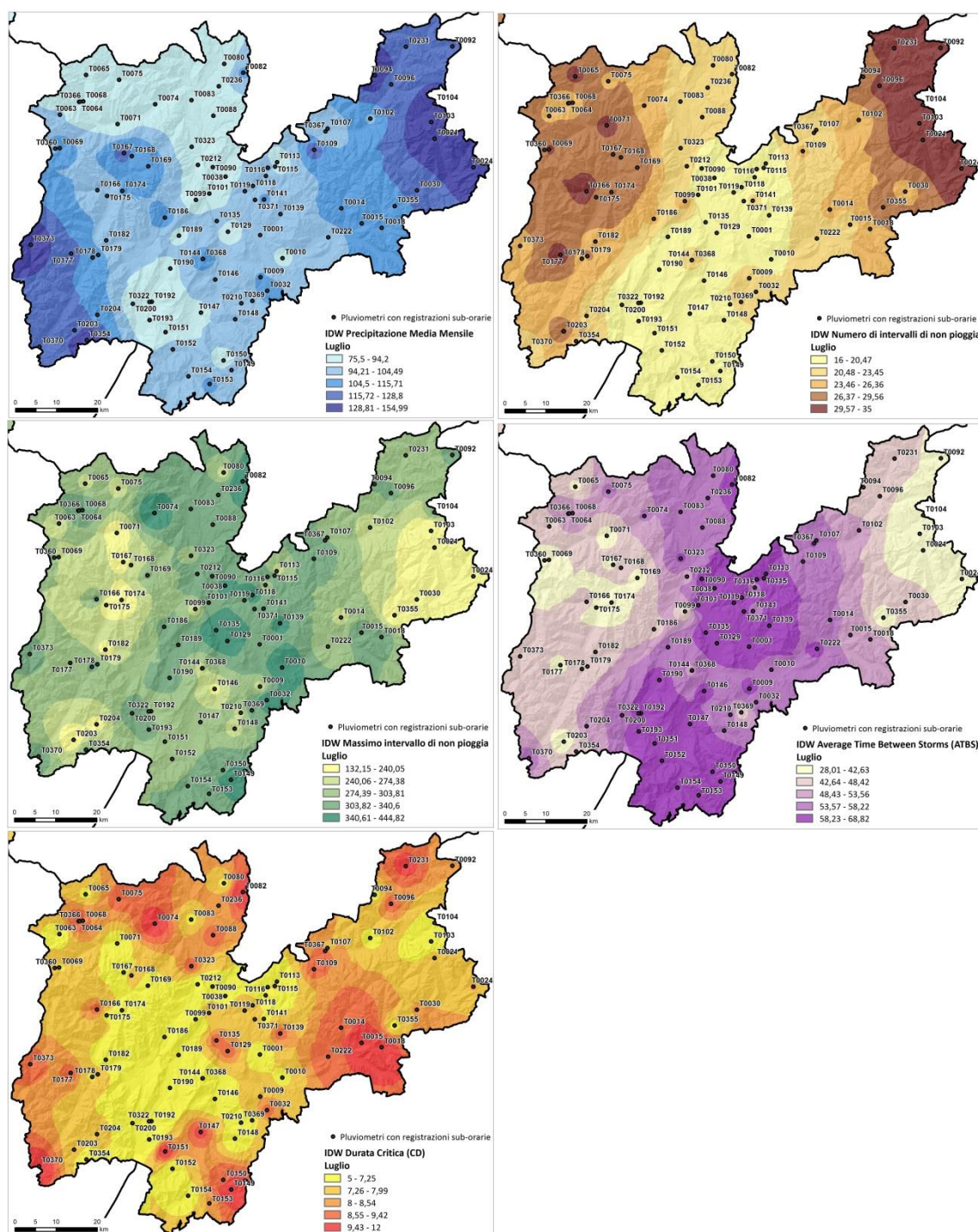


Figura 5.26: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Luglio

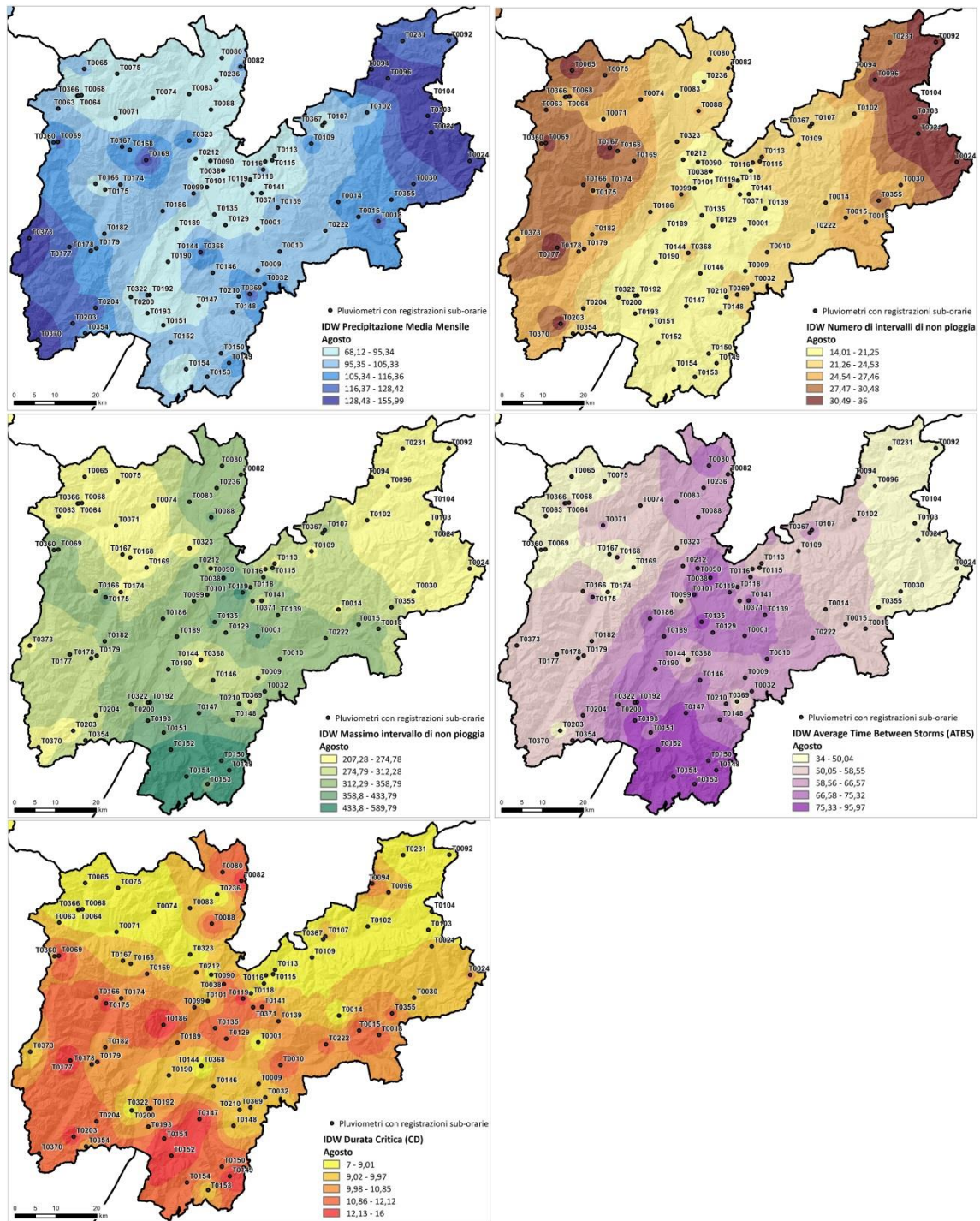


Figura 5.27: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Agosto

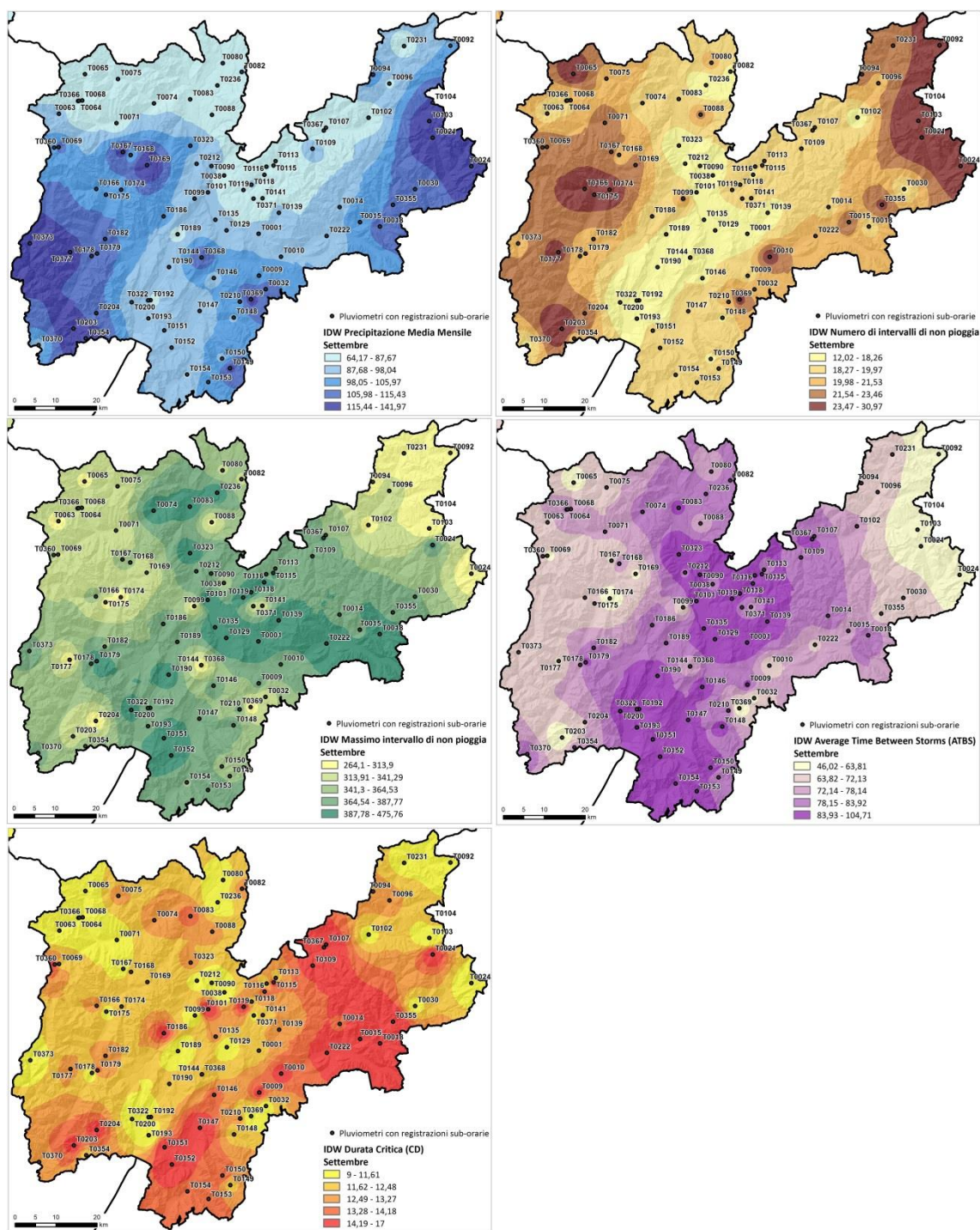


Figura 5.28: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Settembre

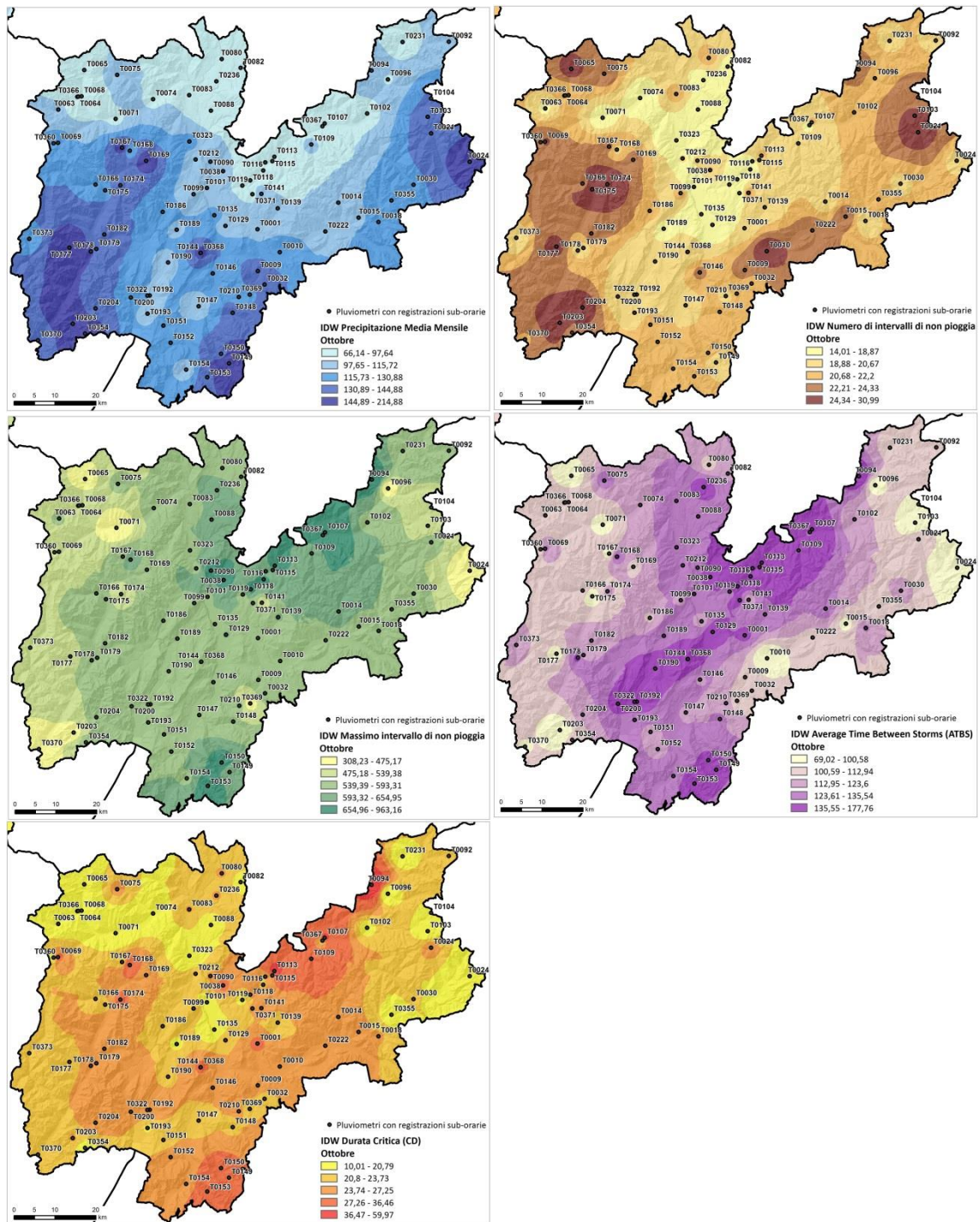


Figura 5.29: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Ottobre

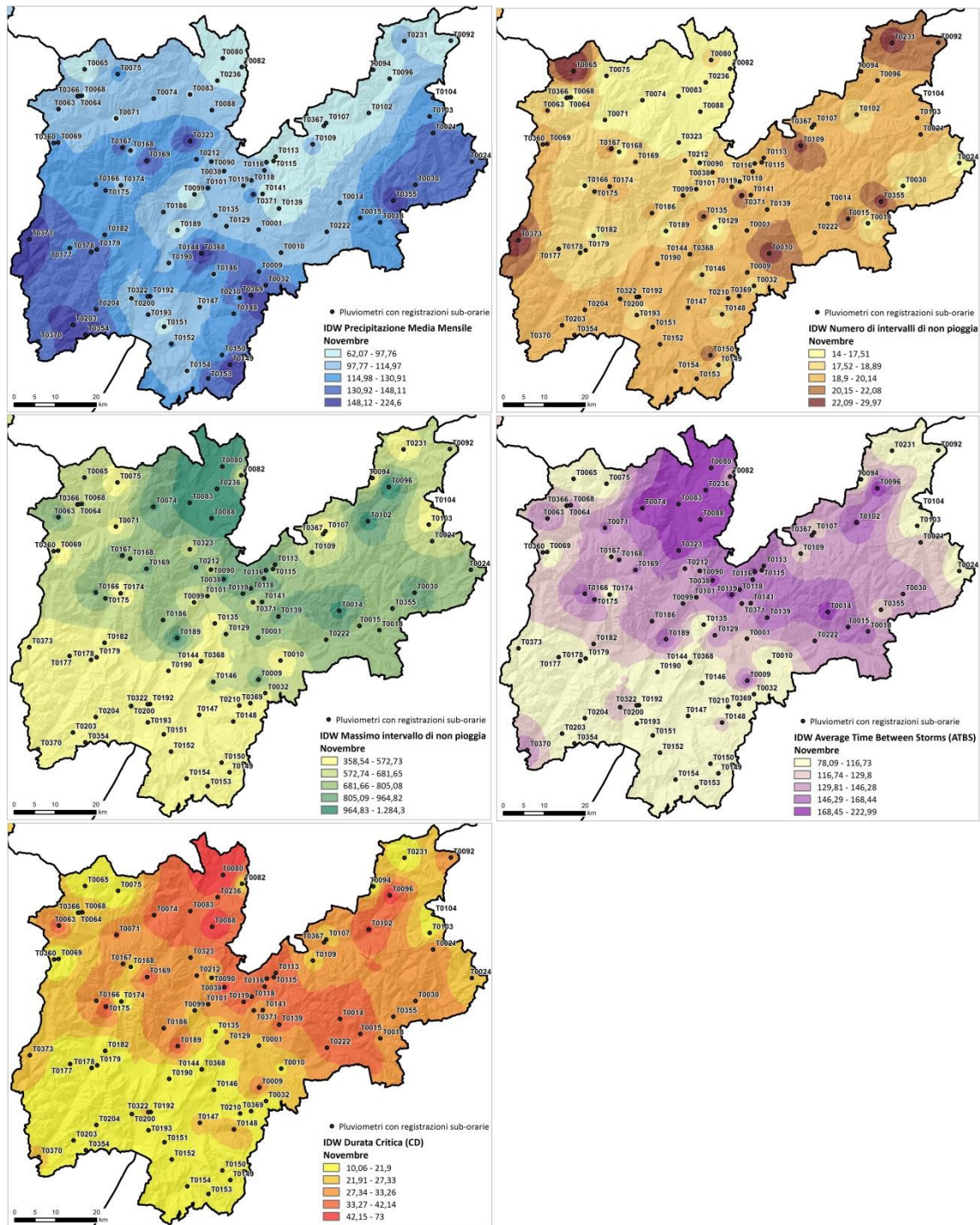


Figura 5.30: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Novembre

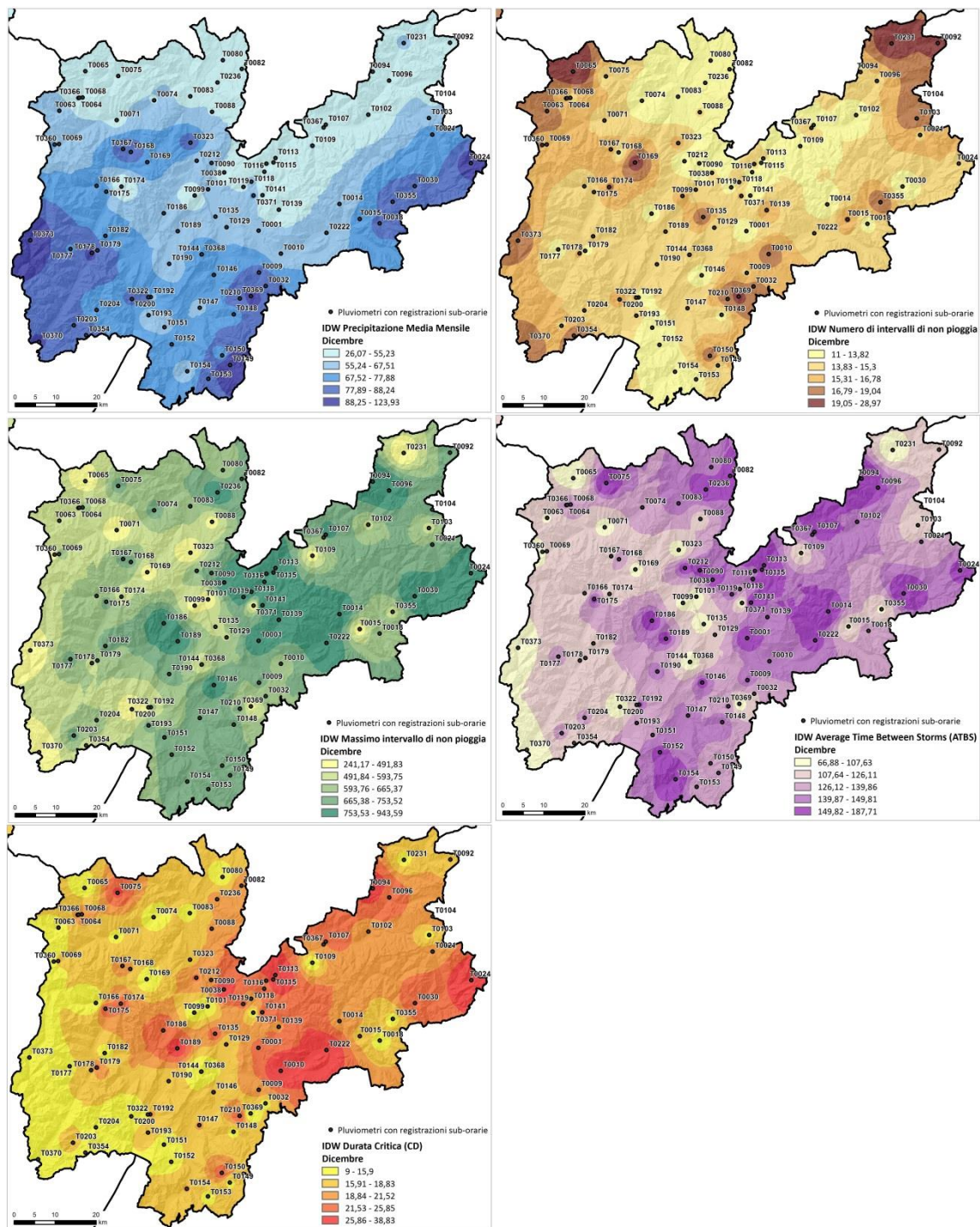


Figura 5.31: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) di Precipitazione media mensile, Numero medio di intervalli di non pioggia, Massimo intervallo di non pioggia, ATBS e CD relative al mese di Dicembre

5.4 Analisi delle relazioni tra durata critica, ATBS e precipitazione media mensile su singolo pluviometro

E' stata quindi effettuata un'analisi su singolo pluviometro, tarando le due relazioni tra ATBS mensile e precipitazione media mensile e tra durata critica mensile CD e ATBS mensile per ciascuna stazione, in analogia con gli studi realizzati negli Stati Uniti (Bonta & Johnson, 2002; Bonta, 2003; Bonta & Nayak, 2008). Sia le regressioni lineari $y = ax + b$ che le regressioni in forma di potenza $y = ax^b$ ($\log y = \log a + b \log x$) hanno dimostrato un buon adattamento ai dati, con valori di R^2 simili. Ad esclusione di pochi pluviometri, le regressioni lineari ATBS mensile vs precipitazione media mensile ($ATBS_{mese} = a_1 \cdot P_{mediamese} + b_1$) e CD mensile vs ATBS mensile ($CD_{mese} = a_2 \cdot ATBS_{mese} + b_2$) sono caratterizzate da R^2 abbastanza alti (Tabella 5.1; Figura 5.32, Figura 5.33).

Tabella 5.1: Coefficienti R^2 delle regressioni lineari ATBS vs Precipitazione media mensile e CD vs ATBS mensile

R ² regressione lineare ATBS - Pmedia mese		R ² regressione lineare CD - ATBS	
min	0,125	min	0,234
max	0,872	max	0,958
media	0,551	media	0,770
mediana	0,578	mediana	0,821
quantile 25%	0,468	quantile 25%	0,685
quantile 75%	0,660	quantile 75%	0,890

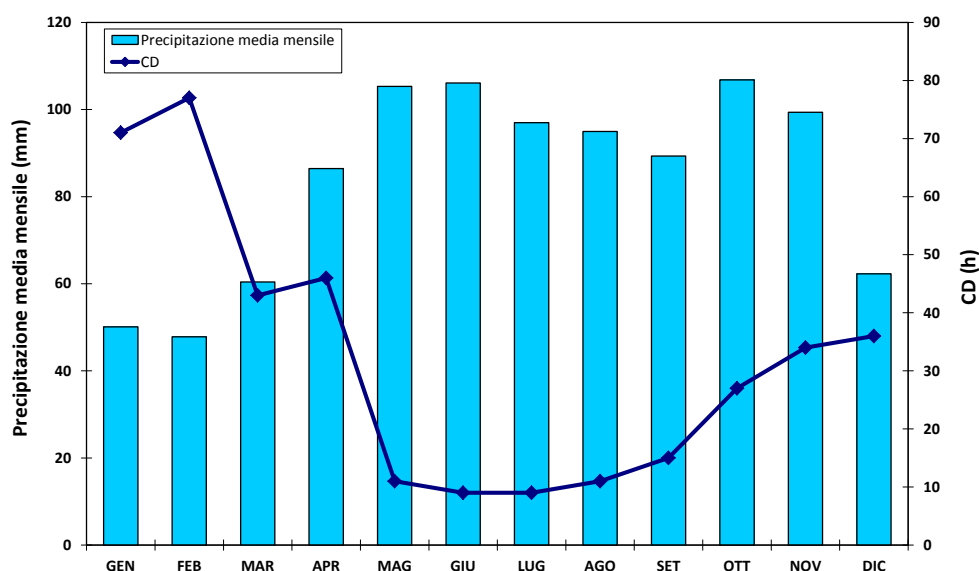


Figura 5.32: Precipitazione media mensile e durata critica mensile relative al pluviometro T0222 - Borgo Valsugana

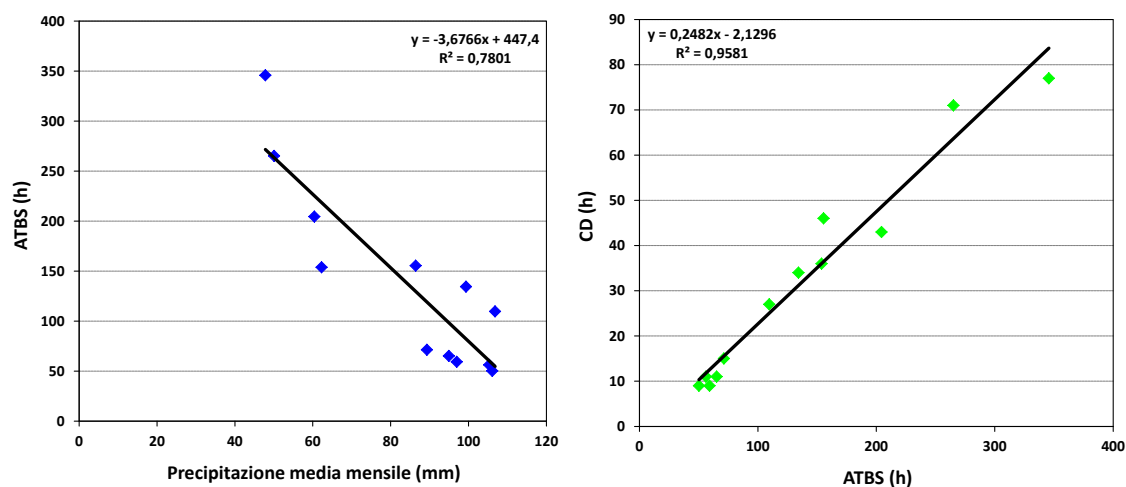


Figura 5.33: Regressioni lineari ATBS mensile vs Precipitazione media mensile e CD mensile vs ATBS mensile relative al pluviometro T0222 - Borgo Valsugana

Come emerso negli studi effettuati sugli Stati Uniti (Bonta & Johnson, 2002; Bonta, 2003; Bonta & Nayak, 2008), anche nel caso dei pluviometri della Provincia di Trento è stata confermata l'esistenza di una correlazione inversa tra i coefficienti a_1 e b_1 della relazione ATBS mensile vs Precipitazione media mensile e tra i coefficienti a_2 e b_2 della relazione CD mensile vs ATBS mensile di ciascun pluviometro (Figura 5.34, Figura 5.35).

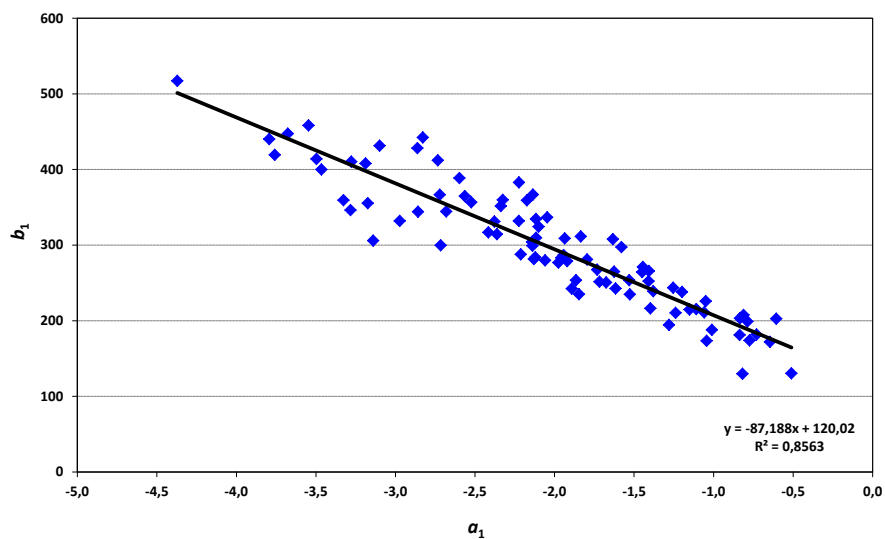


Figura 5.34: Correlazione inversa tra i coefficienti a_1 e b_1 della relazione ATBS mensile vs Precipitazione media mensile di ciascun pluviometro

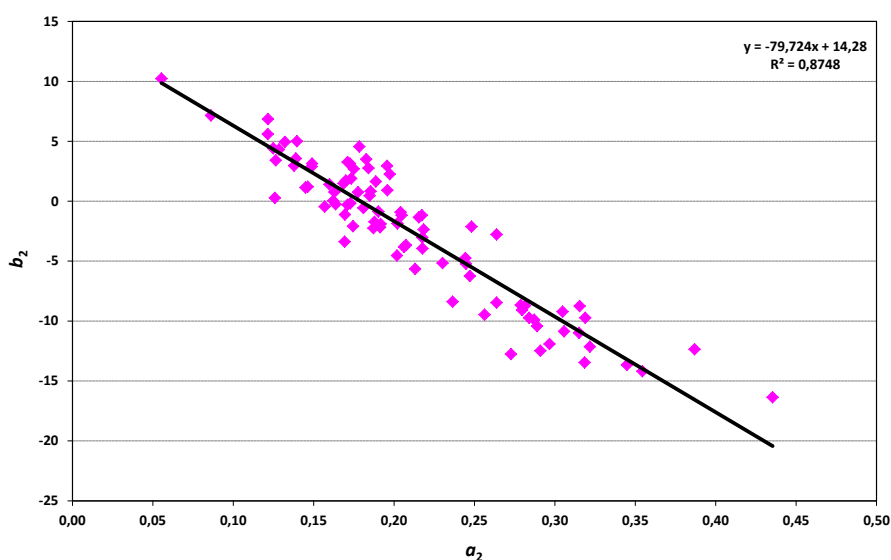


Figura 5.35: Correlazione inversa tra i coefficienti a_2 e b_2 della relazione CD mensile vs ATBS mensile di ciascun pluviometro

Nelle figure successive (Figura 5.36 - Figura 5.37) sono rappresentate le mappe di distribuzione spaziale, con interpolazione IDW, dei valori dei coefficienti a_1 e b_1 delle regressioni ATBS mensile vs Precipitazione media mensile e a_2 e b_2 delle regressioni CD mensile vs ATBS mensile tarate per i pluviometri. In particolare le zone con valori più elevati, in valore assoluto, del coefficiente a_1 della correlazione inversa tra ATBS mese vs Precipitazione media mensile (in marrone nella mappa di sinistra della Figura 5.36) sono le zone in cui l'ATBS diminuisce più rapidamente all'aumentare della Precipitazione media mensile, come nella bassa valle dell'Adige, bassa Valle dei laghi, parte della Val di Non e della Valsugana.

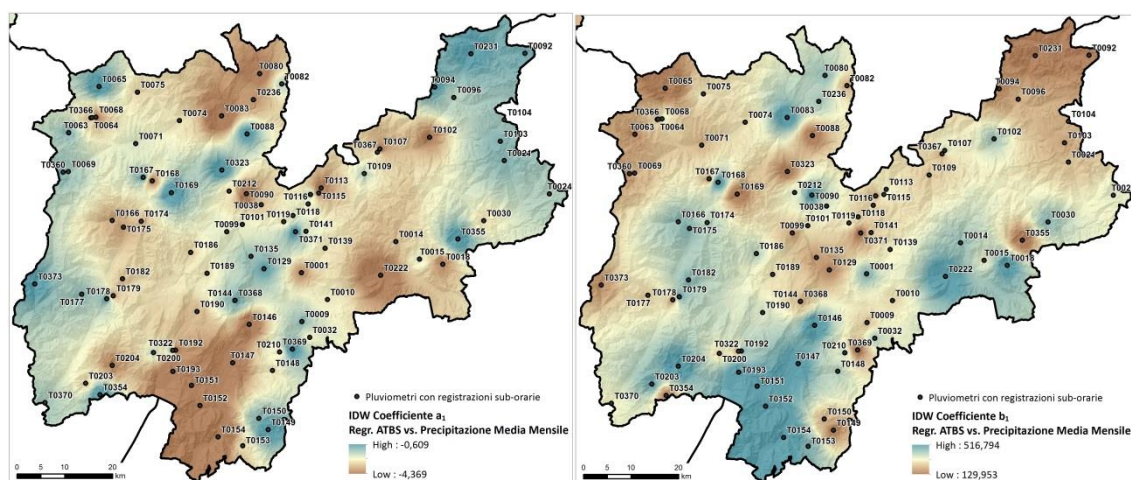


Figura 5.36: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) dei coefficienti a_1 e b_1 della relazione ATBS mese vs Precipitazione media mensile dei pluviometri

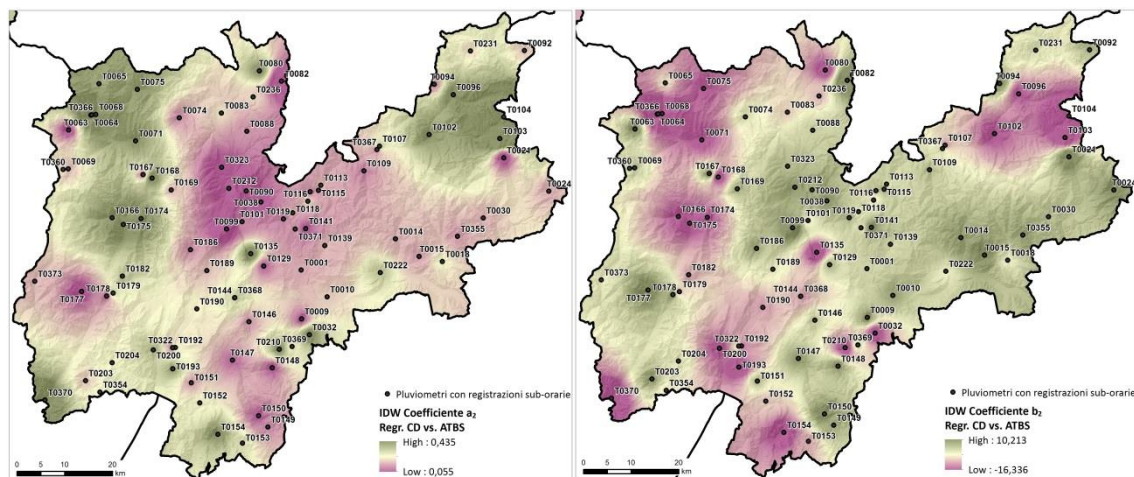


Figura 5.37: Mappe di distribuzione spaziale (interpolazione IDW - Inverse Distance Weighted) dei coefficienti a_2 e b_2 della relazione CD mese vs $ATBS$ mese dei pluviometri

5.5 Applicazione della durata critica per l'individuazione dell'inizio dell'evento innescante

Per ciascuna frana con data di attivazione nota, è stato identificato l'inizio dell'evento pluviometrico innescante utilizzando la durata critica, relativa al mese dell'innescamento (CD_{mese}), del pluviometro di riferimento ubicato in prossimità della frana. Muovendosi a ritroso nel tempo a partire dall'innescamento lungo la serie di registrazioni pluviometriche sub-orarie, è stata individuata la registrazione di precipitazione preceduta da un intervallo di non pioggia di durata maggiore della CD_{mese} . Nelle figure seguenti si riporta l'individuazione dell'inizio dell'evento pluviometrico responsabile dell'innescamento per alcune delle frane con ora di innescamento nota (Figura 5.38 - Figura 5.61).

L'individuazione automatica dell'inizio dell'evento è stata confrontata con quella manuale, basata sul giudizio esperto. Per gli eventi convettivi estivi, generalmente costituiti da un unico scroscio, l'evento innescante risulta chiaramente individuato, sia con la delineazione automatica che con quella manuale basata sul giudizio esperto (es. Figura 5.42, Figura 5.48). Al contrario per gli eventi relativi al periodo primaverile e autunnale, composti da più scrosci ravvicinati o da una complessa sequenza pluviometrica, la delineazione manuale dell'evento innescante risulta incerta e affetta da soggettività, mentre l'applicazione del metodo esponenziale costituisce un approccio valido e oggettivo (es. Figura 5.38, Figura 5.40, Figura 5.44).

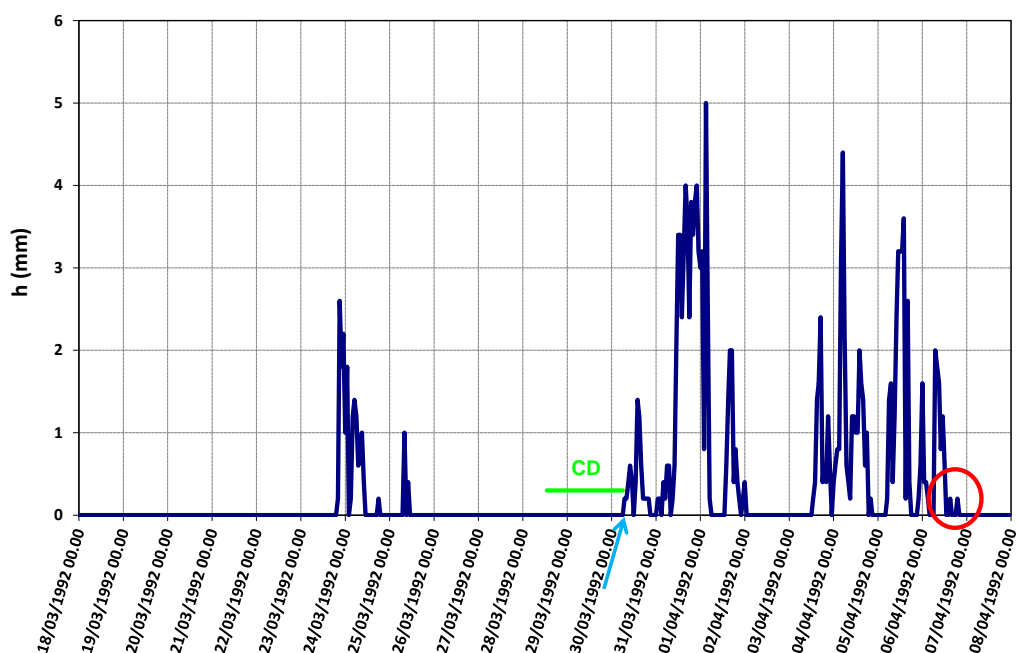


Figura 5.38: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220380300 del 6/04/1992 ore 20:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0193 Torbole Centrale (il cerchio rosso rappresenta l'innescò della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 42$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

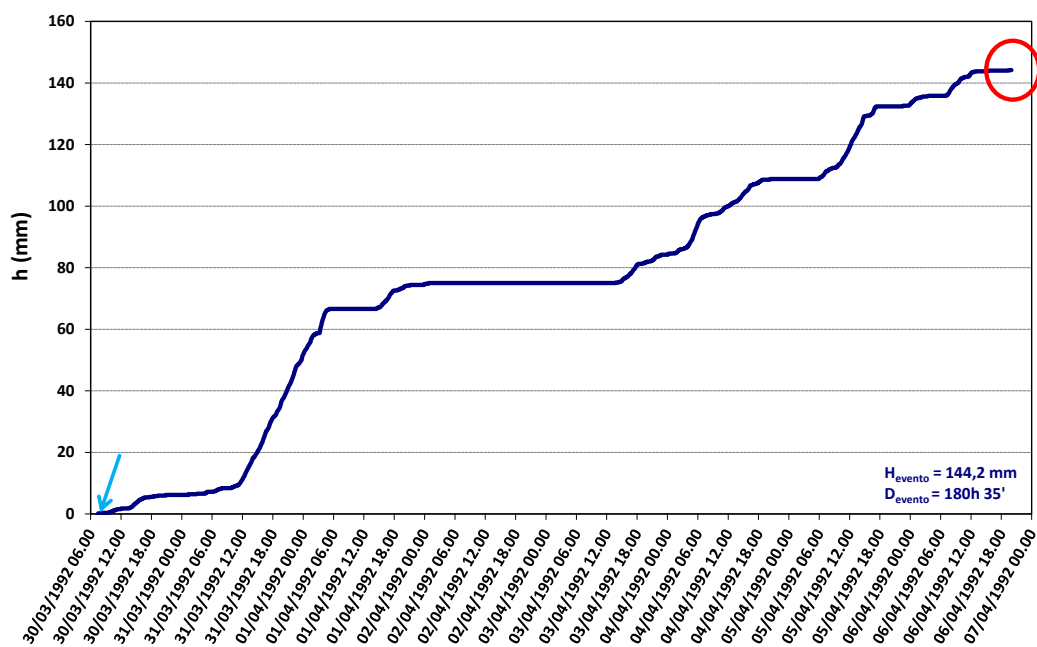


Figura 5.39: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220380300 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0193 Torbole Centrale

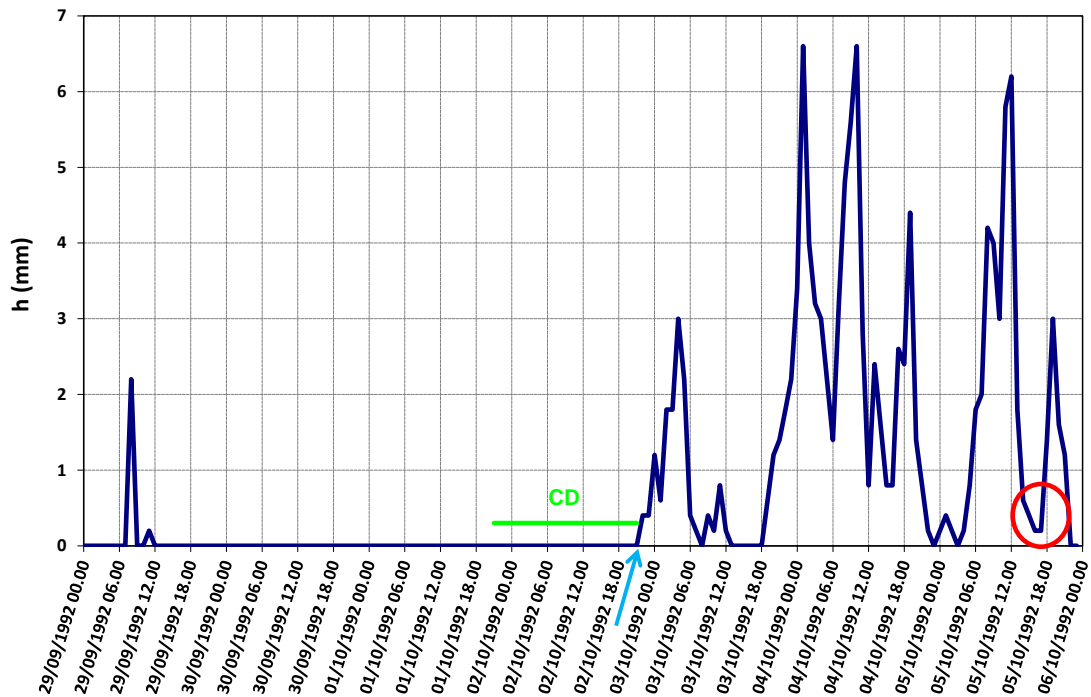


Figura 5.40: Evento pluviometrico responsabile dell'innesco della frana 220576500 del 05/10/1992 ore 17:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0141 Sternigo (il cerchio rosso rappresenta l'innesco della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 25$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

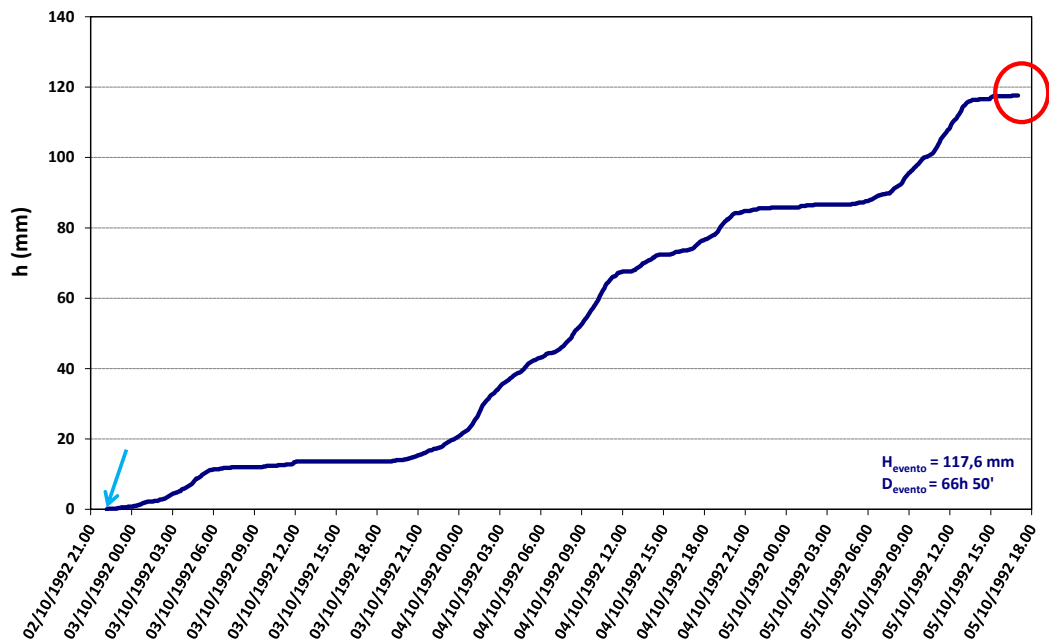


Figura 5.41: Evento pluviometrico responsabile dell'innesco della frana 220576500 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0141 Sternigo

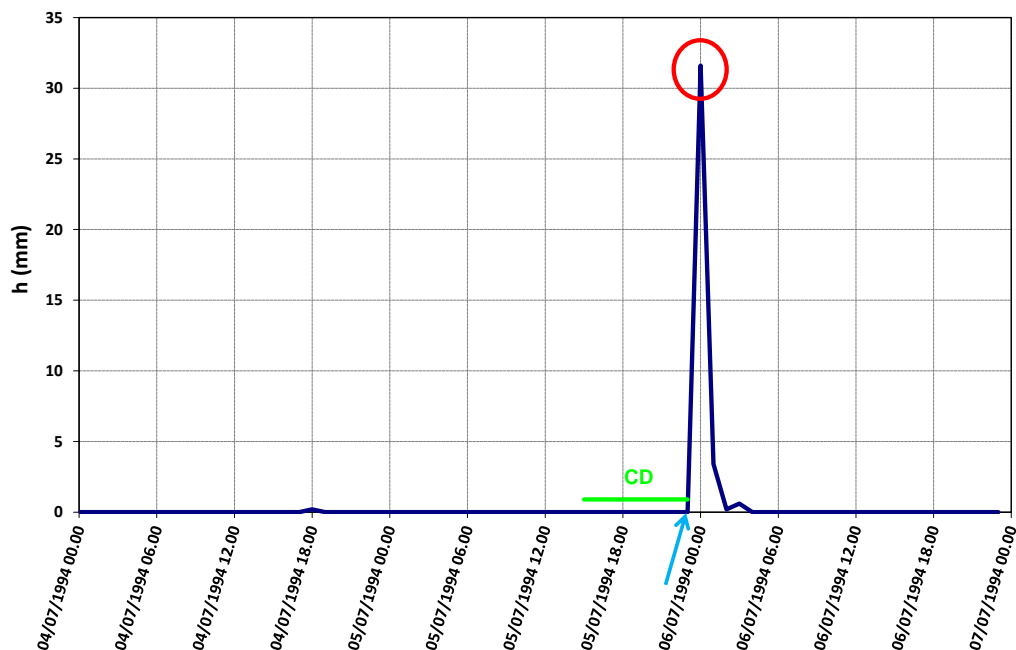


Figura 5.42: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220478400 del 6/07/1994 ore 01:00 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0222 Borgo Valsugana (il cerchio rosso rappresenta l'innescò della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 9$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

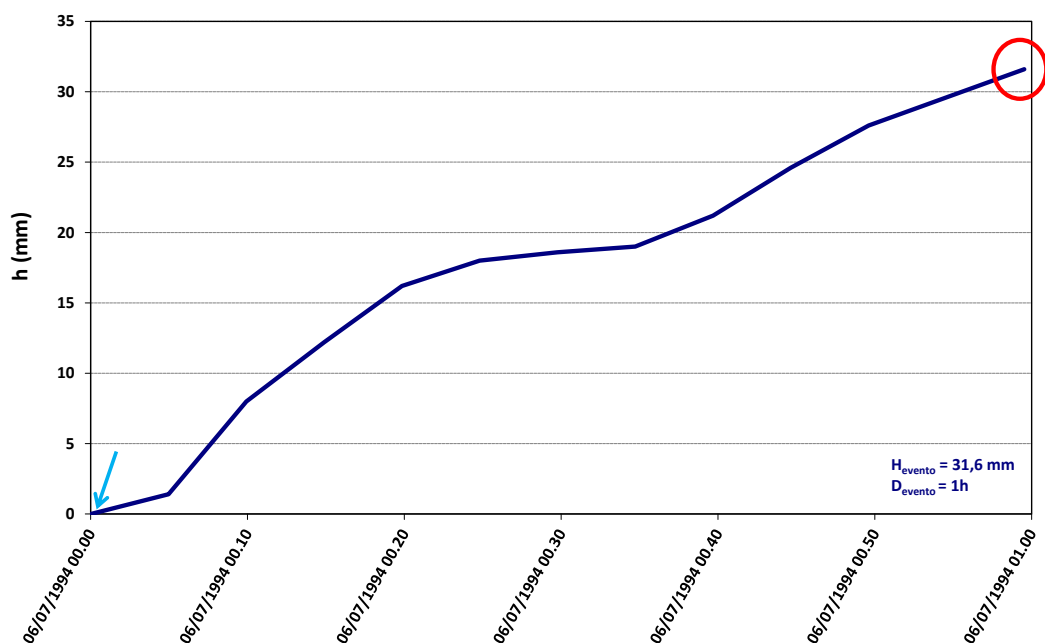


Figura 5.43: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220478400 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0222 Borgo Valsugana

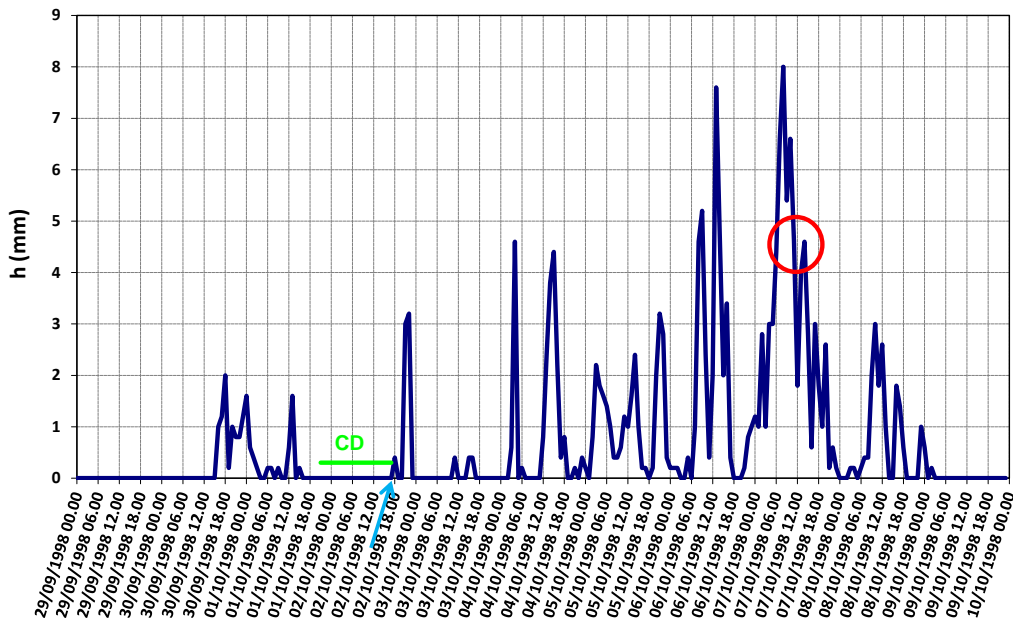


Figura 5.44: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220856700 del 7/10/1998 ore 11:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0030 Canal San Bovo (il cerchio rosso rappresenta l'innescò della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 21$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

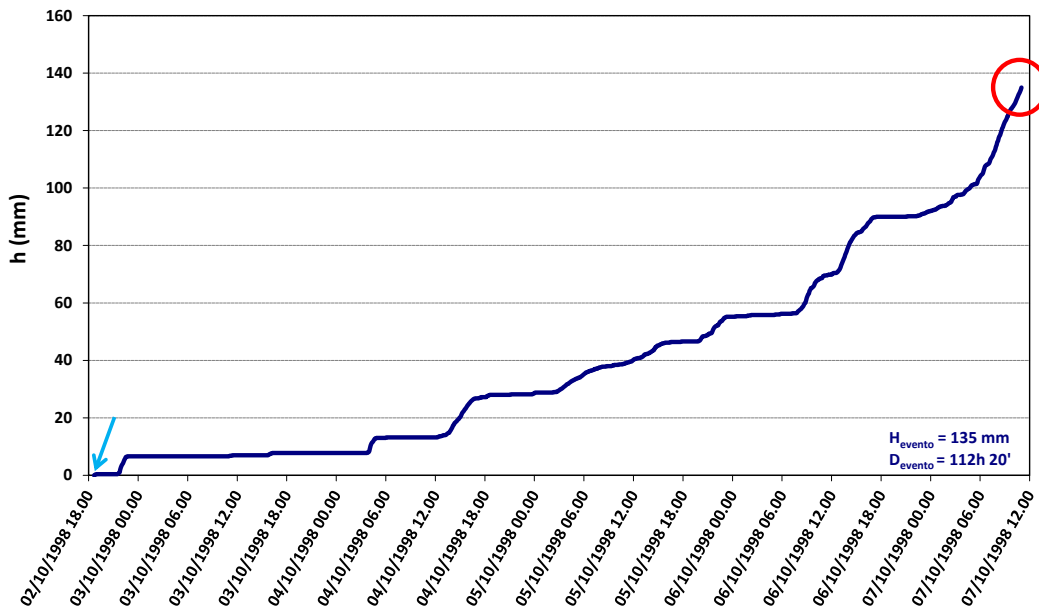


Figura 5.45: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220856700 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0030 Canal San Bovo

