

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN
MODELLISTICA FISICA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE

Ciclo XXIV

Settore Concorsuale di afferenza: GEO-05

Settore Scientifico disciplinare: GEO-05

Analisi critica di modelli previsionali per
le frane in
Emilia Romagna

Presentata da: **Silvia Franceschini**

Coordinatore Dottorato
Prof. Rolando Rizzi

Relatore
Dott. Matteo Berti

INDICE

1. INTRODUZIONE	1
2. OBIETTIVI E METODI	6
3. SOGLIE PLUVIOMETRICHE: STATO DELL'ARTE	10
3.1. UN APPROCCIO PURAMENTE EMPIRICO	10
3.1.1 SOGLIE BASATE SULLA PIOGGIA D'EVENTO	11
3.1.1.1 SOGLIE DURATA – INTENSITA	11
3.1.1.2 APPLICAZIONE DELLE SOGLIE D –I AI SISTEMI DI ALLERTAMENTO	21
3.1.1.3 SOGLIE CHE CONSIDERANO ALTRE VARIABILI DI CONTROLLO	22
3.1.2 SOGLIE CHE CONSIDERANO LA PIOGGIA ANTECEDENTE	23
3.2. L'INFLUENZA DELLE PRECIPITAZIONI ANTECEDENTE: UN PROBLEMA APERTO	25
3.3. SOGLIE PLUVIOMETRICHE IN USO NELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA	27
3.3.1 IL MODELLO SOGLIE	27
3.3.2 IL MODELLO SIGMA (Casagli et al.)	30
3.3.2.1 PRIMA VERSIONE, NOVEMBRE 2004	30
3.3.2.2 SIGMA 2.0, 2007	34
3.3.2.3 SIGMA 3.0, 2011	35
3.3.2.4 SIGMA SNOW MODEL, 2010	36
4. DEFINIZIONE DI SOGLIE PLUVIOMETRICHE PROBABILISTICHE TRAMITE STATISTICA BAYESIANA	37
4.1. LA NECESSITA' DI UN APPROCCIO PROBABILISTICO RIGOROSO	37
4.2. LA STATISTICA BAYESIANA	39
4.2.1 APPROCCIO MONODIMENSIONALE	39
4.2.2 PROBABILITA' BAYESIANA BIDIMENSIONALE	43
4.2.3 DALLA PROBABILITA' DI FRANA LOCALE A QUELLA AREALE	45
4.2.4 EVENTI DI PIOGGIA CHE INNESCANO FRANE MULTIPLE	47

4.3 AREA DI STUDIO: LA REGIONE EMILIA ROMAGNA	48
4.3.1 INQUADRAMENTO GENERALE	48
4.3.2 IL DATABASE DELLE FRANE E DELLE PIOGGE	50
4.3.2.1 VERIFICA DELLA QUALITA' DEL DATABASE DELLE SEGNALAZIONI DI FRANA: SOPRALLUOGHI POST EVENTO (DICEMBRE 2008, GENNAIO – APRILE 2009)	54
4.3.3 APPLICAZIONE AL DATASET RER	57
4.3.3.1 IDENTIFICAZIONE DELLE PIOGGE DI INNESCO	57
4.3.4 SOGLIE TRADIZIONALI EMPIRICO – STATISTICHE	62
4.3.5 APPLICAZIONE DELLA STATISTICA BAYESIANA AL NOSTRO DATASET	65
4.3.5.1 CASO MONODIMENSIONALE	65
4.3.5.2 CASO BIDIMENSIONALE	69
4.3.6 LIMITI DEL METODO	73
5. MODELLI FISICAMENTE BASATI PER LA PREVISIONE DI FRANE SUPERFICIALI	75
5.1.INTRODUZIONE	75
5.2 IL MODELLO X – SLIP	77
5.2.1 CARATTERISTICHE DEL MODELLO	77
5.2.2 ESEMPIO DI APPLICAZIONE E LIMITI DEL MODELLO	79
5.3 SHALSTAB (SHALlow STAbility)	81
5.4 IVERSON (2000)	82
5.5 TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002)	87
5.6 TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008)	88
5.7 APPLICAZIONE DEI MODELLI AD UN VERSANTE CAMPIONE	92
6. APPLICAZIONE DEI MODELLI AD UN AREA CAMPIONE	98
6.1 SCELTA DELL'AREA	98
6.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	100
6.3 CARATTERISTICHE DEI TERRENI DI COLTRE	102
6.4 SPESSORE DELLA COLTRE	108
6.5 EVENTO METEO INNESCANTE	113

6.6 APPLICAZIONE DEI MODELLI ALL'AREA CAMPIONE	116
6.6.1 SHALSTAB	116
6.6.2 TRIGRS 2.0	118
6.7 CONFRONTO TRA SOGLIA DETERMINISTICA ED EMPIRICA - TRADIZIONALE	122
7. CONCLUSIONI	125
RINGRAZIAMENTI	130
BIBLIOGRAFIA	131

1. INTRODUZIONE

La regione Emilia Romagna è una delle regioni italiane maggiormente interessate da fenomeni franosi: più del 20 % del territorio collinare e montuoso è infatti costituito da corpi di frana attivi o quiescenti (Emilia Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, 2006).

A causa del cinematismo generalmente lento (Bertolini & Pellegrini, 2001), i movimenti franosi nella regione usualmente non provocano vittime, ma ingenti danni alle infrastrutture pubbliche ed alle proprietà private, tanto che negli ultimi quattro anni sono stati spesi circa 130 milioni di euro per i lavori di ripristino e di messa in sicurezza.

Il rischio da frana, e più in generale il problema del dissesto idrogeologico, è sempre più attuale, come dimostrano i recenti eventi di Liguria e Toscana.

Le amministrazioni pubbliche competenti in materia necessitano quindi di modelli previsionali che forniscano informazioni utili e tempestive a supporto delle decisioni per l'attivazione di piani di emergenza.

Come ampiamente riconosciuto in letteratura, le precipitazioni sono ritenute il fattore di innesco dominante per le frane e già dagli anni '80 diversi autori (Cannon & Ellen, 1895) hanno cercato di determinare delle soglie pluviometriche di innesco di validità locale da implementare nei sistemi di allertamento.

Una "soglia pluviometrica" è definita come il valore minimo o massimo di un certo parametro (ad esempio l'intensità o la durata della precipitazione) in grado di innescare un cambiamento nelle condizioni di stabilità di un versante (White et al. 1996).

La maggior parte delle soglie pluviometriche sono dedotte empiricamente, cioè sulla base dei dati storici a disposizione, e sono tracciate sul piano Durata - Intensità come inizialmente proposto da Caine (1980), Moser & Hohensinn (1983), Cancelli & Nova (1985), Wieczorek (1987) costituendo il limite inferiore delle precipitazioni associate all'occorrenza di frane, in particolare scorrimenti superficiali e debris flows.

Ci sono poi altre tipologie di soglie pluviometriche in cui si considera influente l'effetto della precipitazione antecedente (Crozier, 1999; Glade, 2000, Rahardjo, 2008) rispetto alla precipitazione critica di evento (intesa come quantità di pioggia caduta nel giorno di

occorrenza della frana). Di solito questo tipo di approccio è relazionato allo studio di frane più complesse.

Come si discuterà nel testo, l'influenza della precipitazione antecedente sulla stabilità dei versanti, in particolare di versanti in materiali fini, è tuttora fonte di dibattito (Martelloni et al., 2011).

La necessità di costruire una soglia pluviometrica per la Regione Emilia Romagna fa seguito al recepimento del D.P.C.M del 27 Febbraio 2004, che fornisce indicazioni per la previsione degli effetti al suolo conseguenti agli eventi meteorologici. La previsione si basa sulla suddivisione del territorio regionale in 8 Zone di Allertamento e sull'individuazione di scenari di evento per ciascuna di esse. Per scenari di evento si intendono potenziali condizioni di criticità ordinaria, moderata oppure elevata. In questo contesto è stata sottolineata l'esigenza di definire delle soglie pluviometriche di innesco utili al Centro Funzionale di Protezione Civile come strumento di supporto per la previsione delle frane nell'ambito del sistema di allertamento regionale.

La prima soglia pluviometrica per la Regione (Pignone et al., 2005) è stata dedotta in modo empirico e tracciata sul piano pioggia antecedente cumulata sui 30 giorni precedenti l'inizio dell'evento meteo innescante (Pa_{30}) rispetto alla pioggia di evento (Pe), entrambe normalizzate rispetto alla MAP (Precipitazione Media Annuale). La distribuzione delle piogge innescanti caratterizzata da queste due variabili di controllo è però confusa e non è semplice definire una soglia in modo oggettivo.

Come ulteriore strumento di supporto previsionale, la Protezione Civile regionale ha adottato il Modello SIGMA, Sistema Integrato Gestione Monitoraggio Allerta, proposto da Casagli e dai suoi collaboratori dell'Università di Firenze a partire dal 2004. SIGMA deriva dal metodo a.s.c.a.v. (Galliani et al., 2001) cioè dall'Analisi Statistica delle precipitazioni Cumulate a finestra di Ampiezza Variabile. La versione iniziale, cioè quella del 2004, così come l'ultima del 2011, propone due modelli previsionali differenti per le frane superficiali e quelle profonde.

Nonostante le migliorie apportate al modello nel corso degli anni, integrando anche un modulo che tiene in considerazione lo scioglimento della neve, resta il problema dell'elevato numero di falsi allarmi generati.

La determinazione di soglie pluviometriche attraverso un approccio probabilistico basato sulla statistica Bayesiana sembra migliorare tale aspetto e rappresenta il fulcro di questo lavoro di ricerca, finanziato da Arpa_SIMC nell'ambito della convenzione tra Arpa_SIMC, Agenzia di Protezione Civile Regionale, Servizio Geologico Sismico e dei suoli ed il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali dell'Ateneo di Bologna.

L'innovazione dell'approccio statistico Bayesiano rispetto a gran parte della letteratura in materia di soglie pluviometriche (ad esempio, Guzzetti et al., 2007) è quella di prendere in considerazione sia le precipitazioni innescanti frane (quindi la probabilità condizionata di avere un certo evento di precipitazione data l'occorrenza di frana) che le precipitazioni non innescanti (quindi la probabilità a priori di un evento di pioggia).

L'approccio Bayesiano è stato applicato all'intervallo temporale compreso tra il 1939 ed il 2009, considerando solo le serie pluviometriche estese per almeno 50 anni e le segnalazioni di frana con elevato grado di attendibilità a proposito del giorno di innesco (o giorno certo, o comunque segnalazione facilmente attribuibile ad un determinato evento meteo innescante).

Le soglie probabilistiche ottenute con il metodo Bayesiano presentano, sul piano Durata – Intensità, un andamento simile rispetto a quelle empiriche di letteratura (Guzzetti et al., 2007) rendendone possibile il confronto e sono facilmente implementabili in un sistema di allertamento regionale.

Come visto fino ad ora, le soglie pluviometriche rappresentano un importante strumento a supporto della previsione di frane, facilmente implementabili in un sistema di allertamento regionale, e valide per porzioni estese di territorio (ad esempio per le aree di allertamento in cui è diviso il territorio regionale). Dato che questo strumento previsionale non indaga i processi fisici che stanno alla base della relazione evento di precipitazione – innesco di frana, sono necessari come dati di input solo le variabili di controllo caratteristiche dell'evento meteo (in particolare, durata e intensità).

In questo modo, però, non è possibile prevedere fenomeni non rappresentati nel dataset storico o che avvengono in condizioni anomale. Negli ultimi anni, ad esempio, complice il cambiamento climatico è in deciso aumento la frequenza di frane superficiali che evolvono in debris flows. In particolare, sono stati rilevati due eventi di questo tipo durante la campagna di sopralluoghi a

seguito degli eventi calamitosi occorsi tra il Dicembre 2009 e l'Aprile 2009, uno a Cà Gardella, in comune di Granaglione e uno a Labante, in comune di Castel d'Aiano.

Frane di questo tipo sono estremamente rare negli ultimi 70 anni, per cui le soglie pluviometriche probabilistiche non risultano idonee a prevederle. Il problema è aggravato dall'elevata pericolosità di questi fenomeni, dovuta alla loro estrema rapidità.

Nell'ambito del lavoro di dottorato si è cercato di affrontare il problema testando la variabilità previsionale di alcuni modelli fisicamente basati appositamente sviluppati a questo scopo.

Questi modelli, molto diffusi in letteratura, prendono in considerazione gli aspetti idrologici, idrogeologici, morfologici e geotecnici del versante, tentando di riprodurre i fenomeni fisici che avvengono nel pendio e che ne determinano instabilità (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Crosta et al., 2003).

Tali modelli sono generalmente composti dall'accoppiamento di due moduli: uno idrologico ed uno di analisi di stabilità. Mentre il calcolo della variazione del Fattore di Sicurezza è eseguito nella maggior parte de casi attraverso il metodo dell'equilibrio limite sotto l'ipotesi di pendio infinito, i moduli idrologici presentano differenze sostanziali tra loro.

I modelli testati nell'ambito del dottorato sono: SHALSTAB (SHALlow STABility model, Montgomery & Dietrich, 1994) modello allo stato stazionario che prevede la presenza di un bedrock impermeabile a profondità finita e flusso subsuperficiale parallelo al pendio; Iverson (2000) che modella un processo di diffusione in un mezzo saturo attraverso una soluzione analitica dell'equazione di Richards nel breve termine, considerando il dominio di calcolo come un semispazio; TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002) che implementa sul modello di Iverson (2000) un boundary impermeabile a profondità finita; TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008) che è il primo modello areale fisicamente basato che permette di calcolare la filtrazione nell'insaturo accoppiata con una propagazione diffusiva nel saturo.

Le risposte idrologiche di questi modelli a scala di versante (è stato scelto un versante ideale, inclinato di 30°, come quello da cui si innescò la frana di Cà Gardella) sono state confrontate tra loro e con quella fornita, a parità di caratteristiche geomeccaniche, geometriche e idrogeologiche e del versante e di input di precipitazione, dal modello X-SLIP (Montrasio et al., 1998), implementato nella piattaforma EXPERIENCE della sala operativa di Protezione Civile regionale.

X-SLIP permette di correlare direttamente l'andamento del Fattore di Sicurezza alle precipitazioni, considera un bedrock impermeabile a profondità finita, parallelo al pendio, così come il flusso subsuperficiale.

TRIGRS 2.0 e SHALSTAB sono stati applicati anche all'area campione, che si trova a monte del centro abitato di Porretta Terme, in prossimità della frana di Cà Gardella. Quest'area, che si estende per circa 0.3 km², è stata scelta rispetto ad altre per la sua elevata vulnerabilità e per il particolare contesto geologico.

Per ogni modello sono evidenziati limiti, parametri più rilevanti e condizioni di applicabilità.

2. OBIETTIVI E METODI

Questo progetto di ricerca è inserito nell'ambito della convenzione tra Arpa_SIMC, l'Agenzia di Protezione Civile Regionale, il Servizio Geologico Sismico e dei Suoli ed il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali dell'Ateneo di Bologna, ed ha l'obiettivo primario di determinare possibili soglie pluviometriche d'innescamento per i fenomeni franosi che possano essere utili come strumento di supporto alle decisioni in sala operativa di protezione civile.

Dopo un'analisi critica dell'ampia letteratura in materia, il primo step è consistito in un'attenta analisi e revisione dei database di input, cioè il catalogo storico delle frane e la serie storica di precipitazione.

Per quanto riguarda il database storico delle segnalazioni di frana, che è uno dei più completi in Europa (Rossi et al., 2010), è stata necessaria un'integrazione tra i dati provenienti dai diversi enti regionali, oltre che l'attribuzione di un codice identificativo univoco (GISID) alle differenti segnalazioni, ponendo particolare attenzione alle eventuali riattivazioni. In particolare, mi sono occupata della gestione e dell'aggiornamento del database relativamente al bacino del Fiume Reno, che è stato poi incorporato nell'archivio generale della RER costituito da un database Access in cui sono raccolte più di 9000 segnalazioni occorse tra il 1400 ed il 2009, ognuna delle quali georeferenziata in ambiente GIS.

Per quanto riguarda i dati pluviometrici, sono state considerate le serie storiche complete per almeno 50 anni.

Come sarà spiegato in dettaglio successivamente, è di fondamentale importanza verificare l'attendibilità delle segnalazioni di frana, in particolare in termini di data di innescamento, ma anche di localizzazione.

Come verifica della bontà del database delle segnalazioni storiche di frana, sono stati effettuati 81 sopralluoghi a seguito degli eventi meteo innescanti del Dicembre 2008 e Gennaio – Aprile 2009, durante i quali sono state redatte "schede tecniche descrittive" per ogni sopralluogo e sono stati prelevati una trentina di campioni di coltre superficiale. Dai sopralluoghi è emerso che solo il 60 % delle segnalazioni che arrivano in Protezione Civile

sono corrette dal punto di vista dell'ubicazione, della tipologia di fenomeno descritto e della sua dimensione. È quindi da evidenziare come il database di input sia lacunoso da questo punto di vista, e lo è tanto di più quanto più si va a ritroso nel tempo (Rossi et al., 2010).

I campioni prelevati sono stati caratterizzati in laboratorio attraverso analisi granulometriche e determinazioni dei Limiti di Atterberg. Successivamente, attraverso il metodo proposto da Arya & Paris (1981), dalla curva granulometrica è stata dedotta la curva caratteristica (o curva di ritenzione idrica) dei materiali dalla quale sono stati derivati i parametri per la caratterizzazione dell'insaturo.

Una volta revisionato il database di input delle segnalazioni storiche di frana e delle precipitazioni, sono stati associati ad ogni segnalazione di frana i dati di pioggia dei tre pluviometri più vicini, tenendo conto anche della morfologia dei bacini. È stata quindi costruita un'interfaccia Matlab che permettesse di visualizzare gli istogrammi e le cumulate di precipitazione rispetto al giorno di accadimento della frana per poter procedere ad una selezione manuale dei 4141 eventi meteo innescanti, che sono stati distinti in tre classi: eventi ben-definiti, eventi indefiniti ed eventi indeterminati. I primi, la cui definizione che presenta un bassissimo se non nullo grado di soggettività, sono stati utilizzati per riprodurre, attraverso un apposito algoritmo di calcolo, anche gli eventi meteo non innescanti in modo da poter applicare la statistica Bayesiana ed ottenere le soglie probabilistiche.

Questa tipologia di soglia presenta il vantaggio di essere applicabile su vaste aree, nel nostro caso l'intera RER, e facilmente implementabile in un sistema di allertamento, oltre che fornire differenti valori di probabilità che possono essere scelti in base al rischio accettabile per la zona in esame.

Come introdotto precedentemente, le soglie probabilistiche Bayesiane possono presentare limiti nel prevedere fenomeni non rappresentati nel dataset storico o che avvengono in condizioni anomale, tra cui le frane superficiali con evoluzione in debris flows, che sono eventi accaduti raramente in passato, ma la cui frequenza è in aumento negli ultimi anni.

Proprio per questo motivo, l'Agenzia di Protezione Civile regionale, ha implementato in piattaforma di sala operativa X – SLIP (Montrasio et al., 1998), un modello fisicamente basato per la previsione delle frane superficiali che permette di correlare direttamente il Fattore di Sicurezza all'altezza di precipitazione. Nell'ambito del lavoro di dottorato è stato

validato X – SLIP utilizzando gli eventi di frana avvenuti in regione nel 2004 e nel 2005. Emerse problematiche legate all'interfaccia grafica, ma anche concettuali, si è cercato di affrontare il problema testando la variabilità previsionale di altri modelli fisicamente basati, presenti in letteratura, sviluppati appositamente per la previsione delle frane superficiali.

Durante la campagna di sopralluoghi è stata scelta l'area campione su cui applicare i vari modelli: si trova a monte del centro abitato di Porretta Terme, in prossimità della frana di Cà Gardella, ha un'elevata vulnerabilità oltre ed è peculiare da un punto di vista geologico ed è estesa per circa 0.3km². In quest'area, è stato considerato un versante ideale, inclinato di 30°, come quello dal quale si è mobilizzata la sopraccitata frana.

Al versante ideale sono stati applicati i modelli:

- di Iverson (2000),
- TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002), considerando due differenti casi: nel primo è stato ipotizzato un boundary impermeabile a 10 metri di profondità per riprodurre le condizioni di Iverson (2000), nel secondo il bedrock è stato considerato alla profondità di un metro, per vedere l'influenza del confinamento dato dal limite di permeabilità sul valore di picco dell'altezza di pressione;
- TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008);
- X – SLIP (Montrasio et al., 1998) considerando due differenti valori del grado di saturazione iniziale (Sr) a seconda che ci si trovi in condizioni estive (Sr=0.6) o invernali (Sr=0.8).

All'area campione sono stati invece applicati:

- SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994);
- TRIGRS 2.0.

Le risposte idrologiche dei diversi modelli sono state confrontate tra loro, inoltre per ogni modello sono stati evidenziati limiti, parametri più rilevanti e condizioni di applicabilità.

È emerso come un parametro di input molto importante per una corretta modellazione sia la distribuzione dello spessore della coltre (Crosta, 1989). Per questo motivo è stata condotta una campagna di rilievo di dati di spessore nell'area campione, che sono stati poi spazializzati con la tecnica del Kriging ordinario. I dati rilevati in campagna sono stati inoltre confrontati con quelli previsti dal modello GIST (Catani et al.).

Infine, si è testata la capacità di TRIGRS 2.0 e di X - SLIP di fornire una soglia pluviometrica per l'area campione, sul piano $\log D - \log I$, confrontabile con quelle empiriche di letteratura.

Sono quindi stati fatti girare i modelli per una serie di precipitazioni, innescanti e non, registrate dal pluviometro di Porretta, che è il più vicino.

Le soglie deterministiche sono state tracciate in base ai valori di Fattore di Sicurezza ottenuti come output per le diverse coppie di valori $D - I$.

3. SOGLIE PLUVIOMETRICHE: STATO DELL'ARTE

3.1 UN APPROCCIO PURAMENTE EMPIRICO

Come ampiamente riconosciuto in letteratura, il principale fattore di innesco per le frane è rappresentato dalle precipitazioni (Glade et al., 2005; Sidle and Ochiai, 2006). Di conseguenza, da un trentennio a questa parte, molti autori hanno cercato di determinare delle soglie pluviometriche di innesco definite come il livello superato il quale cambiano le condizioni del sistema (White et al., 1996).

L'approccio più diffuso è quello di costruire delle soglie empiriche, basate cioè sui dati storici a disposizione, trascurando i processi fisici che regolano le interazioni precipitazioni – innesco dei fenomeni franosi.

Nel caso in cui siano considerati solo gli eventi di pioggia innescanti, la maggior parte degli autori (tra cui Caine, 1980; Guzzetti et al., 2007) definiscono la soglia pluviometrica come il limite inferiore degli eventi di pioggia sotto la quale non si hanno mai frane. Per Crozier (1999), invece, la soglia rappresenta il limite superiore, sopra al quale le frane avvengono sempre.

Nel caso in cui, invece, siano presi in esame anche gli eventi di precipitazione che non provocano frane, la soglia rappresenta la linea che meglio separa le precipitazioni innescanti da quelle non innescanti (Lumb, 1975; Jibson, 1989; Corominas and Moya, 1999; Marchi et al, 2002; Zezere and Rodriguez, 2002; Giannecchini, 2005).

Una revisione critica delle soglie pluviometriche empiriche proposte in letteratura tra il 1975 ed il 2005 è stata realizzata da Guzzetti et al. (2007) che ha distinto le soglie elencate sulla base:

- dell'estensione areale per cui sono ritenute valide (globali, regionali o locali);
- delle variabili di controllo dell'evento di precipitazione attraverso cui sono descritte (durata (D), intensità (I), pioggia giornaliera (R), pioggia d'evento (E) pioggia antecedente (Pa).

Nell'ambito del lavoro di dottorato, l'analisi critica di Guzzetti è stata ampliata temporalmente sino al 2011, e le soglie sono state principalmente suddivise tra quelle

calcolate esclusivamente sulla base delle variabili di controllo che caratterizzano l'evento meteo innescante (di cui le più diffuse in letteratura sono quelle sul piano D - I) e quelle che invece tengono in considerazione anche l'effetto delle precipitazioni antecedenti. Calcolare il corretto periodo su cui cumulare la precipitazione antecedente è tuttora un'aperta fonte di dibattito e dipende fortemente dalle condizioni locali e dalla tipologia di fenomeno franoso che le soglie hanno l'obiettivo di prevedere.

3.1.1 SOGLIE BASATE SULLA PIOGGIA D'EVENTO

3.1.1.1 SOGLIE DURATA – INTENSITA'

L'approccio più diffuso in letteratura è quello di basare le soglie pluviometriche sull'analisi delle piogge che hanno innescato frane storiche. Nel piano durata – intensità, queste soglie hanno la generica forma:

$$I = c + \alpha \times D^\beta \quad (3.1)$$

in cui I è l'intensità media della pioggia, D è la durata e $c \geq 0$, α , β sono parametri.

Come si può vedere nelle Figure 3.1, 3.2 e 3.3, c risulta quasi sempre nullo quindi la soglia pluviometrica nel piano D - I è una semplice legge di potenza.

La maggior parte di queste soglie copre un range di durata D tra 1 e 100 ore e di intensità tra 1 e 200 mm/ora. Per durate $D > 500$ ore presentano il limite di indicare la possibilità che si possano verificare condizioni di instabilità anche per valori di intensità molto bassi (come 1mm/ora). Per ovviare a questo problema, alcuni autori, tra cui Wieczorek (1987) hanno proposto, per elevati valori di durata, delle soglie asintotiche con $\beta = -1$ e c che è il valore dell'intensità per la durata $D = 500$ ore.

3.1.1.1.1 SOGLIE GLOBALI

Le soglie globali hanno lo scopo di determinare il livello minimo (inferiore) globale sotto al quale le frane non avvengono mai, indipendentemente dalle condizioni morfologiche, geologiche, di uso del suolo locali e dei pattern di precipitazione locali.

Di conseguenza, questa tipologia di soglie presenta il vantaggio di poter essere applicata globalmente, per aree molto estese, ma proprio per questo le potenzialità applicative sono limitate in quanto tendono a generare un numero elevato di falsi allarmi.

In Tabella 3.1 sono elencate le equazioni per le differenti soglie globali pubblicate in letteratura, gli autori che le hanno proposte e la tipologia di frana che hanno lo scopo di prevedere; tali soglie sono rappresentate graficamente in Figura 3.1.

La prima soglia pluviometrica globale è stata proposta da Caine (1980); valida per debris flows e frane superficiali, è stata ottenuta tracciando graficamente il limite inferiore di 73 severi eventi di pioggia occorsi in differenti parti del mondo. Lo stesso approccio è stato seguito da Innes (1983), la cui soglia è valida per tutti i tipi di frana. Jibson (1989) considerò sempre la soglia come limite inferiore delle precipitazioni innescanti, ma nel suo lavoro sono plottate nel piano D – I anche gli eventi di pioggia che non hanno provocato frane.

Clarizia et al. (1996) proposero una soglia valida per i soil slips, mentre Crosta & Frattini (2001) una soglia iperbolica per la previsione delle frane superficiali. Cannon & Gartner (2005) pubblicarono una soglia valida per la previsione dei debris flows in terreni interessati recentemente da incendi. Hong et al. (2006) hanno proposto la prima soglia pluviometrica considerando i dati di pioggia satellitari (database multi-satellite NASA'S TRMM).

Guzzetti et al. (2007) hanno invece utilizzato un approccio statistico Bayesiano per definire i parametri α e β , rispettivamente l'intercetta e la pendenza della soglia (vedasi Equazione 3.1), che meglio rappresentassero i dati di precipitazioni innescanti.

Autore	Tipo frana	Equazione
Caine (1980)	Debris flows; Frane Superficiali	$I = 14.82 \times D^{-0.39}$
Innes (1983)	Tutti i tipi	$I = 4.93 \times D^{-0.496}$
Jibson (1989)	Debris flows	$I = 30.53 \times D^{-0.57}$
Clarizia et al. (1996)	Frane Superficiali	$I = 10.00 \times D^{-0.77}$
Crosta & Frattini (2001)	Frane Superficiali	$I = 0.48 + 7.2 \times D^{-1.00}$
Cannon & Gartner (2005)	Debris Flows	$I = 7.00 \times D^{-0.60}$
Hong et al.(2006)	Debris flows; Frane Superficiali	$I = 12.45 \times D^{-0.42}$
Guzzetti et al. (2007)	Tutti i tipi	$I = 2.20 \times D^{-0.44}$

Tabella 3.1 – *Elenco delle soglie globali proposte in letteratura*

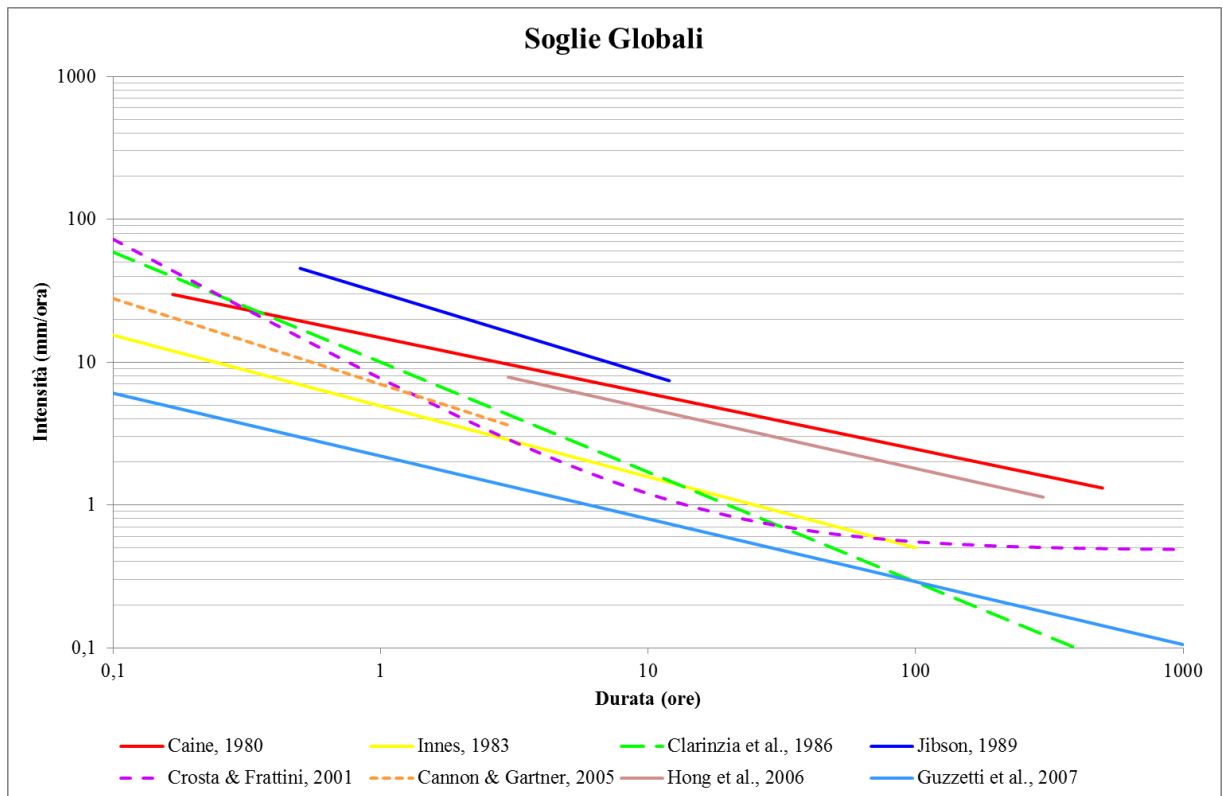


Figura 3.1 – Rappresentazione grafica delle soglie globali Durata – Intensità. Con la linea continua sono indicate le soglie valide per tutti i tipi di frana, con la linea a tratteggio più lungo, quelle valide per la previsione di frane superficiali e con quella a tratteggio corto quelle costruite per i debris flows. Le soglie sono state riportate secondo gli intervalli di durata definiti dai diversi autori

Per definizione, le soglie globali rappresentano il limite inferiore delle precipitazioni innescanti, quindi il limite sotto al quale le frane non avvengono mai. Per durate $D < 100$ ore, la soglia minima è quella proposta da Guzzetti et al. (2007).

Al fine di regionalizzare le soglie locali, alcuni autori hanno proposto di normalizzarle dividendo i valori di intensità per la MAP (Mean Annual Precipitation) della zona considerata (Jibson, 1989; Ceriani et al., 1992; Paronuzzi et al., 1998; Aleotti et al., 2004, Dahal & Hasegawa, 2008) e la durata per il RDN (Rainy-Day Normal) (Wilson, 1997). Anche le soglie normalizzate sono del tipo legge di potenza, e la normalizzazione ha l'effetto di omogeneizzarne la pendenza.

3.1.1.1.2 SOGLIE REGIONALI

Le soglie regionali sono valide per aree che si estendono da poche ad alcune migliaia di km² caratterizzate da condizioni meteorologiche, climatiche e fisiografiche simili. Possono essere implementate in sistemi di allertamento real-time.

In Tabella 3.2 sono elencate le soglie regionali proposte in letteratura, che sono rappresentate graficamente in Figura 3.2 e 3.3 (per una migliore comprensione grafica, e data la differenza climatica tra le zone, sono state riportate separatamente le soglie valide per il territorio europeo, dalle soglie definite per il territorio extra – europeo (climi umidi)).

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione
Abruzzo, Italia	Brunetti et al. (2010)	Tutti i tipi	$I = 4.23 \times D^{-0.55}$ (analisi di frequenza)
Abruzzo, Italia	Brunetti et al. (2010)	Tutti i tipi	$I = 5.54 \times D^{-0.59}$ (statistica Bayesiana)
Campania, Italia	Guadagno (1991)	Debris Flows	$I = 176.40 \times D^{-0.90}$
Campania, Italia	Calcaterra et al. (2000)	Tutti i tipi	$I = 28.10 \times D^{-0.74}$
Carinzia e Tirolo, Austria	Moser & Hohensinn (1983)	Frane superficiali	$I = 41.66 \times D^{-0.77}$
Lombardia, Italia	Ceriani et al. (1992)	Debris Flows	$I = 16.24 \times D^{-0.46}$
Lombardia, Italia	Ceriani et al. (1994)	Tutti i tipi	$I = 20.1 \times D^{-0.55}$
Alpi Nord – Orientali, Italia	Paronuzzi et al. (1998)	Debris Flows	$I = 47.742 \times D^{-0.507}$
Piemonte, Italia	Aleotti (2004)	Frane Superficiali	$I = 19 \times D^{-0.50}$
Svizzera	Zimmermann et al. (1997)	Tutti i tipi	$I = 32 \times D^{-0.70}$
Pirenei, Spagna	Corominas et al. (2005)	Tutti I tipi	$I = 17.96 \times D^{-0.59}$
Cina	Jibson (1989)	Debris Flows	$I = 49.11 - 6.81 \times D^{1.00}$
Indonesia	Jibson (1989)	Debris Flows	$I = 92.06 - 10.68 \times D^{1.00}$
Jamaica	Ahmad (2003)	Frane superficiali	$I = 11.5 \times D^{-0.26}$
Giappone	Jibson (1989)	Debris Flows	$I = 39.71 \times D^{-0.62}$
Giappone (Isola Shikoku)	Hong et al. (2005)	Tutti i tipi	$I = 1.35 + 55.00 \times D^{-1.00}$
Porto Rico	Jibson (1989)	Debris Flows	$I = 66.18 \times D^{-0.52}$

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione
Porto Rico	Larsen & Simon (1993)	Tutti i tipi	$I = 91.46 \times D^{-0.82}$
Taiwan	Chien-Yuan et al. (2005)	Tutti i tipi	$I = 115.47 \times D^{-0.80}$
Himalaya	Dahal & Hasegawa (2008)	Tutti i tipi	$I = 73.90 \times D^{-0.79}$

Tabella 3.2 – Elenco delle soglie regionali Durata – Intensità

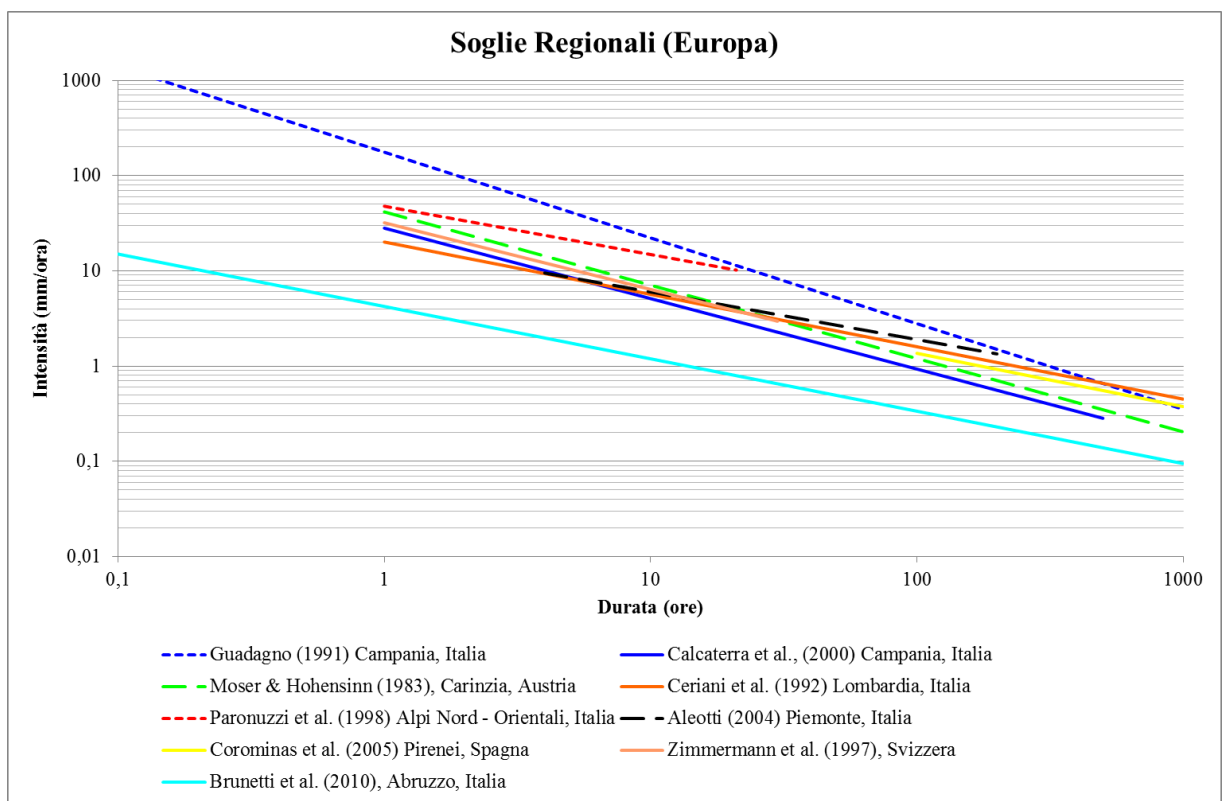


Figura 3.2 – Rappresentazione grafica delle soglie regionali globali Durata – Intensità. Con la linea continua sono indicate le soglie valide per tutti i tipi di frana, con la linea a tratteggio più lungo, quelle valide per la previsione di frane superficiali e con quella a tratteggio corto quelle costruite per i debris flows. Le soglie sono state riportate secondo gli intervalli di durata definiti dai diversi autori

Dall'analisi di Figura 3.2 si nota come le soglie proposte per le zone alpine presentino un andamento simile tra loro, al lavoro di Caine (1980), e alla soglia edita da Calcaterra (2000) per i suoli piroclastici della Campania. La maggior parte delle soglie tracciate in Figura 3.2 è valida per un range di durata $D > 1$ ora. Nella prima ora di evento il corrispondente range di

intensità è compreso tra 20 mm/ora (Ceriani et al., 1992) e 50 mm/ora (Paronuzzi et al., 1998), per poi calare tra 5 e 7 mm/ora dopo 10 ore dall'inizio dell'evento. Meno pendente rispetto alle altre è la soglia proposta da Paronuzzi et al. (1998). Guadagno (1991) propose per la Campania una soglia per la previsione dei debris flows sensibilmente più elevata rispetto a quella pubblicata da Calcaterra (2000), ritenendo necessaria, per l'innescamento dei debris flows, una precipitazione di circa 200 mm nella prima ora di evento.

Ceriani et al. (1992) inizialmente verificarono la validità delle soglie determinate da Govi et al. (1985) nella zona delle Alpi Centrali colpita dall'alluvione del luglio 1987. Notata la non correttezza nell'applicabilità di tale soglia, ne proposero una nuova, valida per la previsione dei debris flows e tracciata sul piano Durata – Intensità, espressa da $I = 16.24 \times D^{-0.46}$, simile a quella proposta da Caine (1980).

Successivamente, tale curva è stata affinata tenendo conto dei dati relativi agli eventi meteorici che hanno colpito la zona nel corso dell'estate del 1992 e nell'autunno del 1993, ottenendo due differenti formulazioni a seconda che sia considerata l'intensità media (mm/h) o l'intensità normalizzata, (Ceriani et al., 1994): $I = 20 \times D^{-0.55}$ oppure $In\% = 2.01 \times D^{-0.55}$.

Aleotti (2004) in primo tempo ha indagato la correlazione tra precipitazioni antecedenti l'evento (7, 10 e 15 giorni) e la precipitazione critica del giorno di innescamento, ma per gli eventi testati non sono risultate evidenti correlazioni tra le due grandezze.

Successivamente, ha definito una soglia pluviometrica del tipo Durata – Intensità tracciando l'involuppo del 90% delle precipitazioni innescanti analizzate. Tale valore è stato scelto arbitrariamente, per la necessità da un lato di eliminare i casi sporadici e dall'altro di considerare il maggior numero di casi possibili.

Questa soglia risulta molto simile a quella proposta da Ceriani et al. (1994) per le Alpi centrali e a quella globale di Caine (1980).

Brunetti et al. (2010) hanno proposto due metodologie statistiche indipendenti tra loro per garantire l'oggettività delle soglie pluviometriche individuate valide per la regione Abruzzo. La prima consiste nell'approccio Bayesiano già applicato da Guzzetti et al. (2007) per la CASDES area, che permette di definire in modo oggettivo i valori di α e β (Equazione 3.1).

La seconda si basa sull'approccio frequentista che permette di ottenere diverse soglie in funzione del livello di superamento, aspetto importante nell'ottica dell'implementazione in un sistema di allertamento, perché può essere scelto il diverso livello di rischio accettabile. Entrambe prendono in considerazione solo gli eventi pluviometrici innescanti. La soglia ottenuta con il metodo Bayesiano è molto simile a quella risultata dall'approccio frequentista considerando una probabilità di superamento dell'1%.

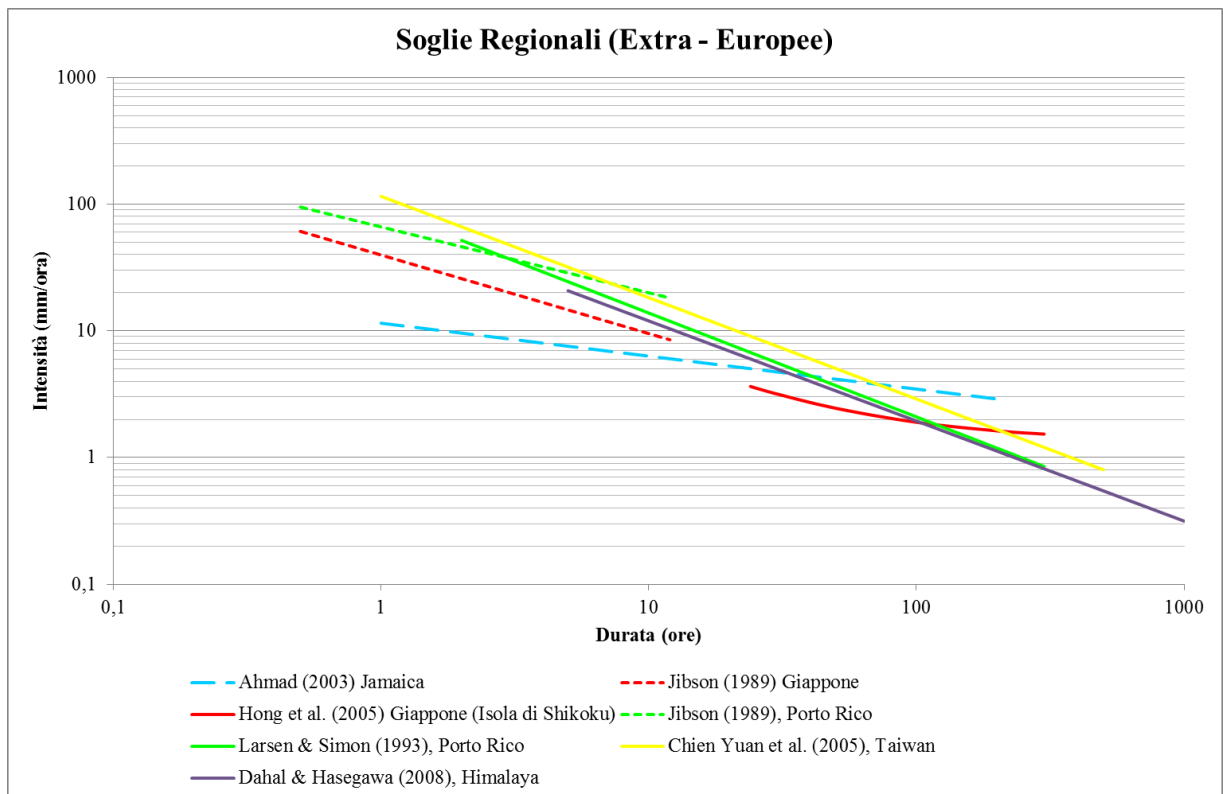


Figura3.3 – Soglie regionali Durata - Intensità. Anche in questo caso, con la linea continua sono indicate le soglie valide per tutti i tipi di frana, con la linea a tratteggio lungo, le soglie per la previsione delle frane superficiali e con il tratteggio corto le soglie per la previsione dei debris flows. Le soglie sono tracciate per gli intervalli di Durata di validità definiti dai diversi autori

La maggior parte delle soglie regionali rappresentate in Figura 3.3 sono valide per climi umidi ed infatti sono più mediamente più alte rispetto a quelle tracciate in Figura 3.2; in particolare, l'intensità media d'innescò nella prima ora di evento è compresa tra 40 mm/ora (Jibson, 1989) e circa 100 mm/ora (Chien Yuan et al., 2005). Come si può vedere dall'analisi di Figura 3.3,

la soglia proposta da Dahal & Hasegawa (2008) per la zona Himalayana è quasi coincidente con quella definita da Larsen & Simon(1993) per Porto Rico; tali soglie presentano un andamento parallelo alla soglia proposta da Chien Yuan et al. (2005) per Taiwan. Anche Jibson (1989) pubblicò una soglia per la previsione dei debris flows a Porto Rico, valida solo per durate $D < 10$ ore, e lo stesso fece per il Giappone.

Hong et al. (2005) proposero per l'isola di Shikoku una soglia iperbolica, mentre la definita da Amhad (2003) per la Jamaica ha una pendenza che si differenzia da tutte le altre soglie regionali plottate.

3.1.1.1.3 SOGLIE LOCALI

Le soglie locali (Cancelli & Nova, 1985; Zezere et al., 2005) sono ancora più peculiari in quanto possono essere valide per una singola frana od un gruppo di frane, ma più in generale per aree con simili condizioni climatiche locali e assetto geomorfologico, con un'estensione variabile tra poche ed alcune centinaia di km^2 .

Queste soglie presentano però il limite di essere difficilmente esportabili a contesti differenti rispetto a quelli per i quali sono state definite.

In Tabella 3.3 sono elencate le soglie $D - I$ locali, rappresentate graficamente in Figura 3.4

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione
Valtellina, Lombardia (Italia)	Cancelli & Nova (1985)	Frane Superficiali	$I = 44.668 \times D^{-0.78}$
Val Bisagno, Genova (Italia)	Cevasco et al. (2010)	Tutti i tipi	$I = 14.5 \times D^{-0.525}$ ($D=4 \div 10$ ore) $I = 59.98 \times D^{-0.525}$ ($D=10 \div 24$ ore)
Valzangona, Appennino Settentrionale (Italia)	Floris et al. (2004)	Tutti i tipi	$I = 18.83 \times D^{-0.59}$
Central Santa Cruz Mountains (California)	Wieczorek (1987)	Debris Flows	$I = 1.7 + 9 \times D^{-1.00}$
Hong Kong	Jibson (1989)	Debris Flows	$I = 41.83 \times D^{-0.58}$
Oregon (Mettman Ridge)	Montgomery et al. (2000)	Tutti i tipi	$I = 9.9 \times D^{-0.52}$
Virginia (Blue Ridge, Madison County)	Wieczorek et al. (2000)	Debris Flows	$I = 116.48 \times D^{-0.63}$
Valzangona, Appennino Settentrionale (Italia)	Floris et al. (2004)	Tutti i tipi	$I = 18.83 \times D^{-0.59}$

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione
Washington (Seattle Area)	Baum et al. (2005)	Frane Superficiali	$I = 82.73 \times D^{-1.13}$
Lisbona, Portogallo	Zezeze et al. (2005)	Tutti i tipi	$I = 84.3 \times D^{-0.57}$
Guwahati (India)	Bhusan & Goswami (2011)	Tutti i tipi	$I = 28.7 \times D^{-0.89}$
Colorado centro-meridionale	Cannon et al. (2008)	Debris Flows	$I = 6.5 \times D^{-0.7}$
Colorado sud-occidentale	Cannon et al. (2008)	Debris Flows	$I = 9.5 \times D^{-0.7}$
Ventura County (California)	Cannon et al. (2008)	Debris Flows	$I = 12.5 \times D^{-0.4}$
San Bernardino, San Gabriel, San Jacinto Mountains (California)	Cannon et al. (2008)	Debris Flows	$I = 7.2 \times D^{-0.4}$ poco dopo incendi $I = 14.0 \times D^{-0.5}$ dopo un anno di riforestazione
Ampang e Hulu Jelang area (Malaysia)	Jamaludin & Ali (2011)	Tutte i tipi	$I = 11.0 \times D^{-0.5317}$

Tabella 3.3 – Elenco delle soglie locali $D - I$

Cancelli & Nova (1985) hanno dedotto la loro soglia partendo da quella proposta da Moser & Hohensinn (1983).

Wieczorek (1987) esaminò 22 eventi meteorici (di cui 10 innescanti) in un'area di circa 10 km² nella zona delle Santa Cruz Mountains (California).

La soglia ottenuta risulta più restrittiva rispetto a quella individuata da Caine (1980). L'autore sottolinea come non sia da trascurare l'effetto della precipitazione antecedente tra 15 giorni e 2 mesi precedenti l'innescamento. In particolare, nel periodo precedente il giorno di innescamento, nei casi da lui esaminati, erano sempre caduti almeno 28 mm di pioggia. Lo stesso approccio è seguito da Cevasco et al. (2010) che sottolineano come ogni volta che si innescano un debris flow o frana superficiale nella Val Bisagno (Genovese) nei 15 giorni precedenti siano caduti almeno un centinaio di mm di pioggia. Gli autori propongono due differenti soglie in base alla durata dell'evento ed entrambe sono intese come soglie che separano gli eventi innescanti da quelli non innescanti.

Cannon et al. 2008 ha proposto una serie di soglie per l'innescamento di debris flows in terreni interessati recentemente da incendi, nel Colorado centro – meridionale e sud – occidentale ed

in differenti aree della California. Gli autori propongono inoltre un confronto tra la soglia per l'innescamento di debris flows in terreni recentemente interessati da debris flows e dopo un anno di rivegetazione. Nel secondo caso la soglia risulta sensibilmente più alta. Anche in questo lavoro sono plottati sia gli eventi innescanti che non innescanti, e la soglia rappresenta il limite di separazione tra le due popolazioni, così come per la soglia valida per la Malaysia, proposta da Jamaludin & Ali (2011). Nell'articolo pubblicato da Baum et al. (2005), relativo all'area di Seattle, sono invece presi in considerazione solo gli eventi di precipitazione innescanti.

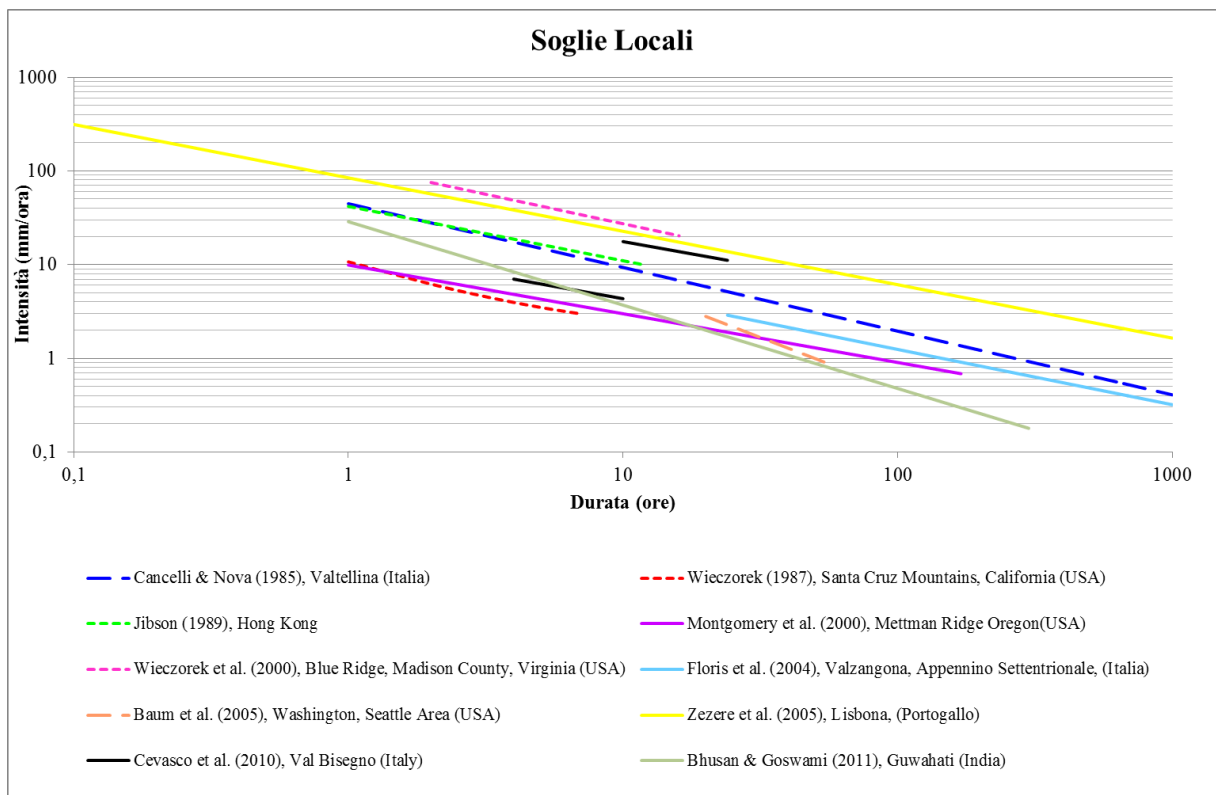


Figura 3.4 – Rappresentazione delle soglie $D - I$ locali. Con la linea continua sono rappresentate le soglie valide per tutti i tipi di frana, con quelle a tratteggio lungo quelle valide per la precisione delle frane superficiali, con quelle con il tratteggio corto, quelle utili per la previsione dei debris flows

Cannon & Ellen (1985) e Gianecchini (2005), vedasi Tabella 3.4, considerano soglie $D - I$ differenti a seconda dei diversi valori di Precipitazione Media Annuale (MAP) e della durata dell'evento innescante, rispettivamente. Gianecchini (2005) propone per la zona delle Alpi Apuane due soglie, una inferiore ed una superiore, per i due intervalli di durata definiti. Tali soglie separano, rispettivamente, le combinazioni $D - I$ per cui non si registrano effetti al

suolo da quelle per cui si hanno effetti moderati (qualche frana) da quelle per cui gli effetti sono severi (molte frane). In particolare, per le Alpi Apuane sono state proposte, per i diversi intervalli di durata, una soglia inferiore ed una superiore: quella inferiore separa le porzioni del grafico in cui l'evento di pioggia non provoca effetti, da quella in cui sono innescate alcune frane; la soglia superiore è la soglia sopra alla quale sono innescate molte frane, vedasi Tabella 3.4.

Località & Autore	Tipo di Frana	Equazione	Note
Baia di San Francisco (California) Cannon & Ellen (1985)	Debris Flows	$I = 6.9 + 38 \times D^{-1.00}$	Alta MAP
		$I = 2.5 + 300 \times D^{-2.00}$	Bassa MAP
Alpi Apuane, Toscana (Italia) Giannecchini (2005)	Frane superficiali	$I = 26.871 \times D^{-0.638}$	0.1 < D < 35 Soglia inferiore
		$I = 85.584 \times D^{-0.781}$	0.1 < D < 35 Soglia superiore
		$I = 38.363 \times D^{-0.743}$	0.1 < D < 12 Soglia inferiore
		$I = 76.199 \times D^{-0.692}$	0.1 < D < 12 Soglia superiore

Tabella 3.4 – *Elenco delle soglie locali D – I, che però rappresentano dei casi complessi in quanto vedono la combinazione con altre variabili di controllo come la Precipitazione Antecedente, la MAP, o la Durata*

3.1.1.2 APPLICAZIONE DELLE SOGLIE D – I AI SISTEMI DI ALLERTAMENTO

La prima soglia pluviometrica implementata in un sistema di allertamento real – time è stata quella proposta da Cannon & Ellen (1985) per la Baia di San Francisco (Keefer et al., 1997).

Ad Honk Kong, è stata implementata quella definita da Brand et al. (1995).

In Italia, la Giunta Regionale della Lombardia con Delibera n. 7/21205 del 24 marzo 2005, relativa alla “Direttiva Regionale per l’allertamento per il rischio idrogeologico e idraulico e la gestione delle emergenze regionali” ha ufficialmente adottato il “metodo Ceriani” come metodo regionale per la predisposizione del sistema di allertamento idrometeorologico della Protezione Civile relativamente ai dissesti superficiali.

Applicando le equazioni proposte da Ceriani et al. (1994), vedasi Tabella 3.2, sono stati calcolati i valori di soglia di intensità minimi per intervalli di tempo pari a 12, 24 e 48 ore per

ognuna delle aree omogenee di allerta, in cui è stato suddiviso il territorio della Regione Lombardia. Aleotti (2004) ha presentato un esempio di applicazione delle soglie individuate in sistemi di allertamento, proponendone una sperimentazione allo scopo di calibrare ed affinare le soglie in vista di tale utilizzo.

3.1.1.3 SOGLIE CHE CONSIDERANO ALTRE VARIABILI DI CONTROLLO

In Tabella 3.5, sono riportate schematicamente una serie di soglie e valori soglia basati su varie combinazioni delle variabili di controllo caratterizzanti l'evento innescante.

Ad esempio, le soglie pubblicate da Campbell (1975), Nilsen et al.(1976) e Corominas & Moya (1996) sono stabilite in base alla quantità di precipitazione nel giorno di innesco (vedasi Tabella 3.5). Canuti et al. (1985), invece, definiscono come valore soglia la pioggia cumulata durante tutto l'evento di pioggia e non solamente nel giorno di innesco.

Ci sono poi una serie di valori soglia, tra cui quelli proposti da Govi & Sorzana (1980) che correlano la pioggia d'evento cumulata normalizzata (rispetto alla MAP) alla severità dell'evento in termini di numero di frane innescate per km².

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione	Note
Soglie basate sulla pioggia giornaliera (R)				
Los Angeles Area, California (USA)	Campbell (1975)	Tutti i tipi	$R > 235 \text{ mm}$	
Alamanda County, California (USA)	Nilsen et al. (1976)	Tutti i tipi	$R > 180 \text{ mm}$	
Hokkaido area, Giappone	Endo (1970)	Tutti i tipi	$R > 200 \text{ mm}$	
Llobregat valley, est Pirenei, (Spagna)	Corominas & Moya (1996)	Frane Sup. Debris Flows	$R > 160-200 \text{ mm}$	
Sarno, Campania (Italia)	Bell & Maud (2002)	Tutti i tipi	$R > 55 \text{ mm}$	Soglia inf.
Soglie basate sulla pioggia cumulata d'evento E_d				
Contra Costa County California (USA)	Nilsen & Turner (1975)	Frane Sup.	$E > 177.8 \text{ mm}$	Molte frane
Italia	Canuti et al. (1985)	Tutti i tipi	$E_{1-3d} > 100 \text{ mm}$	Per rocce arenacee

Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione	Note
Soglie basate sulla pioggia cumulata d'evento E_d				
Sri Lanka	Bhandari et al. (1991)	Tutti i tipi	$E_{3d} > 200\text{mm}$	
Soglie basate sulla combinazione tra Pioggia Cumulata di Evento (E) e Durata D				
Pirenei Orientali (Spagna) Corominas & Moya (1999)	Tutti i tipi	$E > 180 - 190$ mm in 24–36 ore		Poche frane superficiali
		$E > 300$ mm in 24-48 ore		Franamenti diffusi
Soglie basate sulla Pioggia Cumulata d'Evento Normalizzata (E_{MAP})				
Est Himalaya Bhandari et al (1991)	Tutti i tipi	$E_{MAP} < 0.05$		Bassa probabilità di avere frana
		$0.05 < E_{MAP} < 0.10$		Probabilità intermedia di frana
		$0.10 < E_{MAP} < 0.20$		Alta probabilità di avere frana
Piemonte (Italia) Govi & Sorzana (1980)	Tutti i tipi	$0.10 < E_{MAP} < 0.25$		Da 3 a 15 frane per km ²
		$0.22 < E_{MAP} < 0.31$		Più di 30 frane per km ²
		$0.28 < E_{MAP} < 0.38$		Più di 60 frane per km ²

Tabella 3.5 – Soglie regionali che tengono in considerazione varie combinazioni delle variabili di controllo caratterizzanti l'evento meteo

3.1.2 SOGLIE CHE CONSIDERANO LA PIOGGIA ANTECEDENTE

Di seguito sono elencate le soglie pluviometriche di letteratura che tengono in considerazione anche la precipitazione antecedente. In Tabella 3.6, sono riportate le sogli durata – intensità proposte da Bolley & Olliaro (1999) per alcune zone del Piemonte. Per ognuna di queste zone sono state definite due soglie a seconda della relazione tra pioggia antecedente e MAP.

In Tabella 3.7 sono infine rappresentate soglie che tengono conto sia delle piogge antecedenti cumulate sui 15 giorni (Lumb, 1975; Pasuto & Silvano, 1998) e la pioggia nel giorno di

innesco. Lo stesso approccio fu seguito inizialmente anche da Aleotti (2004) che però non trovò una correlazione significativa tra pioggia d'evento e pioggia cumulata antecedente.

Val di Susa, Piemonte (Italia) Bolley & Olliario (1999)	Debris Flows	$I = 9.521 \times D^{-0.4955}$	Pioggia Antecedente > 14% MAP
		$I = 11.698 \times D^{-0.4783}$	Pioggia Antecedente < 14% MAP
Perilleux Basin, Piemonte (Italia) Bolley & Olliario (1999)	Debris Flows	$I = 11.00 \times D^{-0.4459}$	Pioggia Antecedente > 9% MAP
		$I = 10.67 \times D^{-0.5043}$	Pioggia Antecedente < 9% MAP
Champeyron Basin, Piemonte, Italia Bolley & Olliario (1999)	Debris Flows	$I = 12.649 \times D^{-0.5324}$	Pioggia Antecedente > 14% MAP
		$I = 18.675 \times D^{-0.565}$	Pioggia Antecedente < 14% MAP

Tabella 3.6– Soglie Durata – Intensità pubblicate da Bolley & Olliario (1999) per diverse zone del Piemonte. Per ogni zona, sono state definite due soglie $D - I$ in base alla relazione tra pioggia antecedente e MAP

Soglie basate sulla relazione tra R e Pioggia Antecedente (A_{nd})				
Località	Autore	Tipo di Frana	Equazione	Note
Hong Kong	Lumb (1975)	Soil Slips	$A_{15d} > 50\text{mm}$ $R > 100\text{ mm}$	Eventi minori
			$A_{15d} > 200\text{mm}$ $R > 100\text{ mm}$	Eventi severi
			$A_{15d} > 350\text{mm}$ $R > 100\text{ mm}$	Eventi molto severi
Bacino del fiume Cordevole, Belluno (Italia)	Pasuto & Silvano (1998)	Frane Sup.	$A_{15d} > 250\text{mm}$ $R > 70\text{ mm}$	

Tabella 3.7 – Valori soglia che tengono in considerazione congiuntamente la pioggia antecedente e la pioggia critica del giorno di innesco

3.2 L'INFLUENZA DELLE PRECIPITAZIONI ANTECEDENTI: UN PROBLEMA APERTO

La variabilità delle soglie pluviometriche riportate in letteratura è del tutto attesa se si pensa alla diversità delle condizioni geologiche, geomorfologiche e meteorologiche delle aree a cui fanno riferimento. Appaiono invece meno chiare le ragioni per cui alcuni autori considerano la sola precipitazione di evento mentre altri sottolineano il ruolo fondamentale della pioggia antecedente. Molti autori sostengono che utilizzare un approccio $D - I$ non sia sufficiente, ma che sia di fondamentale importanza considerare il ruolo giocato dalla precipitazioni antecedenti (Crozier, 1999; Glade, 2000; Giannecchini et al., 2005, Cardinali et al., 2006; Martelloni et al., 2011). Il problema risiede nella scelta dell'adeguata durata del periodo di cumulo che dipende dalla morfologia, dalla litologia e dalle condizioni climatiche locali. Lavori in differenti parti del mondo hanno infatti portato a diversi risultati proprio per la peculiarità degli scenari analizzati.

In letteratura vi è la generale convinzione che le frane superficiali ed i debris flows siano innescati da precipitazioni intense e di durata relativamente breve (Campbell, 1975), mentre la stabilità di frane profonde o comunque più complesse sia influenzata da eventi di precipitazioni prolungati nel tempo, ma con intensità medio – bassa (Bonnard & Noverraz, 2001). Ad esempio, Zezere et al. (2005) ritengono che in Portogallo l'innescamento dei debris flows sia influenzato da una precipitazione antecedente cumulata tra 1 e 15 giorni, mentre per le frane profonde sia necessario tenere in considerazione la pioggia cumulata tra 1 e 3 mesi precedenti. Lo stesso approccio è stato seguito da Martelloni et al. (2011), relativamente all'Appennino Settentrionale: per i debris flows e per le frane superficiali la pioggia antecedente è cumulata sui 3 giorni, mentre per le frane profonde il periodo di cumulo varia tra 4 e 240 giorni. Cepeda et al. (2011) ritengono che a El Salvador i debris flows siano innescati istantaneamente da precipitazioni molto intense, solitamente di durata inferiore alle 10 ore, mentre per le altre tipologie di frane è necessario considerare l'influenza della pioggia antecedente cumulata tra i 7 e i 46 giorni precedenti l'innescamento.

Anche Cardinali et al. (2006) sostengono che la stabilità dei versanti in materiali fini della zona di Orvieto (Umbria) sia influenzata dalla pioggia antecedente cumulata sul lungo periodo (3-4 mesi), mentre per Ibsen & Casagli (2004) il periodo di cumulo arriva sino a 6 mesi.

Per Sorriso et al. (1994), nell'area di Montaldo, Calabria, la pioggia antecedente cumulata su 50 giorni deve essere maggiore di 530 mm. De Vita (2000) per il Sud Italia considera un periodo di cumulo di 6 giorni, ma sottolinea come la pioggia d'evento debba essere di almeno 50 mm.

Terlien (1998) utilizza invece la pioggia antecedente normalizzata e la pioggia d'evento normalizzata e testando diversi periodi di cumulo, trova la miglior correlazione con le frane osservate per 25 giorni.

Questi lavori sembrano indicare un ruolo preciso e importante delle piogge antecedenti sull'innescamento dei fenomeni franosi (almeno per certe tipologie), ma il quadro è forse meno chiaro di quanto appare.

Una complicazione importante è legata a come è definito l'evento meteo innescante, nel senso che in molti lavori (Glade, 2000; Aleotti, 2004) è considerata come pioggia di evento esclusivamente quella caduta nel giorno di innescamento della frana, mentre quella occorsa nei giorni precedenti è ritenuta un fattore predisponente all'innescamento.

Su questa base, cioè considerando come pioggia critica quella caduta nel giorno di innescamento, è evidente che si trasferisca sulla pioggia antecedente buona parte della pioggia che potrebbe essere attribuita alla pioggia d'evento. Ad esempio, Glade (2000) per la Nuova Zelanda considera come pioggia d'evento quella del giorno di accadimento e per l'antecedente un periodo di cumulo di 10 giorni, in cui la pioggia è scalata per un fattore di decadimento che tiene in considerazione l'evapotraspirazione, la capacità di immagazzinamento del suolo ed il deflusso superficiale. Altri autori, inoltre, non hanno trovato alcuna correlazione tra la pioggia antecedente e l'innescamento delle frane: Aleotti (2004), data la pioggia critica d'evento (1 giorno) ha testato la correlazione tra l'accadimento di frane e la precipitazione antecedente cumulata sui 7 -10 -15 giorni, senza ottenere risultati significativi in Piemonte. Anche Brandt et al., (1984) per la zona di Hong Kong e Corominas & Moya (1999) e Corominas (2000) per i Pirenei, ritengono che la precipitazione antecedente non influenzi la stabilità dei versanti.

Dello stesso avviso Pitts (1985) per la zona di Singapore, poi contraddetto da Rahardjo (2008) che attraverso una serie di misure di campagna dimostrò come la precipitazione antecedente cumulata su (solo) 5 giorni prima della pioggia di innesco gioca un ruolo importante nel provocare l'innesco stesso.

Come si vedrà in dettaglio nel capitolo successivo, nella determinazione delle soglie pluviometriche probabilistiche attraverso la tecnica Bayesiana abbiamo definito in modo rigoroso e oggettivo gli eventi di precipitazione innescanti (e quelli non innescanti), ponendo particolare attenzione al giorno di inizio dell'evento (la cui durata può essere di 1 giorno, ma anche di più giorni, a seconda dei casi). Di conseguenza, la precipitazione antecedente è stata calcolata a ritroso partendo dal giorno di innesco, per 14 e 30 giorni.

I risultati della nostra analisi mostrano come la pioggia antecedente non risulta essere una variabile di controllo fondamentale per la previsione di fenomeni di innesco.

3.3. SOGLIE PLUVIOMETRICHE IN USO NELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA

3.3.1 IL MODELLO SOGLIE (2005)

Nel rapporto tecnico redatto nell'ambito della convenzione tra SGSS e ARPA – SIMC (Pignone S., Pizziolo M., Gozza G. e Del Maschio L.), nel Giugno 2005, sono descritte le linee guida che hanno portato alla costruzione delle prime soglie pluviometriche per l'innesco di frane nella Regione Emilia Romagna. Tali soglie sono state utilizzate nelle procedure operative che il Centro Funzionale Regionale adotta in caso di criticità idrogeologiche previste e in atto.

Attraverso l'osservazione dei fenomeni avvenuti in passato, lo scopo è quello di definire un livello critico di precipitazione valido in termini statistici ed utilizzabile in fase previsionale. Si tratta quindi di un approccio essenzialmente empirico.

E' stata scelta come area per la definizione del metodo quella composta dai bacini dei Fiumi Reno (province di Bologna e Ravenna), Panaro (provincia di Modena), Secchia (province di Modena e Reggio Emilia), Enza e Crostolo (provincia di Reggio Emilia).

Nel catalogo delle segnalazioni di frana sono stati considerati i dati fino:

- al 1996 per la Provincia di Bologna,
- al 2002 per quella di Modena,
- al 1999 per quella di Reggio Emilia

per un totale di 3277 segnalazioni con grado di attendibilità della data di innesco tra 1 e 3 (cioè la segnalazione è datata correttamente o al limite l'incertezza è nell'arco di una settimana).

Dopo aver definito l'evento meteorologico come una sequenza continua di giorni piovosi intervallati al massimo da un giorno senza pioggia ($24h < 5mm$), dai dati di pioggia giornalieri sono stati estratti i valori di:

- pioggia di evento (P_e), definita come la cumulata di pioggia tra il giorno di inizio e quello di fine dell'evento meteo innescante (la cui durata è di solito compresa tra 1 e 7 giorni);
- Pioggia antecedente (P_a) calcolata per i 15, 30, 60 e 90 giorni precedenti l'inizio dell'evento innescante;
- durata (D);
- intensità (I);
- tempo di ritorno (TR), che serve per determinare la gravità dell'evento.

È stato deciso di usare come variabili di controllo la pioggia antecedente (cumulata sui 30 giorni precedenti l'inizio dell'evento innescante) plottata rispetto alla pioggia d'evento, perché è forte la convinzione che la stabilità di versanti in materiali fini sia influenzata dalle condizioni di umidità antecedenti (Ibsen & Casagli, 2004; Cardinali et al., 2006). Sia la pioggia antecedente che quella di evento sono state normalizzate rispetto alla precipitazione media annua registrata in ogni pluviometro al fine di ridurre il disturbo dei dati causato dai differenti microclimi nella Regione.

Sono stati quindi plottati sul grafico $P_{a30} - P_e$ (entrambe normalizzate rispetto alla MAP) solo gli eventi di pioggia per cui siano state innescate o più di 10 frane, oppure una serie di frane nei giorni successivi alla fine dell'evento, ma chiaramente riconducibili ad esso, per poi tentare di tracciare una soglia statisticamente significativa.

A tale scopo, per prima cosa è stata ricercata la funzione rappresentativa dell'intera distribuzione dei punti. Dopo una serie di tentativi, è stata scelta la funzione, denominata "Curva A", descrivibile mediante l'equazione:

$$y = \frac{a}{\sqrt{1+2a^2bx}} \quad \text{Con } x, a, b > 0 \quad \dots\dots\dots(3.2)$$

Data la distribuzione dei dati molto dispersa, nessuna curva può interpolarli perfettamente. La curva scelta, che presenta comunque un coefficiente di correlazione R^2 molto basso, pari a 0.1044, è stata successivamente traslata verso il basso per separare convenzionalmente il 10% dei punti al di sotto della curva dal 90% al di sopra, ottenendo così la “soglia ordinaria”.

I parametri necessari per costruire questa curva sono: $a = 9.67$ e $b = 0.02$.

Alla funzione di soglia ordinaria, è stata affiancata una soglia moderata, in cui i parametri usati sono: $a = 14.49$ e $b = 0.00035$.

Le soglie ordinaria e moderata definite da Pignone et al. (2005) sono illustrate in Figura 3.5.

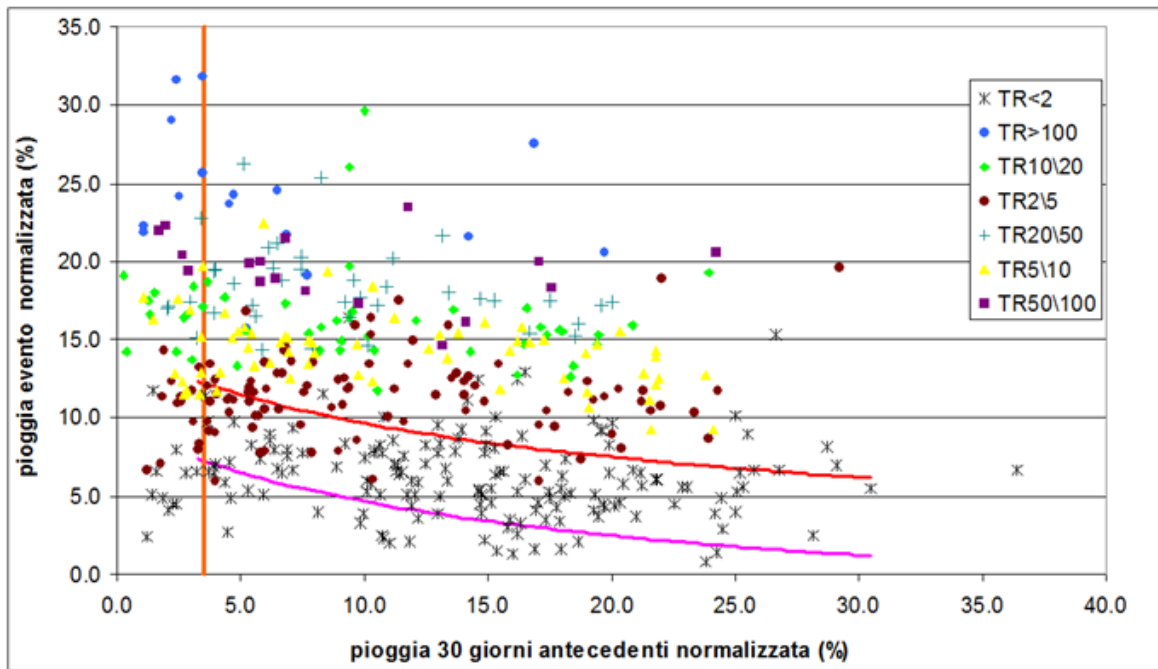


Figura 3.5 – Soglia pluviometrica edita dalla RER nel 2005, sul piano Pioggia Antecedente Normalizzata, Pioggia d’Evento, normalizzata(Pignone et al., 2005)

Se la P_a è minore del 3.5% della PMA, la previsione di innesco è basata solo sul TR calcolato per quella coppia $P_{a30} - P_e$; in caso contrario, si usano le soglie pluviometriche. Il valore $P_A = 3.5\%PMA$ è indicato in Figura 3.5 con la linea verticale.

Queste soglie pluviometrica sono state ottenute considerando solamente le precipitazioni che hanno provocato frane. Non è però detto che le soglie individuate dividano in modo significativo le precipitazioni innescanti da quelle non innescanti.

3.3.2 IL MODELLO SIGMA

3.3.2.1 SIGMA 1.0, NOVEMBRE 2004

Dal 2004 in poi, Casagli ed i suoi collaboratori dell'Università di Firenze hanno sviluppato il Modello SIGMA (Sistema Integrato Gestione Monitoraggio Allerta), in cui la definizione di soglie pluviometriche è basata su un approccio statistico "a scatola chiusa", che trascura cioè i processi fisici che intercorrono tra l'evento di precipitazione e l'innescamento dei fenomeni franosi.

Il modello SIGMA deriva dal metodo a.s.c.a.v. (Galliani et al., 2001), cioè dall'Analisi Statistica delle precipitazioni Cumulate a finestra di Ampiezza Variabile, che prevede lo studio delle precipitazioni cumulate su periodi compresi tra 1 e 365 giorni.

L'idea innovativa di questo modello rispetto agli altri basati sul metodo a.s.c.a.v. è legare il crescente pericolo di frana al superamento di soglie di precipitazione via via più elevate, cioè a "curve di allerta" con probabilità di superamento decrescenti.

Nel tempo, si sono succedute più versioni del modello: la prima, del 2004, considera come database di input le segnalazioni tra il 1950 ed il 1996 nel bacino del Reno, che derivano dal Catalogo delle frane storiche dell'Autorità di Bacino del Fiume Reno (CAFRE, 1997) e dalla Tabella dei parametri (1999) delle frane del CAFRE. Per quanto riguarda il database delle piogge, è stato scelto come pluviometro di riferimento quello di Porretta Terme, perché presenta una serie continua di dati, è caratterizzato da un regime pluviometrico tipico dell'intera area, e fa parte della rete di stazioni meteorologiche in telemisura della Regione Emilia-Romagna, caratteristica necessaria per il funzionamento del sistema di allerta in tempo reale. Successivamente, SIGMA è stato applicato separatamente alle 19 Unità Territoriali di Riferimento in cui è stata suddivisa la regione. Queste aree sono ritenute omogenee dal punto di vista geologico e climatico, e sono implementate nel sistema di allertamento regionale; per ognuna di esse è stato scelto un pluviometro di riferimento, operazione non semplice per limiti nella continuità dei dati storici.

Il modello prevede schemi previsionali differenti per frane superficiali e frane profonde: l'idea di fondo è che le frane superficiali sono innescate da eventi meteo con durata minore ma intensità maggiore rispetto alle frane profonde (vedasi Figura 3.7).

3.3.2.1.1 PROCEDIMENTO

Di seguito, sono riportate in modo schematico le fasi che portano alla determinazione delle soglie nel modello SIGMA:

- 1) sono calcolate le cumulate di precipitazione per ogni giorno tra 1 e 365 giorni precedenti la data di innesco riportata sulla segnalazione;
- 2) ogni cumulata è trasformata nella funzione obiettivo G, cioè la distribuzione normale standard (vedasi Figura 3.6);

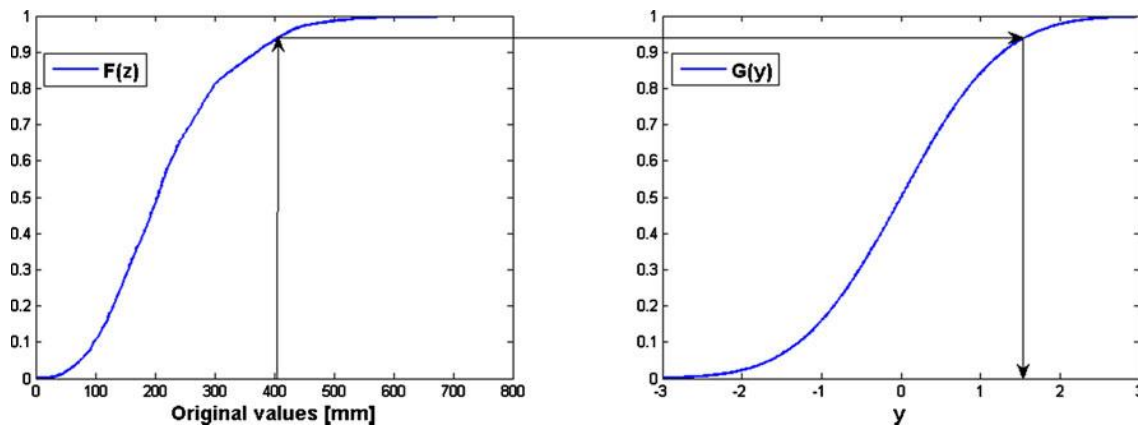


Figura 3.6 – Dalla cumulata originale alla distribuzione obiettivo. Sull'asse x del grafico della distribuzione normale sono riportati i valori di SIGMA (Tratto da Martelloni et al., 2011)

- 3) dopo aver calcolato il valore medio della distribuzione trasformata per ogni segnalazione di frana, è calcolata la deviazione standard σ per ogni intervallo di cumulo;
- 4) sono infine costruite le curve pluviometriche con probabilità uguali a quelle dei dati distanti valori multipli della deviazione standard dalla media della distribuzione trasformata.

Al fine di costruire la soglie per le frane superficiali, il modello analizza le dieci variabili costituite dalle precipitazioni cumulate tra 1 e 10 giorni precedenti la data di segnalazione di innesco, e verifica l'eventuale superamento delle soglie $1,5\sigma$ e 2σ . A seconda della posizione

in cui ricade il valore della cumulata rispetto alle soglie, sono determinati gli scenari “Livello 0”, di condizione ordinaria, “Livello 1”, di attenzione moderata e “Livello 2” di attenzione massima.

Nel caso delle frane profonde viene invece valutata la combinazione tra precipitazioni antecedenti e pioggia d’evento.

Le piogge antecedenti sono riferite alla cumulata tra i 10 e 360 giorni partendo a ritroso dal quinto giorno precedente la data di innesco. Le “piogge innescanti” sono le cumulate degli ultimi 5 giorni precedenti l’innesco.

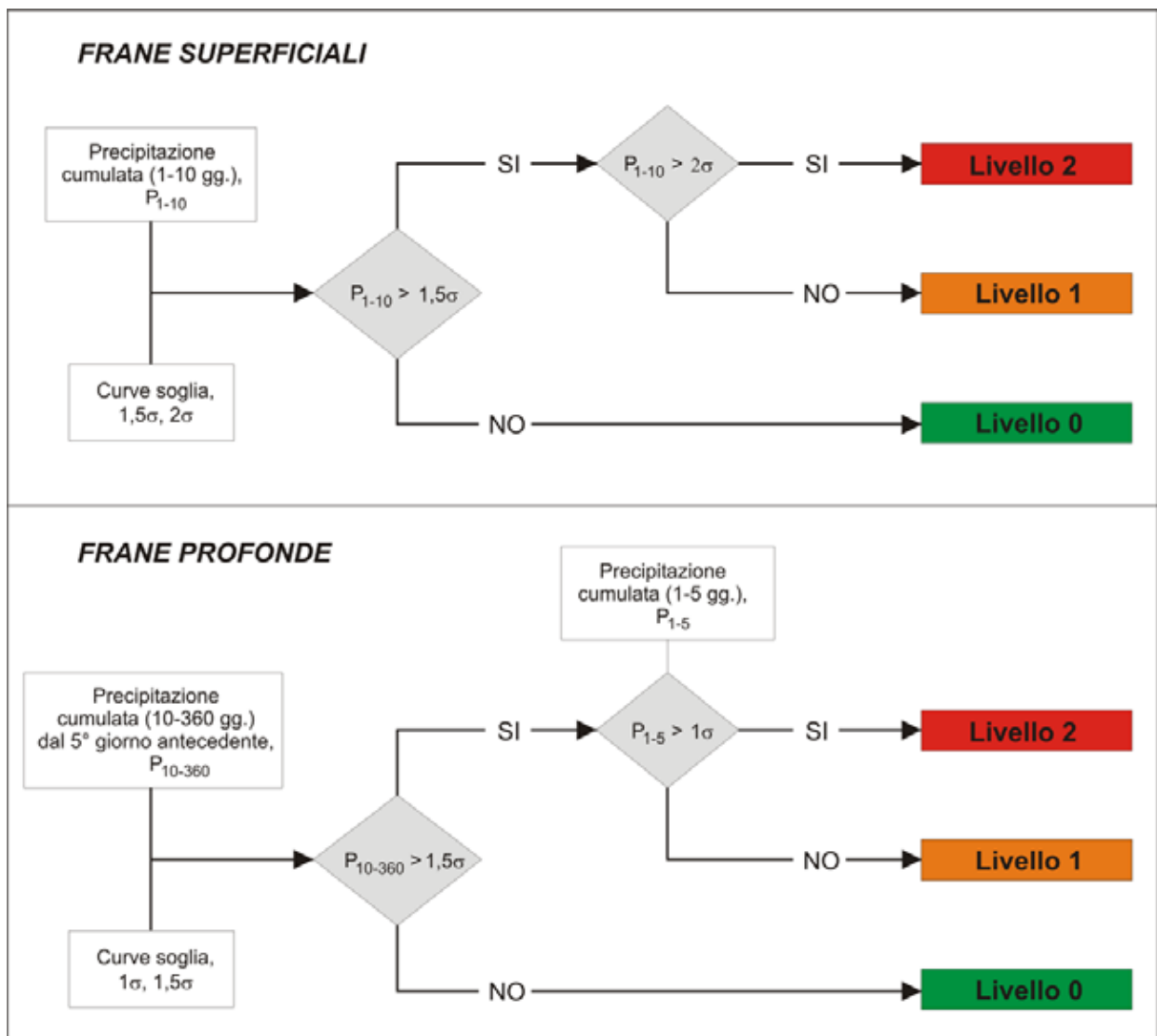


Figura 3.7 – Schema operativo del modello SIGMA 1.0 (Casagli et al, 2004)

Giorno per giorno il modello legge i dati del primo gruppo di variabili e li confronta con la curva-limite di $1,5\sigma$. Se nessuno dei valori cumulati raggiunge la rispettiva soglia, il modello indica il livello di attenzione ordinario. In caso contrario, si osserva la posizione della cumulata sui 5 giorni precedenti la data di innesco rispetto alla soglia 1σ : se ricade al di sotto di questa, si è in condizioni di attenzione moderata (Livello 1), se si colloca al di sopra, in condizioni di attenzione massima (Livello 2), vedasi Figura 3.7. I risultati del modello SIGMA sono presentati attraverso matrici di contingenza, con i livelli di attenzione in riga e l'innesco delle frane in colonna. Dalla tabella di contingenza sono quindi ricavati i valori delle probabilità condizionate che, dato l'innesco di frane, siano state superate le soglie e che dato il superamento delle soglie siano state registrate frane.

Per rendere più immediato in sala operativa di Protezione Civile il riconoscimento di situazioni di criticità, la zona collinare e montuosa della regione è stata suddivisa, sulla base di condizioni meteo, geologiche e idrografiche omogenee, in 20 zone di allertamento, chiamate Unità Territoriali di Riferimento (UTR), in ognuna delle quali è presente un pluviometro di riferimento che trasmette i dati in real-time in sala operativa.

Il modello è stato testato utilizzando gli eventi meteo del Novembre 2000; è risultato un numero limitato di “mancati allarmi”, spesso rappresentati da frane avvenute lontano dalle stazioni pluviometriche di riferimento, quindi probabilmente innescate da fenomeni meteo molto localizzati non registrati dal pluviometro di riferimento per quella UTR. Al contrario, sono stati registrati molti “falsi allarmi”. Ad esempio, un evento pluviometrico di intensità ordinaria è in grado di far entrare in allarme il modello per un periodo che si protrae in vari casi oltre al limite dell'evento stesso. Questo potrebbe essere in parte giustificabile con il fatto che i modelli statistici non tengono conto della complessità dei rapporti fra precipitazioni e frane e così ignorano vari parametri che di volta in volta potrebbero risultare determinanti. Da non sottovalutare, l'incompletezza ed i possibili errori insiti negli archivi dei fenomeni franosi.