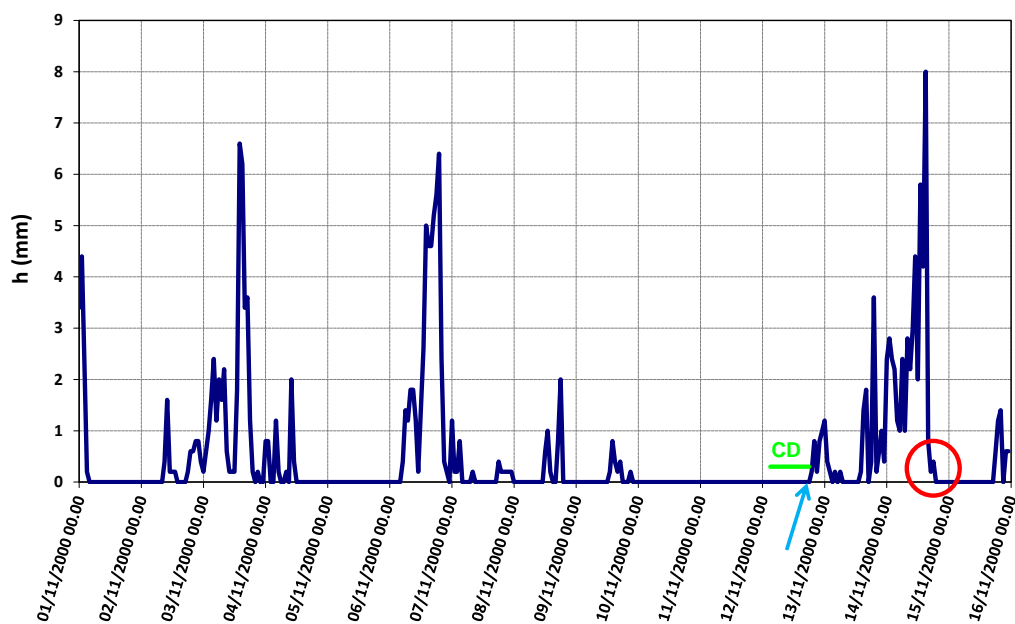


Figura 5.46: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220594500 del 14/11/2000 ore 20:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0135 Trento Roncafort (il cerchio rosso rappresenta l'innescò della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 16$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

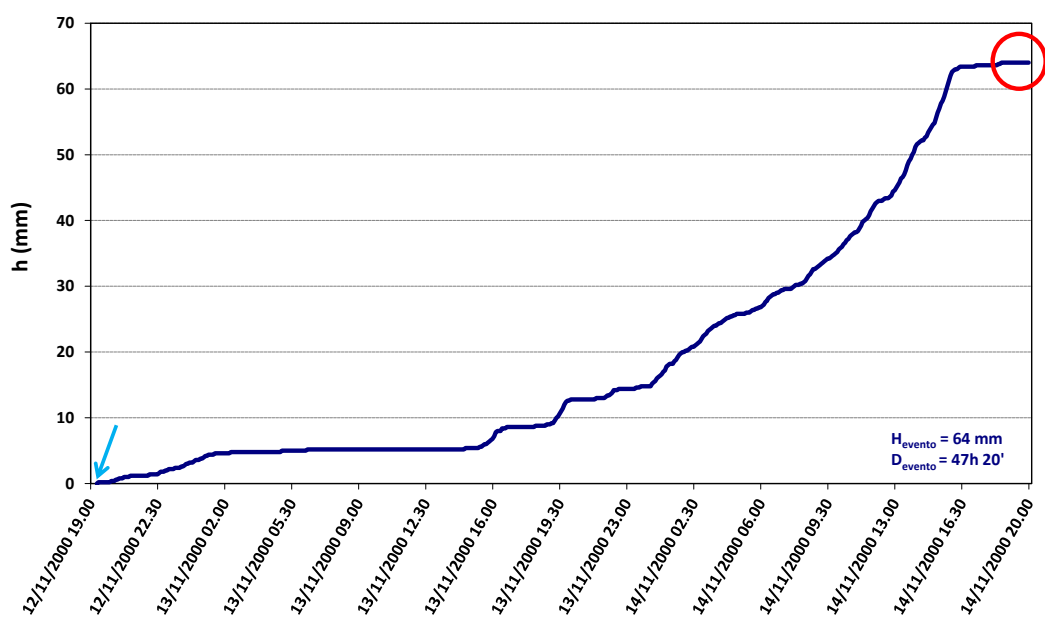


Figura 5.47: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220594500 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0135 Trento Roncafort

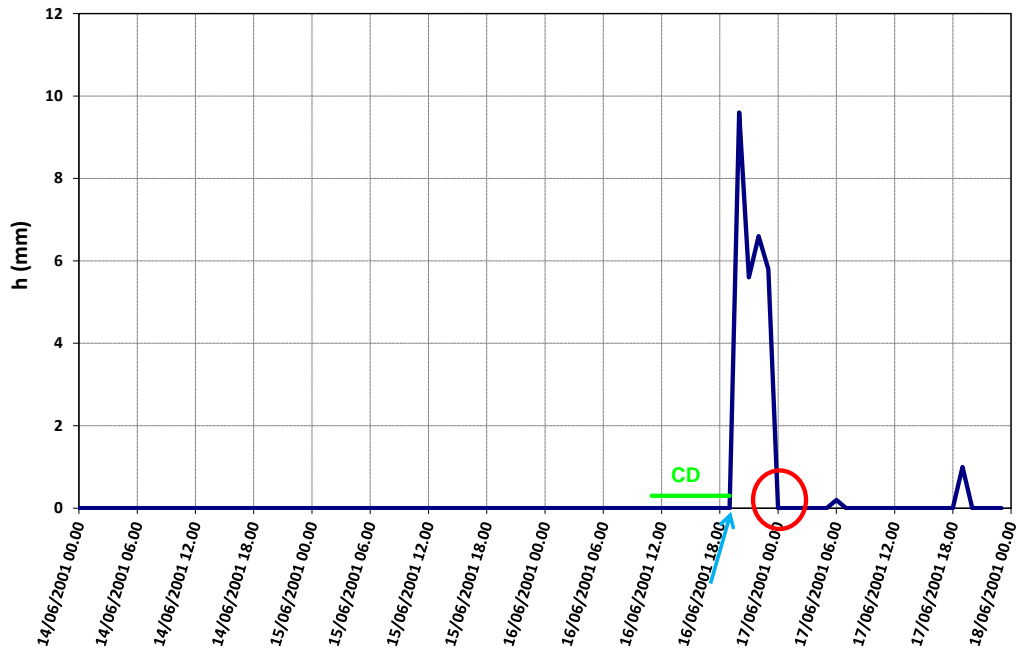


Figura 5.48: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220592700 del 17/06/2001 ore 01:00 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0001 Pergine Valsugana (il cerchio rosso rappresenta l'innescò della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 9$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

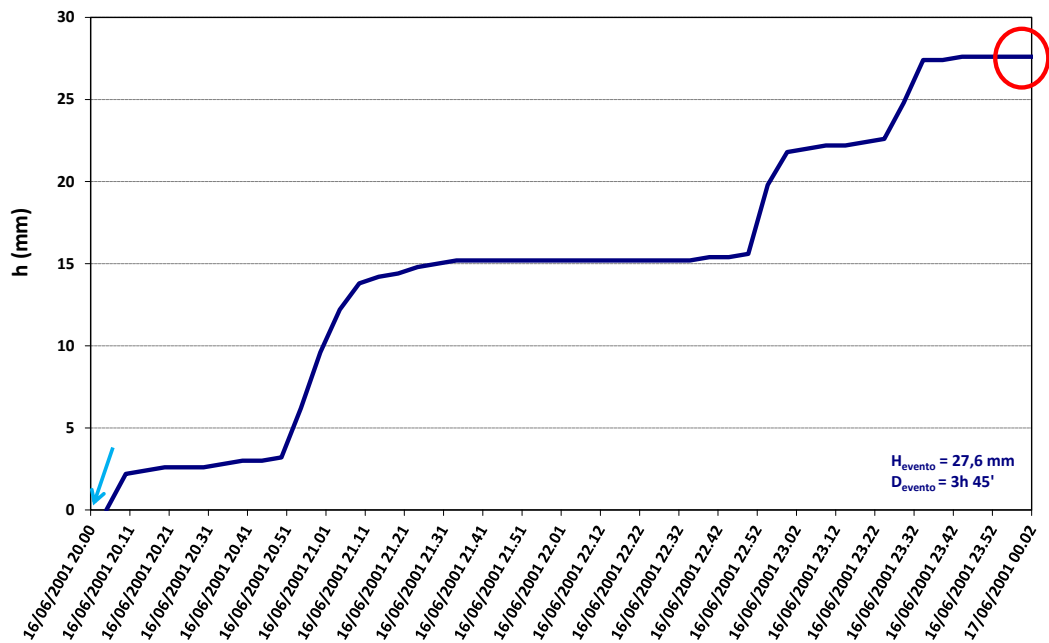


Figura 5.49: Evento pluviometrico responsabile dell'innescò della frana 220592700 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0001 Pergine Valsugana

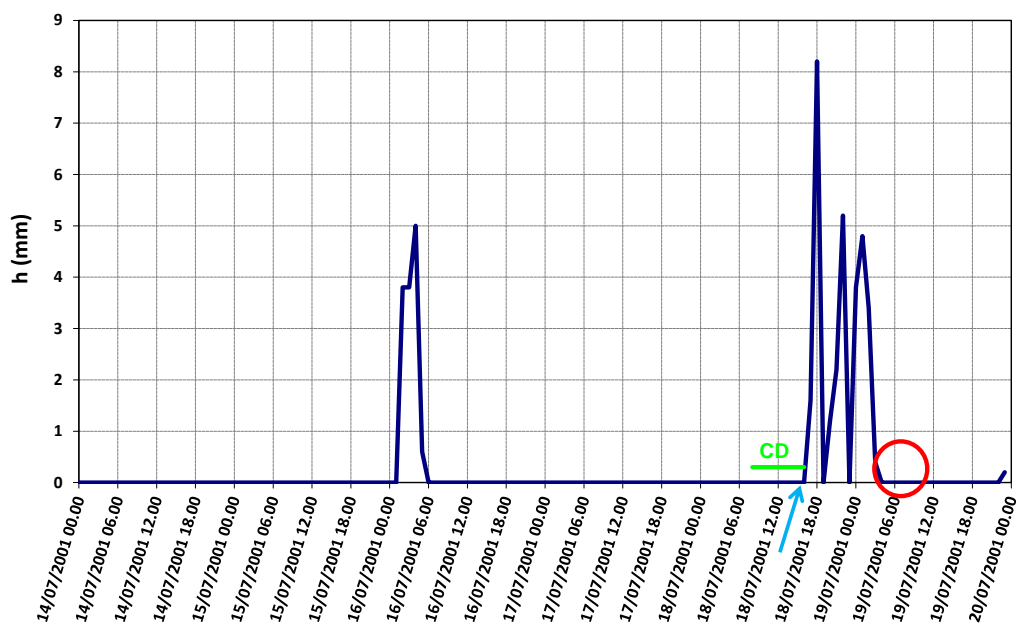


Figura 5.50: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220593200 del 19/07/2001 ore 08:00 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0135 Trento Roncafort (il cerchio rosso rappresenta l'innescio della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 9$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

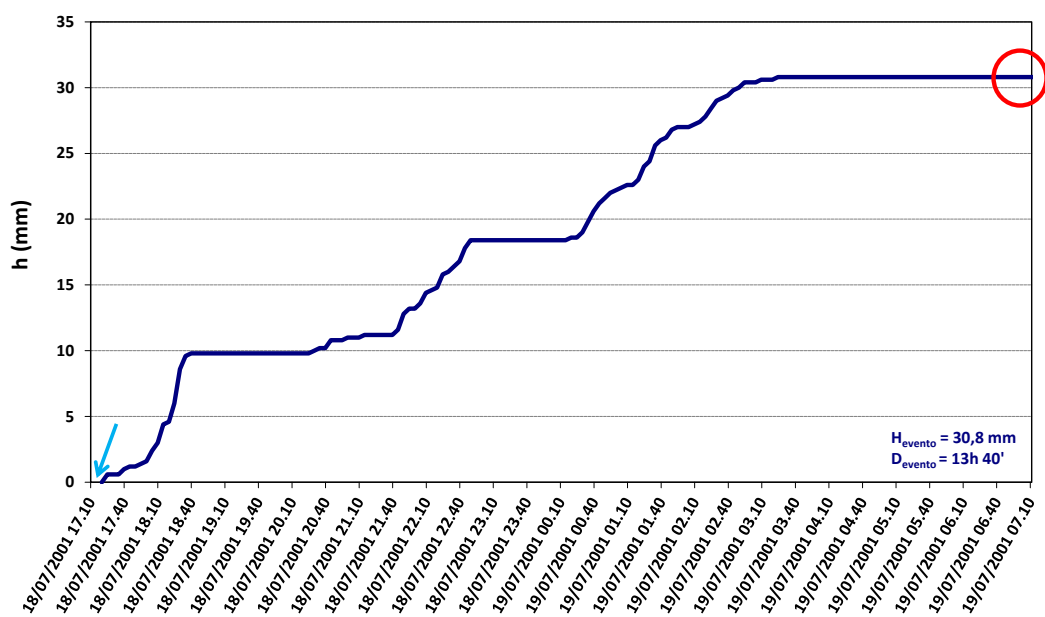


Figura 5.51: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220593200 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0135 Trento Roncafort

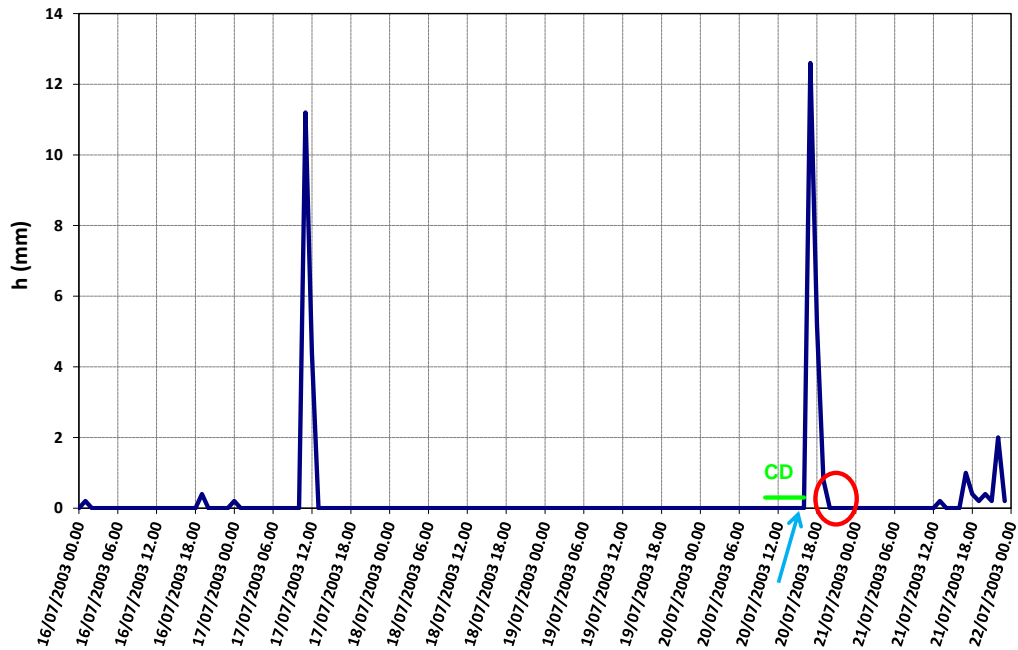


Figura 5.52: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220065900 del 20/07/2003 ore 20:00 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0174 Giustino Dos Del Sabion (il cerchio rosso rappresenta l'innescio della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 7$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

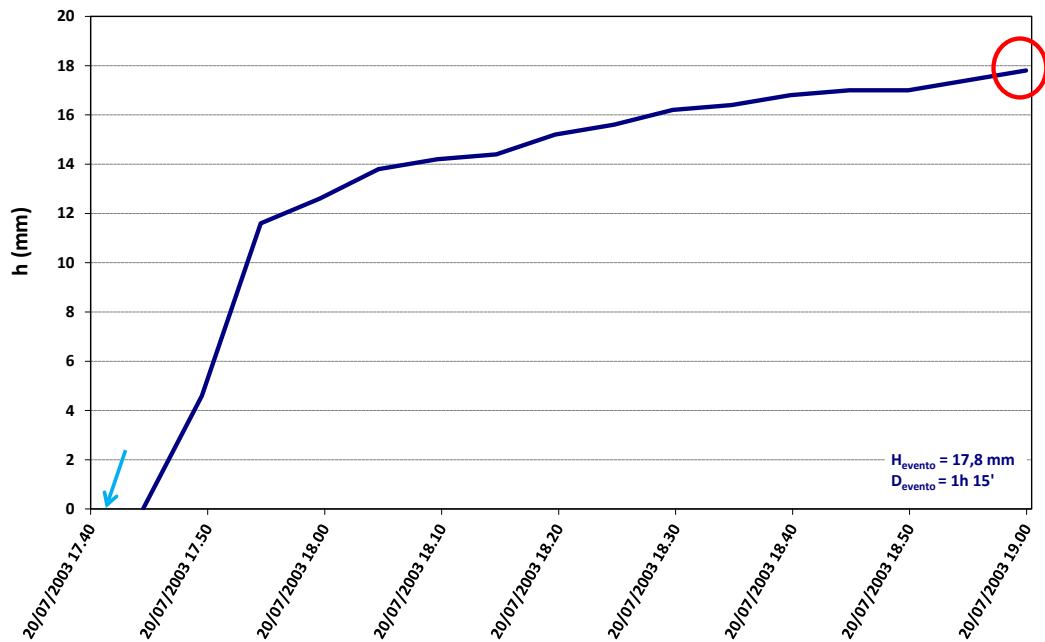


Figura 5.53: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220065900 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0174 Giustino Dos Del Sabion

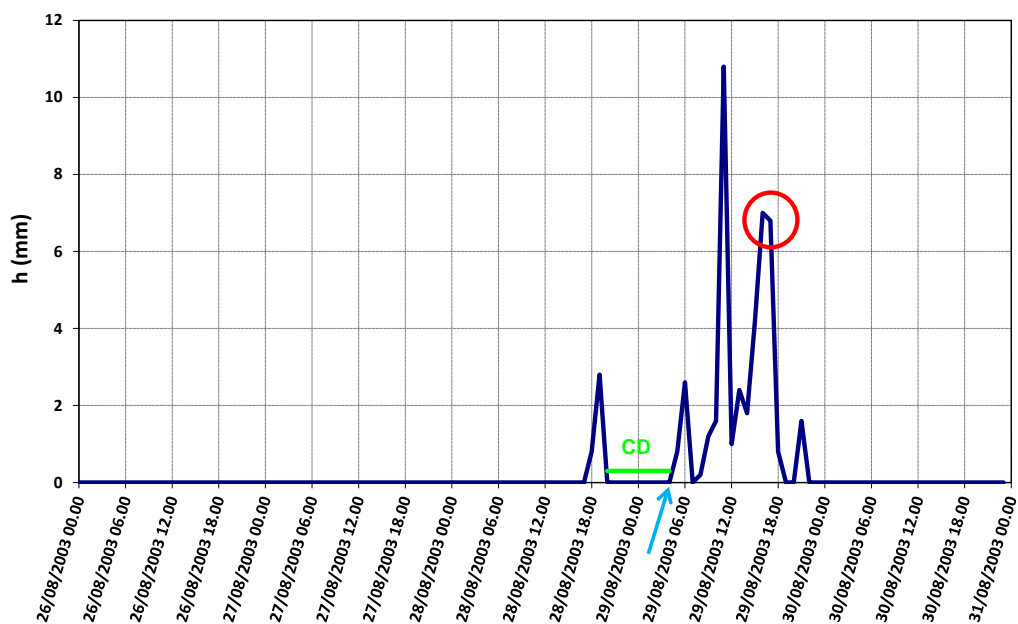


Figura 5.54: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220041703 del 29/08/2003 ore 18:00 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0063 Pian Palù diga (il cerchio rosso rappresenta l'innescio della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 9$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

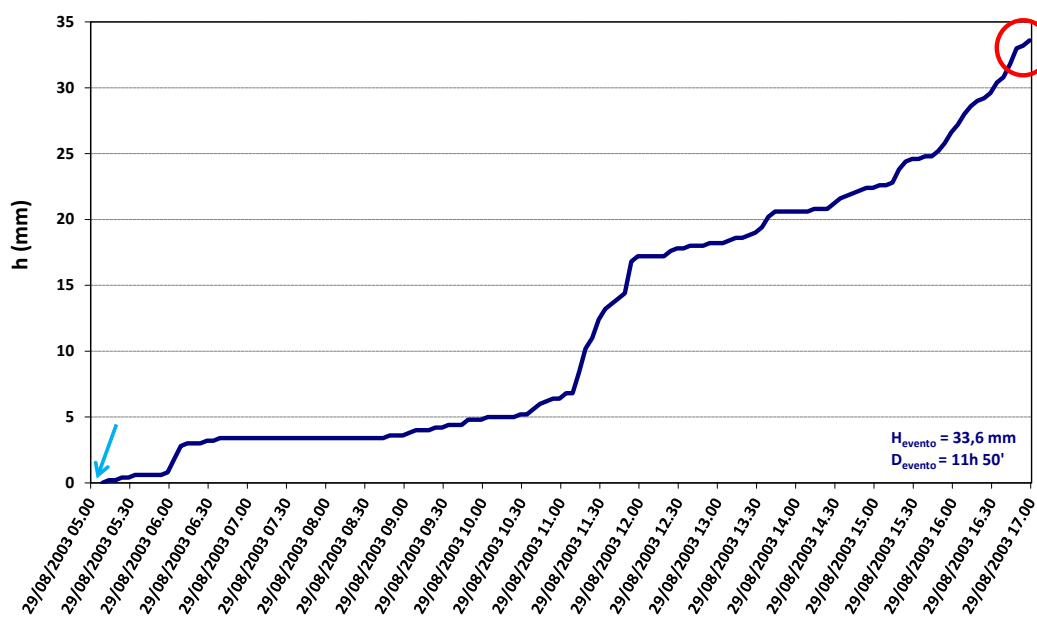


Figura 5.55: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220041703 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0063 Pian Palù diga

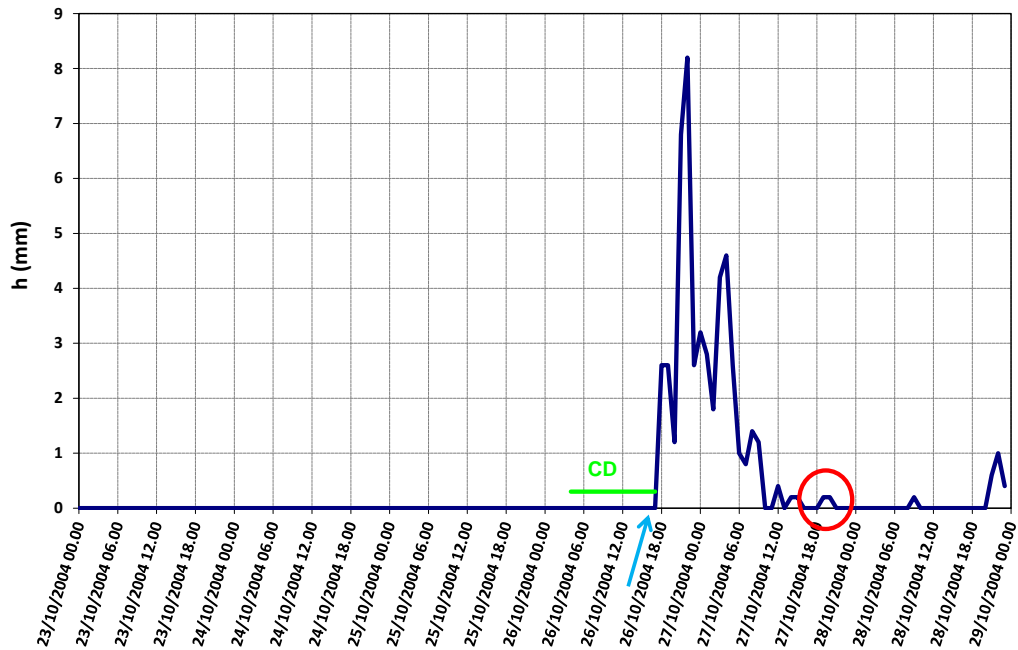


Figura 5.56: Evento pluviometrico responsabile dell'innesco della frana 220072200 del 27/10/2004 ore 19:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0323 Campodenno frana (il cerchio rosso rappresenta l'innesco della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 14$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

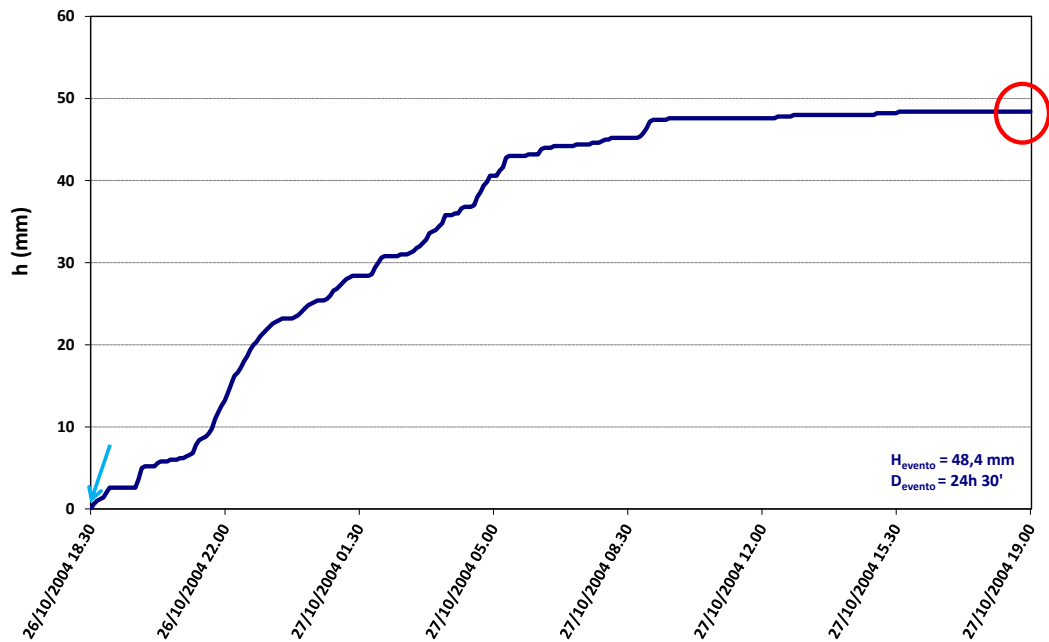


Figura 5.57: Evento pluviometrico responsabile dell'innesco della frana 220072200 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0323 Campodenno frana

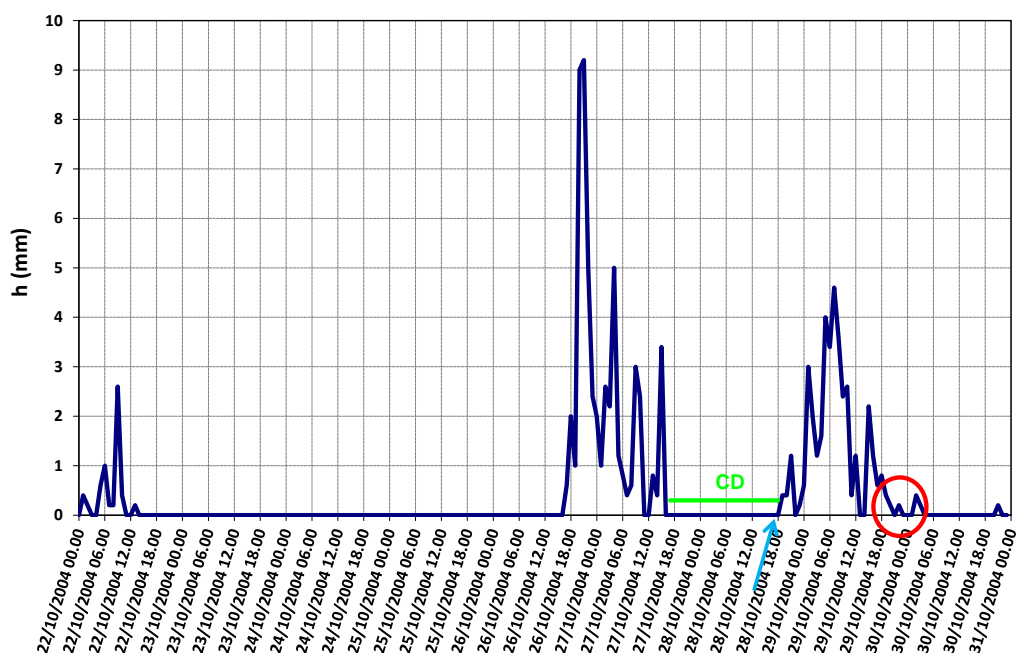


Figura 5.58: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220073000 del 29/10/2004 ore 23:00; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0182 Montagne Larzana (il cerchio rosso rappresenta l'innescio della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 26$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

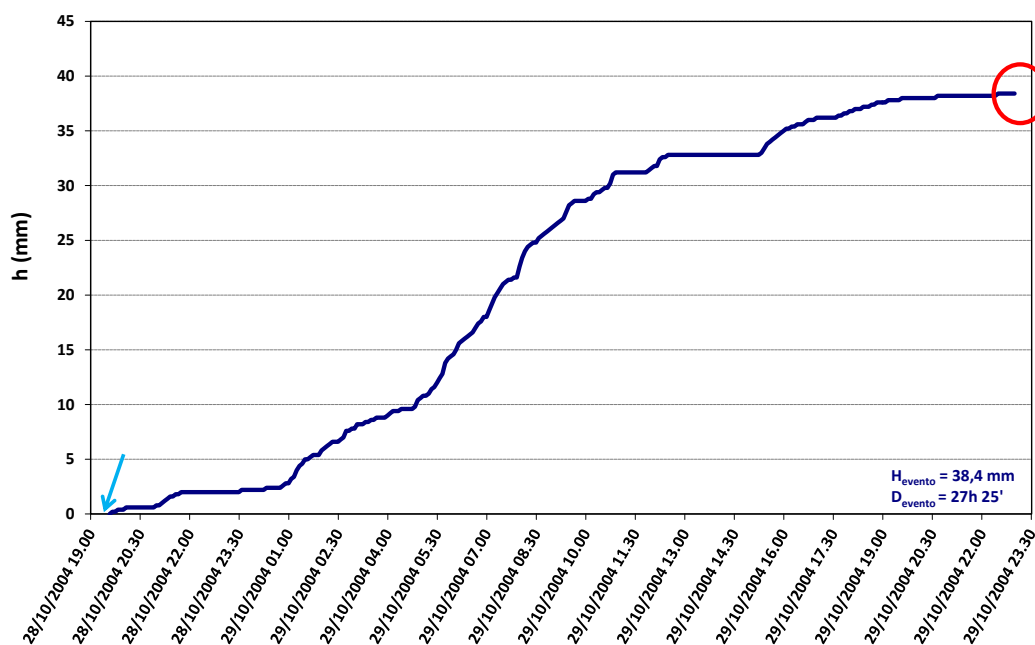


Figura 5.59: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220073000 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0182 Montagne Larzana

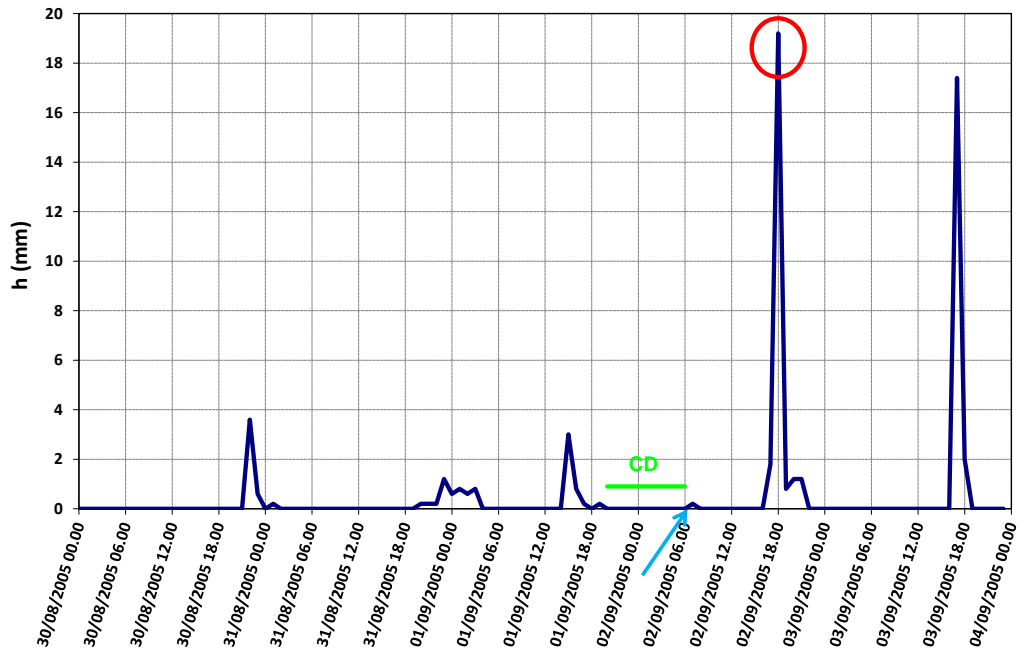


Figura 5.60: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220076300 del 2/09/2005 ore 19:30 CEST; precipitazioni orarie registrate dal pluviometro T0102 Predazzo Centrale (il cerchio rosso rappresenta l'innescio della frana, il segmento verde la durata critica relativa al mese $CD_{mese} = 11$ ore, la freccia azzurra l'inizio dell'evento)

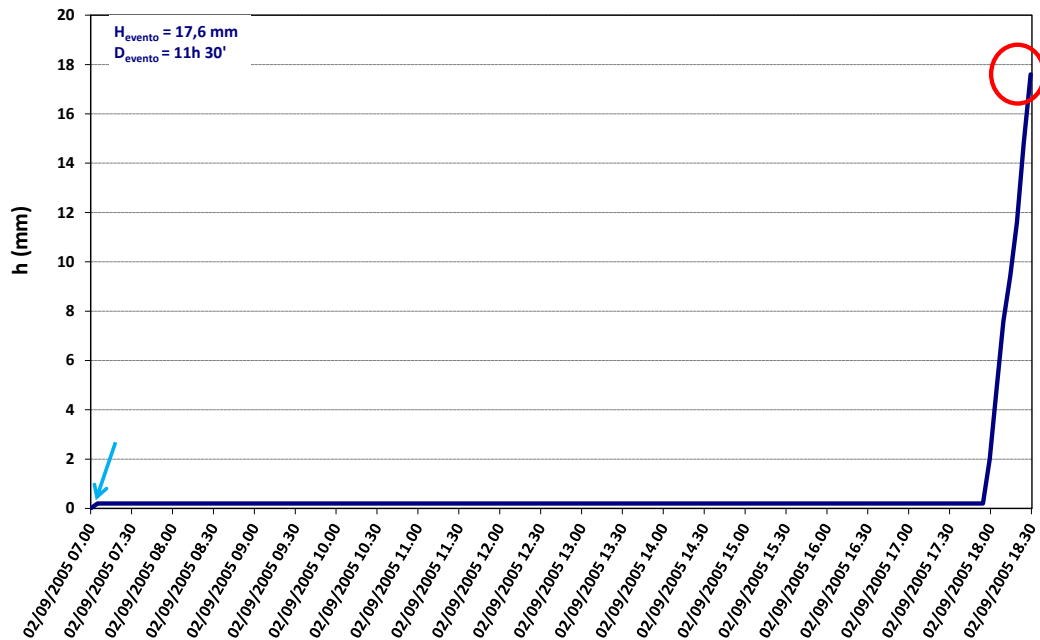


Figura 5.61: Evento pluviometrico responsabile dell'innescio della frana 220076300 - precipitazione cumulata d'evento registrata dal pluviometro T0102 Predazzo Centrale

6 ANALISI DELLA VARIABILITÀ SPAZIALE DELLA PRECIPITAZIONE

Le elaborazioni descritte nel presente capitolo sono finalizzate a valutare la variabilità spaziale delle precipitazioni nell'intorno della zona di innesco, sia durante eventi pluviometrici di tipo stratiforme che di tipo convettivo. Tale analisi è stata ritenuta di fondamentale importanza per valutare la rappresentatività dell'informazione pluviometrica acquisita dal pluviometro di riferimento in prossimità della frana al fine della taratura delle soglie pluviometriche.

Il criterio di selezione del pluviometro di riferimento più frequentemente adottato in letteratura si basa sulla minore distanza tra pluviometro e zona di innesco della frana. In alcuni lavori scientifici la scelta del pluviometro è stata effettuata considerando, oltre alla distanza, anche le condizioni topografiche e morfologiche locali, quali la differenza di quota e l'assenza di ostacoli morfologici tra pluviometro e zona di innesco; tale valutazione risente però di soggettività e risulta di difficile implementazione in una procedura automatica di selezione.

In ambiente alpino l'elevata variabilità spaziale delle precipitazioni legata all'orografia e le ridotte dimensioni degli eventi temporaleschi estivi potrebbero far sì che le registrazioni del pluviometro più vicino non siano rappresentative delle condizioni di innesco (Borga *et alii*, 2008, 2014; Nikolopoulos *et alii*, 2014; Marra *et alii*, 2014). Le scale spaziali estremamente ridotte (qualche km²) e le scale temporali particolarmente brevi (da 15-30 minuti a qualche ora) delle precipitazioni estive che causano l'innesco di colate rapide e *flash flood* in ambiente alpino generalmente non possono essere campionate correttamente dalle reti pluviometriche esistenti (Figura 6.1), nonostante l'intera area alpina sia caratterizzata da una rete di pluviometri piuttosto densa con una distanza media tra le stazioni di circa 10 km (Borga *et alii*, 2008; 2014).

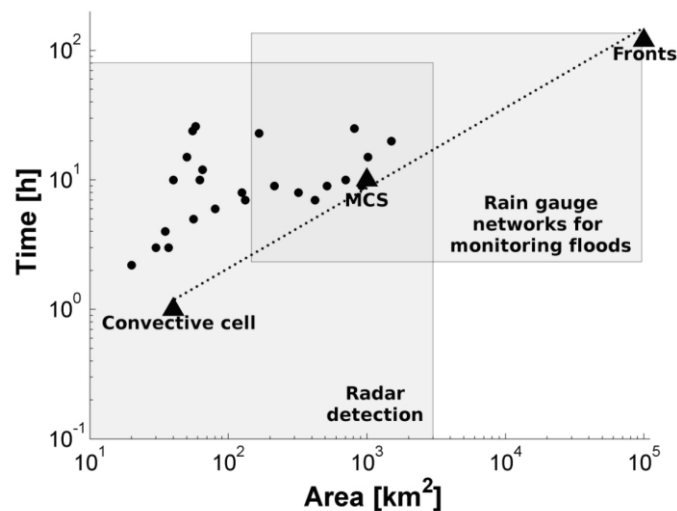


Figura 6.1: Scale spaziali e temporali caratteristiche di flash flood avvenuti in Europa e capacità di monitoraggio di reti pluviometriche e radar meteorologici (da Borga *et alii*, 2008; 2014)

Inoltre in ambiente montano l'assunzione di dipendenza lineare della precipitazione con la quota, generalmente valida a scala di aggregazione mensile o annuale, non è invece valida a scala di singolo evento pluviometrico soprattutto durante il periodo estivo, in quanto l'orografia causa

modifiche nel flusso delle masse d'aria e la variabilità spaziale delle precipitazioni è fortemente legata alla direzione dei venti predominanti (Schäppi, 2013).

Una soluzione può essere rappresentata dalla definizione delle soglie pluviometriche utilizzando i dati del radar meteorologico per caratterizzare l'evento pluviometrico innescante. Il vantaggio è la possibilità di disporre dell'informazione pluviometrica proprio in corrispondenza della zona di innesco della frana (Marra, 2013; Marra *et alii*, 2014); le principali criticità riguardano le significative incertezze che caratterizzano le stime di precipitazione con dati radar in ambienti a orografia complessa (echi di terra, occlusione del fascio, variabilità verticale della riflettività) e la possibilità di utilizzare nella taratura delle soglie solo le date di innesco più recenti a partire dall'installazione dei radar meteorologici.

Nonostante l'incertezza della stima delle precipitazioni, legata all'elevata variabilità spaziale, sia universalmente riconosciuta come un fattore cruciale nella definizione delle soglie pluviometriche, sono pochi gli studi scientifici che indagano l'effetto di tale incertezza della stima sulle soglie (Borga *et alii*, 2014). Nikolopoulos *et alii* (2014) hanno realizzato un esperimento numerico sull'area dell'Alto Adige, confrontando le precipitazioni dell'evento innescante misurate presso alcuni pluviometri ipotizzati coincidenti con la zona di distacco del *debris flow* (DFR) e quelle registrate dal relativo pluviometro più vicino (MR). La sottostima della severità delle precipitazioni registrate dai pluviometri MR rispetto a quelli DFR è risultata maggiore all'aumentare dell'intensità dell'evento e al diminuire della durata, confermando che gli eventi convettivi brevi-intensi sono i più concentrati nello spazio e quindi associati alla maggiore incertezza di stima della precipitazione. Le soglie I-D tarate sui pluviometri MR sono risultate caratterizzate da una sistematica sottostima del 60-70% del coefficiente α . Un lieve miglioramento delle prestazioni della soglia tarata sui pluviometri MR è stato ottenuto escludendo gli eventi di durata più breve (≤ 12 ore), mentre nessun effetto ha sortito l'applicazione di un filtro sulla distanza, escludendo tutti i casi con distanza tra MR e DFR maggiore di 5 km. Lo studio di Marra *et alii* (2014) ha confrontato sempre sull'area dell'Alto Adige le soglie pluviometriche di innesco tarate utilizzando i dati radar grezzi e i dati radar corretti (correzione radome bagnato, occlusione del fascio, attenuazione del segnale, profilo verticale della riflettività e *bias* con pluviometri) con la soglia tarata utilizzando le registrazioni del pluviometro più vicino alla frana. La soglia tarata con dati radar corretti campionati in corrispondenza della zona di innesco delle frane costituisce la migliore rappresentazione delle condizioni pluviometriche innescanti ed è stata utilizzata come riferimento. La soglia I-D tarata utilizzando i dati radar grezzi non corretti è risultata significativamente più bassa con il coefficiente α sottostimato del 75% e con pendenza β simile. La curva tarata utilizzando le registrazioni del pluviometro più vicino alla frana è risultata inferiore con una severa sottostima di entrambi i coefficienti, a causa della variabilità spaziale della precipitazione e della distanza tra ubicazione del pluviometro e zona di distacco della frana.

Nel presente lavoro l'analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni è stata condotta attraverso l'esame delle mappe di precipitazione stimata con dati del radar meteorologico del Monte Macaion durante alcuni eventi convettivi estivi (Par. 6.1) e mediante il confronto, per ciascuna frana presente nell'Inventario IFFI, delle registrazioni pluviometriche acquisite dai pluviometri ricadenti in un intorno della zona di innesco (Par. 6.2).

6.1 Analisi di eventi convettivi estivi con dati del radar meteorologico

6.1.1 Metodologia di analisi

L'analisi utilizza i dati radar del Monte Macaion durante alcuni eventi convettivi estivi ed è finalizzata a valutare l'attenuazione della precipitazione all'aumentare della distanza dalla zona di innesco e la rappresentatività delle registrazioni dei pluviometri in funzione dell'ubicazione delle stazioni rispetto alla cella temporalesca.

In primo luogo, dal dataset di 260 frane con data di innesco nota (Par. 4.1) sono state estratte quelle avvenute durante i mesi estivi dopo l'entrata in funzione del radar del Monte Macaion. Dopo una verifica della continuità e della qualità delle registrazioni radar in occasione degli inneschi, sono stati selezionati i seguenti 5 eventi di frana relativi alle estati 2003 e 2005 (Figura 6.2):

- 1) colata rapida in comune di Peio (Idfrana 220041701) verificatasi il 5 agosto 2003 verso le ore 19:00 (quota innesco 2924 m s.l.m.);
- 2) colata rapida in comune di Canazei (Idfrana 220066500) il 14 agosto 2003 nel tardo pomeriggio (quota innesco 1800 m s.l.m.);
- 3) colata rapida in comune di Caldonazzo (Idfrana 220075600) il 20 agosto 2005 tra le ore 10:30 e le 13:00 (quota innesco 849 m s.l.m.);
- 4) colata rapida in comune di Ziano di Fiemme (Idfrana 220076300) il 2 settembre 2005 verso le ore 19:30 (quota innesco 1607 m s.l.m.);
- 5) colata rapida in comune di Folgaria (Idfrana 220076400) il 3 settembre 2005 verso le ore 23:00 (quota innesco 1054 m s.l.m.).

Le colate del 20 agosto 2003 nei comuni di Spiazzo e Carisolo e le riattivazioni del 20 e 29 agosto 2003 della colata in comune di Peio sono state scartate a causa della presenza di numerose lacune nelle acquisizioni del radar meteorologico.

La metodologia di analisi prevede come primo step la generazione di box quadrati di dimensioni crescenti, centrati sul PIFF (Par. 3.10) della frana e costituiti da celle raster della stessa dimensione e allineate con quelle delle immagini radar di precipitazione. Il primo box contiene la sola cella in cui ricade il PIFF (0,5×0,5 km), il secondo è un box 3×3 celle (1,5×1,5 km), il terzo 5×5 celle (2,5×2,5 km), e così via fino ad un box di 59×59 celle (29,5×29,5 km) (Tabella 6.1). A tale riguardo è stato utilizzato il *Model Builder* di ArcGIS® - ESRI con il quale è stato realizzato un modello iterativo, che genera i *Buffer* circolari intorno al PIFF di raggio da 250 a 14.750 m, con incremento di 500 m ad ogni passo e quindi i relativi *Envelope* (box quadrati tangenti esternamente al buffer) rasterizzati in modo da avere celle della stessa dimensione e allineate con quelle delle immagini radar (Figura 6.3).

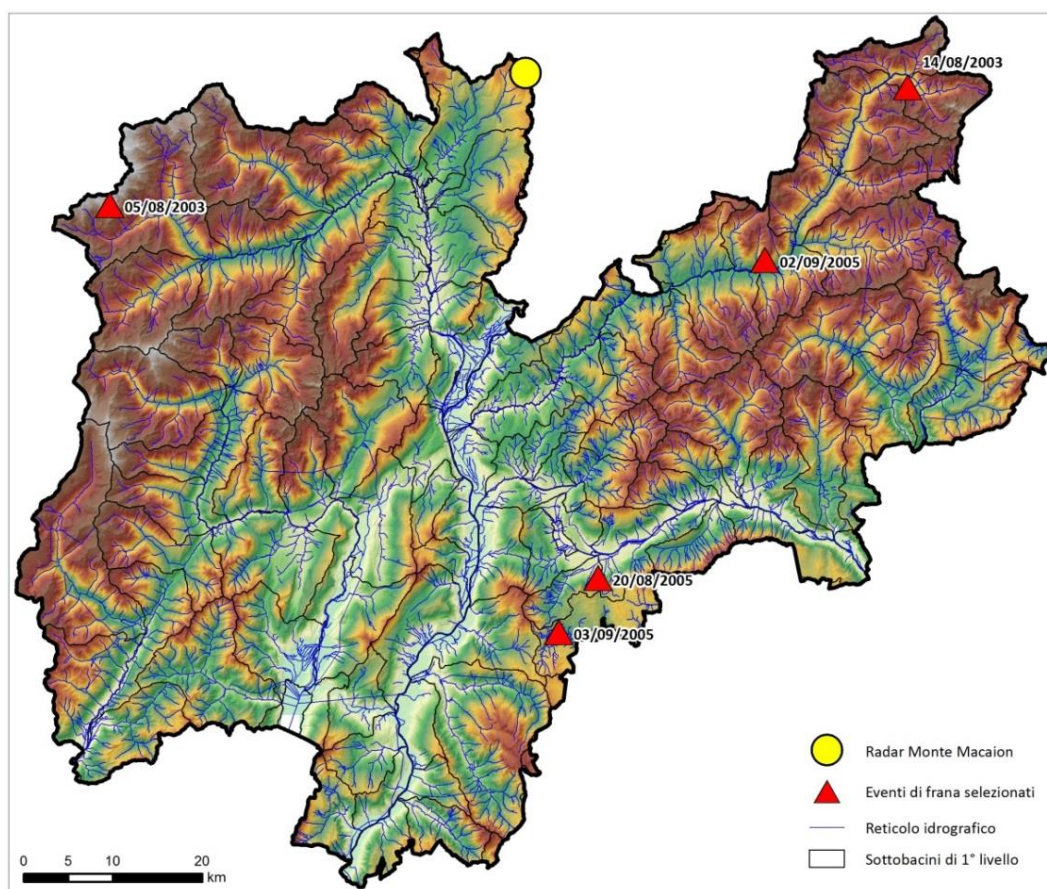


Figura 6.2: Ubicazione del radar di Monte Macaion e dei 5 eventi di frana estivi selezionati per l'analisi

Sono state utilizzate le mappe di precipitazione cumulata su 30 minuti generate a partire dai dati di riflettività del radar del Monte Macaion (Par. 3.9) e rese disponibili dall'Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento - Meteotrentino e dall'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano.

Sulla base delle mappe a 30 minuti sono state calcolate le precipitazioni aggregate all'ora e la precipitazione totale d'evento fino all'innescio della frana. Sull'estensione areale di ciascun box sono stati estratti i dati di precipitazione acquisiti nel corso dell'evento ed è stato calcolato il valore minimo, massimo, la media e la deviazione standard della precipitazione massima su 30 minuti e della precipitazione cumulata dell'evento, utilizzando le funzionalità *Combine* e *Zonal Statistics as table* di ArcGIS.

Tale metodologia è stata definita anche in analogia a quanto effettuato da Lombardo *et alii* (2006, 2008) nello studio finalizzato all'analisi dell'andamento del coefficiente di ragguglio (ARF) al variare dell'area per differenti durate di precipitazione e tempi di ritorno, utilizzando i dati del radar Polar 55C (CNR-ISAC, Roma Tor Vergata).

Tabella 6.1: Dimensioni dei box quadrati generati intorno alla zona di innesco della frana

Box	N. celle	lato (m)	1/2 lato (m)	superficie (km ²)
1x1	1	500	250	0,25
3x3	9	1500	750	2,25
5x5	25	2500	1250	6,25
7x7	49	3500	1750	12,25
9x9	81	4500	2250	20,25
11x11	121	5500	2750	30,25
13x13	169	6500	3250	42,25
15x15	225	7500	3750	56,25
17x17	289	8500	4250	72,25
19x19	361	9500	4750	90,25
21x21	441	10500	5250	110,25
23x23	529	11500	5750	132,25
25x25	625	12500	6250	156,25
27x27	729	13500	6750	182,25
29x29	841	14500	7250	210,25
31x31	961	15500	7750	240,25
33x33	1089	16500	8250	272,25
35x35	1225	17500	8750	306,25
37x37	1369	18500	9250	342,25
39x39	1521	19500	9750	380,25
41x41	1681	20500	10250	420,25
43x43	1849	21500	10750	462,25
45x45	2025	22500	11250	506,25
47x47	2209	23500	11750	552,25
49x49	2401	24500	12250	600,25
51x51	2601	25500	12750	650,25
53x53	2809	26500	13250	702,25
55x55	3025	27500	13750	756,25
57x57	3249	28500	14250	812,25
59x59	3481	29500	14750	870,25

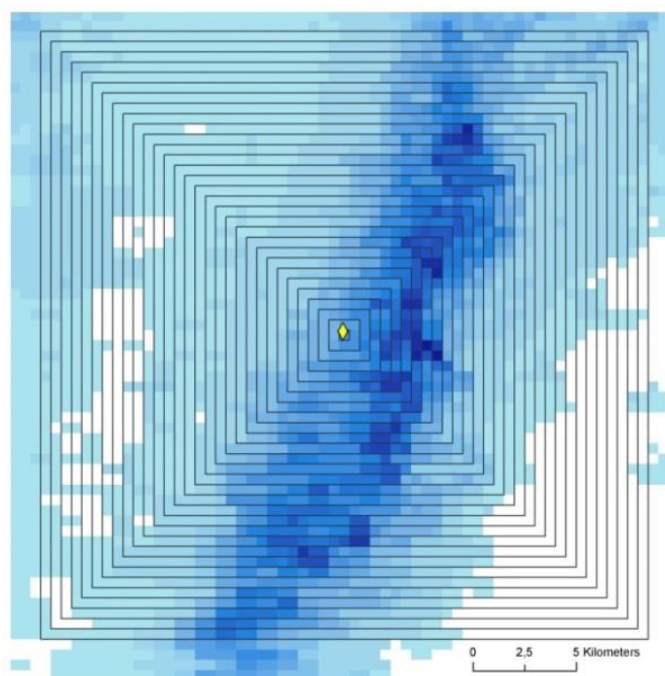


Figura 6.3: Box quadrati generati intorno alla zona di innesco della frana (rombo giallo) e costituiti da celle raster della stessa dimensione e allineate con quelle delle immagini radar

6.1.2 Evento 05/08/2003

Alle 19:30⁷ del 5 agosto 2003 circa 30 mila metri cubi di materiale roccioso hanno distrutto due fienili in località Fontanino e interrotto la strada comunale di collegamento con Pian Palù (Figura 6.4). Il *debris flow* è stato innescato dalle intense precipitazioni cadute in pochi minuti sulla zona. Nel corso dei giorni antecedenti le alte temperature avevano causato il rapido scioglimento dei ghiacciai presenti in quota (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>).



Figura 6.4: a) zona interessata dalla colata detritica; b) fienili distrutti dalla colata; c) interruzione della strada comunale (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>)

La zona di innesco della frana dista 48,897 km dal radar di Monte Macaion (Figura 6.5); il grafico del profilo altimetrico è stato realizzato utilizzando la funzionalità *Profile graph* della *Toolbar 3D Analyst* di ArcGIS.

La mappa radar di precipitazione cumulata su 30 minuti con il valore più elevato di precipitazione in corrispondenza della zona di innesco durante l'evento è quella relativa all'intervallo temporale dalle 16:18 alle 16:48 UTC (Figura 6.6).

⁷ Le 19:30 ora legale del 5 agosto 2003 corrispondono alle 18:30 CET (registrazioni dei pluviometri) e alle 17:30 UTC (dati radar)

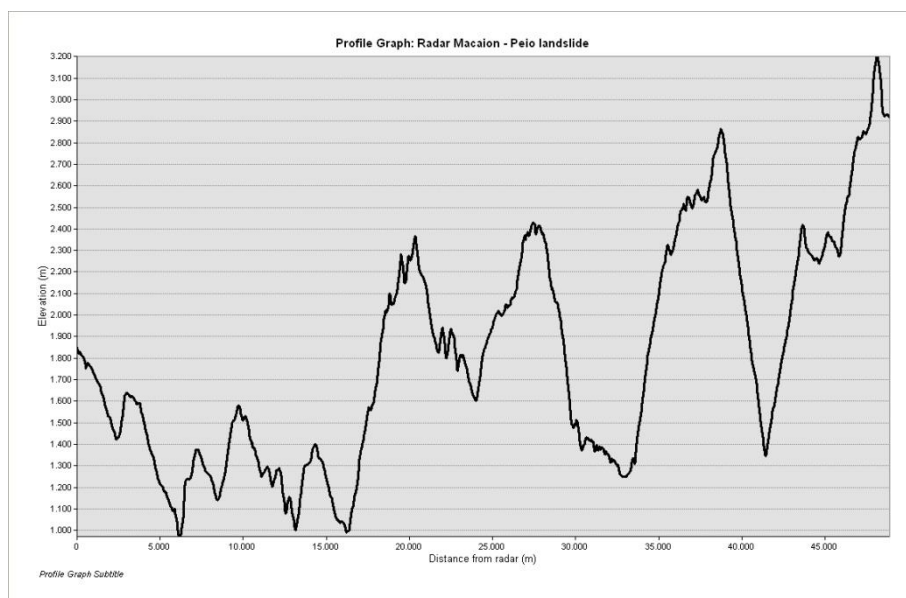


Figura 6.5: Profilo altimetrico lungo la congiungente radar-frana

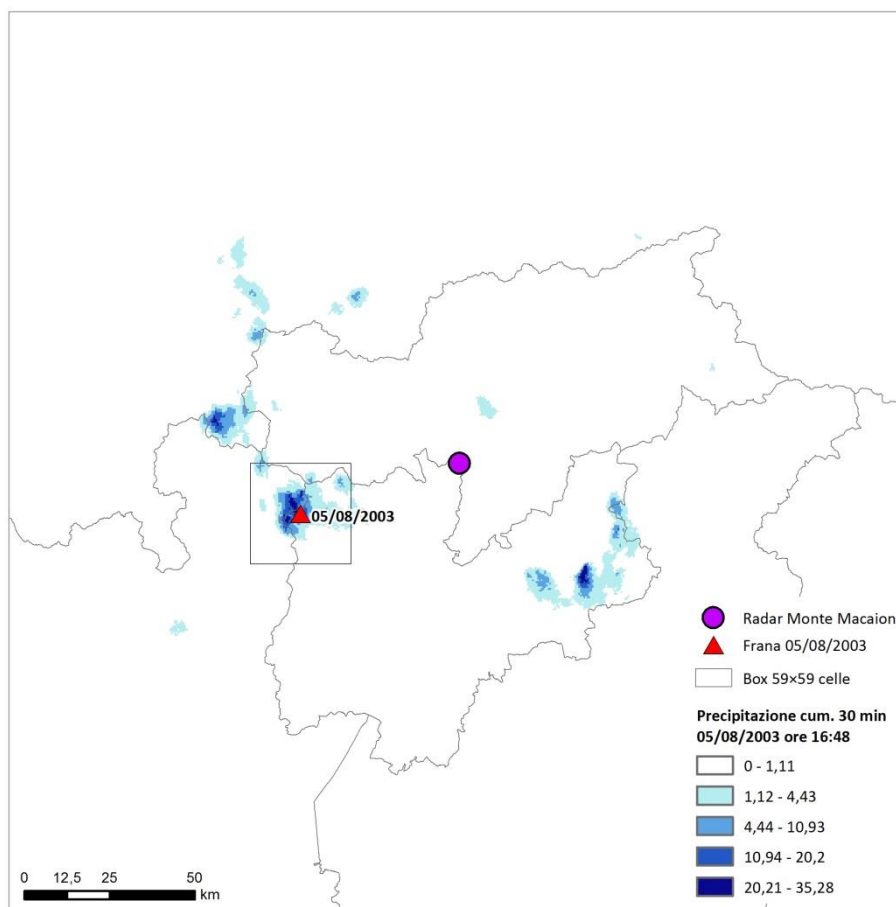


Figura 6.6: Precipitazione cumulata su 30 minuti (dalle 16:18 alle 16:48 UTC del 05/08/2003) sull'intera area coperta dai dati del radar di Monte Macaion

La sequenza delle mappe di precipitazione oraria mostra la formazione della cella temporalesca in corrispondenza della zona di innesco della frana tra le 15:00 e le 16:00 UTC e il suo intensificarsi tra le 16:00 e le 17:00 (Figura 6.7). Purtroppo le registrazioni radar presentano una lacuna tra le 17:00 e le 20:48 e non consentono di seguire la successiva evoluzione dell'evento.