Come sottolineato in precedenza, lo schema di allerta prevede un “percorso” differenziato per frane superficiali e profonde, ma in fase di verifica i risultati delle due componenti del modello SIGMA sono stati accorpati in quanto nei database delle segnalazioni di frana non è quasi mai indicata la tipologia di frana.

3.3.2.2 SIGMA 2.0, 2007

La seconda versione del modello SIGMA, del 2007, consiste in un unico modello previsionale per frane superficiali e frane profonde, per le 19 Unità Territoriali di Riferimento.

Per ridurre il problema dei falsi allarmi, si è provveduto ad un generale innalzamento delle curve – soglie: se prima si usavano curve di probabilità con valori da 1σ a 2σ , adesso sono comprese tra $1,5\sigma$ e 3σ . Infine, sono stati variati i periodi di cumulo delle piogge: sul breve termine, sono cumulate le piogge sugli 1 – 5 giorni precedenti e di conseguenza per il lungo periodo sono state considerati periodi cumulati che partono da 6 giorni anziché da 10.

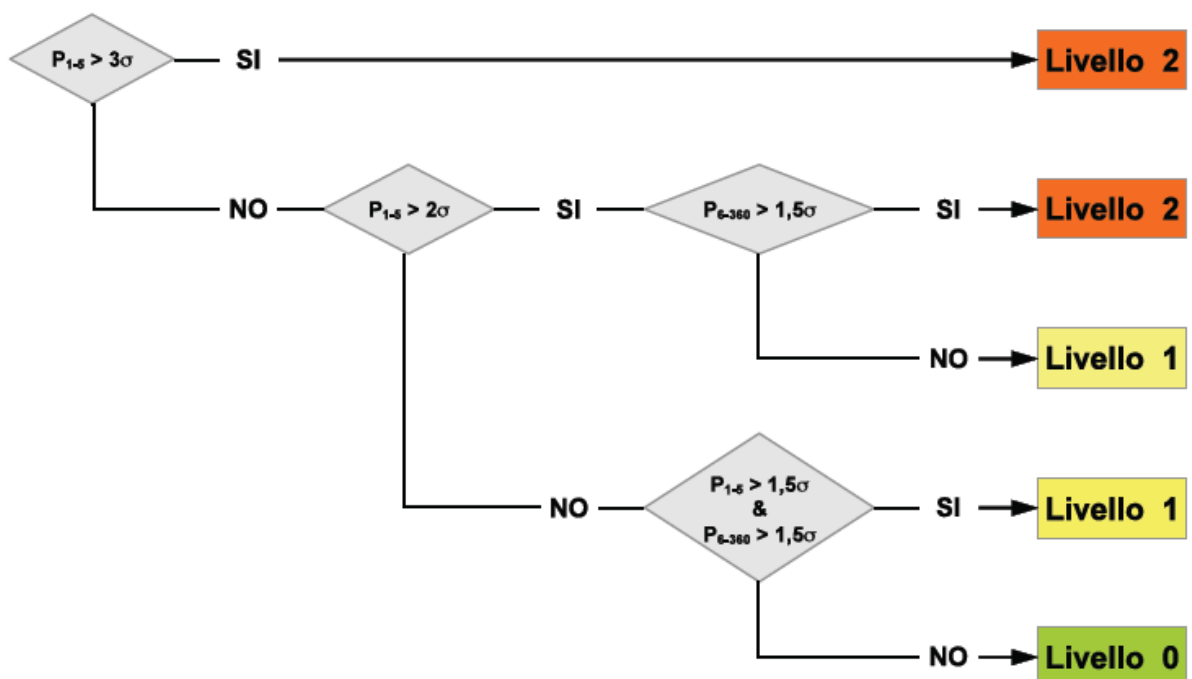


Figura 3.8 – Schema di funzionamento del modello SIGMA 2.0 di previsione dei fenomeni franosi. Il modello prevede tre livelli crescenti di pericolosità relativa in una scala di valori da 0 (grado minimo) a 2 (grado massimo). Casagli et al., 2007

Il risultato è una diminuzione dei “falsi allarmi” che però restano un problema. Per migliorare questo aspetto, si è deciso di considerare, negli sviluppi del metodo, l’influenza dello scioglimento del manto nevoso, anche se i dati disponibili a questo aspetto sono molto lacunosi.

3.3.2.3 SIGMA 3.0, 2011

Nella terza versione di SIGMA (2011) vengono riproposti due differenti modelli previsionali per le frane superficiali e per quelle profonde.

Cambiano, rispetto alla versione del 2004, i periodi di cumulo: per le frane superficiali si verifica se la cumulata di pioggia sui due giorni precedenti l'innesco sommata a quella critica di innesco, superi o meno le soglie.

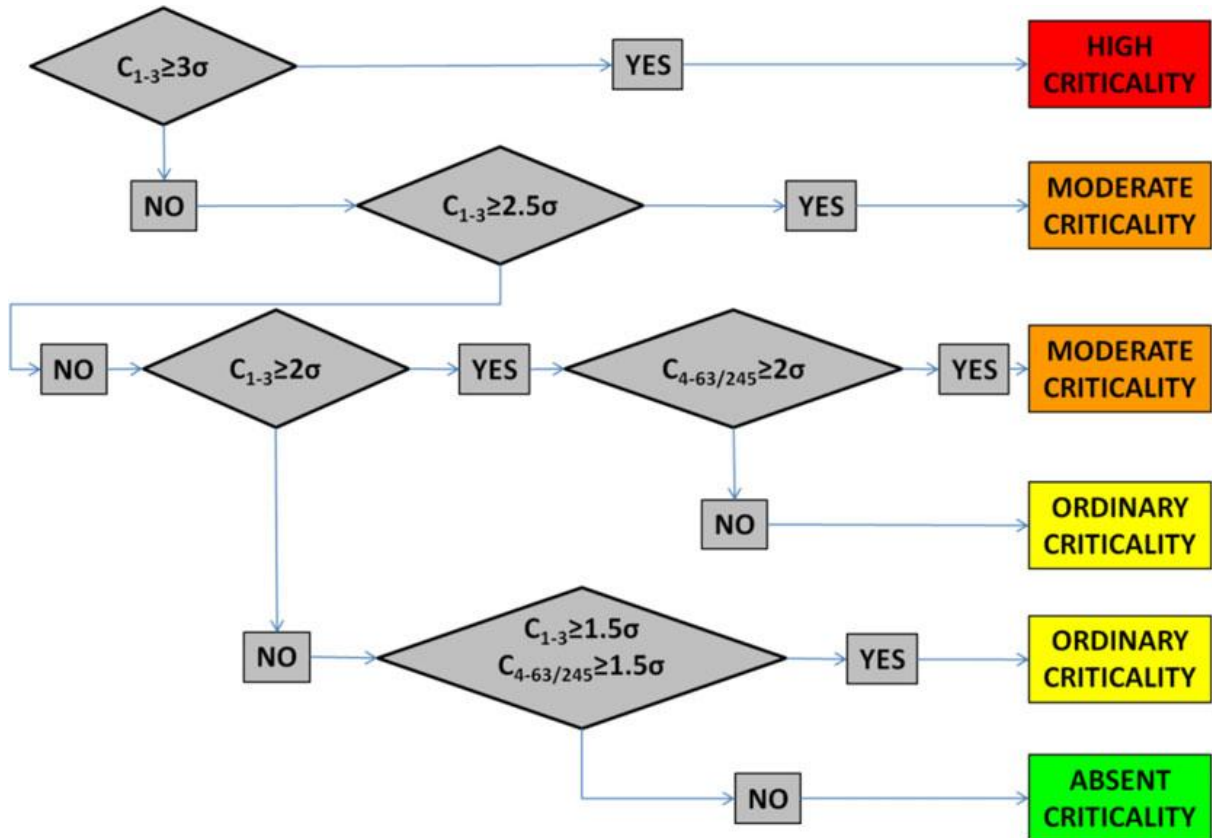


Figura 3.9 – Algoritmo previsionale per la terza versione di SIGMA (2011) che di nuovo prevede la distinzione tra frane superficiali e profonde (da Martelloni et al., 2011)

Per le frane profonde, invece, si considera un periodo di cumulo “standard” tra il quarto giorno antecedente l’innesco e il 63-simo per la stagione secca (dal 1° maggio al 31 ottobre); nel periodo tardo autunnale – invernale (dal 1° novembre al 30 aprile), invece, per ogni giorno trascorso si considera un giorno di cumulo aggiuntivo, arrivando ad un massimo di 245 giorni il 30 aprile.

I dati usati per calibrare il modello sono quelli legati a segnalazioni di frana tra il 2004 ed il 2007, mentre per la validazione sono stati considerati quelli nell'intervallo temporale tra il 2008 ed il 2010. Anche con questo approccio non risulta trascurabile il numero dei falsi allarmi, soprattutto considerando un lungo periodo di cumulo per la previsione di frane profonde. Relativamente a questo aspetto, vari tentativi hanno mostrato come il periodo di cumulo più appropriato sia di 60 giorni. Come più volte sottolineato, la previsione è un po' limitata dalle incertezze insite nei database di input, tra cui l'influenza dello scioglimento del manto nevoso. Nel 2010, è stato "prototipato" un modello di previsione per tenere conto anche dell'influenza di questo processo fisico nell'innescamento.

3.3.2.4 SIGMA SNOW MODEL (2010)

L'esigenza di implementare nel modello SIGMA un modello neve è nata a seguito degli inneschi di frana occorsi nell'Appennino Tosco – Emiliano nel Dicembre 2009, in parte legati ad un rapido scioglimento del manto nevoso unito ad intense precipitazioni.

Questo modello ausiliario permette di aumentare la capacità predittiva dei modelli statistici per le frane indotte da precipitazioni considerando anche la quantità d'acqua che si infila nel suolo a seguito della fusione del manto nevoso.

Il modello presenta numerosi vantaggi, tra cui la facilità di applicazione, la semplicità e la rapidità delle procedure previsionali; inoltre necessita di un limitato numero di parametri di input necessari (dati di temperatura e precipitazione) ed è facilmente esportabile a regioni con una rete di monitoraggio meteorologico organizzata.

Il termine che quantifica la dissoluzione della copertura nevosa tiene conto della temperatura, della densità della neve e dello spessore del manto, usando una funzione usata per la cinetica chimica. In questa equazione sono presenti una soglia di temperatura e 6 parametri empirici il cui valore è ottenuto mediante la calibrazione del modello con i dati sperimentali di spessore del manto nevoso ed utilizzando un algoritmo di ottimizzazione che minimizza la differenza tra i valori sperimentali e quelli del modello.

L'errore nella stima dell'altezza del manto nevoso sono dovute al fatto che alcuni fenomeni fisici non sono esplicitamente considerati nel modello, come la copertura nuvolosa, ma soprattutto non si tiene conto dell'elevazione.

4. DEFINIZIONE DI SOGLIE PLUVIOMETRICHE PROBABILISTICHE TRAMITE STATISTICA BAYESIANA

4.1 LA NECESSITA' DI UN APPROCCIO PROBABILISTICO RIGOROSO

L'analisi critica della letteratura mette in luce come la determinazione di una soglia pluviometrica di innesco presenti gradi di difficoltà fortemente variabili in relazione alle condizioni geologiche dell'area e alla tipologia dei fenomeni franosi. Ad esempio, nel caso dei debris flows alpini innescati da erosione di fondo canale, il meccanismo di mobilizzazione è un fenomeno pressochè idraulico, fortemente condizionato dall'intensità di precipitazione.

In questo contesto, un approccio empirico tradizionale in cui viene definita una soglia deterministica che separa gli eventi innescanti da quelli non innescanti (Figura 4.1) può essere adottato correttamente (Caine, 1980; Ceriani, 1994; Aleotti, 2004).

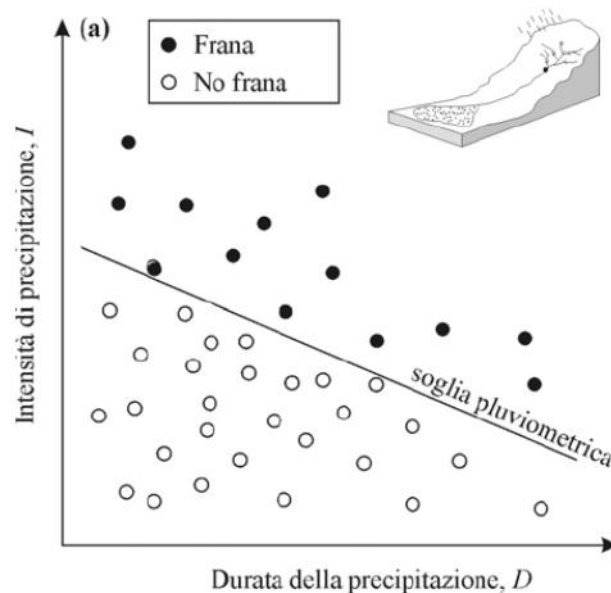


Figura 4.1 – Soglia pluviometrica tracciata sul piano Durata – Intensità per le colate di detrito innescate da erosione di fondo di canale

Al contrario, per frane complesse come quelle che interessano il territorio montano della nostra regione, un approccio empirico deterministico non è sufficiente per discriminare in modo univoco tra eventi meteo innescanti e non, ed in generale la distribuzione dei dati appare troppo dispersa per poter tracciare una soglia statisticamente significativa (Figura 4.2). Come noto, le condizioni di stabilità di frane di questo tipo sono controllate da una complessa combinazione di piogge critiche (fattore innescante) e fattori tempo – dipendenti come la distribuzione di lungo termine della pressione dei pori, la variazione dello stato tensionale, il decadimento delle caratteristiche meccaniche (fattori predisponenti). Le condizioni di rottura sono determinate da una combinazione unica di questi fattori per cui lo stato del sistema non può essere previsto dal solo fattore precipitazione. Nel caso della RER questo è dimostrato dalle soglie pluviometriche di Pignone et al., 2005 e dalla tendenza del modello SIGMA (Casagli et al., 2004; 2007; 2009) di produrre falsi allarmi.

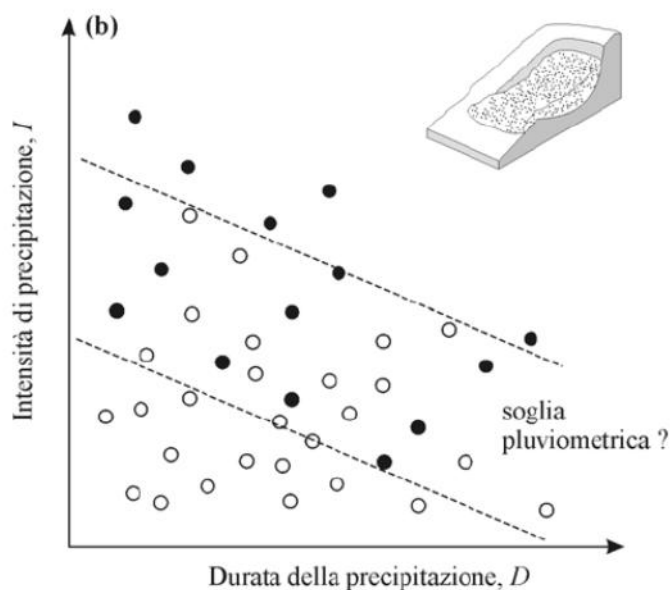


Figura 4.2 –Soglia pluviometrica tracciata sul piano Durata – Intensità per frane profonde in terra

Non potendo eliminare o ridurre la complessità del problema tramite la suddivisione in dataset omogenei, appare necessario fornire una stima di tale complessità in termini di incertezza, in modo da associare ad un dato evento meteo non una possibilità binaria di accadimento (frana o non-frana) ma una probabilità che la frana avvenga o meno.

A tale scopo, è stato sviluppato un metodo probabilistico rigoroso, e quindi la determinazione di soglie pluviometriche basato sul Teorema di Bayes. La parte statistica del lavoro è stata condotta in collaborazione con il gruppo di Ingegneria Idraulica del Prof. Todini ed in particolare con il Dott. Martina.

In uno scenario così complesso sia dal punto di vista geologico che della varietà dei fenomeni franosi che avvengono e non ultimo delle differenti condizioni microclimatiche nella regione, può sembrare sbagliato e privo di senso definire un'unica soglia pluviometrica valida per l'intera area e per i differenti tipi di frane. Più ragionevolmente, si dovrebbero analizzare separatamente gli eventi meteo che provocano l'innescò di frane a cinematisimo simile, che coinvolgono materiali con analoghe caratteristiche, per ottenere soglie pluviometriche specifiche. Ma questo approccio non è facilmente realizzabile.

Innanzitutto, infatti, in molti casi le informazioni riportate nel catalogo storico delle frane non permettono di identificare il tipo di frana accaduta e la precisa localizzazione della superficie di rottura. Secondariamente, la suddivisione del dataset in "classi omogenee" ridurrebbe di molto la consistenza del database, influenzando la significatività del risultato. Terzo, la nostra esperienza di campagna ha mostrato come gli eventi di pioggia più intensi interessino tutte le unità litologiche e siano responsabili dell'innescò di differenti tipologie di frana, mentre precipitazioni di modesta intensità non sono innescanti in generale; non sono emerse chiaramente, durante i nostri sopralluoghi, particolari condizioni di innescò legate ai siti specifici. Infine, le soglie pluviometriche devono essere implementate nel sistema di allertamento di protezione civile, le cui previsioni sono a scala regionale e sub-regionale.

4.2 LA STATISTICA BAYESIANA

4.2.1 APPROCCIO MONODIMENSIONALE

Il teorema di Bayes è un'applicazione diretta della probabilità condizionale. La probabilità condizionale è definita come la probabilità di accadimento di un certo evento A (nel nostro caso una frana) dato l'accadimento di un evento B (nel nostro caso una pioggia, espressa in termini di durata, intensità, quantitativo di precipitazione o altre variabili descrittive).

La probabilità condizionale è scritta $P(A|B)$ e si legge “la probabilità di avere una frana (A) dato un certo evento di pioggia (B)”.

Questa probabilità è fornita dal teorema di Bayes, la cui espressione matematica è data dall'Equazione (4.1)

$$P(A|B) = \frac{P(B|A) \cdot P(A)}{P(B)} \quad (4.1)$$

In cui:

$P(B|A)$ = probabilità condizionata di B dato A (chiamata anche *likelihood*) che coincide con la probabilità di osservare un evento di pioggia di magnitudo B quando c'è stato l'innescamento di frana, A.

$P(A)$ = probabilità a priori (o marginale) di A, che è la probabilità di avere una frana indipendentemente che un evento di pioggia di magnitudo di B si verifichi o no.

$P(B)$ = probabilità a priori (o marginale) di B, che è la probabilità di osservare un evento di pioggia di magnitudo B indipendentemente dal fatto che esso abbia innescato o meno una frana.

La probabilità condizionata che si vuole calcolare, $P(A|B)$, chiamata anche probabilità a posteriori, è la probabilità che avvenga una frana (A) data l'occorrenza di un evento meteo di una determinata magnitudo B (espresso in termini di pioggia totale, intensità, durata o pioggia antecedente).

L'aspetto fondamentale del metodo Bayesiano è quello di considerare anche la probabilità a priori, cioè, a differenza di quanto visto per l'approccio tradizionale, Figura 4.1, non introduce nell'analisi solo gli eventi meteo innescanti (che corrispondono alla probabilità condizionata di avere un evento meteo di un dato magnitudo, a frana avvenuta, cioè la $P(B|A)$), ma tutte le precipitazioni occorse nell'intervallo temporale analizzato, quindi la $P(A)$.

La probabilità Bayesiana è di solito calcolata tenendo conto delle frequenze relative. Quindi, se N_R è il numero totale degli eventi di pioggia registrati durante un periodo di tempo rappresentativo, N_A è il numero totale delle frane avvenute durante lo stesso periodo di tempo, N_B è il numero degli eventi di pioggia di magnitudo B e $N_{(B|A)}$ è il numero di piogge

di magnitudo B risultanti in frane, i termini di probabilità nell'Equazione (4.1) possono essere approssimati come segue:

$$P(A) \approx N_A / N_R \quad (4.2a)$$

$$P(B) \approx N_B / N_R \quad (4.2b)$$

$$P(B|A) \approx N_{(B|A)} / N_A \quad (4.2c)$$

e l'Equazione (4.1) si riduce in questo modo $P(A|B) \approx N_{(B|A)} / N_B$.

Come esempio, assumiamo che 10 frane siano avvenute in una data area in un certo intervallo di tempo e che 8 di esse siano state innescate da un evento di pioggia B con un'intensità media $I > 50$ mm/giorno. Erroneamente, il pensiero comune porterebbe a calcolare come 8/10, cioè 0.8, la probabilità che un evento di pioggia con magnitudo $B = I > 50$ mm/giorno innesci una frana. Il rapporto 8/10 indica in realtà la probabilità $P(B|A)$ di osservare una pioggia di magnitudo B a frana avvenuta, non la probabilità $P(A|B)$ di avere una frana dato l'evento di pioggia di magnitudo B.

In accordo con il Teorema di Bayes, il valore di $P(A|B)$ dipende anche dalle probabilità a priori (marginale) $P(A)$ e $P(B)$ e per determinare queste probabilità abbiamo bisogno di altre informazioni. Se, per esempio, 1000 eventi di pioggia avvengono in una data area e 200 di questi hanno un'intensità $I > 50$ mm/giorno, si ha che la probabilità a priori risultano $P(A) = 10/1000 = 0.01$ e $P(B) = P(I > 50) = 200/1000 = 0.2$. La probabilità di avere frana dato l'evento di pioggia con magnitudo $B = I > 50$ mm/giorno, risulta quindi $P(A|B) = P(A|I > 50) = 0.8 \cdot 0.01 / 0.2 = 0.04$ e non 0.8 come inizialmente supposto.

Non considerare le probabilità a priori porta quindi a valutazioni errate nella probabilità di accadimento della frana dato un evento di pioggia di una certa magnitudo. Questo errore è particolarmente insidioso poichè insito nel nostro modo di pensare. Numerose ricerche hanno infatti dimostrato che le nostre stime siano soggette ad errori sistematici quando applicate ad eventi incerti proprio perché siamo naturalmente portati a non considerare la probabilità a priori.

Un ulteriore esempio di analisi statistica Bayesiana è illustrato partendo dai dati riassunti in Tabella 4.1, in cui sono elencate durata (D) ed intensità (I) di tutti gli eventi di pioggia registrati in una data area durante un intervallo di tempo rappresentativo.

N	Durata (giorni)	Intensità (mm/giorno)	Frana
1	0.2	12	○
2	0.5	30	○
3	0.6	21	○
4	0.7	15	○
5	0.8	65	○
6	0.5	78	●
7	0.7	85	○
8	0.2	90	●
9	0.9	33	○
10	0.3	25	○
11	1.3	22	○
12	1.5	36	●
13	1.8	35	○
14	1.8	10	○
15	1.6	60	●
16	1.7	75	●
17	1.2	70	○
18	1.2	40	○
19	0.4	45	○
20	0.2	10	○

Tabella 4.1 – Elenco di dati per spiegare, attraverso un esempio, l'importanza di considerare la probabilità a priori

Come si può notare, cinque di questi venti eventi di pioggia risultano in frane, indicando una probabilità a priori $P(A) = 5/20 = 0.25$. I dati mostrano anche come eventi di pioggia con intensità $I > 40$ mm/giorno abbiano innescato la maggior parte (4 su 5) delle frane storiche, anche se questo valore di intensità è stato superato sette volte senza che fossero innescate frane.

L'inferenza Bayesiana monodimensionale esprime questa incertezza in termini di probabilità. Per un evento di pioggia con magnitudo $B \equiv I \geq 40$ mm/giorno, risulta $P(B|A) = P(I \geq 40 | A) = 4/5 = 0.80$ e $P(B) = P(I \geq 40) = 9/20 = 0.45$ (perché 9 dei 20 eventi di pioggia considerati ricadono in questo range di intensità). La corrispondente probabilità di frana è $P(A|B) = P(A | I \geq 40) = 0.80 \cdot 0.25 / 0.45 = 0.44$.

Ripetendo la stessa analisi per differenti classi di intensità di pioggia ($0 \div 40$, $40 \div 80$, >80 mm/giorno) può essere ottenuto un istogramma di probabilità di frana, rappresentato in Figura 4.3.

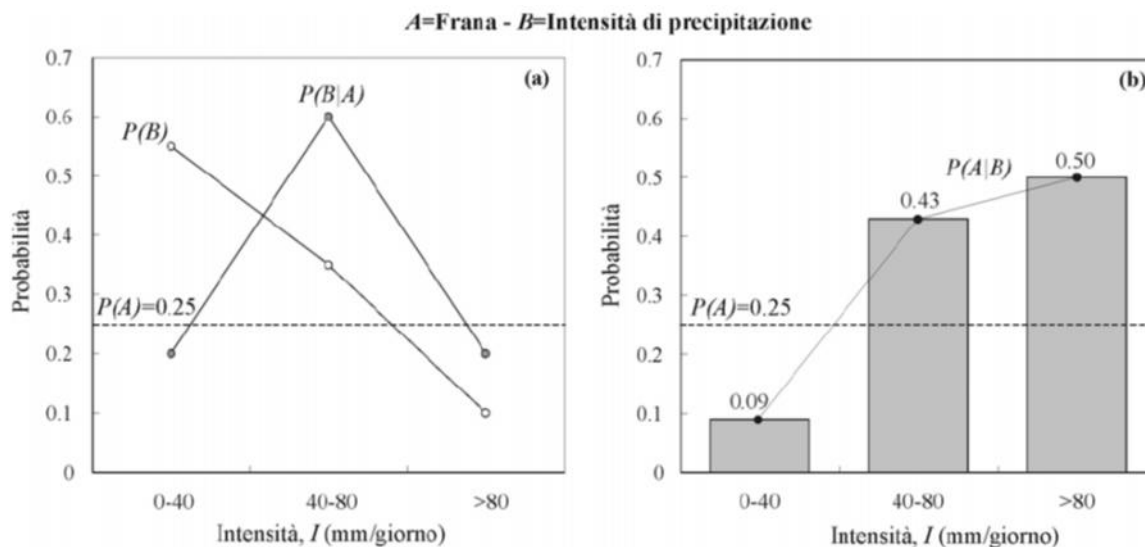


Figura 4.3 – Esempio di analisi Bayesiana monodimensionale. **a)** Confronto tra la probabilità a priori di frana $P(A)$, la probabilità marginale di pioggia $P(B)$ e la probabilità condizionale di $P(B|A)$ per tre differenti casi di intensità. **b)** Probabilità di frana $P(A|B)$ e confronto con la probabilità a priori $P(A)$

Le probabilità calcolate possono essere confrontate con la probabilità a priori di frana $P(A) = 0.25$ (linea tratteggiata in Figura 4.3) per valutare la significatività della variabile di controllo $B \equiv I$ in ogni specifica classe. In termini Bayesiani, questo confronto indica quanto la variabile B considerata sia significativa. Se la variabile B è completamente irrilevante per il processo, non sarà correlata ad A , quindi le due distribuzioni di probabilità $P(B)$ e $P(B|A)$ saranno circa uguali. In accordo con l'Equazione (4.1), la probabilità a posteriori sarà quindi $P(A|B) \approx P(A)$. Nell'esempio in esame, invece, la probabilità a posteriori è ben sopra la probabilità marginale di riferimento, indicando il potere esplicativo nella classe di intensità di pioggia più alta. (Figura 4.3b).

4.2.2 PROBABILITA' BAYESIANA BIDIMENSIONALE

L'Equazione (4.1) può facilmente essere estesa al caso bidimensionale, in cui si considerano due variabili di controllo B e C .

$$P(A|B,C) = \frac{P(B,C|A) \cdot P(A)}{P(B,C)} \quad (4.3)$$

Dove la notazione $P(B,C)$ indica la probabilità congiunta di avere un certo valore (o range di valori) delle due variabili di controllo. Se, per esempio, $B \equiv I$ è l'intensità di pioggia e $C \equiv D$ è la durata dell'evento di pioggia, l'Equazione (4.3) permette di calcolare la probabilità di avere o meno frana in risposta ad un evento meteo di data durata ed intensità.

La Figura 4.4 mostra l'applicazione dell'Equazione (4.3) al semplice dataset descritto in Tabella 4.1. I venti eventi di pioggia sono stati plottati nel piano Durata – Intensità, che è suddiviso in quattro regioni (Figura 4.4a).

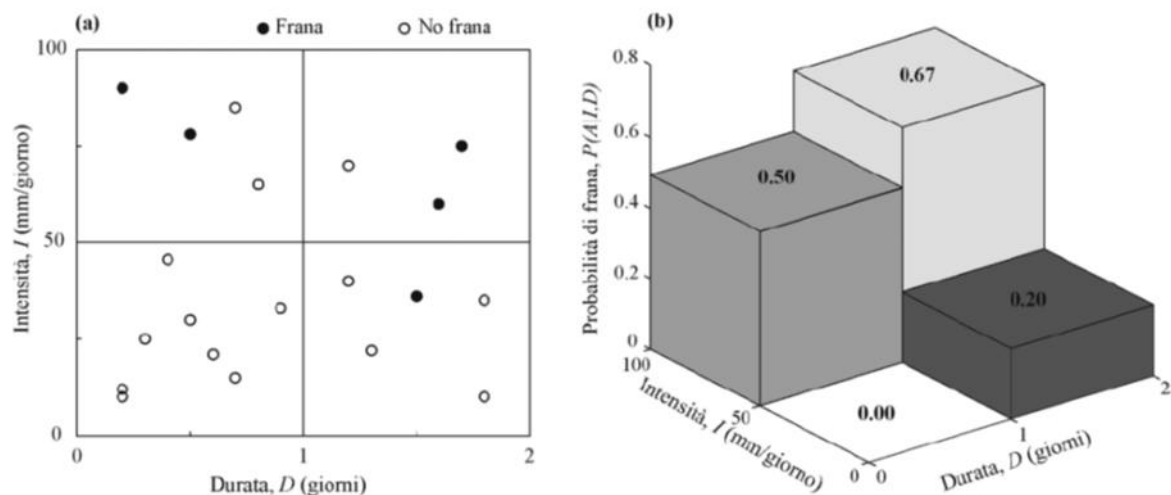


Figura 4.4 – Esempio di analisi Bayesiana bidimensionale (due variabili di controllo). **a)** Grafico durata – intensità con indicate le piogge che hanno dato e non hanno dato frane. **b)** istogramma della probabilità di frana per differenti classi di intensità e durata di precipitazione

La probabilità Bayesiana è quindi calcolata separatamente per ognuna delle quattro regioni, ottenendo una distribuzione delle probabilità di frana nel piano I – D (Figura 4.4b).

Nella cella in alto a sinistra, per esempio, due eventi di pioggia su quattro risultano innescanti. In questo caso si ha: $P(I,D|A) = 2/5 = 0.40$ e $P(I,D) = 4/20 = 0.20$. La probabilità di frana a priori è $P(A) = 5/20 = 0.25$ mentre quella a posteriori $P(A|I,D) = 0.40 \cdot 0.25 / 0.20 = 0.50$ (Figura 4.4b).

Nell'analisi Bayesiana bidimensionale si possono considerare tutte le coppie possibili delle variabili di controllo (intensità media, durata, intensità di pioggia di picco, pioggia totale d'evento, pioggia antecedente registrata nei giorni precedenti l'inizio dell'evento meteo innescante, etc) e per determinarne la significatività basta confrontare la probabilità a posteriori rispetto alla probabilità di frana a priori $P(A)$ come mostrato in precedenza nell'analisi monodimensionale.

Il teorema di Bayes, in realtà permetterebbe un'analisi multidimensionale, considerando n variabili di controllo differenti. Un'analisi multidimensionale è però difficilmente visualizzabile graficamente e all'aumentare del numero delle variabili di controllo diminuisce la numerosità dei dati in ogni classe, con ovvi problemi di significatività del risultato.

4.2.3 DALLA PROBABILITA' DI FRANA LOCALE A QUELLA AREALE

In alcuni casi (come in quello della regione Emilia Romagna) è necessario utilizzare una rete di pluviometri per descrivere in modo più accurato le precipitazioni all'interno dell'area di studio. Il modo più semplice per includere questa opzione nell'analisi Bayesiana sarebbe quello di suddividere l'intera area A in zone omogenee A_i in cui le condizioni di pioggia siano simili, ed assegnare un pluviometro di riferimento ad ogni zona. Il metodo dei poligoni di Thiessen, eventualmente combinato con un'analisi della morfologia del bacino, è un processo geometrico semplice, che permetterebbe di definire un'area di influenza A_i per ogni pluviometro all'interno della quale, la precipitazione è considerata costante ed uguale al valore di pioggia misurato dal pluviometro stesso.

L'analisi Bayesiana potrebbe essere applicata separatamente ad ogni area omogenea, considerandone i propri dati di pioggia e le segnalazioni storiche delle frane avvenute, ottenendo una mappa-mosaico della probabilità di frana spazialmente distribuita. Il limite maggiore di questo approccio è legato al fatto che il numero delle segnalazioni storiche di frana in ogni area omogenea potrebbe essere molto ridotto, con conseguente diminuzione della consistenza del database e quindi una stima imprecisa della probabilità di frana.

Un modo per aggirare questo problema senza trascurare la variabilità spaziale della pioggia, è mostrato concettualmente in Figura 4.5.

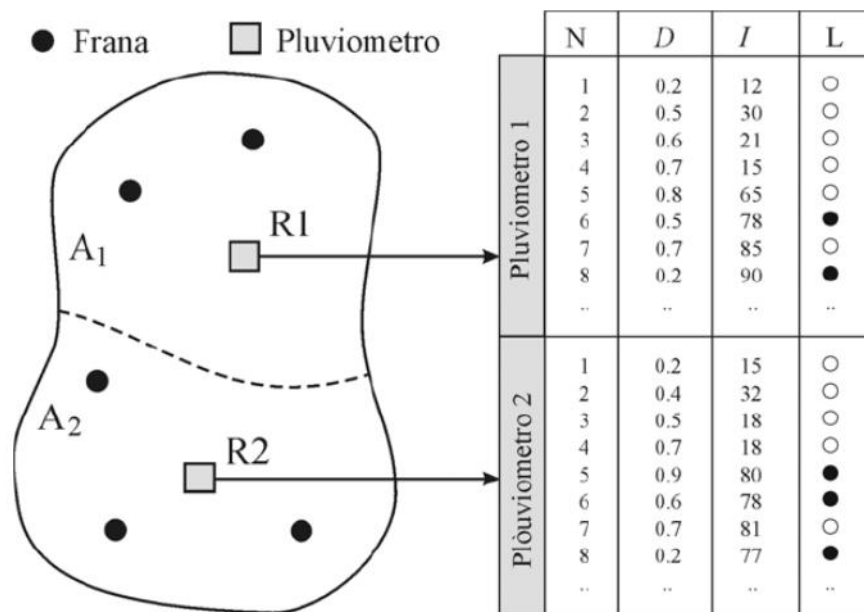


Figura 4.5 – Schema concettuale che mostra l'unione di due dataset relativi a due pluviometri distinti (R1 e R2).
N=identificativo dell'evento; D=durata delle precipitazioni; I=intensità di precipitazione; L=innesco frana

L'idea è di inserire in un unico database tutti i dati di pioggia registrati dagli N_G pluviometri ($N_G = 2$ in Figura 4.5) e di applicare il metodo Bayesiano ottenendo un singolo valore della probabilità di frana valido per tutta l'area di studio (quindi uguale per tutte le aree omogenee dei singoli pluviometri). Questo valore, in realtà, indica la probabilità di avere frana in una singola area omogenea $A_i \approx A/N_G$, non nell'intera area di studio A , ed è quindi una probabilità locale.

All'aumentare del numero di pluviometri considerati, infatti, aumenta il numero di eventi di pioggia N_R (lo stesso evento viene registrato da più pluviometri) mentre il numero di frane storiche N_A non cambia: la probabilità a priori $P(A)=N_A/N_R$ diminuisce con N_G così come la probabilità a posteriori.

La dipendenza dalla scala è quindi implicitamente inclusa nell'analisi Bayesiana e il rapporto A/N_G indica l'area di riferimento per la probabilità calcolata. Per esempio, se l'area di studio è di 100 km^2 ed il dataset tiene conto di 5 pluviometri, l'Equazione (4.3) darà come risultato la probabilità di frana $P(A|B,C)$ in un'area di riferimento di 20 km^2 .

La probabilità di frana locale ottenuta $P(A|B,C)$ può essere trasformata nella probabilità di avere frana in un'area più estesa, costituita da N_p poligoni adiacenti utilizzando un modello di probabilità binomiale.

La distribuzione binomiale è usata per ottenere la probabilità di osservare k successi in n tentativi, con la probabilità di successo in un singolo tentativo denominata p :

$$P(k) = \frac{n!}{k!(n-k)!} p^k (1-p)^{(n-k)} \quad (4.4)$$

Se definiamo $p = P(A|B,C)$, l'equazione (4.4) dà come risultato la probabilità di osservare k frane ("successi") in un'area costituita da $n = N_p$ poligoni. Di conseguenza, la probabilità binomiale $P_{bin}(A|B,C)$ di avere almeno una frana nell'area è data dal complementare della probabilità di non avere frane $1 - P(k=0)$:

$$P_{bin}(A|B,C) = 1 - [1 - P(A|B,C)]^{N_p} \quad (4.5)$$

Tornando all'esempio precedente, la probabilità Bayesiana $P(A|B,C)=0.10$ calcolata nell'intorno di un pluviometro (quindi considerando un'area di 20 km²) viene scalata sull'intera area di 100 km² e diventa $P_{bin}(A|B,C) = 1 - [1 - 0.1]^5 = 0.41$.

È opportuno sottolineare che il modello binomiale assume implicitamente che la probabilità di pioggia non cambi con la scala. Le due scale considerate (del singolo pluviometro e dell'area più grande) non devono quindi essere troppo differenti.

4.2.4 EVENTI DI PIOGGIA CHE INNESCANO FRANE MULTIPLE

È abbastanza comune, quando si registrano eventi di pioggia molto intensi, che più frane siano innescate dallo stesso evento di pioggia nella stessa area.

L'innescò di frane multiple può essere considerato in modo esplicito nell'analisi Bayesiana introducendo una variabile di controllo che indichi il numero di frane innescato da ogni evento critico. Come già detto però, l'aggiunta di variabili di controllo riduce sensibilmente la numerosità dei dati nella varie classi e riduce la significatività dell'analisi statistica. È quindi

preferibile considerare le frane multiple come evento singolo e rimanere fedeli alla definizione di probabilità di frana come “probabilità di avere almeno una frana nell’area di riferimento”. Questo assicura inoltre che il numero di frane N_A sia sempre minore (o uguale) a quello delle piogge N_R , impedendo che la probabilità a priori $N_A|N_R$ risulti maggiore di 1, caso chiaramente impossibile.

Una critica che può essere mossa a questo approccio è che viene trascurata una parte importante dell’informazione non sottolineando la criticità di eventi che innescano più di una frana. Un’alternativa potrebbe essere quella di contare anche le frane multiple e di aggiungere uno stesso numero di “piogge virtuali” in modo da avere sempre $P(A) \leq 1$. Questa tecnica ha l’effetto di aumentare la probabilità di frana per gli eventi di pioggia che hanno dato frane multiple in passato.

Nell’applicazione al dataset regionale è stato comunque seguito il primo approccio (frane multiple contate come frana singola) perché più semplice e rigoroso dal punto di vista statistico.

4.3 AREA DI STUDIO: LA REGIONE EMILIA ROMAGNA

4.3.1 INQUADRAMENTO GENERALE

L’area di studio include la parte montuosa della regione Emilia Romagna, che si estende per circa 12.000 km², con un range di altitudine che varia tra i 50 m e i 2100 m s.l.m su una distanza di circa 50 km N-S.

L’area presenta un clima mite Mediterraneo con distinte stagioni fredde e asciutte.

La precipitazione media annua è attorno ai 1300 – 1400 mm annui, variando da un minimo di 500-600 mm in collina a più di 2000 mm in prossimità del crinale appenninico.

Al fine dell’analisi statistica non è necessario scendere nei dettagli della complessa formazione geologica dell’Appennino ed è sufficiente considerare tre unità litotecniche: le rocce massive, le Unità flyschoidi e le Unità argillose.

Le rocce massive sono principalmente costituite da arenarie, calcareniti, conglomerati e sabbie cementate. I Flysch consistono in alternanze ritmiche di rocce massive (principalmente arenarie e calcareniti) e peliti con un rapporto variabile tra materiale fine e grossolano. Le

unità argillose sono composte da argille fessurate sovraconsolidate, argilliti, e complessi argillosi caotici costituiti da blocchi competenti immersi in una matrice argillosa.

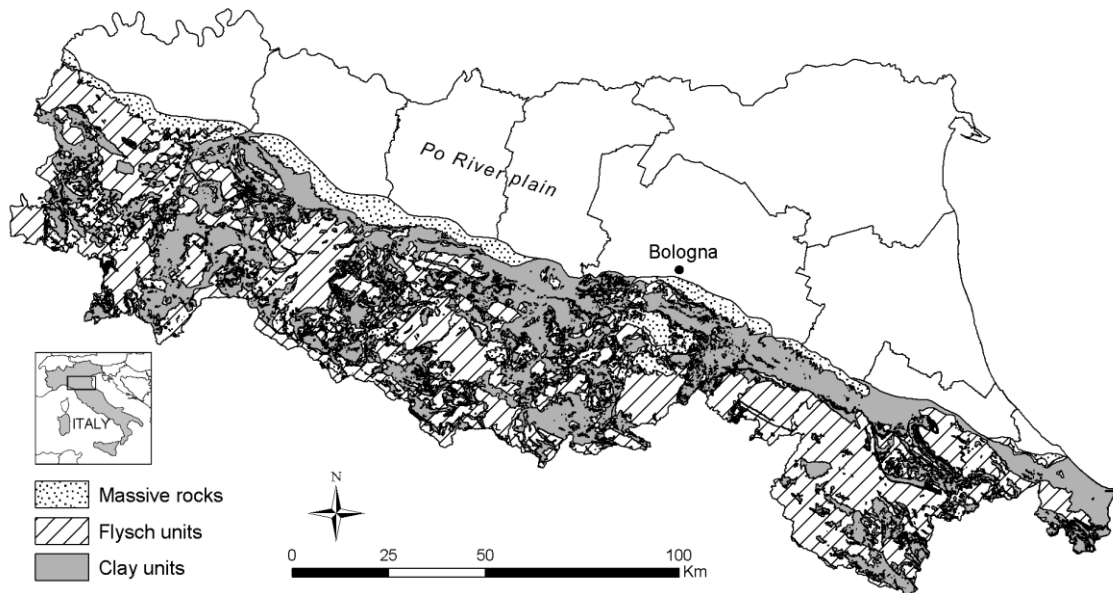


Figura 4.6 – Classificazione litotecnica schematica della Regione Emilia Romagna

I tipi di frane più diffuse in Emilia Romagna, in accordo con la classificazione di Cruden & Varnes (1996), sono gli scivolamenti e le colate in terra nelle unità argillose (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, 2006).

Le formazioni maggiormente coinvolte nelle colate sono quelle appartenenti ai complessi caotici delle Unità Liguri. Si tratta essenzialmente di litotipi argillosi a bassa plasticità ($LL \approx 30-40\%$; $IP \approx 10-15\%$) e scadenti caratteristiche di resistenza al taglio (angolo di attrito residuo dell'ordine dei $13^\circ-16^\circ$) il cui comportamento meccanico è profondamente influenzato da una fitta rete di discontinuità coalescenti a spaziatura centimetrica o millimetrica (Pini, 1999). I complessi argillosi caotici affiorano in prevalenza nel settore occidentale della catena appenninica, da Piacenza a Bologna, e per tale ragione la densità da frana è decisamente elevata in tale area.

Gli accumuli delle colate sono generalmente allungati con una forma moderatamente lobata ed il piede del deposito può spesso raggiungere la valle principale o l'alveo di un piccolo affluente tributario. Spesso si formano depositi multipli dovuti alla coalescenza di più colate.

L'area di alimentazione è solitamente costituita da una zona concava caratterizzata da superfici di rottura, slumps, e scivolamenti rotazionali, e circondata da una scarpata con morfologia chiaramente riconoscibile, specialmente nel caso di frane attive o recentemente rimobilizzate. La maggior parte della colate in terra sono soggette a periodiche riattivazioni innescate da eventi meteo intensi; il tempo di ritorno e l'estensione delle riattivazioni (parziali o totali) sono fortemente variabili.