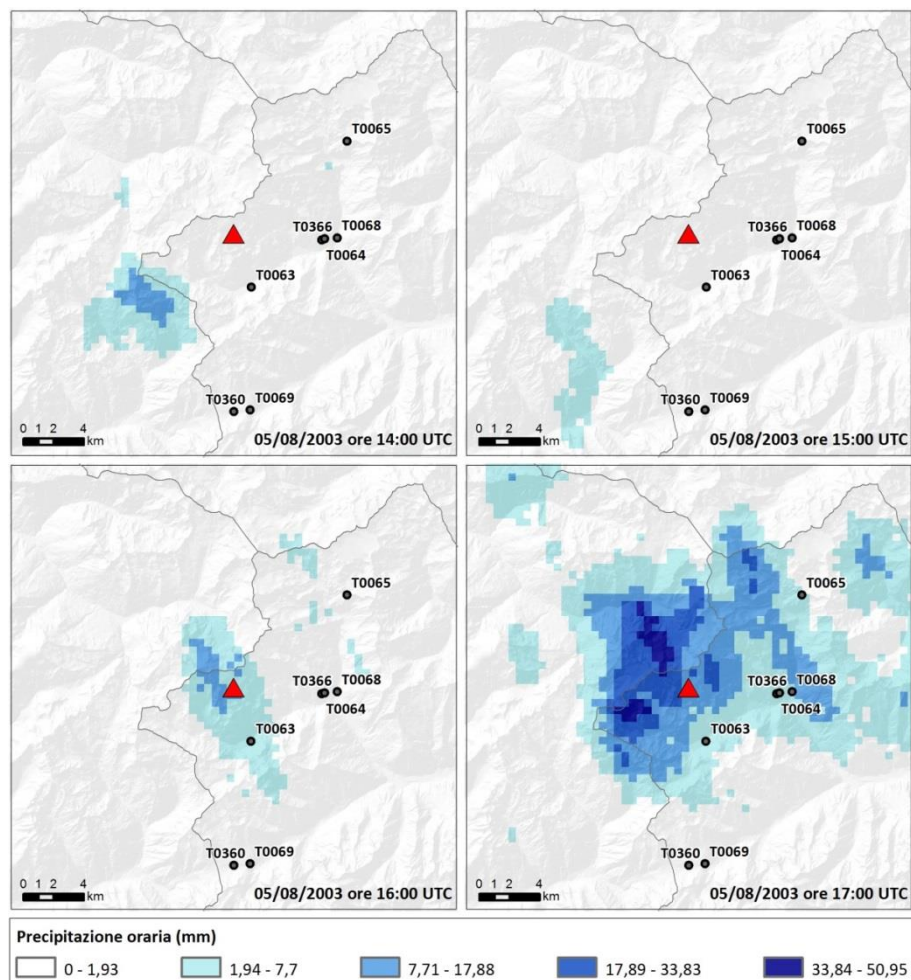


Figura 6.7: Sequenza delle precipitazioni orarie stimate con dati radar alle ore 14, 15, 16 e 17 UTC del 05/08/2003 sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana (triangolo rosso) e pluviometri con registrazioni sub-orarie (cerchi grigi)

Le seguenti figure rappresentano la mappa della precipitazione cumulata d'evento (Figura 6.8) e della precipitazione massima su 30 minuti (Figura 6.10) e l'andamento del valore minimo, massimo, della media e deviazione standard della precipitazione cumulata d'evento e della precipitazione massima su 30 minuti calcolati sui box quadrati di area crescente (Figura 6.9 e Figura 6.11). A partire dal box costituito dalla sola cella in cui ricade la zona di innesco fino al box costituito da 7x7 celle (12,25 km² di area) si osserva un lieve aumento del valore medio della precipitazione nel box in quanto il centro di scroscio non è coincidente con l'area di innesco. Considerando quindi box di dimensioni maggiori che includono anche zone più distanti dall'innesco, il valore medio di precipitazione si riduce significativamente.

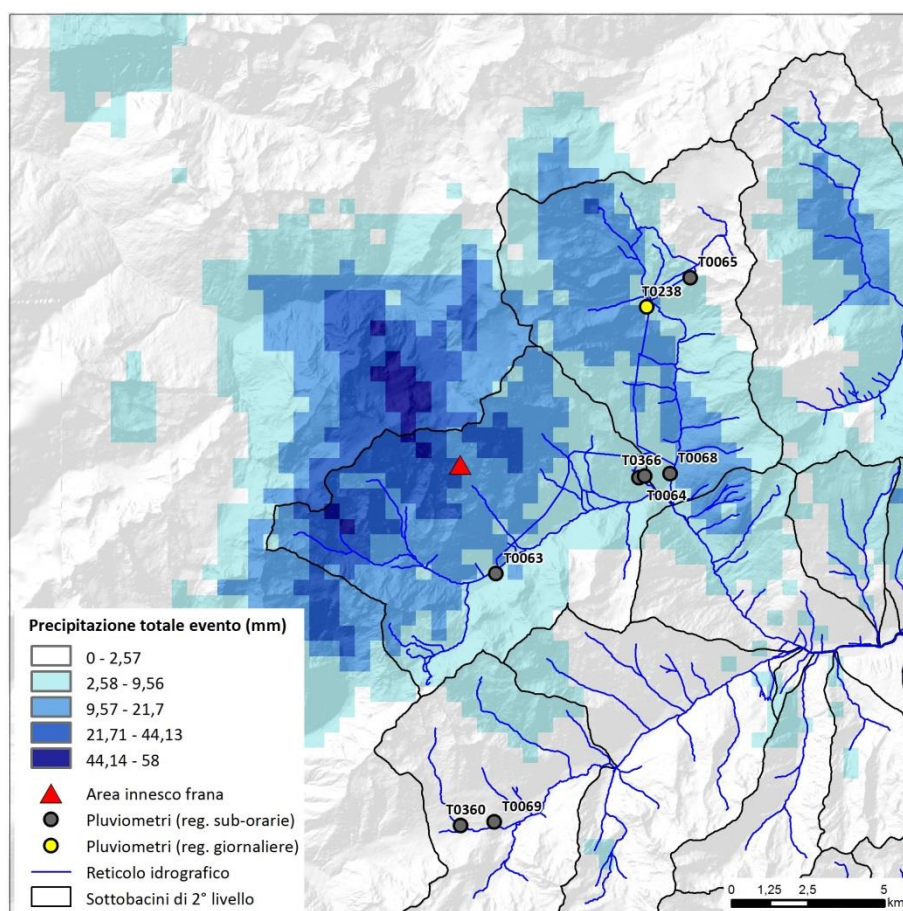


Figura 6.8: Precipitazione totale d'evento sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana del 05/08/2003

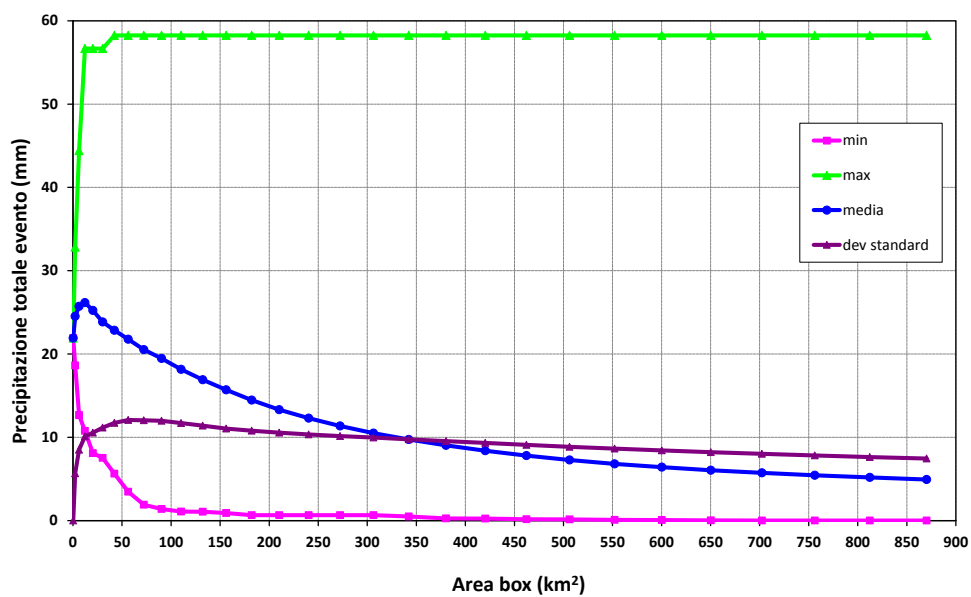


Figura 6.9: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione totale d'evento fino alle 17:00 UTC in funzione dell'area del box quadrato

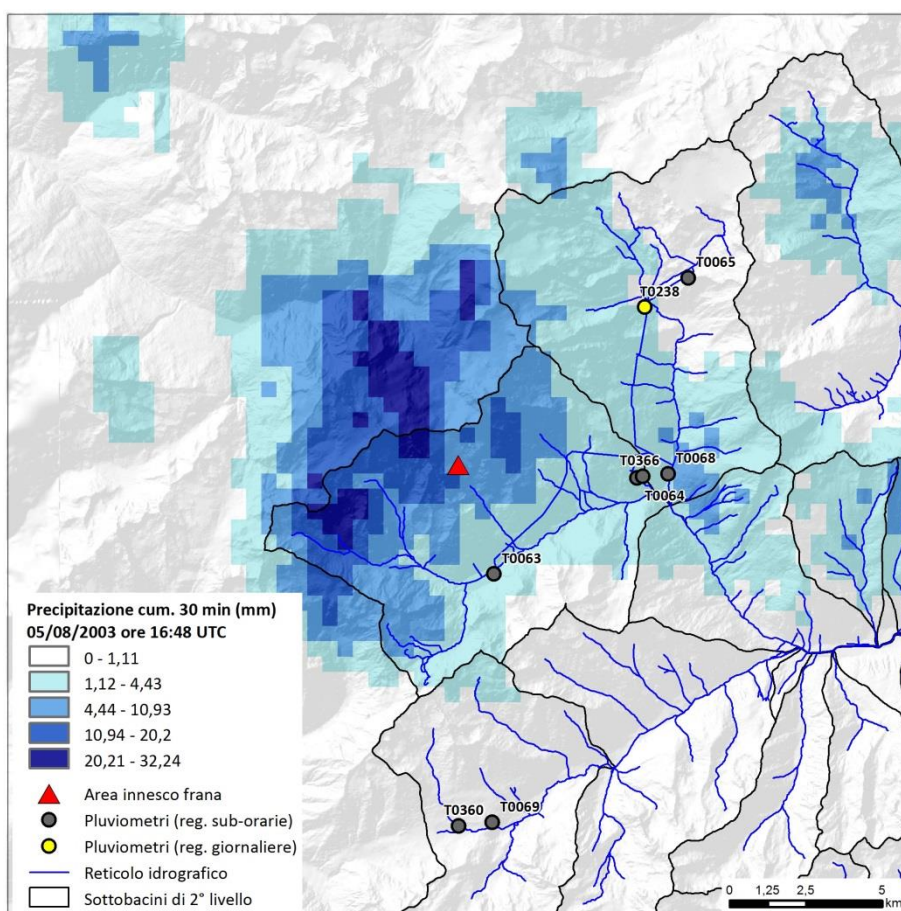


Figura 6.10: Precipitazione massima cumulata su 30 minuti (dalle 16:18 alle 16:48 UTC del 05/08/2003) sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innescata della frana

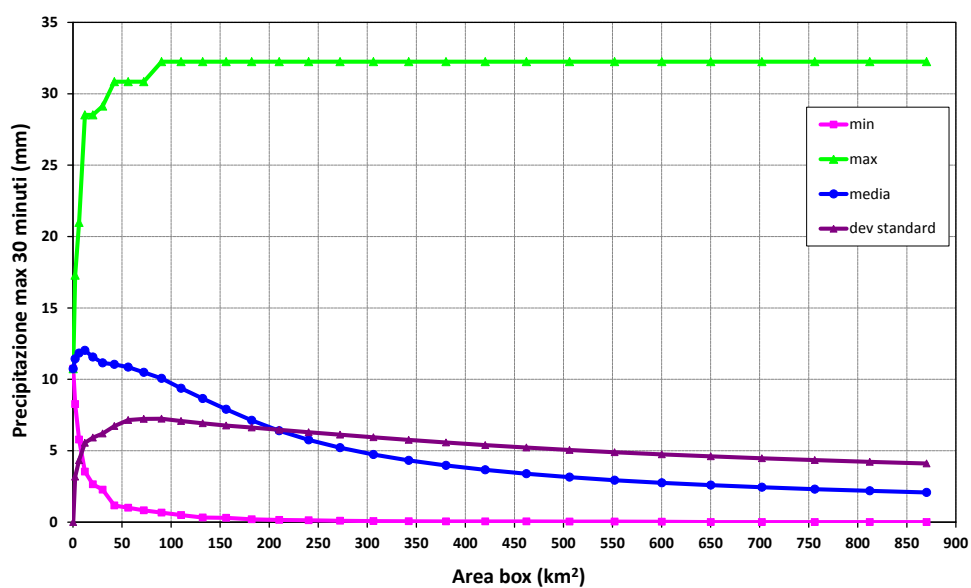


Figura 6.11: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione massima su 30 minuti (dalle 16:18 alle 16:48 UTC del 05/08/2003) in funzione dell'area del box quadrato

Sono 7 i pluviometri con registrazioni sub-orarie localizzati nel box 59×59 celle centrato sulla zona di innesco della colata. Il T0064 è stato scartato perché le registrazioni sono definite come dato incerto, per analisi climatiche o malfunzionamento stazione (codice 140). Due pluviometri T0069 e T0360 hanno registrato precipitazioni nulle perché non interessati dall'evento pluviometrico.

Tabella 6.2: Pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box 59×59 celle centrato sulla frana

Codice Stazione	Nome	Quota	Distanza (m)	Differenza quota pluviometro - frana (m)	Posizione rispetto alla frana	CD agosto (h)
T0063	Pian Palu (diga)	1800	3.765	-1124	S-SE	9
T0064	Peio	1565	5.859	-1359	E	
T0065	Careser (diga)	2600	9.702	-324	NE	7
T0068	Cogolo Pont (Centrale)	1190	6.869	-1734	E	9
T0069	Passo Tonale	1795	11.774	-1129	S	14
T0360	Passo Tonale	1875	11.832	-1049	S	9
T0366	Peio	1585	6.050	-1339	E	7

Nelle figure seguenti sono rappresentati gli andamenti della precipitazione oraria e della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri in sovrapposizione all'andamento di quella stimata con dati radar nella cella in cui ricade il PIFF della frana (Figura 6.12 e Figura 6.13). I pluviometri T0063, T0068 e T0366 sono ubicati ai margini della cella temporalesca e hanno registrato precipitazioni piuttosto basse. Il pluviometro che ha misurato la precipitazione più elevata comparabile con quella che ha interessato il punto di innesco è il T0065 che dista 9,702 km dalla frana con una differenza di quota di -324 m e ha registrato il picco di precipitazione un'ora dopo rispetto all'innesco della frana. La cella temporalesca, dopo aver interessato l'area di innesco della colata, potrebbe essersi spostata in direzione NE nella zona in cui è ubicato il T0065, che ha registrato 15,8 mm tra le 17:00 e le 18:00 UTC. Purtroppo non sono disponibili le acquisizioni del radar dalle ore 17:00 alle ore 20:48 del 5/08/2003 per confermare tale evoluzione spatio-temporale della cella temporalesca.

Il pluviometro più vicino all'area di innesco, il T0063 distante 3,765 km, ha registrato durante l'evento altezze di precipitazione massima su durate da 5 minuti a 1 ora mediamente pari al 28,9% di quelle registrate al T0065 (Figura 6.14).

Confrontando l'andamento dell'altezza di precipitazione massima in funzione della durata per i vari pluviometri con le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innesco della colata, si osserva che il T0065 ha registrato una precipitazione oraria massima con tempo di ritorno di circa 10 anni (Figura 6.15). Le curve di possibilità pluviometrica sono state tracciate sulla base dei coefficienti a_1 , n e CV relativi alla zona di innesco della frana individuati nelle mappe di distribuzione spaziale realizzate da Borga *et alii* (2004b) sulla provincia di Trento (Par. 3.6).

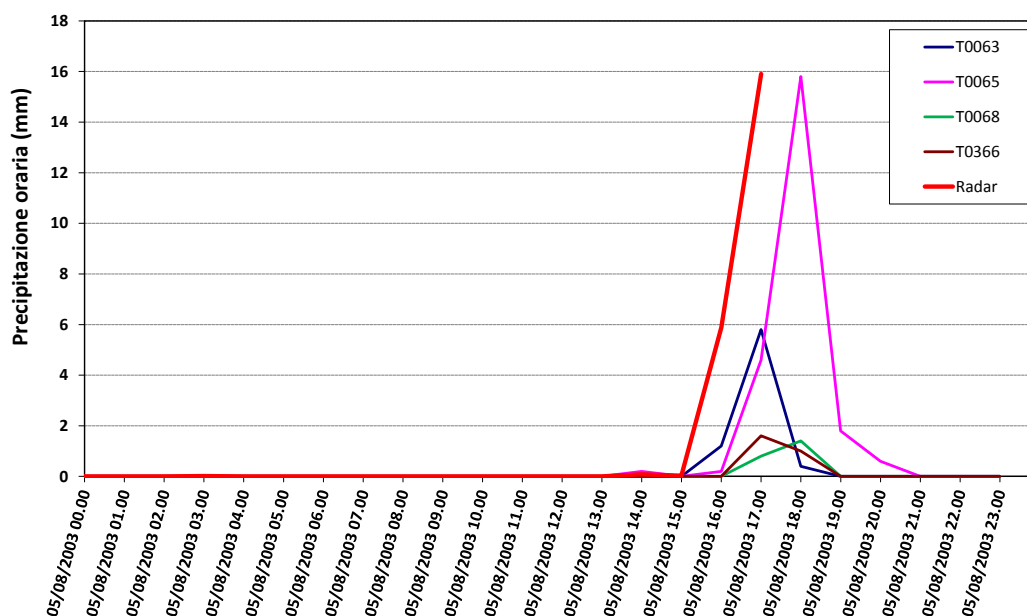


Figura 6.12: Andamento della precipitazione oraria misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

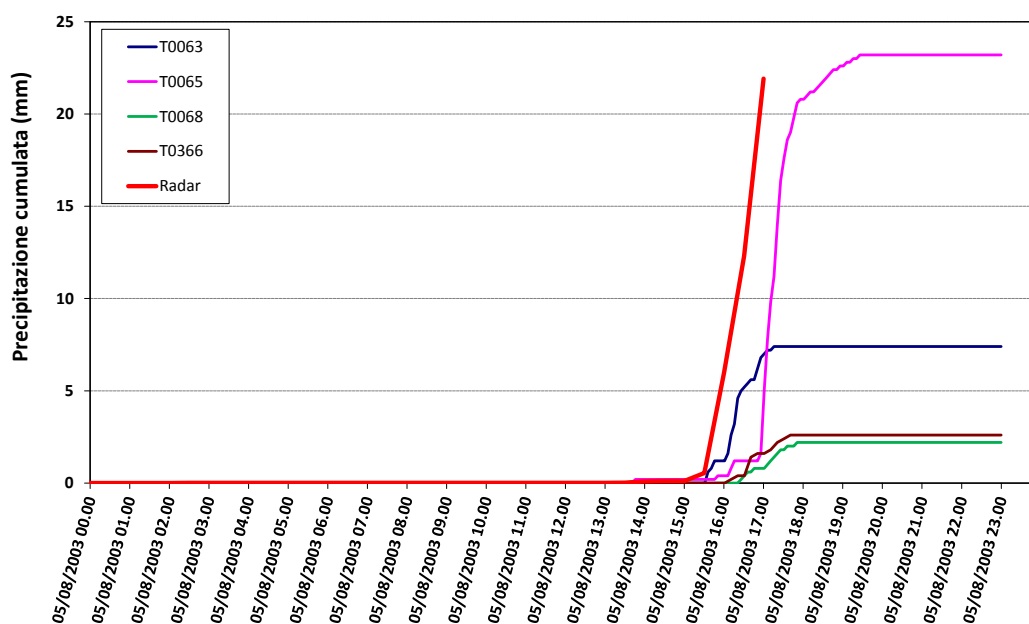


Figura 6.13: Andamento della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

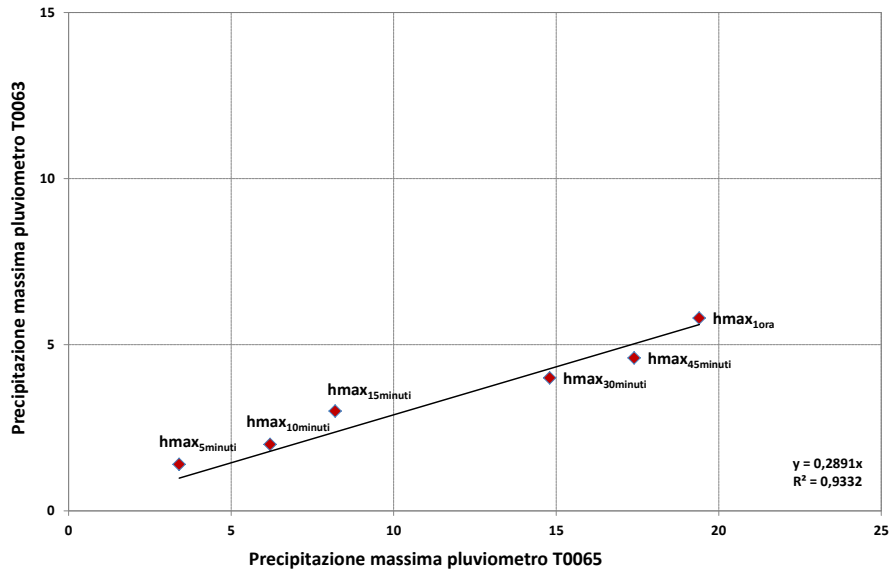


Figura 6.14: Confronto tra precipitazione massima su 5, 10, 15, 30, 45 minuti e 1 ora registrata al pluviometro più vicino alla frana (T0063) e al pluviometro con registrazioni più elevate (T0065)

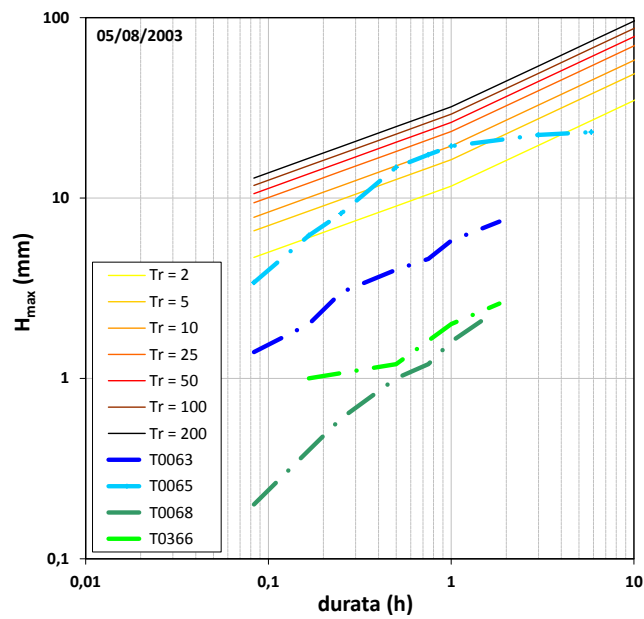


Figura 6.15: Andamento dell'altezza di precipitazione massima durante l'evento in funzione della durata per i vari pluviometri e linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innesco della colata

6.1.3 Evento 14/08/2003

Nel tardo pomeriggio del 14 agosto 2003, a causa di forti precipitazioni temporalesche, una colata detritica ha lambito alcuni residence per vacanza ad Alba di Canazei in Val di Fassa interessando la strada di accesso agli stabili. Il *debris flow* si è innescato in un impluvio molto stretto a forte pendenza, ha eroso una grande quantità di materiale detritico trascinandolo a valle e creando un solco d'erosione di circa 3 metri di profondità (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>).

La zona di innesco della frana dista 42,898 km dal radar di Monte Macaion (Figura 6.16).

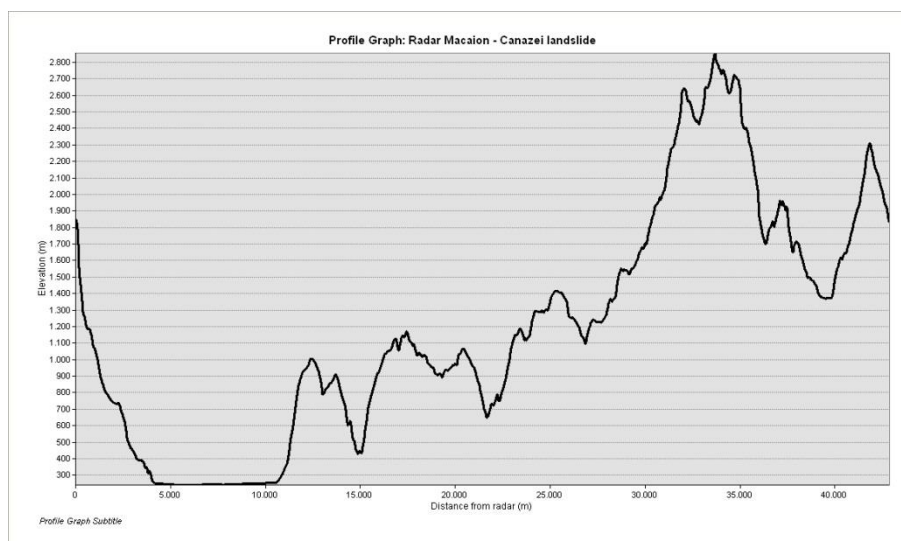


Figura 6.16: Profilo altimetrico lungo la congiungente radar-frana

La mappa radar di precipitazione cumulata su 30 minuti con il valore più elevato in corrispondenza della zona di innesco è quella tra le 14:00 e le 14:30 UTC (Figura 6.17).

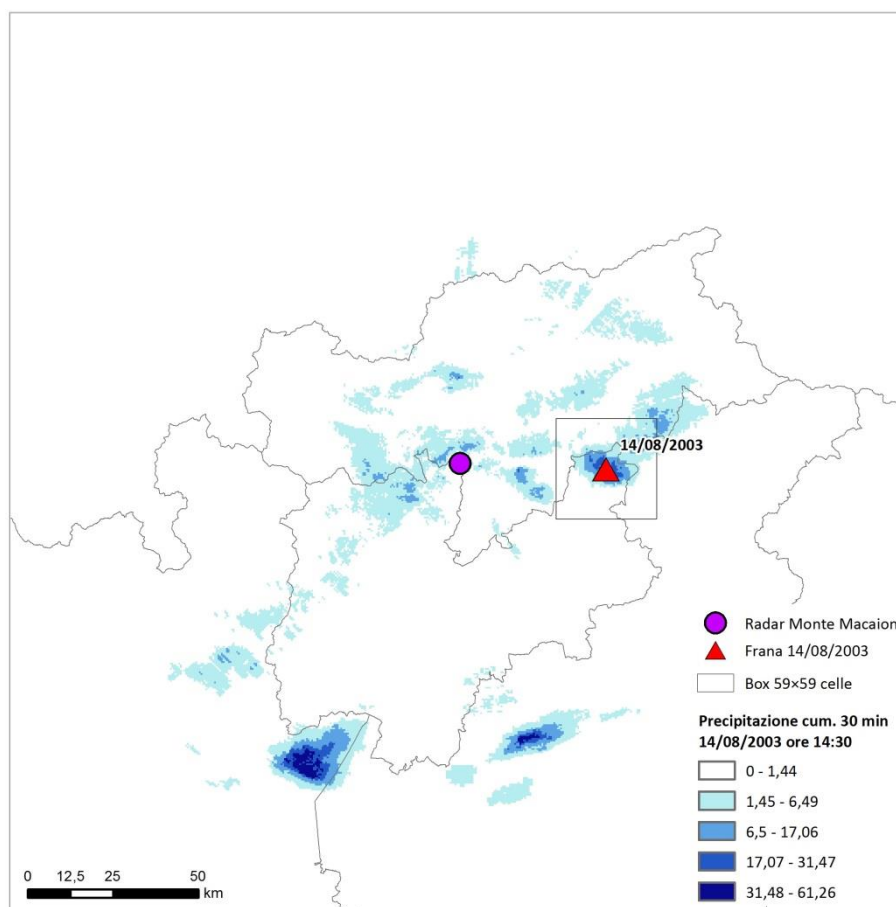


Figura 6.17: Precipitazione cumulata su 30 minuti (dalle 14:00 alle 14:30 UTC del 14/08/2003) sull'intera area coperta dai dati del radar di Monte Macaion

La sequenza di immagini radar mostra che l'evento temporalesco è estremamente concentrato nel tempo, interessando la zona di innesco della frana per sole due ore (Figura 6.18). Su tutti i box quadrati centrati sulla frana il massimo di precipitazione oraria mediata sul box è risultato in corrispondenza delle ore 15:00 UTC (Figura 6.19).

A partire dal box costituito dalla sola cella in cui ricade la zona di innesco, il valore medio della precipitazione totale d'evento e della precipitazione massima su 30 minuti si riduce significativamente all'aumentare delle dimensioni del box (Figura 6.20 - Figura 6.23).

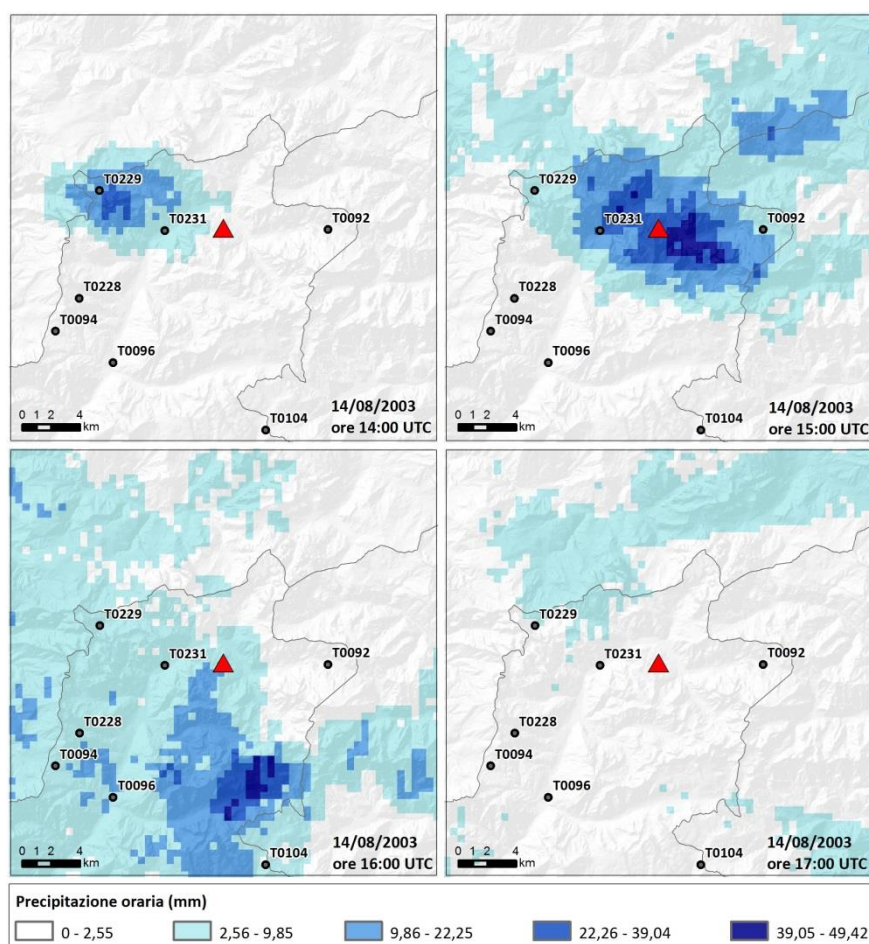


Figura 6.18: Sequenza delle precipitazioni orarie stimate con dati radar alle ore 14, 15, 16 e 17 UTC del 14/08/2003 sul box quadrato 59x59 celle; frana (triangolo rosso) e pluviometri automatici (cerchi grigi)

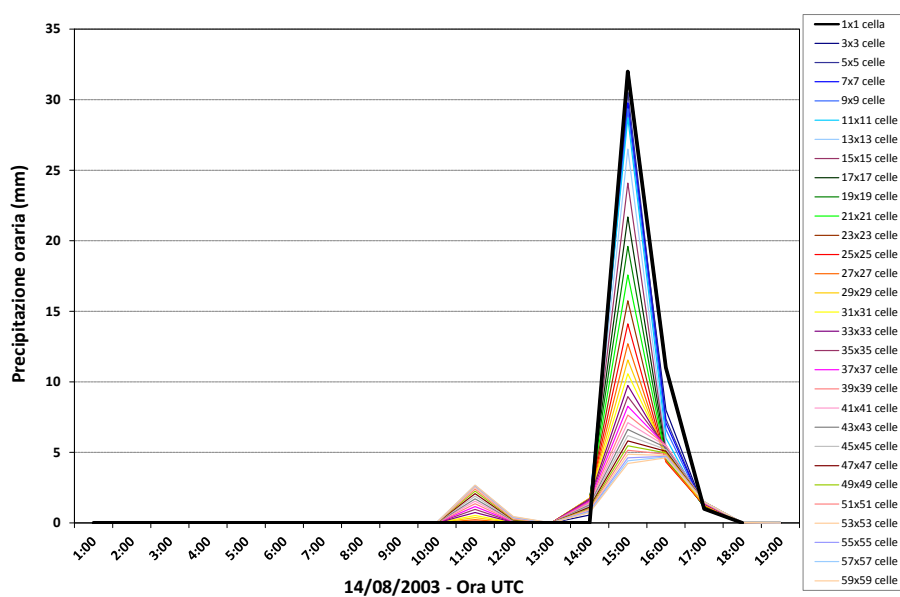


Figura 6.19: Andamento del valore medio sul box della precipitazione oraria stimata con dati radar

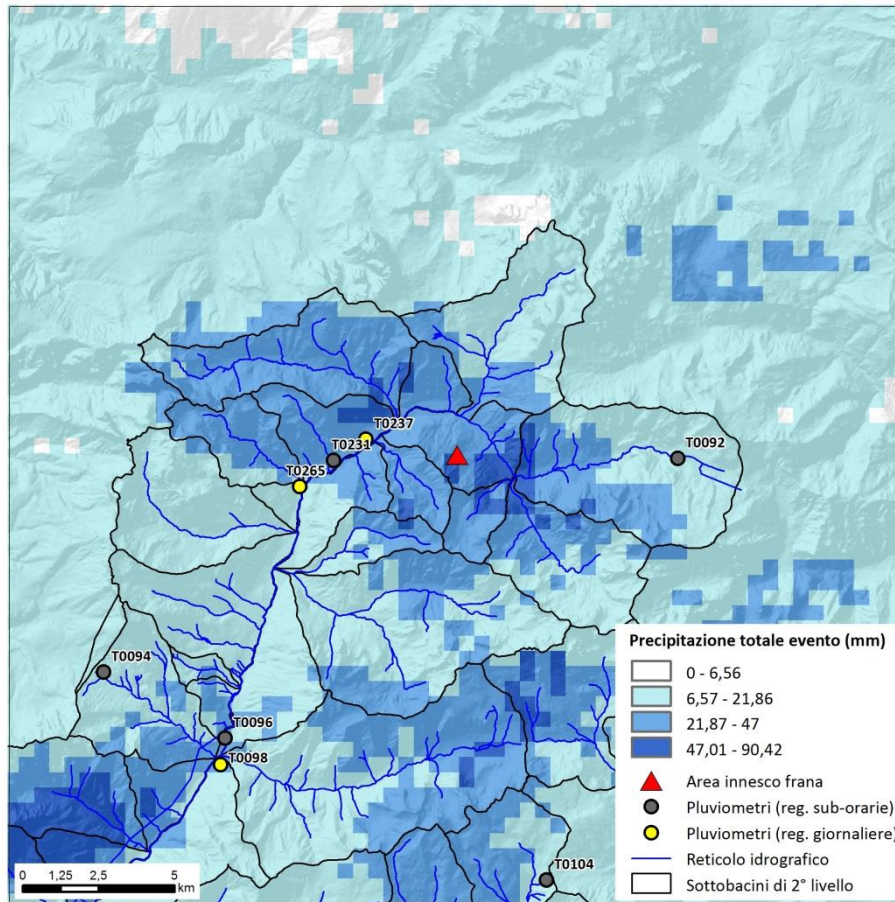


Figura 6.20: Precipitazione totale d'evento sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana del 14/08/2003

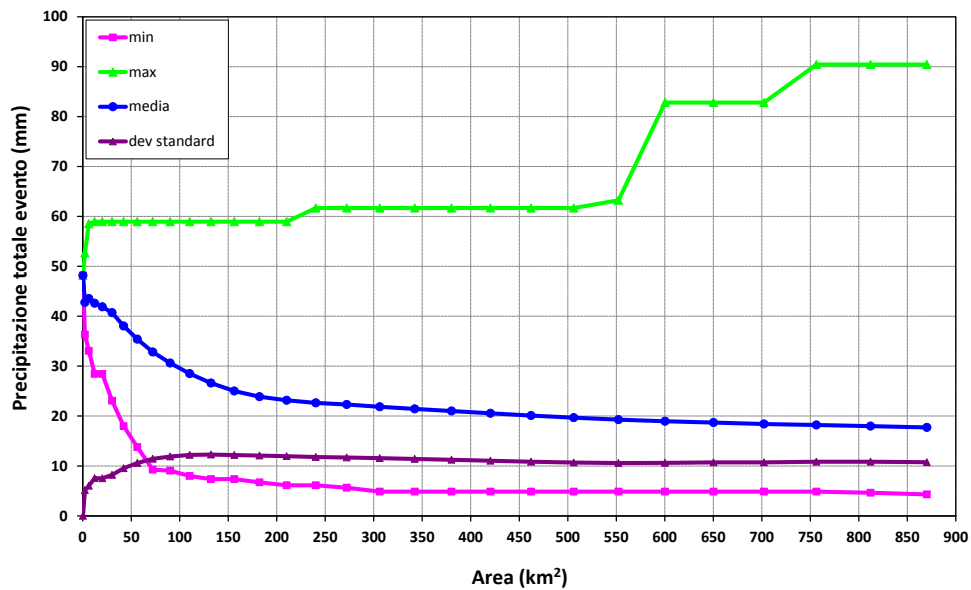


Figura 6.21: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione totale d'evento in funzione dell'area del box quadrato

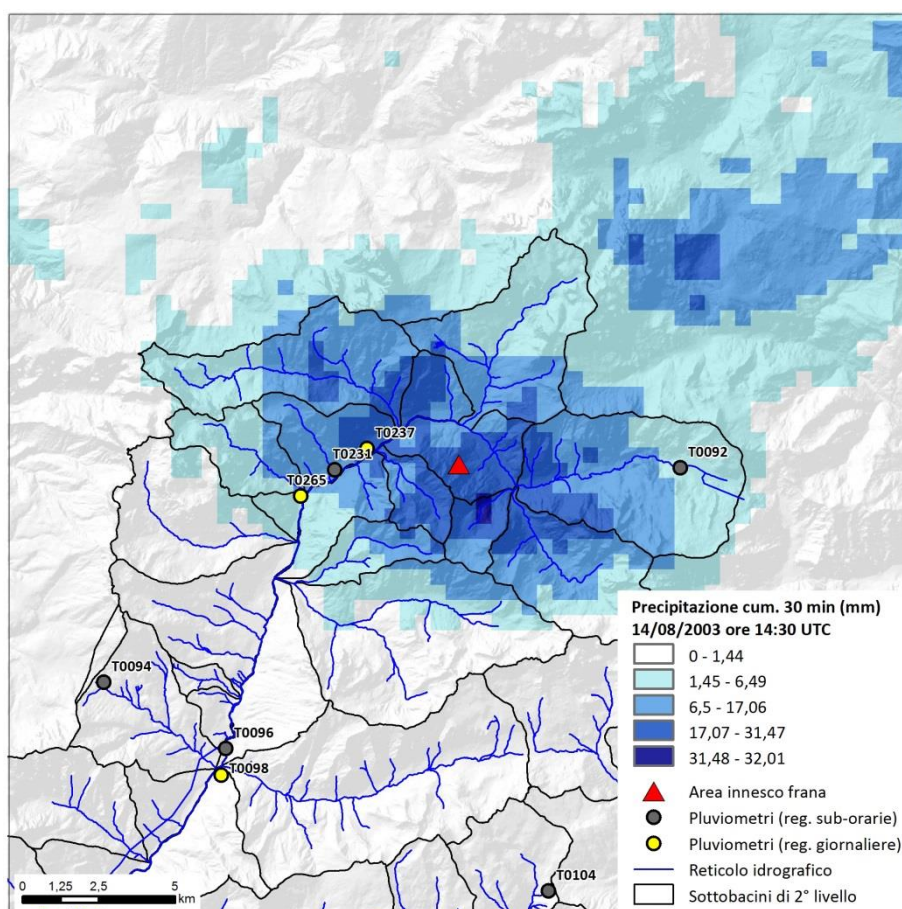


Figura 6.22: Precipitazione massima cumulata su 30 minuti (dalle 14:00 alle 14:30 UTC del 14/08/2003) sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana

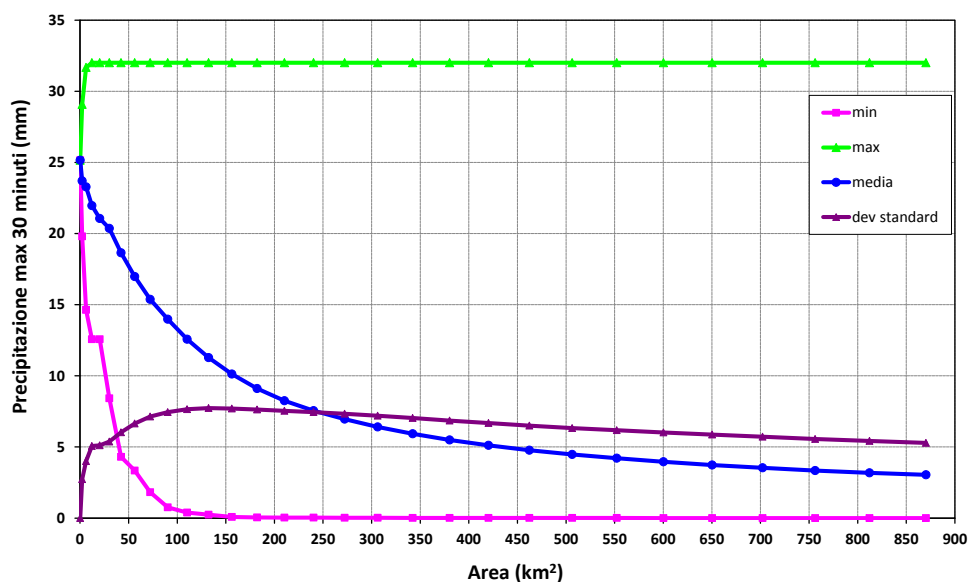


Figura 6.23: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione massima su 30 minuti (dalle 14:00 alle 14:30 UTC del 14/08/2003) in funzione dell'area del box quadrato

Sono 7 i pluviometri con registrazioni sub-orarie localizzati nel box di 59×59 celle intorno all’area di innesco della colata. Il T0092 è stato scartato perché le registrazioni sono definite come dato incerto, per analisi climatiche o malfunzionamento stazione (codice 140), i pluviometri T0228 e T0229 perché presentano registrazioni non validate (codice 145).

Tabella 6.3: Pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box di 59×59 celle intorno alla frana

Codice Stazione	Nome	Quota	Distanza (m)	Differenza quota pluviometro - frana (m)	Posizione rispetto alla frana	CD agosto (h)
T0092	Pian Fedaia (Diga)	2040	7255	240	E	
T0094	Passo Costalunga	1750	14062	-50	SO	11
T0096	Moena (Diga Pezze)	1205	12069	-595	SO	10
T0104	Passo Valles	2032	14309	232	S	8
T0228	Vigo di Fassa (Stalon De Vael)	2040	11119	240	SO	
T0229	Campitello (Malga Do Col Daura)	2050	8962	250	O	
T0231	Campestrin	1385	4076	-415	O	8

Il pluviometro che ricade all’interno della cella temporalesca è il T0231, che dista 4,076 km dall’area di innesco con una differenza di quota di -420 m. Il picco di precipitazione registrato dal pluviometro è concomitante con il picco di precipitazione da dati radar nel punto di innesco della frana (Figura 6.24). La precipitazione totale d’evento registrata dal pluviometro T0231 è pari al 51% di quella stimata dal radar nella zona di innesco (Figura 6.25). Per questo evento, il pluviometro più vicino T0231 è quello che ha registrato le precipitazioni più elevate.

Per quanto riguarda il tempo di ritorno dell’evento, i pluviometri T0094 e T0096 hanno registrato precipitazioni massime con Tr di circa 2 anni su durata di 15 minuti; il pluviometro T0231 ha registrato precipitazioni massime con Tr di quasi 2 anni su 3 ore (Figura 6.26).

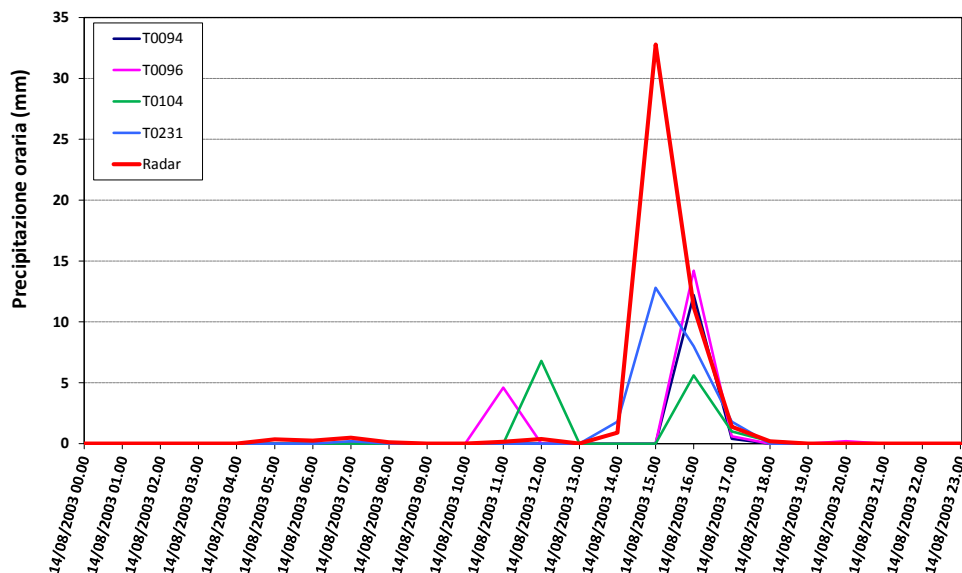


Figura 6.24: Andamento della precipitazione oraria misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

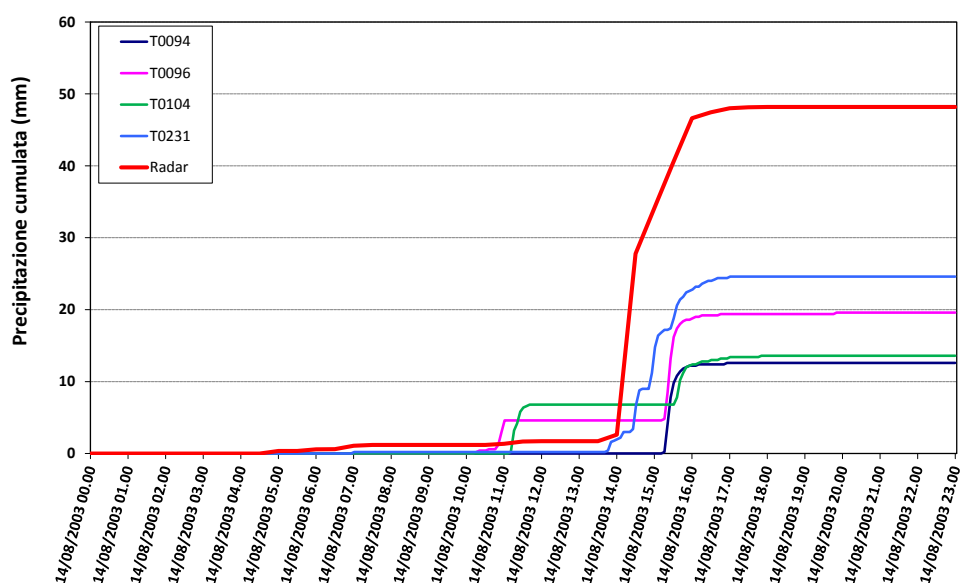


Figura 6.25: Andamento della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innescio della frana (tempo espresso in UTC)

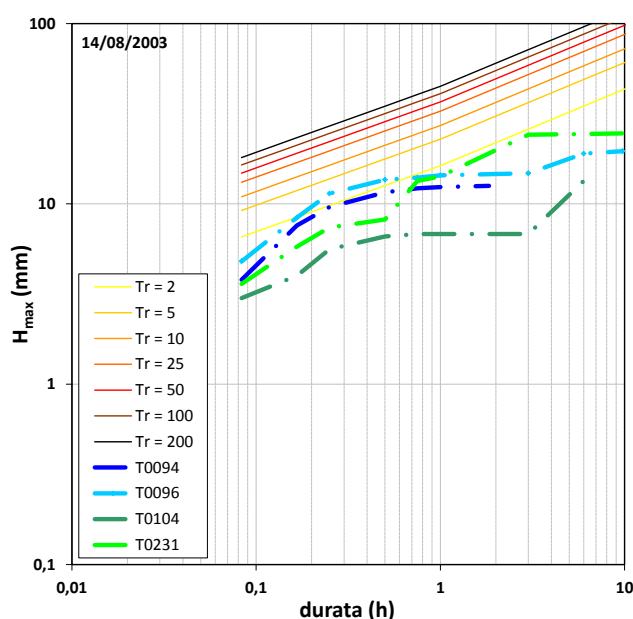


Figura 6.26: Andamento dell'altezza di precipitazione massima durante l'evento in funzione della durata per i vari pluviometri e linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innescio della colata

6.1.4 Evento 20/08/2005

Tra le 10.30 e le 13.00⁸ del 20/08/2005, a seguito di un evento pluviometrico particolarmente intenso, una colata detritica ha interessato la SP 133 di Monterovere al chilometro 6,450 nel territorio comunale di Caldonazzo. L'innescò si è verificato in corrispondenza di depositi detritici pressoché sciolti, composti da elementi dolomitici, soggetti a fenomeni di erosione superficiale diffusa. L'accumulo di frana, del volume totale di circa 3000 m³, ha invaso la carreggiata per una trentina di metri e sepolto completamente le opere di difesa presenti costituite da un muro basale e da una barriera paramassi (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>).



Figura 6.27: a) zona di innesco della colata; b) accumulo sulla SP 133 di Monterovere (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>)

La zona di innesco della frana dista 57,132 km dal radar di Monte Macaion (Figura 6.28).

Dall'analisi della sequenza radar, si osserva che l'evento pluviometrico si è sviluppato prevalentemente secondo un allineamento SO-NE (Figura 6.30) e ha registrato la precipitazione cumulata su 30 minuti più elevata nella zona di innesco dalle 08:36 alle 09:06 UTC (Figura 6.29).