Le unità flyschoidi sono interessate da frane complesse, grandi scivolamenti rotazionali e traslativi lungo i piani di strato, o da processi compositi. In caso di adeguate condizioni geologiche e geomorfologiche, gli scivolamenti possono evolvere in colata, anche se l'evoluzione in colata non è frequente come nel caso di litologie argillose.

Le rocce massive possono essere interessate da crolli, anche se non sono molto frequenti.

Oltre a queste frane di dimensioni relativamente grandi, ne avvengono molte altre a piccola scala che interessano la coltre di alterazione superficiale sia delle unità flyschoidi che di quelle argillose. In particolare, la frequenza di frane superficiali che evolvono in debris flow è in aumento negli ultimi anni, creando un elevato fattore di rischio, soprattutto per il fatto che sono fenomeni rapidi e ancora poco frequenti nella regione Emilia Romagna.

4.3.2 I DATABASE DELLE SEGNALAZIONI DI FRANA E DELLE PIOGGE

Il Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna si occupa di curare il catalogo delle frane storiche che include i dati dell'Archivio Italiano delle piene e delle frane (Guzzetti et al., 1994) integrati con le informazioni raccolte dagli archivi parrocchiali, dalla documentazione tecnica, dai report di autorità locali e dalla stampa nazionale e locale (Del Maschio et al., 2005).

La frane elencate nel catalogo sono quelle risultate in danni a proprietà private o infrastrutture pubbliche, quindi l'informazione non considera quelle frane innescatesi in zone disabitate, o che più in generale non hanno provocato problemi tangibili.

Il catalogo storico è disponibile sotto forma di Database Access: in totale, sono raccolte 9004 segnalazioni di frana occorse tra il 1400 ed il 2009. Ad ognuna di esse è stato attribuito un codice identificativo univoco (GISID) e si è cercato di indicare le informazioni relative a

ubicazione, data di innesco, caratteristiche geometriche della frana (lunghezza, larghezza, spessore), tipo di materiale coinvolto, fattori innescanti, danni e bibliografia.

Figura 4.7 – Estratto esemplificativo del database Access delle segnalazioni di frana

Ovviamente, questi dati non sono disponibili per tutte le segnalazioni ed il database è tanto più scarno e meno attendibile quanto più si va a ritroso nel tempo (Rossi et al., 2010).

Per la nostra analisi statistica, di fondamentale importanza è l’attendibilità nella data di segnalazione, che deve essere certa al giorno, o al limite nell’arco di una settimana, ma comunque facilmente riconducibile ad determinato evento meteo innescante. Per questo motivo, sono state prese in considerazione solo le segnalazioni con grado di attendibilità tra 1 e 3, come spiegato in Tabella 4.2.

Confidenza della data di attivazione	Grado di affidabilità
Giorno certo	1
Giorno di segnalazione non necessariamente coincidente con il giorno di attivazione	2
Breve periodo (1 – 7 giorni)	3

Tabella 4.2 – Gradi di attendibilità per le date di segnalazione di frana e loro significato

Anche considerando solo le segnalazioni di frana con grado di attendibilità tra 1 e 3, rimangono un'altra serie di incertezze come il fatto che, come detto in precedenza, le frane che non causano danni non sono segnalate mentre altre possono esserlo in ritardo rispetto all'effettivo momento di innesco. C'è da considerare, infatti, che il processo di innesco di frane complesse non è istantaneo ma progressivo nel tempo e magari la segnalazione avviene non quando la rottura inizia a monte ma quando gli effetti si palesano a valle. Inoltre, le proprietà geo-meccaniche del materiale decadono nel tempo e quindi uno stesso evento di precipitazione può essere innescante o non a seconda del momento in cui avviene nella storia tensionale del materiale. Infine, anche se molto difficile da quantificare a causa della mancanza di dati al riguardo, è l'influenza della neve e del suo scioglimento. Queste incertezze motivano l'uso di un approccio probabilistico per la valutazione delle soglie pluviometriche.

Il database utilizzato nell'analisi probabilistica Bayesiana copre l'intervallo temporale tra il 1939 (anno nel quale si considerano solo gli eventi occorsi nel Bacino del Reno) e l'aprile del 2009, per un totale di 4141 segnalazioni con data di attivazione completa, certa al giorno o al massimo nell'arco di una settimana (vedasi Figura 4.8a).

Plottando le segnalazioni di frana sulla carta litotecnica semplificata fornita dalla Regione, è stato ottenuto il grafico a torta riportato in Figura 4.9, dal quale si evince come le Unità Flyschoidi siano quelle maggiormente coinvolte nei fenomeni di instabilità (circa il 60% delle segnalazioni), a seguire le Unità argillose ($\approx 36\%$) ed infine le rocce massive ($\approx 4\%$).

La rete di monitoraggio pluviometrica della Regione Emilia Romagna, gestita principalmente da ARPA_SIMC, consiste in più di 200 pluviometri omogeneamente distribuiti sull'intero territorio regionale, di cui 176 ubicati nella porzione montuosa della regione, la cui ubicazione è indicata in Figura 4.8b.

La maggior parte dei pluviometri prima del 2001 era a lettura meccanica e la frequenza di lettura avveniva giornalmente. Dal 2001 in poi, questi pluviometri sono stati in parte integrati ed in parte sostituiti con pluviometri automatizzati, che offrono letture con frequenza anche di 30 minuti.

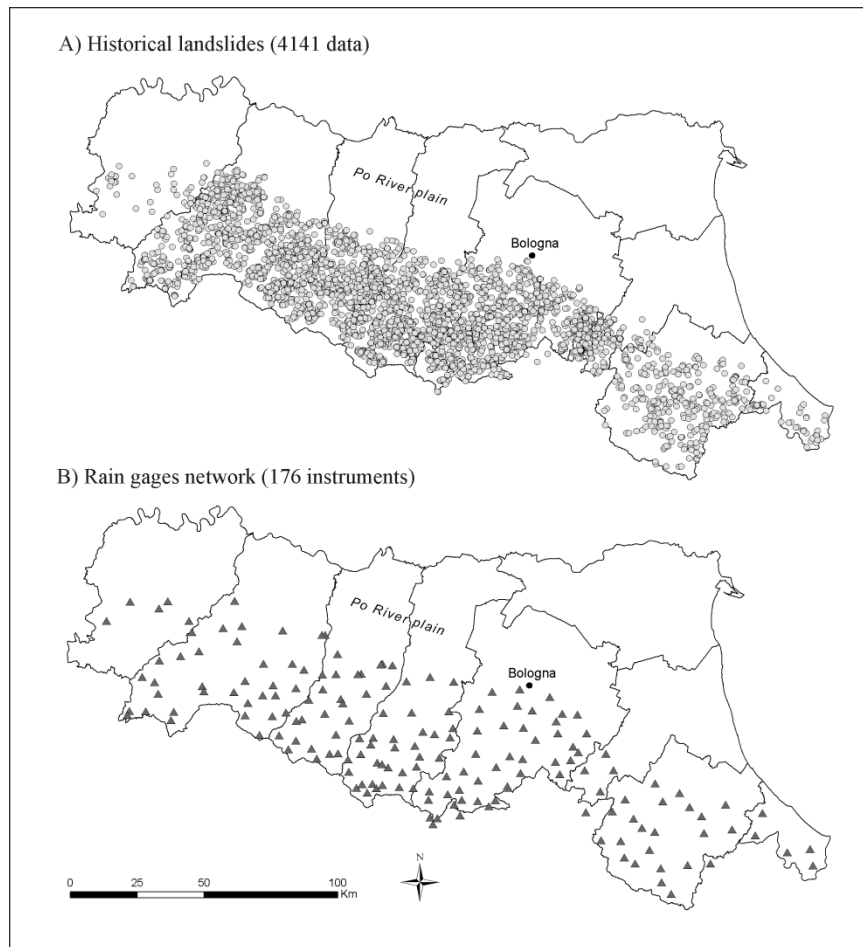


Figura 4.8 – Ubicazione delle 4141 segnalazioni di frana utilizzate nell'analisi (A) e dei 176 pluviometri considerati (B)

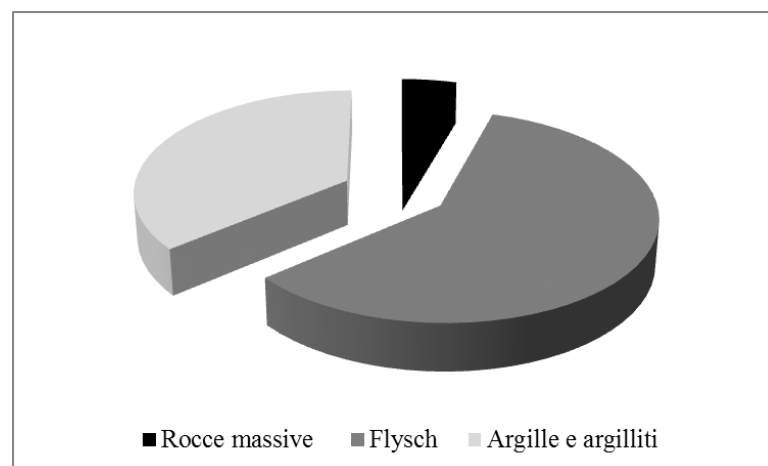


Figura 4.9– Segnalazioni di frana per le diverse Unità Litotecniche. La maggior parte, circa il 60 % interessa le litologia flyschoidi, circa il 36% le Unità argillose e solo il restante 4% le rocce massive

Per le nostre analisi sono stati selezionati solo i pluviometri che presentassero una seria storica di dati continua nel tempo e completa per almeno 50 anni. I dati sono a disposizione a partire dall'evento del maggio 1939 per il bacino del Reno e poi per il resto della Regione.

Adottando un criterio di distanza, ma senza trascurare la morfologia dei bacini, ad ogni segnalazione sono stati attribuiti i dati di pioggia dei tre pluviometri più vicini, come sarà spiegato dettagliatamente in seguito.

La carenza del database meteorologico è legata alla mancanza di informazioni relative alla neve: solo dal 2000 in poi e per poche stazioni in Regione sono disponibili misure dirette dello spessore del manto nevoso. In passato, operatori erano responsabili di misurare manualmente lo spessore del manto nevoso; i tecnici di ARPA_SIMC stanno verificando la consistenza e la qualità di questi dati per renderli disponibili al più presto. Inoltre, in fase di verifica sono anche i dati derivanti da pluviometri termo-riscaldati che forniscono l'influenza della precipitazione nevosa sotto forma di mm di pioggia equivalenti.

Per ciò che concerne i dati di pioggia, invece, sono stati considerati i 176 della rete pluviometrica regionale, alcuni a lettura manuale, altri in telemisura, comunque tutti con una serie storica di dati di almeno 50 anni per permettere una corretta analisi.

4.3.2.1 VERIFICA DELLA QUALITA' DEL DATABASE DELLE SEGNALAZIONI DI FRANA: SOPRALLUOGHI POST EVENTO (DICEMBRE 2008, GENNAIO – APRILE 2009)

Per verificare l'attendibilità delle segnalazioni di frana che giungono all'Agenzia di Protezione Civile sotto forma di fax, abbiamo effettuato 81 sopralluoghi a seguito degli eventi del Dicembre 2008, Gennaio 2009 e Marzo – Aprile 2009 nell'alta e media valle del Reno, in particolare nei comuni fortemente colpiti di Porretta Terme, Vergato, Gaggio Montano e Camugnano. Per ognuna delle frane rilevate è stata redatta una scheda tecnica di dettaglio, diversa in base alla tipologia di movimento franoso riconosciuto (frane superficiali con o senza evoluzione in colata, cedimenti stradali, piccoli crolli in roccia, riattivazioni per retrogressione della scarpata, piccole colate di detrito). Un esempio di tali schede di rilievo è riportato in Tabella 4.3.

In Figura 4.10 è mostrata la differenza nella classificazione dei fenomeni franosi effettuata dagli enti territoriali segnalatori, in sinistra, e la riclassificazione che abbiamo operato a seguito dei sopralluoghi di verifica, a destra.

Generalità	
Data rilievo	17/07/2009
ID Frana	GISID 54 (nicchia in sinistra)
Data evento	30 novembre – 1 dicembre 2008
Località	Strada Ponte Rocchetta – Savignano – Comune di Grizzana Morandi

Frana superficiale in terra o detrito (Scorrimento o colata di terra o detrito)		
Litologia del substrato: Formazione di Monte Venere		
Cinematismo: Scorrimento con evoluzione in colata		
Zona di innesco	Meccanismo di innesco	frana superficiale
	Morfologia del versante	versante uniforme
	Inclinazione del versante (°)	42
	Spessore della coltre (m)	4 m circa
	Canalette, scoli, vie di recapito	NO
	Uso del suolo	bosco
Presenza di un canale di flusso ben sviluppato	NO: il piede si è involuto in colata senza incanalarsi in modo vero e proprio	
Campione: 54		
Note: Dimensioni: - larghezza: 22m; - lunghezza: 20 m		

Tabella 4.3 – Estratto di una scheda tecnica di rilievo

Come si può notare in Figura 4.10, la maggior parte delle segnalazioni che arrivano in Protezione Civile sono generalmente indicate come frane, o come smottamento, quindi senza un'attività di lavoro sul campo è difficile rendersi effettivamente conto della gravità degli effetti di un evento meteo innescante. In alcuni casi, infatti, sono innescate frane con volume

di alcune centinaia di metri cubi, mentre in alcuni altri con il termine frana si indica una piccola colata a fianco della strada (volume coinvolto poco più di un metro cubo).

È successo anche che in corrispondenza dell'ubicazione riportata sui fax, non abbiamo trovato alcun segno di recente attività di frana, e neanche lungo la stessa via o nelle aree limitrofe. Quindi esiste il problema legato alla non corretta localizzazione delle segnalazioni, e questo può comportare un'errata attribuzione dei dati pluviometrici che ai fini della determinazione delle soglie non è trascurabile. Su 81 segnalazioni verificate, 15 non sono state trovate.

Inoltre, ci sono stati episodi in cui le segnalazioni non erano relative a frane vere e proprie, ma piuttosto a problemi idraulici, come piccole esondazioni causate da una non corretta regimazione delle acque superficiali. Di queste fanno parte 8 segnalazioni.

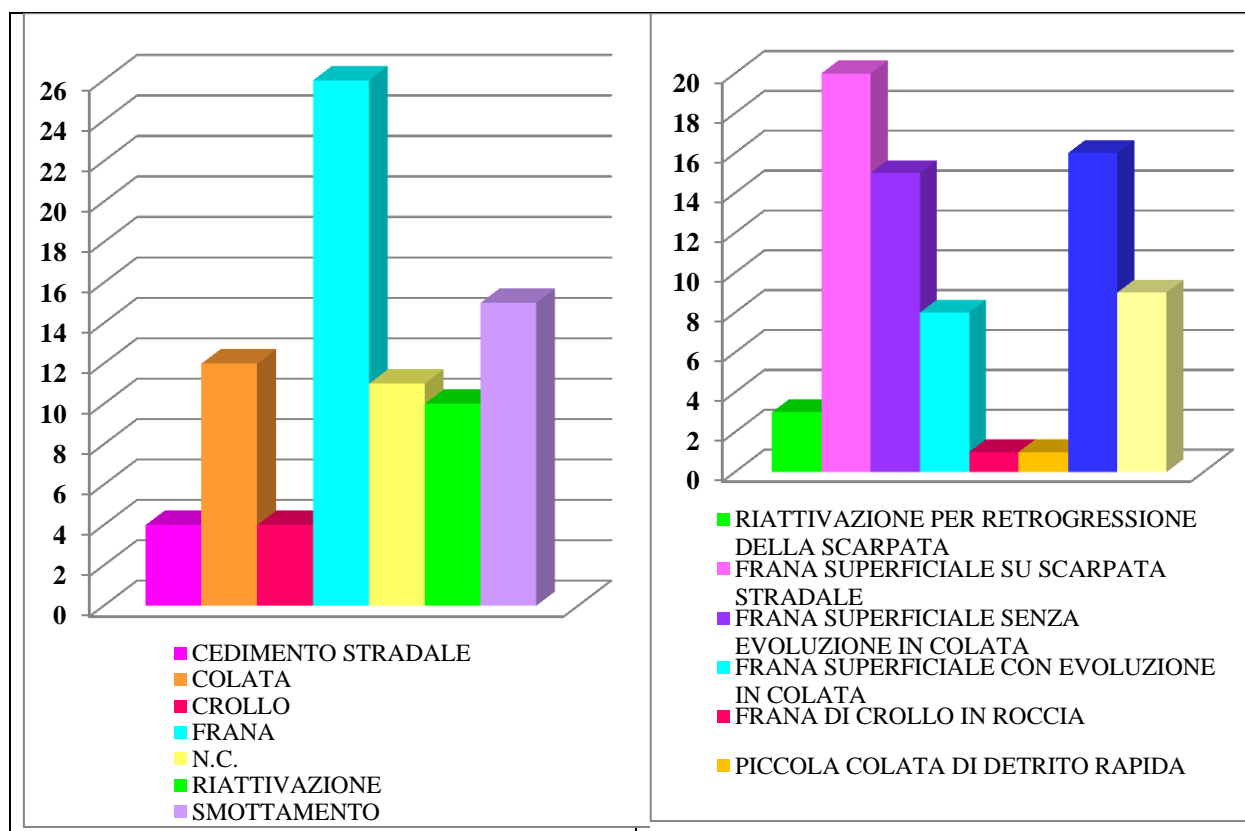


Figura 4.10 – in sinistra è rappresentata la classificazione delle frane a cura degli enti territoriali e riportata sui fax di segnalazione che arrivano in protezione civile; in destra la riclassificazione effettuata a seguito dei sopralluoghi di verifica

Quindi, su un totale di 81 segnalazioni, solo il 60% corrisponde effettivamente a frana.

Negli ultimi anni, però, i comuni interessati dai dissesti, le comunità montane, piuttosto che geometri di studi privati sono stati sensibilizzati riguardo a questo problema ed i fax di segnalazione che arrivano in Protezione Civile sono più dettagliati e sempre più spesso presentano in allegato l'ubicazione del dissesto su CTR, facilitando di molto il nostro lavoro, e documentazione fotografica. Si presuppone quindi che molti errori insiti nei database di input per le nostre analisi tenderanno ad essere ridotti, con il passare del tempo.

4.3.3 APPLICAZIONE AL DATASET RER

4.3.3.1 IDENTIFICAZIONE DELLE PIOGGE DI INNESCO

Il primo step nella definizione di una soglia pluviometrica consiste nell'identificazione dell'evento meteo innescante che dev'essere chiaramente definito in termini di durata (D), pioggia di evento (E) e intensità (I).

In alcuni casi, questo procedimento è immediato, come ad esempio nel caso di una frana che si innesca a seguito di un intenso temporale estivo, in cui l'evento di precipitazione avviene nel mezzo di un periodo secco, ma in molti casi non è altrettanto semplice.

Le frane, infatti, possono essere innescate anche da una sequenza complessa di eventi di pioggia costituita da multipli picchi di intensità (bursts) di variabile durata ed intensità che rendono difficile una definizione oggettiva dell'evento meteo innescante.

Spesso non è chiaro dove porre l'inizio dell'evento (mentre la fine coincide di solito con la data dell'accadimento di frana) ed in letteratura sono stati utilizzati criteri diversi e alquanto soggettivi per definirlo (Aleotti, 2004; Frattini et al., 2009).

Non trascurabili sono inoltre le incertezze che derivano da un'eventuale ritardo nella segnalazione della frana o dal contributo di altri fattori innescanti come il rapido scioglimento del manto nevoso o l'attività antropica. In questi ultimi casi, l'identificazione dell'evento di pioggia innescante può essere molto soggettivo.

Come si può facilmente intuire, la corretta definizione degli eventi innescanti è fondamentale per il perseguimento del nostro obiettivo: il teorema di Bayes è infatti basato sul confronto statistico tra le piogge di innesco $B|A$ e le piogge totali B , per cui è essenziale utilizzare un criterio univoco e rigoroso per identificare gli eventi di precipitazione.

Lo stesso criterio oggettivo deve essere utilizzato per identificare sia la distribuzione condizionata della pioggia innescante $P(B|A)$ che la distribuzione a priori di pioggia $P(B)$.

Il problema è stato affrontato nelle due fasi di seguito descritte.

4.3.3.1.1 RICONOSCIMENTO MANUALE DELLE PIOGGE D'INNESCO

Per prima cosa abbiamo identificato l'evento di pioggia innescante, per tutte le 4141 segnalazioni, in modo manuale (quindi attraverso un criterio esperto), mediante l'utilizzo di un'interfaccia grafica di Matlab appositamente creata. In questo modo, per ogni segnalazione di frana è stato immediato visualizzare gli istogrammi di precipitazione, oltre che la cumulata, per i tre pluviometri ad essa più prossimi (vedasi Figura 4.11).

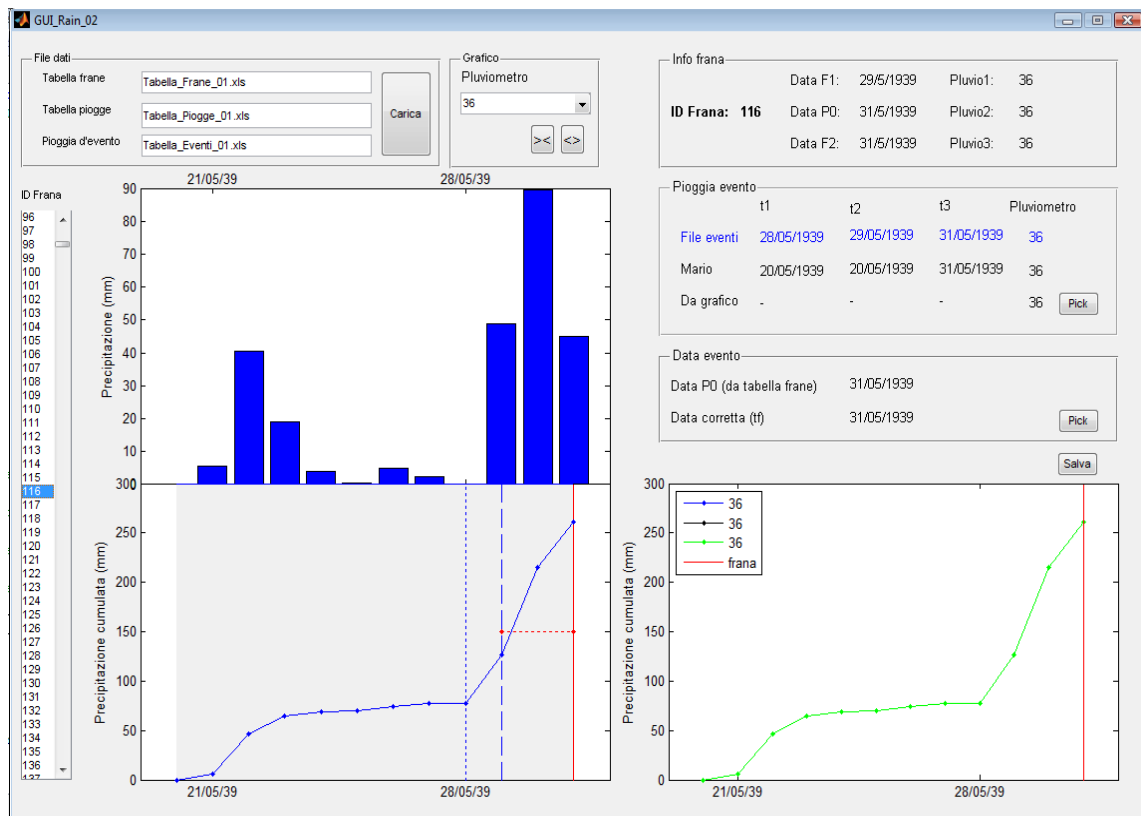


Figura 4.11 – esempio dell'interfaccia grafica in Matlab che abbiamo usato per la definizione degli eventi innescanti. Nel riquadro in alto a sinistra è riportato l'istogramma di precipitazione, in cui ogni barra corrisponde alla pioggia di evento giornaliera. In alto a sinistra sono riportati i codici identificativi della segnalazione di frana e dei pluviometri considerati per l'attribuzione dei dati di pioggia, più sotto i file di input. In basso a sinistra, in grigio è evidenziato l'evento selezionato con la procedura automatizzata, di durata di 11 giorni, mentre con le verticali blu sono indicati l'inizio dell'evento, e l'inizio del burst (momento più intenso) secondo la procedura di selezione manuale. La verticale rossa corrisponde alla data di innesco della frana (linea rossa); a destra è riportata la pioggia cumulata di evento registrata al pluviometro di riferimento

Nel riquadro in basso a sinistra di Figura 4.11, si può notare la differenza nella selezione dell'evento meteo innescante ottenuta utilizzando il criterio manuale (con inizio il 28/05, linea tratteggiata in blu) piuttosto che il criterio automatizzato (tutta la zona grigia), sviluppato negli anni precedenti, dal 2005 al 2009 dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna. Con il criterio automatizzato, si ottiene una durata $D = 11$ giorni, mentre con quello manuale una durata $D = 3$ giorni. Conseguentemente, risulterà un valore molto differente di intensità.

L'evento meteo innescante è stato quindi individuato visivamente, selezionando l'evento di pioggia più severo accaduto prima della data di occorrenza della frana. Il lavoro di selezione manuale è stato fatto indipendentemente da me e da due colleghi, ed i risultati sono stati discussi e confrontati al fine di arrivare ad una definizione condivisa. Ogni evento di pioggia innescante è stato conseguentemente classificato come: ben – definito (Tipo 1), incerto (Tipo 2) o indefinito (Tipo 3).

Appartengono alla classe degli eventi ben definiti (Tipo1) quelli caratterizzati da episodi di pioggia ben identificabili nei dati, come mostrato in Figura 4.12a-d. In questi casi, è semplice associare alla segnalazione un evento meteo innescante poiché il grado di soggettività è molto basso, se non completamente assente. Ad esempio, il primo impulso di pioggia in Figura 4.12d può essere incluso o non nell'evento di pioggia innescante, oppure la pioggia di innesco in Figura 4.12b può essere limitata al secondo picco di precipitazione. Gli eventi innescanti di Tipo 1 sono 2741 dei 4141 totali, cioè il 66%.

Fanno parte degli eventi innescanti incerti (Tipo 2), che costituiscono il 10% del totale, quelle sequenze di giorni piovosi caratterizzate da incertezze e limiti soggettivi per la presenza di eventi di pioggia secondari (Figura 4.12e)

Infine, nella categoria degli eventi indefiniti (Tipo 3), che costituiscono il 24% del totale, ricadono le frane innescante durante sequenze di pioggia complesse (Figura 4.12f) o a seguito di deboli piogge invernali, durante le quali è probabilmente influente il contributo dello scioglimento del manto nevoso. Appartengono a questa classe anche le segnalazioni con data incerta e quelle in cui ci sono problemi nei dati pluviometrici.

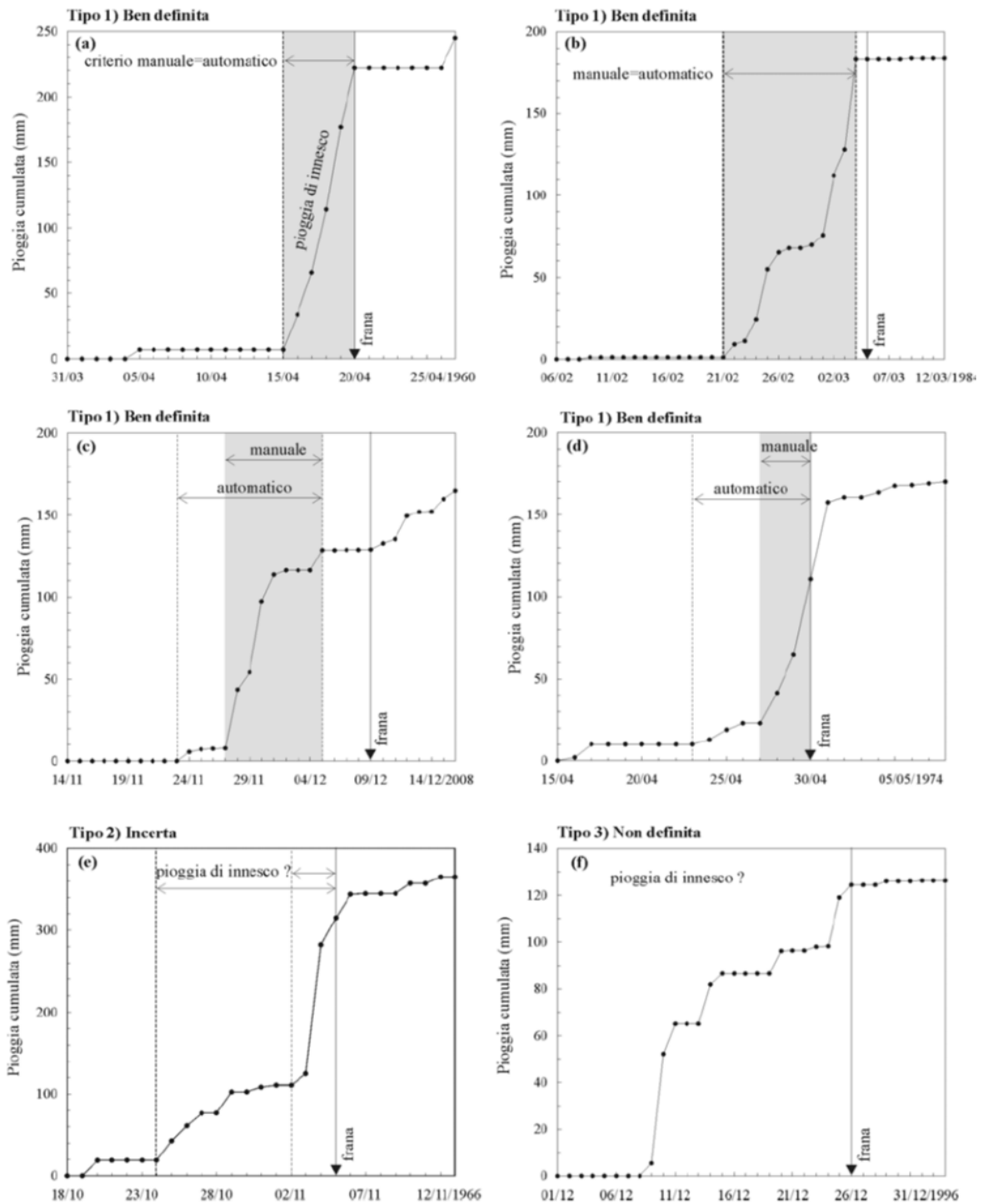


Figura 4.12 – Esempio di identificazione di pioggia di innesco. In grigio sono rappresentati gli eventi definiti manualmente; con il tratteggio sono invece rappresentati gli eventi definiti attraverso l’algoritmo di riconoscimento automatico (calibrato). La freccia indica la data di attivazione della frana riportata nel catalogo storico

4.3.3.1.2 RICONOSCIMENTO AUTOMATICO DEGLI EVENTI DI PIOGGIA

Definiti in modo manuale i differenti eventi meteo innescanti, abbiamo cercato di costruire un algoritmo di calcolo che permettesse di riprodurre le nostre scelte, per rendere oggettivo questo procedimento soggettivo allo scopo di poter identificare, nella serie storica delle precipitazioni, anche gli eventi di pioggia non innescanti, definendoli allo stesso modo di quelli che provocano frane.

Gli eventi innescanti di Tipo 1 sono stati utilizzati per calibrare l'algoritmo di definizione automatico, sviluppato per individuare tutti gli eventi di pioggia avvenuti nell'area di studio dal 1939 in poi (quindi la probabilità a priori $P(B)$).

L'algoritmo esamina tutta la serie storica di precipitazione e individua gli eventi di pioggia usando la tecnica della finestra-mobile, secondo cui un nuovo evento di pioggia inizia quando la precipitazione cumulata in D_T giorni supera una certa soglia E_T , e cessa quando il valore cumulato scende sotto alla suddetta soglia. Sono state testate differenti combinazioni di valori di D_T e E_T , variabili tra 1 a 10 giorni per D_T e tra 0 e 10 mm per E_T . Usando l'indice *RMSEP* (*percentage root mean square error of the prediction*) è stata valutata la bontà del fit. I risultati dell'analisi sono mostrati in 4.13.

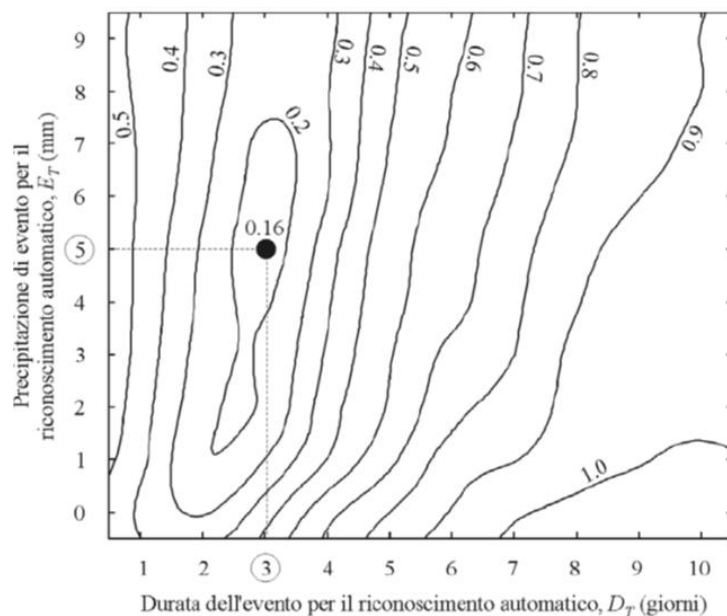


Figura 4.13 – Plot dell'errore di predizione, che è minimo per $D_T=3$ giorni e $E_T=5$ mm

Come si vede, l'errore della predizione ha un minimo per $D_T=3$ giorni e $E_T=5$ mm. Adottando questi valori, l'algoritmo è in grado di replicare il nostro giudizio esperto (Figura 4.12a-b) nel definire gli eventi di pioggia, anche se a volte permangono alcune discrepanze (Figura 4.12c-d).

L'algoritmo di definizione è stato applicato a tutta la serie storica di precipitazione registrata dal 1939 in poi dai 176 pluviometri ubicati nella porzione montuosa della regione. Sono stati così definiti 250177 eventi di pioggia (di cui 2741 sono quelli innescanti di Tipo 1) per i quali è possibile calcolare le variabili di controllo, cioè intensità, durata, pioggia d'evento e pioggia antecedente nei 14, 30 giorni precedenti l'inizio dell'evento innescante.

4.3.4 SOGLIE TRADIZIONALI EMPIRICO - STATISTICHE

Prima di applicare il metodo Bayesiano al nostro dataset, è interessante verificare i risultati che si ottengono applicando i metodi empirico - statistici molto diffusi in letteratura di cui si è parlato in precedenza (Caine, 1980; Ceriani et al., 1994; Guzzetti et al., 2008).

Come detto, le soglie empiriche sono solitamente ottenute tracciando il limite inferiore delle intensità degli eventi di pioggia che hanno innescato frane (eventi innescanti, R_T).

Le soglie Intensità – Durata sono quelle più comuni e tipicamente mostrano un trend lineare sul piano bilogarithmico $\log D - \log I$ (Guzzetti et al., 2008).

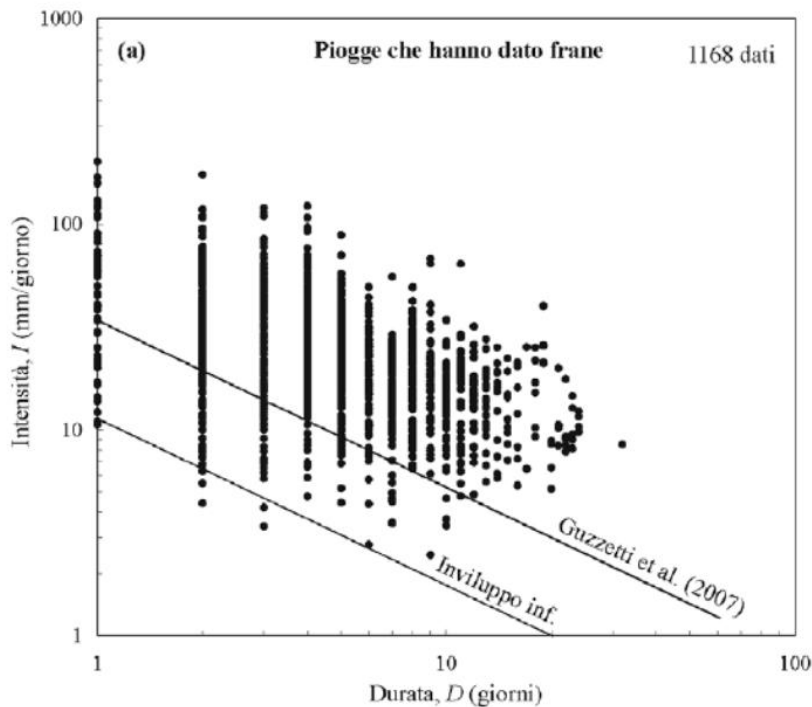
La Figura 14.4a mostra il grafico $\log D - \log I$ per i 2741 eventi di pioggia innescanti di Tipo 1. Nonostante la dispersione dei dati, è possibile tracciare una soglia empirica. Per esempio, possiamo considerare la soglia regionale proposta da Guzzetti et al. (2007) per la CADSES area (Central European Adriatic Danubian South-Eastern Space, mild mid-latitude climates) oppure una soglia ancora più conservativa basata sull'inviluppo inferiore dei punti sperimentali.

È immediato capire che queste due soglie empiriche hanno un utilizzo applicativo limitato. Infatti, se confrontiamo le due soglie con la distribuzione delle precipitazioni non innescanti (Figura 14.4b) possiamo vedere che un gran numero di eventi di pioggia non-critici cade sopra alle soglie. La percentuale di falsi allarmi è infatti maggiore del 32 % per la soglia proposta da Guzzetti et al. (2007) e circa uguale al 75% per la soglia più conservativa. Anche

testando altre combinazioni delle variabili di controllo, considerando ad esempio la pioggia d'evento, o normalizzando i dati rispetto alla precipitazione media annua (MAP), i risultati non sono molto diversi. Se idealmente si sovrappongono i due grafici in Figura 4.14, è evidente che non sia possibile tracciare una linea che separi chiaramente gli eventi di precipitazione innescanti da quelli non innescanti.

Il problema è molto diffuso in letteratura, soprattutto perché non è riconosciuto.

In particolare, per la previsione delle condizioni di stabilità di un versante in materiali fini, un approccio probabilistico risulta più adeguato.



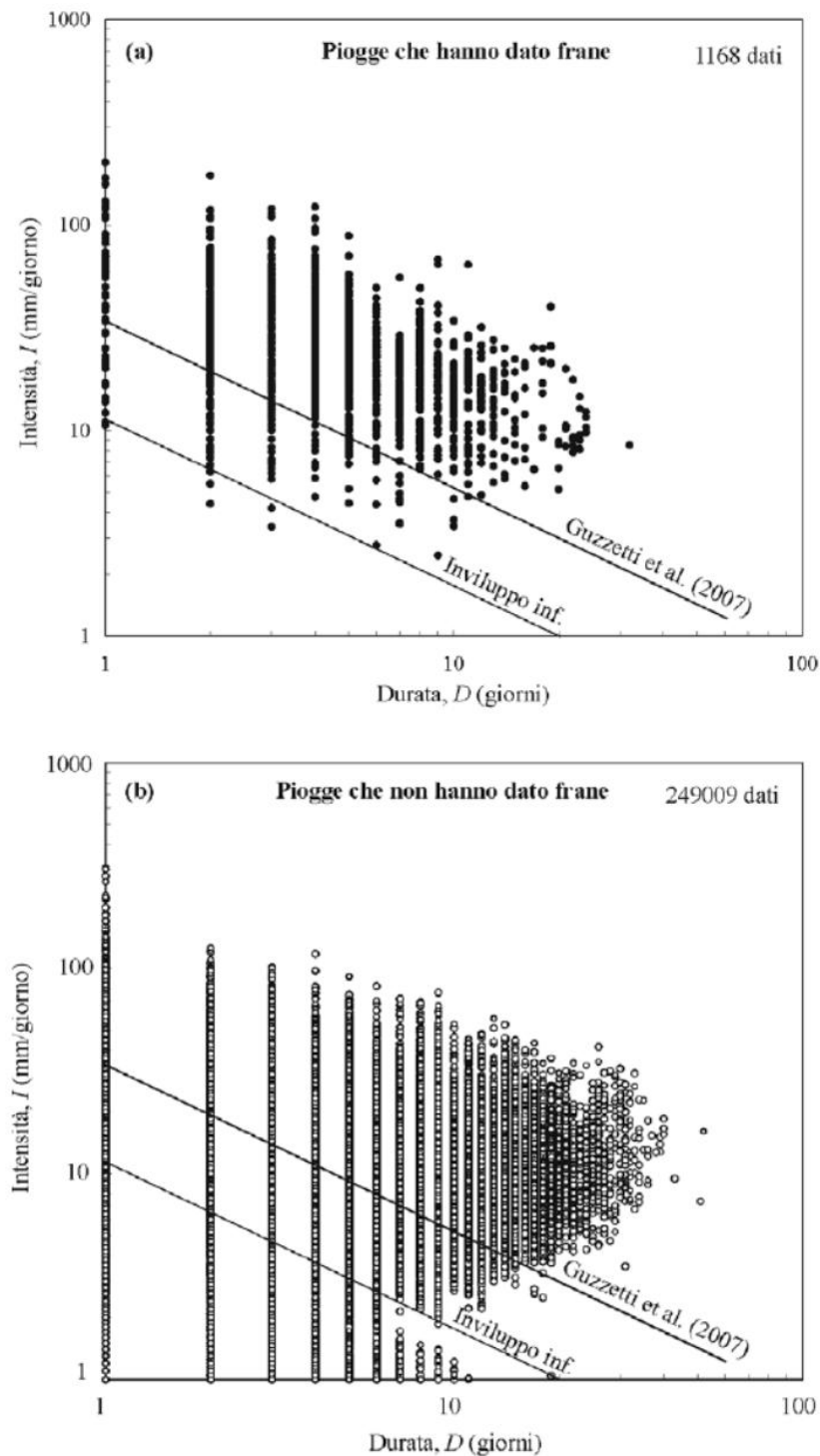


Figura 4.14 – Applicazione di un approccio empirico al nostro dataset. In (a) sono plottate le precipitazioni innescanti, ed in questo caso è ancora possibile tracciare una soglia, mentre in (b) sono plottati tutti gli eventi di precipitazione, quindi la probabilità a priori di pioggia. Risulta, qui un'elevata percentuale di falsi allarmi, sia per la soglia proposta da Guzzetti et al. (2008) e a maggior ragione per quella più conservativa

4.3.5 APPLICAZIONE DELLA STATISTICA BAYESIANA AL NOSTRO DATASET

4.3.5.1 CASO MONODIMENSIONALE

L'analisi Bayesiana monodimensionale valuta la significatività della variabile di controllo B nello spiegare un certo evento A. Come già detto, nel nostro caso A rappresenta l'occorrenza di frana nell'area di studio e B una variabile di controllo caratterizzante l'evento di pioggia (intensità, durata, pioggia d'evento). Il confronto tra la probabilità a posteriori $P(A|B)$ e la probabilità di frana a priori $P(A)$ indica la significatività di B: quando $P(A|B) > P(A)$ la variabile è significativa, mentre se $P(A|B) \approx P(A)$ non lo è.

L'analisi può essere applicata al dataset regionale seguendo la procedura descritta nel paragrafo 4.2.1.

La probabilità a priori della precipitazione $P(B)$ così come quella di frana $P(A)$ sono state calcolate usando $N_R=250177$ eventi di pioggia identificati attraverso l'algoritmo di detenzione, mentre la probabilità condizionata $P(B|A)$ considerando $N_A=2741$ eventi innescenti ben definiti (Tipo 1).

Sono state testate cinque variabili di controllo (pioggia d'evento E, durata D, intensità media I, pioggia antecedente sui 14 (AE_{14}) e 30 (AE_{30}) giorni precedenti l'inizio dell'evento di pioggia innescente), per verificare quale tra esse influenzi maggiormente la probabilità di frana, ed offra la maggiore informazione rispetto alla semplice probabilità a priori dell'evento di pioggia.

I risultati dell'analisi sono mostrati in Figura 4.15 e Figura 4.16.

I grafici a sinistra confrontano la distribuzione di frequenza degli eventi di pioggia innescenti rispetto alla distribuzione marginale della pioggia, cioè $P(B|A)$ rispetto a $P(B)$. Il rapporto di queste due distribuzioni, moltiplicato per $P(A)$ dà come risultato la probabilità di frana $P(A|B)$ mostrata nel grafico in destra. Più le due distribuzioni in sinistra sono differenti, maggiore è la probabilità di frana e maggiore è anche la significatività della variabile di controllo usata nell'analisi. I risultati in Figura 4.15 mostrano chiaramente come durata, intensità e pioggia d'evento siano variabili di controllo significative. In tutti i casi, infatti, le

distribuzioni $P(B|A)$ e $P(B)$ sono fortemente differenti tra loro e la corrispondente probabilità di frana $P(A|B)$ è molto al di sopra della probabilità di frana a priori $P(A)$.

In particolare, l'intensità risulta essere la variabile di controllo più significativa delle tre: se $I > 100$ mm/giorno, la probabilità di avere frana supera il 60%.

In generale, la probabilità di frana aumenta quanto più l'evento meteo è severo, quindi per valori maggior di intensità, durata o pioggia d'evento, sebbene nei grafici questo trend non sia così chiaro per carenza di dati in alcune classi di dati estremi. Proprio per questo motivo sembra che ci sia un decremento delle probabilità di frana per eventi molto intensi e prolungati nel tempo (Figura 4.15b-d-f) ma questo dipende appunto dal numero di dati limitato per questi eventi estremi, quindi non è significativo.

L'analisi Bayesiana mostra anche come le frane occorse nell'area di studio non siano correlate con le piogge antecedenti nei 14 o 30 precedenti l'inizio dell'evento meteo innescante (Figura 4.16).

Figura 4.1 In entrambi i casi, infatti, la distribuzione condizionata degli eventi innescanti $P(B|A)$ è molto simile alla distribuzione marginale di pioggia $P(B)$, quindi risulta $P(A|B) \approx P(A)$, per cui queste variabili di controllo non sono risultate significative.

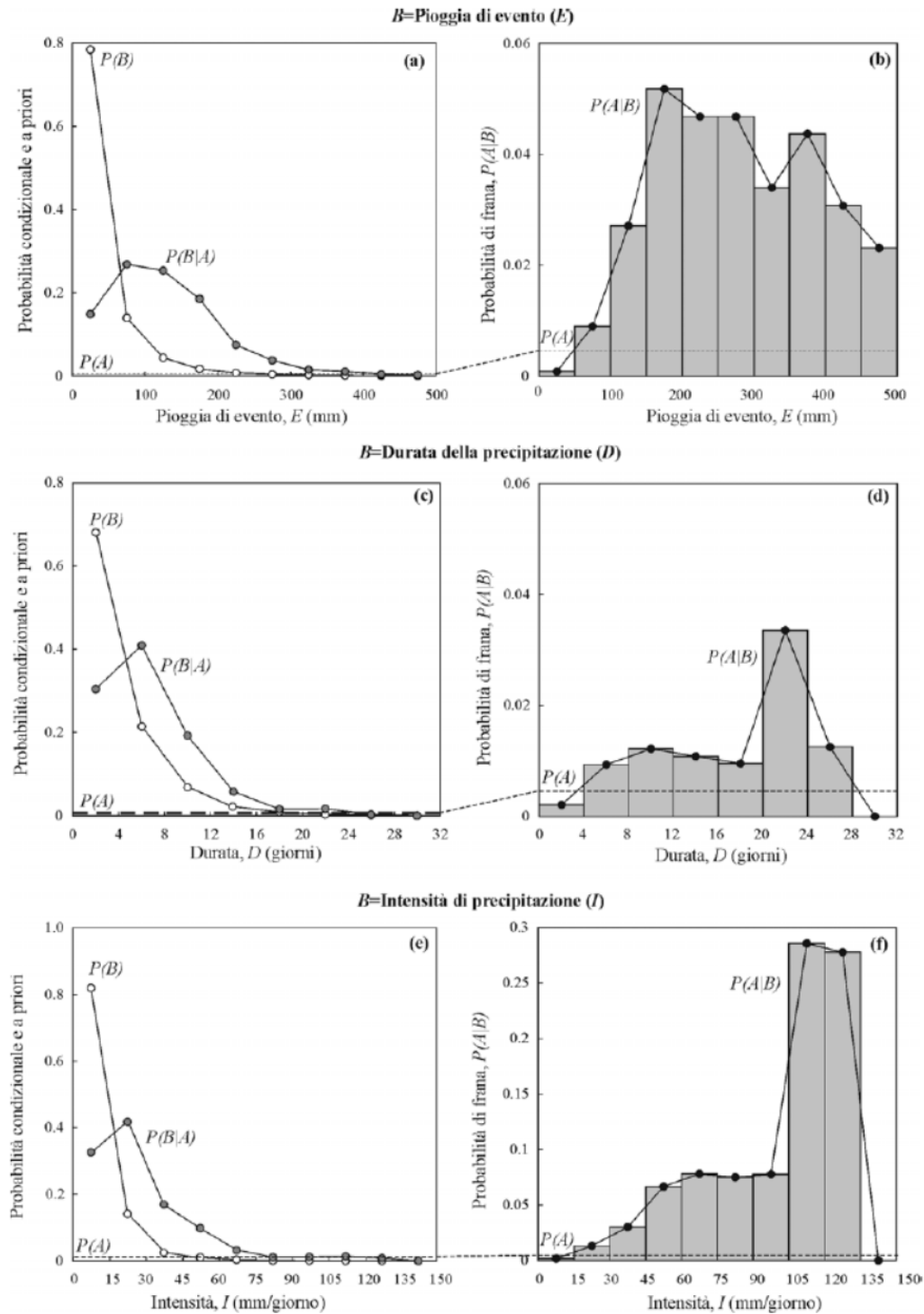


Figura 4.15 – Risultati dell'analisi Bayesiana monodimensionale del dataset regionale. Valutazione della significatività della precipitazione di evento (a-b), durata evento (c-d) e dell'intensità media (e-f) sulle frane storiche

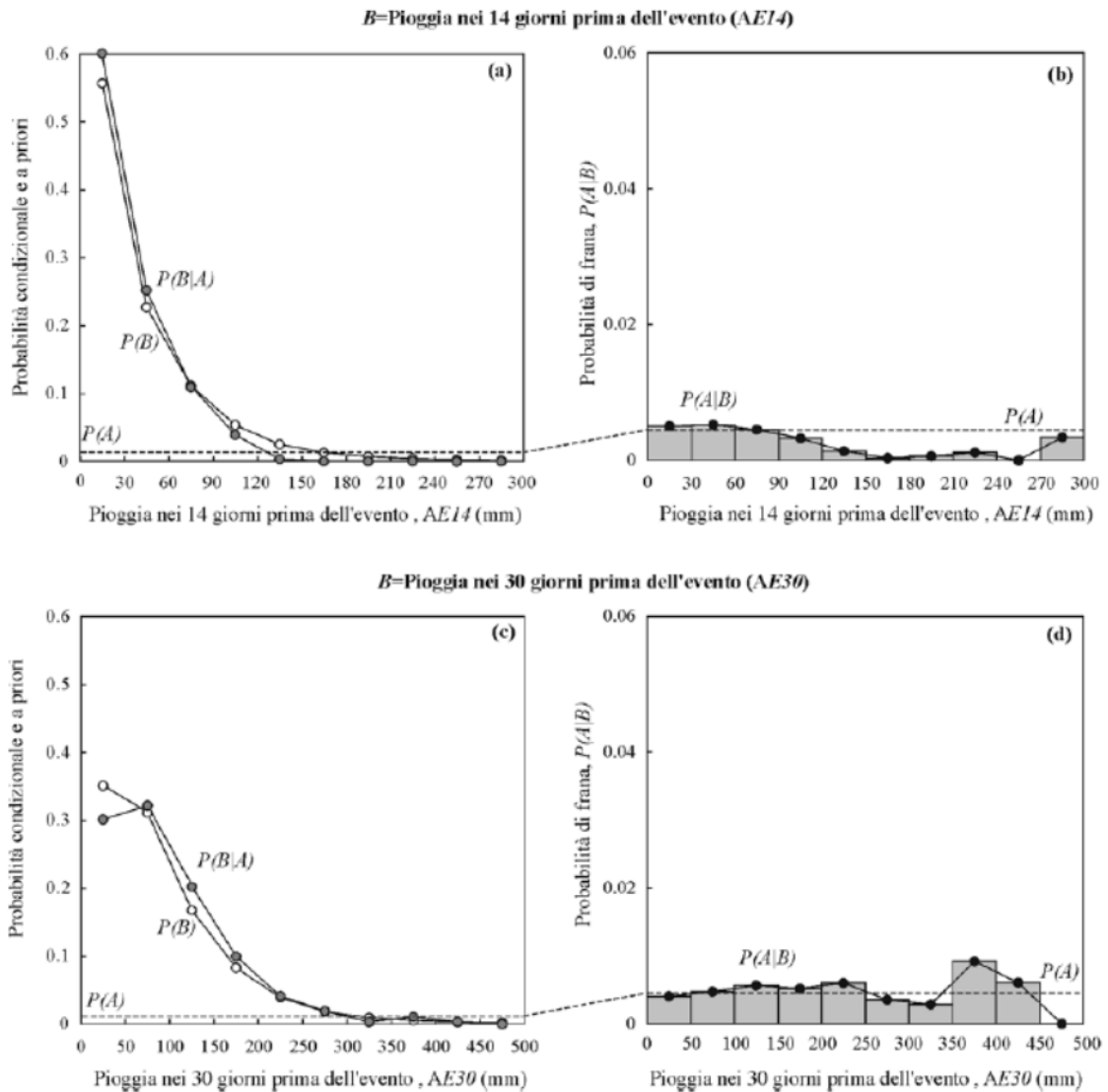


Figura 4.16 – Risultati dell'analisi Bayesiana monodimensionale applicata al dataset regionale. Valutazione della significatività delle precipitazioni antecedenti nei 14 (a-b) e nei 30 (c-d) giorni antecedenti l'insacco

Questo risultato è decisamente inatteso perché, come detto in precedenza, in letteratura è diffusa la convinzione che le condizioni di pioggia antecedente condizionino fortemente la propensione all'instabilità soprattutto di versanti in materiali fini (Cardinali et al., 2006; Martelloni et al., 2011).

4.3.5.2 CASO BIDIMENSIONALE

L'analisi Bayesiana bidimensionale valuta la probabilità condizionata che si verifichi una frana) data la combinazione congiunta di due variabili di controllo (vedasi sezione 4.2.2).

Le variabili di controllo devono essere selezionate tra quelle che mostrano un maggior potere esplicativo nell'analisi monodimensionale, che nel nostro caso sono la pioggia d'evento, la durata e l'intensità. Dato che in letteratura le soglie sono generalmente descritte nel piano Durata – Intensità (Guzzetti et al., 2007) ed abbiamo verificato come entrambe siano fortemente esplicative, le abbiamo scelte per calcolare la probabilità di avere frana data la loro combinazione congiunta. L'obiettivo è quindi determinare la $P(A|D,I)$.

Tutti gli eventi di pioggia registrati negli ultimi 70 anni sono stati plottati nel piano $\log D - \log I$ ($N_R=250177$, pallini grigi in Figura 4.17a) assieme alle piogge che hanno dato frane ($N_A=1168$, pallini neri in Figura 4.17a). Il piano $\log D - \log I$ è stato poi suddiviso in 9×13 celle, e per ogni cella (c) la probabilità condizionata e la probabilità a priori sono state calcolate secondo l'Equazione (4.3). Come discusso precedentemente nel paragrafo 4.2.3, i valori calcolati indicano la probabilità di avere almeno una frana nell'area di riferimento di un singolo pluviometro (circa 65 km^2).

Il risultato dell'analisi è mostrato in 4.17b: come si vede, la probabilità di frana è nulla se l'intensità di pioggia è minore di circa 2.5 mm/giorno ($\log I=0.4$), indipendentemente dalla durata dell'evento. Inoltre, per piogge di breve durata (inferiori ai due giorni) la probabilità di frana è zero fino ad un'intensità di 10 mm/giorno .

L'area “no frane” in Figura 4.17b include tutte le celle del grafico in cui $P(A|I,D)=0$ perché $N_A(c)=0$, cioè nel catalogo storico delle frane non sono riportate segnalazioni per quei valori di intensità e durata. La soglia empirica proposta da Guzzetti et al. (2007) cade poco sopra a quest'area.

La probabilità di frana aumenta all'aumentare di intensità e durata, sebbene l'intensità sia la variabile più influente. Si raggiunge una probabilità di frana pari al 60% per eventi con durata tra 3-5 giorni e un'intensità maggiore di 100 mm/giorno .

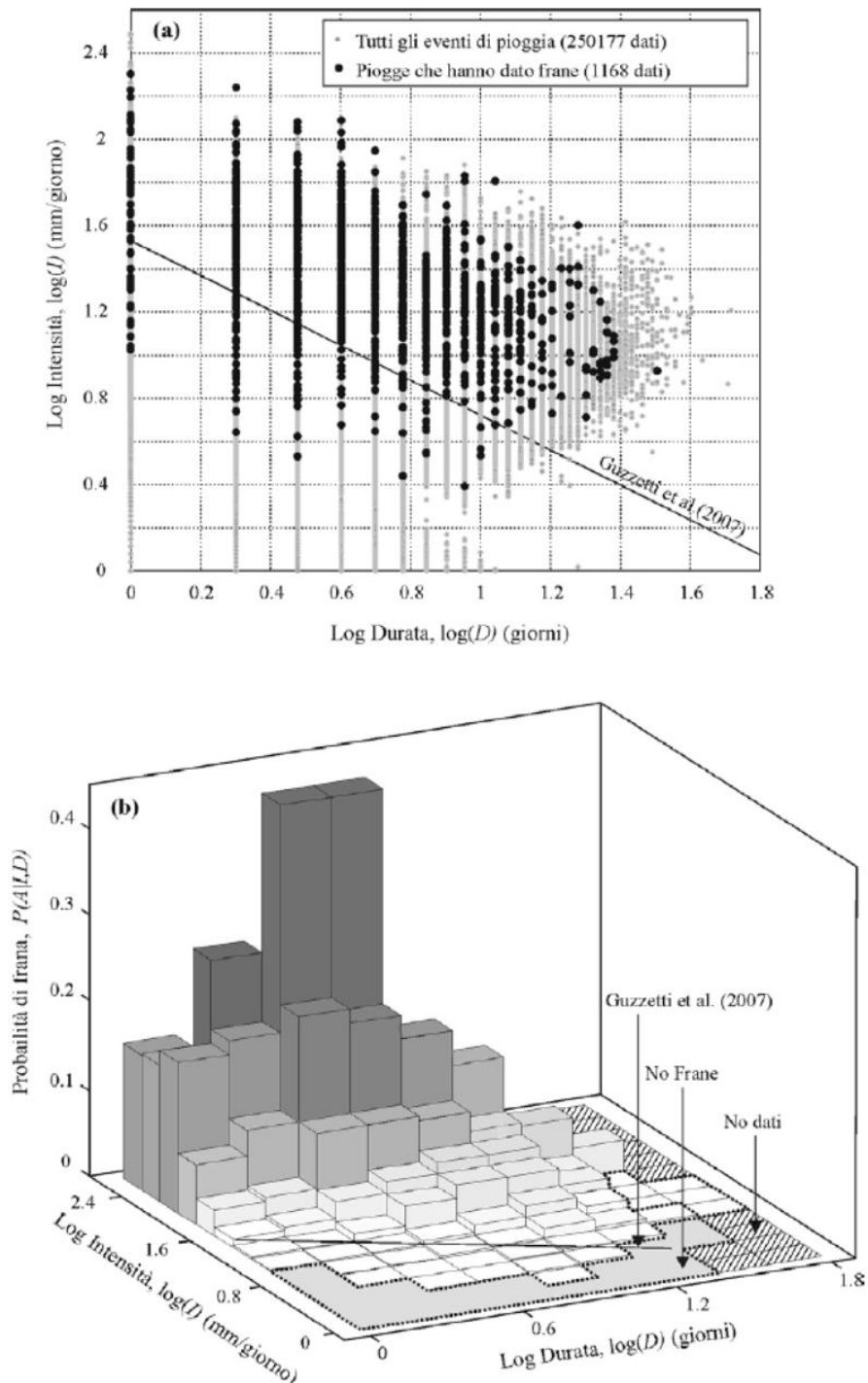


Figura 4.17 – Risultati dell'analisi Bayesiana bidimensionale applicata al dataset regionale. (a) Grafico bilogaritmico durata – intensità che mette a confronto gli eventi di pioggia innescenti (pallini bianchi) con quelli con quelli complessivamente registrati nella serie storica dei dati (pallini neri). È evidente che una soglia tipo quella di Guzzetti non permette una chiara distinzione tra eventi innescenti e non. (b) Istogramma delle probabilità di frana per diverse classi di durata – intensità di precipitazione

Una probabilità di frana minore, invece, si ottiene per eventi di precipitazione caratterizzati da lunghe durate (10 giorni o più). Questo è anche dovuto al fatto che si hanno a disposizione pochi dati per questo tipo di eventi estremi.

I risultati possono essere visualizzati più semplicemente sotto forma di linee ad uguale probabilità di frana su un grafico bilogarithmico, come mostrato in Figura 4.18.

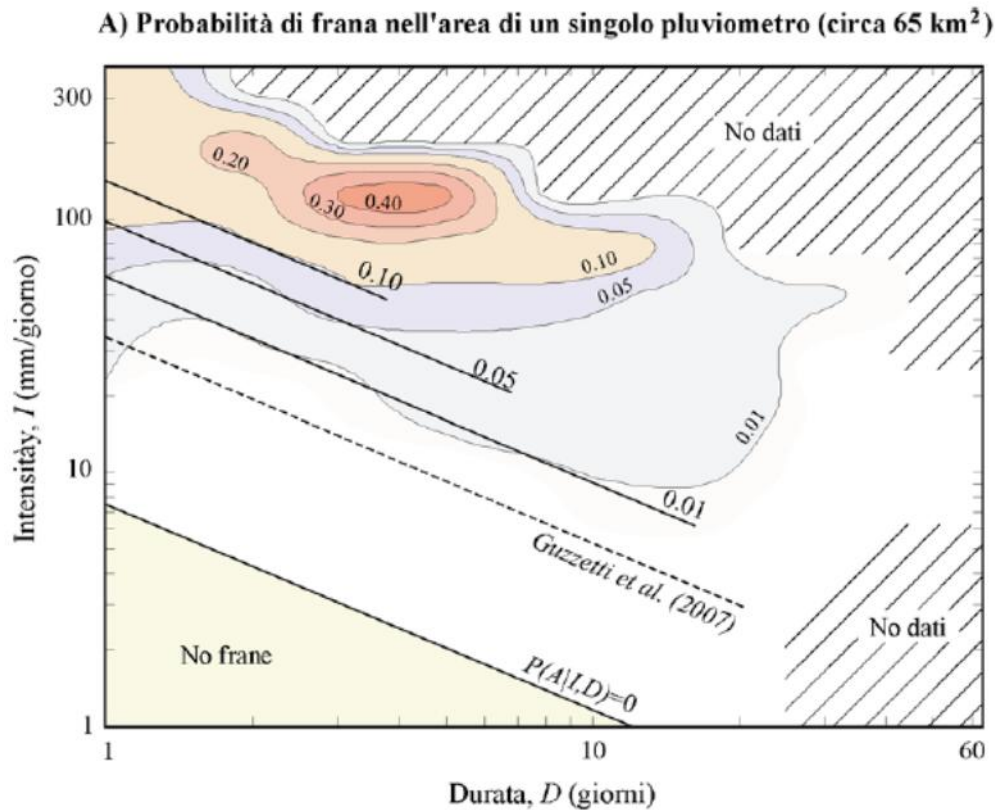


Figura 4.18 – Soglie pluviometriche probabilistiche ottenute con il metodo di Bayes e plottate sul grafico bilogarithmico $D - I$. Questa è la probabilità di frana per un'area omogenea nell'intorno di un pluviometro (65 km²)

È interessante notare come le isolinee della probabilità Bayesiana siano pressochè parallele alla soglie empirica proposta da Guzzetti et al. (2007), indicando che la nostra analisi probabilistica mostra risultati confrontabili con quelli empirici proposti dalla letteratura. Queste isolinee offrono una serie di possibili soglie pluviometriche ognuna associate ad una differente probabilità di avere frane.

L'attenzione si sposta ora su quale sia il valore di probabilità di frana più corretto da considerare come soglia. Per esempio, la soglia di Guzzetti et al. (2007), per un'area omogenea nell'intorno di un pluviometro, corrisponde alla probabilità di frana di circa 0.01. Una corretta interpretazione del problema porterebbe a considerare come soglia quella sopra alla quale c'è un brusco incremento della probabilità di frana, che indica quindi un cambiamento radicale nel sistema. Nel nostro caso, la soglia può essere definita in corrispondenza di $P(A|I, D)=0.05$ perchè la probabilità di frana aumenta molto velocemente sopra a questo valore.

In generale, però, non c'è un criterio, una regola globale per operare questa scelta. La probabilità di frana accettabile è fortemente correlate al rischio accettabile e la quantità accettabile di danni e perdite. È comunque chiaro che in un'area vulnerabile una probabilità di frana pari a 0.01 non è accettabile.

In ogni caso, deve essere sottolineato come la probabilità di frana dipenda fortemente dall'area di riferimento, cioè dalla scala: più grande è l'area di riferimento considerata e maggiore è la probabilità di avere frana a seguito di un dato evento meteo.

Questa dipendenza dalla scala è implicita nell'analisi Bayesiana.

Per esempio, se applichiamo la probabilità binomiale per scalare la probabilità di frana da un'area d'influenza di un pluviometro ad un'area costituita da 40 di esse (quindi considerando 40 pluviometri adiacenti, cioè $n=40$ nell'Equazione 4.5, che corrisponde a circa 2600 km² otteniamo il risultato mostrato in Figura 4.19. Si rendono disponibili, in questo modo, le isolinee di probabilità di frana per un'area estesa all'incirca come le aree di allertamento in cui è stata suddivisa la Regione, che sono 8.

Le isolinee di probabilità di frana per area di allertamento sono ben definite, parallele e con pendenza simile al caso precedente, ma i valori numerici sono significativamente maggiori. La soglia di Guzzetti in questo caso, infatti, corrisponde al valore di probabilità di 0.2, e la rottura nella pendenza della superficie Bayesiana a circa 0.2-0.4, che è molto maggiore rispetto al caso precedente di una sola area omogenea.

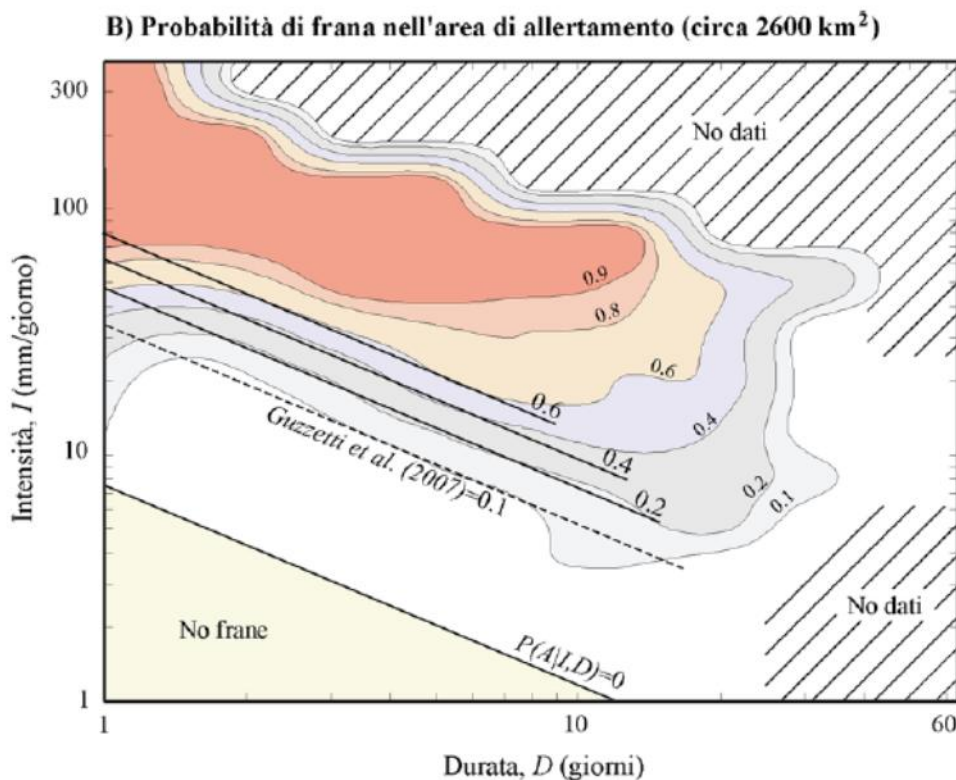


Figura 4.19 – Isolinee di probabilità di frane per area di allertamento (circa 2600 km²)

4.3.6 LIMITI DEL METODO

L'analisi è rigorosa dal punto di vista statistico, ma il modello ha comunque alcuni limiti che è bene tenere in considerazione in un utilizzo operativo:

- le soglie probabilistiche sono state definite considerando solo le 2741 frane storiche innescate da 1168 eventi di precipitazione ben definiti (piogge d'innescio di Tipo 1). Il metodo non ha quindi considerato le 1400 frane storiche innescate da precipitazioni irregolari, incerte, o non chiaramente definibili. Non si può pertanto escludere che esistano condizioni di innescio (comunque meno frequenti e rappresentative di quelle incluse nell'analisi) che non vengono colte dal metodo.
- Il modello non tiene in considerazione dell'effetto della neve sulla stabilità dei versanti. Come noto, in presenza di copertura nevosa è sufficiente una pioggia molto modesta per innescare un fenomeno di instabilità. Questo effetto non è stato

contemplato nel modello poiché il dato di spessore del manto nevoso era disponibile per un numero esiguo di frane storiche.

- Il dataset di frane storiche comprende fenomeni franosi molto diversi tra loro in termini di cinematica, dimensioni, velocità e materiali coinvolti. E' quindi evidente che i valori di probabilità di frana associati alle varie precipitazioni non possono essere utilizzati per analisi di tipo locale, ma descrivono uno stato generale del sistema. L'area minima a cui possono essere riferiti è quella di competenza del singolo pluviometro (circa 65 km²).
- L'analisi Bayesiana assume implicitamente che il regime pluviometrico degli ultimi 70 anni (distribuzione di probabilità marginale delle piogge) sia rappresentativo di quello futuro. Il modello perde quindi di validità nel caso di un cambiamento radicale delle condizioni climatiche.

5. MODELLI FISICAMENTE BASATI PER LA PREVISIONE DI FRANE SUPERFICIALI

5.1 INTRODUZIONE

Come visto fino ad ora, le soglie pluviometriche rappresentano un importante strumento a supporto della previsione di frane, facilmente implementabili in un sistema di allertamento regionale, e valide per porzioni estese di territorio (ad esempio per le aree di allertamento in cui è diviso il territorio regionale). Dato che questo strumento previsionale non indaga i processi fisici che stanno alla base della relazione evento di precipitazione – innesco di frana, sono necessari come dati di input solo le variabili di controllo caratteristiche dell'evento meteo (in particolare, durata e intensità).

In questo modo, però, non è possibile prevedere fenomeni non rappresentati nel dataset storico o che avvengono in condizioni anomale. Negli ultimi anni, ad esempio, complice il cambiamento climatico è in deciso aumento la frequenza di frane superficiali che evolvono in debris flows. In particolare, sono stati rilevati due eventi di questo tipo durante la campagna di sopralluoghi a seguito degli eventi calamitosi occorsi tra il Dicembre 2009 e l'Aprile 2009, uno a Cà Gardella, in comune di Granaglione e uno a Labante, in comune di Castel d'Aiano.

Frane di questo tipo sono estremamente rare negli ultimi 70 anni, per cui le soglie pluviometriche probabilistiche non risultano idonee a prevederle. Il problema è aggravato dall'elevata pericolosità di questi fenomeni, dovuta alla loro estrema rapidità.

Nell'ambito del lavoro di dottorato si è cercato di affrontare il problema testando la variabilità previsionale di alcuni modelli fisicamente basati appositamente sviluppati a questo scopo.

Questi modelli, molto diffusi in letteratura, prendono in considerazione gli aspetti idrologici, idrogeologici, morfologici e geotecnici del versante, tentando di riprodurre i fenomeni fisici che avvengono nel pendio e che ne determinano instabilità (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Crosta et al., 2003).

Tali modelli sono generalmente composti dall'accoppiamento di due moduli: uno idrologico ed uno di analisi di stabilità. Mentre il calcolo della variazione del Fattore di Sicurezza è eseguito nella maggior parte de casi attraverso il metodo dell'equilibrio limite sotto l'ipotesi di pendio infinito, i moduli idrologici presentano differenze sostanziali tra loro.

I modelli testati nell'ambito del dottorato sono: SHALSTAB (SHALlow STABility model, Montgomery & Dietrich, 1994) modello allo stato stazionario che prevede la presenza di un bedrock impermeabile a profondità finita e flusso subsuperficiale parallelo al pendio; Iverson (2000) che modella un processo di diffusione in un mezzo saturo attraverso una soluzione analitica dell'equazione di Richards nel breve termine, considerando il dominio di calcolo come un semispazio; TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002) che implementa sul modello di Iverson (2000) un boundary impermeabile a profondità finita; TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008) che è il primo modello areale fisicamente basato che permette di calcolare la filtrazione nell'insaturo accoppiata con una propagazione diffusiva nel saturo.

Le risposte idrologiche di questi modelli a scala di versante sono state confrontate tra loro e con quella fornita, a parità di caratteristiche geomeccaniche, geometriche e idrogeologiche e del versante e di input di precipitazione, dal modello X-SLIP (Montrasio et al., 1998), implementato nella piattaforma EXPERIENCE della sala operativa di Protezione Civile regionale.

X-SLIP permette di correlare direttamente l'andamento del Fattore di Sicurezza alle precipitazioni, considera un bedrock impermeabile a profondità finita, parallelo al pendio, così come il flusso subsuperficiale.

A scala areale sono stati applicati e confrontati tra loro TRIGRS 2.0 e SHALSTAB.

Per ogni modello sono evidenziati limiti, parametri più rilevanti e condizioni di applicabilità.

5.2 IL MODELLO X-SLIP

5.2.1 CARATTERISTICHE DEL MODELLO

A partire dal 1998, la Dott.ssa Montrasio ed il suo gruppo di ricerca del Dipartimento di Ingegneria dell'Università di Parma hanno iniziato a sviluppare un modello di previsione deterministica per le frane superficiali. Si tratta di un modello semplificato per la valutazione del Fattore di Sicurezza (FS) di pendii potenzialmente instabili direttamente correlabile con l'andamento delle precipitazioni liquide.

Il FS è calcolato secondo il metodo del pendio infinito ed i parametri di input necessari sono le caratteristiche geometriche del versante indagato (lunghezza, pendenza e spessore) ed i parametri geomeccanici dei materiali coinvolti (coesione e angolo di attrito interno).

Nel caso specifico, il dominio di analisi è esteso a tutta la Regione Emilia Romagna, quindi i dati di input non sono stati rilevati in dettaglio in campagna, ma ottenuti da un'elaborazione della cartografia esistente, cioè il DEM della regione (a scala 1:10.000) e la carta geologica e dei suoli, sempre alla scala 1:10.000 scaricabile dal sito del SGSS (Servizio Geologico regionale). Da quest'ultima sono stati elaborati i parametri geomeccanici dei diversi materiali esaminati.

Il modello, chiamato X-SLIP, è stato convalidato e successivamente implementato in una piattaforma integrata per la gestione dei dati ambientali nell'ambito della convenzione tra SGSS e ARPA_SIMC. Assieme alla ditta ACROTEC è stato poi ingegnerizzato un sistema che confronta in continuo le precipitazioni previste e osservate sul territorio con i valori dei parametri caratterizzanti i materiali impostati per ciascun versante e ne valuta dinamicamente il rischio di innesco. (piattaforma DEMETRA).

Nell'ambito del dottorato, ho provveduto alla validazione di X – SLIP, verificando a posteriori le previsioni fornite per gli eventi innescanti del 2004 – 2005 e del 1° dicembre 2008. Inoltre, ho cercato di analizzare criticamente la parte idrologica del modello, confrontandone la risposta all'input di precipitazione con quella fornita dagli altri modelli conosciuti in letteratura (Iverson, 2000; TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002); TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008) a scala di versante.

Il modello si basa su alcune ipotesi semplificative:

- il Fattore di Sicurezza è calcolato secondo l'ipotesi del pendio infinito (dato il modesto spessore della coltre di alterazione superficiale coinvolta nei fenomeni di instabilità) ed è applicato il metodo dell'equilibrio limite;
- si considera la coesione apparente a causa della parziale saturazione del terreno;
- la filtrazione avviene parallelamente al versante, anche se si risente della macroporosità del terreno;
- la superficie di rottura è considerata piana, parallela al pendio e localizzata al contatto tra coltre e bedrock;
- si tiene conto di evapotraspirazione, deflusso superficiale e sotterraneo mediante un unico coefficiente, chiamato coefficiente di deflusso, K_T , che è influenzato dalla permeabilità del terreno
- Il grado di saturazione iniziale, limitatamente agli strati più superficiali del terreno, è assunto pari a 0.6 nei periodi estivi e 0.8 nei periodi invernali.

L'espressione per determinare il FS è:

$$F_S = \frac{\cot \beta \cdot \tan \phi' \cdot [\Gamma + m \cdot (n_w - 1)] + C' \cdot \Omega}{\Gamma + m \cdot n_w} \quad (5.1)$$

dove

$$\Gamma = G_s \cdot (1 - n) + n \cdot S_r \quad (5.2a)$$

$$n_w = n \cdot (1 - S_r) \quad (5.2b)$$

$$\Omega = \frac{2}{\sin 2\beta \cdot H \cdot \gamma_w} \quad (5.2c)$$

In cui β è l'inclinazione del pendio, ϕ' è l'angolo di resistenza al taglio, γ_w , il peso di volume dell'acqua, H lo spessore dello strato potenzialmente instabile, m rappresenta la frazione satura di terreno rispetto all'intero spessore H , n è la porosità del terreno, G_s è il peso specifico del terreno, S_r è il suo grado di saturazione, c' la coesione efficace.

La coesione è data da due contributi: la coesione efficace satura e quella apparente che tiene conto della parziale saturazione del terreno.

La diretta correlazione tra il FS e l'altezza di pioggia h avviene attraverso il parametro m , che corrisponde al rapporto H_{sat}/H , che è una grandezza adimensionale con valore compreso tra 0 e 1.

La pioggia provoca un aumento di m ; al contrario, deflusso superficiale, profondo ed evapotraspirazione ne determinano un decremento.

Di conseguenza, m può essere definito come una funzione variabile nel tempo correlata all'altezza di pioggia che cade nell'intervallo di tempo t_{0i} . La variazione di m ad ogni intervallo temporale dipende anche dal grado di saturazione antecedente del terreno, quindi dalle piogge pregresse, di cui si tiene conto mediante una sommatoria sugli n intervalli temporali precedenti.

$$m(t) = \sum_{i=0}^n \left(e^{-K_T \cdot \frac{\sin \beta}{n \cdot \Delta s \cdot (1 - S_r)} (t - t_{0i})} \cdot \frac{h(t_{0i})}{n \cdot H \cdot (1 - S_r)} \right) \quad (5.3)$$

Dove:

K_T rappresenta il coefficiente di deflusso (che tiene in considerazione il deflusso superficiale, quello sotterraneo e l'evapotraspirazione), t è l'istante di tempo considerato, t_{0i} è l'intervallo di tempo (giorno o ora) cui corrisponde la cumulata di pioggia $h(t_{0i})$; Δs è la lunghezza di porzione di terreno considerato.

I dati di output del modello sono rappresentati da una griglia (50 x 50m) in cui FS assume un colore diverso in base al suo valore. In particolare, in rosso sono indicate condizioni di criticità elevata (FS compreso tra 0 e 1), in arancio di criticità moderata (FS tra 1 e 1.5), in giallo ordinaria (FS compreso tra 1.5 e 2) ed infine in verde sono rappresentate le condizioni di criticità assente perché il FS è maggiore di 2.

5.2.2 ESEMPIO DI APPLICAZIONE E LIMITI DEL MODELLO

Il modello X-SLIP è stato testato cercando di verificare gli eventi occorsi nelle province di Modena, Reggio Emilia e Parma tra il 2004 ed il 2006, oltre che l'evento del 1° Dicembre 2008, la cui validazione è illustrata in Figura 5.1. Sopra al Geotiff di output del modello, sono state plottate le segnalazioni di frana arrivate in Protezione Civile per quell'evento (rappresentate con i quadratini blu). Abbiamo detto che ogni pixel per cui è calcolato il FS

misura 50x50 m, mentre la segnalazione è relativa ad una singola frana, quindi ad un'area di qualche decina di m², a seconda dei casi. È chiaro quindi che esiste un notevole problema di interfaccia tra i dati georiferiti in ambiente ArcGIS (segnalazioni di frana, ma anche limiti territoriali) e le griglie di output di X – SLIP: una corretta e puntuale validazione del modello, non è possibile in queste condizioni.

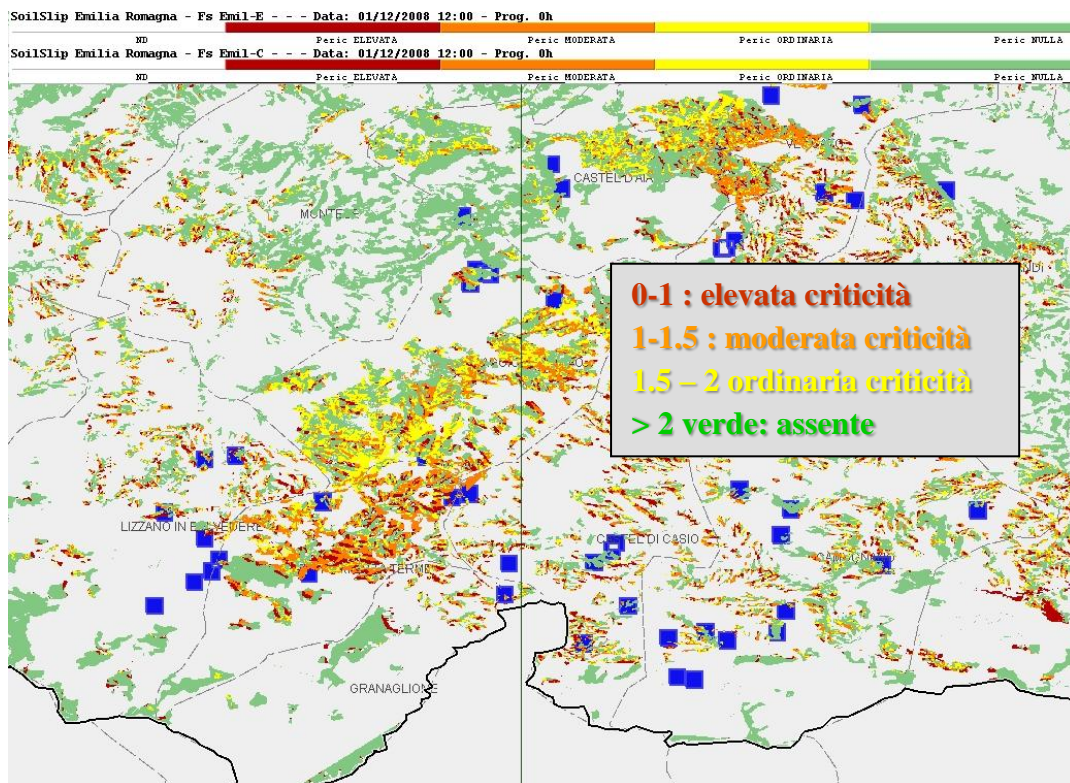


Figura 5.1 – Esempio di output del modello X-SLIP, per l'evento meteo dell'1/12/2008. In legenda, con i diversi colori sono indicati i valori del FS, mentre con i quadrati blu sono riportate le segnalazioni di frana arrivate in Protezione Civile

Oltre ad un oggettivo problema di interfaccia grafica con gli shape files a disposizione, i principali limiti emersi nell'applicazione del modello X – SLIP sono:

- a causa degli oneri computazionali attualmente il modello considera solo le piogge misurate nelle ultime 48 ore, per cui non è possibile tenere conto delle precipitazioni antecedenti cumulate sul lungo termine;
- le pendenze sono valutate sulla base di griglie di 200 m, perciò i rilievi appaiono smussati e le pendenze calcolate risultano di gran lunga inferiori a quelle reali;

- è necessaria un'analisi più accurata dello spessore del materiale di alterazione superficiali fino ad ora ottenuto attraverso semplici valutazioni morfologiche;
- per pendenze del versante minori di $\beta_{cr} = 16^\circ$, considerato un valore critico, il modello semplificato non funziona adeguatamente;
- falsi positivi sono legati all'errata taratura dei dati di input; spesso viene considerato un valore di permeabilità troppo basso che corrisponde ad un impedimento nel deflusso sotterraneo e quindi un raggiungimento troppo celere delle condizioni di saturazione critica essendo il materiale poco spesso.

L'esistenza (ed il peso) di questi limiti hanno spinto ARPA – SIMC a considerare anche altri modelli fisicamente basati per la previsione di frane superficiali.

5.3 SHALSTAB (SHALlow STAbility)

Il modello SHALSTAB, introdotto nel 1994 da Montgomery & Dietrich, è un modello allo stato stazionario con flusso parallelo al pendio. Non è quindi considerata la ridistribuzione verticale della pressione dei pori a seguito di un flusso transitorio di pioggia.

Concettualmente, il suo schema fa riferimento al modello idrologico TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) in cui il livello di falda in ogni punto del bacino è legato all'intensità della pioggia, all'area drenante a monte del punto stesso, alla pendenza locale del pendio e alle caratteristiche idrologiche del terreno.

In questo modello, la coltre ha uno spessore finito.

Sebbene estremamente efficace nel determinare l'influenza della topografia sulla distribuzione spaziale delle frane (che era l'obiettivo della versione originale del modello) SHALSTAB non è in grado di cogliere l'influenza dell'alta variabilità degli eventi di pioggia sulla stabilità dei pendii.

Il modello prevede la discretizzazione del dominio di studio in celle elementari e combina il modello classico dell'equilibrio limite per la valutazione della stabilità dei versanti con un modello idrologico; il risultato è una mappa di precipitazioni critiche che rendono il versante instabile.

Il modulo geomeccanico del pendio infinito, in condizioni di flusso parallelo al versante, assume la forma:

$$FS = c + H\gamma_s \cos^2(\alpha) \left(1 - \frac{\gamma_w h_w}{\gamma_s H}\right) \tan\phi / (H\gamma_s \sin(\alpha) \cos(\alpha)) \quad (5.4)$$

in cui γ_w è il peso specifico dell'acqua, α è la pendenza, γ_s è il peso specifico del materiale, ϕ è l'angolo di attrito interno.

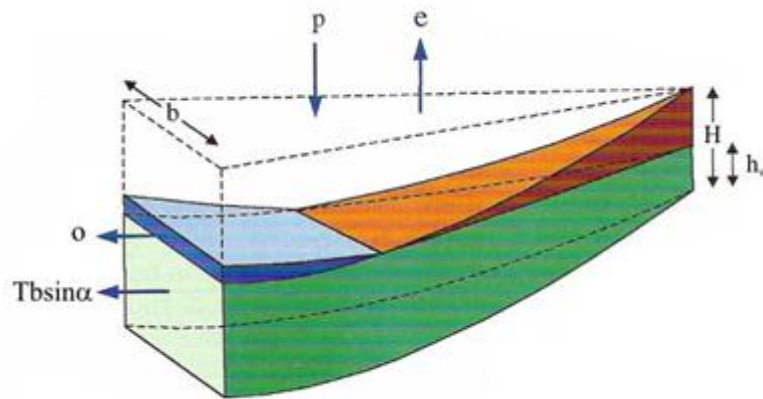


Figura 5.2 – Schematizzazione del modello SHALSTAB

La componente idrologica di SHALSTAB è una semplificazione del modello TOPMODEL, ed è esprimibile come:

$$\frac{h_w}{H} = \frac{q}{T} \frac{a}{b \sin(\alpha)} \quad (5.5)$$

In cui H è lo spessore della coltre, h_w è l'altezza della tavola d'acqua, $q = p - e - o$, (in riferimento alla nomenclatura di Figura 5.2) è la precipitazione stazionaria efficace, T è la trasmissività del suolo a saturazione, cioè $T = H \cdot K_s$, considerando K_s costante in ogni punto della coltre, a è l'area contribuyente della cella in esame e b è la larghezza della sua sezione di uscita.