⁸ Le 13:00 ora legale corrispondono alle 12:00 CET (pluviometri) e alle 11:00 UTC (radar)

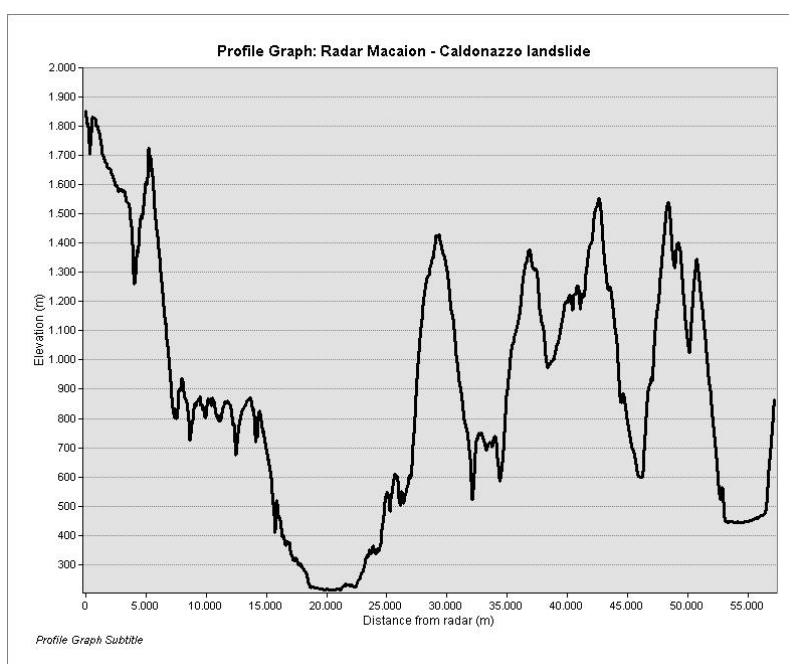


Figura 6.28: Profilo altimetrico lungo la congiungente radar-frana

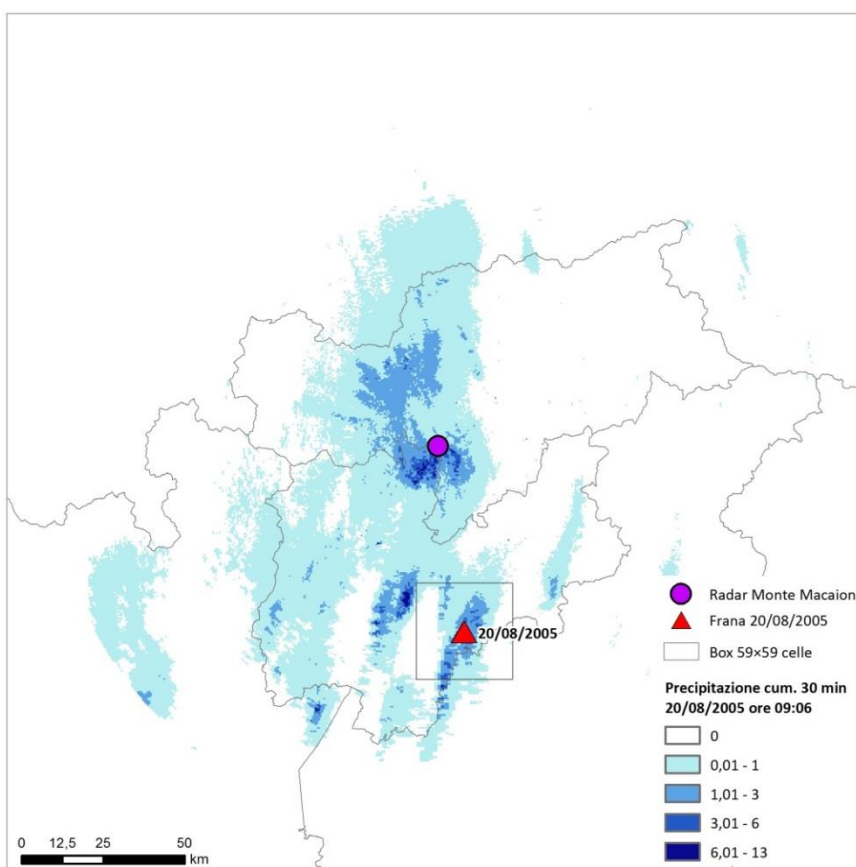


Figura 6.29: Precipitazione cumulata su 30 minuti (dalle 08:36 alle 09:06 UTC del 20/08/2005) sull'intera area coperta dai dati del radar di Monte Macaion

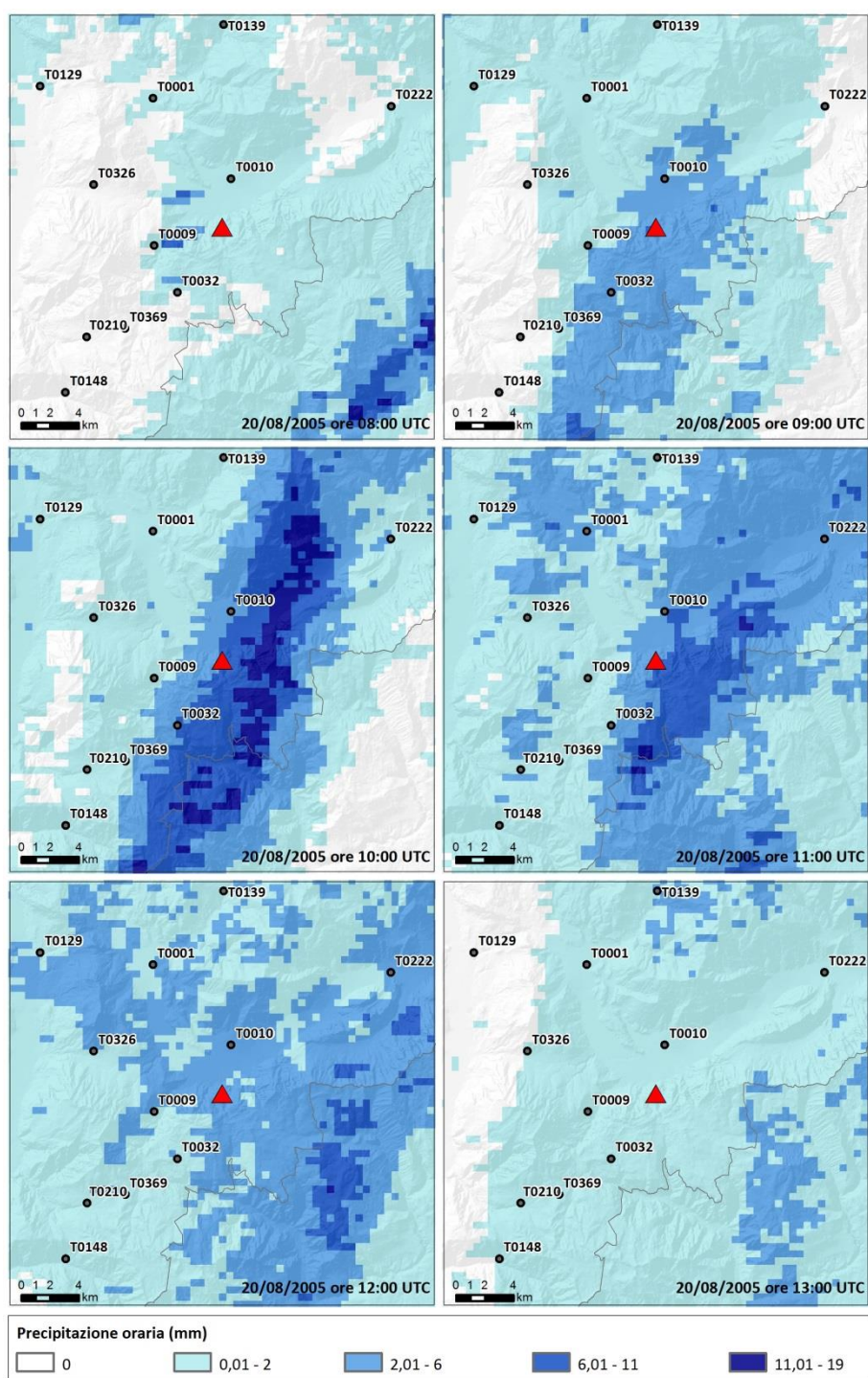


Figura 6.30: Sequenza delle precipitazioni orarie stimate con dati radar alle ore 8, 9, 10, 11, 12 e 13 UTC del 20/08/2005 sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana (triangolo rosso) e pluviometri con registrazioni sub-orarie (cerchi grigi)

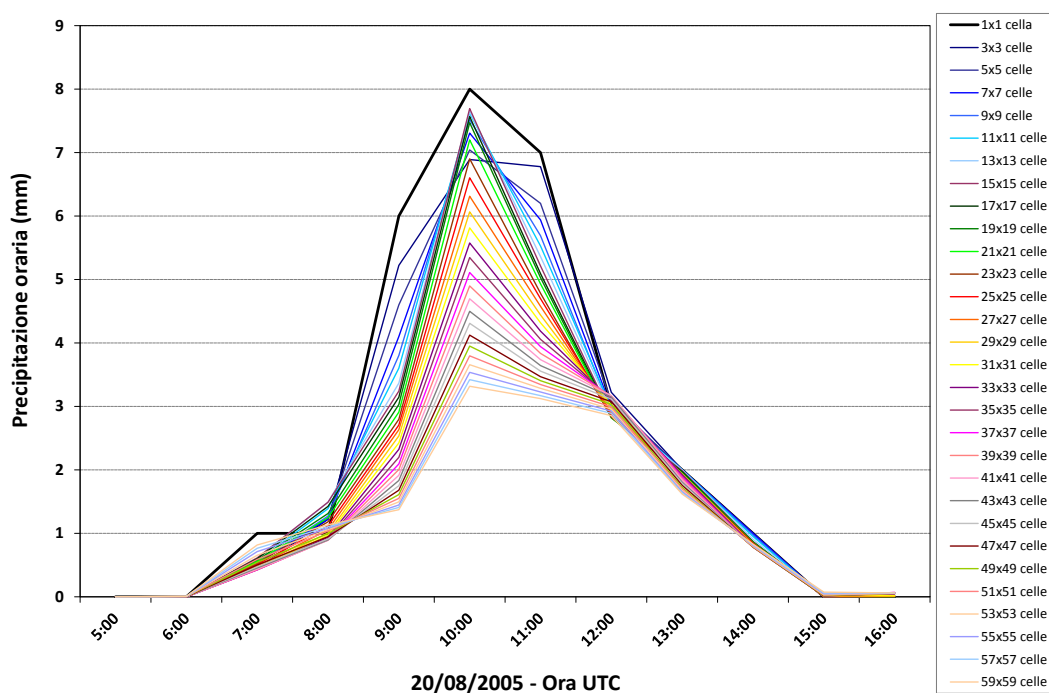


Figura 6.31: Andamento del valore medio su ciascun box della precipitazione oraria stimata con dati radar

Su tutti i box quadrati centrati sulla frana il massimo di precipitazione oraria mediata sul box si osserva in corrispondenza delle ore 10:00 UTC (Figura 6.31).

Il valore medio sul box della precipitazione totale d'evento e della precipitazione cumulata su 30 minuti decresce all'aumentare delle dimensioni del box quadrato (Figura 6.32 - Figura 6.35); in particolare la precipitazione cumulata su 30 minuti assume il valore massimo proprio in corrispondenza della cella in cui ricade il PIFF della frana.

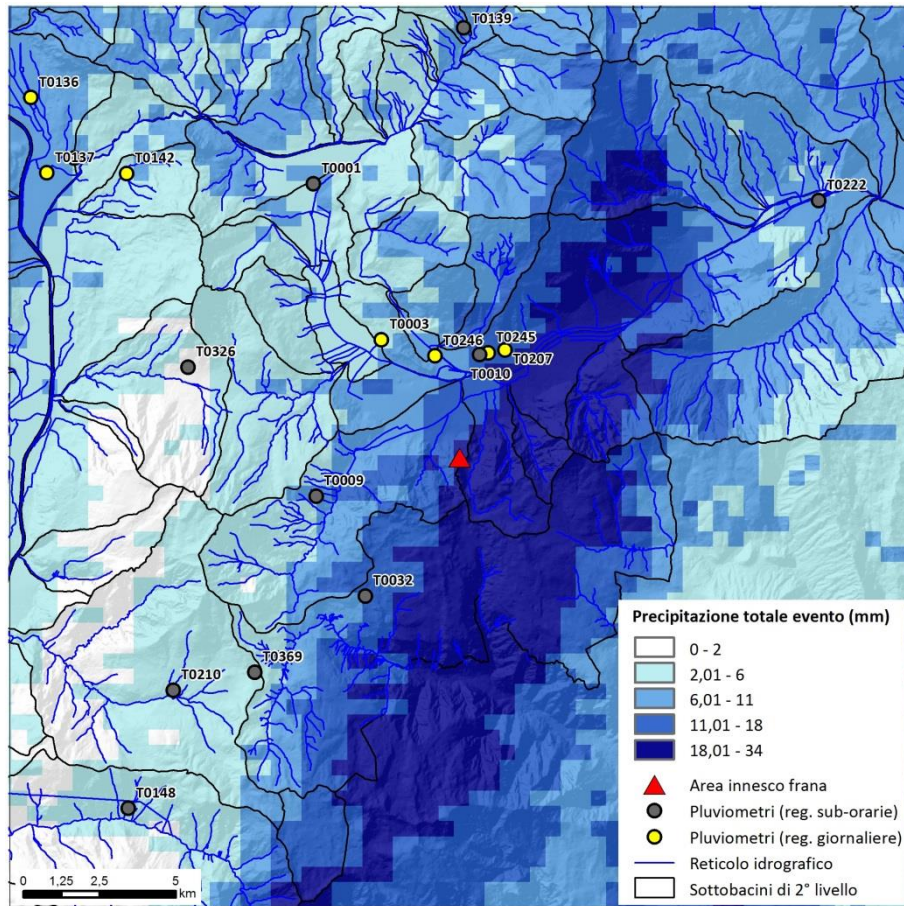


Figura 6.32: Precipitazione totale d'evento sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana del 20/08/2005

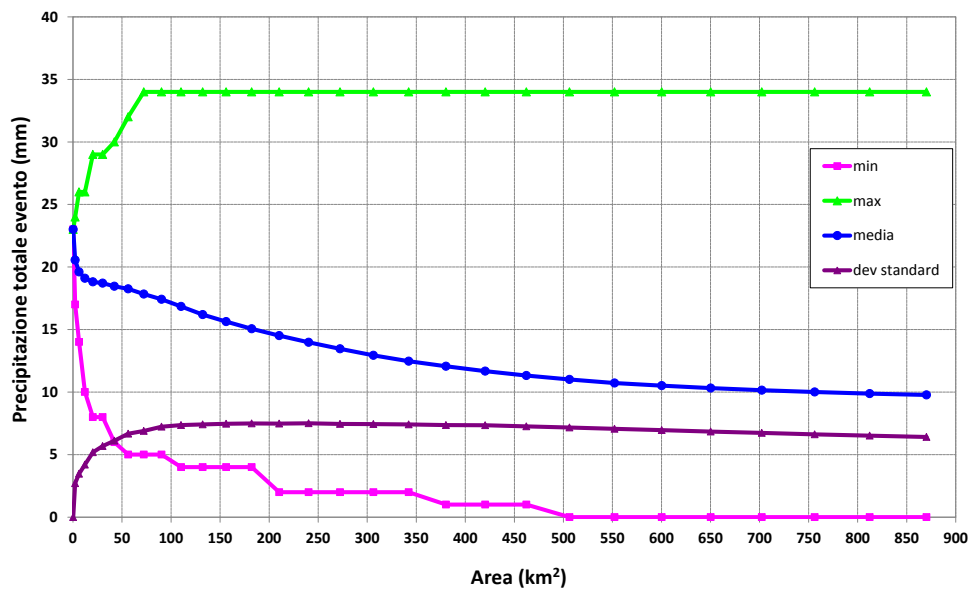


Figura 6.33: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione totale d'evento in funzione dell'area del box quadrato

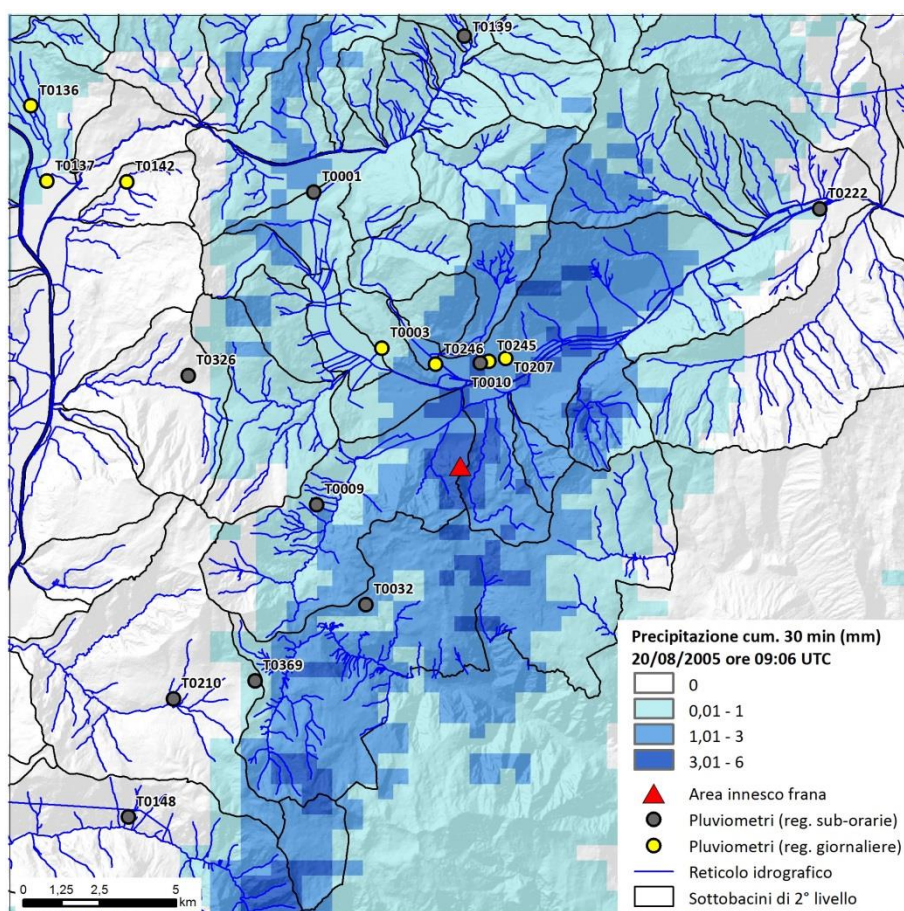


Figura 6.34: Precipitazione massima cumulata su 30 minuti (dalle 08.36 alle 09:06 UTC del 20/08/2005) sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana

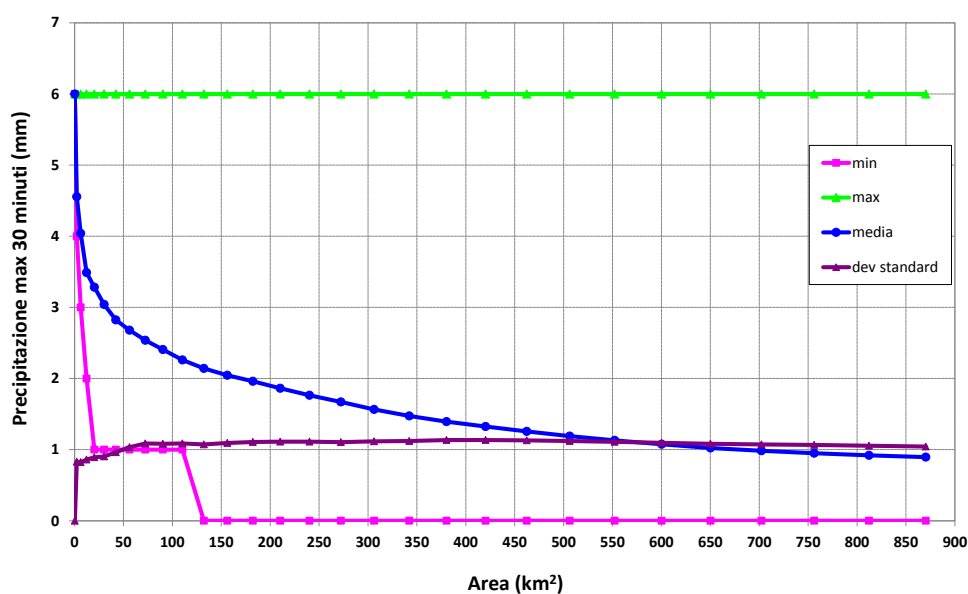


Figura 6.35: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione massima su 30 minuti (dalle 08.36 alle 09:06 UTC del 20/08/2005) in funzione dell'area del box quadrato

I pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box 59×59 celle intorno alla frana sono 11: le registrazioni del T0032 sono definite come dato incerto, per analisi climatiche o malfunzionamento stazione (codice 140), il T0222 e T0369 non hanno acquisito dati durante l'evento (codice 255).

Tabella 6.4: Pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box 59×59 celle intorno alla frana

Codice Stazione	Nome	Quota	Distanza (m)	Differenza quota pluviometro - frana (m)	Posizione rispetto alla frana	CD agosto (h)
T0001	Pergine Valsugana (Convento)	475	10.165	-374	NO	8
T0009	Centa S. Nicolo	805	4.877	-44	O	10
T0010	Levico (Terme)	502	3.429	-347	N	12
T0032	Lavarone (Chiesa)	1155	5.529	306	SO	
T0129	Trento (Laste)	312	16.001	-537	NO	12
T0139	Sant'Orsola Terme	925	14.087	76	N	10
T0148	Terragnolo (Piazza)	800	15.843	-49	SO	9
T0210	Folgaria	1140	12.114	291	SO	9
T0222	Borgo Valsugana	385	14.470	-464	NE	
T0326	Vigolo Vattaro (frana)	815	9.388	-34	NO	11
T0369	Passo Sommo	1360	9.746	511	SO	

Il pluviometro più vicino alla zona di innesco è il T0010, che dista 3,429 km dalla frana con una differenza di quota di -347 m. Ha registrato precipitazioni particolarmente elevate, più che doppie rispetto agli altri pluviometri (Figura 6.36 e Figura 6.37) e con tempo di ritorno massimo sulla durata di 3 ore (Figura 6.38). La precipitazione stimata con dati radar durante l'evento è fortemente sottostimata se confrontata con le acquisizioni dei pluviometri, probabilmente a causa del campionamento effettuato dal radar a quote particolarmente elevate data la notevole distanza dello strumento dalla frana.

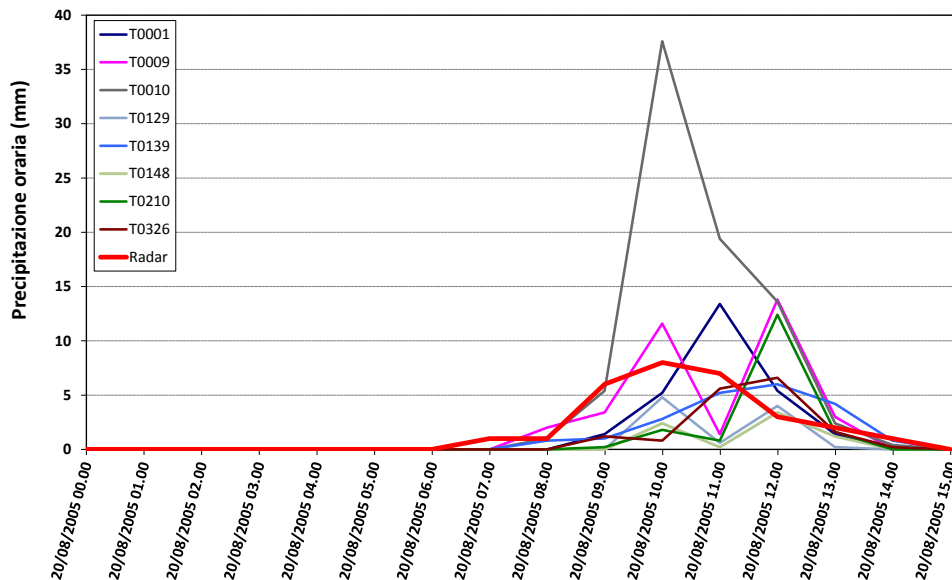


Figura 6.36: Andamento della precipitazione oraria misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

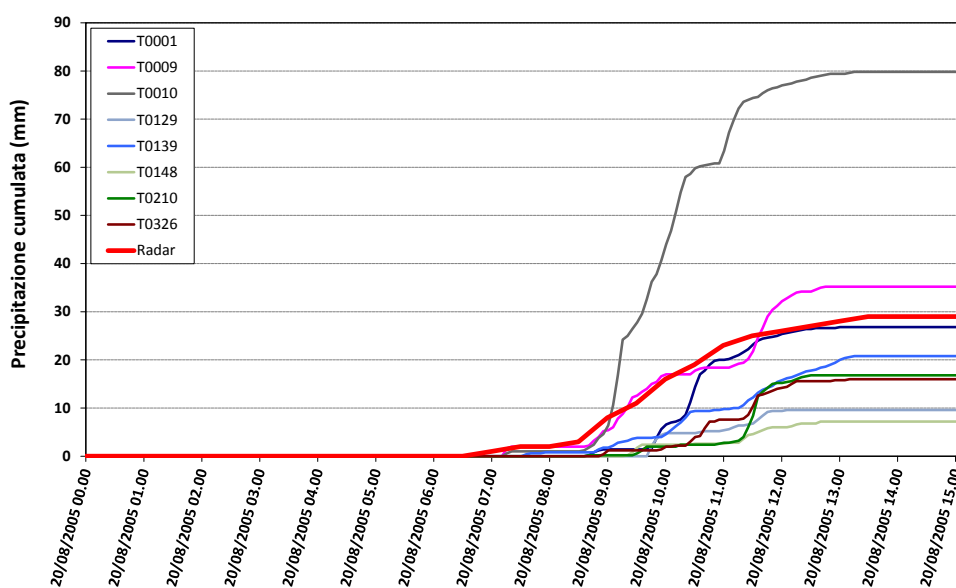


Figura 6.37: Andamento della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

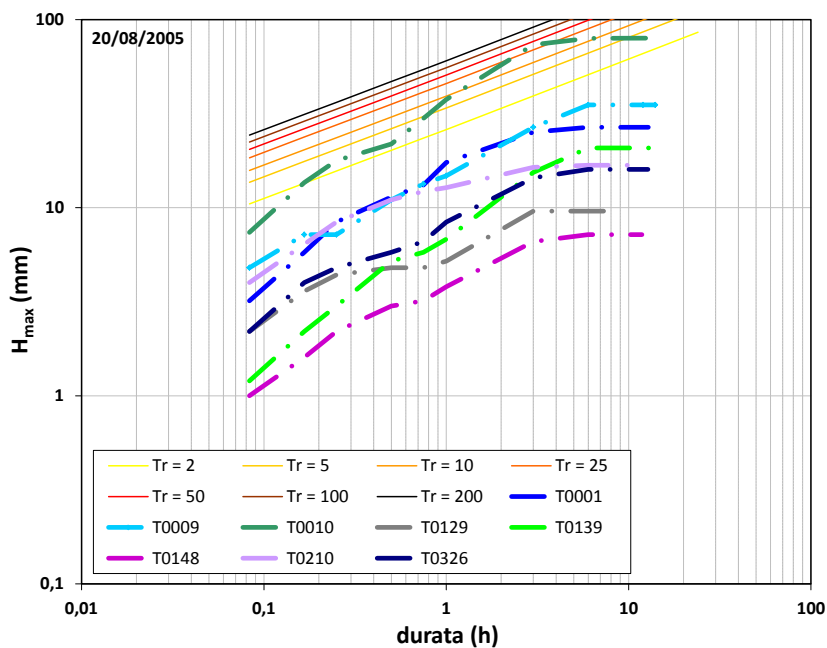


Figura 6.38: Andamento dell'altezza di precipitazione massima durante l'evento in funzione della durata per i vari pluviometri e linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innesco della colata

6.1.5 Evento 02/09/2005

Verso le ore 19,30⁹ del 02/09/2005 si è verificata una colata detritica nell'incisione denominata "Roa Grana", ai margini del centro abitato di Panchià, a seguito di precipitazioni temporalesche estremamente intense (colata n. 1 in Figura 6.39). La colata ha avuto origine nella parte alta del versante, a 1600 m di quota, alla base di alcune cornici rocciose calcareo-dolomitiche, in corrispondenza di estese falde di detrito coalescenti e a tratti ricoperte da vegetazione boschiva. Il flusso di detriti frammisto ad acqua ha formato un canale di scorrimento pressoché rettilineo inciso nel detrito di falda lungo circa 900 m, largo da 2 a 5 m, profondo 1,5-2,5 m, per un dislivello totale di circa 600 m. Gli accumuli prodotti dalla colata hanno divelto completamente una prima barriera paramassi nella parte intermedia del versante (approssimativamente a quota 1150-1180 m) e gravemente danneggiato una seconda barriera ubicata 10-20 m a monte della strada forestale. Due edifici sono stati evacuati (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>).

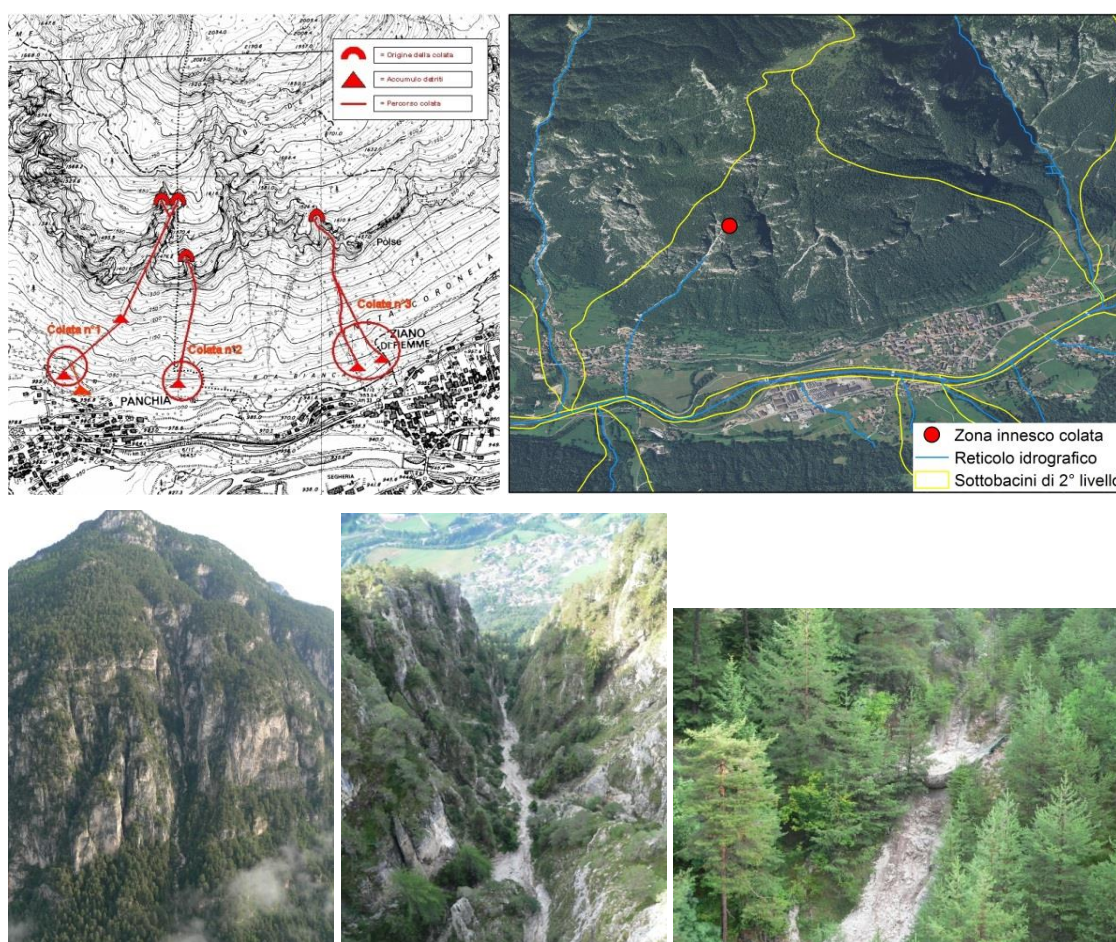


Figura 6.39: a) Ubicazione della colata (n. 1) su CTR e b) su ortofoto IT2006; c) zona di innesco della colata n. 1; d) tratto iniziale della colata; e) barriere abbattute dalla colata (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>)

La zona di innesco della frana dista 34,009 km dal radar (Figura 6.40).

⁹ Le 19:30 ora legale corrispondono alle 18:30 CET (pluviometri) e alle 17:30 UTC (radar)

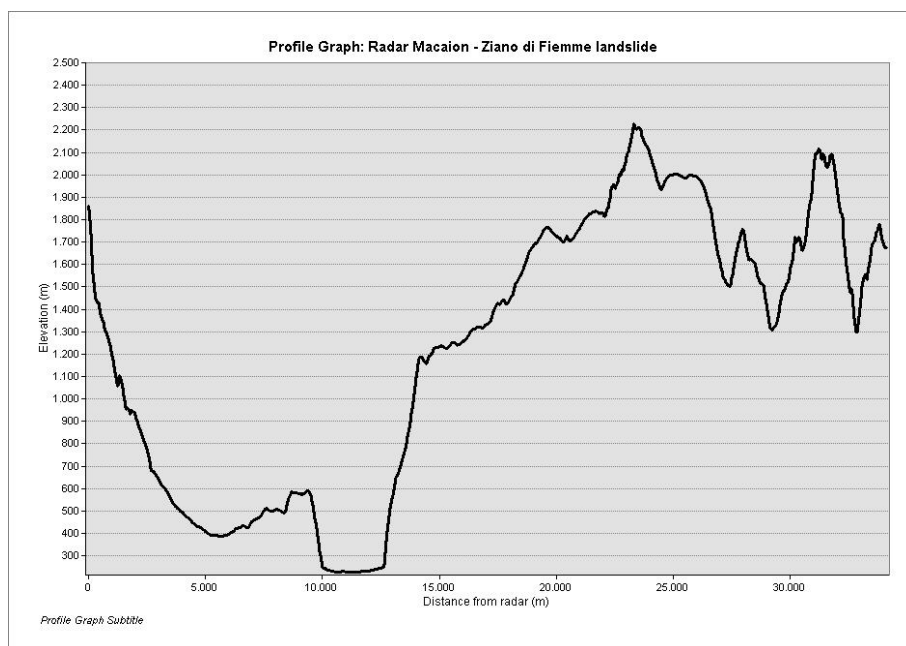


Figura 6.40: Profilo altimetrico lungo la congiungente radar-frana

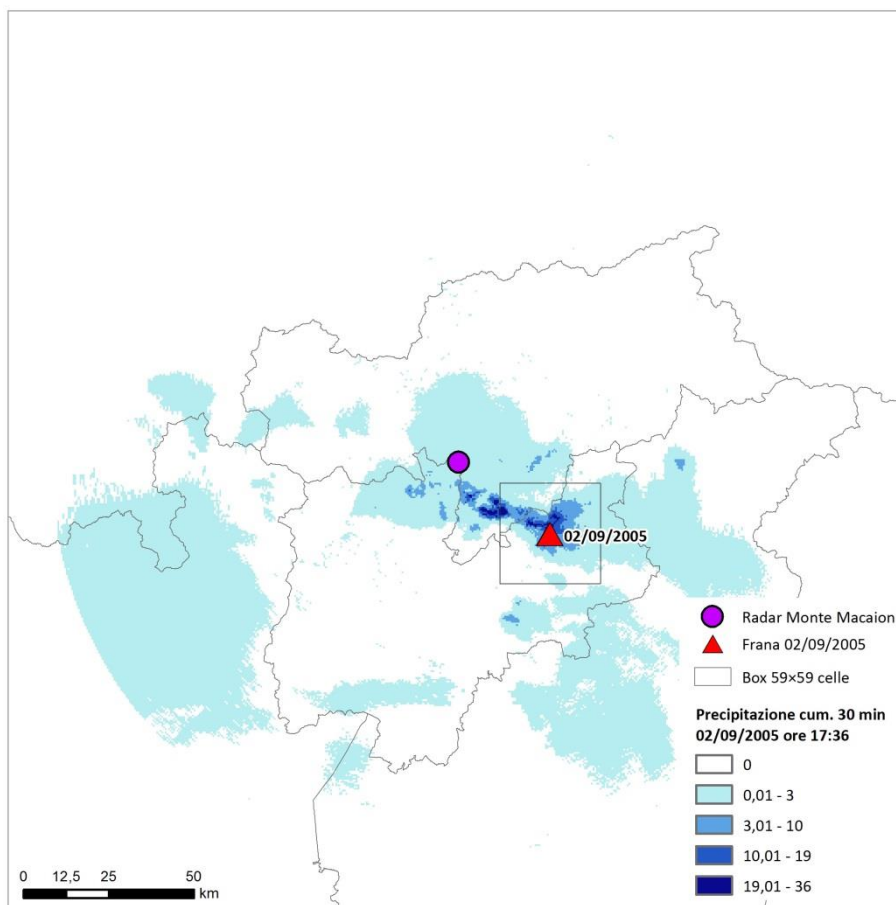


Figura 6.41: Precipitazione cumulata su 30 minuti (dalle 17:06 alle 17:36 UTC del 2/09/2005) sull'intera area coperta dai dati del radar di Monte Macaion

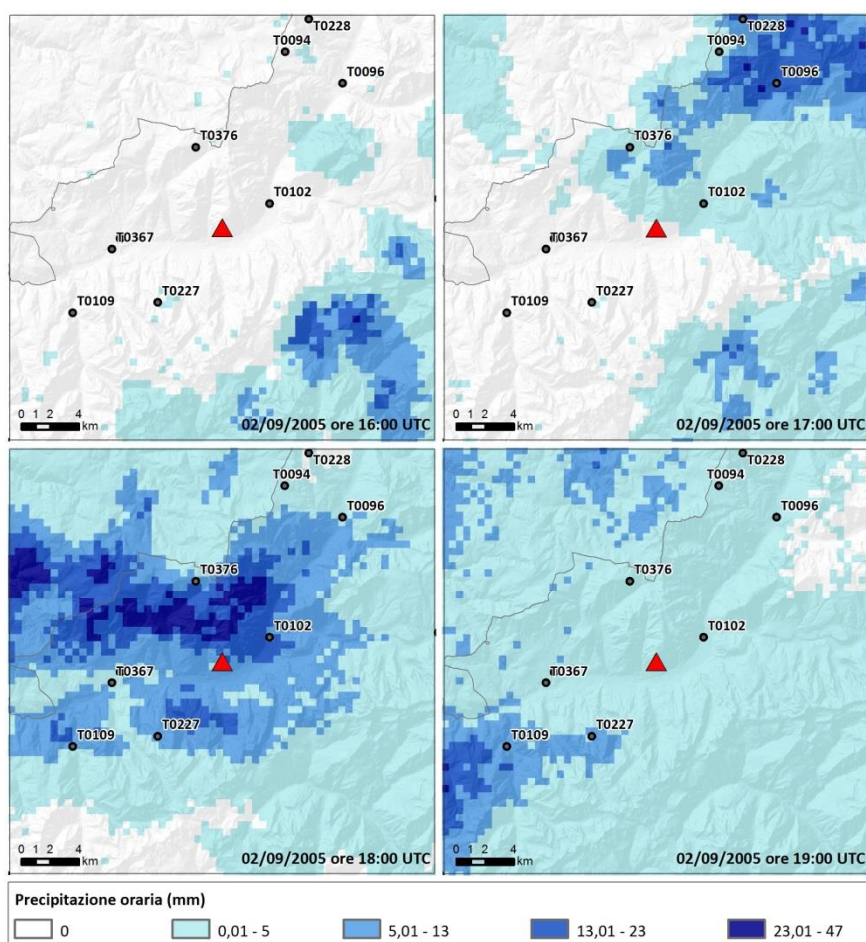


Figura 6.42: Sequenza delle precipitazioni orarie stimate con dati radar alle ore 16, 17, 18 e 19 UTC del 2/09/2005 sul box quadrato 59x59 celle; frana (triangolo rosso) e pluviometri automatici (cerchi grigi)

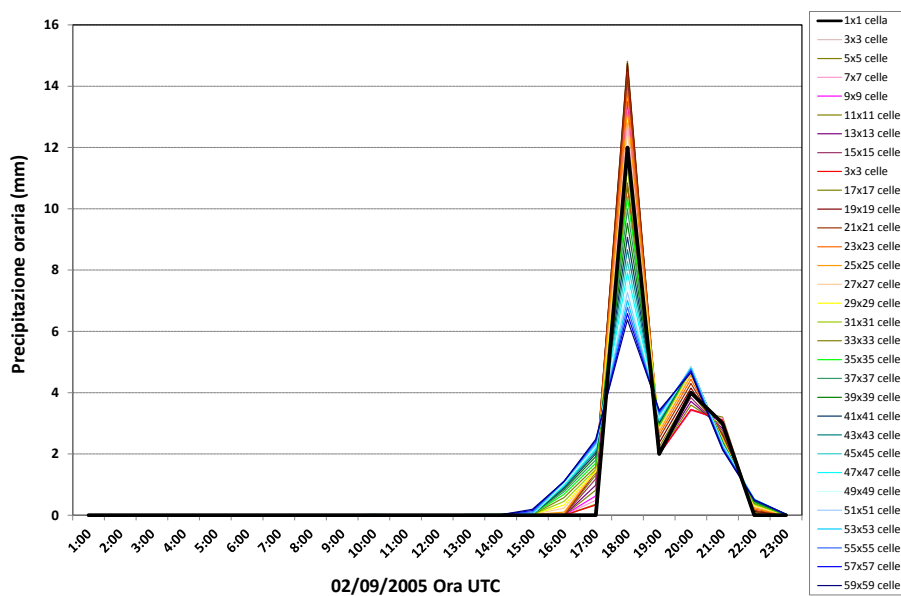


Figura 6.43: Andamento del valore medio sul box della precipitazione oraria stimata con dati radar

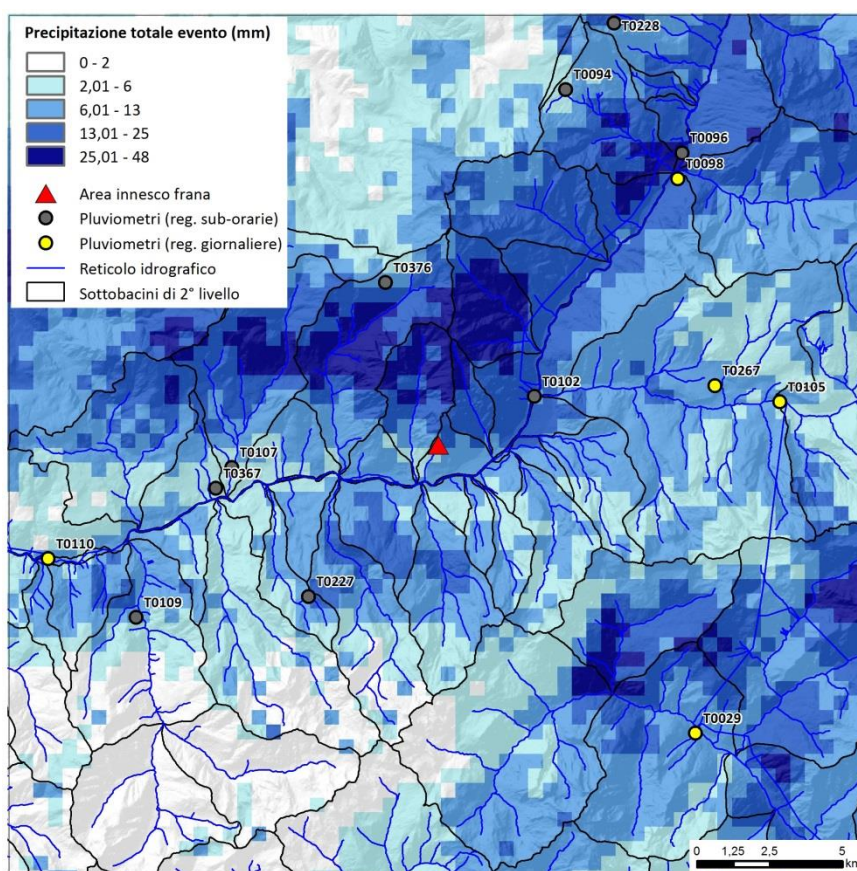


Figura 6.44: Precipitazione totale d'evento sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innescata della frana del 02/09/2005

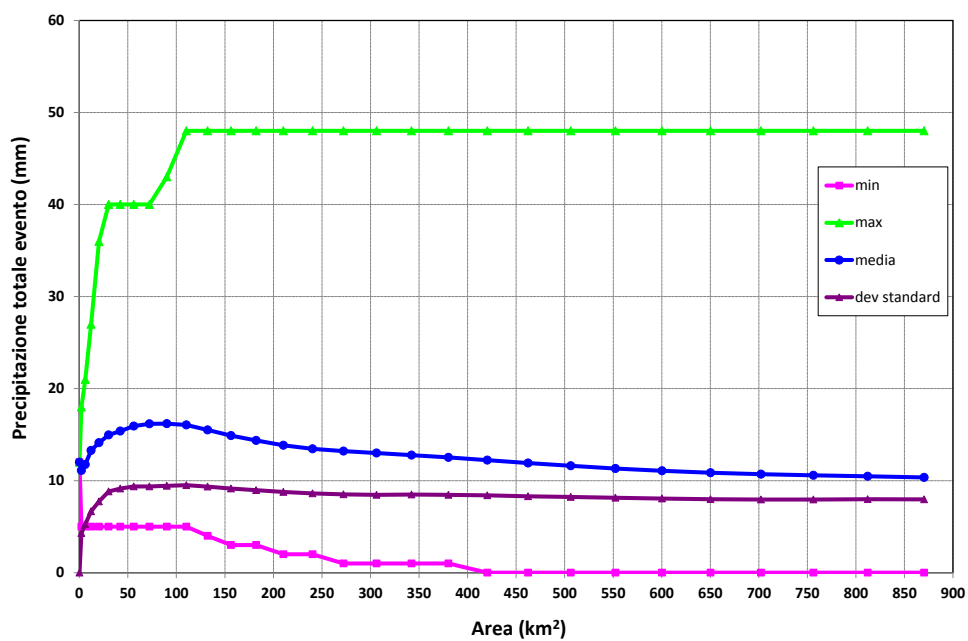


Figura 6.45: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione totale d'evento in funzione dell'area del box quadrato

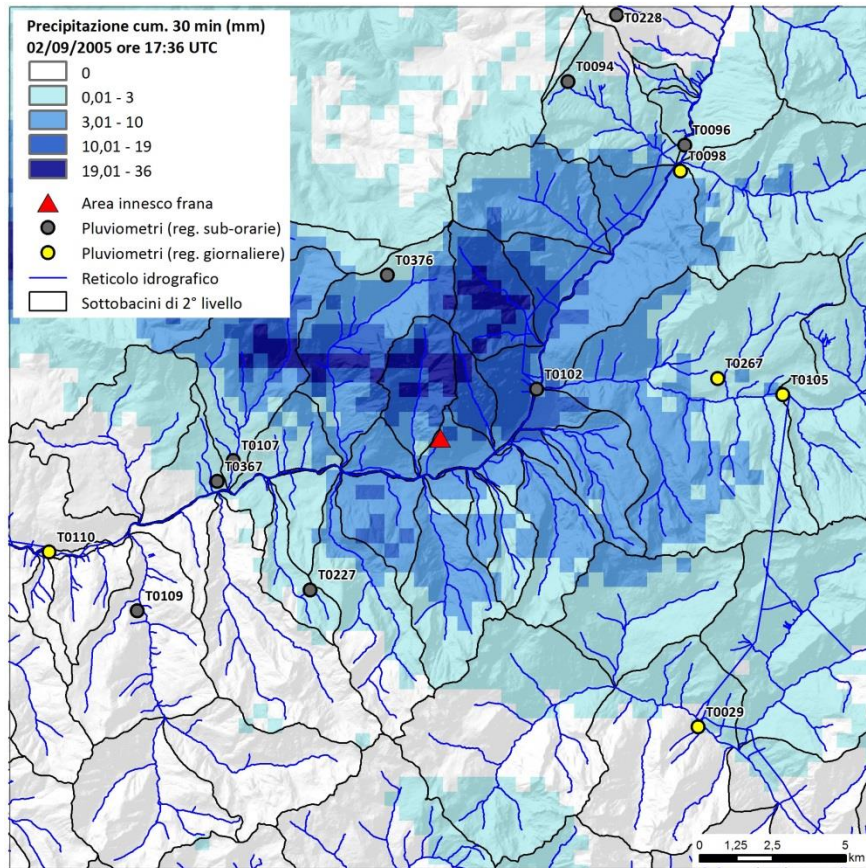


Figura 6.46: Precipitazione massima cumulata su 30 minuti (dalle 17:06 alle 17:36 UTC del 02/09/2005) sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana

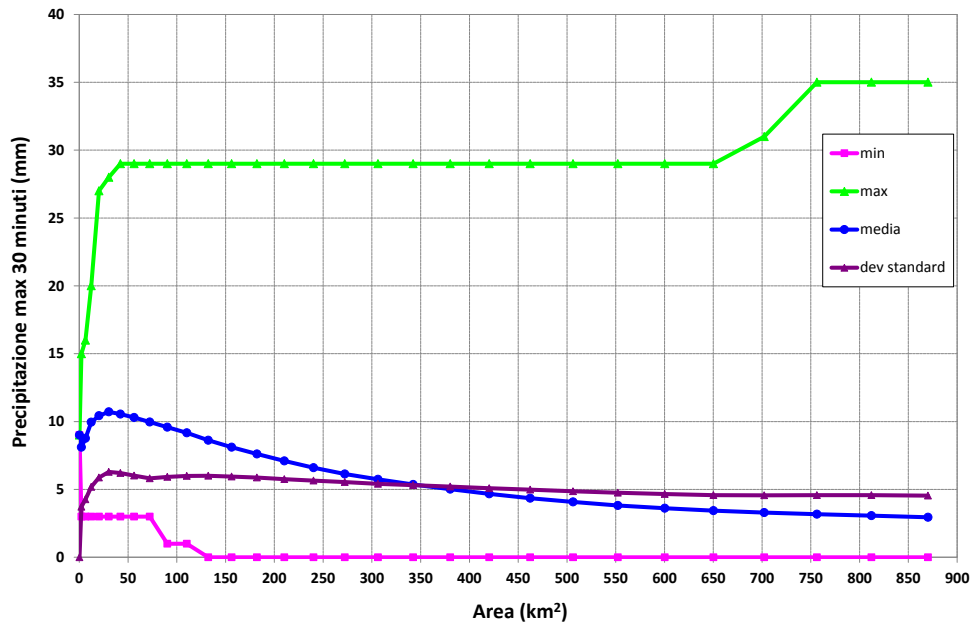


Figura 6.47: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione massima su 30 minuti (dalle 17:06 alle 17:36 UTC del 02/09/2005) in funzione dell'area del box quadrato

Dall'analisi della sequenza radar, si osserva che l'evento pluviometrico si è sviluppato a partire dalle 16:00 UTC e ha registrato le intensità massime su 30 minuti nella zona di innesco della frana dalle 17:06 alle 17:36 UTC (Figura 6.41 e Figura 6.42). Su tutti i box quadrati centrati sulla frana il valore massimo di precipitazione oraria mediata sul box si osserva in corrispondenza delle ore 18:00 UTC (Figura 6.43).

A partire dal box costituito dalla sola cella in cui ricade la zona di innesco si osserva inizialmente un aumento del valore medio della precipitazione all'aumentare delle dimensioni del box in quanto le precipitazioni più elevate si sono registrate a nord della zona di innesco, nella parte alta dei due sottobacini adiacenti a quello in cui si è verificata la frana (Figura 6.44 - Figura 6.47).

Dei 9 pluviometri ricadenti nel box 59×59 celle, il T0094 e T0376 non hanno acquisito dati durante l'evento (codice 255) mentre il T0227 e T0228 presentano registrazioni non validate (codice 145) (Tabella 6.5). Il pluviometro più vicino al punto di innesco è il T0102, che dista 3,698 km dall'innesco della frana con una differenza di quota di -602 m.

Tabella 6.5: Pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box 59×59 celle intorno alla frana

Codice Stazione	Nome	Quota	Distanza pluviometro - frana (m)	Differenza quota pluviometro - frana (m)	Posizione rispetto alla frana	CD settembre (h)
T0094	Passo Costalunga	1750	12960	143	NE	
T0096	Moena (Diga Pezze)	1205	13064	-402	NE	13
T0102	Predazzo (Centrale)	1005	3698	-602	E	11
T0107	Cavalese (Convento)	1000	7134	-607	O	16
T0109	Val Cadino (segneria Canton)	964	11950	-643	O-SO	15
T0227	Cermis (Casere)	1900	6854	293	SO	
T0228	Vigo di Fassa (Stalon De Vael)	2040	15685	433	N-NE	
T0367	Cavalese	958	7793	-649	O	15
T0376	Tesero (Pala De Santa)	2200	5864	593	N	

La valutazione della rappresentatività delle registrazioni dei pluviometri rispetto alle condizioni di pioggia nella zona di innesco della frana è piuttosto complessa. Se si considerano le registrazioni pluviometriche esclusivamente fino all'innesco (ore 17:30 UTC), il pluviometro T0096 ha registrato sia la massima altezza di precipitazione cumulata (18 mm) sia la massima intensità istantanea (8 mm di pioggia tra le 16:45 e le 16:50 UTC) perché il quadrante a nord-est della frana è stato interessato da precipitazioni intense anche tra le 16:00 e le 17:00 UTC, quando l'immagine radar non riporta precipitazioni nella zona di innesco (Figura 6.42). Se si considera l'evento pluviometrico nella sua interezza fino alle 22:00 UTC, il pluviometro T0109 ha registrato la massima altezza di precipitazione cumulata (33,4 mm), la massima intensità istantanea (8,6 mm di pioggia tra le 17:55 e le 18:00 UTC) e il massimo tempo di ritorno per durata di 15 minuti (Figura 6.49 e Figura 6.51) perché il quadrante a sud-ovest della frana, a differenza della zona di innesco, è stato interessato da precipitazioni intense fino alle 19:00. Il pluviometro più vicino alla frana T0102 ha misurato durante l'evento precipitazioni massime su durate da 5 minuti a 3 ore mediamente pari al 68,3% di quelle misurate dal pluviometro T0109 (Figura 6.50).

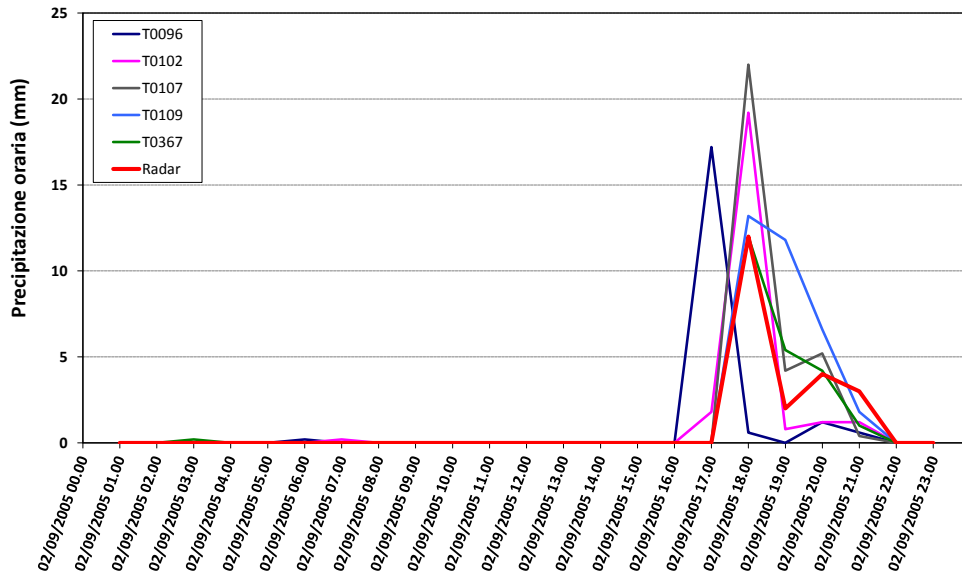


Figura 6.48: Andamento della precipitazione oraria misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

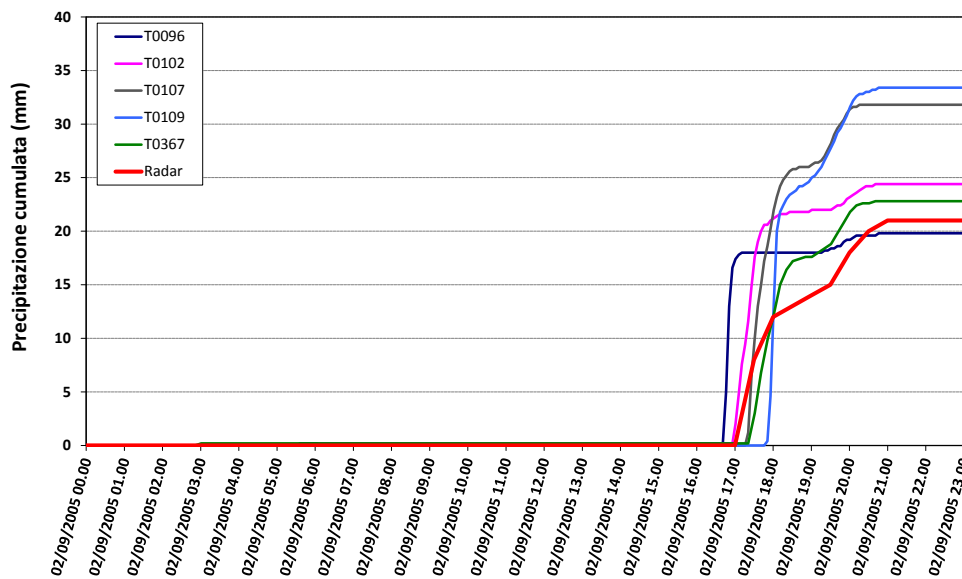


Figura 6.49: Andamento della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

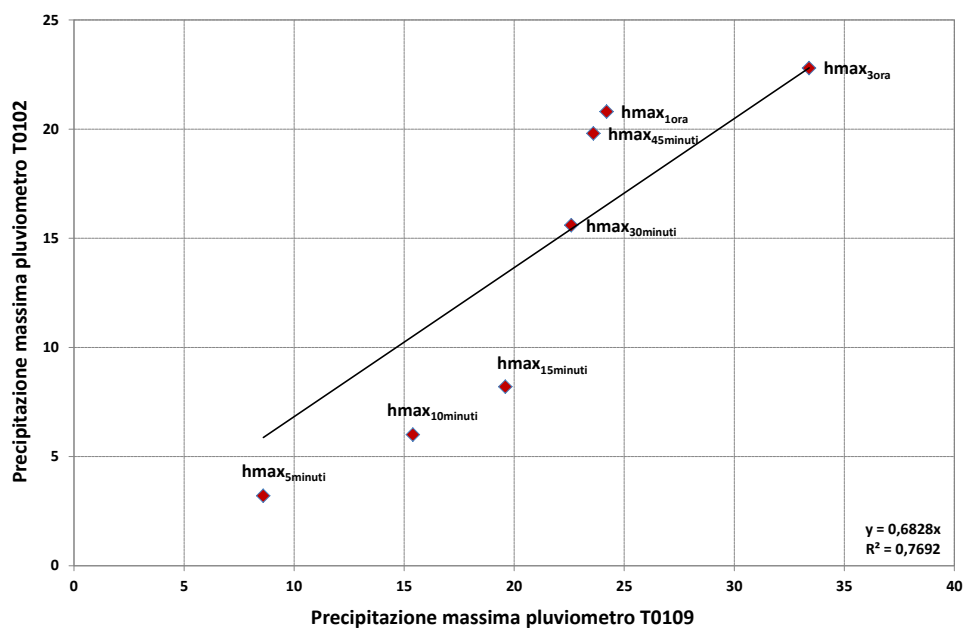


Figura 6.50: Confronto tra precipitazione massima su 5, 10, 15, 30, 45 minuti e 1 ora registrata al pluviometro più vicino alla frana (T0102) e al pluviometro T0109

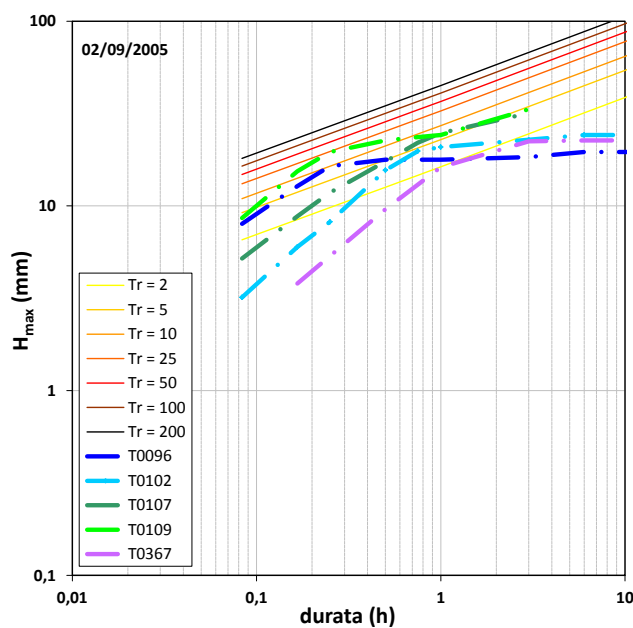


Figura 6.51: Andamento dell'altezza di precipitazione massima durante l'evento in funzione della durata per i vari pluviometri e linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innesco della colata

6.1.6 Evento 03/09/2005

Verso le ore 23,00¹⁰ del 03/09/2005, a seguito di intense precipitazioni temporalesche, si è verificata una colata detritica che ha interessato la SS 350 al km 25,000 in località Buse, nel territorio comunale di Folgaria. La frana si è innescata nella parte alta del versante, nei pressi di quota 1050 m, alla base di alcune cornici rocciose formate da strati calcarei (Formazione dei Calcari Grigi). La colata ha divelto completamente una prima barriera paramassi e sommerso di detriti altre due barriere ubicate 20-30 m a monte della carreggiata (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>).



Figura 6.52: a) canale di scorrimento; b) versante interessato dalla frana; c) barriere paramassi sommerse dai detriti (<http://edit.protezionecivile.tn.it/>)

L'area di innesco dista 62,722 km dal radar (Figura 6.53).

Dall'analisi della sequenza radar, si osserva che l'evento pluviometrico si è sviluppato sulla zona di innesco della frana con un primo scroscio tra le 14:00 e le 17:00 UTC e un secondo scroscio tra le 19:00 e le 21:00 UTC, facendo registrare la massima precipitazione cumulata su 30 minuti tra le 20:12 e le 20:42 UTC (Figura 6.54 e Figura 6.55).

¹⁰ Le 23:00 ora legale corrispondono alle 22:00 CET (pluviometri) e alle 21:00 UTC (radar)

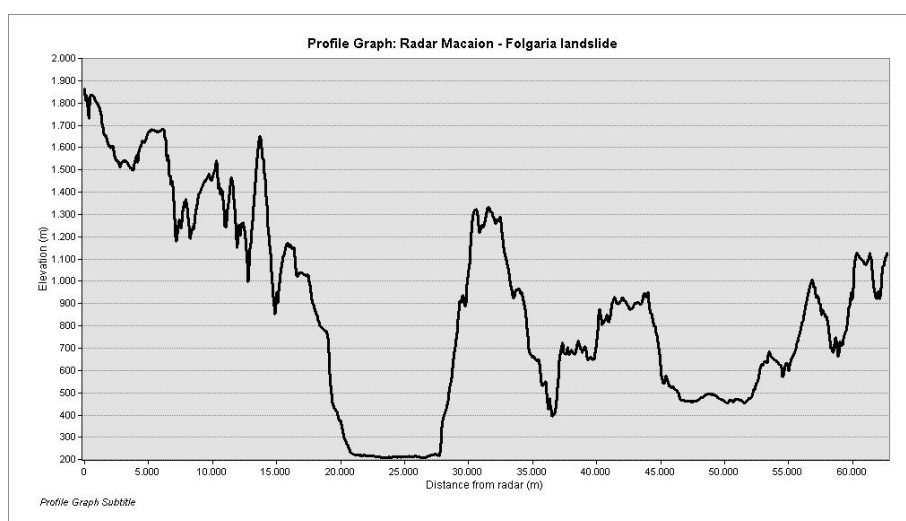


Figura 6.53: Profilo altimetrico lungo la congiungente radar-frana

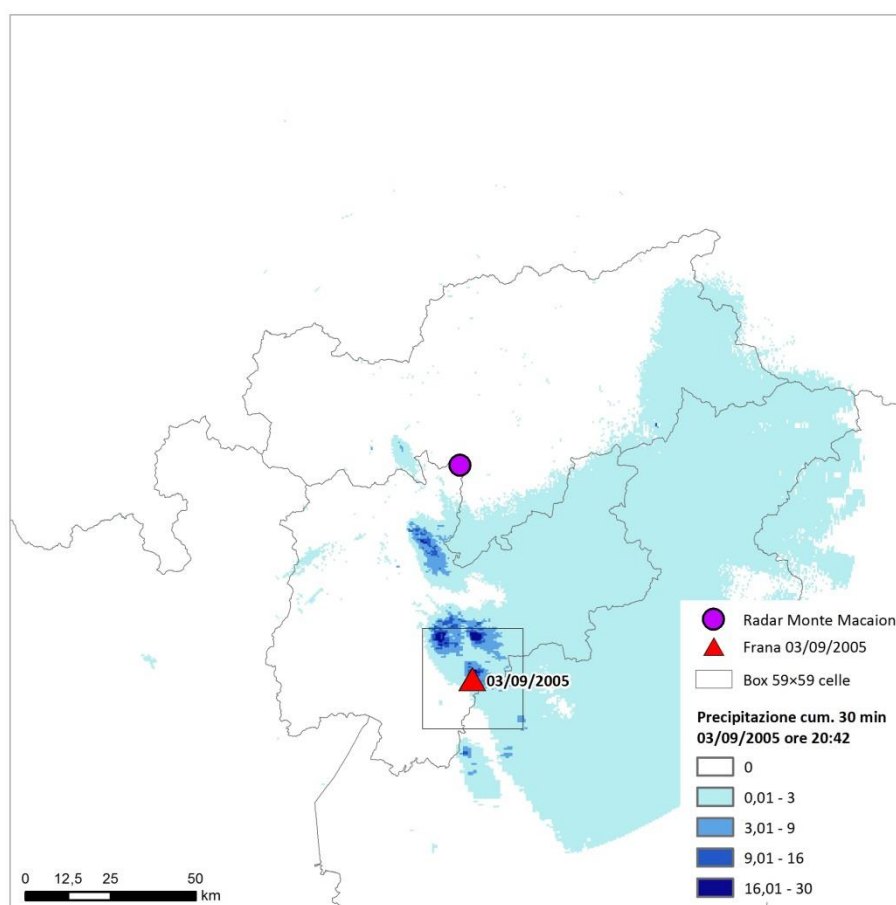


Figura 6.54: Precipitazione cumulata su 30 minuti (dalle 20:12 alle 20:42 UTC del 03/09/2005) sull'intera area coperta dai dati del radar di Monte Macaion

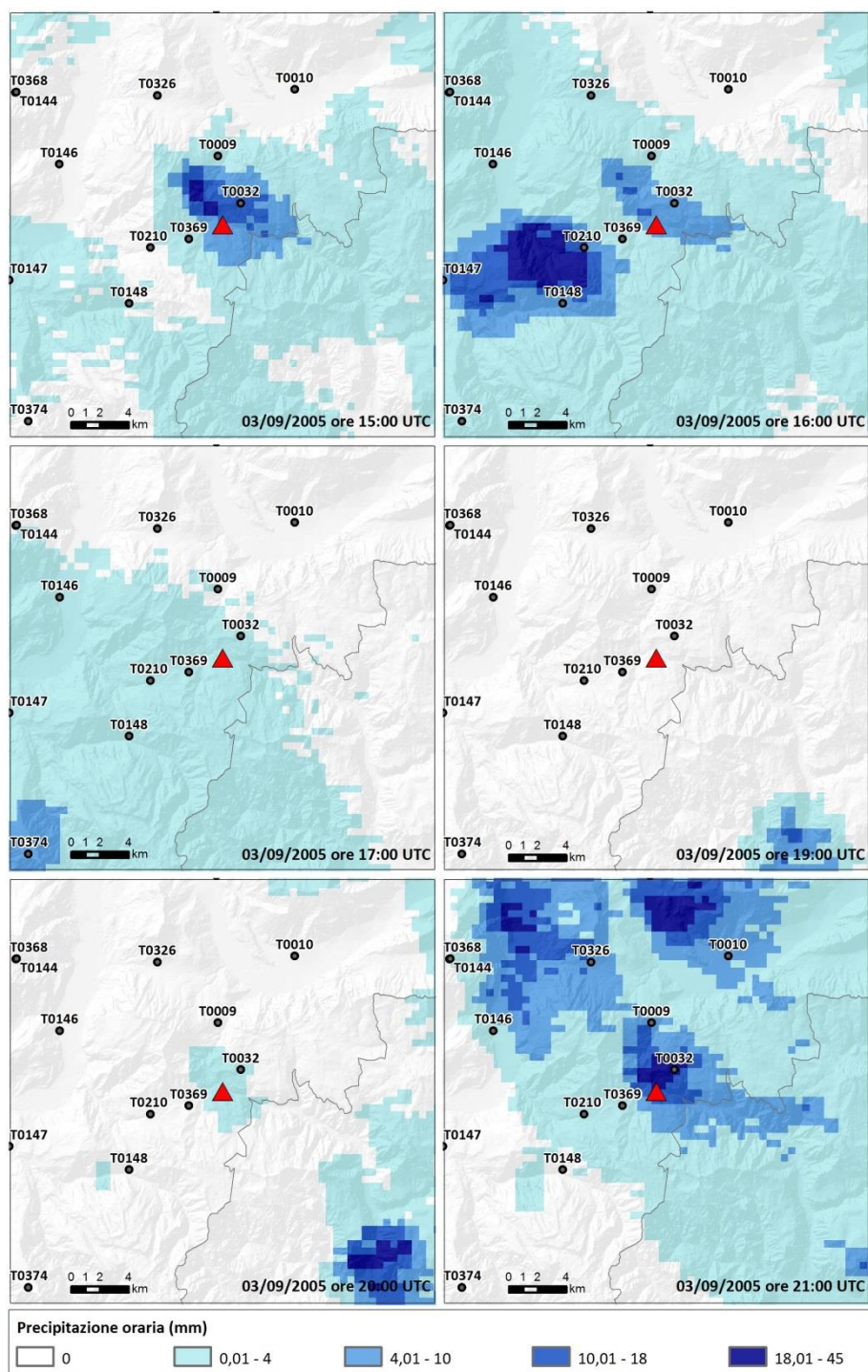


Figura 6.55: Sequenza delle precipitazioni orarie stimate con dati radar alle ore 15, 16, 17, 19, 20 e 21 UTC del 03/09/2005 sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana (triangolo rosso) e pluviometri con registrazioni sub-orarie (cerchi grigi)

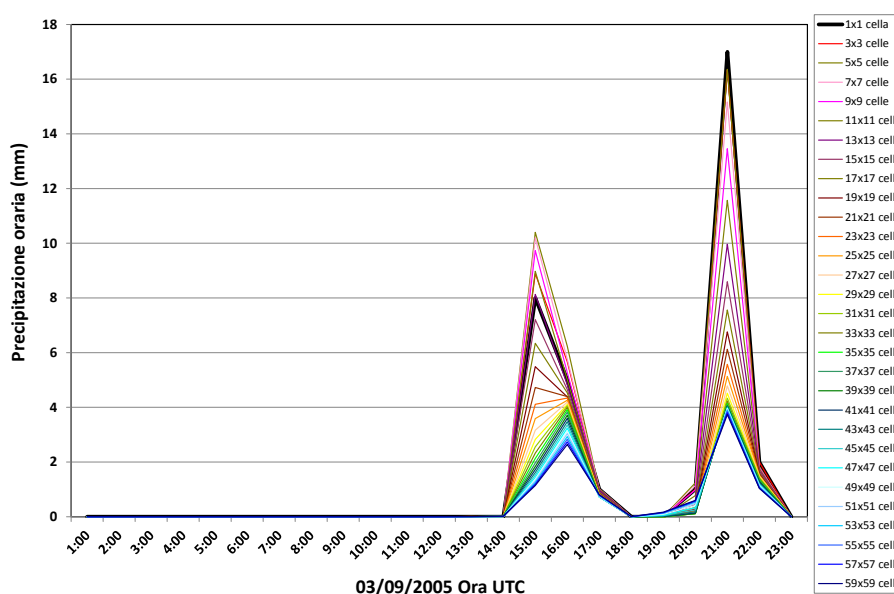


Figura 6.56: Andamento del valore medio sul box della precipitazione oraria stimata con dati radar

Su tutti i box quadrati centrati sulla frana il massimo di precipitazione oraria mediata sul box è risultato in corrispondenza delle ore 21:00 UTC (Figura 6.56).

L'evento è estremamente concentrato nello spazio e il valore medio sia della precipitazione totale d'evento che della precipitazione massima su 30 minuti si riduce molto rapidamente all'aumentare delle dimensioni del box (Figura 6.57 - Figura 6.60).

I pluviometri che ricadono nel box 59×59 celle sono 11 (Tabella 6.6); il T0032, unico a ricadere all'interno della cella temporalesca che ha interessato la zona di innesco, purtroppo non ha acquisito registrazioni durante l'evento (codice 255). Il pluviometro T0144 è stato dismesso nell'aprile 2005, il T0374 non ha acquisito registrazioni durante l'evento (codice 255) e il T0368 ha registrato precipitazioni pressoché nulle. La maggior parte dei pluviometri ha registrato il picco di precipitazione oraria alle 21:00 UTC ad eccezione del T0148, con massimo principale alle 16:00 UTC e secondario alle 22:00 UTC e il T0210 con picco alle 22:00 UTC (Figura 6.61). Il pluviometro più vicino (T0369), che dista solo 2,536 km dall'innesco della frana con una differenza di quota di 306 m, ha registrato precipitazioni significativamente inferiori a quelle misurate da altri pluviometri, più distanti dalla zona di innesco ma interessati dal transito di celle temporalesche limitrofe (Figura 6.62). In particolare il T0369 ha registrato precipitazioni massime su durate da 10 minuti a 1 ora mediamente pari al 40,2% di quelle del pluviometro T0146 (Figura 6.63). Le precipitazioni registrate da tutti i pluviometri sono comunque inferiori a quelle stimate dal radar nella zona di innesco e sono caratterizzate da tempi di ritorno piuttosto bassi, inferiori a 2 anni (Figura 6.64).

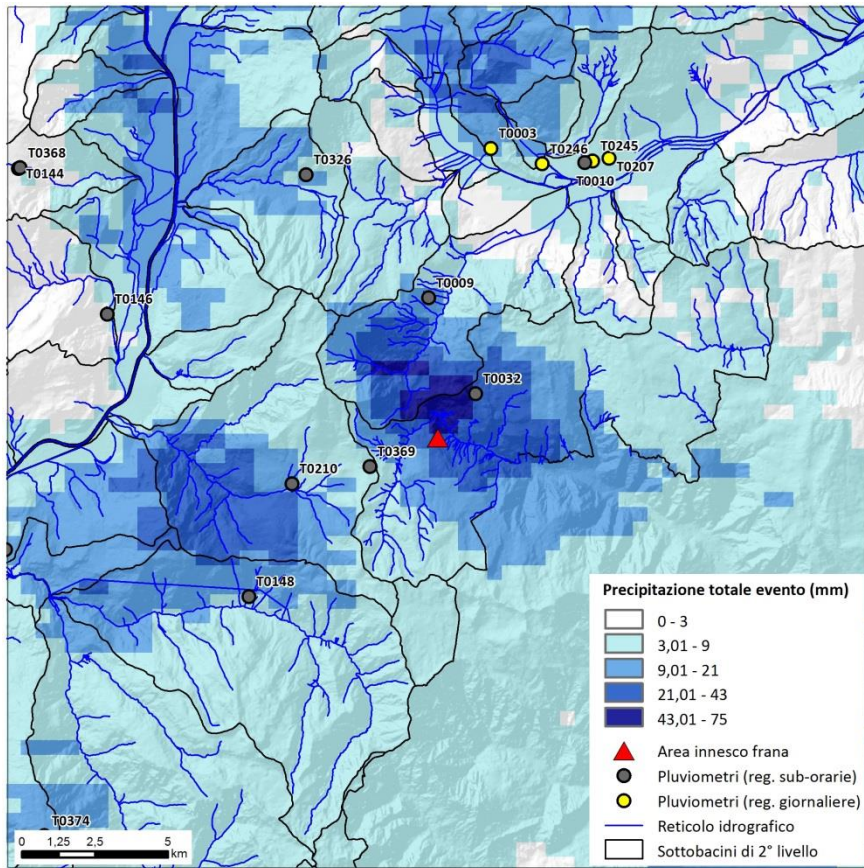


Figura 6.57: Precipitazione totale d'evento sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innesco della frana del 03/09/2005

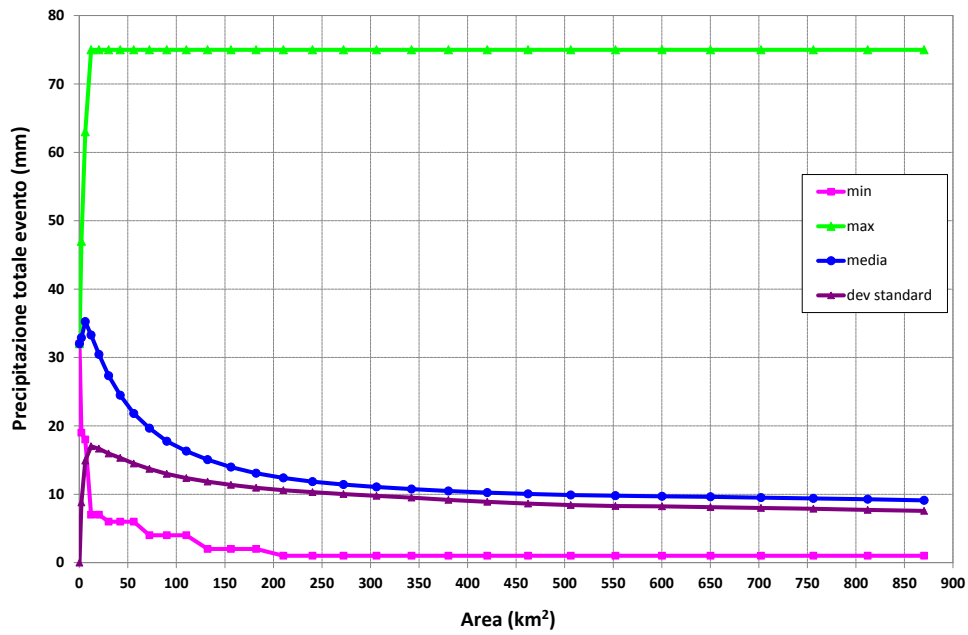


Figura 6.58: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione totale d'evento in funzione dell'area del box quadrato

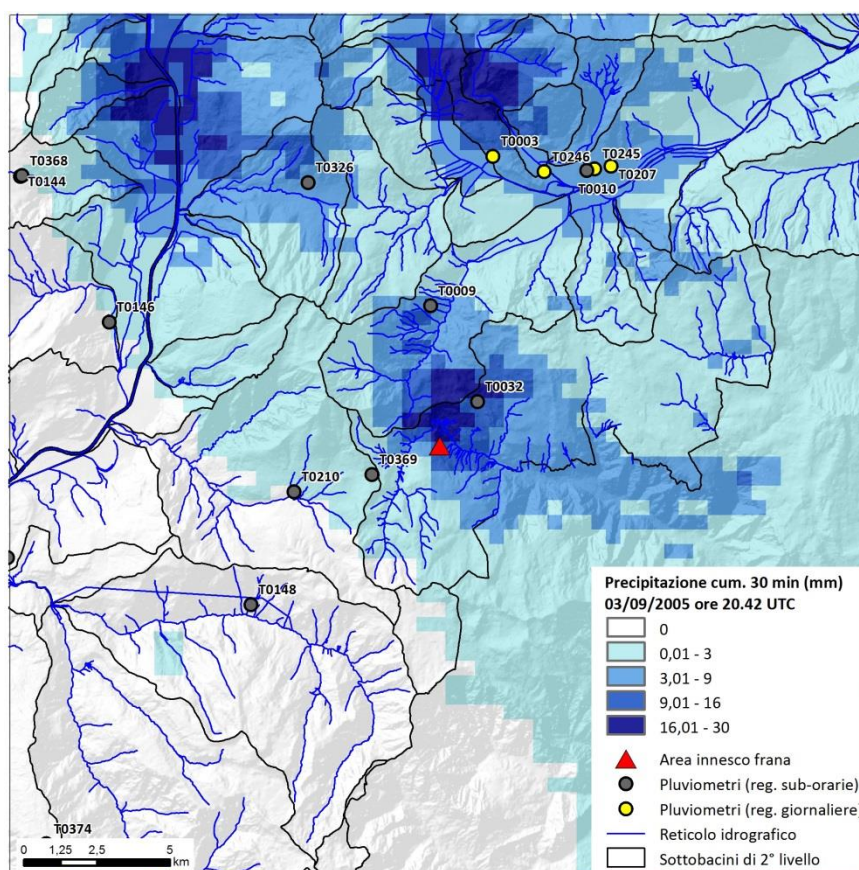


Figura 6.59: Precipitazione massima cumulata su 30 minuti (dalle 20:12 alle 20:42 UTC del 03/09/2005) sul box quadrato di 59x59 celle centrato sull'area di innescata della frana

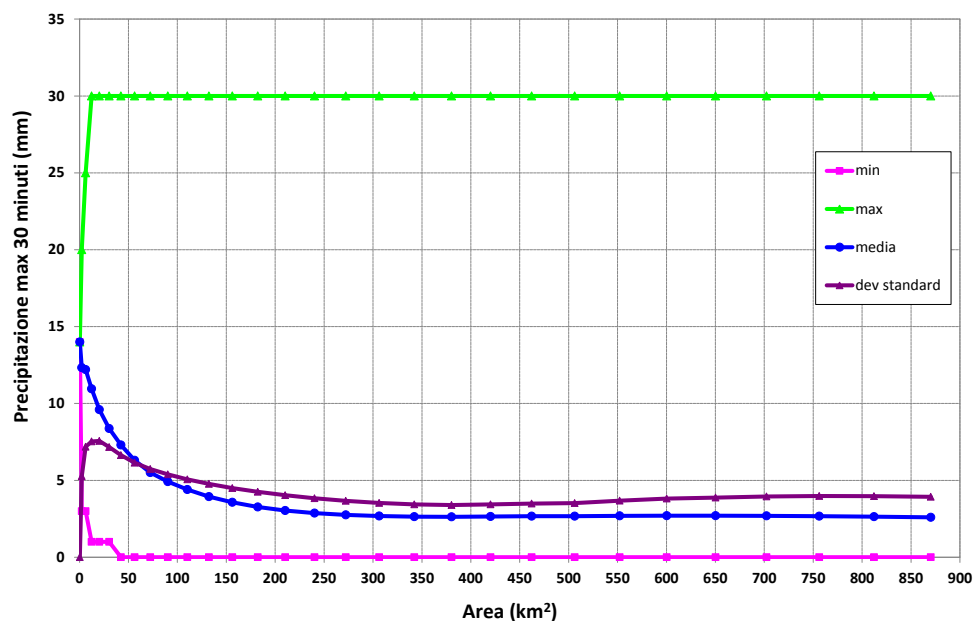


Figura 6.60: Valore minimo, massimo, media e deviazione standard della Precipitazione massima su 30 minuti (dalle 20:12 alle 20:42 UTC del 03/09/2005) in funzione dell'area del box quadrato

Tabella 6.6: Pluviometri con registrazioni sub-orarie nel box 59×59 celle intorno alla frana

Codice Stazione	Nome	Quota	Distanza pluviometro - frana (m)	Differenza quota pluviometro - frana (m)	Posizione rispetto alla frana	CD settembre (h)
T0009	Centa S. Nicolo	805	4792	-249	N	15
T0010	Levico (Terme)	502	10687	-552	N-NE	15
T0032	Lavarone (Chiesa)	1155	1984	101	NE	
T0144	Monte Bondone	1500	17092	446	NO	
T0146	Aldeno	182	12102	-872	N-NO	14
T0148	Terragnolo (Piazza)	800	8478	-254	SO	12
T0210	Folgaria	1140	5251	86	O-SO	13
T0326	Vigolo Vattaro (frana)	815	10078	-239	NO	17
T0368	Monte Bondone (Viote)	1490	17050	436	NO	9
T0369	Passo Sommo	1360	2536	306	O-SO	9
T0374	Rovereto (Malga Zugna)	1620	19206	566	SO	

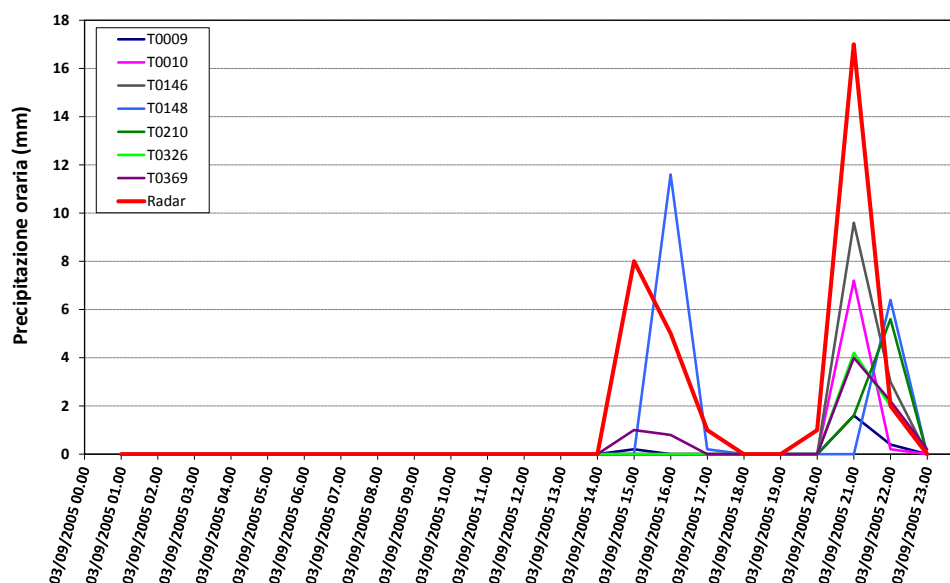


Figura 6.61: Andamento della precipitazione oraria misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

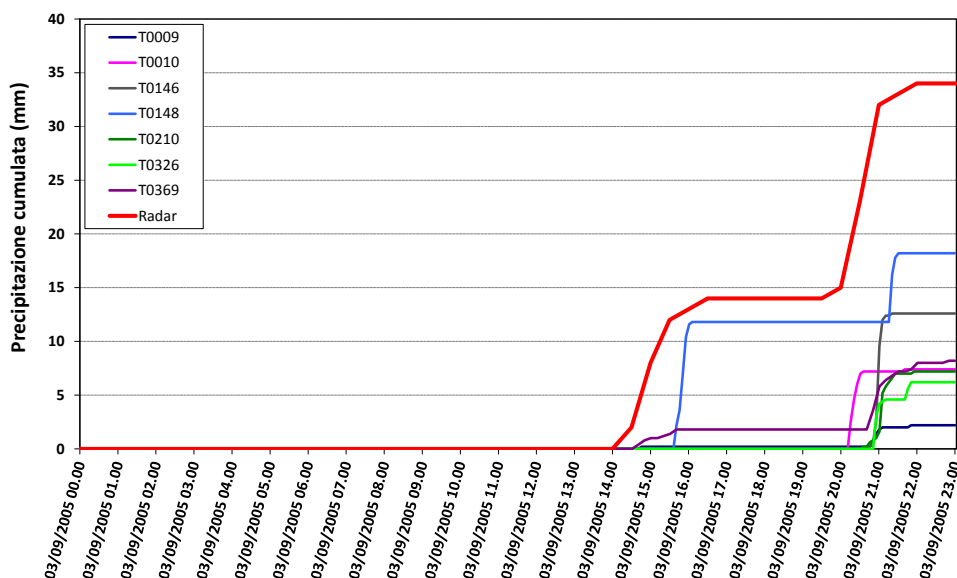


Figura 6.62: Andamento della precipitazione cumulata misurata dai pluviometri e stimata con dati radar nella zona di innesco della frana (tempo espresso in UTC)

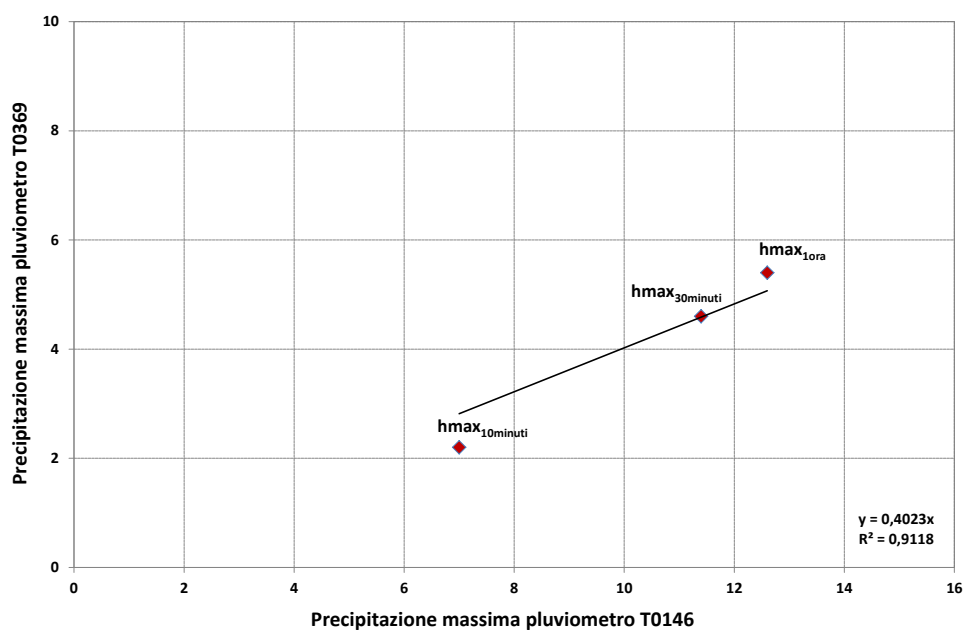


Figura 6.63: Confronto tra precipitazione massima su 5, 10, 15, 30, 45 minuti e 1 ora registrata al pluviometro più vicino alla frana (T0369) e al pluviometro con registrazioni più elevate (T0146)

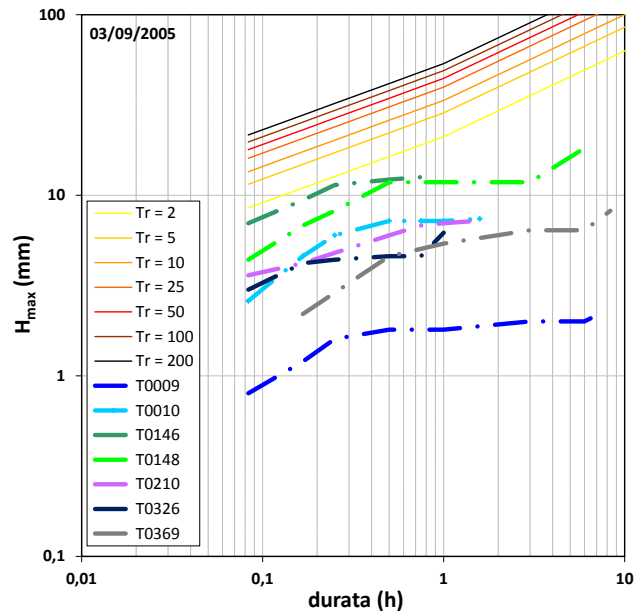


Figura 6.64: Andamento dell'altezza di precipitazione massima durante l'evento in funzione della durata per i vari pluviometri e linee segnalatrici di possibilità pluviometrica relative alla zona di innesco della colata

6.1.7 Elaborazioni e risultati per gli eventi selezionati

L'analisi effettuata con dati radar sui 5 eventi estivi ha evidenziato la grande variabilità spaziale delle precipitazioni nell'intorno della frana. Le figure seguenti mostrano l'andamento del rapporto tra valore medio, massimo e minimo, calcolato sul box quadrato di dimensioni crescenti, della precipitazione massima su 30 minuti e della precipitazione totale d'evento rispetto al valore calcolato nella cella in cui ricade la zona di innesco della frana.

Il rapporto tra il valore medio della precipitazione sul box 5×5 celle ($2,5 \times 2,5$ km; area di $6,25$ km²) e la precipitazione nella cella della frana è compreso tra 0,7 e 1,1 (decremento del 30% e incremento del 10%) per la precipitazione su 30 minuti (Figura 6.65) e tra 0,85 e 1,2 (decremento del 15% e aumento del 20%) per la precipitazione totale d'evento (Figura 6.66). Sul medesimo box 5×5 celle, il valore massimo di precipitazione può superare anche di 2 volte il valore di precipitazione nella cella della frana (Figura 6.67 e Figura 6.68) e il valore minimo può ridursi fino al 20-40% della precipitazione nella cella della frana (Figura 6.69 e Figura 6.70).

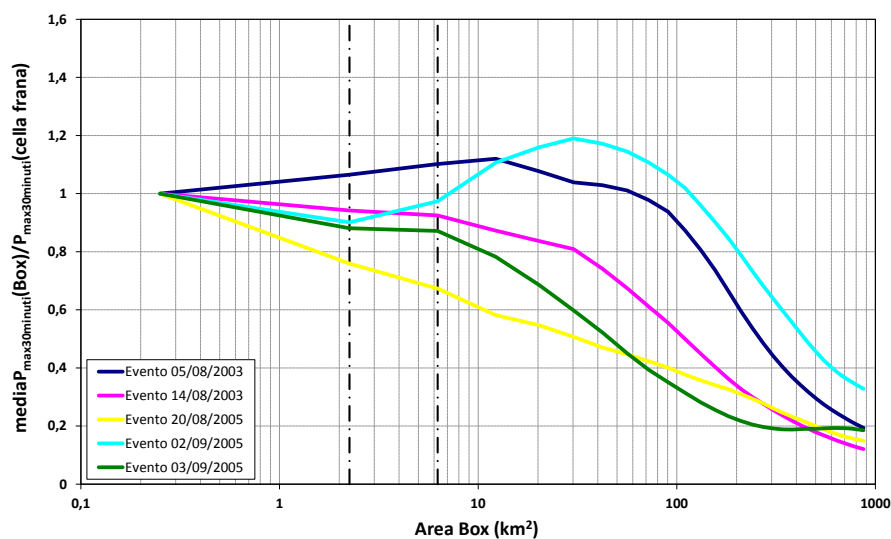


Figura 6.65: Rapporto tra il valore medio nel box della precipitazione massima su 30 minuti e la precipitazione massima su 30 minuti nella cella 500×500 m della frana al variare dell'area del box; le due linee nere verticali sono in corrispondenza del box 3×3 e 5×5

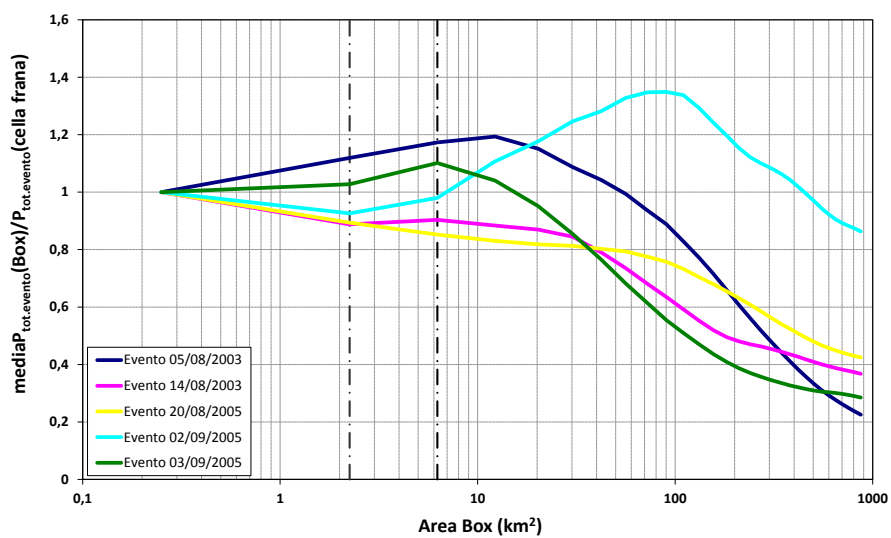


Figura 6.66: Rapporto tra il valore medio nel box della precipitazione totale d'evento e la precipitazione totale nella cella della frana al variare dell'area del box

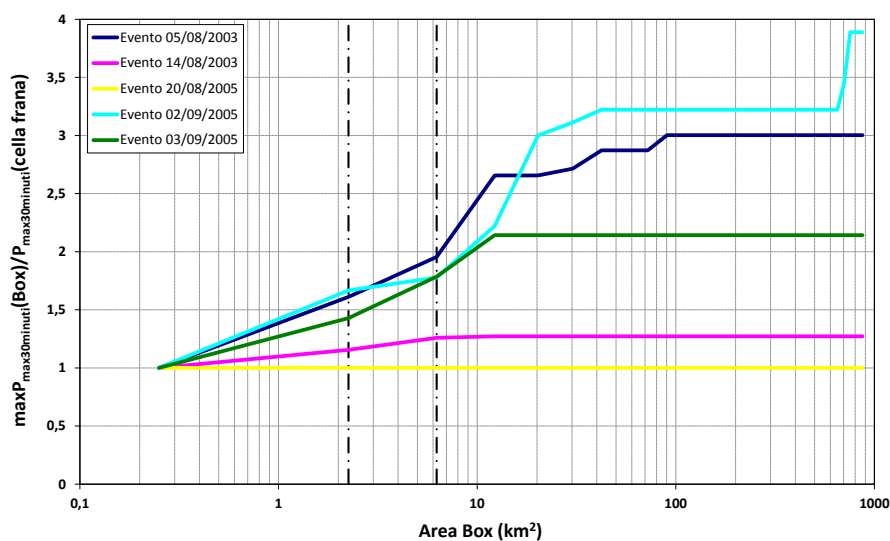


Figura 6.67: Rapporto tra il valore massimo nel box della precipitazione massima su 30 minuti e la precipitazione massima su 30 minuti nella cella della frana al variare dell'area del box

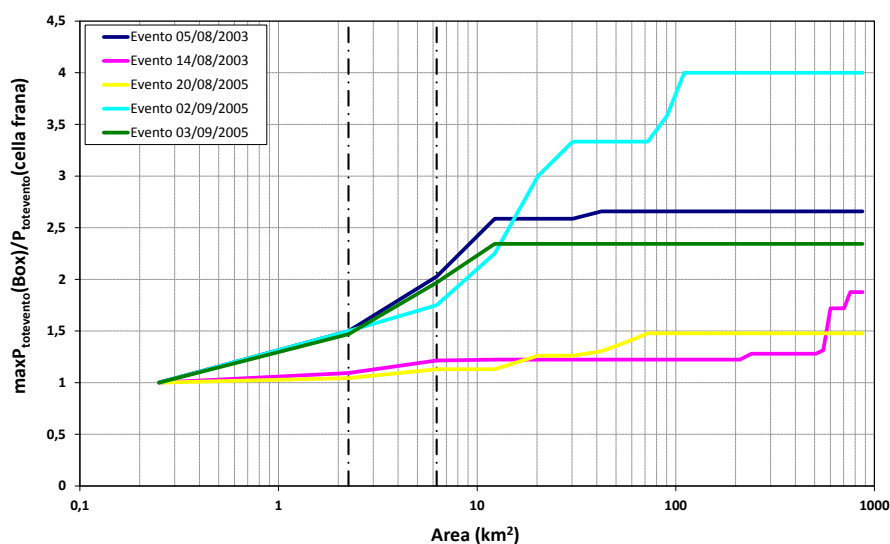


Figura 6.68: Rapporto tra il valore massimo nel box della precipitazione totale d'evento e la precipitazione totale nella cella della frana al variare dell'area del box

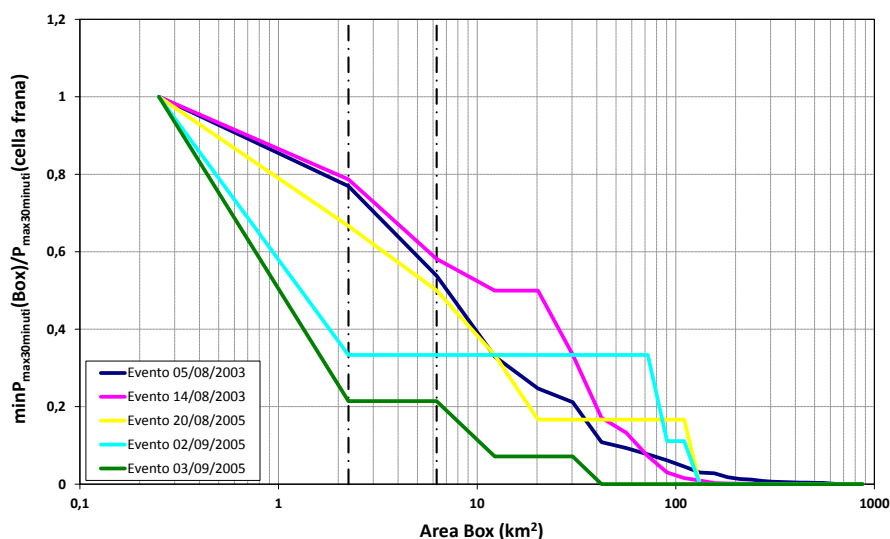


Figura 6.69: Rapporto tra il valore minimo nel box della precipitazione massima su 30 minuti e la precipitazione massima su 30 minuti nella cella della frana al variare dell'area del box

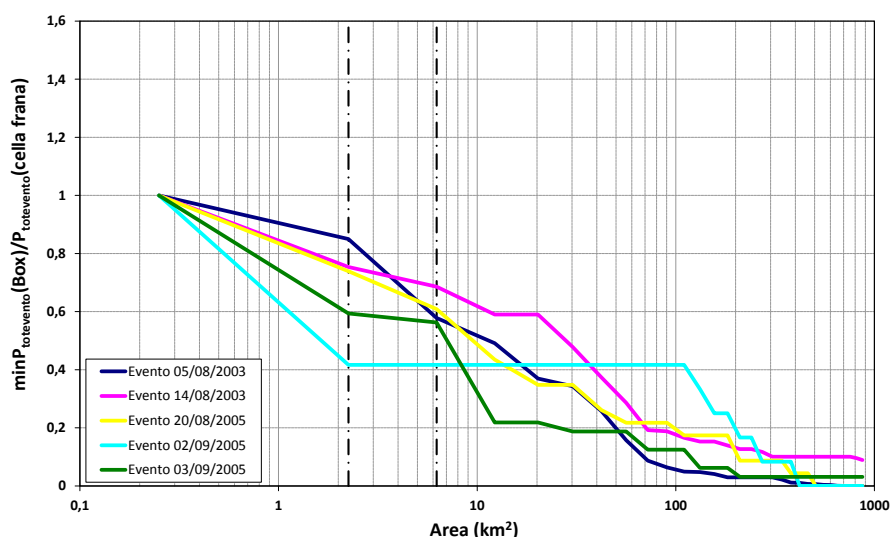


Figura 6.70: Rapporto tra il valore minimo nel box della precipitazione totale d'evento e la precipitazione totale nella cella della frana al variare dell'area del box

Per quanto riguarda la valutazione della rappresentatività dei pluviometri rispetto alla pioggia sull'area di innescio, bisogna premettere che le differenze tra i valori di precipitazione stimata con dati radar e le registrazioni acquisite dai pluviometri sono dovute al fatto che le mappe radar sono affette da alcuni errori di stima (Par. 2.3). In particolare le distanze significative tra strumento e zona di innescio della frana del 20/08/2005 (57,1 km) e del 3/09/2005 (62,7 km) potrebbero aver determinato errori di stima legati all'attenuazione del segnale e alla variabilità verticale della riflettività. Il rapporto tra precipitazione stimata con dati radar in corrispondenza delle stazioni pluviometriche e precipitazione registrata dai pluviometri è mediamente pari a 0,46 per i 5 eventi considerati, con differenze tra un evento e l'altro: 0,87 per l'evento del 05/08/2003; 0,99 per il 14/08/2003; 0,19 per il 20/08/2005; 0,64 per il 2/09/2005; 0,63 per il 3/09/2005. In particolare è presente un *outlier* significativo per l'evento del 20/08/2005 quando

il pluviometro T0010 ha registrato una precipitazione di 37,60 mm tra le 10 e le 11 CET mentre la mappa radar nella stessa cella del pluviometro indica una precipitazione oraria di 5 mm (Figura 6.71).

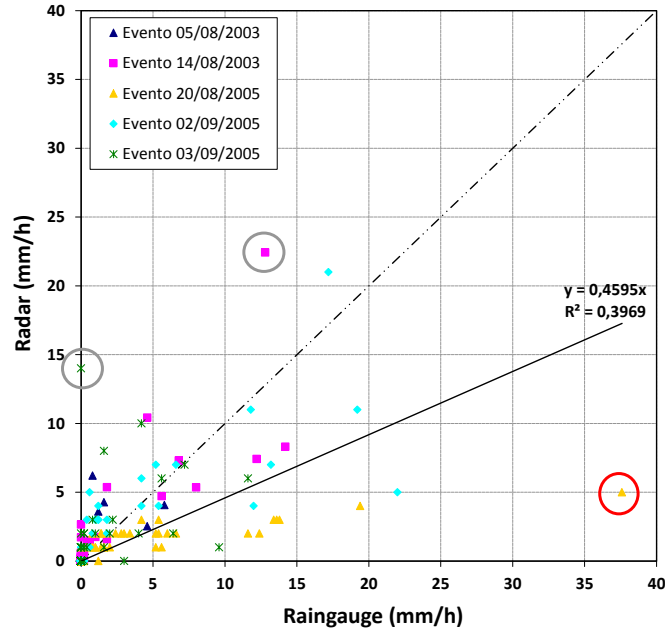


Figura 6.71: Confronto tra precipitazione oraria acquisita dai pluviometri e precipitazione oraria stimata con dati radar nelle celle in cui ricadono i pluviometri durante i 5 eventi

Il pluviometro più vicino alla frana, distante dalla zona di innesco dai 2,5 ai 4,1 km, in tre casi su cinque ha registrato precipitazioni inferiori rispetto agli altri pluviometri più distanti. Ciò è dovuto al fatto che il pluviometro più vicino alla frana è risultato esterno o ai margini della cella temporalesca mentre i pluviometri più distanti sono stati interessati dalla medesima cella in istanti precedenti o successivi all'innesco (es. evento del 5/08/2003) oppure da celle temporalesche limitrofe (es. 3/09/2005).

Premesso che il numero di eventi analizzati utilizzando i dati radar è piuttosto ridotto rispetto al totale degli inneschi dei mesi estivi, sulla base delle considerazioni emerse, si può ritenere che, durante gli eventi temporaleschi estivi in ambiente alpino, un pluviometro sia rappresentativo della precipitazione nella zona di innesco della frana solo se localizzato estremamente vicino ad essa a distanza non superiore a 1-1,5 km (box 3×3 celle, Figura 6.65 - Figura 6.70).

Infine dalle differenze riscontrate tra la precipitazione nella zona di innesco e la precipitazione in corrispondenza del pluviometro più vicino alla frana, emerge una considerazione più generale: l'impiego delle mappe radar di precipitazione per la previsione di colate detritiche o frane superficiali richiede la disponibilità di soglie pluviometriche tarate utilizzando i dati radar, che rappresentano le condizioni critiche per l'innesco proprio in corrispondenza della zona di distacco della frana. Le soglie d'innesco tarate utilizzando le registrazioni del pluviometro più vicino alla frana vengono invece comunemente adottate nei sistemi di allertamento basati su reti pluviometriche in telemisura.

6.2 Analisi delle registrazioni dei pluviometri ricadenti in un intorno della zona di innesco

Per analizzare la variabilità spaziale delle precipitazioni, è stato inoltre effettuato il confronto delle registrazioni pluviometriche acquisite dai pluviometri con registrazioni sub-orarie ricadenti in un intorno circolare di raggio 10 km centrato sul PIFF, per le 260 frane con data di innesco nota. La dimensione del raggio del buffer è stata scelta sulla base dei valori proposti in letteratura. Generalmente è stata adottata una dimensione inferiore nelle Regioni dell'arco alpino rispetto a quelle dell'Italia centrale: 5-6 km per la Regione Lombardia (Rappelli *et alii*, 2008; Ceriani *et alii*, 1994); 5 km per la Regione Valle d'Aosta (Ratto, 2004); 15 km per Abruzzo, Marche e Umbria (Brunetti *et alii*, 2010); 15 km per la Regione Toscana (Segoni *et alii*, 2014b).

Preliminarmente è stata verificata la continuità e la qualità delle registrazioni acquisite dai pluviometri contenuti nel buffer in occasione dell'innesco franoso; spesso alcune stazioni hanno risentito di malfunzionamenti o presentano lacune proprio in occasione di tali eventi pluviometrici intensi.

Le seguenti figure rappresentano la distribuzione del numero di pluviometri con registrazioni sub-orarie di qualità buona (codice 1) ricadenti nel buffer intorno alla frana (Figura 6.72), della distanza del pluviometro più vicino alla frana (Figura 6.73) e della differenza di quota tra pluviometro più vicino e zona di innesco.

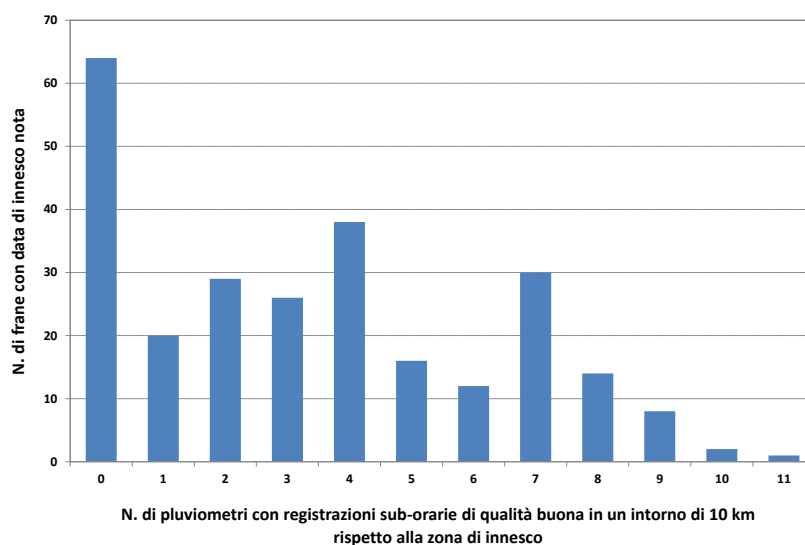


Figura 6.72: Distribuzione del numero di pluviometri con registrazioni sub-orarie di qualità buona in un intorno di 10 km rispetto alla zona di innesco

Durante l'arco temporale delle date di attivazione delle frane contenute nell'Inventario IFFI (Par. 4.2), nella provincia di Trento sono stati operativi 104 pluviometri con registrazioni sub-orarie, con densità di 1 pluviometro ogni 60 km² e distanza media¹¹ tra pluviometri pari a 4,103 km.

¹¹ Average Nearest Neighbor Distance = $\overline{Do} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{n}$, essendo d_i la distanza tra il pluviometro i -esimo e il pluviometro ad esso più vicino e n il numero totale di pluviometri con registrazioni sub-orarie

Per 64 frane (24,6%) con data di innesco nota non è disponibile alcun pluviometro con registrazioni sub-orarie nel buffer; 40 di esse sono antecedenti al 1985 quando sono entrati in funzione i primi pluviometri a registrazione elettronica. I valori più frequenti del numero di pluviometri disponibili sono 4 per 38 frane (14,6%), 7 per 30 frane (11,5%) e 2 per 29 frane (11,2%).

La distanza tra il pluviometro più vicino e la zona di innesco è compresa, per il 23,5% delle frane tra 3 e 4 km; per il 19,9% tra 2 e 3 km e complessivamente per il 75,5% entro 5 km.

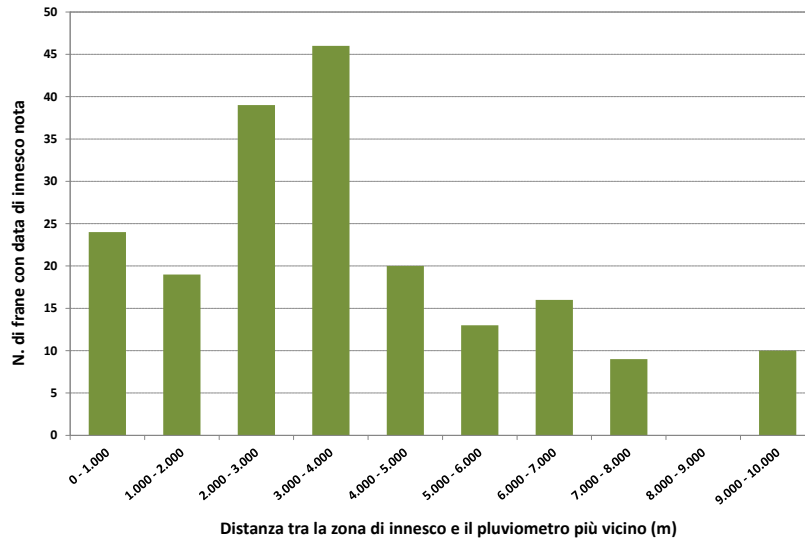


Figura 6.73: Distribuzione della distanza tra zona di innesco della frana e pluviometro più vicino

La differenza di quota tra il pluviometro più vicino e l'area di innesco è compresa per il 25,0% delle frane tra -500 e -250 m; per il 33,2% tra -250 e 0 e per il 22,4% tra 0 e 250 m. Nel 66,35% dei casi il pluviometro è ubicato a quota inferiore rispetto alla zona di distacco, con una probabile sottostima della precipitazione misurata dal pluviometro rispetto a quella della zona di distacco della frana soprattutto durante gli eventi pluviometrici legati all'orografia.

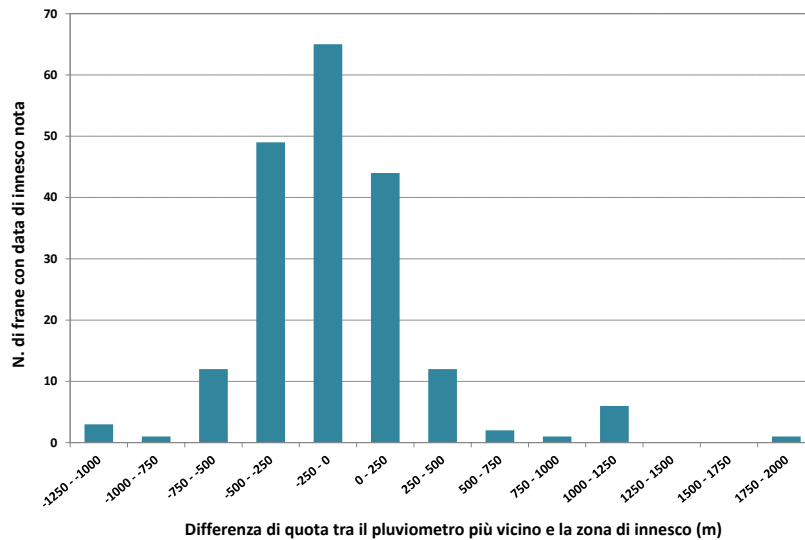


Figura 6.74: Distribuzione della differenza di quota tra pluviometro più vicino e zona di innesco della frana

Per tutte le frane con più di un pluviometro con registrazioni sub-orarie di qualità buona nel buffer di 10 km (Tabella 6.7), è stato quindi effettuato un confronto tra le registrazioni d'evento dei vari pluviometri. La metodologia automatica di estrazione e caratterizzazione dell'evento innescante, descritta nel Par. 7.2, è stata applicata a tutti i pluviometri del buffer ed è stato valutato se il pluviometro più vicino alla zona di innesco sia anche quello che ha registrato la precipitazione più elevata. In caso contrario è stato calcolato il rapporto tra le precipitazioni massime registrate al pluviometro più vicino alla frana e al pluviometro con registrazioni più elevate del buffer, in analogia con quanto fatto per i 5 eventi trattati nel paragrafo precedente (es. Figura 6.14, Figura 6.50 e Figura 6.63).