5.4 IVERSON (2000)

Iverson (2000) analizza il processo di infiltrazione nel caso transitorio, considerando come dominio di calcolo un semispazio, quindi una porzione di materiale di profondità indefinita in cui la permeabilità sia costante con la profondità (come illustrato in Figura 5.3), ed individua

due scale temporali caratteristiche del trasferimento della pressione dei pori e di conseguenza dei processi fisici che compromettono la stabilità dei versanti.

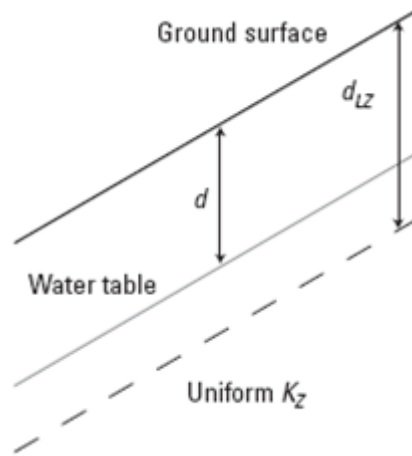


Figura 5.3 – Il dominio di calcolo del modello di Iverson è un semispazio, cioè il materiale ha uno spessore indefinito e la permeabilità è costante con la profondità

A seconda delle due scale temporali individuate, Iverson utilizza differenti semplificazioni dell'equazione di Richards, che descrive l'infiltrazione in un mezzo a saturazione variabile:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos \alpha \right) \right] \quad (5.6)$$

dove ψ è l'altezza piezometrica, $C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ la capacità idrica, z la coordinata lungo un asse perpendicolare al terreno e $K_z(\psi)$ la conducibilità nella direzione z . La stessa equazione può essere espressa in termini di coordinata verticale Z , tramite la trasformazione: $Z = x \sin \alpha + z \cos \alpha$ (D'Orico et al., 2002).

Per suoli sufficientemente umidi da poter considerare $K_z = K_{sat}$ e $C(\psi) = C_0$ costanti, il termine dovuto alla gravità in (5.6) può venire trascurato, dando luogo ad un'equazione di diffusione:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{K_{sat}}{C_0} \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (5.7)$$

Come condizioni iniziali, quindi stazionarie, Iverson (2000) suppone che vi sia moto uniforme nella falda dovuto ad un'infiltrazione costante $(I_z)_{steady}$ che produce una distribuzione lineare delle pressioni con pendenza $\beta = \cos^2 \alpha - (I_z / K_z)_{steady}$; la profondità della tavola d'acqua è d_z .

È interessante notare come questa condizione iniziale coincida con il modulo idrologico a moto uniforme utilizzato nel modello SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994). La distribuzione delle pressioni è dunque, in condizioni stazionarie:

$$\psi(Z, 0) = (Z - d_z)\beta \quad (5.8)$$

Le condizioni stazionarie sono anche quelle che si ristabiliscono nel lungo termine, dopo che l'evento di pioggia è terminato, e che dipendono dalla topografia, dalla geologia e dal clima.

La scala temporale in questo caso è data dall'espressione $t = A/D_0$, in cui D_0 è la massima diffusività idraulica del suolo in condizioni sature ed A è l'area contribuente nel punto considerato. Il tempo A/D_0 è quello minimo necessario perché si abbia una decisa variazione laterale nella trasmissione della pore pressure dall'area contribuente A al punto $P(x, y, z)$.

Tempi maggiori di $t = A/D_0$ sono necessari affinché si ristabiliscano le condizioni stazionarie successive all'evento meteo. Le condizioni di lungo termine, stazionarie, sono predisponenti ma non innescanti l'evento di frana. Le condizioni di breve termine, $T = Z^2/D_0$, conseguenti ad un evento meteo intenso ma di breve durata, sono invece responsabili dei fenomeni di rottura nel versante a seguito di una trasmissione della pressione dei pori dalla superficie del suolo alla profondità Z durante e dopo l'evento di precipitazione. Comunemente questa scala temporale varia tra qualche minuto e qualche giorno, ed il processo dominante è il flusso verticale legato all'infiltrazione.

Le ipotesi che devono essere verificate per ottenere la soluzione di Iverson (2000) nel breve termine sono:

- 1) lo spessore del materiale mobilizzato (Z) deve essere molto minore rispetto alla radice quadrata dell'area contribuente A , quindi $\varepsilon \ll 1$;
- 2) la durata T dell'evento innescante deve essere molto minore del tempo di risposta allo stazionario $T \ll A/D_0$.
- 3) la diffusività idraulica varia in modo trascurabile, quindi significa che i materiali analizzati sono sufficientemente umidi prima dell'inizio della precipitazione innescante.
- 4) la stabilità del pendio è calcolata attraverso il metodo del pendio infinito;
- 5) le forze resistenti dipendono dai parametri di Coulomb, angolo d'attrito interno φ' e coesione c' .

6) è stata imposta la limitazione fisica per cui ψ non può eccedere quella che si raggiunge considerando la tavola d'acqua al piano campagna.

$$\psi(Z, t) = (Z - d_t)\beta; Z > d_t, \text{ dove } d_t \text{ è la profondità della tavola d'acqua al tempo } t.$$

Nell'analisi a breve termine, Iverson distingue ulteriormente due condizioni: se il materiale è lontano dalla condizioni di saturazione, nell'equazione di Richards domina la parte convettiva e l'autore ricava le equazioni cinematiche che governano il modello di Green & Ampt (1911). Se invece il materiale è saturo o quasi – saturo, la componente diffusiva dell'equazione di Richards è quella predominante.

In particolare, per il comportamento nel transitorio di un materiale saturo, si individua una funzione di risposta, che, a partire da una condizione iniziale stazionaria, consente di determinare la distribuzione delle pressioni conseguente ad eventi meteorici di intensità variabile. La stima si effettua attraverso un integrale di convoluzione, così come rappresentato nella Figura 5.4.

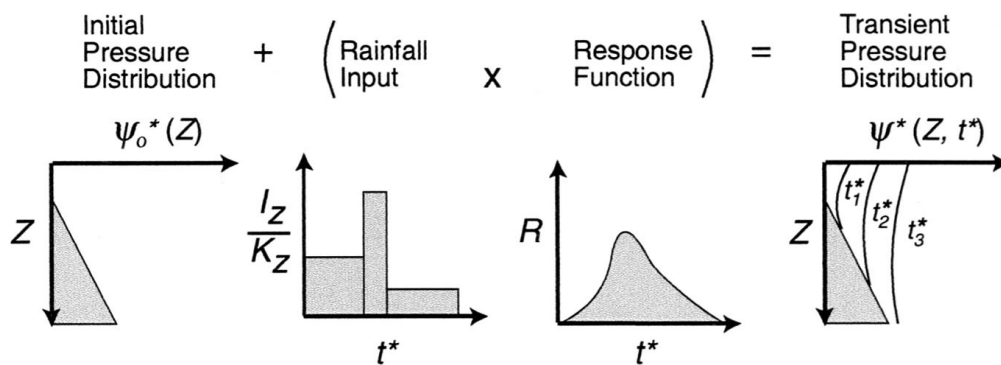


Figura 5.4 – Redistribuzione delle pressioni in un mezzo saturo a seguito di un evento di pioggia innescente partendo da una condizione stazionaria (distribuzione idrostatica delle pressioni)

Per ottenere la distribuzione nel tempo e con la profondità della pressione dei pori, Iverson impone che la condizione al contorno inferiore sia che, a grandi profondità, le variazioni transitorie di pressione si riducano a zero e la distribuzione di pressioni sia la (5.8). La condizione al contorno superiore, invece, non è altro che la legge di Darcy applicata alla superficie, tenendo conto sia dell'infiltrazione stazionaria (I_{steady}), che dell'infiltrazione

transitoria dovuta all'evento di pioggia considerato. Per tempi superiori alla durata dell'evento T , ovviamente, solo I_{steady} è presente:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(\infty, t) = \beta, \quad \frac{\partial \psi}{\partial z}(0, t) = \begin{cases} -\frac{I_z}{K_z} + \beta & t \leq T \\ \beta & t > T \end{cases} \quad (5.9)$$

Dall'Equazione (5.7) sostituendovi la (5.8) e (5.9) si ottiene:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(Z, t \leq T) = \beta \left(1 - d/Z\right) + \frac{I_z}{K_z} [R(t^*)] \quad (5.10)$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(Z, t > T) = \beta \left(1 - d/Z\right) + \frac{I_z}{K_z} [R(t^*) - R(t^* - T^*)] \quad (5.11)$$

Dove

$$t^* = \frac{t}{Z^2/D} \quad (5.12)$$

$$T^* = \frac{T}{Z^2/D} \quad (5.13)$$

$$R(t^*) = \sqrt{t^*/\pi} \exp(-1/t^*) - \operatorname{erfc}(1/\sqrt{t^*}) \quad (5.14)$$

$R(t^*)$ è la risposta della PH che dipende solo dal tempo normalizzato (vedasi Figura 5.4);

β è una costante legata alla direzione del flusso sub-superficiale a lungo termine;

I_z corrisponde all'evento meteo innescante;

d è la profondità della tavola d'acqua misurata verticalmente verso il basso;

Z è la profondità a cui si misura la PH (misurata verticalmente verso il basso);

T è la durata dell'evento di precipitazione;

t è il tempo di analisi, ed infine

$D = 4D_0 \cos^2 \delta$ è la diffusività effettiva del suolo.

Come si può notare da queste equazioni per ottenere la variazione di pressione dei pori alle differenti profondità Z e per tutti i tempi t^* basta conoscere la funzione di risposta $R(t^*)$, oltre alla distribuzione iniziale (stato stazionario) della pressione dei pori, all'intensità di precipitazione normalizzata I_z/K_z e alla durata di analisi T^* .

Il primo addendo delle Equazioni (5.10) e (5.11) rappresenta il profilo di pressione stazionaria, mentre il secondo la componente transitoria del modello.

5.5. TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002)

TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-stability Model) è un programma Fortran creato per individuare il momento e la localizzazione dell'innescio di frane superficiali, attraverso il calcolo della variazione dell'altezza di pressione e del valore del Fattore di Sicurezza (FS) per ogni cella del dominio di calcolo.

I meccanismi di innescio sono causati dall'infiltrazione della pioggia, che è modellata come un flusso monodimensionale verticale diretto verso il basso attraverso un materiale omogeneo e isotropo.

Usando come base il modello di Iverson (2000), TRIGRS 1.0 permette di implementare un boundary impermeabile ad una profondità finita d_{LZ} , come mostrato in Figura 5.5, oltre che un evento di precipitazione complesso, in termini di durata e intensità. La presenza di un boundary impermeabile a profondità finita esercita un effetto di confinamento sulla pressione dei pori, come vedremo nei risultati delle applicazioni ad un versante modello.

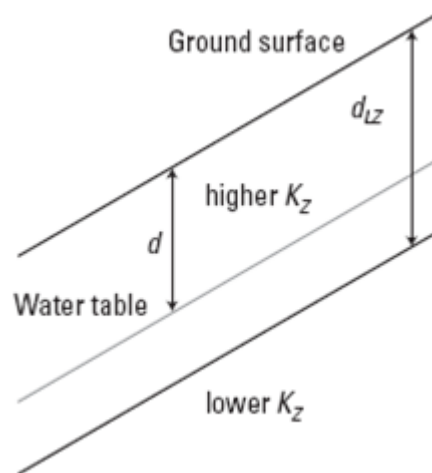


Figura 5.5 – Dominio di calcolo del modello TRIGRS 1.0

L'equazione che governa il flusso transitorio in un mezzo saturo o quasi saturo in cui il contenuto volumetrico d'acqua e il coefficiente di conducibilità idraulica sono costanti, deriva quindi dal modello di Iverson ma considerando un bedrock a profondità finita d_{LZ} :

$$\psi(Z, t) = [Z - d]\beta \quad (5.15)$$

$$+ 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{1/2} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{1/2}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{1/2}} \right] \right\}$$

$$- 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{1/2} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] \right\}$$

in cui:

ψ è la pressure head;

t è il tempo;

Z è la coordinata verticale positiva verso il basso; $Z = z \cos \alpha$, dove z è la coordinata normale al versante ed α è la pendenza.

$D_I = 4D_0 \cos^2 \alpha$, dove $D_0 = K_s / S_s$ è la diffusività idraulica satura, K_s è il coefficiente di conducibilità idraulica e S_s è il coefficiente di immagazzinamento specifico.

D è la profondità della tavola d'acqua stazionaria (misurata verticalmente);

$\beta = \cos^2 \alpha - (I_{ZLT} / K_s)$ è la pendenza della superficie di flusso stazionaria I_{ZLT} .

I_{nz} è la superficie di flusso ad un dato intervallo di tempo.

N è il numero totale degli intervalli di calcolo (intervalli di tempo);

$H(t - t_n)$ è l'Heaviside step function, dove t_n è il tempo nell' n^{th} intervallo di calcolo della sequenza di infiltrazione.

5.6 TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008)

TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008) è il primo modello fisicamente basato che permette di calcolare l'infiltrazione anche in materiali insaturi.

Partendo dal modello idrologico di Iverson (2000), valido per un mezzo saturo o quasi saturo ed implementate le innovazioni proposte da TRIGRS 1.0, quindi la presenza di un bedrock a profondità finita, la coltre è riprodotta come sovrapposizione di due layers, uno inferiore, saturo, con una frangia capillare che si estende sopra alla tavola d'acqua, ed uno superiore, insaturo (vedasi Figura 5.6).

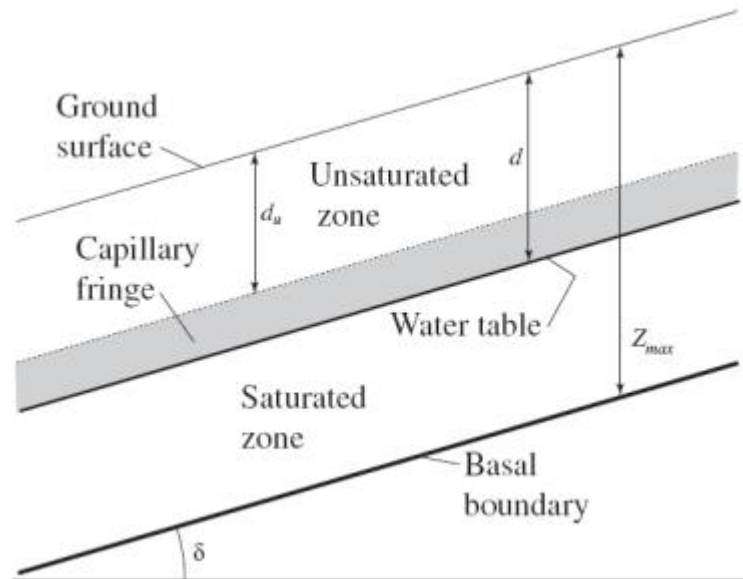


Figura 5.6 – Dominio di calcolo di TRIGRS 2.0

Il modello collega analiticamente la soluzione per l'infiltrazione verticale transitoria nell'insaturo con una soluzione per la propagazione di onde di pressione diffusiva in profondità nella zona satura.

La zona insatura assorbe parte dell'acqua che si infiltra attraverso la superficie del suolo a seguito di un evento di precipitazione; la restante parte la attraversa e si accumula alla sua base al di sopra della tavola d'acqua iniziale; la zona insatura esercita un'azione di filtro sulla propagazione del segnale di infiltrazione in profondità, smussando, attenuando e ritardando il fronte di infiltrazione stesso.

L'acqua che si infiltra attraverso la zona insatura crea una risalita della tavola d'acqua rispetto al suo livello iniziale; l'aumento di pressione dovuto all'incremento della tavola d'acqua crea un'onda di pressione diffusiva che si propaga verso il basso. Per coltri poco spesse, come nella maggior parte dei casi, le onde di pressione si propagano in profondità, al limite impermeabile, molto velocemente.

Una forma dell'equazione monodimensionale di Richards per spiegare la filtrazione verticale nell'insaturo è quella espressa da Freeze and Cherry, 1979, che, considerando le coordinate proposte da Iverson (2000) diventa:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K(\psi) \left(\frac{1}{\cos^2 \alpha} \frac{\partial \psi}{\partial Z} - 1 \right) \right] \quad (5.16)$$

Per linearizzare tale equazione, TRIGRS 2.0 usa il modello proposto da Gardner (1958) che descrive la dipendenza del coefficiente di conducibilità idraulica a saturazione e del contenuto volumetrico d'acqua dalla pressione dei pori.

La variazione della pressione dei pori nel tempo e con la profondità nella zona insatura è calcolata attraverso la:

$$\psi(Z, t) = \frac{\cos \delta}{\alpha_1} \ln \left[\frac{K(Z, t)}{K_s} \right] + \psi_0 \quad (5.17)$$

dove

$\alpha_1 = \alpha \cos^2 \delta$, dove δ è la pendenza del versante;

e K_s = coefficiente di conducibilità idraulica a saturazione, è ottenuto dall'espressione proposta da Gardner (1958):

$$K(\psi) = K_s \exp(\alpha \psi^*) \quad (5.18)$$

dove

$$\psi^* = \psi - \psi_0 \quad (5.19)$$

Gardner (1958) propone di utilizzare $\psi_0 = -1/\alpha$, al margine superiore della frangia capillare, in quanto $1/\alpha$ è l'altezza della frangia capillare rispetto alla tavola d'acqua iniziale. Se invece si vuole ottenere la soluzione in corrispondenza della tavola d'acqua iniziale, si usa $\psi_0=0$, come nel nostro caso.

Il parametro α , introdotto da Gardner rappresenta un parametro di fitting tra i dati sperimentali e la curva teorica proposta. Corrisponde grossomodo al valore di air entry.

Per ottenere la variazione di pressione dei pori con la profondità e nel tempo, nell'Equazione (5.17) bisogna sostituire $K(Z, t)$, la cui espressione è fornita nell'Equazione (5.20):

$$K(Z, t) = \sum_{n=1}^N H(t - t_n) \left\{ \begin{array}{l} I_{nZ} - [I_{nZ} - K_s \exp(\alpha_1 \psi_0)] \exp[-\alpha_1 (d_u - Z)] \\ -4(I_{nZ} - I_{ZLT}) \exp\left(\frac{\alpha_1 Z}{2}\right) \exp\left[-D_\psi \frac{(t - t_n)}{4}\right] \\ \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\sin[\Lambda_m \alpha_1 (d_u - Z)] \sin(\Lambda_m \alpha_1 d_u)}{1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u} \exp[-\Lambda_m^2 D_\psi (t - t_n)] \end{array} \right.$$

$$-\sum_{n=1}^N H(t - t_{n+1}) \left\{ \begin{array}{l} I_{nZ} - [I_{nZ} - K_s \exp(\alpha_1 \psi_0)] \exp[-\alpha_1 (d_u - Z)] \\ -4(I_{nZ} - I_{ZLT}) \exp\left(\frac{\alpha_1 Z}{2}\right) \exp\left[-D_\psi \frac{(t-t_{n+1})}{4}\right] \\ \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\sin[\Lambda_m \alpha_1 (d_u - Z)] \sin(\Lambda_m \alpha_1 d_u)}{1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u} \exp[-\Lambda_m^2 D_\psi (t - t_{n+1})] \end{array} \right. \quad (5.20)$$

Come detto in precedenza,

t è il tempo;

$H(t - t_n)$ è l'Heaviside step function;

I_{nZ} è la superficie di flusso in un certo intervallo di tempo;

I_{ZLT} è la superficie di flusso stazionaria;

$Z = z / \cos \delta$;

d_u è la profondità verticale del margine superiore della frangia capillare;

$D_\psi = \frac{\alpha_1 K_s}{\theta_s - \theta_r}$ è la diffusività idraulica del suolo proposta da Freeze & Cherry (1979);

i valori di Λ_m sono le radici positive dell'equazione pseudoperiodica caratteristica

$\tan(\Lambda \alpha_1 d_u) + 2\Lambda$ ottenuti attraverso i metodi proposti da Press et al. (1986).

La risalita della tavola d'acqua può avvenire quando l'acqua che si infiltra e raggiunge la tavola d'acqua eccede la quantità massima che può essere drenata per gravità al margine superiore della zona satura.

Le equazioni che governano la risalita della tavola d'acqua sono molto complesse, non-lineari e spesso non risolvibili analiticamente; tale problema è stato risolto usando metodi numerici (Freeze & Cherry, 1979; Huyakorn and Pinder, 1983).

In sostanza, per determinare la risalita della tavola d'acqua si confronta il flusso in eccesso (cioè quello non drenato per gravità) che si accumula in corrispondenza della tavola d'acqua iniziale (dove $\psi = 0$) o al margine superiore della frangia capillare (dove $\psi = -1/\alpha$) con il volume dei pori liberi direttamente sopra la tavola d'acqua o la base superiore della frangia capillare.

Quindi si procede integrando il flusso in eccesso tra il tempo $t = 0$ e qualsiasi tempo t di osservazione per ottenere il volume totale di acqua accumulatosi alla base della zona insatura.

Il modello prevede anche una valutazione semplificata del flusso superficiale di runoff, qui non descritto perché di scarso interesse nel caso in esame.

5.7 APPLICAZIONE DEI MODELLI AD UN VERSANTE IDEALE

Per confrontare le risposte agli input di precipitazione dei modelli fisicamente basati di cui nei paragrafi precedenti sono state descritte le basi teoriche, abbiamo applicato i differenti moduli idrologici ad un versante ideale, inclinato di 30°, come quello su cui si è mobilizzata la frana di Cà Gardella.

Come evento meteo innescante è stato considerato quello occorso tra il 29 Novembre 2 ed il 2 Dicembre 2008, che ha innescato la sopraccitata frana (un totale di 207 mm di pioggia spalmati su 63 ore di durata di evento). I modelli sono stati fatti girare per tempi molto più lunghi, di almeno 3 volte maggiori rispetto alla durata dell'evento, per verificare il comportamento della pressione dei pori ad evento terminato.

Per quanto riguarda la caratterizzazione idrologica del materiale, abbiamo posto il coefficiente di conducibilità idraulica satura $K = 10^{-5}$ m/s ed il coefficiente di diffusività satura $D_0 = 5 \cdot 10^{-5}$ m²/s. La profondità della tavola d'acqua stazionaria è di 1 m.

Abbiamo riprodotto il modello di Iverson (2000) attraverso uno script di Matlab e lo abbiamo fatto girare inserendo come dati di input i parametri sopra riportati, oltre ad una profondità della tavola d'acqua stazionaria di 1 m.

Il risultato è illustrato in Figura 5.7. Come si può notare, la pressione dei pori aumenta durante l'evento di precipitazione; quando questo cessa, la pressione dei pori inizia a diminuire poiché si diffonde in profondità mancando un bedrock meno permeabile a profondità finita.

Il parametro che maggiormente influenza la distribuzione delle pressioni è la diffusività satura D_0 . L'altezza di pressione di picco è di circa 18 cm.

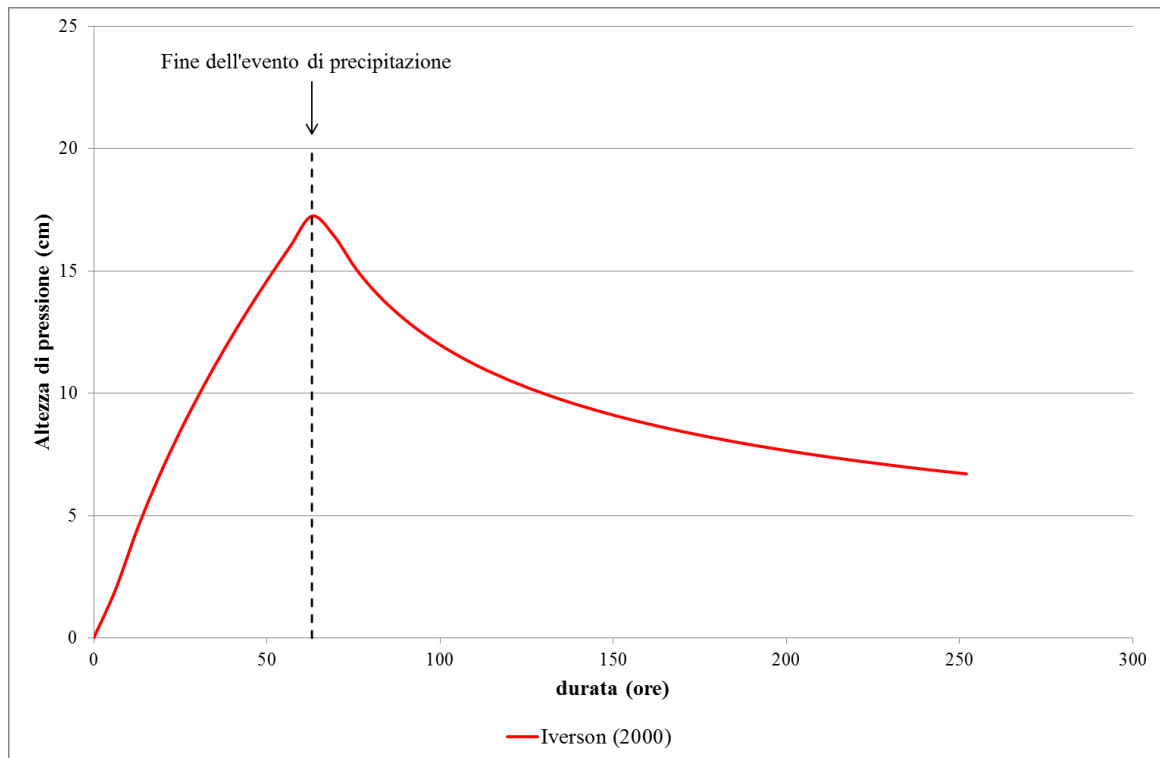


Figura 5.7 – Variazione della PH nel tempo applicando il modello di Iverson (2000) al nostro versante pilota

Considerando gli stessi parametri di input sopradescritti, abbiamo riprodotto il modulo idrologico di TRIGRS 1.0 per due differenti casi: nel primo abbiamo considerato un bedrock impermeabile a 10 m di profondità rispetto al piano campagna, nel secondo una coltre di alterazione spessa 1 m, quindi un bedrock impermeabile poco profondo.

Il risultato della prima applicazione, quindi con bedrock a 10 m di profondità, è mostrato in Figura 5.8. Come si può notare, e come atteso, la risposta idrologica (in termini di variazione di pressione dei pori) è praticamente coincidente con quella ottenuta attraverso l'applicazione del modello di Iverson (2000). Se il bedrock è profondo, infatti, non esercita un'azione di confinamento delle pressioni che possono propagarsi in profondità.

Al contrario, se si ipotizza un bedrock ad 1 m di profondità, la situazione cambia radicalmente.

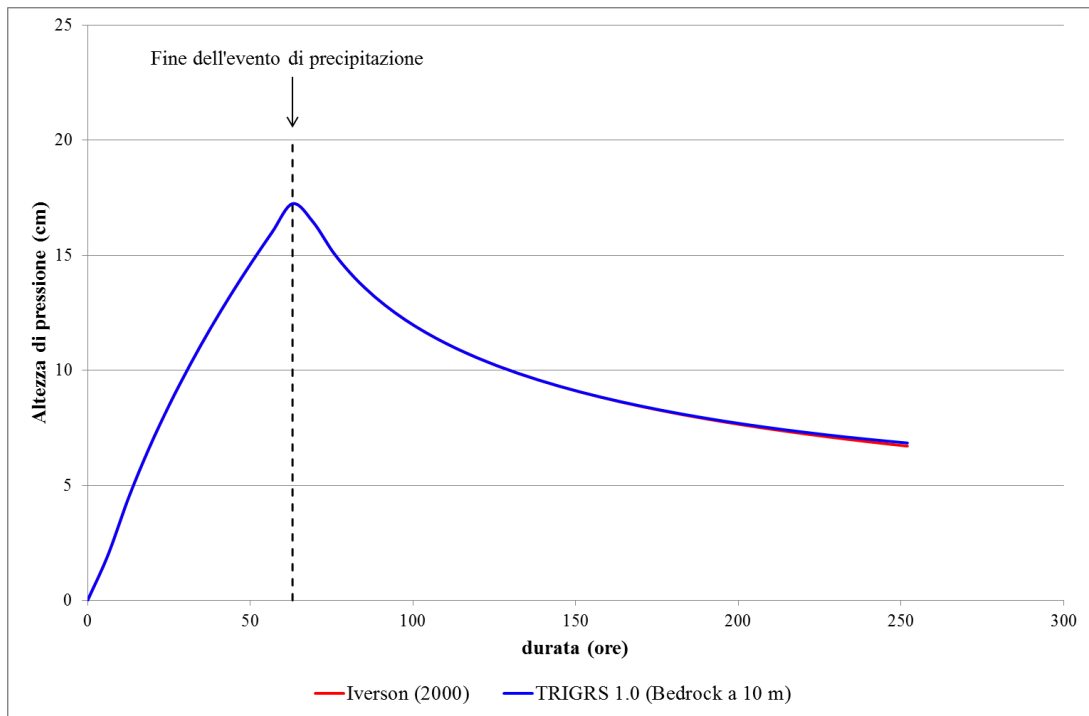


Figura 5.8 – Confronto tra la risposta idrologica (in termini di variazione della PH) tra il modello di Iverson puro e il modello TRIGRS 1.0 considerando un bedrock impermeabile alla profondità di 10 m rispetto al piano campagna

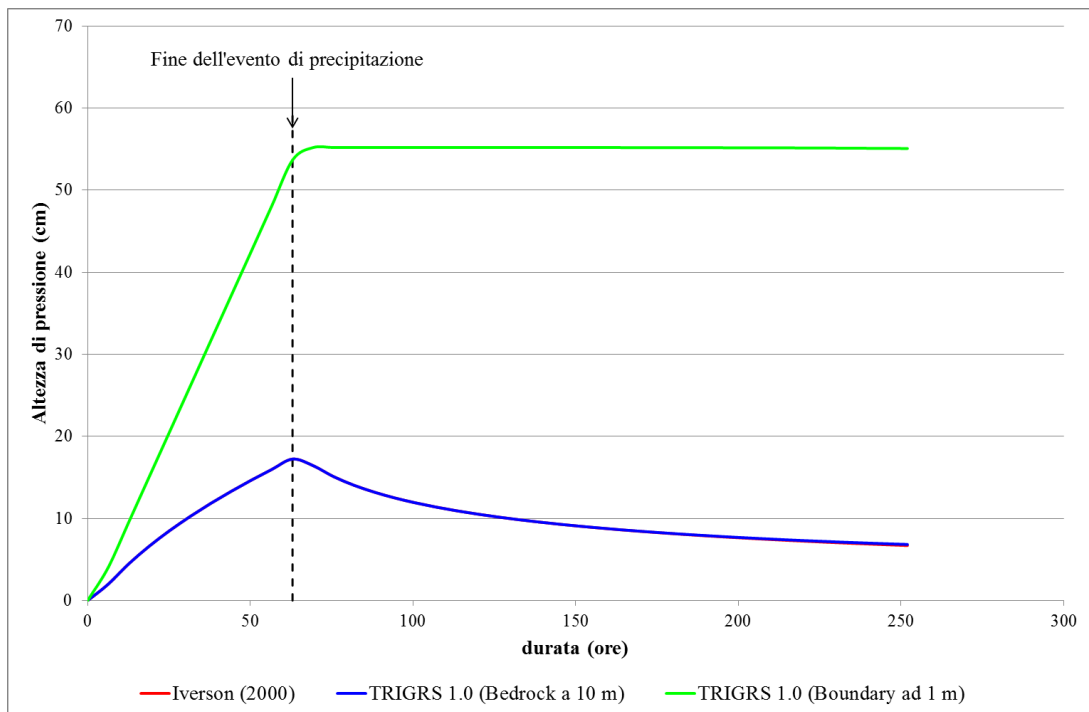


Figura 5.8 – Variazione della PH ottenuta con TRIGRS 1.0 considerando il bedrock alla profondità di 1 m

È evidente, infatti, come le pressioni risentano del confinamento esercitato dal substrato impermeabile a ridotta profondità: da un lato, si raggiunge un valore di pressione dei pori massimo, a parità di condizioni, molto maggiore rispetto ad Iverson (2000) (circa 55 cm confronto ai circa 18 cm ottenuti con Iverson), ed inoltre, cessato l'evento di pioggia, le pressioni non diminuiscono, proprio perché il bedrock è considerato impermeabile e continuo nello spazio, impedendo una dissipazione delle pressioni in profondità (vedasi Figura 5.9).

Anche nel modello idrologico di TRIGRS 1.0, come per quello di Iverson, il parametro di input fondamentale è la diffusività idraulica a saturazione.

Successivamente, sul versante campione è stato testato anche TRIGRS 2.0 e dato che il modello permette di calcolare anche la filtrazione nell'insaturo, oltre ai parametri geometrici, geomeccanici e idrogeologici elencati in precedenza è necessario introdurre nella modellazione i parametri dell'insaturo, cioè:

- θ_{sat} (contenuto volumetrico a saturazione) = 0.30;
- θ_r (contenuto volumetrico residuo) = 0.07;
- α (air entry value) = 5 [1/m].

Questi tre parametri sono stati derivati dalla curva caratteristica ottenuta dalla distribuzione granulometrica applicando il metodo di Arya & Paris (1981), come sarà descritto in seguito.

Il valore massimo di altezza di pressione si registra in concomitanza del termine dell'evento di precipitazione, ed è un valore molto simile a quello ottenuto da TRIGRS 1.0 con boundary impermeabile alla profondità di 1 m (circa 57 cm). Quello per cui differiscono i due modelli è che in questo caso, al termine dell'evento di precipitazione, la pressure head inizia a calare a causa di un drenaggio alla base dello strato saturo per effetto della gravità (dato dalla pendenza del versante). Questo drenaggio basale non era invece implementato in TRIGRS 1.0, quindi la pressione dei pori rimane costante al valore di picco per tempi molto lunghi dopo il termine dell'evento meteo.

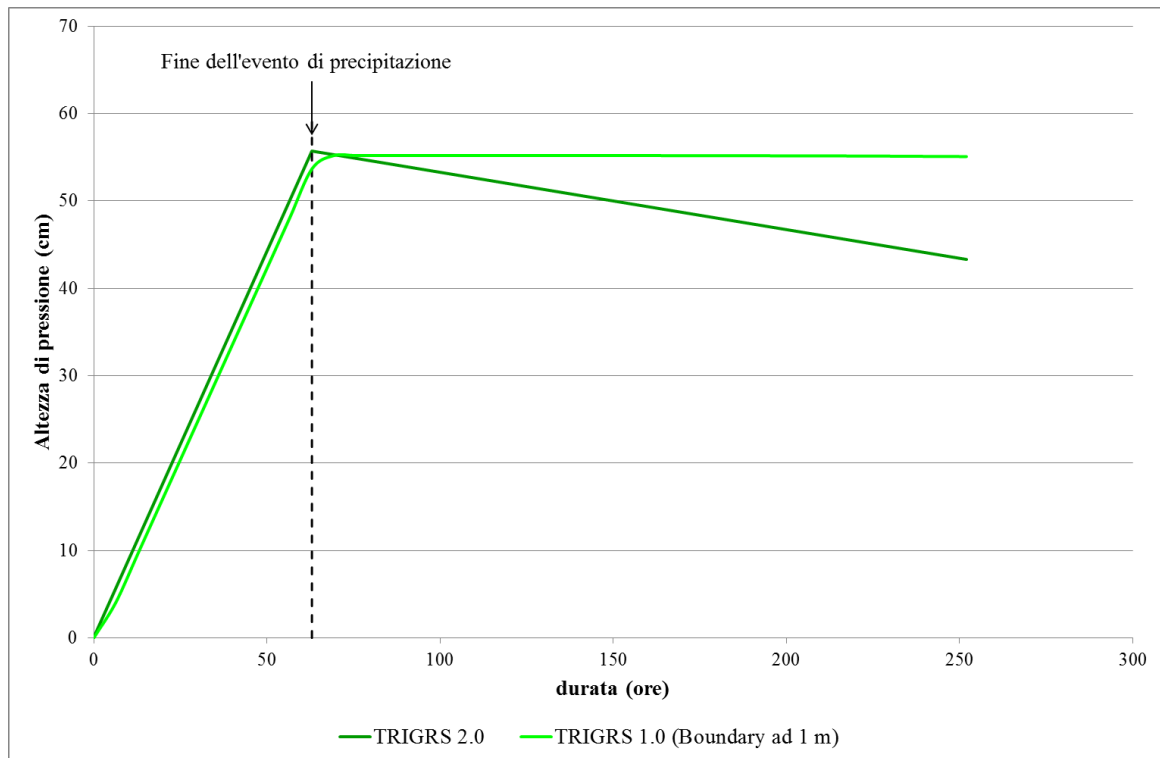


Figura 5.9 – Risposta idrologica fornita da TRIGRS 2.0, che calcola anche l’infiltrazione nel mezzo insaturo rispetto a quella di output di TRIGRS 1.0 con boundary impermeabile ad un metro di profondità

In Figura 5.10 è stata inserita per confronto anche la risposta idrologica fornita dal modello X – SLIP adottando due differenti condizioni iniziali: in giallo è rappresentato il caso estivo, in cui il valore del grado di saturazione è $S_r=0.6$, mentre in arancio è rappresentato il caso invernale, per il quale $S_r=0.8$. Questi valori del grado di saturazione iniziale sono quelli suggeriti nel report tecnico del modello stesso fornito assieme al software.

Come si può notare dalla Figura 5.10, il forte limite di X – SLIP è legato alla forte dipendenza del risultato dal grado di saturazione iniziale del materiale.

Nel caso invernale, si ottiene un valore di pressione dei pori massimo pari a 50 cm, mentre in condizioni estive risulta pari a 26 cm, circa la metà.

Il decremento nel valore di pressione dei pori conseguente al termine dell’evento di precipitazione è in questo caso dovuto al coefficiente di deflusso K_f che tiene conto del deflusso superficiale, di quello sotterraneo e di un termine dovuto all’evapotraspirazione.

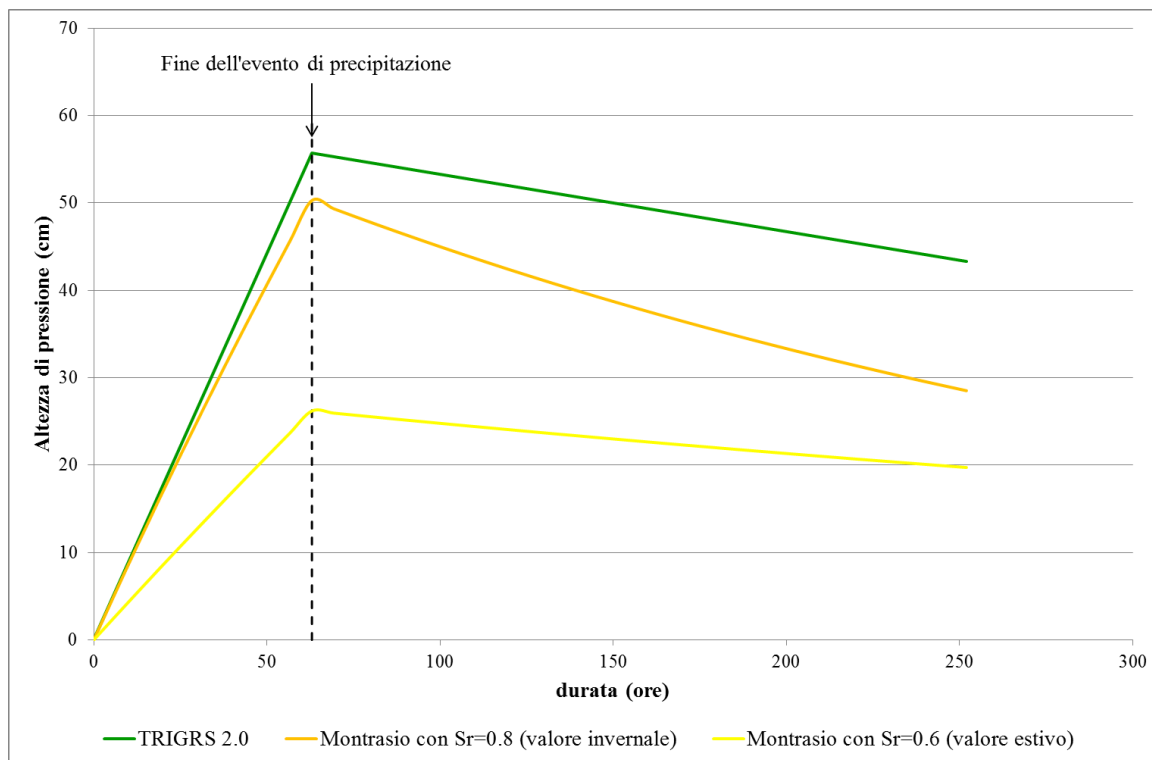


Figura 5.10 – Confronto tra i risultati dell'applicazione di TRIGRS 2.0 ed X – SLIP considerando per quest'ultimo due differenti valori, uno estivo ed uno invernale, del grado di saturazione iniziale

Visto che l'area di studio, che sarà descritta nel capitolo successivo, è caratterizzata da un bedrock di Arenarie di Suviana a profondità ridotta (mediamente un metro) su cui poggia una coltre superficiale di detrito sabbiosa, è certamente più realistico utilizzare un modello che preveda l'esistenza di un limite di permeabilità a profondità finita, che risulta essere il fattore maggiormente influente nel determinare il valore dell'altezza di pressione di picco.

Il modello X – SLIP proposto da Montrasio et al., (1998), invece, non è applicabile alla nostra area campione per la troppa dipendenza del risultato dal valore del grado di saturazione iniziale, che a differenza dei parametri che entrano in gioco negli altri modelli, non è facilmente quantificabile, soprattutto per aree estese.

6. APPLICAZIONE DEI MODELLI AD UN'AREA CAMPIONE

6.1 SCELTA DELL'AREA

Dato che il lavoro di tesi è stato svolto in collaborazione con ARPA – SIMC in un'ottica di Protezione Civile, abbiamo cercato di verificare quali modelli fisicamente basati potrebbero essere utilmente impiegati per la previsione areale delle frane superficiali parallelamente o al posto di X – SLIP, attualmente in uso in Protezione Civile.

A tale scopo, SHALSTAB e TRIGRS 2.0 sono stati applicati ad un'area campione, i risultati sono stati confrontati tra loro ed è stato verificato come tali modelli possano essere in grado di descrivere delle soglie pluviometriche probabilistiche.

La scelta dell'area pilota è avvenuta durante la campagna di sopralluoghi nell'alto – medio bacino del Reno a seguito degli eventi critici occorsi tra il Dicembre 2008 e l'Aprile 2009, in cui sono state rilevate due frane superficiali con evoluzione in debris flows: la prima, denominata di “Cà Gardella”, è avvenuta la notte tra il 30 Novembre ed il 1° Dicembre 2008, nel comune di Granaglione, la seconda ha interessato un versante nei pressi di Labante, nel comune di Castel d'Aiano, nel Marzo 2009.

L'area di “Cà Gardella”, indicata con un pallino rosso in Figura 6.1, è stata preferita come area campione rispetto a quella di Labante perché molto vulnerabile per la presenza del centro abitato di Poretta Terme, della S.S. Porrettana, della ferrovia e dell'alveo del Reno. Inoltre, il contesto geologico è peculiare in quanto è presente una lente di Arenaria di Suviana (Dominio Tosco – Umbro), che tra l'altro affiora diffusamente, in un mondo dominato dalle Argille Variegata con Calcari (Dominio Ligure), in particolare, ma in cui sono presenti anche piccoli lembi di Argille di Fiumalbo (Dominio Tosco – Umbro).

L'area pilota scelta in esame ha un'estensione di circa 0.3 km², e da un punto di vista altimetrico, è compresa tra le quote di 500 – 550 m (nell'area a monte sono situati i borghi di Cà Rossa, Madognana ed il Monte della Croce) e 350 m circa, in corrispondenza dell'alveo del Reno.

Anche sull'area pilota, come sul versante campione visto nel capitolo precedente, è stato applicato l'evento di precipitazione innescante la frana di Cà Gardella la notte del 1° Dicembre 2008.

Questa analisi a piccola scala ha lo scopo di comprendere i processi idrologici che portano all'instabilità della coltre superficiale su versanti acclivi a seguito di eventi meteo intensi, che tra l'altro sono sempre più frequenti nella nostra regione, complice il cambiamento climatico.



Figura 6.1 – Ubicazione del versante pilota, tra i comuni di Porretta Terme e Granaglione, nell'alto bacino del Reno

L'area in esame un'estensione di circa 0.3 km² e, da un punto di vista altimetrico, è compresa tra le quote di 500 – 550 m (nell'area a monte sono situati i borghi di Cà Rossa, Madognana ed il Monte della Croce) e 350 m circa in corrispondenza dell'alveo del Reno.