Tabella 6.7: Numero di frane senza pluviometri con registrazioni sub-orarie di qualità buona in un intorno di 10 km rispetto alla zona di innesco, con un solo pluviometro e con più di un pluviometro

	N. di frane senza pluviometri con registrazioni sub-orarie nel buffer	N. di frane con un solo pluviometro nel buffer	N. di frane con un più di un pluviometro nel buffer	Totale
Gennaio	1	0	4	5
Febbraio	2	0	1	3
Marzo	2	0	3	5
Aprile	1	1	5	7
Maggio	3	0	9	12
Giugno	3	0	7	10
Luglio	14	3	12	29
Agosto	1	3	8	12
Settembre	11	7	17	35
Ottobre	4	4	17	25
Novembre	22	2	89	113
Dicembre	0	0	4	4
Totale	64	20	176	260

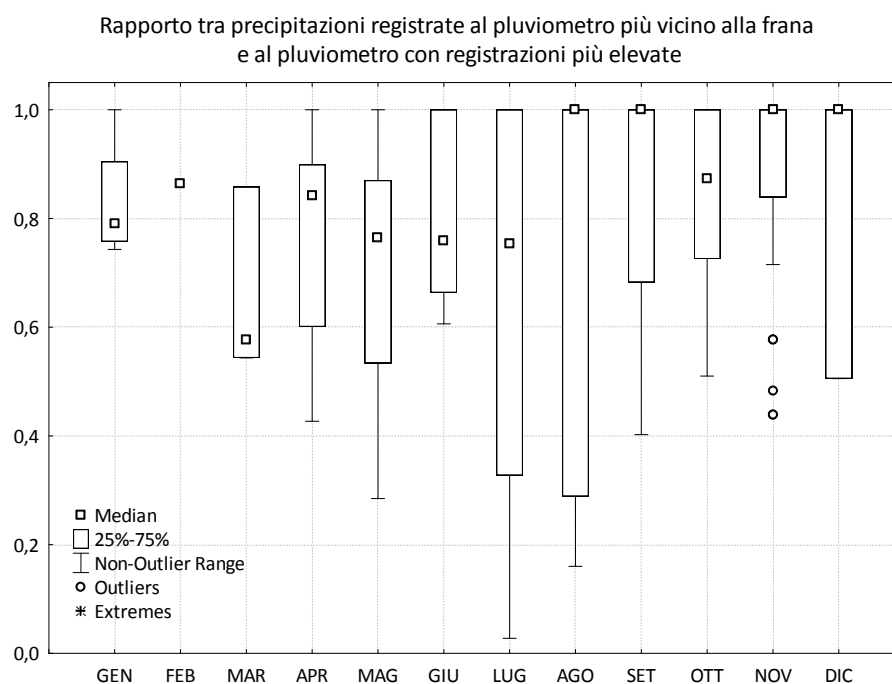


Figura 6.75: Box-plot del rapporto tra precipitazioni registrate al pluviometro più vicino alla frana e al pluviometro con registrazioni più elevate del buffer

La stazione più vicina alla zona di innesco ha registrato la precipitazione più elevata nel 46% del totale dei casi e in particolare, considerando i soli mesi con più di 10 frane, nell'11% delle frane di maggio, nel 29% di giugno, nel 36% di luglio, nel 57% di agosto, nel 71% di settembre, nel 44% di ottobre e nel 51% di novembre.

I mesi di luglio e agosto sono caratterizzati dalla maggiore variabilità del rapporto tra precipitazioni registrate al pluviometro più vicino alla frana e al pluviometro con registrazioni più elevate del buffer (Figura 6.75). Per tali mesi la variabilità spaziale delle precipitazioni nel buffer di 10 km è particolarmente elevata e quindi l'incertezza della stima della precipitazione nella zona di innesco è maggiore. Al contrario la variabilità del rapporto tra precipitazioni registrate al pluviometro più vicino e al pluviometro con registrazioni più elevate diminuisce con il progredire dell'autunno da settembre a novembre, quando gli eventi prevalentemente stratiformi sono più estesi nello spazio.

Le figure seguenti (Figura 6.76 - Figura 6.80) rappresentano, a titolo esemplificativo per alcune frane, il confronto della precipitazione cumulata durante l'evento e delle curve altezza di precipitazione massima - durata relative ai pluviometri ricadenti nel buffer. Si tratta di 3 frane innescatesi nel mese di novembre relative ad anni e a zone differenti (Val di Fiemme 1996, Val d'Adige 2000 e Valsugana 2002), di una frana del settembre 2000 in prossimità della Val Giudicarie e una del maggio 2002 in Valsugana a meno di 4 km dalla frana di novembre 2002.

Le precipitazioni misurate dai pluviometri del buffer per gli eventi del mese di novembre mostrano una elevata omogeneità e somiglianza (Figura 6.76, Figura 6.78, Figura 6.80). Maggiori differenze tra le precipitazioni si osservano per i due eventi di fine settembre e inizio maggio (Figura 6.77 e Figura 6.79). Le figure seguenti si distinguono nettamente da quelle relative ai 5 eventi estivi analizzati nel paragrafo 6.1 (Figura 6.13, Figura 6.15, Figura 6.25, Figura 6.26, Figura 6.37, Figura 6.38, Figura 6.49, Figura 6.51, Figura 6.62 e Figura 6.64) caratterizzate da forti disomogeneità e significative differenze nelle precipitazioni registrate dai pluviometri ricadenti nel buffer.

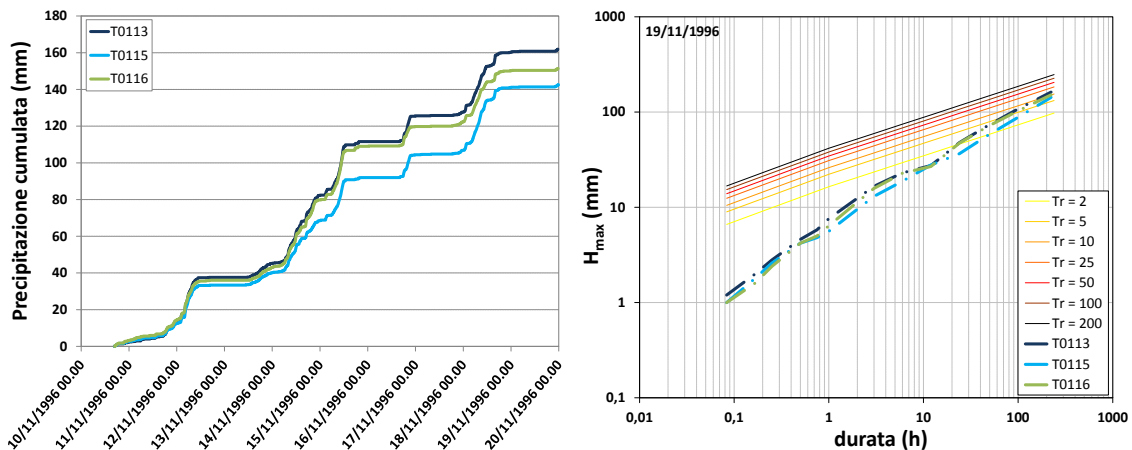


Figura 6.76: Frana del 19/11/1996 (Idfrana: 220554400). I pluviometri ricadenti nel buffer sono: T0113 Grumes (pluviometro più vicino) distanza dalla frana 5,415 km e differenza di quota -492 m; T0115 Segonzano (Gresta) distanza 6,137 km e differenza di quota -677 m; T0116 Segonzano (Scancio) distanza 9,006 km e differenza di quota -617 m

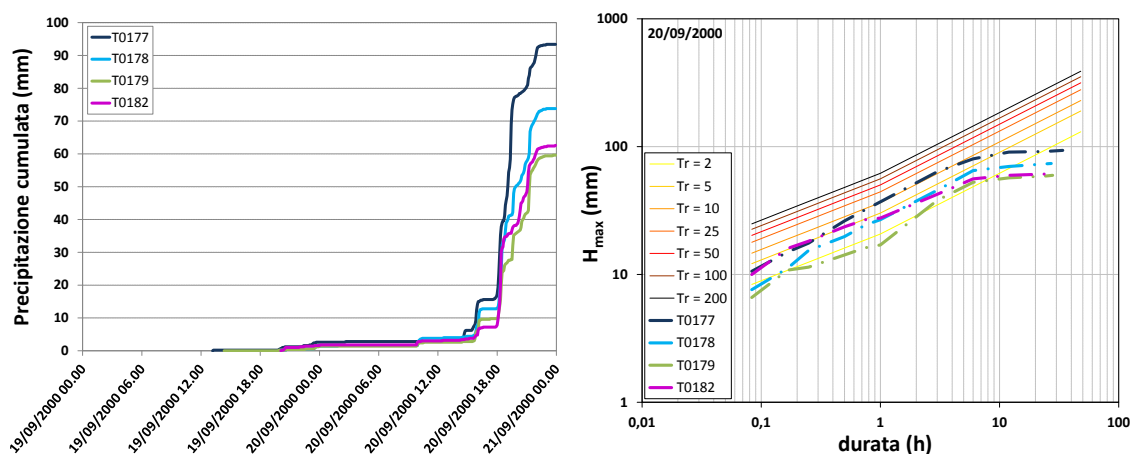


Figura 6.77: Frana del 20/09/2000 (Idfrana 220419000). I pluviometri del buffer sono: T0177 Val di Breguzzo - Ponte Arno (pluviometro più vicino) distanza 826 m e differenza di quota -411 m; T0178 La Rocca (Centrale) distanza 6,146 km e differenza di quota -616 m; T0179 Tione (Centrale) distanza 7,345 km e differenza di quota -989 m; T0182 Montagne (Larzana) distanza 9,644 km e differenza di quota -604 m

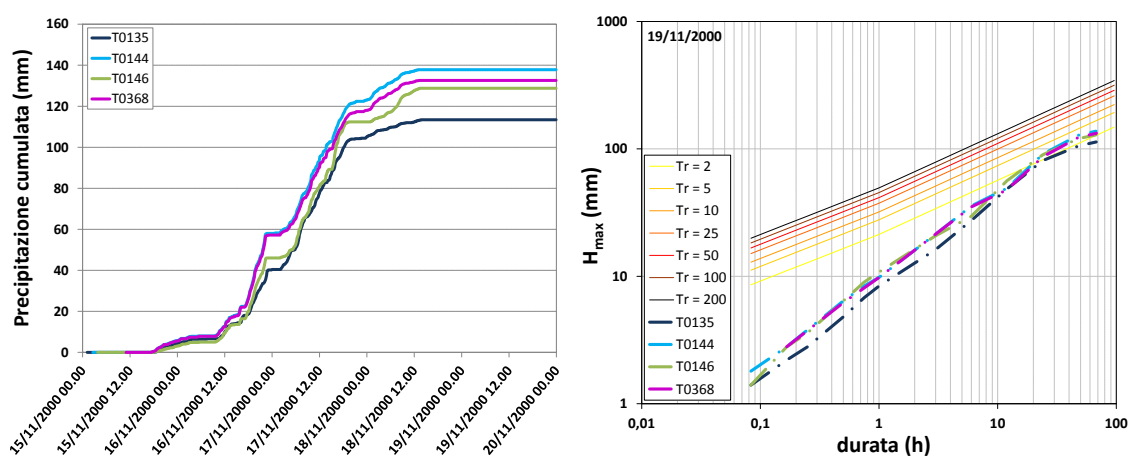


Figura 6.78: Frana del 19/11/2000 (Idfrana 220301500). I pluviometri sono: T0135 Trento (Roncafart) distanza 7,926 km e differenza di quota -187 m; T0144 Monte Bondone distanza 4,016 km e differenza di quota 1119 m; T0146 Aldeno distanza 6,348 km e differenza di quota -199 m; T0368 Monte Bondone - Viote (pluviometro più vicino) distanza 3,950 km e differenza di quota 1109 m

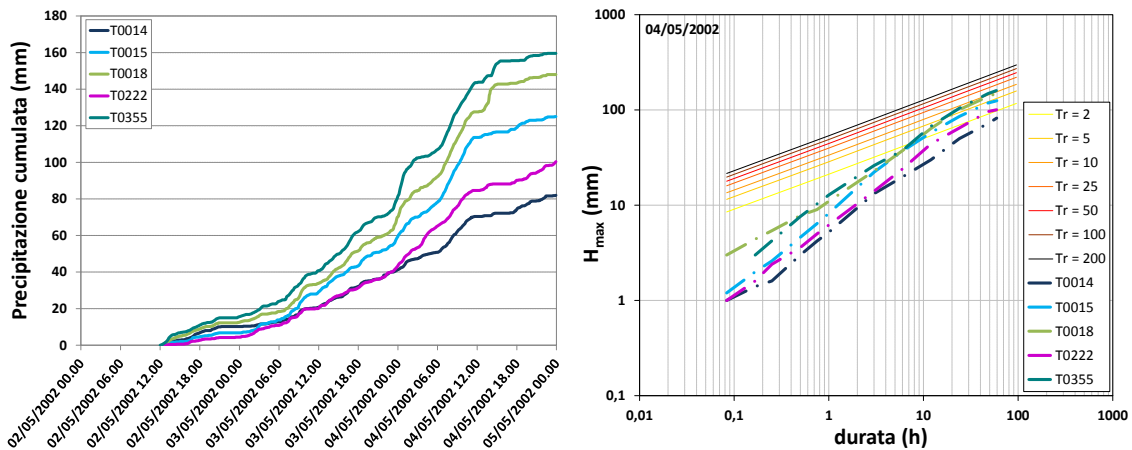


Figura 6.79: Frana del 04/05/2002 (Idfrana 220022900). I pluviometri del buffer sono: T0014 Telve (Pontarso) distanza 5,599 km e differenza di quota -31 m; T0015 Bieno (pluviometro più vicino) distanza 815 m e differenza di quota -113 m; T0018 Pieve Tesino (O.P. Enel) distanza 5,376 km e differenza di quota -171 m; T0222 Borgo Valsugana distanza 9,013 km e differenza di quota -571 m; T0355 Passo Brocon distanza 8,892 km e differenza di quota 654 m

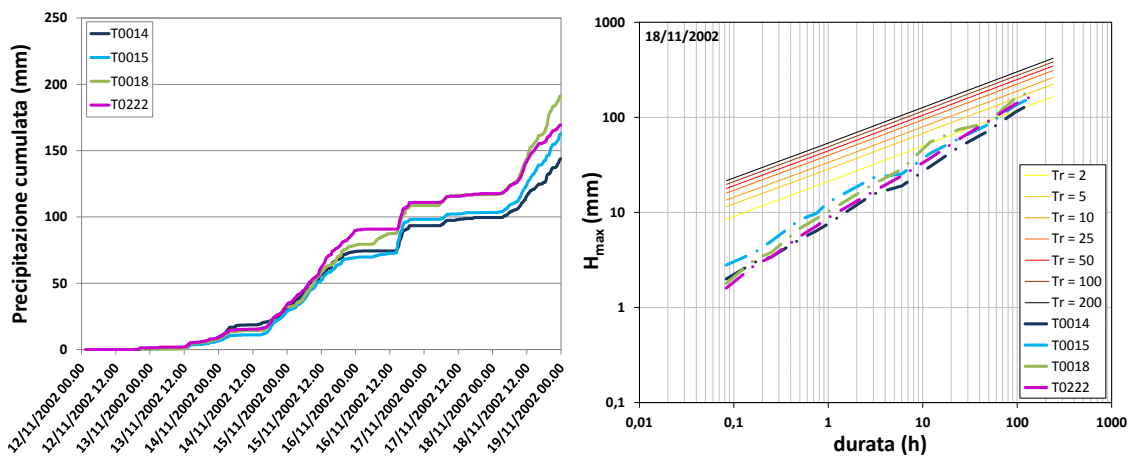


Figura 6.80: Frana del 18/11/2002 (Idfrana 220023900). I pluviometri del buffer sono: T0014 Telve (Pontarso) distanza 6,640 km e differenza di quota 518 m; T0015 Bieno (pluviometro più vicino) distanza 3,347 km e differenza di quota 436 m; T0018 Pieve Tesino (O.P. Enel) distanza 7,333 km e differenza di quota 378 m; T0222 Borgo Valsugana distanza 5,910 km e differenza di quota -22 m

6.2.1 Calcolo del coefficiente di correlazione spaziale della precipitazione

Nel presente lavoro, per ciascuna frana con data di attivazione nota e più di un pluviometro disponibile nel buffer di 10 km, è stato inoltre calcolato il coefficiente di correlazione di Pearson tra le registrazioni pluviometriche di coppie di pluviometri vicini.

Il coefficiente di Pearson rappresenta una misura della dipendenza lineare tra una coppia di variabili casuali e si basa sull'ipotesi che le variabili abbiano distribuzione normale (Braca *et alii*, 2013):

$$\rho_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \mu_y)^2}} = \frac{E(XY) - E(X)E(Y)}{\sqrt{Var(X)Var(Y)}}$$

Il coefficiente varia da -1 (correlazione inversa) a 1 (correlazione diretta) e assume valore 0 nel caso di due variabili indipendenti. All'aumentare della distanza tra le coppie di pluviometri il coefficiente di Pearson diminuisce. Il decadimento (Pearson *correlation decay*) dipende dalla scala temporale di aggregazione delle registrazioni e dal regime pluviometrico. La correlazione spaziale della precipitazione infatti aumenta all'aumentare dell'intervallo di aggregazione del dato pluviometrico ed è maggiore durante gli eventi stratiformi autunnali, più estesi e regolari rispetto alle celle convettive isolate del periodo estivo (Montesarchio *et alii*, 2010; Sebastianelli *et alii*, 2010).

Il coefficiente di Pearson si dimostra utile nella caratterizzazione dei campi di pioggia solo considerando coppie di valori entrambi maggiori di 0, escludendo sia le coppie con uno solo dei due valori maggiore di 0 sia le coppie 0-0, che determinano un incremento significativo del coefficiente di correlazione (Yoo & Ha, 2007; Ha & Yoo, 2007).

La relazione di decadimento del coefficiente di Pearson con la distanza è stata modellata da Yoo & Ha (2007) con una funzione polinomiale. A causa dell'asimmetria della distribuzione della precipitazione, le stime del coefficiente di Pearson calcolato utilizzando i dati di pioggia tal quali possono risultare distorte; per ovviare alla distorsione, Yoo & Ha hanno effettuato il calcolo sulla variabile log-trasformata. Serinaldi (2008) ha proposto invece l'utilizzo del

coefficiente di correlazione di Kendall $\tau_k = \frac{c_n - d_n}{c_n + d_n}$, dove c_n e d_n rappresentano

rispettivamente il numero di coppie di registrazioni di precipitazione concordanti e discordanti¹².

Cortesi *et alii* (2014) hanno utilizzato la relazione di decadimento $Log(r_{ij}^2) = b \cdot \sqrt{d_{ij}}$, essendo r^2 il coefficiente di Pearson al quadrato e d la distanza, scegliendo come valore soglia di correlazione $r^2 = 0,5$ ($r = 0,7$) per calcolare la distanza a cui la varianza comune tra due pluviometri vicini è maggiore del 50%. Krajewski *et alii* (2003) e Schäppi (2013), per studiare la variabilità spaziale delle precipitazioni a scala di qualche km, hanno adottato la relazione $\rho = \rho_0 e^{(-d/d_0)^{s_0}}$ dove ρ_0 rappresenta la decorrelazione locale dovuta ad errori strumentali (assunto per semplicità pari a 1), d_0 la distanza di correlazione e s_0 il parametro di forma.

Nel presente lavoro, il coefficiente di correlazione di Pearson è stato calcolato tra le registrazioni concomitanti di precipitazione oraria acquisite da coppie di pluviometri ricadenti nel buffer, considerando esclusivamente le coppie di registrazioni con entrambi i valori maggiori di 0 e applicando la trasformazione logaritmica alla precipitazione. La distanza tra le coppie di pluviometri è stata calcolata utilizzando la funzione di ArcGIS *Point Distance*.

La Figura 6.81 rappresenta la relazione tra il coefficiente di Pearson e la distanza tra coppie di pluviometri ricadenti nel buffer, con tematizzazione differente per mese di innesco della frana. La relazione di decadimento media, approssimata con una retta, indica che in corrispondenza della distanza di 8,447 km il coefficiente di Pearson assume valore 0,7 e quindi la varianza comune tra le precipitazioni registrate dai due pluviometri è pari al 50%. Gli eventi di luglio,

¹² Se X e Y sono le serie di registrazioni di precipitazioni in due pluviometri, due coppie di osservazioni (x_1, y_1) e (x_2, y_2) si dicono concordanti se $(x_1 - x_2)(y_1 - y_2) > 0$; discordanti se $(x_1 - x_2)(y_1 - y_2) < 0$

agosto e settembre sono caratterizzati dai valori più bassi del coefficiente di Pearson e quindi dalla minore correlazione spaziale tra la precipitazione registrata da due stazioni vicine.

La Figura 6.82 mostra come il coefficiente di correlazione non dipenda dalla differenza di quota tra i due pluviometri.

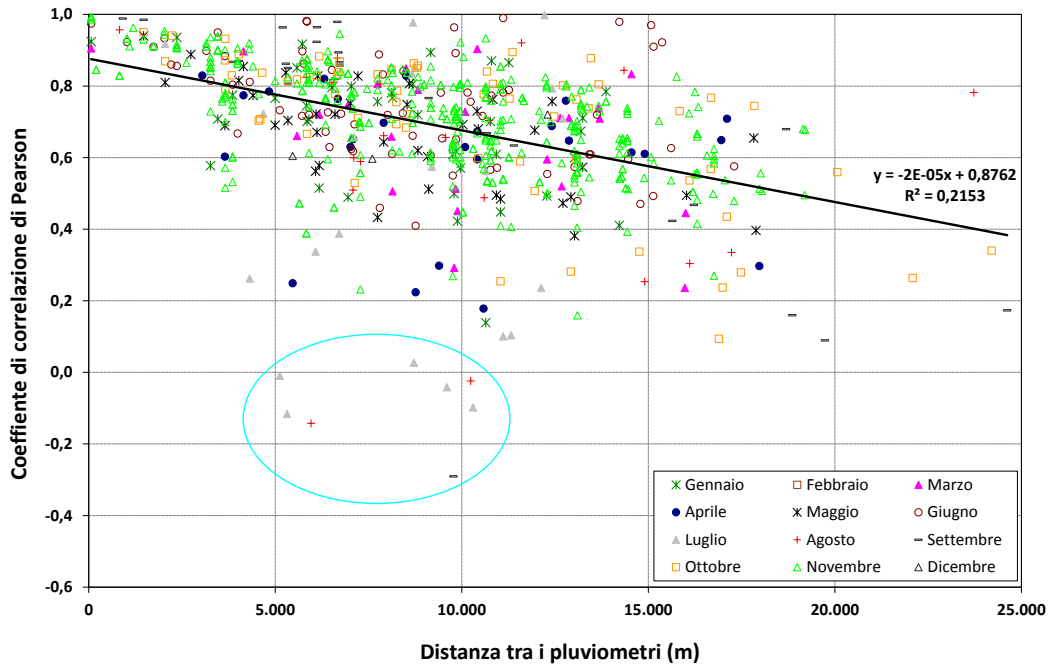


Figura 6.81: Relazione di decadimento del coefficiente di Pearson con la distanza tra coppie di pluviometri

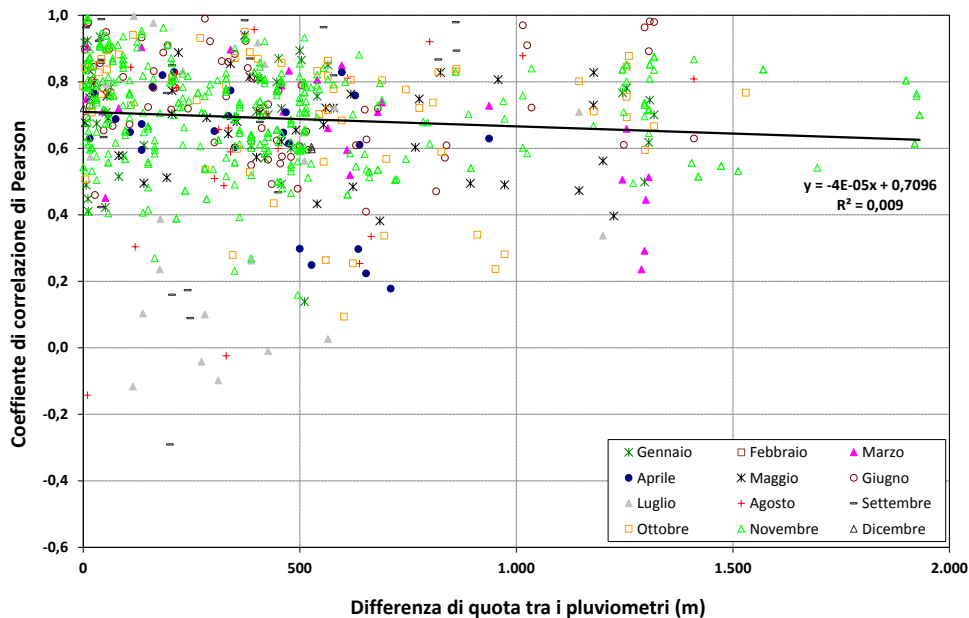


Figura 6.82: Relazione tra coefficiente di Pearson e differenza di quota, in valore assoluto, tra coppie di pluviometri

La Figura 6.83 rappresenta, per i mesi estivi, la diminuzione dei valori del coefficiente di correlazione di Pearson al diminuire dell'intervallo di aggregazione del dato pluviometrico, passando da 1 ora a 15 minuti. In particolare i punti ottenuti utilizzando i dati di precipitazione a 15 minuti sono molto più dispersi e vengono interpolati da una retta di regressione con intercetta inferiore a 0,7. Ciò conferma che le precipitazioni registrate durante gli eventi convettivi estivi da due pluviometri ricadenti nel buffer sono spesso sostanzialmente differenti sia per l'estensione spaziale estremamente ridotta delle celle temporalesche, sia per la loro evoluzione spazio-temporale, che potrebbe aver determinato picchi di precipitazione non concomitanti nei due pluviometri.

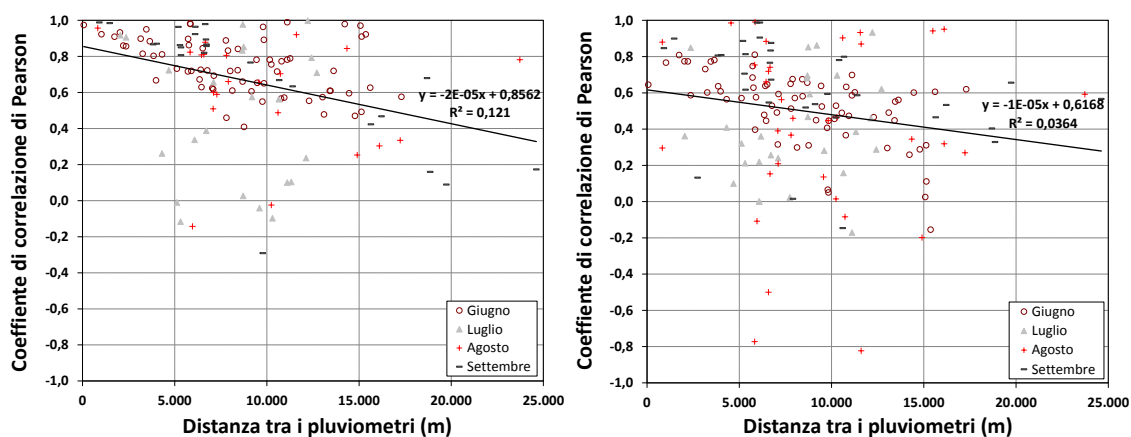


Figura 6.83: Relazione di decadimento del coefficiente di Pearson con la distanza tra coppie di pluviometri per gli eventi avvenuti nei mesi estivi: a) intervallo di aggregazione del dato pluviometrico a 1 ora; b) intervallo di aggregazione del dato pluviometrico a 15 minuti

7 TARATURA DI SOGLIE PLUVIOMETRICHE

Nel presente Capitolo vengono descritte: la selezione degli eventi utilizzati per la taratura delle soglie, la procedura automatica di estrazione e caratterizzazione dell'evento pluviometrico innescante, le due metodologie adottate per l'individuazione della fine dell'evento, la definizione e il confronto delle soglie pluviometriche, la valutazione del ruolo di alcuni fattori ambientali (es. litologia e uso del suolo) e delle precipitazioni antecedenti sull'innescamento delle frane.

7.1 Selezione degli eventi per la taratura delle soglie

A partire dalla banca dati di 260 frane con data di innescamento nota, è stata effettuata una selezione degli eventi pluviometrici che hanno innescato frane da utilizzare per la taratura delle soglie. Si è proceduto all'esclusione delle 64 frane per cui non è disponibile alcun pluviometro con registrazioni sub-orarie nel buffer (Par. 6.2) e delle 78 frane con evento pluviometrico innescante duplicato. Quest'ultima condizione si è verificata per le frane avvenute nella medesima data e aventi lo stesso pluviometro più vicino alla zona di innescamento. Sono stati quindi esclusi 16 eventi con condizioni di neve al suolo e 3 eventi di frana con causa di innescamento, riportata nel database IFFI, indipendente dalle precipitazioni (es. attività agricole, materiale alterato o fratturato, superfici di taglio, orientazione sfavorevole discontinuità). Infine sono stati esclusi 14 eventi per i quali le registrazioni di pioggia del pluviometro più vicino risultavano particolarmente basse e non sono state considerate rappresentative dell'evento (Precipitazione cumulata d'evento < 5 mm).

Relativamente all'esclusione degli eventi con neve, è stata effettuata un'analisi delle condizioni di neve al suolo in concomitanza con l'innescamento della frana. Generalmente durante i mesi invernali la presenza di uno strato di neve sul suolo impedisce l'infiltrazione di acqua nel sottosuolo, riducendo l'innescamento di frane. Al contrario lo scioglimento della neve in concomitanza con l'aumento primaverile delle temperature (da sotto 0°C a sopra 0°C) determina un aumento significativo dell'acqua di deflusso superficiale e di infiltrazione oltre al contributo delle precipitazioni. Per tenere in considerazione il contributo della neve sull'innescamento di frane, Martelloni *et alii* (2013) hanno sviluppato il modello SAMM (*Snow Accumulation/Melting Model*) che stima lo spessore e la densità della neve al suolo sulla base di 13 parametri empirici e dalle registrazioni di temperatura e di precipitazione. Nel presente lavoro, per ciascuna frana con innescamento noto, sono state valutate le condizioni di neve al suolo (assenza di neve; neve al suolo con spessore costante o in aumento; scioglimento della neve) analizzando le misure di altezza del manto nevoso a terra registrate dal Campo Neve (Par. 3.8) più vicino alla zona di innescamento e le misure di temperatura della stazione meteorologica prossima alla frana. Considerato il numero ridotto degli eventi di frana con possibile contributo della neve, nel presente lavoro si è scelto di non tenerne conto al fine della taratura delle soglie.

Il dataset di eventi di frana utilizzato per la taratura delle soglie è risultato quindi composto da 85 record. La ripartizione degli 85 eventi durante i mesi dell'anno è la seguente: 2 a marzo, 3 ad aprile, 5 a maggio, 5 a giugno, 9 a luglio, 9 ad agosto, 7 a settembre, 17 a ottobre, 27 a novembre e 1 a dicembre.

7.2 Estrazione dell'evento pluviometrico relativo all'innescamento franoso

È stata definita la seguente procedura per estrarre e caratterizzare l'evento pluviometrico responsabile dell'innescamento ed è stata implementata mediante lo sviluppo di uno *script* in Matlab®. Lo *script* utilizza la serie di registrazioni sub-orarie grezze acquisite dal pluviometro con massima risoluzione temporale di 5 minuti, senza la necessità di aggregare i dati su intervalli temporali fissi (es. 30 minuti, 1 ora). Gli altri dati richiesti in input dallo *script* sono la durata critica mensile del pluviometro CD_{mese} (Par. 5.5) e i coefficienti delle linee segnalatrici di possibilità pluviometrica a_1 , n e CV in corrispondenza del pluviometro individuati nelle 3 mappe di distribuzione spaziale realizzate da Borga *et alii* (2004b) (Par. 3.6).

L'inizio dell'evento pluviometrico è individuato in modo da essere preceduto da un intervallo di non pioggia di durata maggiore della durata critica del pluviometro relativa al mese della frana. La fine dell'evento, quando non è nota l'ora di innescamento della frana, è stata calcolata con due distinte metodologie (Par. 7.3).

Il programma calcola la durata dell'evento, la precipitazione cumulata, l'intensità media e massima, l'altezza di precipitazione massima su durate di 5, 10, 15, 30 e 45 minuti, 1 ora, 3, 6, 12, 24, 48 e 96 ore, le precipitazioni antecedenti su 1, 5, 10, 15 e 30 giorni antecedenti l'inizio dell'evento. Inoltre calcola il massimo tempo di ritorno dell'evento sulla base delle linee segnalatrici di possibilità pluviometrica (Borga *et alii*, 2004b) e la durata, altezza e intensità di precipitazione associate al massimo tempo di ritorno.

Per ciascuna frana con data di attivazione nota, è stato considerato come pluviometro di riferimento quello ubicato a minore distanza dalla zona di distacco della frana. Nel presente lavoro è stato scelto di non utilizzare metodi di interpolazione spaziale delle precipitazioni, quali il metodo delle isoiete, dei poligoni di Thiessen o i metodi geostatistici come *kriging* e IDW (Verworn & Haberlandt, 2011). Infatti utilizzando registrazioni di precipitazione acquisite ogni 5-10 minuti, a causa della concentrazione spaziale delle celle temporalesche e della non coincidenza temporale dei picchi di intensità in stazioni vicine, il dato interpolato risulterebbe affetto da *smoothing*.

7.3 Individuazione della fine dell'evento

La fine dell'evento pluviometrico innescante risulta definita solo per le frane con ora di innescamento nota. Bisogna comunque tenere in considerazione che, quando il pluviometro di riferimento è piuttosto lontano dalla zona di distacco, la fine dell'evento di pioggia registrato dal pluviometro potrebbe non coincidere con l'ora della frana a causa dell'evoluzione spazio-temporale della cella temporalesca.

Nel dataset considerato, 17 degli 85 eventi di frana (20%) presentano l'informazione sull'ora di innescamento, di cui 10 durante i mesi estivi (da giugno a settembre) e 7 nel resto dell'anno. Per i 17 eventi il ritardo temporale tra il picco di intensità di precipitazione registrato al pluviometro più vicino e l'innescamento della frana è risultato piuttosto variabile. In particolare per quanto riguarda i 10 inneschi estivi, 4 sono risultati concomitanti con il picco, 4 sono avvenuti 1-2 ore dopo il picco, 2 si sono verificati 5-6 ore dopo il picco. Per i 7 inneschi degli altri mesi, 1 è risultato concomitante al picco, 2 sono avvenuti 2-3 ore dopo il picco, 1 evento 6 ore dopo e 3 eventi a distanza maggiore di 12 ore. Tali risultati sono confrontabili con quelli ottenuti da Rappelli *et alii* (2008) su 106 *debris flow* e *soil slip* nelle province di Sondrio e Brescia, ovvero nel periodo estivo il 54% dei dissesti è avvenuto in concomitanza dell'ora di massima intensità oraria di precipitazione o entro l'ora immediatamente successiva e diventa l'85% se si considera un

intervallo di tempo inferiore a 3 ore; nel periodo primaverile-autunnale, gli autori hanno registrato una maggiore variabilità e durata dell'intervallo con il 43,6% degli inneschi entro 5 ore dal picco e il 69,2% in un intervallo di tempo inferiore a 15 ore.

Nel presente lavoro, la fine dell'evento è stata calcolata con le due metodologie più utilizzate in letteratura: fino al picco di intensità di precipitazione del giorno di innesco (es. Frattini *et alii*, 2009) e fino all'ultima registrazione di pioggia del giorno (es. Brunetti *et alii*, 2010; Vessia *et alii*, 2014), definite nel presente lavoro rispettivamente come metodologia "Picco" e metodologia "Fine Giorno".

Le seguenti figure (Figura 7.1 - Figura 7.7) e la Tabella 7.1 rappresentano il confronto della distribuzione della durata, precipitazione cumulata e intensità media d'evento, del massimo tempo di ritorno durante l'evento, della durata, altezza e intensità di precipitazione associate al massimo tempo di ritorno degli 85 eventi suddivisi per mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento. Le coppie di variabili precipitazione cumulata - durata d'evento (E-D) e intensità media - durata d'evento (I-D), che considerano l'evento pluviometrico nella sua interezza, sono le più utilizzate in letteratura per la definizione di soglie pluviometriche di innesco di colate detritiche e frane superficiali. Le coppie di valori altezza di precipitazione - durata e intensità di precipitazione - durata associate al massimo tempo di ritorno dell'evento ($H_{TR}-D_{TR}$ e $I_{TR}-D_{TR}$) sono state utilizzate nel presente lavoro perché ritenute particolarmente significative, in quanto, per ciascun evento, estraggono la porzione d'evento più critica e individuano quindi le condizioni pluviometriche responsabili dell'innesco franoso.

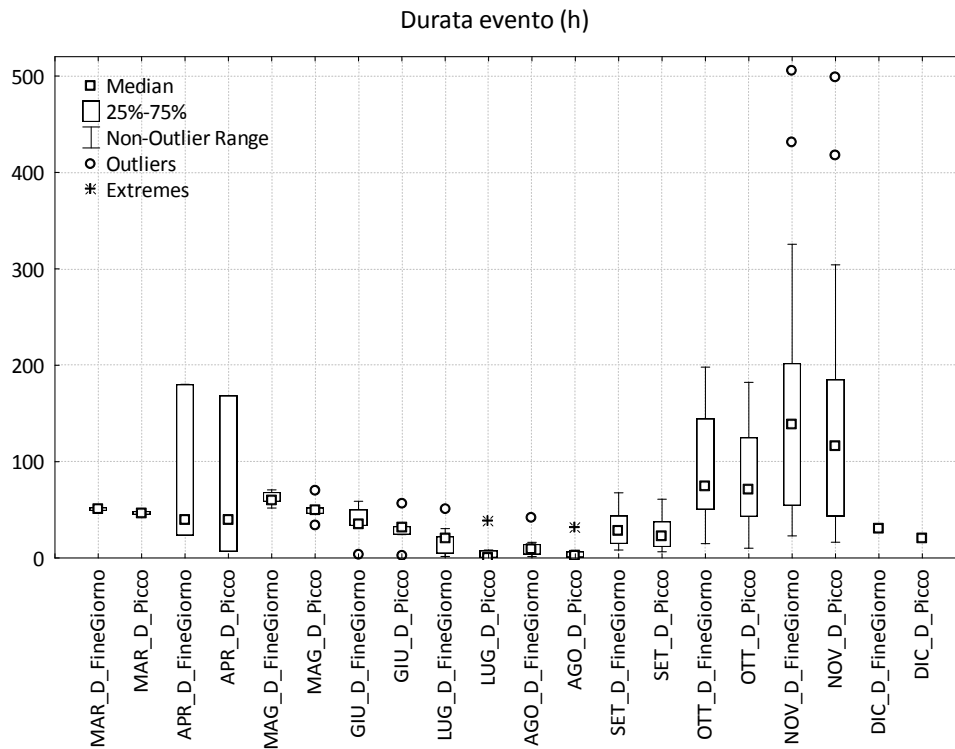


Figura 7.1: Box-plot della durata d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

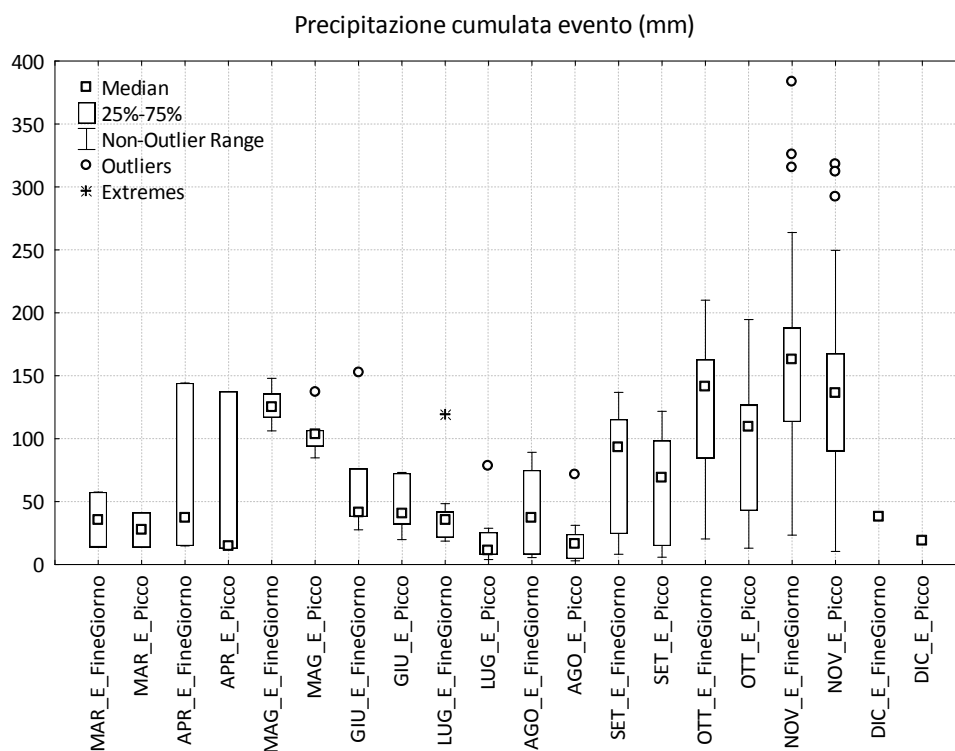


Figura 7.2: Box-plot della precipitazione cumulata d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

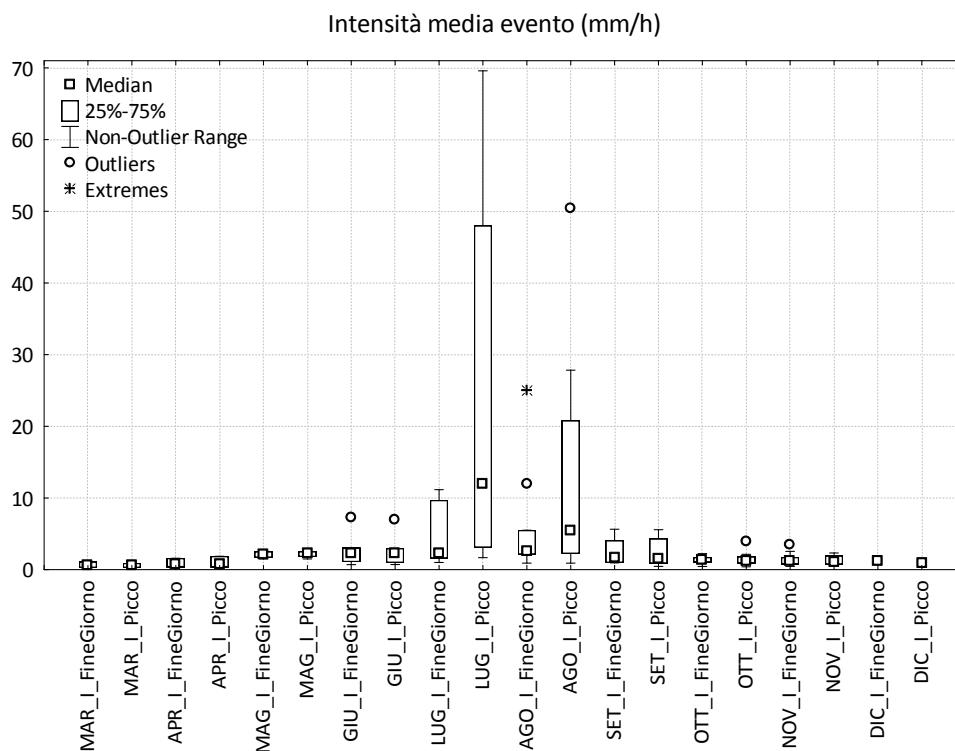


Figura 7.3: Box-plot dell'intensità media d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

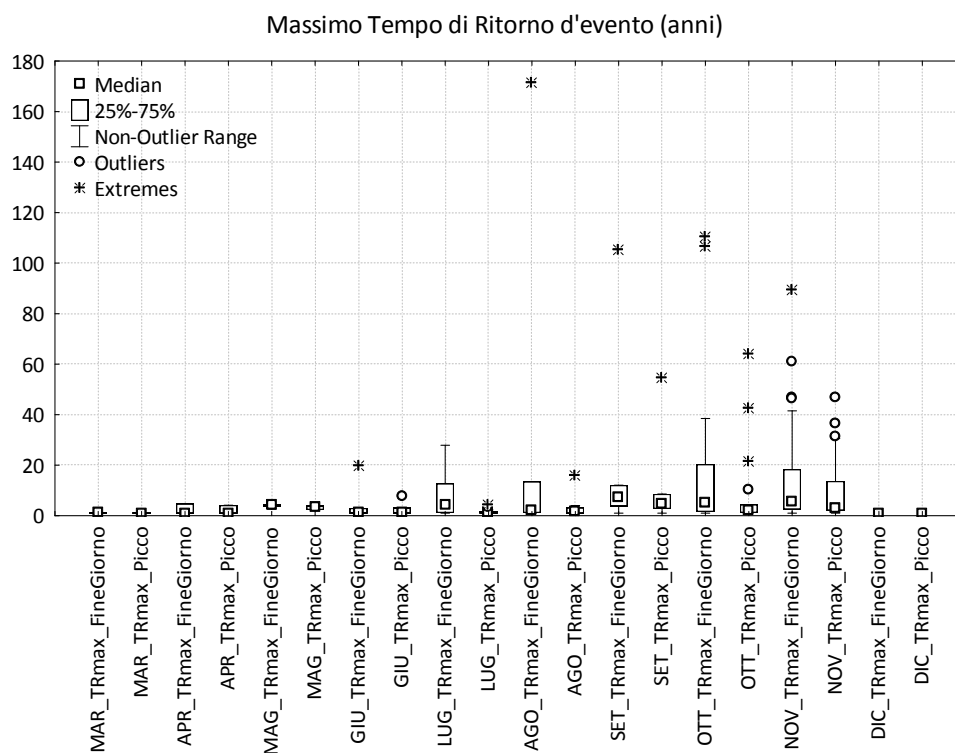


Figura 7.4: Box-plot del massimo tempo di ritorno d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

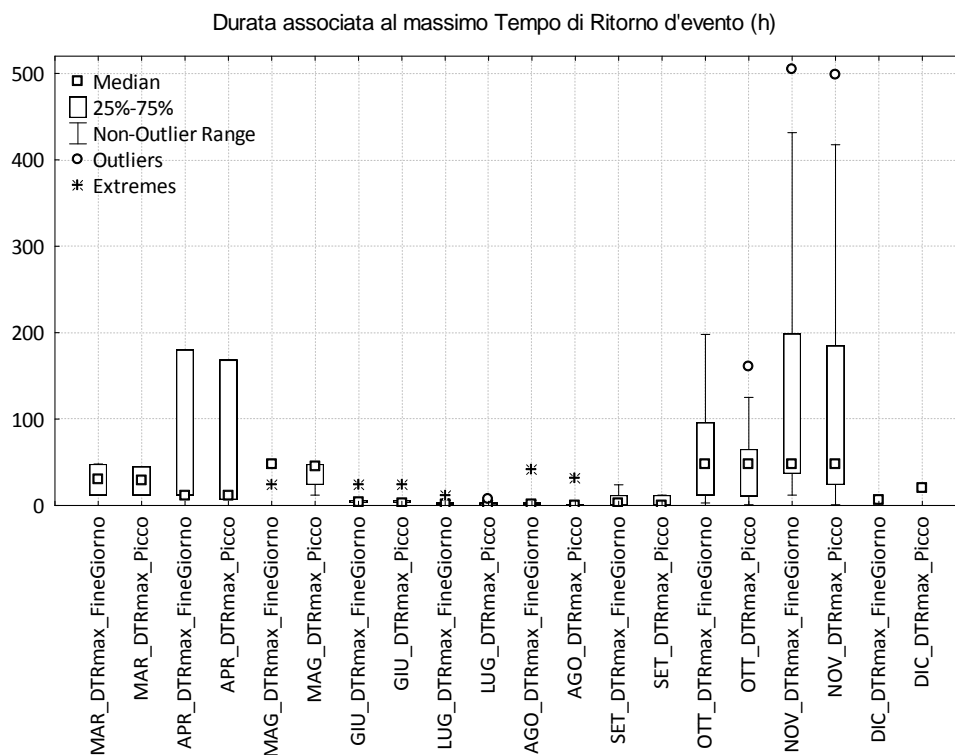


Figura 7.5: Box-plot della durata associata al massimo tempo di ritorno d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

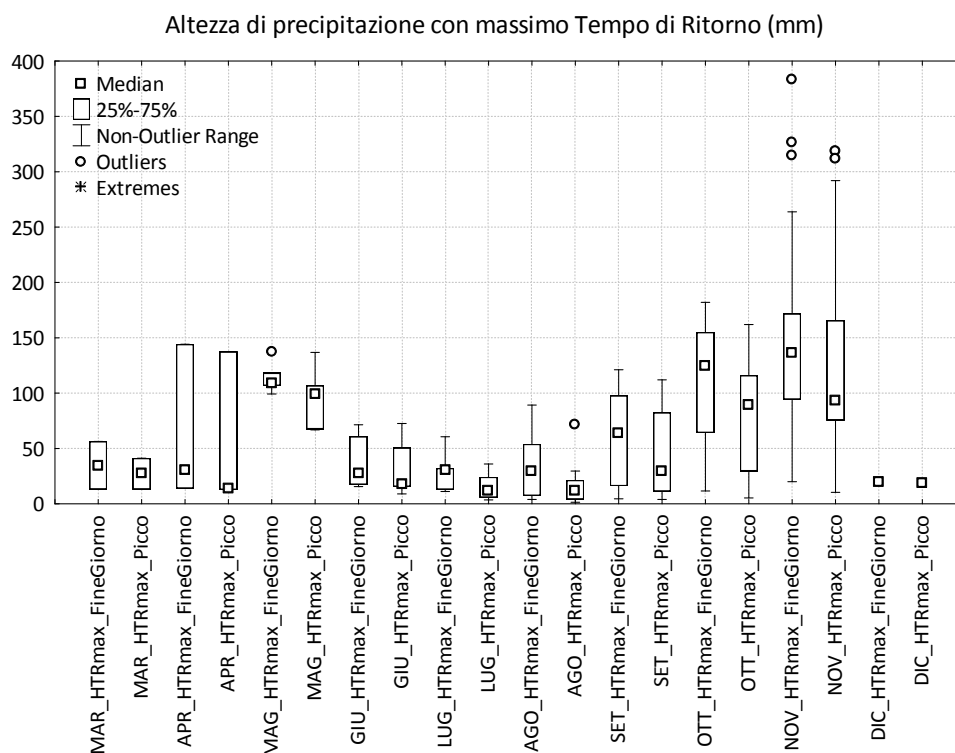


Figura 7.6: Box-plot dell'altezza di precipitazione associata al massimo tempo di ritorno d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

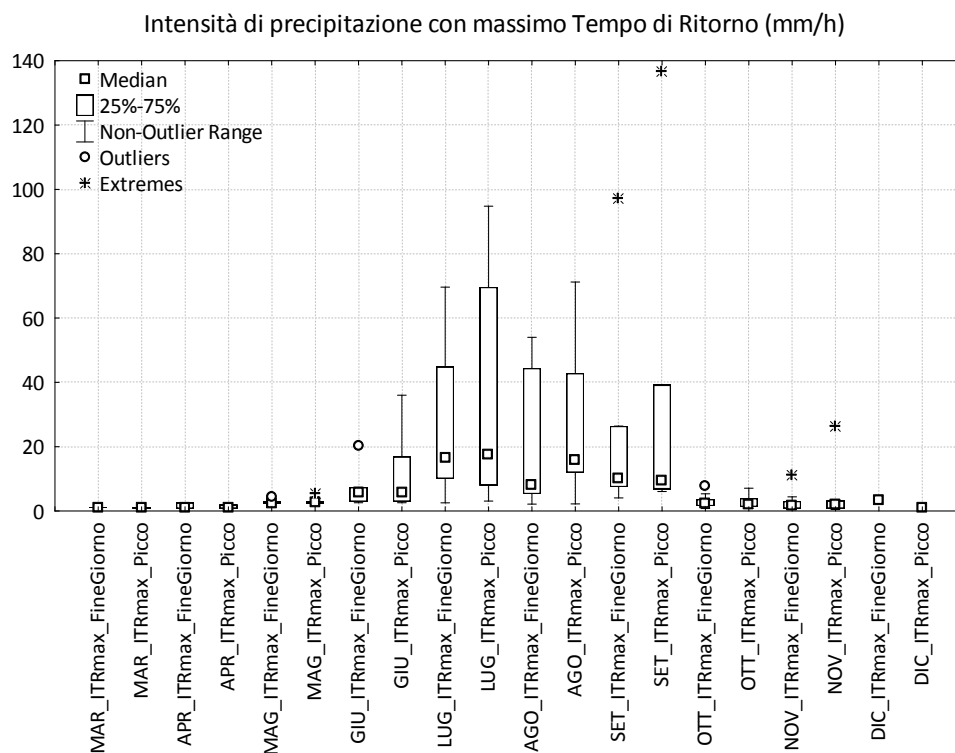


Figura 7.7: Box-plot dell'intensità di precipitazione associata al massimo tempo di ritorno d'evento per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

Le durate d'evento inferiori sono caratteristiche dei mesi estivi, mentre gli eventi più prolungati si sono verificati durante ottobre e novembre. Si osserva una diminuzione della durata d'evento passando dalla metodologia "Fine Giorno" alla metodologia "Picco" (Figura 7.1). In particolare, con la metodologia "Picco", il 55,6% di eventi del mese di luglio ha durata inferiore a mezz'ora e il 55,6% di agosto ha durata minore di 2 ore e mezza. Similarmente si osserva una diminuzione della precipitazione cumulata d'evento passando dalla metodologia "Fine Giorno" alla metodologia "Picco" (Figura 7.2), determinando valori di intensità media d'evento abbastanza simili tra le due metodologie di individuazione della fine d'evento, ad eccezione dei mesi di luglio e agosto con valori di intensità particolarmente elevati per alcuni eventi con durata inferiore a mezz'ora nella metodologia "Picco" (Figura 7.3).

Per quanto riguarda le condizioni pluviometriche associate al massimo tempo di ritorno d'evento, le distribuzioni mensili di massimo tempo di ritorno, durata, altezza e intensità di precipitazione sono abbastanza simili utilizzando le due metodologie di individuazione della fine dell'evento. Sul totale degli 85 eventi analizzati, il tempo di ritorno massimo d'evento è risultato minore di 2 anni nel 28% dei casi, di 5 anni nel 59% e complessivamente minore di 20 anni nell'82% dei casi utilizzando la metodologia "Fine Giorno"; è risultato minore di 2 anni nel 40% dei casi, di 5 anni nel 78% dei casi e complessivamente minore di 20 anni nel 90% dei casi utilizzando la metodologia "Picco" (Figura 7.4).

La durata associata al massimo tempo di ritorno d'evento è compresa tra 3 e 6 ore nel 50% degli eventi di giugno, è minore di 3 ore nel 50% di eventi di luglio e agosto e minore di 12 ore nel 50% degli eventi di settembre (Figura 7.5 e Tabella 7.1).