6.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Come detto in precedenza, è stata scelta come area pilota quella di Porretta anche per il peculiare contesto geologico. Dalla carta geologica fornita dalla Regione, in Figura 6.2, si evince come siano due le litologie dominanti nell'area: le Argille Variegate con Calcari (AVC) e le Arenarie di Suviana (SUV). Le AVC, ad affinità ligure, sono argilliti, talora marnose, in bande blu, verdi, grigie e nerastre in superficie fresca e nocciola in superficie alterata, in strati sottili, con intercalate calcilutiti grigie (bianco-giallastre in superficie alterata), talora marnose al tetto prevalentemente in strati medi e spessi. Sono caratterizzate da deformazione tettonica molto intensa che dà origine ad una foliazione ben marcata estremamente pervasiva nelle argilliti, mentre i livelli più competenti si presentano sottoforma di boudins e cerniere sradicate; solo molto raramente la stratificazione originale è preservata.

Sono presenti inclusi ofiolitici o di breccie poligeniche ad elementi ofiolitici. La potenza geometrica massima rilevata a scala regionale è di 700-800 metri. I contatti stratigrafici inferiore e superiore non preservati. Depositi pelagici e torbiditici di piana bacinale.

Le SUV appartengono invece al Dominio Toscano, in particolare all'Unità tettonica Sestola – Vidiciatico ed alla Successione Porretta. Si tratta di alternanze arenaceo-pelitiche in strati gradati prevalentemente spessi e molto spessi, raramente sottili e medi. Le areniti alla base degli strati sono da medie a grossolane (localmente molto grossolane) con composizione feldspatolitica. A/P variabile da $> a \gg 1$, localmente 1. La potenza massima rilevata a scala regionale è di 150 metri. Contatto inferiore netto su BGN e, localmente, su BAP.

Del Dominio Toscano fanno parte anche le Argille di Fiumalbo (FIU), che sono presenti limitatamente nell'area. Si tratta di argilliti e argilliti-marnose grigio-scure, verdastre e rosse con stratificazione poco evidente, talora con intercalazioni di sottili strati gradati di areniti finissime e fini, grigio-verdastre. Presentano una deformazione tettonica intensa ed una potenza geometrica massima di alcune decine di metri.

A valle, in prossimità dell'alveo del Reno sono presenti depositi alluvionali in evoluzione oltre all'Unità Modena, che è costituita da due ordini di depositi alluvionali terrazzati nella maggior parte dei casi composti da ghiaie affioranti o in altri casi sepolte da limi più o meno sabbiosi.

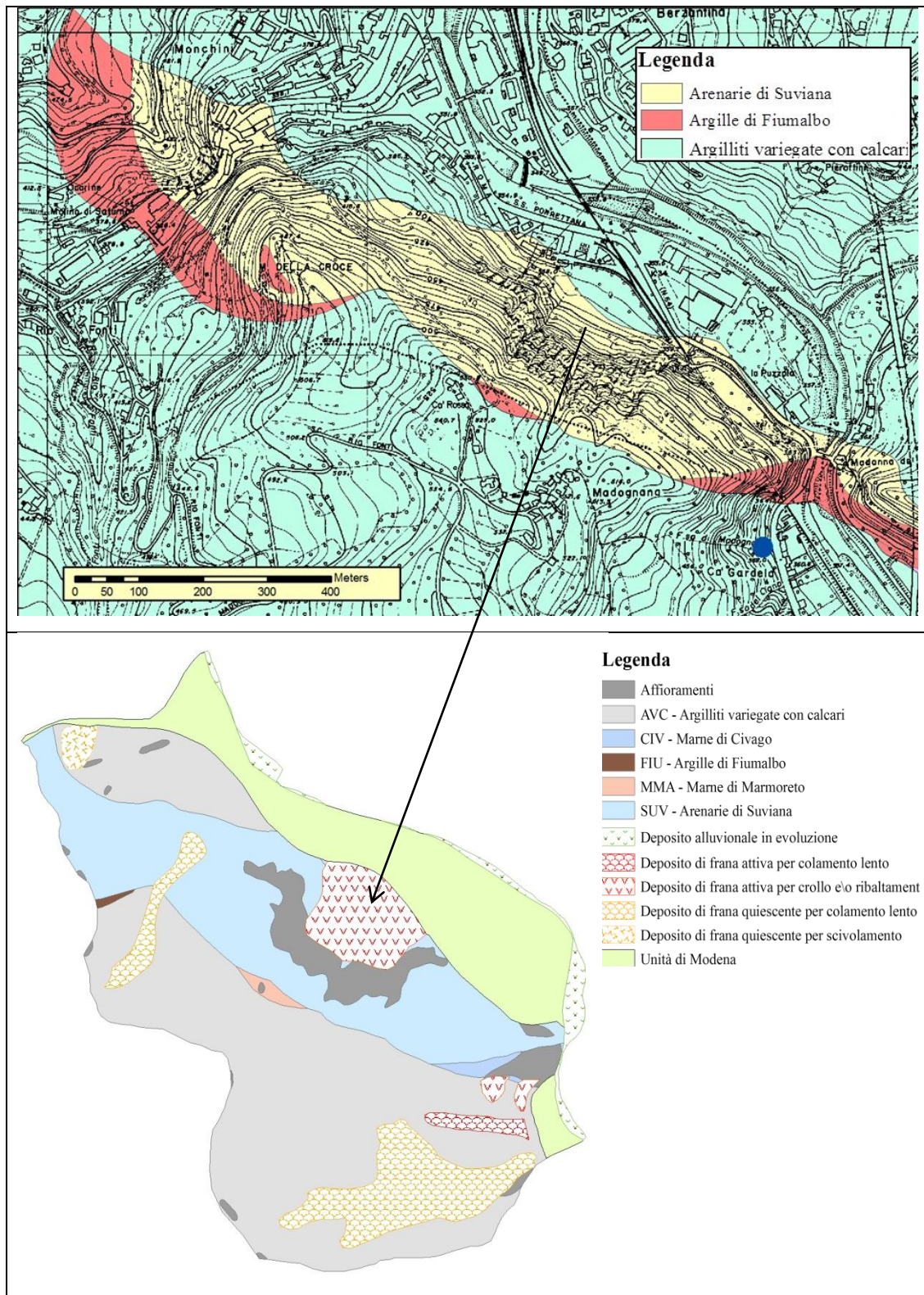


Figura 6.2 – Geologia schematica dell'area di studio (fornita dalla Regione)

In Figura 6.2b, la carta geologica è zoomata e sono stati inseriti anche i depositi quaternari, tra cui appunto l'Unità Modena ed i corpi di frana. In particolare, le Argille Variegate con Calcari sono interessate da depositi di colata attivi e quiescenti, tra cui la frana di Cà Gardella.

A valle dell'affioramento principale di Arenarie di Suviana è invece presente un deposito di frana attivo per crollo.

In questo lavoro, abbiamo posto l'attenzione sulla coltre di alterazione delle Arenarie di Suviana dato che questo materiale si trova su versanti molto acclivi e nell'area in esame sono presenti diversi impluvi.

6.3 CARATTERISTICHE DEI TERRENI DI COLTRE

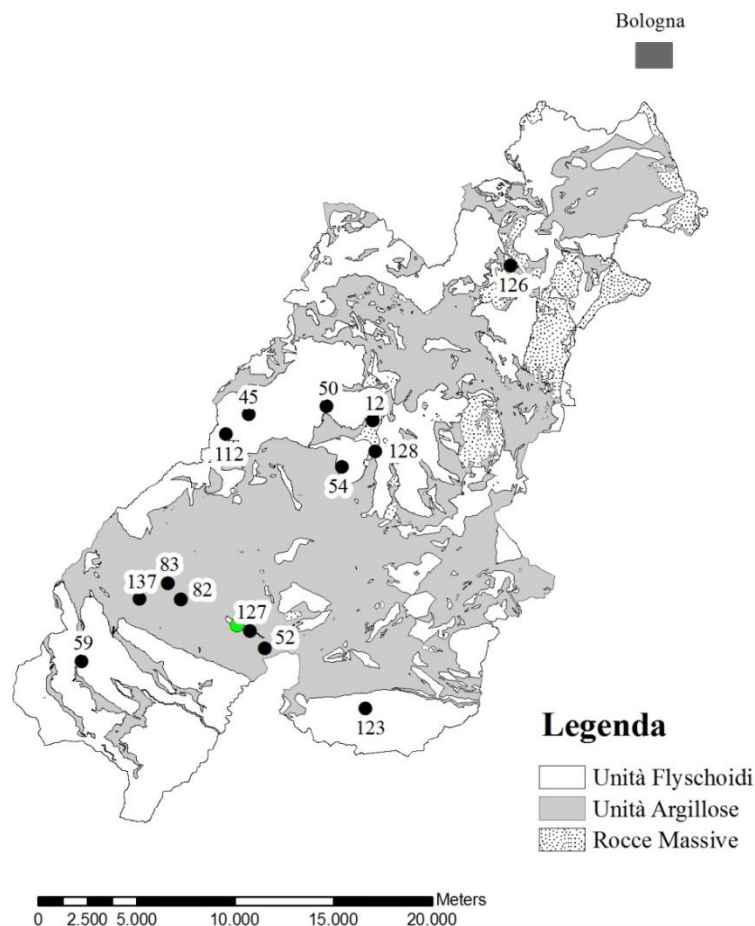


Figura 6.3 – Ubicazione dei punti in cui sono stati prelevati i campioni di coltre instabile in relazione alla carta litotecnica semplificata. Con il pallino verde è indicato il versante pilota scelto per il test di modellazione

Durante la campagna di sopralluoghi nell'alto – medio bacino del Reno, a seguito degli eventi innescanti occorsi tra il Dicembre 2008 e l'Aprile 2009, sono stati prelevati dei campioni di coltre instabile che sono stati analizzati in laboratorio ottenendo le curve granulometriche e la determinazione dei limiti di Atterberg oltre alle classificazioni in base all'Indice di Plasticità e all'Indice di Consistenza. L'ubicazione dei punti di campionamento è riportata in Figura 6.3.

Di seguito, sono riportate le curve granulometriche delle coltri analizzate (Figure 6.4 – 6.5 – 6.6), suddivise in base alla classificazione AGI (1977) ottenuta. Il campione prelevato nell'area pilota, che è coltre di alterazione dell'Arenaria di Suviana, (GISID 127) risulta essere un limo sabbioso. Non è stato possibile effettuarne la determinazione dei limiti di Atterberg a causa della frazione sabbiosa presente.

In Tabella 6.1 sono indicati i valori dei limiti di Atterberg ottenuti per i materiali più fini.

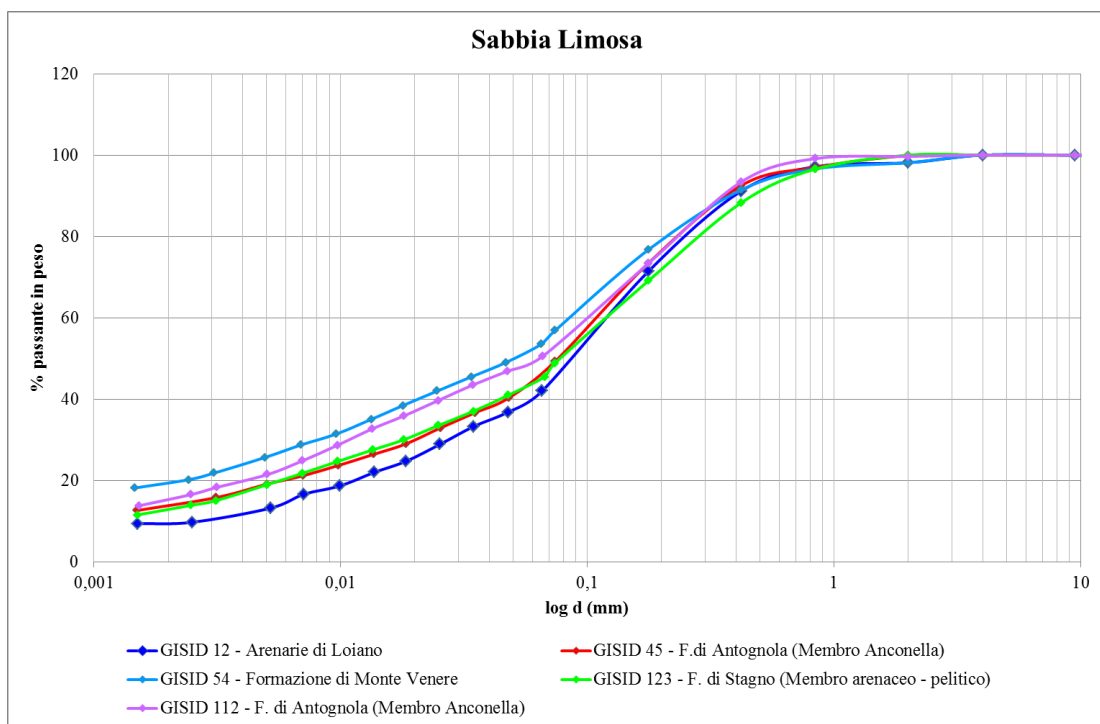


Figura 6.4 – Curve granulometriche dei materiali classificabili come sabbia limosa (GISID 12 – 45 – 54 – 112 – 123)

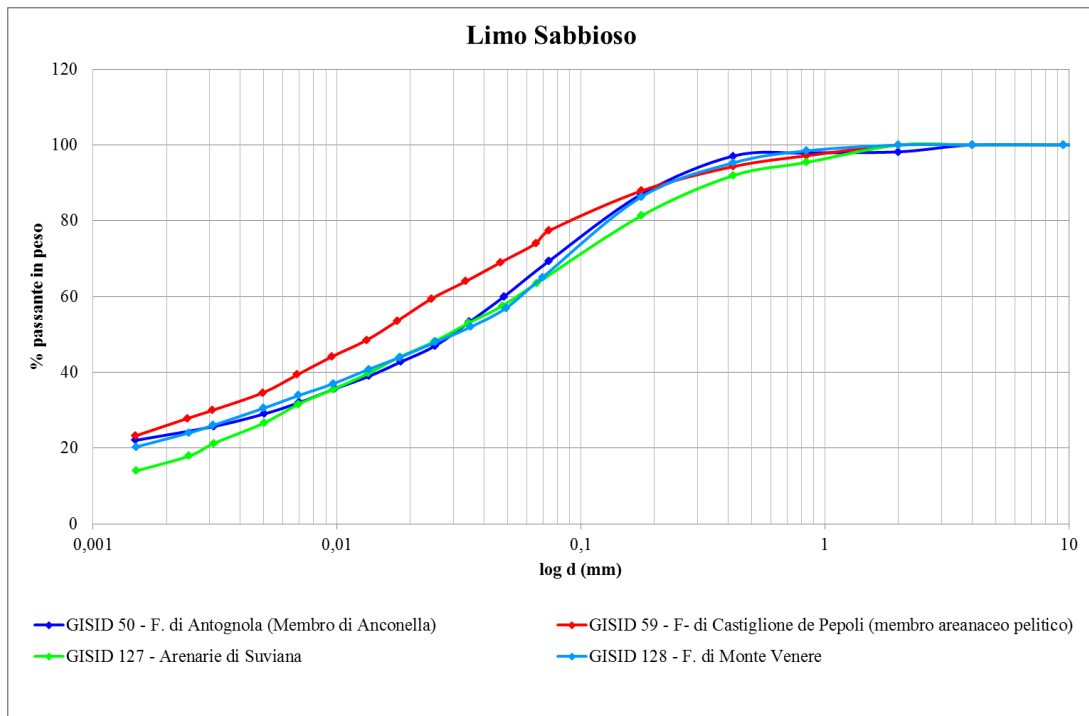


Figura 6.5 – Curve granulometriche dei materiali classificabili come limo sabbioso (GISID 50 – 59 – 127 – 128)

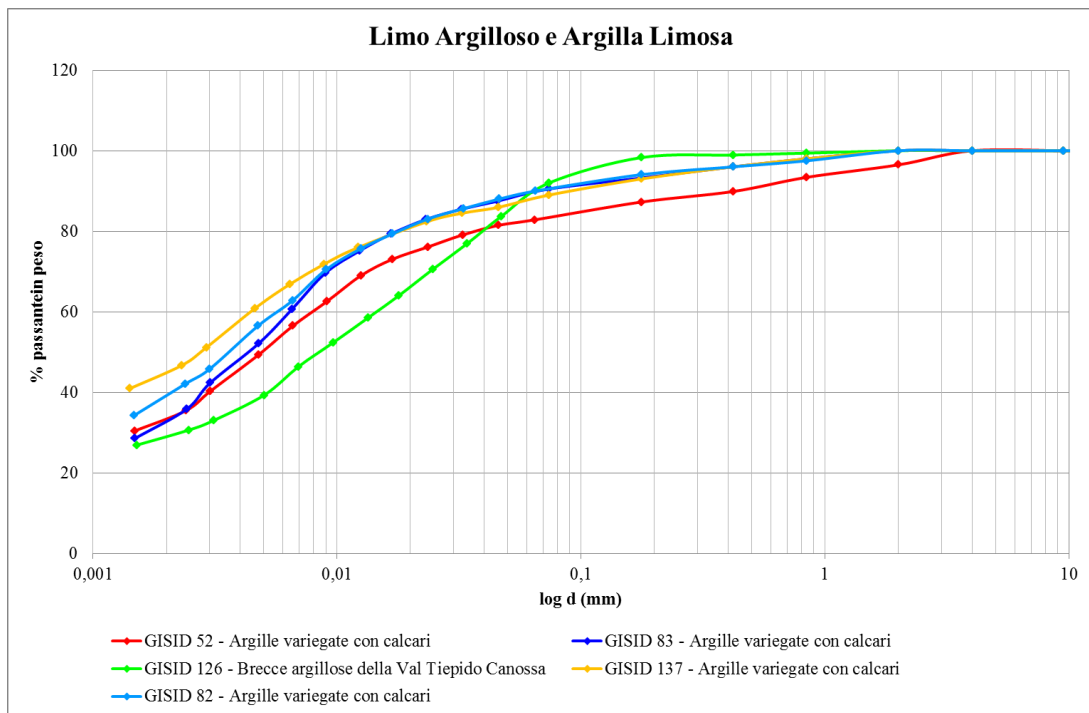


Figura 6.6– Curve granulometriche dei materiali classificabili come limo sabbioso, in alto (GISID 50 – 59 – 127 – 128) e limo argilloso – argilla limosa, in basso, (GISID 52 – 82 – 83 – 126 – 137)

In Tabella 6.1 sono riportati i valori di Limite Liquido e Plastico ottenuti, nonché la classificazione dei campioni sulla base dell'Indice di Plasticità e dell'Indice di Consistenza.

	GISID 45 F. di Antognola (membro di Anconella)	GISID 50 F. di Antognola (membro di Anconella)	GISID 52 Argille variegate con calcari	GISID 54 F. di Monte Venere	GISID 59 F. di Castiglione de' Pepoli	GISID 82 Argille variegate con calcari
Limite Liquido (w_L)	27,81	29,49	44,86	33,00	38,61	55,49
Limite plastico (w_P)	24,8	25,53	23,64	27,53	26,13	32,71
Indice di Plasticità (I_P)	3,02	3,96	21,22	5,48	12,48	22,78
Classificazione in base a I_P	non plastico	non plastico	plastico	poco plastico	poco plastico	plastico
Indice di Consistenza (I_c)	0,9863	1,15	-0,11	0,6321	0,16	0,053
Classificazione in base a I_c	consistenza solido-plastica	consistenza semisolida	consistenza fluida	consistenza plastica	consistenza fluido-plastica	consistenza fluido-plastica
	GISID 83 Argille variegate con calcari	GISID 112 F. di Antognola (membro di Anconella)	GISID 123 F. di Stagno	GISID 126 Brecce Argilliose	GISID 128 F. di Monte Venere	GISID 137 Argille variegate con calcari
Limite Liquido (w_L)	41,72	27,86	26,41	38,51	49,18	59,32
Limite plastico (w_P)	23,29	20,91	19,61	23,34	27,4	32,62
Indice di Plasticità (I_P)	18,43	6,95	6,8	15,17	21,79	27,71
Classificazione in base a I_P	plastico	poco plastico	poco plastico	plastico	plastico	plastico
Indice di Consistenza (I_c)	-0,001	0,54	0,4	0,12	0,04	-0,06
Classificazione in base a I_c	consistenza fluida	consistenza plastica	consistenza molle-plastica	consistenza fluido-plastica	consistenza fluido-plastica	consistenza fluida

Tabella 6.1 – Valori dei limiti liquido e plastico ottenuti per i diversi campioni e loro classificazione in base all'Indice di Plasticità e all'Indice di Consistenza

Non è stato possibile determinare il Limite di Ritiro, w_s , perché non sono stati misurati i valori di volume iniziale e finale dei campioni al termine dell'essiccazione.

La curva granulometrica tipica delle coltri di alterazione dei flysch è stata utilizzata per caratterizzare il terreno dal punto di vista idrologico. Applicando il metodo di Arya & Paris (1981) alla curva granulometrica è stato possibile ricavare la curva caratteristica del materiale, detta anche curva di ritenzione idrica che mette in relazione il contenuto volumetrico d'acqua (in ordinate) rispetto alla variazione della suzione (in ascisse), riportata in Figura 6.7.

Da questo grafico si ottengono i parametri fondamentali per la caratterizzazione del mezzo insaturo, cioè il contenuto volumetrico a saturazione (θ_{sat}), il contenuto volumetrico residuo (θ_r) ed il valore di air entry value (Ae) che corrisponde al valore di suzione per cui l'aria inizia a filtrare nei pori, come si può vedere in Figura 6.8.

Attraverso il software SEEP – W, prodotto software per l'analisi della filtrazione in un mezzo poroso bidimensionale anche in condizioni di non completa saturazione; che risolve l'equazione di Richards completa agli elementi finiti, impostando il tipo di materiale in esame è possibile ottenere la curva che lega la variazione di suzione ed il coefficiente di conducibilità idraulica, riportata in Figura 6.9.

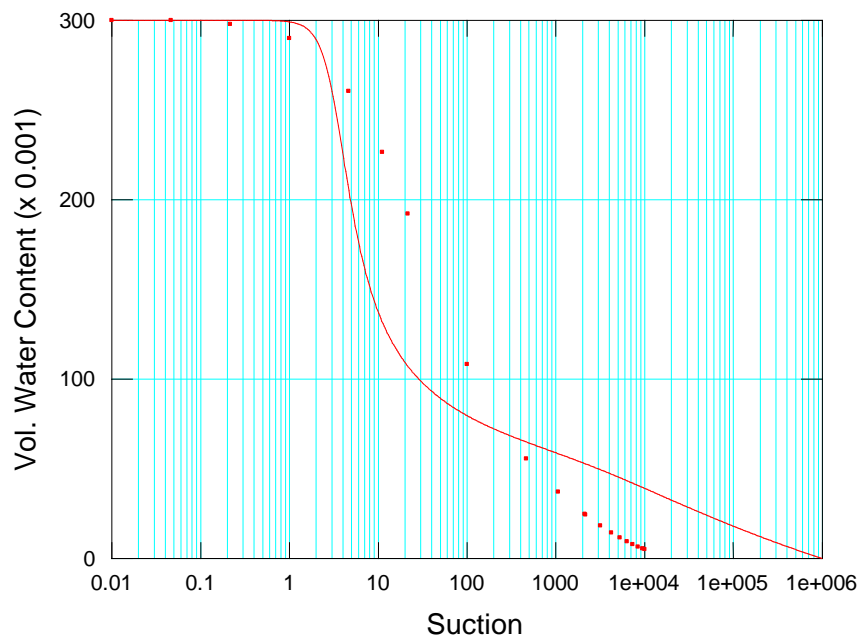


Figura 6.7 – Curva caratteristica (o curva di ritenzione) ottenuta mediante il metodo di Arya & Paris (1981) partendo dalla curva granulometrica

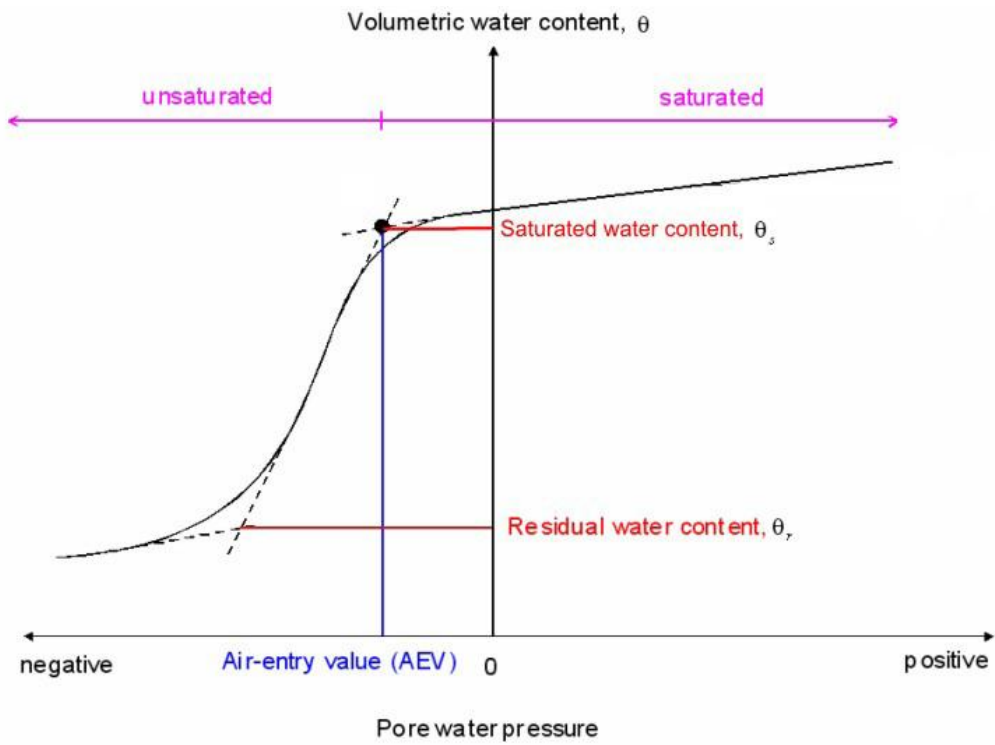


Figura 6.8 – Come dalla curva di ritenzione idrica si ottengono i parametri caratterizzanti l'insaturo

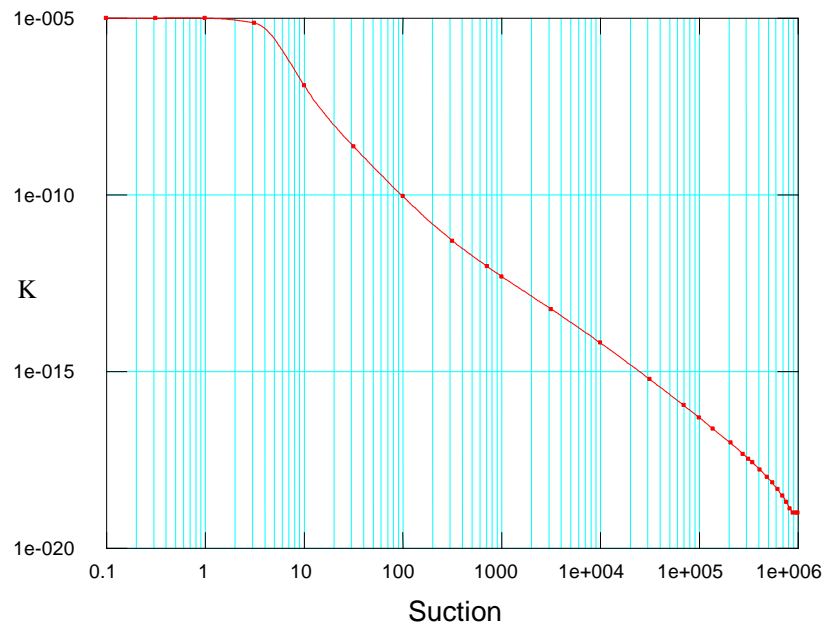


Figura 6.9 – Relazione tra il Coefficiente di Conducibilità idraulica (in ordinate) e la suzione (in ascisse)

Il coefficiente di conducibilità idraulica a saturazione, K_s , il valore di air entry, A_e , il contenuto volumetrico d'acqua a saturazione θ_s e residuo θ_r , i cui valori sono elencati in Tabella 6.2, saranno usati come dati di input nella modellazione con TRIGRS 2.0, come si vedrà in seguito.

Contenuto volumetrico a saturazione (θ_s)	Contenuto volumetrico residuo (θ_r)	Air entry value (A_e) [1/m]	Conducibilità idraulica a saturazione K_s [m/s]
0,3	0,07	5	10^{-5}

Tabella 6.2 – Parametri di caratterizzazione dell'insaturo

I valori di coesione c' e di angolo di attrito interno ϕ' sono stati tratti da una serie di prove triassiali e di taglio diretto eseguite su questi terreni dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Bologna. Ai nostri scopi sono stati considerati i seguenti valori caratteristici: $\phi'=30^\circ$ e $c'=2$ Kpa.

6.4 SPESSORE DELLA COLTRE

La misura dello spessore della coltre è di fondamentale importanza come dato di input per una corretta modellazione (Crosta, 1998), quindi è stata condotta una campagna di misura dello spessore in collaborazione con lo studente Alberto Bethàz.

Come si è visto nel capitolo precedente, infatti, ci sono modelli come Iverson (2000) che considerano come dominio di calcolo un semispazio caratterizzato da un coefficiente di conducibilità e diffusività idrauliche a saturazione costanti con la profondità, mentre altri, come X – SLIP, SHALSTAB e le due versioni di TRIGRS 1.0 e 2.0 che considerano la presenza di un bedrock impermeabile a profondità finita.

Osservando i dati rilevati, elencati in Tabella 6.3, e la cui ubicazione è indicata in Figura 6.10, risulta evidente che non sia corretto applicare il modello di Iverson alla nostra area campione.

In Tabella 6.3 sono riportati i dati di spessore rilevati; l'ubicazione dei punti di misura è indicata in Figura 6.10.

Campione	spessore [cm]	Campione	spessore [cm]	Campione	spessore [cm]
P3	70	P22	35	P40	24
P4	36	P23	26	P41	16
P5	77	P24	42	P50	50
P6	110	P25	46	P51	58
P7	89	P26	61	P52	112
P8	35	P27	56	P53	45
P9	28	P28	34	P54	31
P10	37	P29	28	P55	52
P11	87	P30	37	P56	59
P12	93	P31	21	P57	34
P13	33	P32	30	P58	58
P14	73	P33	6	P59	60
P15	108	P34	8	P60	93
P16	92	P35	10	P61	95
P17	22	P36	6	P62	92
P18	36	P37	8	P63	79
P19	59	P38	2	P64	74
P20	41	P39	26	P65	89
P21	31			P66	20

Tabella 6.3 – Misure di spessore (cm) della coltre rilevate durante l'attività di campagna

Con l'applicazione del Kriging ordinario ai dati rilevati è stata ottenuta una spazializzazione dello spessore della coltre nell'area campione (Figura 6.11) che può essere usata direttamente come dato di input in TRIGRS 2.0.

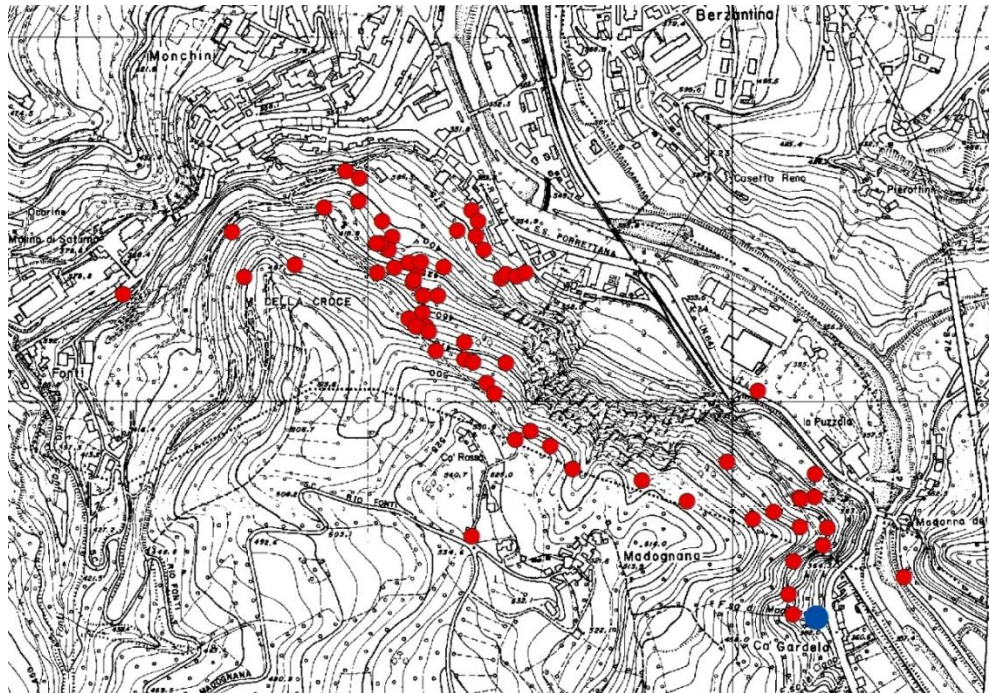


Figura 6.10 – Ubicazione dei punti di misura dello spessore dei suoli, in rosso. In blu, l'ubicazione della frana di Cà Gardella

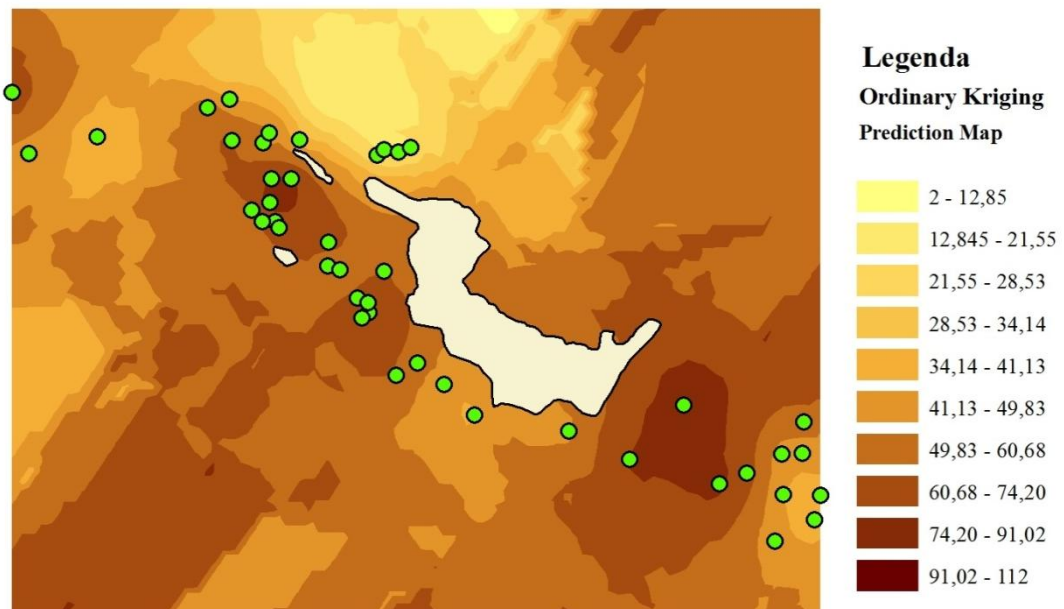


Figura 6.11 – Mappa dello spessore della coltre (in cm) ottenuta con il Kriging ordinario. Sono stati presi in considerazione solo i punti di misura sulla coltra di Arenaria di Suviana. Con i pallini verdi sono indicati i punti di misura; la zona bianca indica l'affioramento di Arenaria di Suviana

In Figura 6.12 , è riportata una sezione tipo del versante.

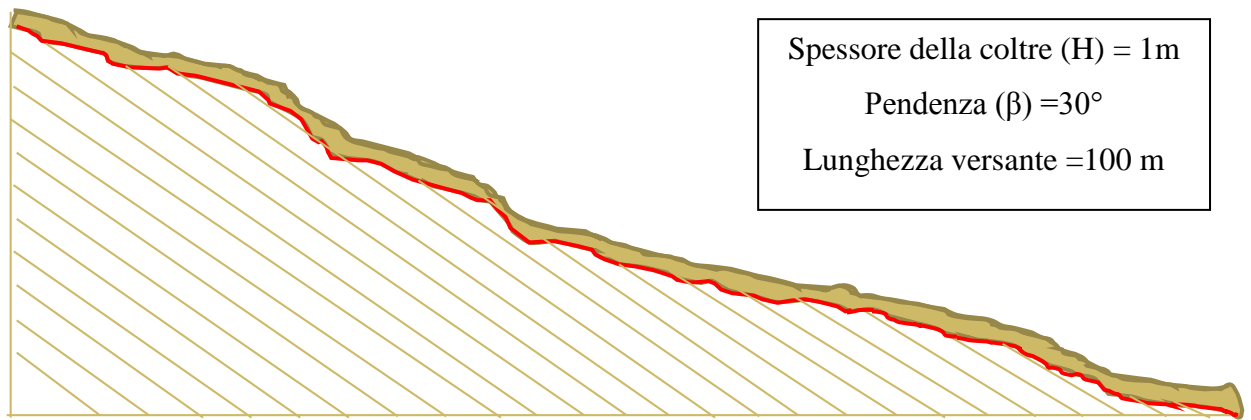


Figura 6.12 – Rappresentazione schematica del versante modellato, in cui sono indicati i valori usati come parametri di input nella modellazione di spessore della coltre, pendenza e lunghezza del versante

In letteratura, esistono diversi modelli per la previsione dello spessore del suolo, la maggior parte dei quali considera semplici relazioni empiriche tra lo spessore della coltre e la pendenza dei versanti (Moore et al., 1993; De Rose, 1996; Salciarini et al., 2008) oppure tra lo spessore della coltre e la curvatura del versante (Heimsath et al., 1997; 1999).

Catani et al. (2010) hanno proposto il modello innovativo GIST (Geomorphologically Indexed Soil Thickness) che per il calcolo della distribuzione del valore di spessore della coltre tiene in considerazione la curvatura dei versanti, la pendenza, ma soprattutto la posizione di un punto lungo il versante (secondo l'ipotesi che lo spessore sia minimo a monte e massimo a valle) che viene correlata al tipo di materiale considerato (sostanzialmente o bedrock o materiale eluvio-colluviale).

Il modello proposto da Catani et al. (2010) è stato applicato alla nostra area pilota, ed i risultati del confronto tra i valori di spessore osservati e quelli predetti dal GIST sono illustrati in Figura 6.13, 6.14 e 6.15.

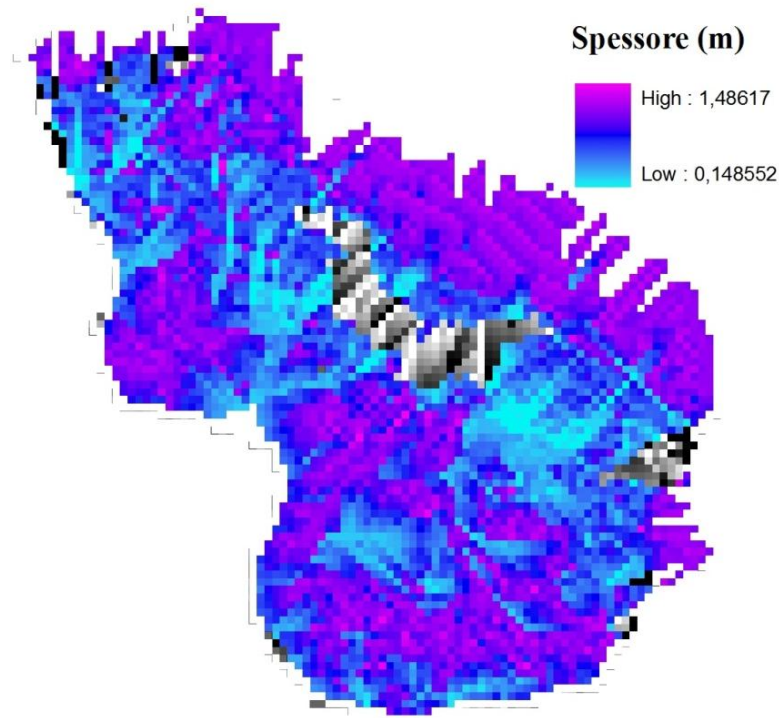


Figura 6.13 – Applicazione del modello GIST (Catani et al., 2010) all'area campione. Le aree bianco – nere sono quelle in cui affiora il bedrock

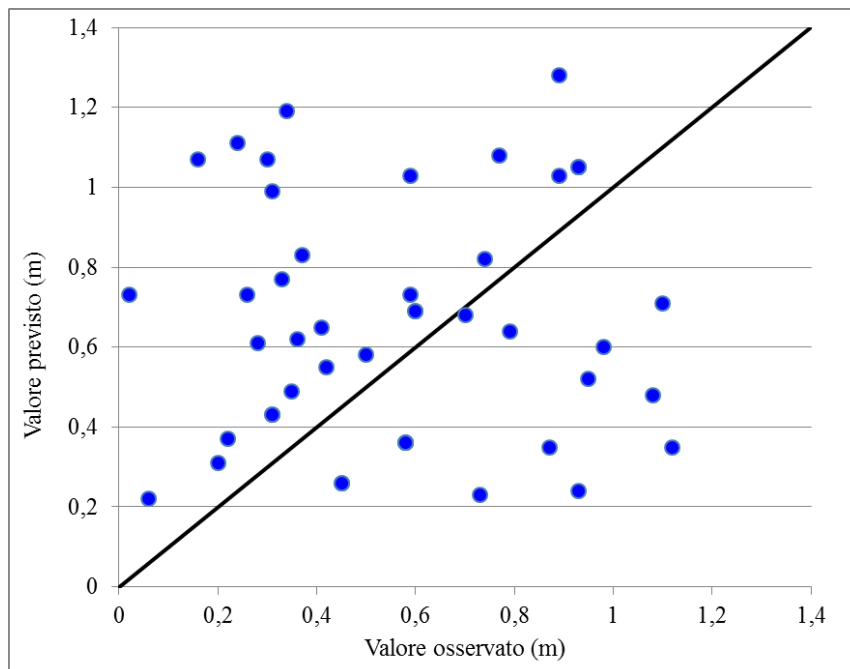


Figura 6.14 – Differenza tra il valore predetto dal modello dal modello GIST e quello osservato

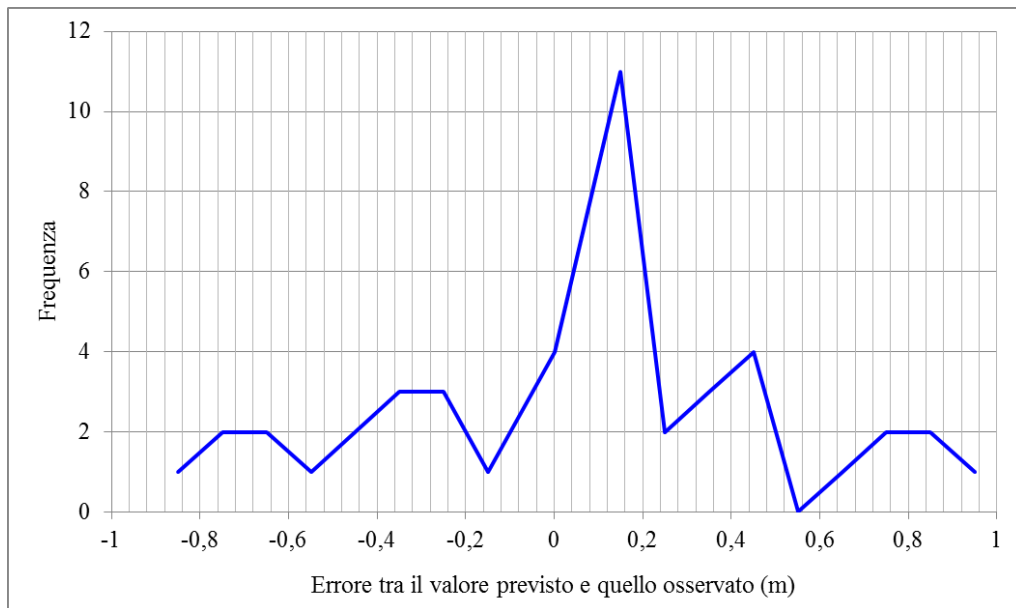


Figura 6.15 – Differenza tra il valore previsto dal modello GIST e quello osservato

Come si vede chiaramente dalla Figura 6.15, per la maggior parte dei punti campionati, lo spessore è sovrastimato di circa 10 – 20 cm. Questo è un risultato positivo, anche se per altri punti si sono registrati errori nella previsione in positivo, o in negativo, anche di 1 metro. Secondo la letteratura in materia (Catani et al., 2010), l'errore che può essere tollerato è al massimo di 50 cm.