Tabella 7.1: Mediana, quantile 25 e 75% della durata, precipitazione cumulata e intensità media d'evento, del massimo tempo di ritorno durante l'evento, della durata, altezza e intensità di precipitazione associate al massimo tempo di ritorno per ciascun mese e secondo le due metodologie di individuazione della fine dell'evento

		Durata evento (h)		Precipitazione cumulata evento (mm)		Intensità media evento (mm/h)		Massimo Tempo di Ritorno (anni)		Durata TRmax (h)		Altezza TRmax (mm)		Intensità TRmax (mm/h)	
		Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco	Fine Giornata	Picco
Marzo	Quant. 25%	49,8	45,9	24,9	20,7	0,5	0,4	1,1	1,0	21,0	20,3	24,0	20,2	1,1	1,0
	Mediana	50,7	46,8	35,8	27,5	0,7	0,6	1,2	1,1	30,0	28,5	34,8	27,2	1,1	1,0
	Quant. 75%	51,6	47,8	46,7	34,4	0,9	0,8	1,3	1,1	39,0	36,8	45,6	34,2	1,2	1,1
Aprile	Quant. 25%	31,6	23,2	26,2	13,8	0,6	0,6	1,0	1,0	12,0	9,4	22,4	13,4	1,0	1,0
	Mediana	39,7	39,6	37,6	14,8	0,8	0,8	1,0	1,0	12,0	12,0	30,8	14,0	1,2	1,2
	Quant. 75%	109,9	104,0	90,9	76,1	1,2	1,3	2,9	2,6	96,1	90,2	87,5	75,7	1,9	1,5
Maggio	Quant. 25%	58,4	45,8	116,8	94,0	1,7	1,8	3,6	2,3	48,0	24,0	106,8	67,6	2,3	2,3
	Mediana	59,6	49,6	125,0	103,4	2,1	2,3	4,2	3,3	48,0	45,8	108,8	99,2	2,5	2,8
	Quant. 75%	68,5	52,3	135,6	106,8	2,5	2,5	4,4	3,8	48,0	48,0	118,2	106,8	2,9	2,8
Giugno	Quant. 25%	33,3	24,3	38,0	32,2	1,1	1,0	1,1	1,1	3,0	3,0	17,4	15,6	3,0	3,0
	Mediana	35,1	31,3	41,4	40,4	2,3	2,3	1,3	1,1	3,8	3,0	27,6	17,4	5,8	5,8
	Quant. 75%	50,3	33,0	76,0	72,6	3,0	3,0	3,0	3,1	6,0	6,0	60,8	50,6	7,4	16,9
Luglio	Quant. 25%	4,8	0,3	21,6	8,0	1,6	3,1	1,2	1,1	0,5	0,2	13,0	5,8	10,1	8,1
	Mediana	20,0	0,4	35,8	11,6	2,3	12,0	4,3	1,2	1,0	0,3	30,8	11,6	16,4	17,4
	Quant. 75%	22,4	7,8	41,8	25,6	9,7	48,0	12,7	1,8	3,0	3,0	32,2	24,2	44,8	69,6
Agosto	Quant. 25%	3,8	0,8	8,2	4,6	2,1	2,2	1,2	1,0	0,8	0,3	7,4	4,2	5,3	12,0
	Mediana	9,0	2,1	37,4	16,8	2,6	5,5	2,3	1,8	1,0	0,5	29,4	11,8	8,1	15,7
	Quant. 75%	14,5	6,8	75,0	24,2	5,5	20,8	13,5	3,2	3,0	0,8	54,0	21,4	44,4	42,8
Settembre	Quant. 25%	19,5	16,6	33,1	16,1	1,3	1,1	3,9	2,9	0,6	0,5	18,0	13,0	8,3	7,4
	Mediana	28,3	22,8	93,4	69,0	1,7	1,6	7,2	4,8	3,0	0,8	63,6	29,4	10,1	9,3
	Quant. 75%	38,9	34,1	113,8	97,6	3,4	3,3	11,8	7,6	12,0	12,0	93,8	77,6	23,8	34,2
Ottobre	Quant. 25%	50,4	42,9	84,6	42,8	1,1	0,9	1,6	1,2	12,0	10,8	64,2	29,6	1,6	1,3
	Mediana	74,8	70,5	141,0	109,8	1,4	1,3	5,1	2,1	48,0	48,0	125,0	89,6	2,4	1,9
	Quant. 75%	144,5	125,1	162,8	126,8	1,7	1,8	20,4	4,4	96,0	65,3	155,0	116,0	3,6	4,0
Novembre	Quant. 25%	54,6	44,7	115,7	90,5	0,8	0,8	2,6	2,2	41,3	24,0	99,9	75,9	0,9	0,9
	Mediana	138,5	116,3	162,8	136,6	1,2	1,0	5,5	3,0	48,0	48,0	136,4	93,6	1,7	1,9
	Quant. 75%	200,5	185,1	186,8	166,9	1,7	1,7	17,7	10,7	192,4	182,2	169,0	163,4	3,0	3,2
Dicembre	Quant. 25%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mediana	30,1	20,3	38,4	19,2	1,3	0,9	1,0	1,0	6,0	20,3	19,6	19,2	3,3	0,9
	Quant. 75%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

7.4 Taratura delle soglie pluviometriche

Utilizzando i dati relativi agli 85 eventi di frana selezionati, sono state tarate la soglia Intensità media d’evento vs Durata d’evento ($I = \alpha \cdot D^{-\beta}$) e la soglia Precipitazione cumulata evento vs Durata d’evento ($E = \alpha \cdot D^\gamma$) per entrambe le metodologie di definizione della fine dell’evento (“Fine Giorno” e “Picco”). Il coefficiente α delle due curve I-D e E-D è uguale, mentre il coefficiente γ della soglia E-D è pari a $\gamma = -\beta + 1$, essendo β la pendenza della soglia I-D.

L’intercetta e la pendenza delle curve di potenza E-D e I-D sono state determinate utilizzando la statistica frequentista (Brunetti *et alii*, 2010; 2014; Peruccacci *et alii*, 2012).

I dati empirici di intensità media e durata d’evento sono stati trasformati in scala logaritmica e interpolati, con il metodo dei minimi quadrati, dalla retta di regressione $\text{Log}I = \text{Log}\alpha - \beta \cdot \text{Log}D$.

Per ogni osservazione è stata quindi calcolata la differenza δ tra il logaritmo dell’intensità media dell’evento e il valore della regressione in corrispondenza di D : $\delta(D) = \text{Log}I(D) - \text{Log}I_{fit}(D)$.

La differenza δ ha media nulla, deviazione standard pari a 0,254 e distribuzione di probabilità che può essere interpolata da una distribuzione normale con densità di probabilità

$$p(x) = \frac{1}{2\pi \cdot \sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \text{ e probabilità cumulata } P(x) = \frac{1}{2\pi \cdot \sigma} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx \text{ (Figura 7.8 e$$

Figura 7.9).

La distribuzione di probabilità di δ consente di calcolare soglie pluviometriche associate a differenti probabilità di superamento. La soglia pluviometrica relativa al 5% di probabilità di non superamento ha la stessa pendenza β della retta di regressione ai minimi quadrati e intercetta α_5 pari a $\alpha_5 = \alpha_{50} - \delta_5$, essendo α_{50} l’intercetta della retta di regressione e δ_5 il valore di δ associato a una probabilità di non superamento del 5% (Figura 7.10 e Figura 7.12).

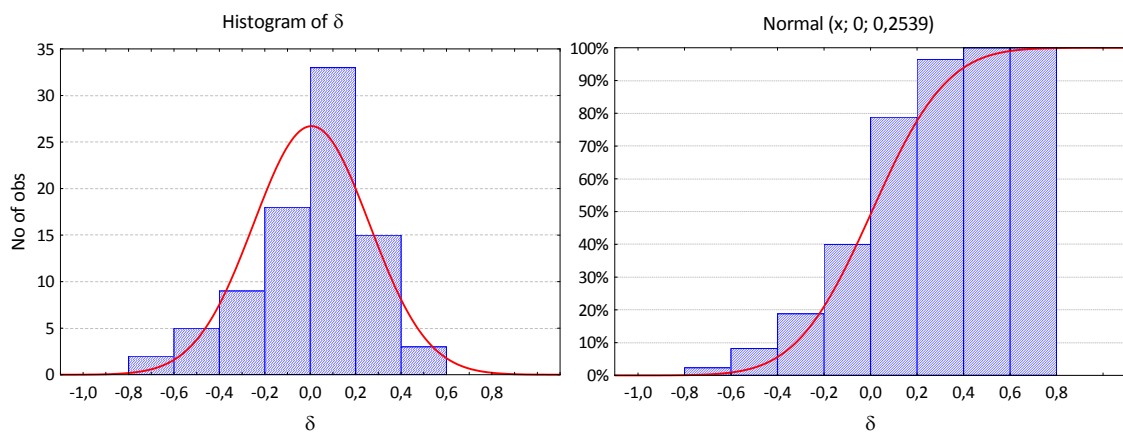


Figura 7.8: a) Istogramma della differenza δ e b) probabilità cumulata con adattamento alla distribuzione normale (coppie di valori intensità media - durata d’evento con metodologia “Fine Giorno”)

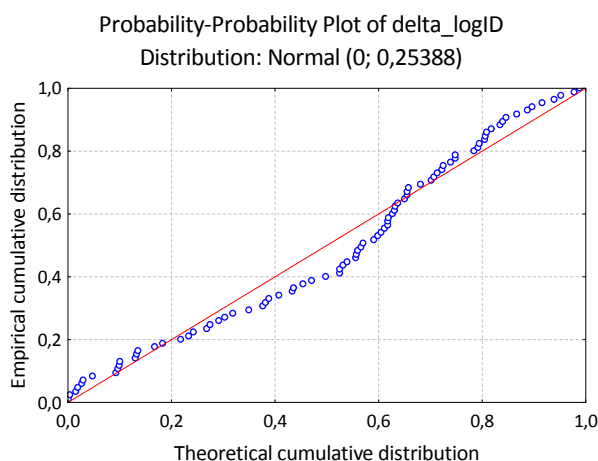


Figura 7.9: Probability-probability plot della differenza δ rispetto alla distribuzione normale (coppie di valori intensità media - durata d'evento con metodologia "Fine Giorno")

La soglia I-D tarata al 5% di probabilità di non superamento sui punti intensità media - durata d'evento con metodologia di individuazione della fine dell'evento "Fine Giorno" è pari a $I_5 = 2,9704 \cdot D^{-0,406}$; quella relativa alla metodologia "Picco" è $I_5 = 3,3032 \cdot D^{-0,491}$. Le corrispondenti soglie precipitazione cumulata vs durata d'evento sono: $E_5 = 2,9704 \cdot D^{0,5943}$ (metodologia "Fine Giorno") e $E_5 = 3,3032 \cdot D^{0,5088}$ (metodologia "Picco"). Il differente range dei valori di durata e i differenti valori di intercetta e pendenza delle due soglie dipendono per la maggior parte dalla differente caratterizzazione degli eventi estivi, che nella metodologia "Picco" presentano durata d'evento molto più breve e intensità media significativamente più elevata rispetto alla metodologia "Fine Giorno" (Figura 7.10 - Figura 7.13).

Entrambe le soglie tarate nel presente lavoro risultano più basse rispetto alle due soglie tarate sul territorio nazionale, con metodo frequentista al 5%: $I_5 = 12,17 \cdot D^{-0,64}$ (Brunetti *et alii*, 2010) sulla base di eventi descritti in pubblicazioni scientifiche, atti di convegni e rapporti tecnici e $E_5 = (7,1 \pm 0,3) \cdot D^{(0,40 \pm 0,01)}$ (Brunetti *et alii*, 2014) sulla base di eventi riportati su quotidiani cartacei o *online* e rapporti tecnici dei Vigili del Fuoco.

I coefficienti delle soglie relative alla provincia di Trento tarate nel presente studio sono confrontabili con quelli delle soglie tarate per l'Alto Adige da Nikolopoulos *et alii* (2014) ($I_1 = 1,12 \cdot D^{-0,49}$) e da Marra *et alii* (2014) ($I_5 = 2,84 \cdot D^{-0,26}$), utilizzando le registrazioni del pluviometro più vicino a ciascuna frana. Il fatto che i coefficienti della soglia I-D tarata nel presente lavoro per la provincia di Trento, così come delle suddette soglie dell'Alto Adige, siano più bassi della soglia nazionale dipende principalmente da tre motivi: il primo riguarda, come sottolineato da Marra *et alii* (2014), le condizioni climatiche locali peculiari per l'innescio di *debris flow* in Trentino, caratterizzate da tempi di ritorno delle precipitazioni piuttosto bassi; il secondo è da mettere in relazione con la sottostima, particolarmente significativa nelle regioni alpine a orografia accidentata, delle precipitazioni registrate dal pluviometro più vicino rispetto a quelle che hanno interessato la zona di distacco; il terzo motivo è legato alla composizione del database di frane con data di innescio nota, che nel caso dell'Inventario IFFI sulla provincia di Trento comprende sia eventi estremamente severi in termini di precipitazioni e di numero e densità di frane innescate (Par. 4.2), sia eventi meno intensi e più localizzati che hanno innescato una colata singola o un basso numero di frane (< 5).

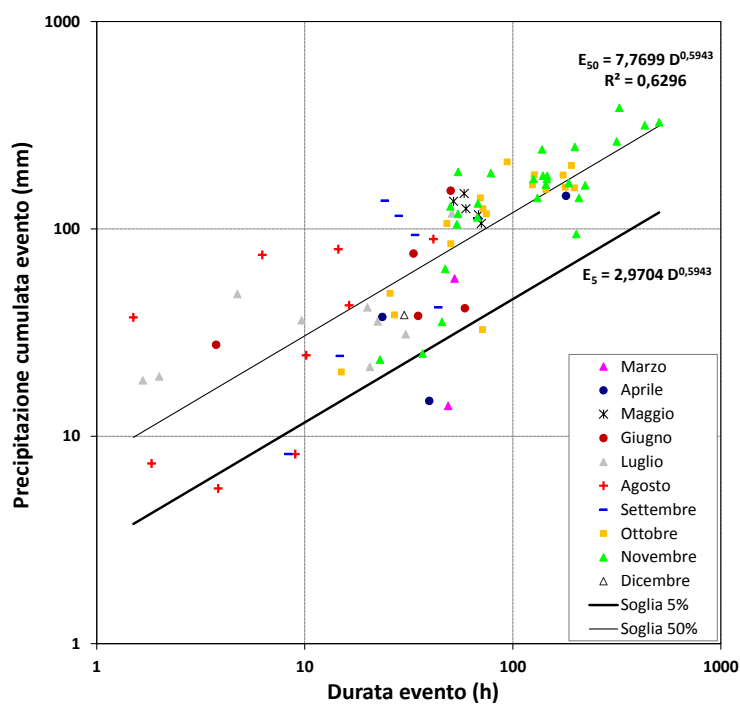


Figura 7.10: Precipitazione cumulata e durata degli 85 eventi pluviometrici che hanno innescato frane (metodologia “Fine Giorno”) e soglie E-D corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di non superamento

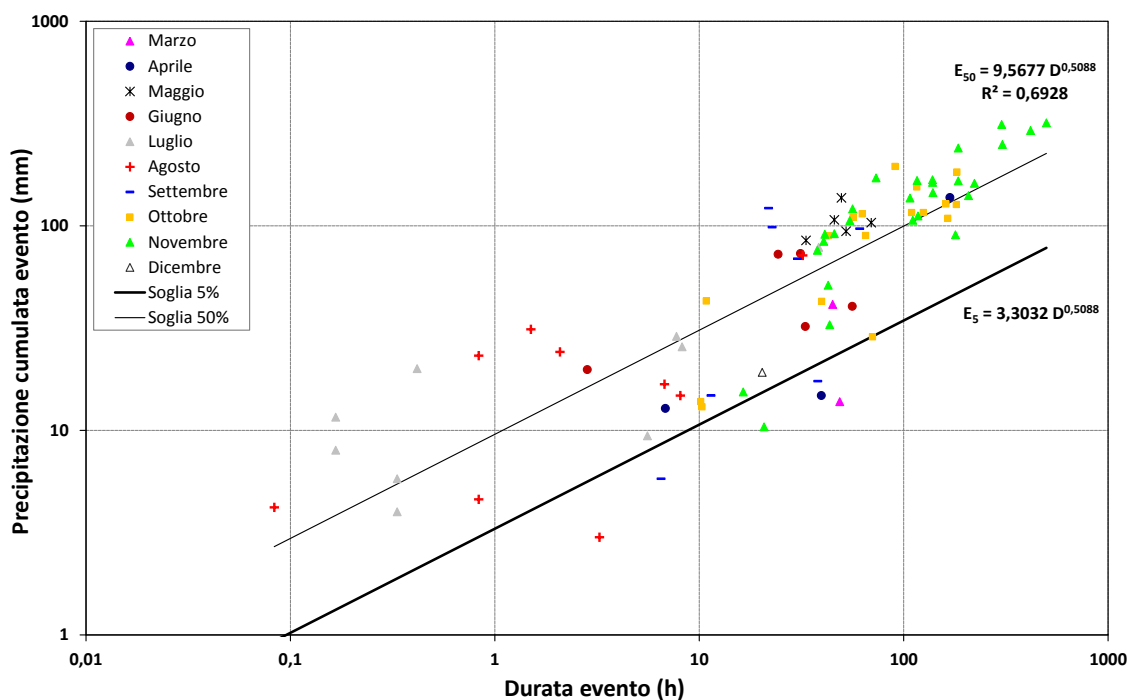


Figura 7.11: Precipitazione cumulata e durata degli 85 eventi pluviometrici che hanno innescato frane (metodologia “Picco”) e soglie E-D corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di non superamento

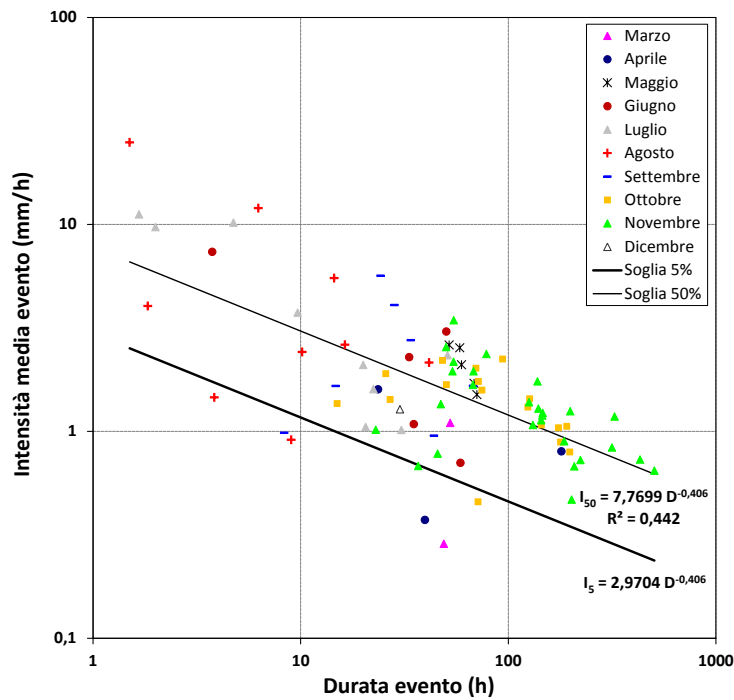


Figura 7.12: Intensità media e durata degli 85 eventi pluviometrici che hanno innescato frane (metodologia “Fine Giorno”) e soglie I-D corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di non superamento

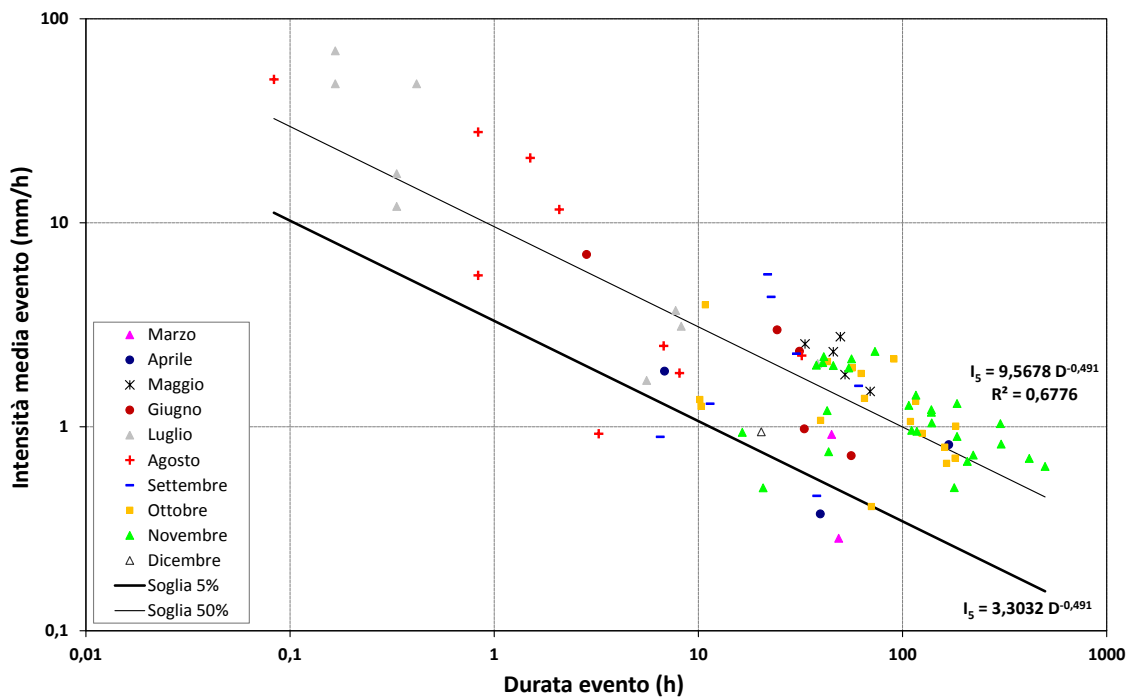


Figura 7.13: Intensità media e durata degli 85 eventi pluviometrici che hanno innescato frane (metodologia “Picco”) e soglie I-D corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di non superamento

Sono state quindi tarate le soglie Intensità – Durata ($I_{TR} = \alpha_{TR} \cdot D_{TR}^{-\beta_{TR}}$) e Altezza di precipitazione – Durata ($H_{TR} = \alpha_{TR} \cdot D_{TR}^{\gamma_{TR}}$) associate al massimo tempo di ritorno d'evento. Le soglie al 5% di probabilità di superamento sono rispettivamente $I_{TR} = 6,7155 \cdot D_{TR}^{-0,555}$ e $H_{TR} = 6,7155 \cdot D_{TR}^{0,4453}$ per la metodologia “Fine Giorno” e $I_{TR} = 5,1619 \cdot D_{TR}^{-0,535}$ e $H_{TR} = 5,1619 \cdot D_{TR}^{0,4653}$ per la metodologia “Picco” (Figura 7.14 - Figura 7.17). Tali soglie sono, come atteso, più elevate delle relazioni I-D e E-D precedentemente descritte, in quanto tarate considerando la porzione d'evento con condizioni pluviometriche più critiche.

Nel caso delle soglie E-D e I-D la metodologia “Fine Giorno” determina una sottostima dell'intercetta della relazione di potenza rispetto alla metodologia “Picco” perché, all'aumentare della durata fino a fine giornata, l'inclusione di periodi con precipitazioni poco intense successivi al picco, talvolta maggiori di 10 ore, ha grande influenza soprattutto per gli eventi estivi, caratterizzati da durate piuttosto brevi. Al contrario per le soglie H_{TR} - D_{TR} e I_{TR} - D_{TR} il valore dell'intercetta più elevato è relativo alla metodologia “Fine Giorno”, perché consente di estrarre condizioni pluviometriche più severe, caratterizzate da un tempo di ritorno maggiore, includendo anche 1-2 ore di registrazioni particolarmente intense successive al picco.

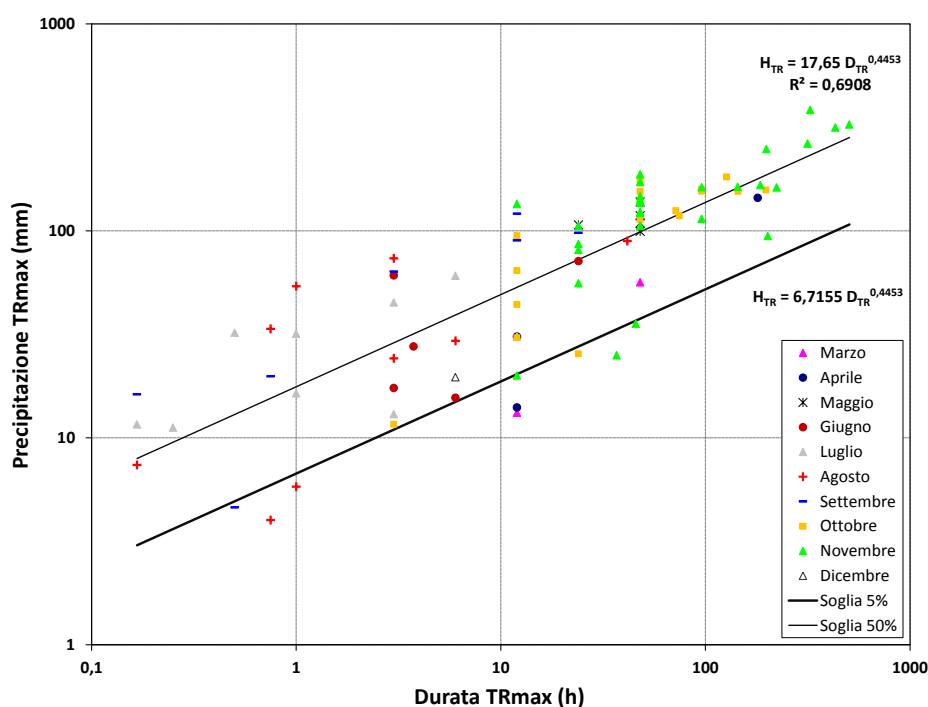


Figura 7.14: Altezza di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia “Fine Giorno”) e soglie H_{TR} - D_{TR} corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di superamento

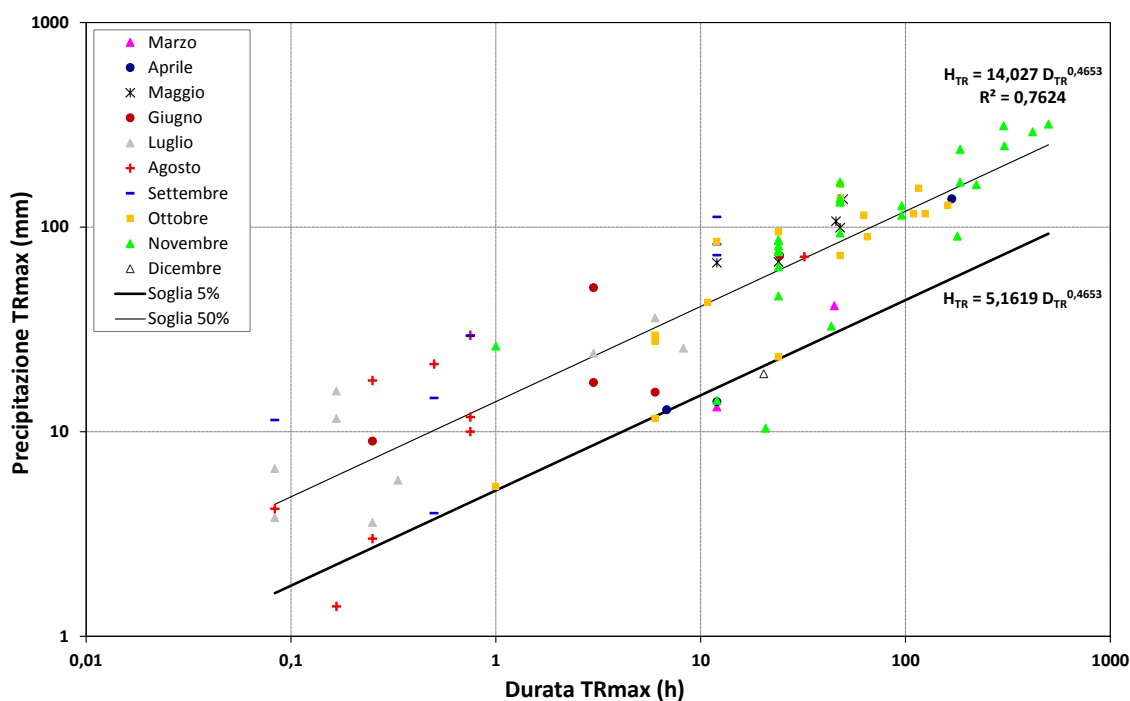


Figura 7.15: Altezza di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Picco") e soglie $H_{TR}-D_{TR}$ corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di superamento

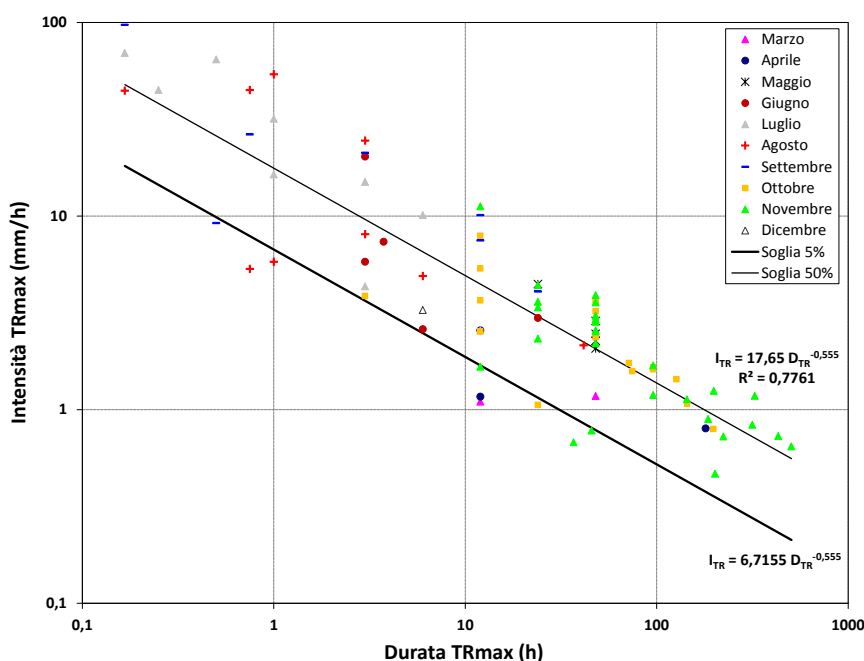


Figura 7.16: Intensità di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Fine Giorno") e soglie $I_{TR}-D_{TR}$ corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di superamento

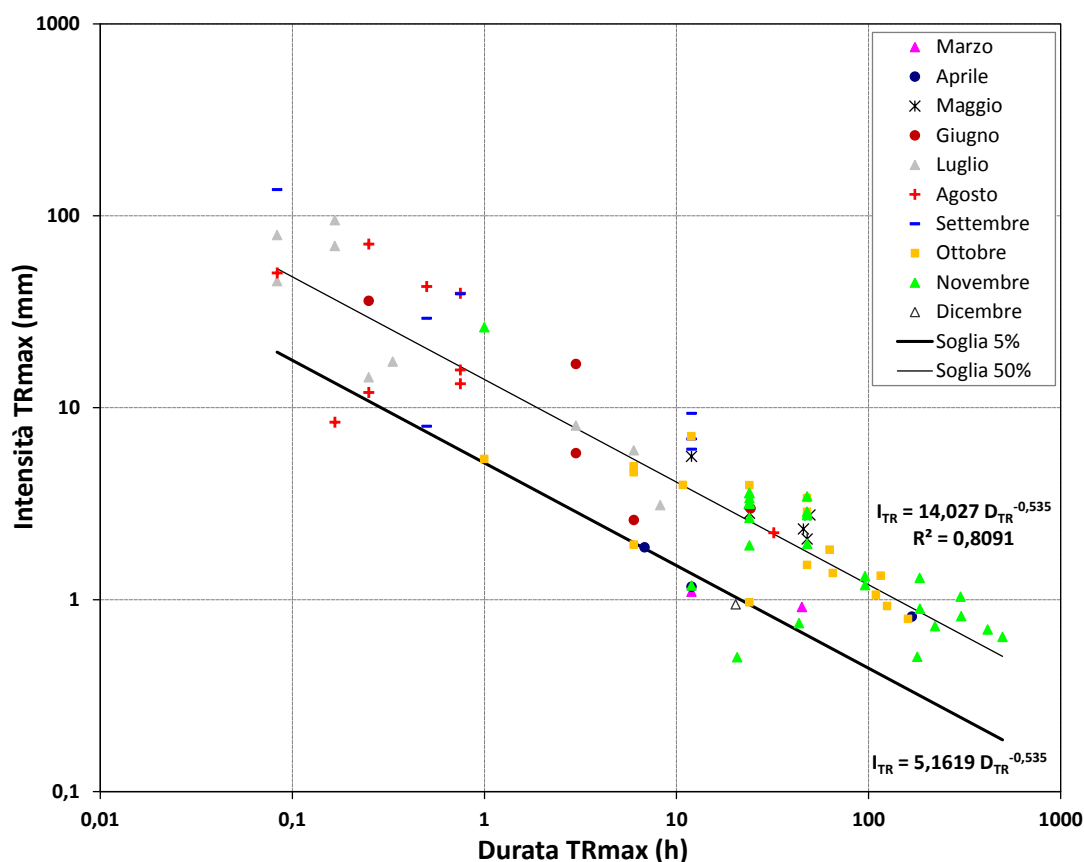


Figura 7.17: Intensità di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Picco") e soglie I_{TR} - D_{TR} corrispondenti al 5% e al 50% di probabilità di superamento

7.5 Soglie pluviometriche per domini spaziali

Il presente paragrafo contiene un'analisi delle relazioni tra condizioni pluviometriche innescanti (soglie I-D e I_{TR} - D_{TR}) e alcuni fattori ambientali di controllo della franosità: litologia, copertura e uso del suolo, quota. La finalità dell'analisi è valutare se un'unica soglia pluviometrica sia valida per l'intera provincia di Trento o se sia opportuno definire soglie differenti per determinati domini spaziali, quali ad esempio zone a differente litologia, uso del suolo o fasce altimetriche.

Le classi litologiche maggiormente rappresentate nel dataset degli 85 eventi di frana considerati per la taratura delle soglie sono i depositi quaternari sciolti e le unità carbonatiche competenti (Tabella 7.2). Per quanto riguarda la copertura e uso del suolo, quasi il 72% del dataset degli eventi presenta area di innesco della frana in corrispondenza di zone boscate, mentre le altre classi risultano poco rappresentate (Tabella 7.3). Relativamente alle fasce altimetriche, quasi il 33% degli eventi del dataset presenta zona di innesco tra 300 e 600 m; le percentuali si riducono progressivamente considerando fasce a quota via via maggiore (Tabella 7.4).

Tabella 7.2: Litologia in corrispondenza della zona di innesco degli 85 eventi considerati per la taratura delle soglie

Litologia	N. di eventi	%
Depositi quaternari sciolti	27	31,8%
Unità clasto-evaporitica	9	10,6%
Unità carbonatiche competenti	20	23,5%
Unità carbonatiche incompetenti	4	4,7%
Filladi e micascisti	4	4,7%
Gneiss, anfiboliti, marmi	5	5,9%
Vulcaniti acide	9	10,6%
Vulcaniti basiche	1	1,2%
Magmatiti acide	4	4,7%
Ghiacciai	2	2,4%
Totale	85	100,0%

Tabella 7.3: Copertura e uso del suolo in corrispondenza della zona di innesco degli 85 eventi considerati per la taratura delle soglie

Copertura e uso del suolo	N. di eventi	%
Aree artificiali	4	4,7%
Colture permanenti	8	9,4%
Prati stabili	4	4,7%
Zone agricole eterogenee e incolti vegetati	1	1,2%
Zone boscate	61	71,8%
Rocce nude, rupi e ghiacciai perenni	7	8,2%
Totale	85	100,0%

Tabella 7.4: Quota in corrispondenza della zona di innesco degli 85 eventi considerati per la taratura delle soglie

Fascia altimetrica	N. di eventi	%
Quota < 300 m slm	3	3,5%
Quota tra 300 e 600 m slm	28	32,9%
Quota tra 600 e 900 m slm	16	18,8%
Quota tra 900 e 1200 m slm	11	12,9%
Quota tra 1200 e 1500 m slm	13	15,3%
Quota tra 1500 e 1800 m slm	10	11,8%
Quota > 1800 m slm	4	4,7%
Totale	85	100,0%

Le seguenti figure rappresentano le 85 coppie di valori intensità media - durata d'evento e intensità - durata con massimo tempo di ritorno d'evento, tematizzate per classe litologica, per copertura e uso del suolo e per fasce altimetriche (Figura 7.18 - Figura 7.23). Dall'analisi delle figure si ritiene che un'unica soglia pluviometrica possa essere considerata valida per l'intera provincia di Trento, in quanto i punti appartenenti a differenti classi litologiche, di uso del suolo o fasce altimetriche risultano comunque abbastanza indistinti e non si individuano relazioni I-D o $I_{TR}-D_{TR}$ valide per specifici domini spaziali, che differiscano sostanzialmente dalla soglia provinciale.

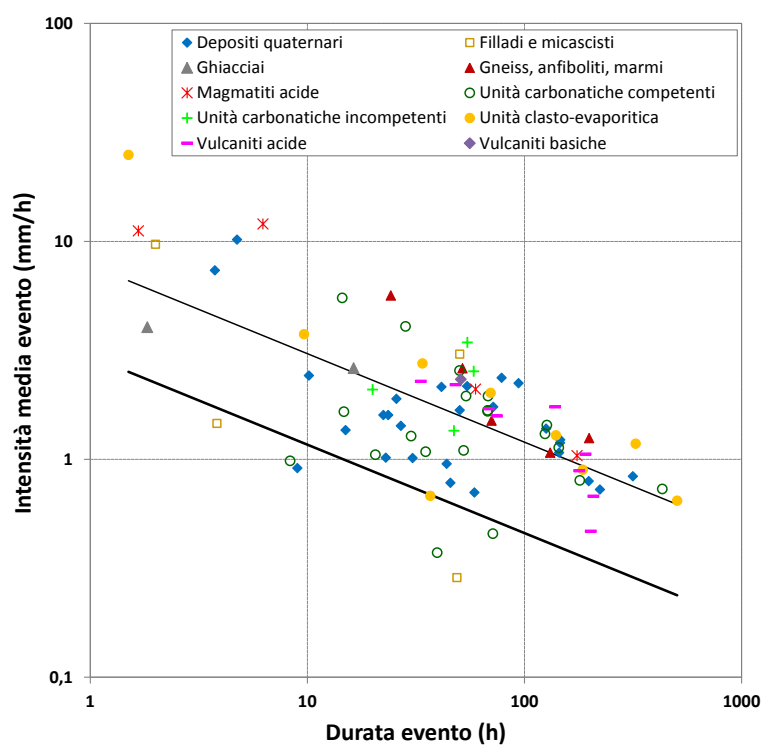


Figura 7.18: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); temattizzazione in base alla litologia in corrispondenza della zona di innesco della frana

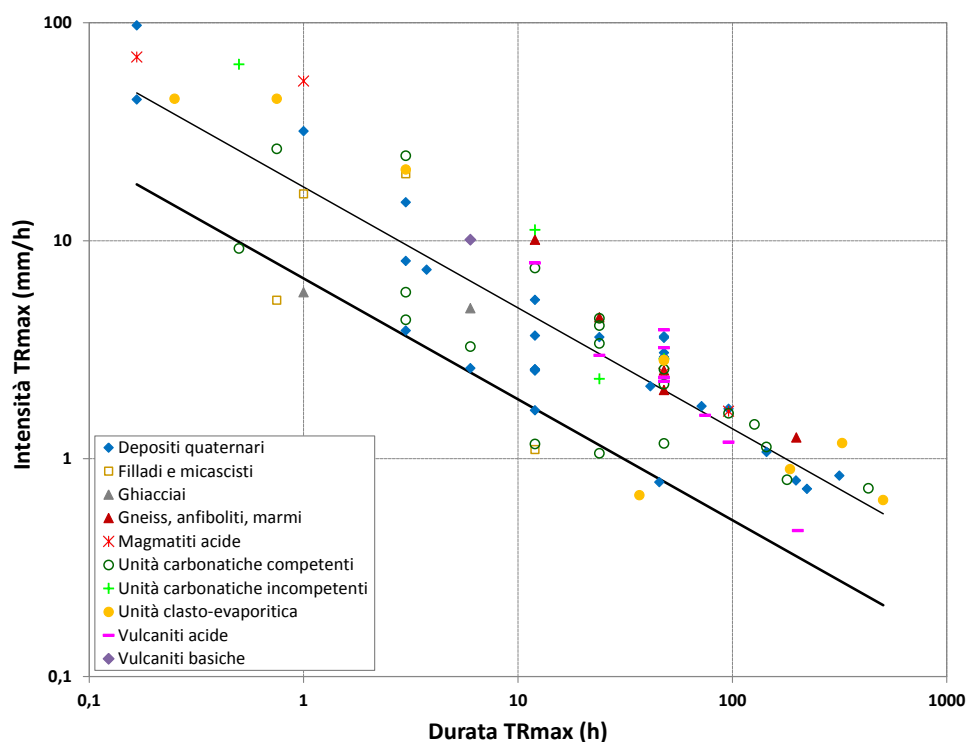


Figura 7.19: Intensità di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Fine Giorno"); temattizzazione in base alla litologia in corrispondenza della zona di innesco della frana

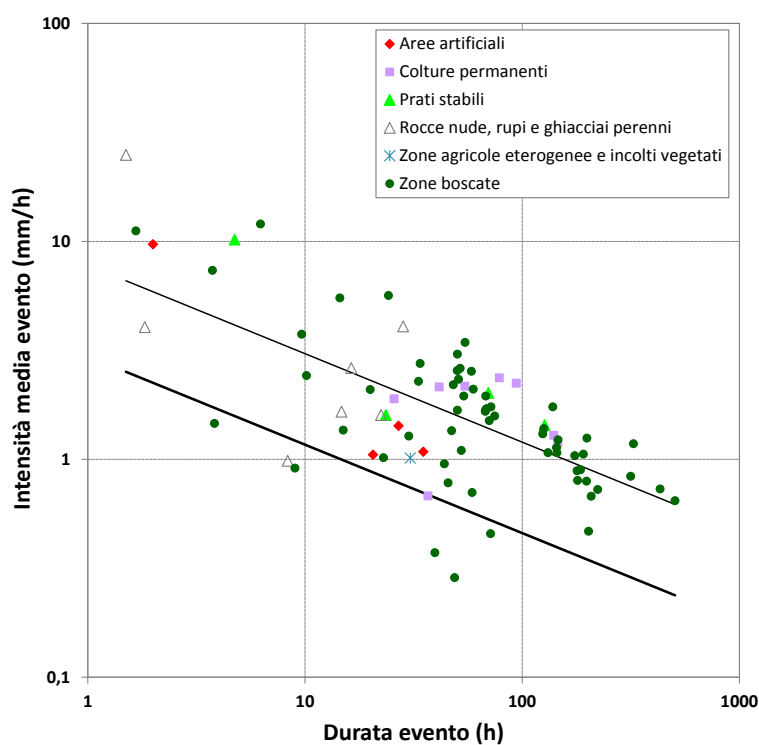


Figura 7.20: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base alla copertura e uso del suolo in corrispondenza della zona di innesco della frana

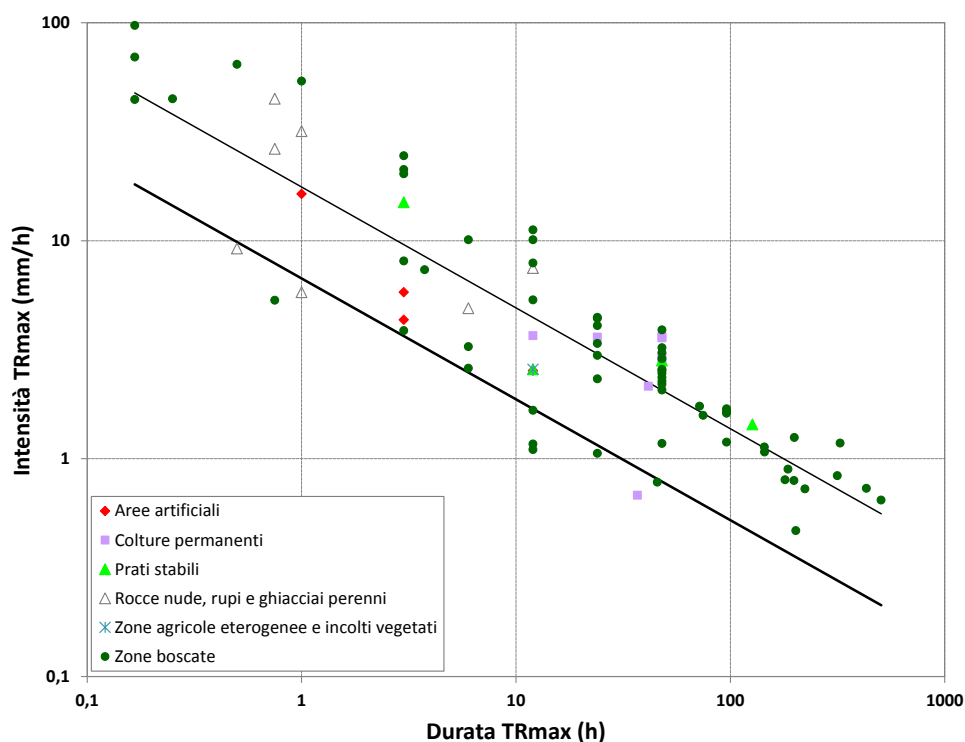


Figura 7.21: Intensità di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base alla copertura e uso del suolo in corrispondenza della zona di innesco della frana

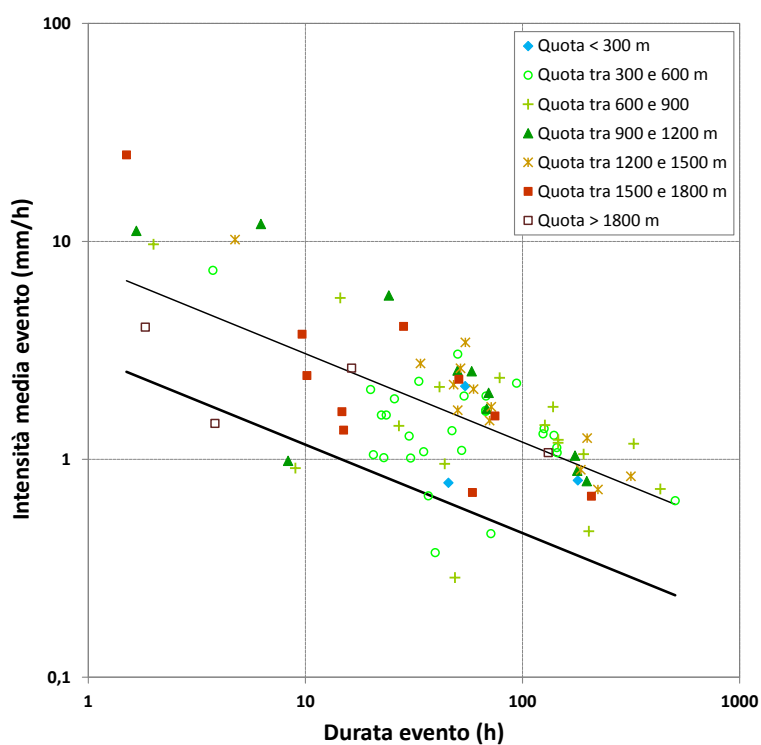


Figura 7.22: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base alla fascia altimetrica in corrispondenza della zona di innesco della frana

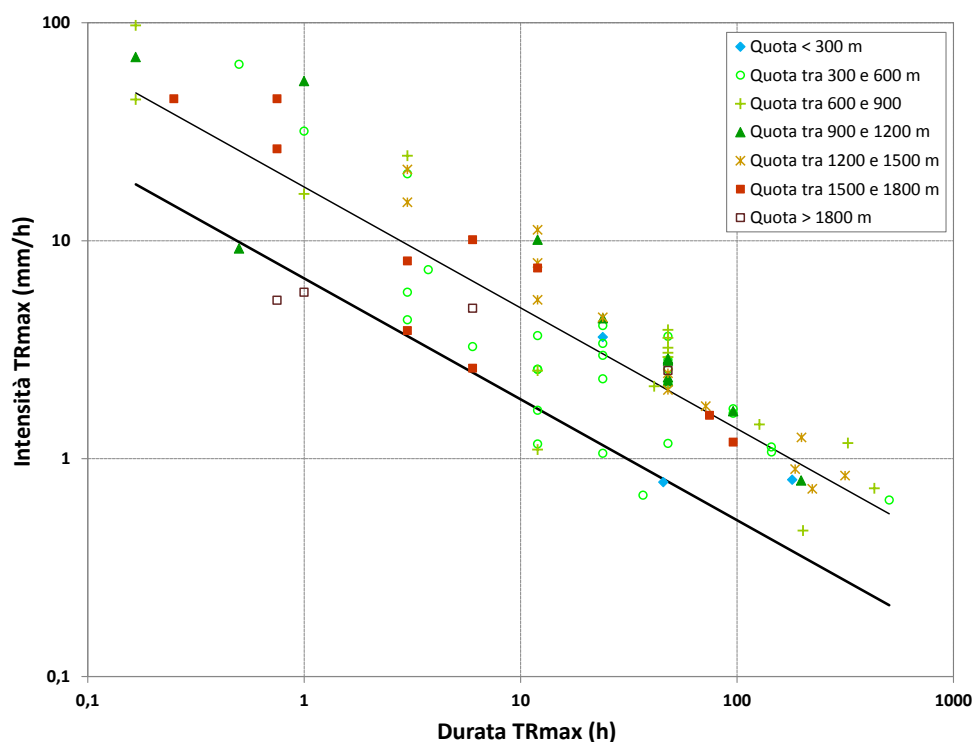


Figura 7.23: Intensità di precipitazione e durata associate al massimo tempo di ritorno d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base alla fascia altimetrica in corrispondenza della zona di innesco della frana

7.6 Ruolo delle precipitazioni antecedenti

Nel presente lavoro è stata condotta una prima analisi speditiva sul contributo delle precipitazioni antecedenti l'insacco dei fenomeni franosi, tematizzando le 85 coppie di valori I-D o $I_{TR}-D_{TR}$ sulla base del rapporto tra la precipitazione cumulata sui giorni antecedenti e la precipitazione media mensile del pluviometro di riferimento relativa al mese dell'insacco. Sono stati considerati 5 periodi antecedenti: 1 giorno, 5, 10, 15 e 30 giorni.

La precipitazione relativa al giorno antecedente l'inizio dell'evento è pari a 0 o inferiore a 1 mm nel 90,6% dei casi (Figura 7.24 e Figura 7.25); nel giorno antecedente ricade infatti l'intervallo di non pioggia maggiore della durata critica del pluviometro di riferimento relativa al mese dell'insacco (Par. 5.5).

Nelle figure relative a 5, 10 e 15 giorni antecedenti l'inizio dell'evento (Figura 7.26 - Figura 7.31) si osserva che molti degli eventi rappresentati da punti ricadenti nella porzione di diagramma I-D al di sotto della soglia al 50% di probabilità di superamento e tra le durate 10 e 100 ore sono caratterizzati da rapporti significativi tra precipitazioni antecedenti e precipitazione media mensile. Quindi le precipitazioni elevate sul periodo antecedente potrebbero compensare, ai fini dell'insacco della frana, precipitazioni d'evento non particolarmente rilevanti; d'altro canto occorre però osservare che tali punti sono caratterizzati prevalentemente da litologie fortemente permeabili quali depositi quaternari sciolti e unità carbonatiche competenti (Figura 7.18) in cui le condizioni di umidità iniziale del suolo sono poco rilevanti.

Tale analisi è da considerarsi preliminare, in quanto la definizione del periodo antecedente più significativo e la valutazione del contributo delle precipitazioni antecedenti risulta particolarmente complessa nel caso di eventi pluviometrici innescanti di durata più lunga, maggiore di 24 ore, quando lo stesso evento, estratto utilizzando il metodo della durata critica, risulta composto da molteplici scrosci di pioggia separati da intervalli con precipitazioni basse o nulle.

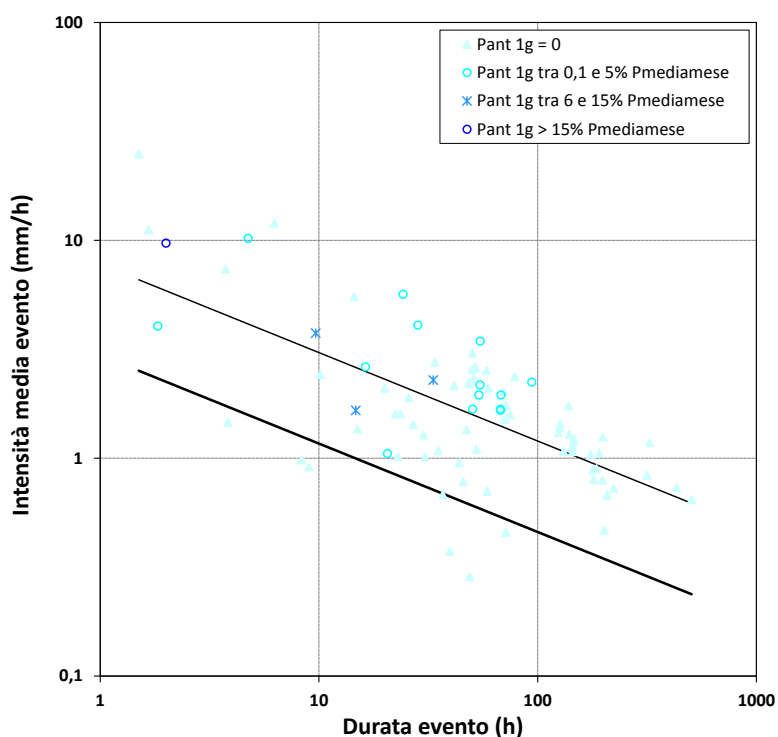


Figura 7.24: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 1 giorno antecedente e precipitazione media mensile del mese dell'innesco

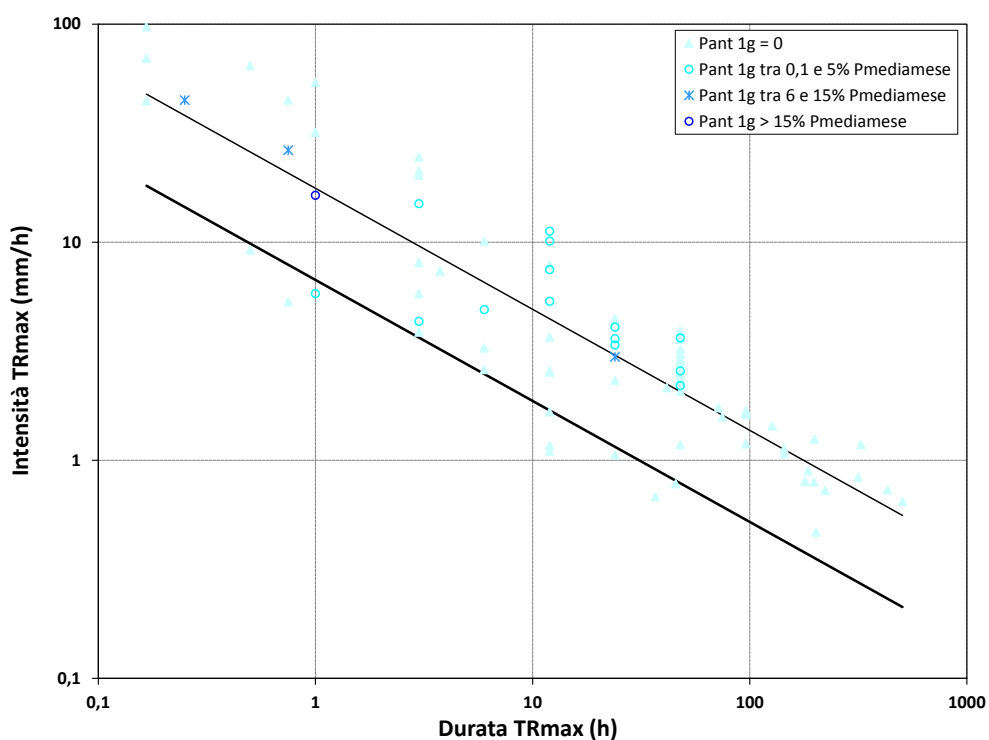


Figura 7.25: Intensità e durata con massimo tempo di ritorno (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 1 giorno antecedente e precipitazione media mensile

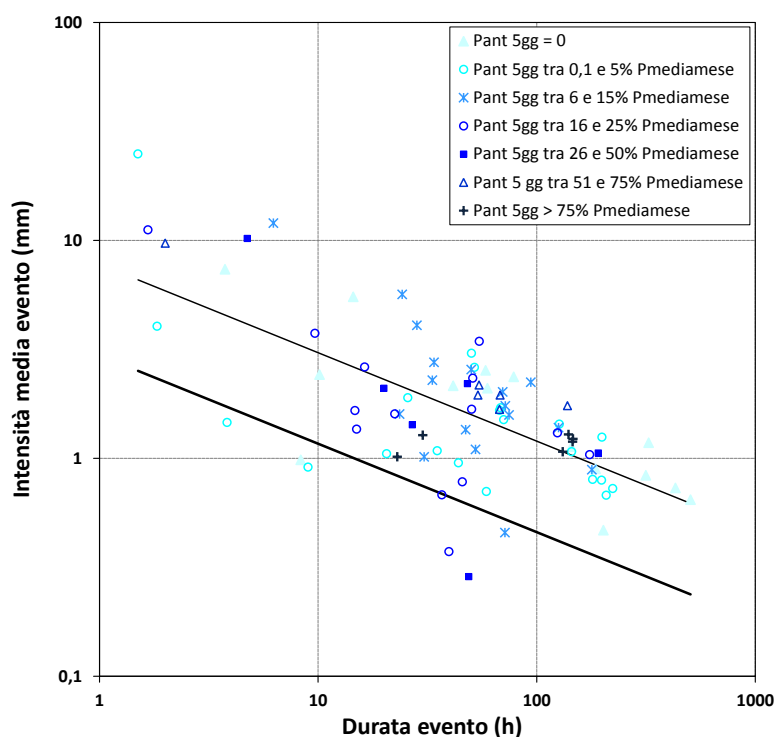


Figura 7.26: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 5 giorni antecedenti e precipitazione media mensile del mese dell'innescio

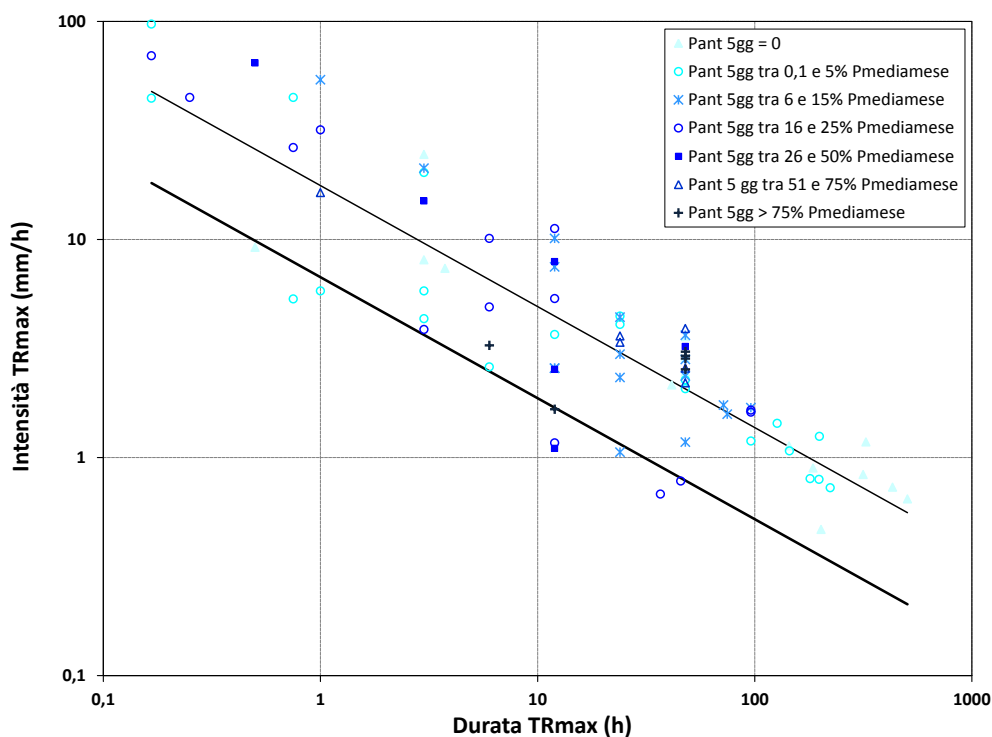


Figura 7.27: Intensità e durata con massimo tempo di ritorno (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 5 giorni antecedenti e precipitazione media mensile

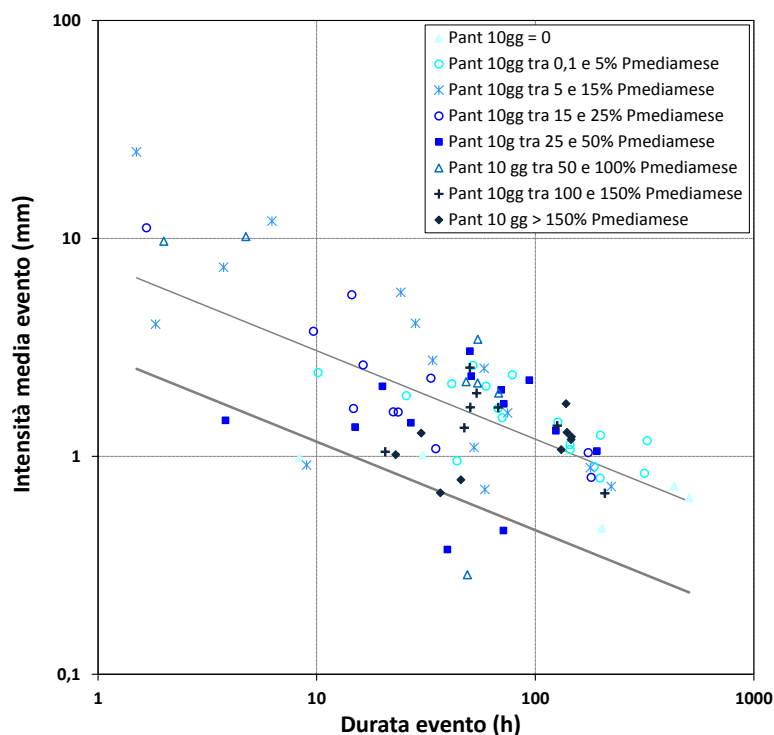


Figura 7.28: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 10 giorni antecedenti e precipitazione media mensile del mese dell'innesco

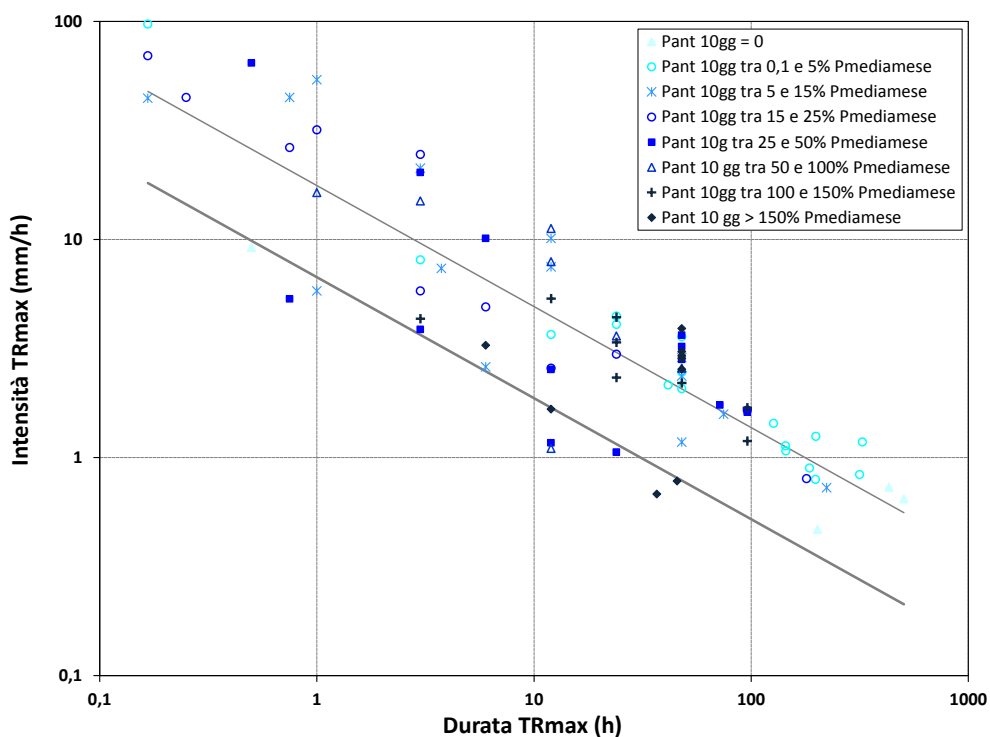


Figura 7.29: Intensità e durata con massimo tempo di ritorno (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 10 giorni antecedenti e precipitazione media mensile

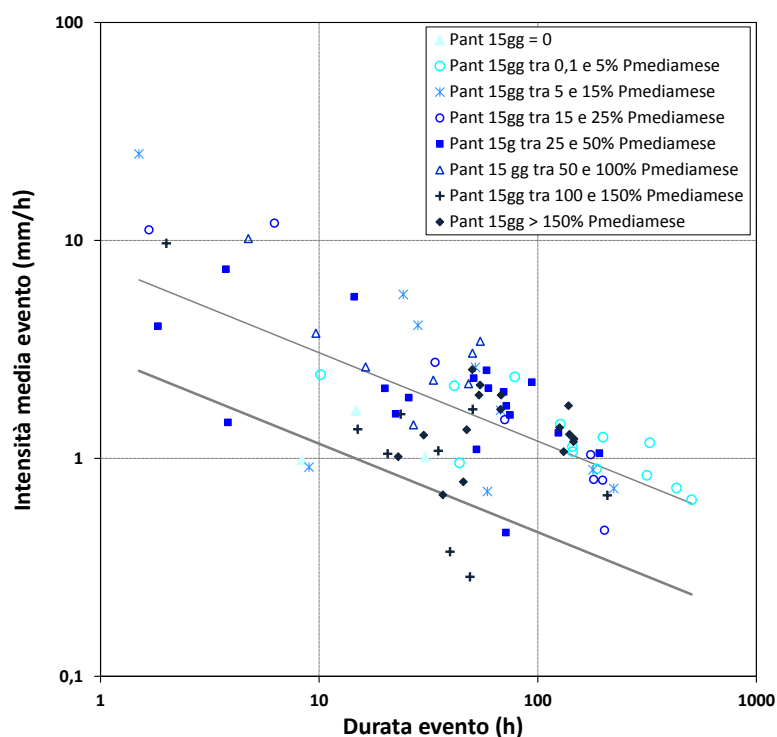


Figura 7.30: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 15 giorni antecedenti e precipitazione media mensile dell'innescato

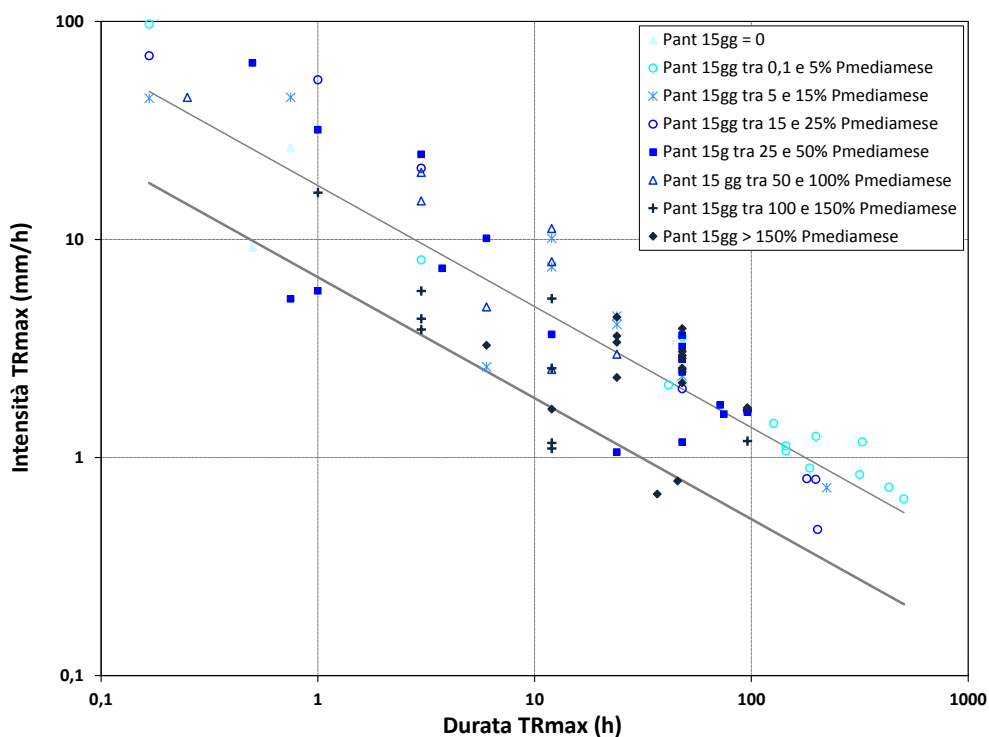


Figura 7.31: Intensità e durata con massimo tempo di ritorno (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 15 giorni antecedenti e precipitazione media mensile

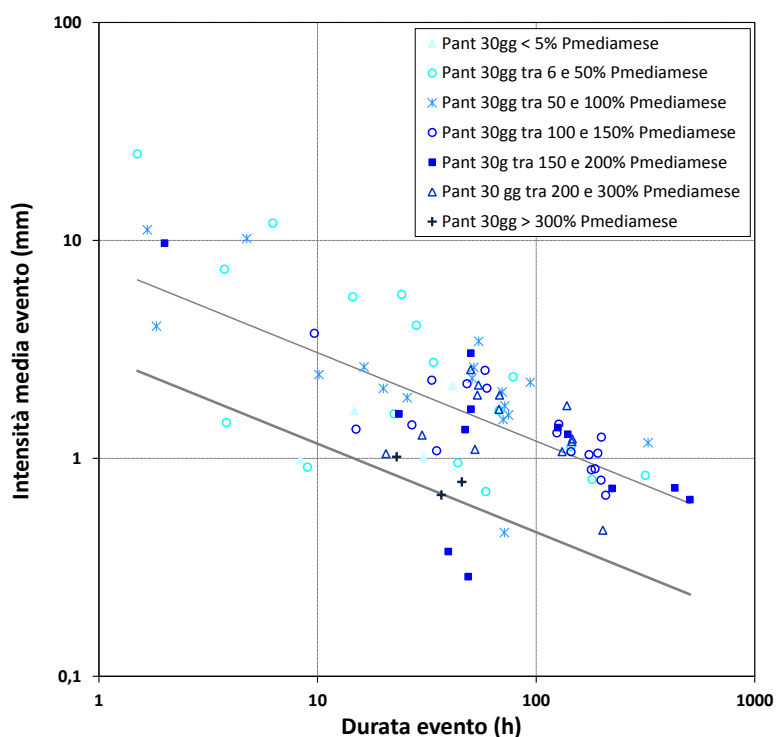


Figura 7.32: Intensità media e durata d'evento (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 30 giorni antecedenti e precipitazione media mensile del mese dell'innesco

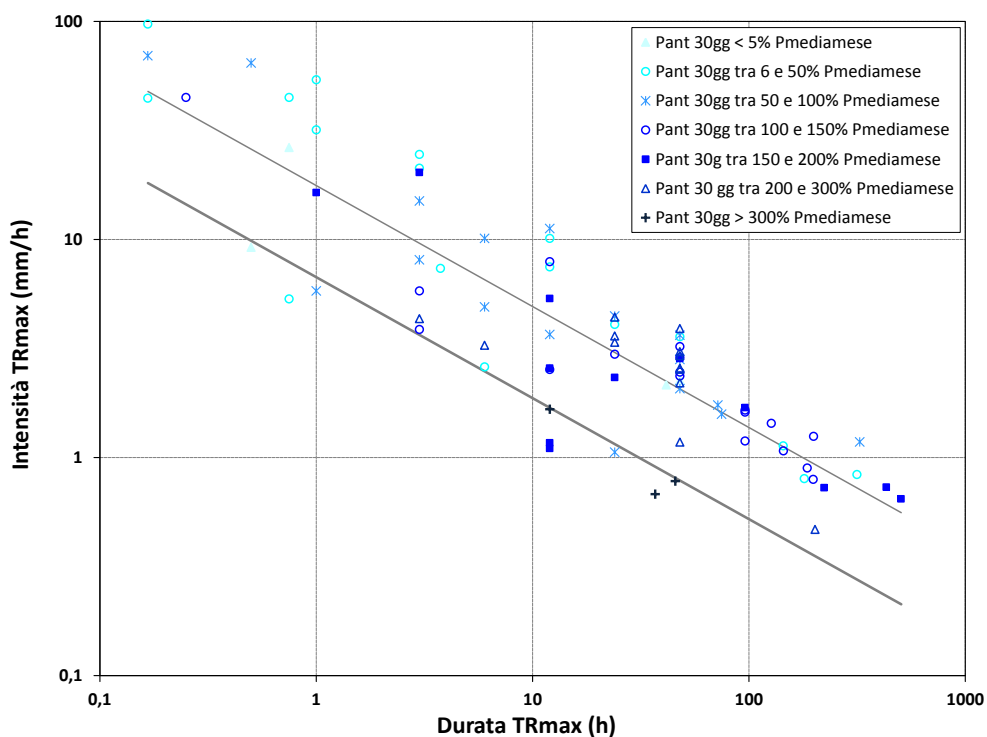


Figura 7.33: Intensità e durata con massimo tempo di ritorno (metodologia "Fine Giorno"); tematizzazione in base al rapporto tra precipitazioni su 30 giorni antecedenti e precipitazione media mensile

8 CONCLUSIONI

La presente ricerca ha avuto come obiettivo la definizione di metodologie oggettive, ripetibili ed esportabili per l'individuazione, l'analisi e la caratterizzazione degli eventi pluviometrici responsabili dell'innescò di colate detritiche e frane superficiali rapide e la definizione di soglie pluviometriche empiriche in un'area dell'arco alpino nord-orientale (provincia di Trento). Si riassumono di seguito le principali fasi del progetto di ricerca e i risultati conseguiti.

L'attività di ricerca ha previsto: 1) l'analisi della vasta letteratura in materia per valutare le metodologie adottate in ambito nazionale e internazionale per la definizione di soglie pluviometriche di innesco; 2) l'estrazione dall'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI) delle 260 colate rapide e scivolamenti superficiali con data di innesco nota verificatisi nell'area di studio e l'analisi statistica descrittiva rispetto ai principali fattori di controllo della franosità per valutare la rappresentatività del campione con data di innesco nota rispetto al totale delle colate rapide e scivolamenti superficiali; 3) la definizione della metodologia statistica di individuazione dell'inizio dell'evento innescante e il calcolo della durata critica, ovvero l'intervallo minimo di separazione di due eventi pluviometrici stocasticamente indipendenti, relativa a ciascun pluviometro dell'area di studio e a ciascun mese dell'anno; 4) la verifica della disponibilità di dati pluviometrici in corrispondenza degli inneschi di frane utilizzando la rete di stazioni pluviometriche della Provincia di Trento e il radar meteorologico del Monte Macaion; 5) l'analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni effettuata mediante l'esame delle mappe radar durante alcuni eventi convettivi estivi, il confronto delle registrazioni acquisite dai pluviometri in un buffer di 10 km intorno alla zona di distacco della frana e il calcolo del coefficiente di correlazione di Pearson tra coppie di pluviometri vicini; 6) lo sviluppo di una procedura automatica per l'individuazione e la caratterizzazione dell'evento pluviometrico innescante, implementata mediante uno *script* in Matlab®, che fornisce in output la durata, la precipitazione cumulata e l'intensità media d'evento, la massima altezza di precipitazione su durate prefissate (da 5 minuti a 96 ore), la precipitazione cumulata sui giorni antecedenti (1, 5, 10, 15 e 30 gg), il massimo tempo di ritorno dell'evento, la durata, l'altezza di precipitazione e l'intensità associate al massimo tempo di ritorno; 7) la taratura delle soglie pluviometriche di innesco con la metodologia frequentista; 8) la valutazione dell'influenza del criterio di individuazione della fine dell'evento sul valore dei coefficienti della soglia e l'analisi del ruolo di alcuni fattori ambientali e del contributo delle precipitazioni antecedenti.

La metodologia adottata per la separazione di eventi pluviometrici stocasticamente indipendenti ha dimostrato un'ottima applicabilità nell'ambito delle soglie di innesco, consentendo di individuare in maniera oggettiva e statisticamente rigorosa l'inizio dell'evento pluviometrico responsabile della frana. Il metodo ha fornito stime affidabili della durata critica anche per i pluviometri con una lunghezza ridotta della serie di registrazioni di pioggia (6-10 anni). L'analisi ha evidenziato che la durata critica non dipende dall'intervallo di campionamento (orario o sub-orario) dei dati pluviometrici utilizzati per il calcolo ed è fortemente correlata al massimo intervallo di non pioggia registrato durante il periodo di funzionamento del pluviometro. È emerso inoltre che la durata critica varia in base alle stagioni: i mesi invernali, caratterizzati dai valori minimi delle precipitazioni medie mensili, presentano intervalli di non pioggia pochi in numero e prolungati nel tempo; i mesi da maggio a settembre, con precipitazioni medie mensili elevate, mostrano intervalli di non pioggia ed eventi temporaleschi numerosi ma di breve durata; i mesi di ottobre e novembre, contraddistinti dai valori massimi di

precipitazione media mensile, hanno intervalli di non pioggia ed eventi pluviometrici in numero minore ma di durata più lunga rispetto ai mesi estivi. Nei mesi da maggio a settembre si è registrata la minore variabilità della durata critica mensile sull'intera provincia con l'80% dei valori che ricade in un range di 4-7 ore.

L'analisi delle mappe radar disponibili e il confronto delle registrazioni acquisite dai pluviometri in un intorno della zona di distacco ha evidenziato, soprattutto durante gli eventi convettivi estivi, la forte variabilità spaziale delle precipitazioni e la modesta rappresentatività dell'informazione pluviometrica acquisita dalla stazione più vicina rispetto alle condizioni di pioggia sull'area di innesco.

Relativamente ai 5 eventi estivi analizzati con dati radar nel presente studio, il valore massimo di precipitazione su un box di 5×5 celle (2,5×2,5 km) centrato sulla frana è risultato maggiore anche di 2 volte rispetto al valore nella cella della frana e il valore minimo è risultato inferiore fino al 20-40% della precipitazione nella cella della frana, facendo ritenere che, durante gli eventi temporaleschi estivi, un pluviometro sia rappresentativo della precipitazione nella zona di innesco solo se localizzato estremamente vicino ad essa a distanza non superiore a 1-1,5 km.

Il confronto tra le registrazioni d'evento dei pluviometri ricadenti nel buffer di 10 km centrato sulla frana ha evidenziato che la stazione più vicina alla zona di innesco ha registrato le precipitazioni più elevate solo nel 46% degli eventi di frana. I mesi di luglio e agosto sono caratterizzati dalla maggiore variabilità del rapporto tra precipitazioni registrate al pluviometro più vicino e al pluviometro con registrazioni più elevate. La variabilità del rapporto diminuisce con il progredire dell'autunno da settembre a novembre, quando la struttura delle precipitazioni è più regolare nello spazio.

Il coefficiente di correlazione spaziale di Pearson, calcolato tra coppie di pluviometri ricadenti nel buffer della frana, è risultato inversamente correlato con la distanza e indipendente dalla differenza di quota tra i pluviometri. Gli eventi di luglio, agosto e settembre sono caratterizzati dai valori più bassi del coefficiente di Pearson e quindi dalla minore correlazione spaziale tra le registrazioni di due stazioni vicine.

I dati del radar meteorologico consentono di superare i problemi di rappresentatività della rete dei pluviometri nel caratterizzare l'evento innescante perché forniscono l'informazione di pioggia proprio in corrispondenza della zona di distacco della frana. Le principali criticità sono legate alle significative incertezze che caratterizzano le stime di precipitazione in ambienti a orografia complessa (echi di terra, occlusione del fascio, variabilità verticale della riflettività) e alla possibilità di utilizzare nella taratura delle soglie solo le date di innesco più recenti a partire dall'installazione del radar meteorologico.

Nel presente lavoro sono state tarate le soglie pluviometriche sia utilizzando le coppie di variabili precipitazione cumulata-durata d'evento (E-D) e intensità media-durata d'evento (I-D), che sono le più utilizzate in letteratura e considerano l'evento pluviometrico nella sua interezza, sia testando le coppie altezza di precipitazione-durata e intensità di precipitazione-durata associate al massimo tempo di ritorno dell'evento ($E_{TR}-D_{TR}$ e $I_{TR}-D_{TR}$). Queste ultime soglie, più elevate delle relazioni I-D e E-D, sono risultate particolarmente significative, in quanto considerano la porzione dell'evento pluviometrico più critica e quindi effettivamente responsabile dell'innescamento franso.

Dal confronto dei due criteri di individuazione della fine dell'evento, ovvero fino al picco di intensità di precipitazione e fino all'ultima registrazione di pioggia del giorno dell'innescamento, è emerso che l'intensità media d'evento assume valori abbastanza simili tra le due metodologie, ad eccezione dei mesi di luglio e agosto, quando la metodologia "Picco" ha individuato alcuni eventi di durata particolarmente breve (inferiore a mezz'ora) e intensità molto più elevata

rispetto alla metodologia “Fine Giorno”. Nel caso delle soglie E-D e I-D la metodologia “Fine Giorno” ha determinato una sottostima dell’intercetta rispetto alla metodologia “Picco” perché, all’aumentare della durata fino a fine giornata, l’inclusione di periodi successivi al picco, talvolta maggiori di 10 ore, con precipitazioni poco intense, ha grande influenza soprattutto per gli eventi estivi caratterizzati da durate molto brevi. Al contrario per le soglie $H_{TR-D_{TR}}$ e $I_{TR-D_{TR}}$ il valore dell’intercetta più elevato è relativo alla metodologia “Fine Giorno”, che consente di estrarre condizioni pluviometriche più severe, caratterizzate da un tempo di ritorno maggiore, includendo anche 1-2 ore di registrazioni particolarmente intense successive al picco. Il tempo di ritorno massimo d’evento è risultato nel 28% dei casi minore di 2 anni, nel 59% minore di 5 anni e complessivamente nell’82% minore di 20 anni, utilizzando la metodologia “Fine Giorno”; è risultato nel 40% dei casi minore di 2 anni, nel 78% minore di 5 anni e complessivamente nel 90% minore di 20 anni con la metodologia “Picco”.

Le soglie tarate nel presente lavoro per la provincia di Trento sono risultate più basse delle soglie relative al territorio nazionale (Brunetti *et alii*, 2010; 2014) e confrontabili con le soglie definite per l’Alto Adige con dati dei pluviometri (Nikolopoulos *et alii*, 2014; Marra *et alii*, 2014). I motivi principali sono tre: le condizioni climatiche locali peculiari per l’innescò di *debris flow* in Trentino, caratterizzate da tempi di ritorno delle precipitazioni piuttosto bassi; la sottostima, particolarmente significativa nelle regioni alpine a orografia accidentata, delle precipitazioni registrate dal pluviometro più vicino rispetto a quelle che hanno interessato la zona di distacco; la composizione del database delle frane con data di innescò nota utilizzato che, nel caso dell’Inventario IFFI sulla provincia di Trento, comprende sia eventi estremamente severi in termini di precipitazioni e di numero e densità di frane innescate, sia eventi meno intensi e più localizzati che hanno innescato una colata singola o un basso numero di frane (< 5).

L’analisi delle relazioni tra condizioni pluviometriche innescanti (soglie I-D e $I_{TR-D_{TR}}$) e alcuni fattori ambientali di controllo della franosità ha evidenziato che un’unica soglia pluviometrica risulta valida per l’intera provincia di Trento e che non sono distinguibili soglie differenti per specifici domini spaziali (classi litologiche, zone a differente uso del suolo o fasce altimetriche). Il contributo delle precipitazioni antecedenti, valutato con un’analisi preliminare su periodi di 1, 5, 10, 15 e 30 giorni antecedenti, ha evidenziato che gran parte delle frane si sono innescate su litologie fortemente permeabili, quali depositi quaternari sciolti e unità carbonatiche competenti, in cui le condizioni di umidità iniziale del suolo risultano poco rilevanti.

BIBLIOGRAFIA

- Aleotti P. (2004) A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Eng Geol* 73, 247–265
- Amanti M., Bertolini G., Chiessi V., De Nardo M.T., Ramasco M. (2001) Allegato 1 – Guida alla compilazione della scheda frane IFFI, SGN, Roma
- Arpa Piemonte (2004) Convenzione tra il Dipartimento per la Protezione Civile e l'Arpa Piemonte per l'assistenza alla gestione delle situazioni di rischio idro-meteorologico sul territorio nazionale. Progetto di un sistema informativo meteo-idrologico che integra le risorse osservative e modellistiche a supporto della gestione del rischio per la protezione civile nazionale. Componente valutazione del rischio: Soglie Pluviometriche (85 pp.)
- Associazione Italiana di Idronomia – AIDI, Provincia Autonoma di Trento – Ufficio Pianificazione e Rilevazioni Idriche (2003) Analisi del regime delle piogge intense per la Provincia Autonoma di Trento. Relazione tecnico scientifica, 32 pp.
- Bacchini M., Zannoni A. (2003) Relations between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 71-79
- Barberio S., Rabuffetti D., Zaccaglino M. (2004) Una metodologia per la definizione delle soglie pluviometriche a supporto dell'emissione dell'allertamento. Atti del 29° Convegno nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Trento 7-10 settembre 2004, pp. 211-217
- Baum R.L., Godt J.W. (2010) Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. *Landslides*, 7, 259-272
- Bazzoffi P., Ciccarese L., De Meo A., Di Leginio M., Fumanti F., Guerra P., Iadanza C., Munafò M., Rossi L., Romano R., Trigila A. (2013) Linee guida per la valutazione del dissesto idrogeologico e la sua mitigazione attraverso misure ed interventi in campo agricolo e forestale, Manuali e Linee Guida 85/2013. ISPRA
- Berti M., Martina M.L.V., Franceschini S., Pignone S., Simoni A., Pizziolo M. (2012) Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research*, 117, F04006, doi: 10.1029/2012JF002367
- Bertolo P., Bottino G. (2006) Individuazione delle soglie pluviometriche di innesco di fenomeni franosi superficiali in funzione delle condizioni idrologiche locali - Analisi di alcune situazioni rappresentative nell'arco alpino occidentale. *GEAM Geoingegneria Ambientale e Mineraria*, 117, 45-57
- Bisci C., Fazzini M., Dramis F., Lunardelli R., Trenti A., Gaddo M. (2004) Analysis of spatial and temporal distribution of precipitation in Trentino (Italian Eastern Alps): Preliminary Report, *Meteorologische Zeitschrift* 13(3), 183-187
- Blahut J., Horton P., Sterlacchini S., Jaboyedoff M. (2010) Debris flow hazard modelling on medium scale: Valtellina di Tirano, Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2379-2390
- Bolley S., Oliaro P. (1999) Analisi dei debris flows in alcuni bacini campione dell'Alta Val Susa, *Geoingegneria Ambientale e Mineraria*, March, 69–74

- Bonta J.V., Rao A.R. (1988) Factors affecting the identification of independent storm events. *Journal of Hydrology*, 98, 275-293
- Bonta J. V. (2001) Characterizing and estimating spatial and temporal variability of times between storms, *Trans. ASAE* 44(6), 1593-1601
- Bonta J. V., Hanson C., Keefer T. (2001) Analysis of seasonal, climate, and elevation effects on times between storms, in *Proc. 81st AMS Annual Meeting, Symp. on Precipitation Extremes: Prediction, Impacts, and Responses*, 14-19 Jan. 2001, American Meteorological Society, Boston, Mass
- Bonta, J.V., Johnson, G. (2002) Estimating parameters for characterizing times between storms. *Proceedings of the 13th Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Portland, Oregon. May 13-16, 2002. p. 134-138
- Bonta J. V. (2003) Estimation of parameters characterizing frequency distributions of times between storms, *Trans. ASAE* 46(2), 331-343
- Bonta J. V., Nayak A. (2008) Characterizing times between storms in mountainous areas, *Transactions of the ASABE* 51(6), 2013-2028
- Borga M., Fattorelli S. (2003) Stima della precipitazione al suolo mediante utilizzazione di dati da radar meteorologico. In: Borga M., Fattorelli S. (eds) *Monitoraggio dei processi idrometeorologici*. Quaderni di Idronomia Montana, 21, pp. 155-173
- Borga M., Dal Piaz C., Pendesini M., Tollardo M. (2004a) Il radar di Monte Macaion. Uso del radar di Monte Macaion per la sorveglianza Meteo-Idrologica del bacino del fiume Adige. *Aineva - Neve e valanghe*, 52, agosto 2004
- Borga M., Vezzani C., Dalla Fontana G., Fattorelli S. (2004b) A scaling model of Depth-Duration-Frequency relationship for the analysis of extreme rainfall in an Alpine Region. *Proceedings of International Symposium INTERPRAEVENT 2004, II*, pp. 13-22
- Borga M., Vezzani C., Dalla Fontana G. (2005) Regional Rainfall Depth-Duration-Frequency Equations for an Alpine Region. *Natural Hazards*, 36, 221-235
- Borga M., Gaume E., Creutin J.D., Marchi L. (2008) Surveying flash flood: gauging the ungauged extremes. *Hydrological processes*, 22, 3883-3885
- Borga, M., Stoffel M., Marchi L., Marra F., Jakob M. (2014) Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. *J. Hydrology*, 518, 194-205
- Bosellini A., Castellarin A., Dal Piaz G.V., Nardin M. (1999) *Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino a scala 1:200.000*. Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento
- Braca G., Bussetini M., Lastoria B., Mariani S. (2013) *Linee guida per l'analisi e l'elaborazione statistica di base delle serie storiche di dati idrologici*. ISPRA, Manuali e Linee Guida 84/13
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Rossi M., Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Mondini A., Salvati P., Tonelli G., Valigi D., Luciani S. (2009) A prototype system to forecast rainfall induced landslides in Italy. *Proceedings of the 1st Italian Workshop on*

- Landslides. Rainfall-Induced Landslides: mechanisms, monitoring techniques and nowcasting models for early warning systems. Napoli, 8-10 Giugno 2009.
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Rossi M., Luciani S., Valigi D., Guzzetti F. (2010) Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 447–458
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Antronico L., Bartolini D., Deganutti A.M., Gariano S.L., Iovine G., Luciani S., Luino F., Melillo M., Palladino M.R., Parise M., Rossi M., Turconi L., Vennari C., Vessia G., Viero A., Guzzetti F. (2014) Catalogue of rainfall events with shallow landslides and new rainfall thresholds in Italy. In: G. Lollino *et alii* (eds) *Engineering Geology for Society and Territory*, Vol. 2, pp. 1575-1579, Springer
- Caine N. (1980) The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flow. *Geografiska Annaler*, 62 (1-2), 659-675
- Calamita G., Carlà R., Iodice A., Lapenna V., Natale A., Mondini A., Perrone A., Riccio D., Santurri L., Candela L., Ober G., Guzzetti F. (2009) Stima dell'umidità del suolo da dati EO a supporto del monitoraggio del rischio da frana. Atti 13a Conferenza Nazionale ASITA, Bari 1-4 dicembre 2009 (pp. 565-570).
- Campedel P. (2007) Analisi del dissesto da frana nella Provincia di Trento. In: Trigila A. (ed.) *Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI – Metodologia, risultati e rapporti regionali*, APAT, Rapporti 78/2007, pp. 681
- Camera di Commercio IAA di Trento, Provincia Autonoma di Trento (2008) *Atlante della pietra trentina. Antichi e Nuovi Percorsi - Guida Pratica all'Utilizzo*.
- Cancelli A., Nova R. (1985) Landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (central Alps – Italy). *Proceedings of the 4th International Conference and FieldWorkshop on Landslides*, The Japan Geological Society, Tokyo, 267–272
- Cannon S.H., Gartner J.E. (2005) Wildfire-related debris flow from a hazard perspective. In: Jacob M. & Hungr O. (eds) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 363-385
- Capparelli G., Versace P. (2011) FLAIIR and SUSHI: two mathematical models for early warning of landslides induced by rainfall. *Landslides*, 8 (1), 67-79
- Capparelli G., Tiranti D. (2010) Application of the MoniFLAIIR early warning system for rainfall-induced landslides in Piedmont region (Italy). *Landslides*, 7, 401-410
- Carrara A., Crosta G., Frattini P. (2008) Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology*, 94, 353-378
- Cassetti M., Versace P. (2002) Il modello di soglia pluviometrica FLAIIR. Applicazione nell'area dei comuni interessati dall'Ordinanza n. 2787 del 21 maggio 1998. Commissariato di Governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania – Presidio Territoriale (pp. 32)
- Catani F.; Casagli N.; Ermini L.; Righini G.; Menduni G. (2005). Landslide hazard and risk mapping at catchment scale in the Arno River Basin. *Landslides*, 2(4), 329-342

- Catani F., Lagomarsino D., Segoni S., Tofani V. (2013) Landslide susceptibility estimation by random forests technique: sensitivity and scaling issues. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 2815-2831.
- Cepeda J.M., Malet J.P., Remaître A. (2011) Empirical estimates of precipitation conditions for landslide triggering in France and Norway. EGU General Assembly 2011 (Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-10550, 2011)
- Ceriani M., Lauzi S., Padovan N. (1994) Rainfalls and debris flows in the Alpine area of Lombardia region – central Alps – Italy. *Memorie Società Geologica Italiana*, 48 (3), 917-921
- Chang K.T., Chiang S.H., Lei F. (2008) Analysing the relationship between typhoon triggered landslides and critical rainfall conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(8), 1261–1271
- Chen C.Y., Lin L.Y., Yu F.C., Lee C.S., Tseng C.C., Wang A.H., Cheung K.W. (2007) Improving debris flow monitoring in Taiwan by using high-resolution rainfall products from QPESUMS. *Natural Hazards*, 40, 447-461
- Cortesi N., Gonzalez-Hidalgo J.C., Brunetti M., de Luis M. (2014) Spatial variability of precipitation in Spain. *Reg Environ Change*, 14(5), 1743-1749
- Crosta G.B., Frattini P. (2001) Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. *Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference, Siena, Italy, October 2000*, pp. 463-487
- Crosta G.B., Frattini P. (2002a) Physically based distributed modeling for shallow landslide hazard zonation. *Proceedings of the 3rd EGS Plinius Conference, Baja Sardinia, Italy, October 2001*, pp. 371-374
- Crosta G.B., Frattini P. (2002b) Coupling empirical and physically based rainfall thresholds for shallow landslides forecasting. *Proceedings of the 3rd EGS Plinius Conference, Baja Sardinia, Italy, October 2001*, 375-378
- Crosta G.B., Frattini P. (2003) Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 81-93
- Crosta G.B., Dal Negro P. (2003) Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 53-69
- Crosta G.B., Frattini P. (2008) Preface Rainfall-induced landslides and debris flows. *Hydrological processes*, 22, 473-477
- Crozier M.J. (1999) Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the Antecedent Water Status Model. *Earth Surface Processes and Landform*, 24, 825-833
- Cruden D.M., Varns D.J. (1996) Landslide types and processes. In: Turner A.K. & Schuster R.L. (eds) *Landslide Identification and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247, Washington, DC, pp. 36-75
- D'Agostino V., Marchi L. (2001) Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(9), 657-663

- Dai F.C., Lee C.F. (2002) Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong, *Geomorphology*, 42, 213–228.
- Della Lucia D., Fattorelli S., Provasi C. (1976) Determinazione delle zone omogenee per le piogge intense nel Trentino. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*, vol. XXI
- Fabry F., Zawadzki I. (1995) Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 838-851
- Ferrato C. (2009) Impiego di DEM a diversa risoluzione per il riconoscimento della dinamica delle colate detritiche: il caso dell'alta valle del torrente Avisio (Trento). Tesi di Laurea. Università degli Studi di Padova, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali
- Frattoni P., Crosta G., Sosio R. (2009) Approaches for defining thresholds and return periods for rainfall-triggered shallow landslides. *Hydrological Processes*, 23, 1444-1460
- Fuhrmann C.M., Konrad II C.E., Band L.E (2008) Climatological perspectives on the rainfall characteristics associated with landslides in Western North Carolina. *Physical Geography*, 29, 4, 289-305.
- Giannecchini R. (2006) Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 357–364
- Glade T. (2000) Modelling landslide triggering rainfall thresholds at a range of complexities. In: *Landslides in research, theory and practice*. Thomas Telford, London, pp. 633-640.
- Glade T., Crozier M., Smith P. (2000a) Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical “Antecedent Daily Rainfall Model”. *Pure and Applied Geophysic*, 157, 1059-1079
- Glade T., Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., De Vita P. (2000b) Regional rainfall and hydrological thresholds for landslide occurrence. Examples from New Zealand and Central Italy. *Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference*, Siena, Italy, October 2000, pp. 489-506
- Godt J.W., Baum R.L., Chleborad A.F. (2006) Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 97-110
- Govi M., Mortara G. & Sorzana P.F. (1985) Eventi idrologici e frane. *Geologia applicata e idrogeologia*, 20, Parte II, 359-375
- Green W.H., Ampt G. (1911) Studies of soil physics. Part 1. The flow of air and water through soils, *J. Agricultural Soc.*, 4, 1–24
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. (2007) Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol Atmos Phys* 98, 239–267
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. (2008) The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5, 3–17
- Ha E., Yoo C. (2007) Use of mixed bivariate distributions for deriving inter-station correlation coefficients of rain rate. *Hydrological Processes*, 21, 3078-3086
- Heinimann, H.R. (1998) Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL)

- Hungr O. (2005) Classification and terminology. In: M. Jacob, O. Hungr (eds) Debris-flow hazards and related phenomena (pp. 9-23). Springer
- Iadanza C., Rianna M., Orlando D., Ubertini L., Napolitano F. (2013) Identification of independent storm events: Seasonal and spatial variability of times between storms in Alpine area. 11th International Conference of Numerical Analysis and Applied Mathematics - ICNAAM, 21-27 September 2013, Rhodes, Greece. AIP Conf. Proc. 1558, 1689-1692
- Iverson R.M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* 36, 1897–1910
- Jacob M., Weatherly H. (2003) A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology*, 54, 137-156
- Jacob M., Holm K., Lange O., Schwab J.W. (2006) Hydrometeorological thresholds for landslide initiation and forest operation shutdowns on the north coast of British Columbia. *Landslides*, 3, 228-238
- Kappes M.S., Malet J.P., Remaître A., Horton P., Jaboyedoff M., Bell R. (2011) Assessment of debris-flow susceptibility at medium-scale in the Barcelonnette Basin, France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 627-641
- Krajewski W.F., Ciach G.J., Habib E. (2003) An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes. *Hydrological Sciences Journal*, 48 (2), 151-162
- Lagomarsino D., Segoni S., Fanti R., Catani F. (2013) Updating and tuning a regional-scale landslide early warning system. *Landslides*, 10, 91-97
- Lombardo F., Napolitano F., Russo F. (2006) On the use of radar reflectivity for estimation of the areal reduction factor. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 377-386
- Lombardo F., Napolitano F., Russo F. (2008) Analisi del coefficiente di ragguaglio all'area della precipitazione a partire da dati radar. Atti del 31° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Perugia, 9-12 Settembre 2008
- Marchi L., Arattano M., Deganutti A. M. (2002) Ten years of debris flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps), *Geomorphology*, 46, 1–17
- Marchi L., D'Agostino V. (2004) Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 207-220
- Marques R., Zezere J., Trigo R., Gaspar J., Trigo I. (2008) Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoação County (São Miguel Island, Azores): relationships with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Processes*, 22, 478-494
- Marra F., Nikolopoulos E.I., Creutin J.D., Borga M. (2014) Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds. *J. Hydrology*, 519, 1607-1619
- Marra F. (2013) Procedura integrata di analisi e correzione delle osservazioni radar per la stima di precipitazioni intense in ambiente alpino. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Padova, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali
- Marshall J.S., Hirschfeld W., Gunn K.L.S. (1955) Advances in radar weather. *Adv. Geophys.*, 2, 1-56

- Martelloni G., Segoni S., Fanti R., Catani F. (2013) Snow accumulation/melting model (SAMM) for integrated use in regional scale landslide early warning systems. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1229-1240
- Melillo M., Brunetti M.T., Peruccacci S., Gariano S.L., Guzzetti F. (2014) An algorithm for the objective reconstruction of rainfall events responsible for landslides. *Landslides*, DOI10.1007/s10346-014-0471-3 (published online)
- Mercogliano P., Schiano P., Casagli N., Picarelli L., Tofani V., Segoni S., Catani F., Rossi G., Comegna L. (2011) Short-term weather forecasting for shallow landslide prediction – Methodology, evaluation of technologies and validation at selected test sites. *SafeLand - Deliverable 4.2*
- Montesarchio V., Russo F., Napolitano F., Lombardo F., Baldini L. (2010) Study on the rainfall dependence structure Proceedings of the International Workshop Advances in statistical hydrology, May 23-25, 2010 Taormina, Italy
- Montgomery D.R., Dietrich W.E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* 30(4), 1153–1171
- Nikolopoulos E.I., Crema S., Marchi L., Marra F., Guzzetti F., Borga M. (2014) Impact of uncertainty in rainfall estimation on the identification of rainfall thresholds for debris flow occurrence. *Geomorphology*, 221, 286-297
- Palladino M.R., Turconi L., Luino F., Brunetti M.T., Peruccacci S., Guzzetti F. (2014) Influence of geological, morphological and climatic factors in the initiation of shallow landslides in North Western Italy. In: G. Lollino *et alii* (eds) *Engineering Geology for Society and Territory*, Vol. 2, pp. 1389-1392, Springer
- Parisi D. (2013) Controllo idro-meteorologico sull'innescamento di colate detritiche e frane in Trentino. Tesi di Laurea. Università degli Studi di Padova, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali
- Pascal H. (2008) Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. In: J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers et S. Leroueil (eds) *Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management*. Presse de l'Université Laval, Québec
- Pasuto A., Silvano S. (1998) Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. *Environmental Geology*, 35 (2-3), 184-189
- Peruccacci S., Brunetti M.T., Luciani S., Vennari C., Guzzetti F. (2012) Lithological and seasonal control on rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy. *Geomorphology*, 139-140, 79-90
- Pierson, T.C., Costa, J.E. (1987) A rheological classification of subaerial sediment-water flows. In: Costa J.E., Wieczorek G.F. (eds) *Debris Flow/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation*. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, Volume VII, 1-12
- Pignone S., Del Maschio L., Gozza G., Pizziolo M. (2005) Determinazione di soglie pluviometriche per l'innescamento di fenomeni franosi nell'Appennino settentrionale. Rapporto ARPA SIM e Regione Emilia Romagna Servizio Geologico Sismico e dei Suoli (33 pp.)

- Provincia Autonoma di Trento, Dipartimento Protezione Civile (2005) Sistema di allerta provinciale. Deliberazione della Giunta provinciale n. 972 del 13/05/2005
- Provincia Autonoma di Trento (2006) Piano Generale di Utilizzazione delle Acque Pubbliche. Documento del piano
- Provincia Autonoma di Trento, Agenzia Provinciale per la Protezione dell'Ambiente (2007) Piano Provinciale di Tutela della Qualità dell'Aria – Allegato C Le condizioni territoriali e meteorologiche locali
- Provincia Autonoma di Trento, Dipartimento Protezione Civile (2009) Analisi meteorologica giornaliera dell'anno 2009
- Rappelli F., Luino F., Nigrelli G., Bidoccu M., Cirio C.G., Di Palma M., Missaglia M., Fassi P. (2008) Definizione delle soglie pluviometriche d'innescamento di frane superficiali e colate torrentizie: accorpamento per aree omogenee. IReR, codice: 2007B023, 125 pp.
- Ratto S. (2004) Analisi ed elaborazione dei dati sui fenomeni franosi della Valle d'Aosta e studio per la definizione delle soglie pluviometriche di innescamento dei dissesti, finalizzati ad un Sistema di Allertamento per rischio idrogeologico e idraulico regionale. Università degli Studi di Torino Dipartimento di Scienze della Terra (Tesi di Dottorato di Ricerca)
- Restrepo P.J., Eagleson P.S. (1982) Identification of independent rainstorms. *Journal of Hydrology*, 55: 303-319
- Rickenmann, D., Zimmermann, M. (1993) The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, Vol. 8(2-3), pp. 175-189
- Rossi M., Peruccacci S., Brunetti M.T., Marchesini I., Luciani S., Ardizzone F., Balducci V., Bianchi C., Cardinali M., Fiorucci F., Mondini A.C., Reichenbach P., Salvati P., Santangelo M., Bartolini D., Gariano S.L., Palladino M., Vessia G., Viero A., Antronico L., Borselli L., Deganutti A.M., Iovine G., Luino F., Parise M., Polemio M., Guzzetti F., Tonelli G. (2012) SANF: National warning system for rainfall-induced landslides in Italy. In: E. Eberhardt, Froese C., Turner A.K., Leroueil S. (eds) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*, pp. 1895-1899
- Sadler F., Bellin A. (2004) Analisi di serie storiche di precipitazione. In: Bellin A., Zardi D. (eds) *Analisi climatologica di serie storiche delle precipitazioni e temperature in Trentino*. Quaderni di Idronomia Montana, n. 23, pp. 11-133
- Schäppi B. (2013) Measurement and analysis of rainfall gradient along a hillslope transect in the Swiss Alps. Dissertation ETH Zurich No. 21084
- Sebastianelli S., Russo F., Napolitano F., Baldini L. (2010) Comparison between radar and rain gauges data at different distances from radar and correlation existing between the rainfall values in the adjacent pixels. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, 7, 5171-5212
- Sebastianelli S. (2012) Quantitative precipitation estimates from dual-polarization weather radar in Lazio region. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Roma "La Sapienza", Facoltà di Ingegneria, Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale

- Sebastianelli S., Russo F., Napolitano F., Baldini L. (2013) On precipitation measurements collected by a weather radar and a rain gauge network. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 605-623
- Segoni S., Leoni L., Benedetti A.I., Catani F., Righini G., Falorni G., Gabellani S., Rudari R., Silvestro F., Reborà N. (2009) Towards a definition of real time forecasting network for rainfall induced shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 2119-2133
- Segoni S., Rosi A., Battistini A., Rossi G., Catani F. (2013) A regional real time landslide warning system based on spatially variable rainfall thresholds. In: Margottini C., Canuti P., Sassa K. (eds) *Landslide Science and Practice, Volume 4: Global Environmental Change*, pp. 271-276
- Segoni S., Rossi G., Rosi A., Catani F. (2014a) Landslides triggered by rainfall: a semi-automated procedure to define consistent intensity-duration thresholds. *Computers & Geosciences*, 63, 123-131
- Segoni S., Rosi A., Rossi G., Catani F., Casagli N. (2014b) Analysing the relationship between rainfalls and landslides to define a mosaic of triggering thresholds for regional scale warning systems. *Natural hazards and Earth System Sciences*, 14, 2637–2648
- Serinaldi, F. (2008), Analysis of inter-gauge dependence by Kendall's τ_K , upper tail dependence coefficient, and 2-copulas with application to rainfall fields. *Stoch Environ Res Risk Assess*, 22, 671–688
- Sirangelo B., Braca G. (2004) Identification of hazard conditions for mudflow occurrence by hydrological model. Application of FLAIR model to Sarno warning system. *Engineering Geology*, 73, 267-276
- Spizzichino D., Margottini C., Trigila A., Iadanza C. (2013) Landslide impacts in Europe: weaknesses and strengths of databases available at European and national scale. In: K. Sassa, P. Canuti, C. Margottini (eds) *Landslide science and practice Vol. 1 Inventory and hazard assessment*. Springer, pp. 73-80
- Staley D.M., Gartner J.E., Kean J.W. (2014) Objective definition of rainfall intensity-duration thresholds for post-fire flash floods and debris flows in the area burned by the Waldo Canyon fire, Colorado, USA. In: G. Lollino *et alii* (eds) *Engineering Geology for Society and Territory*, Vol. 2, pp. 621-624, Springer
- Tarolli P., Borga M., Cesare B., Zanon F., Tollardo M., Macconi P.P. (2006) Innesco di frane superficiali durante eventi di precipitazione brevi ed intensi in zone alpine. In: V. D'Agostino, S. Fattorelli (eds) *Le sistemazioni idraulico-forestali per la difesa del territorio*. Quaderni di Idronomia Montana, Nuova Bios
- Tarolli P., Borga M., Dalla Fontana G. (2008) Analysing the influence of upslope bedrock outcrops on shallow landsliding. *Geomorphology*, 93, 186-200
- Terlien M.T.J. (1996) Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia). *Geomorphology*, 20, 165-175
- Terlien M.T.J. (1998) The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35 (2-3), 124-130

- Tiranti D., Rabuffetti D. (2010) Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for an operational warning system implementation. *Landslides*, 7, 471–481
- Tonelli F., Borga M., Tollardo M., Pendesini M. (2003) Radar rainfall estimation assessment for heavy rainfall events. Proceedings of the 1st ACTIF Workshop on Combination of data from remote sensing technologies for flood forecasting, Bologna 24-25 November 2003
- Trigila A. (ed.) (2007) Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI – Metodologia, risultati e rapporti regionali, APAT, Rapporti 78/2007, pp. 681
- Trigila A., Iadanza C., Spizzichino D. (2010) Quality assessment of the Italian Landslide Inventory using GIS processing. *Landslides, Journal of the International Consortium on Landslides*, 7 (4), 455-470
- Trigila A., Iadanza C. (2012) The national landslide inventory, landslide events, impacts and mitigation measures in Italy. In: E. Eberhardt, Froese C., Turner A.K., Leroueil S. (eds) *Landslides and Engineered Slopes. Protecting Society through Improved Understanding*. Vol. 1, pp. 273-278
- Trigila A., Iadanza C., Munafò M., Marinosci I. (2014) Population Exposed to Landslide and Flood Risk in Italy. In: Lollino G., Manconi A., Guzzetti F., Culshaw M., Bobrowsky P., Luino F. (eds) *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 5*, Springer, pp 843-848
- Van Asch Th.W.J., Van Beek L.P.H., Bogaard T.A. (2009) The diversity in hydrological triggering systems of landslides. Proceedings of the 1st Italian Workshop on Landslides. Rainfall-Induced Landslides: mechanisms, monitoring techniques and nowcasting models for early warning systems. Napoli, 8-10 Giugno 2009
- Versace P., Sirangelo B., Iiritano G. (2000) Soglie pluviometriche di innesco di fenomeni franosi. *L'Acqua*, 3, 113-130
- Versace P., Caruso A., Cassetti M., Capparelli G. (2005) Il Presidio Territoriale e la gestione dell'emergenza a Sarno. Atti del Convegno Nazionale La mitigazione del rischio da colate di fango a Sarno e negli altri Comuni colpiti dagli eventi del maggio 1998, Napoli, 2 e 3 Maggio 2005 - Sarno 4 e 5 Maggio 2005, pp. 55-80
- Versace P., Capparelli G. (2008) Empirical Hydrological models for early warning of landslides induced by rainfall. Proceedings of the First World Landslide Forum, 18-21 November 2008, United Nations University, Tokyo, Japan, pp. 627-630
- Verworn A., Haberlandt U. (2011) Spatial interpolation of hourly rainfall – effect of additional information, variogram inference and storm properties. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15, 569-584
- Vessia G., Parise M., Brunetti M.T., Peruccacci S., Rossi M., Vennari C., Guzzetti F. (2014) Automated reconstruction of rainfall events responsible for shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discuss.*, 2, 2869–2890
- Villarini, G., Mandapaka, P. V., Krajewski, W. F., and Moore, R. J. (2008) Rainfall and sampling uncertainties: A rain gauge perspective, *J. Geophys. Res.*, 113
- Villi V., Bacchi B. (2001) Valutazione delle piene nel Triveneto. Pubblicazione CNR – GNDCI n. 2511

- Wieczorek G.F., Sarmiento J. (1988) Rainfall, piezometric levels, and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983. In: The storm of January 3-5, 1982, in the San Francisco Bay region, California, pp. 43-62
- Wieczorek G.F., Glade T (2005) Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In: Jacob M. & Hungr O. (eds) Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer Berlin Heidelberg, pp. 325-362
- Yoo C., Ha E. (2007) Effect of zero measurements on the spatial correlation structure of rainfall. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 21, 287-297
- Zanon F. (2010) Radar hydrology and flash flood event analysis. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Padova, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali
- Zezeze J.L., Trigo R.M., Trigo I.F. (2005) Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 331-344
- Zezeze J.L., Trigo R.M., Fragoso M., Oliveira S.C., Garcia R.A.C. (2008) Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 483-499

Siti Web:

Meteotrentino - Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento

<http://www.meteotrentino.it/>

Servizio meteorologico della Provincia Autonoma di Bolzano:

<http://www.provincia.bz.it/meteo/home.asp>

Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento:

<http://www.protezionecivile.tn.it/organizzazione/Geologico/>

Open DATA Trentino:

<http://dati.trentino.it/>

Portale Geocartografico Trentino:

<http://www.territorio.provincia.tn.it/>

Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI):

<http://www.progettoiffi.isprambiente.it>

RINGRAZIAMENTI

Un sentito ringraziamento a Francesco Napolitano per gli indirizzi all'attività di ricerca e per i preziosi suggerimenti fondamentali per la risoluzione dei problemi più impegnativi.

Si ringrazia l'Ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento e l'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano per aver reso disponibili i dati del radar meteorologico del Monte Macaion utilizzati nel presente studio.

Grazie a Paolo Frattini per la revisione critica del lavoro, ad Alessandro Trigila per i numerosi suggerimenti, a Maura Rianna per i consigli sull'analisi della durata critica e a Stefano Sebastianelli per gli aspetti relativi alla variabilità spaziale delle precipitazioni.

Un ringraziamento speciale alla mia famiglia e ai miei amici per l'incoraggiamento continuo e a Bruna, Linda e Marco che mi hanno accompagnato durante le passeggiate tra le montagne e le frane del Trentino.