Parte del problema può essere spiegata con il fatto che il modello GIST prevede che lo spessore sia minimo a monte e massimo a valle, nella nostra area, invece, a valle esiste un condizionamento antropico: sono stati costruiti infatti una serie di terrazzi per scopi agricoli.

6.5 EVENTO METEO INNESCANTE

L'evento di precipitazione in analisi è iniziato in modo molto debole all'1.00 di notte del 28 Novembre e fino alle 10.00 del giorno successivo si sono accumulati, infatti solo circa 20 mm di precipitazione. Questa fase dell'evento corrisponde al primo tratto della cumulata, pressochè orizzontale. Il primo burst nella cumulata corrisponde proprio alle 10.00 del 29 Novembre, quando la precipitazione inizia ad intensificarsi, presentando un massimo di intensità di 13.2 mm/ora (23.00 del 29/11). Per tutta la giornata del 30/11 l'intensità dell'evento diminuisce (come si può notare nella cumulata è presente un tratto poco inclinato

a seguito del primo burst), per poi tornare ad aumentare alle 17.00 del pomeriggio (inizia il secondo burst nella cumulata).

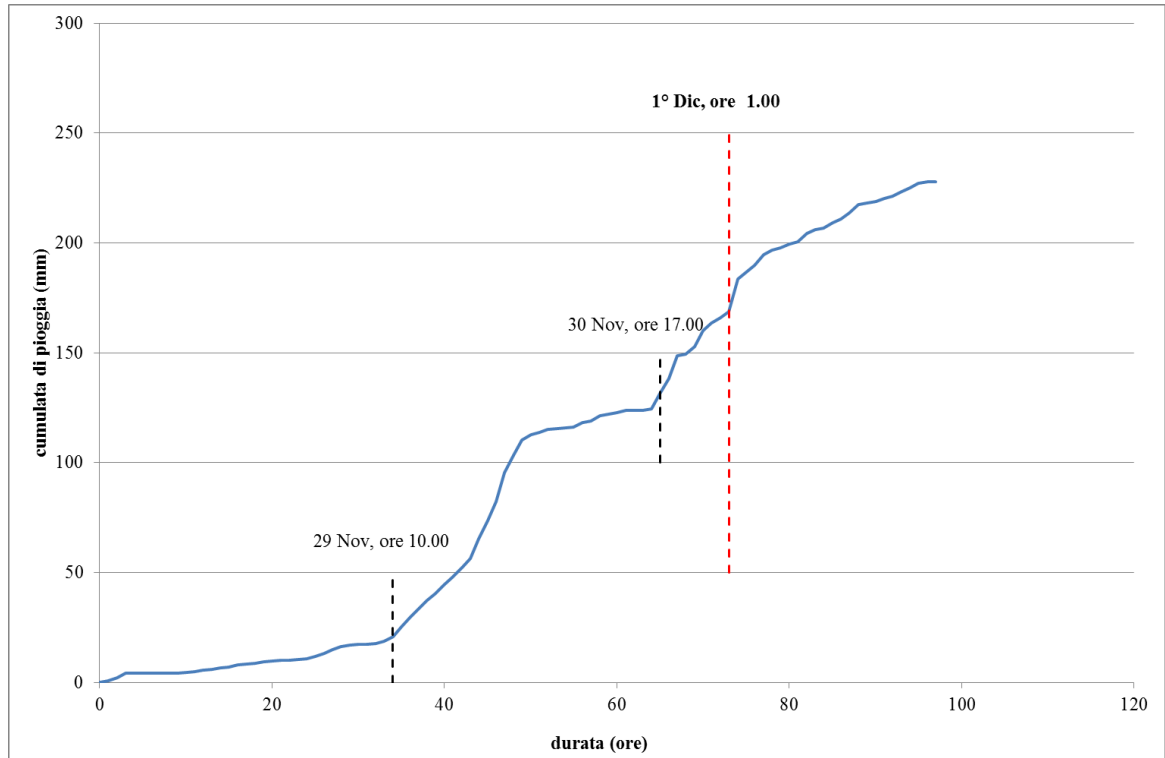


Figura 6.16 – Cumulata di precipitazione dell'evento meteo che ha innescato la frana di Cà Gardella nella notte del 1° Dicembre 2008

L'innescò della frana (secondo quanto riportato dai testimoni) è avvenuto tra l'1 e le 2 di notte del 1° Dicembre, quando è stato registrato il picco di intensità massimo dell'evento pari a 14.2 mm/ora. Dopo l'innescò della frana, l'evento meteo continua fino alle 00.00 del 2 Dicembre, anche se con intensità minore.

Data e ora	I (mm/h)
28/11/2008 1.00	0,6
28/11/2008 2.00	1,6
28/11/2008 3.00	1,8
28/11/2008 4.00	0
28/11/2008 5.00	0
28/11/2008 6.00	0,2

Data e ora	I (mm/h)
29/11/2008 9.00	1
29/11/2008 10.00	2
29/11/2008 11.00	4,6
29/11/2008 12.00	4,2
29/11/2008 13.00	4,2
29/11/2008 14.00	3,6

Data e ora	I (mm/h)
30/11/2008 17.00	6,8
30/11/2008 18.00	7
30/11/2008 19.00	10,2
30/11/2008 20.00	0,8
30/11/2008 21.00	3,4
30/11/2008 22.00	7,2

Data e ora	I (mm/h)	Data e ora	I (mm/h)	Data e ora	I (mm/h)
28/11/2008 7.00	0	29/11/2008 15.00	3,2	30/11/2008 23.00	3,4
28/11/2008 8.00	0	29/11/2008 16.00	4,2	01/12/2008 0.00	2,6
28/11/2008 9.00	0	29/11/2008 17.00	3,6	01/12/2008 1.00	2,8
28/11/2008 10.00	0,4	29/11/2008 18.00	4	01/12/2008 2.00	14,8
28/11/2008 11.00	0,2	29/11/2008 19.00	4,2	01/12/2008 3.00	3
28/11/2008 12.00	0,6	29/11/2008 20.00	9	01/12/2008 4.00	3,2
28/11/2008 13.00	0,4	29/11/2008 21.00	8,2	01/12/2008 5.00	4,8
28/11/2008 14.00	0,6	29/11/2008 22.00	8,6	01/12/2008 6.00	2,2
28/11/2008 15.00	0,6	29/11/2008 23.00	13,2	01/12/2008 7.00	0,8
28/11/2008 16.00	0,8	30/11/2008 0.00	8	01/12/2008 8.00	1,8
28/11/2008 17.00	0,6	30/11/2008 1.00	7	01/12/2008 9.00	1,2
28/11/2008 18.00	0,4	30/11/2008 2.00	2,2	01/12/2008 10.00	3,6
28/11/2008 19.00	0,4	30/11/2008 3.00	1,2	01/12/2008 11.00	2
28/11/2008 20.00	0,6	30/11/2008 4.00	1,2	01/12/2008 12.00	0,6
28/11/2008 21.00	0,2	30/11/2008 5.00	0,4	01/12/2008 13.00	2,4
28/11/2008 22.00	0,2	30/11/2008 6.00	0,4	01/12/2008 14.00	1,6
28/11/2008 23.00	0,2	30/11/2008 7.00	0,4	01/12/2008 15.00	2,8
29/11/2008 0.00	0,4	30/11/2008 8.00	2,2	01/12/2008 16.00	3,8
29/11/2008 1.00	0,8	30/11/2008 9.00	0,6	01/12/2008 17.00	0,6
29/11/2008 2.00	1,6	30/11/2008 10.00	2,2	01/12/2008 18.00	1
29/11/2008 3.00	1,8	30/11/2008 11.00	0,8	01/12/2008 19.00	1,4
29/11/2008 4.00	1,2	30/11/2008 12.00	0,6	01/12/2008 20.00	1
29/11/2008 5.00	0,6	30/11/2008 13.00	1	01/12/2008 21.00	1,8
29/11/2008 6.00	0,4	30/11/2008 14.00	0,2	01/12/2008 22.00	1,8
29/11/2008 7.00	0,2	30/11/2008 15.00	0	01/12/2008 23.00	2
29/11/2008 8.00	0,2	30/11/2008 16.00	0,8	02/12/2008 0.00	0,8

Tabella 6.4 – Intensità oraria dell'evento meteo che ha innescato la frana di Cà Gardella (in grassetto intensità oraria al momento dell'innescò)

Interessante è notare come in Figura 6.16 siano presenti due burst di precipitazione, non molto differenti tra loro in termini di durata ed intensità, ma che la frana si sia innescata solo in corrispondenza del secondo.

Nella modellazione, abbiamo considerato che l'evento vero e proprio iniziasse alle 10.00 del 29 Novembre, considerando trascurabili i 20 mm caduti sino a quel momento.

Inoltre per un confronto più semplice tra i diversi modelli, alcuni allo stato stazionario, altri nel transitorio, abbiamo utilizzato come precipitazione di input, una pioggia con intensità costante nel tempo, quindi abbiamo distribuito nelle 63 ore (comprese appunto tra le 10 del 29 Novembre e le 00.00 del 2 Dicembre) i 207 mm di pioggia caduti.

6.6 APPLICAZIONE DEI MODELLI ALL'AREA CAMPIONE

All'area pilota di Porretta sono stati applicati i modelli SHALSTAB e TRIGRS 2.0. Entrambi calcolano le condizioni di stabilità dei versanti in coltre appoggiata su bedrock attraverso il metodo dell'equilibrio limite ipotizzando un pendio infinito e forniscono come output rispettivamente una mappa delle piogge critiche e del valore di FS. Questi due modelli differiscono però profondamente per quanto riguarda il modulo idrologico: SHALSTAB è un modello allo stato stazionario che considera il flusso parallelo al versante, mentre TRIGRS 2.0 calcola l'infiltrazione nel transitorio modellando un flusso verticale, monodimensionale, diretto verso il basso.

6.6.1 SHALSTAB

In questa applicazione è stata calcolata l'altezza della tavola d'acqua h_w per ogni cella in cui è suddivisa l'area campione (10x10m), risolvendo l'Equazione (5.5). I dati di input utilizzati sono riportati in Tabella 6.5.

Parametro	Valore
q (Precipitazione stazionaria efficace)	$9,127 \cdot 10^{-7}$ [m/s]
a (area contribuyente)	calcolata per ogni pixel attraverso un'applicazione del software ArcGis
K (coefficiente di conducibilità idraulica)	1) $K = 10^{-5}$ [m/s] per la mappa in alto a sinistra 2) $K = 10^{-4}$ [m/s] per la mappa in alto a destra 2) $K = 10^{-3}$ [m/s] per la mappa in basso al centro
b (sezione dell'area di uscita)	10 m^2
α (pendenza)	nell'espressione è stato calcolato il seno di α per ogni pixel, espresso in radianti

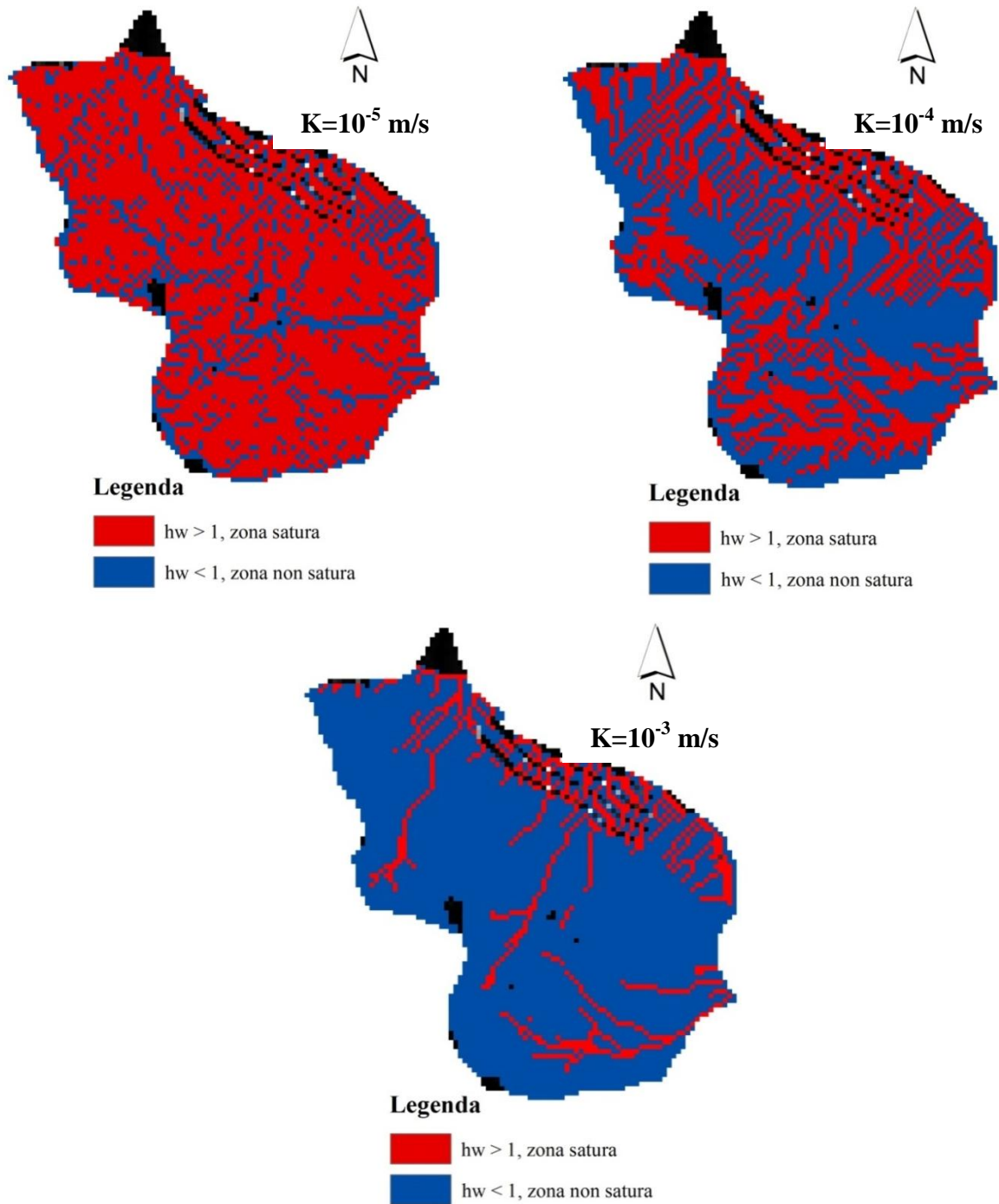


Figura 6.17 – Output del modulo idrologico di SHALSTAB: in rosso le zone sature, in blu quelle insature, in nero le zone per cui il calcolo non è stato possibile. Le tre diverse mappe sono state ottenute con tre differenti valori di conducibilità idraulica a saturazione, mantenendo costanti gli altri parametri

Al versante pilota è stato applicato l'evento di precipitazione descritto nel paragrafo precedente, considerando un'intensità media nel tempo, quindi una precipitazione stazionaria efficace q .

L'area contribuente è stata calcolata attraverso gli Spatial Analyst Tools di ArcGIS.

Dalla Figura 6.17, si vede che, utilizzando come dato di input $K = 10^{-5}$ m/s, cioè il valore più corretto per caratterizzare la coltre di arenaria, quasi tutto l'area pilota risulta rossa indicando che il materiale è completamente saturo, con conseguente situazione di potenziale instabilità.

Anche aumentando il coefficiente di conducibilità idraulica a $K = 10^{-4}$ m/s (Figura 6.17b), il risultato non varia. Ponendo invece un coefficiente di conducibilità idraulica pari a $K = 10^{-3}$ m/s (Figura 6.17), praticamente solo gli impluvi risultano saturi (comunque un valore di conducibilità idraulica di questo tipo non corrisponde a quello realistico per una coltre di alterazione come quella in analisi).

Con valori realistici di conducibilità idraulica per il problema in esame, il modello idraulico di SHALSTAB non funziona, nel senso che non prevede differenti livelli della tavola d'acqua in funzione delle aree contribuenti, ma gran parte dell'area risulta satura al termine della precipitazione, cosa che però non è stata verificata in campagna.

6.2.2 TRIGRS 2.0

Prima di far girare TRIGRS 2.0 è necessario lanciare il software ausiliario Topindex che, partendo dal DEM corretto dalle imperfezioni, come dato di input, permette di ottenere una serie di data-files per calcolare la direzione del flusso ed in seguito il runoff, che però nel nostro caso non è rilevante. Gli output di Topindex saranno quindi parte degli input di TRIGRS 2.0. Per caratterizzare il versante dal punto di vista geometrico, sempre dal DEM si calcola lo slope, cioè la griglia delle pendenze (ricordiamo che il DEM della Regione ha una griglia di 10x10 m), e si introduce lo spessore della coltre, il cui valore può essere considerato costante (in tal caso si inserisce un unico valore numerico) o spazialmente distribuito (sotto forma di griglia). Ad esempio, può essere inserito, come file ASCII, il risultato ottenuto applicando il modello GIST (Catani et al., 2010) oppure quello del Kriging ordinario. Uno dei vantaggi di TRIGRS è infatti costituito dalla possibilità di discretizzare accuratamente il dominio di calcolo, garantendo la variazione laterale dei parametri, tra cui quelli

geomeccanici, coesione c , angolo di attrito interno ϕ , peso di volume del materiale γ_s e dell'acqua γ_w oltre che le variabili idrogeologiche conducibilità idraulica, K , e diffusività idraulica, D .

Dato che TRIGRS 2.0 permette di calcolare l'infiltrazione nell'insaturo, è necessario introdurre come dati di input il valore di air entry α ed il contenuto volumetrico a saturazione θ_{sat} e residuo θ_r .

Nell'applicazione di TRIGRS 2.0 all'area di Porretta abbiamo suddiviso il dominio di calcolo in due "zone" (vedasi Figura 6.18): una è costituita dal bedrock, cioè dalle Arenarie di Suviana (in bianco in figura) in corrispondenza degli affioramenti cartografati e rilevati in campagna, e l'altra è costituita dalla coltre di alterazione (in nero in 6.18).



Figura 6.18 – Suddivisione dell'area di studio in due zone: in bianco il bedrock, in nero, la coltre

ZONA 1: COLTRE SABBIOSA					
K_{sat} (m/s)	$D(m^2/s)$	$\alpha(1/m)$	γ	Φ (°)	C (Pa)
1,00E-05	5,00E-05	5	1,80E+04	3,00E+01	5,00E+03
ZONA 2: AFFIORAMENTO ARENARIA di SUVIANA					
K_{sat} (m/s)	$D(m^2/s)$	$\alpha(1/m)$	γ	Φ (°)	C (Pa)
1,00E-12	5,00E-09	10	2,10E+04	4,00E+01	2,00E+04

Tabella 6.5 – Schematizzazione dei parametri differenti per la coltre e per il bedrock

In Tabella 6.6 sono indicati i parametri di input caratterizzanti queste due “zone”.

I parametri θ_{sat} e θ_r sono stati considerati uguali per coltre e bedrock, e come detto in precedenza, $\theta_{sat} = 0.30$, $\theta_r = 0.07$.

E' inoltre importante descrivere il regime stazionario del flusso introducendo un'accurata valutazione della profondità iniziale della tavola d'acqua (che nel nostro caso è ritenuta coincidente con la superficie di contatto coltre – bedrock) e dell'infiltrazione stazionaria, che è calcolata come intensità media della precipitazione nei 14 giorni precedenti l'inizio dell'evento meteo innescante. Quest'ultimo può essere anche complesso in termini di intensità variabile nel tempo, ma per omogeneità rispetto a SHALSTAB abbiamo introdotto un input di precipitazione costante nel tempo, $I_z = 9.127 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$.

Gli output forniti da TRIGRS 2.0 sono, per ogni cella del dominio di calcolo, il valore minimo di FS ed il valore di pressione dei pori calcolato alla profondità in corrispondenza della quale si è raggiunto il valore di FS minimo.

In Figura 6.19, sono rappresentati alcuni degli output di TRIGRS 2.0 sotto forma di valore di FS per alcuni tempi di calcolo ritenuti più significativi. In particolare, in alto a sinistra è rappresentata la situazione al tempo $t=0$, cioè prima dell'inizio dell'evento meteo innescante: tutta l'area risulta stabile, come dovrebbe essere. In alto a destra, è rappresentata la situazione al tempo $t=176.400\text{s}$, in corrispondenza del quale inizia il periodo di precipitazione più intensa: alcuni pixel iniziano infatti ad destabilizzarsi. In basso al centro, invece, è rappresentata la situazione al termine dell'evento di pioggia: come si può notare, ci sono diversi pixel in cui il FS raggiunge un valore inferiore all'unità, in particolare a valle dell'affioramento di Arenarie di Suviana. Con il pallino verde è indicata l'ubicazione della frana di Cà Gardella e si può vedere come il modello rilevi una situazione di instabilità anche a monte di quest'ultima.

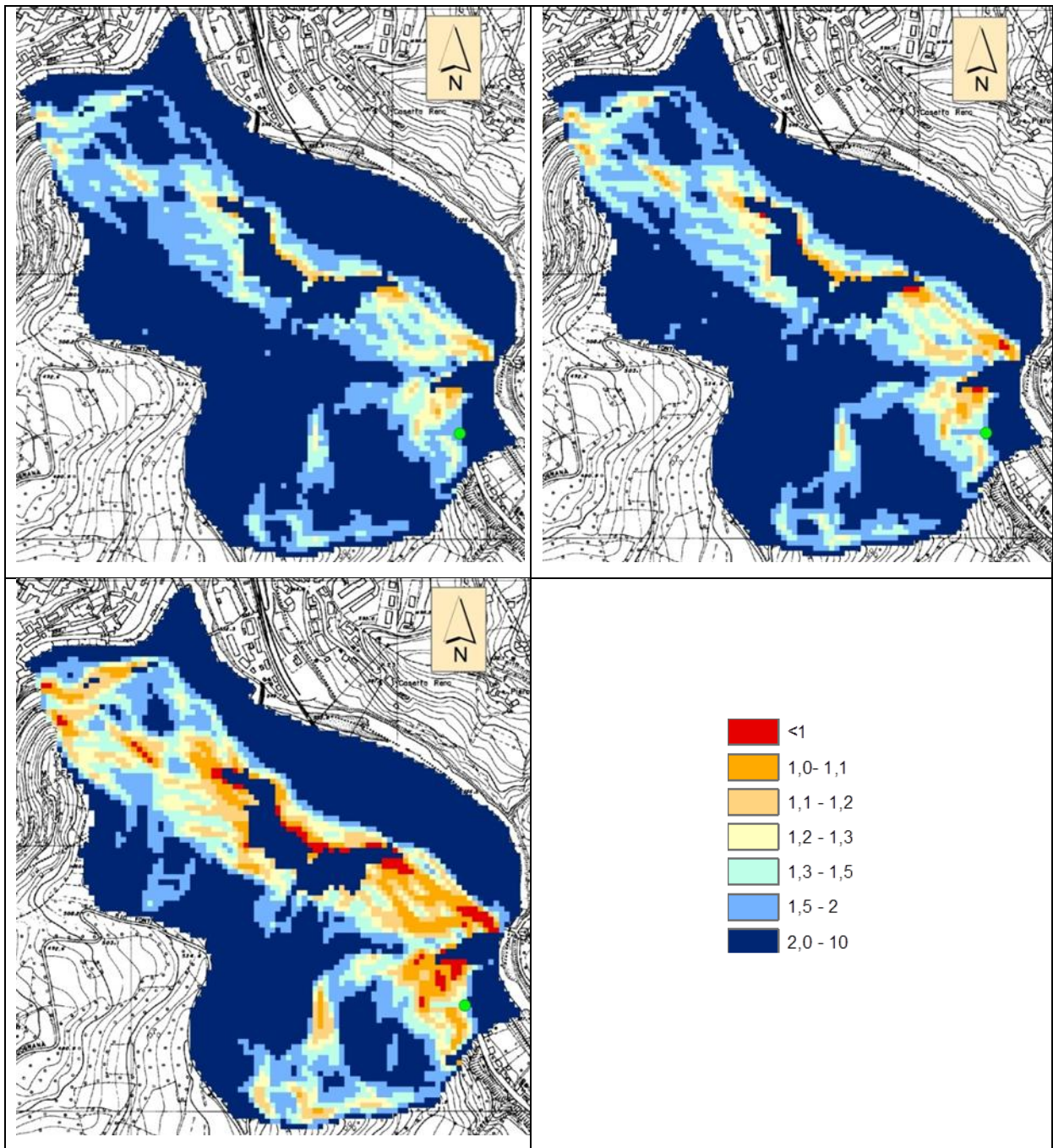


Figura 6.19 – Output di TRIGRS 2.0 sotto forma di valore del Fattore di Sicurezza, di cui è riportata la legenda. In alto a sinistra, risultato per il tempo $t = 0$, cioè prima dell'inizio dell'evento meteo innescante: tutta l'area è stabile. Al tempo $t = 176400$ s, i primi pixels (area 10×10 m) iniziano ad instabilizzarsi, nell'immagine in alto a destra. In basso al centro, la situazione al termine dell'evento di precipitazione. Con il pallino verde è indicata l'ubicazione della frana di Cà Gardella

6.7 CONFRONTO CON LE SOGLIE EMPIRICHE TRADIZIONALI

Sulla base dei lavori di Salciarini et al. (2010) si è cercato di verificare la capacità dei modelli fisicamente basati (in particolare X – SLIP e TRIGRS 2.0) di riprodurre delle soglie pluviometriche confrontabili con quelle empiriche tradizionali.

A questo scopo, TRIGRS 2.0 è stato fatto girare su un pixel campione, mantenendo costanti le caratteristiche geomeccaniche e di caratterizzazione dell'insaturo elencate in precedenza e applicando una serie di precipitazioni (innescanti e non) registrate al pluviometro di Porretta (che è quello più vicino) tra il 1939 ed il 2009. Gli eventi di precipitazione sono stati definiti secondo quanto descritto nel capitolo 4.

È stata parallelamente compiuta un'analisi sul database delle segnalazioni di frana per estrarre gli eventi di frana storici avvenuti nell'area.

Lo stesso è stato fatto tentativo è stato fatto con il modello X – SLIP.

In Figura 6.20 ed in Figura 6.21 sono rappresentate le soglie pluviometriche fisicamente basate ottenute con TRIGRS 2.0 (in blu) e con X – SLIP (in verde), rispetto a quella empirica proposta da Guzzetti et al. (2007). Con i pallini rossi sono indicate le coppie D – I per cui TRIGRS ha fornito valori di $FS < 1$, con i pallini arancioni $FS = 1$ e con i pallini verdi $FS > 1$. In giallo sono indicati gli eventi di frana storici registrati in prossimità dell'area, con la data del giorno di innesco. Come si può notare, la soglia ottenuta con TRIGRS 2.0 risulta pressochè parallela a quella empirica di letteratura, mentre la soglia ottenuta con X – SLIP mostra un trend molto marcato di diminuzione dell'intensità necessaria per innescare frana all'aumentare della durata dell'evento di precipitazione.

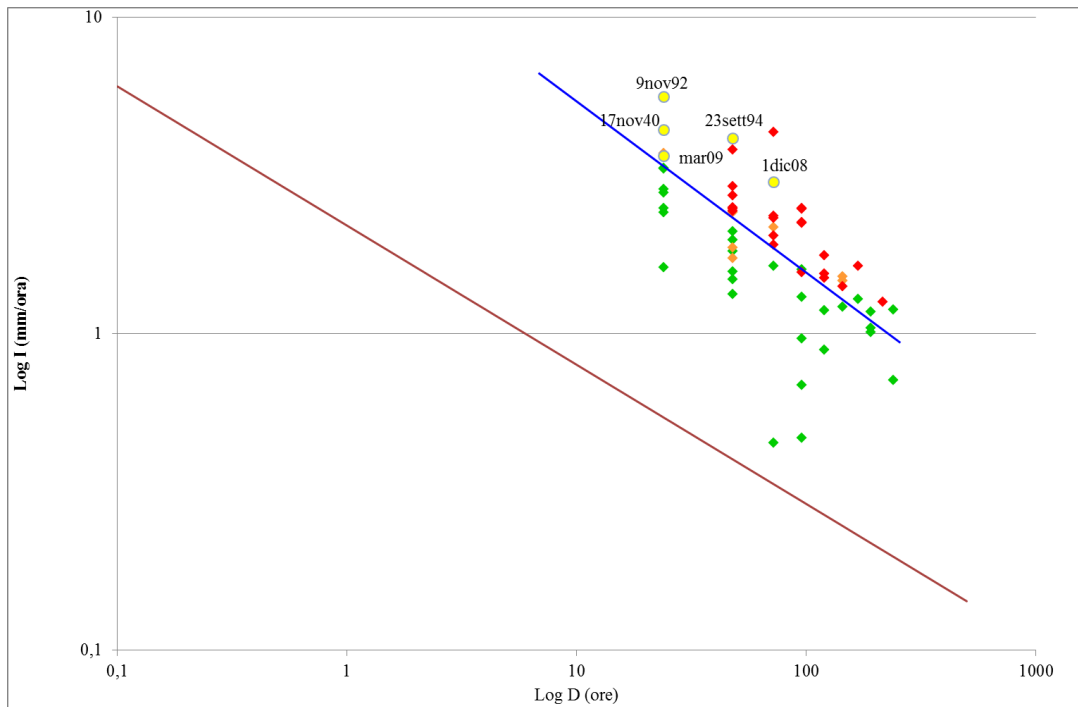


Figura 6.20 – Confronto tra la soglia fisicamente basata ottenuta con TRIGRS 2.0 e quella empirica di letteratura proposta da Guzzetti et al. (2007)

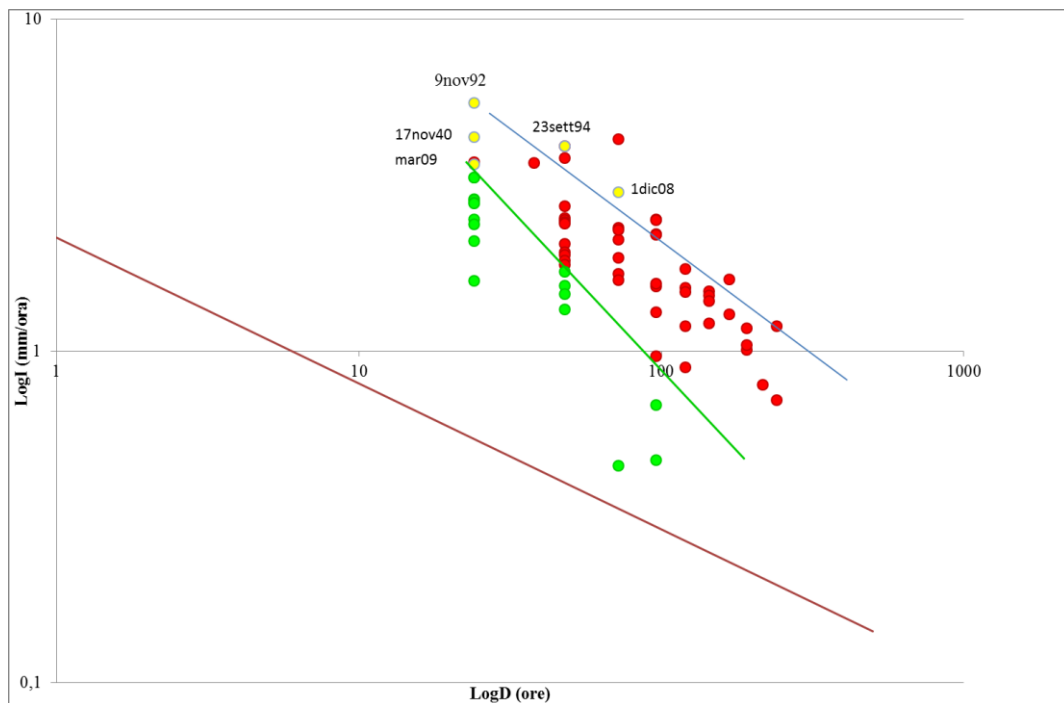


Figura 6.21 – Confronto tra la soglia fisicamente basata ottenuta applicando il modello X – SLIP (in verde) e quella ottenuta con TRIGRS 2.0 (in blu) rispetto alla soglia empirica di letteratura (Guzzetti et al., 2007)

La soglia fisicamente basata ottenuta con TRIGRS 2.0, rispetto a quella proposta da Guzzetti et al. (2007), riduce di molto i falsi allarmi, non perdendo però la capacità di prevedere gli eventi innescanti realmente accaduti.

7. CONCLUSIONI

Lo scopo principale di questo lavoro di dottorato è stato quello di determinare possibili soglie pluviometriche di innesco per i fenomeni franosi da implementare nel sistema di allertamento regionale, affiancando quelle già in uso, cioè il Modello Soglie (Pignone et al., 2005) ed il Modello SIGMA (Casagli et al., 2004; 2007; 2009).

In un contesto complesso come quello della Regione Emilia Romagna, sia dal punto di vista geologico che per la varietà di fenomeni franosi, una distinzione tra precipitazioni innescanti e non innescanti non è banale ed un approccio empirico – statistico tradizionale (ad esempio una soglia sul piano Durata – Intensità) sia difficile da applicare. Una soglia di questo tipo, infatti, è in grado di prevedere in modo più o meno corretto le frane, ma dà luogo ad un numero troppo elevato di falsi allarmi. Il problema dei falsi allarmi generati è anche un limite del Modello SIGMA.

Nel Modello Soglie (Pignone et al., 2005) i dati relativi agli eventi innescanti sono molto dispersi e non è possibile tracciare una soglia oggettiva per nessuna variabile di controllo.

Abbiamo ritenuto che per una situazione così complessa fosse indispensabile applicare un approccio probabilistico rigoroso attraverso l'applicazione del metodo Bayesiano. Tale metodo considera non solo la probabilità condizionata di avere un certo evento di pioggia data l'occorrenza delle frana ($P(B|A)$), ma anche la probabilità a priori della pioggia $P(B)$. Il risultato dell'approccio Bayesiano è la probabilità di avere almeno una frana dato un certo valore di precipitazione ($P(A|B)$).

Prima di applicare la statistica Bayesiana è di fondamentale importanza definire in modo corretto l'evento di precipitazione innescante, in termini di durata, D , intensità, I , pioggia d'evento, P_e e pioggia antecedente, P_a , che sono le variabili di controllo che lo caratterizzano. Gli stessi criteri devono poi essere utilizzati per estrarre dal database delle piogge anche gli eventi non innescanti, e definire quindi la probabilità marginale $P(B)$.

Il riconoscimento degli eventi di pioggia innescanti è stato effettuato manualmente attraverso l'ausilio di un'apposita interfaccia grafica costruita in Matlab.

I 4141 eventi innescanti esaminati sono stati divisi in tre classi: ben definiti, indefiniti ed indeterminati. Nell'analisi statistica Bayesiana sono stati considerati solo i 2741 eventi ben definiti, il cui riconoscimento è piuttosto oggettivo.

Al nostro database è stata applicata prima un'analisi Bayesiana monodimensionale per capire quali siano le variabili di controllo che maggiormente influenzano l'innescamento dei movimenti franosi, poi si è passati ad un'analisi bidimensionale, il cui risultato sono le soglie pluviometriche caratterizzate da diversi gradi di probabilità.

È risultato che le variabili di controllo più influenti siano la durata, la pioggia d'evento, ma soprattutto l'intensità; al contrario, non c'è correlazione tra la pioggia antecedente, calcolata sui 14 e sui 30 giorni antecedenti l'inizio dell'evento meteo innescante, e l'occorrenza di frane. Questa osservazione è piuttosto sorprendente se si considera che in letteratura è diffusa la convinzione che la stabilità dei versanti, soprattutto in materiali fini, sia fortemente influenzata dalle condizioni di precipitazione antecedente.

Essendo risultato che durata e intensità sono le due variabili di controllo che maggiormente influenzano la probabilità di frana, sono state scelte come variabili congiunte per l'analisi Bayesiana bidimensionale. Le isolinee di probabilità sul piano $\log D - \log I$ presentano un andamento simile alla soglia globale proposta da Guzzetti et al. (2007).

La probabilità di frana risulta nulla se l'intensità di pioggia è minore di circa 2.5 mm/giorno (≈ 0.4), indipendentemente dalla durata dell'evento. Inoltre, per piogge di breve durata (inferiori ai due giorni) la probabilità di frana è zero fino ad un'intensità di 10 mm/giorno. La probabilità di frana aumenta all'aumentare di intensità e durata, sebbene l'intensità sia la variabile più influente. Si raggiunge una probabilità di frana pari al 60% per eventi con durata tra 3-5 giorni e un'intensità maggiore di 100 mm/giorno.

Una probabilità di frana minore, invece, si ottiene per eventi di precipitazione caratterizzati da lunghe durate (10 giorni o più). Questo è anche dovuto al fatto che si hanno a disposizione pochi dati per questo tipo di eventi estremi.

La scelta della soglia sulla base dei valori calcolati di probabilità non è determinabile con un criterio preciso, se non quello basato sul grado di rischio accettabile. Una corretta interpretazione del problema porterebbe a considerare come soglia quella sopra alla quale c'è un brusco

incremento della probabilità di frana, che indica quindi un cambiamento radicale nel sistema, evidente nei nostri risultati.

Da non trascurare, inoltre, il fatto che la probabilità Bayesiana è scala – dipendente: per evitare di ridurre la consistenza del database, abbiamo scelto di considerare assieme tutte le segnalazioni, senza dividere l'area di studio in aree omogenee. In questo modo, abbiamo ottenuto in realtà una probabilità locale di avere almeno una frana valida per l'area di competenza di un singolo pluviometro, cioè circa 65 km². Attraverso la probabilità binomiale, l'area di competenza di un singolo pluviometro può essere scalata ad un'area di allertamento in cui è diviso il territorio regionale, che è grande circa 40 volte. Ovviamente, più l'area di riferimento è grande, tanto maggiore sarà la probabilità che dato un certo evento meteo, si verifichi almeno una frana.

Le soglie probabilistiche Bayesiane, essendo definite sulla base del database storico delle segnalazioni di frana e delle piogge tra il 1939 ed il 2009, possono presentare limiti nella previsione di fenomeni non rappresentati nel dataset storico o che avvengono in condizioni anomale. E' il caso delle frane superficiali con evoluzione in debris flows, estremamente rare negli ultimi 70 anni, e quindi poco rappresentate nel database storico, ma la cui frequenza è, recentemente, in deciso aumento complice il cambiamento climatico. In particolare, sono stati rilevati due eventi di questo tipo durante la campagna di sopralluoghi a seguito degli eventi calamitosi occorsi tra il Dicembre 2009 e l'Aprile 2009, uno a Cà Gardella, in comune di Granaglione e uno a Labante, in comune di Castel d'Aiano (alto Bacino del Reno).

Si tratta di fenomeni pericolosi, poiché estremamente rapidi.

Nell'ambito del lavoro di dottorato si è cercato di affrontare il problema testando la variabilità previsionale di alcuni modelli fisicamente basati appositamente sviluppati a questo scopo.

È stata scelta come area campione quella a monte del centro abitato di Porretta Terme, in prossimità della frana di Cà Gardella, all'interno della quale è stato individuato un versante ideale, inclinato di 30°.

Su quest'ultimo, a parità di caratteristiche geometriche e idrologiche, nonché di input di precipitazione, sono stati testati i modelli di Iverson (2000), TRIGRS 1.0 (Baum et al., 2002) (ipotizzando due differenti condizioni: nella prima la presenza di boundary impermeabile a 10

m di profondità, nella seconda a solo 1m), TRIGRS 2.0 (Baum et al., 2008) e X – SLIP (Montrasio et al., 1998) attualmente in uso in sala operativa di Protezione Civile.

Come previsto, la risposta idrologica fornita da Iverson (2000) e da TRIGRS 1.0 nel caso di boundary impermeabile alla profondità di 10 m, coincidono. In questi due casi, l'altezza di pressione di picco (pari a circa 18 cm) si raggiunge al termine dell'evento di precipitazione, terminato il quale inizia a calare per effetto della diffusione delle onde di pressione verso il basso. Facendo girare TRIGRS 1.0 ipotizzando un boundary impermeabile alla profondità di 1 m, invece, il valore dell'altezza di picco si raggiunge sempre in concomitanza della fine dell'evento di pioggia ma è sensibilmente maggiore, pari a circa 55 cm. Inoltre, cessata la precipitazione, le pressioni non diminuiscono, proprio perché il bedrock è considerato impermeabile e continuo nello spazio, impedendo una dissipazione delle pressioni in profondità.

Dato che la nostra area di studio è caratterizzata da un bedrock di Arenarie di Suviana a profondità ridotta (mediamente un metro) su cui poggia una coltre superficiale di detrito sabbiosa, è certamente più realistico utilizzare un modello che preveda l'esistenza di un limite di permeabilità a profondità finita, che risulta essere il fattore maggiormente influente nel determinare il valore dell'altezza di pressione di picco.

Sempre a scala di versante è stato testato TRIGRS 2.0, la cui risposta idrologica differisce da quella ottenuta con TRIGRS 1.0 (con boundary profondo 1 m) non per il valore di altezza di pressione di picco, che risulta quasi uguale, quanto per la diminuzione dell'altezza di pressione al termine dell'evento di pioggia. Ciò è dovuto al drenaggio alla base dello strato saturo per effetto della gravità, non implementato in TRIGRS 1.0.

Anche il modello X – SLIP è stato applicato al versante ideale considerando due differenti valori del grado di saturazione (S_r) iniziale a seconda della stagione estiva ($S_r=0.6$) o invernale ($S_r=0.8$), che sono i valori suggeriti dagli stessi autori. I risultati in termini di altezza di pressione sono fortemente influenzati proprio dal valore iniziale di S_r , che a differenza dei parametri di input per gli altri modelli, è difficilmente determinabile con precisione. Per questo motivo, riteniamo che il modello X – SLIP non sia applicabile, o per lo meno necessiti di strumenti previsionali di supporto.

Arealmente sono inoltre stati testati SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994) e TRIGRS 2.0. Con valori realistici di conducibilità idraulica per l'area in esame, il modello idraulico di SHALSTAB presenta dei limiti, nel senso che non prevede differenti livelli della tavola d'acqua in funzione delle aree contribuenti, ma gran parte dell'area risulta satura al termine dell'evento di precipitazione, con conseguente potenziale instabilità, cosa che però non è stata verificata in campagna.

I risultati forniti da TRIGRS 2.0 sembrano invece abbastanza positivi, in quanto al termine dell'evento meteo innescante la frana di Cà Gardella i pixel al monte della stessa mostrano un Fattore di Sicurezza inferiore all'unità; gli altri pixel in cui si registra $FS < 1$ sono in effetti per la maggior parte in corrispondenza di frane attive cartografate dalla Regione.

Con TRIGRS 2.0 si è infine cercato di costruire una soglia pluviometrica fisicamente basata da confrontare con quelle empiriche di letteratura: il modello è stato fatto girare sull'area campione inserendo come input di precipitazione una serie di piogge, innescanti e non, registrate presso il pluviometro di Porretta, che è quello più vicino. Sul grafico $\log D - \log I$ sono stati plottati i valori di FS per le diverse combinazioni di D e I . La soglia ottenuta, a differenza di quella fornita da X – SLIP utilizzando lo stesso metodo, presenta un andamento confrontabile con la soglia empirica proposta da Guzzetti et al. (2007), e rispetto a questa, minimizza i falsi allarmi non perdendo la capacità di predire gli eventi storici critici.

RINGRAZIAMENTI

Per prima cosa, un grazie di cuore al mio relatore Matteo per l'infinita pazienza che ha avuto e per avermi fatto capire, con parole semplici, cose che pensavo non sarei mai stata in grado di comprendere! Un ringraziamento speciale anche a Sara Pignone con cui ho trascorso il primo anno in ARPA ed ovviamente ai dott. Carlo Cacciamani e dott. Sandro Nanni (ARPA_SIMC) che mi hanno permesso di realizzare questo lavoro. Grazie anche a Mario Martina, e a tutti i colleghi incontrati durante questo percorso.

BIBLIOGRAFIA

AHMAD R. (2003) – *Developing early warning systems in Jamaica: rainfall thresholds for hydrological hazards*. National Disaster Management Conf., Ocho Rios, St Ann, Jamaica, 9–10 September 2003.

ALEOTTI P. (2004) – *A warning system for rainfall-induced shallow failures*. *Engineering Geology*, 73, 247-265.

BAUM R.L., MCKENNA J.P., GODT J.W., HARP E.L. & MCMULLEN S.R. (2005a) – *Hydrological monitoring of landslide-prone coastal bluffs near Edmond and Everett, Washington, 2001-2004*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2005-1063, 42 pp.

BAUM R.L., GODT J.W., HARP E.L., MCKENNA J.P. & MCMULLEN S.R. (2005b) – *Early warning of landslides for rail traffic between Seattle and Everett, Washington, USA*, in *Landslide Risk Management, Proceedings of the 2005 International Conference on Landslide Risk Management*, edited by O. Hungr et al., pp 731-740, A. A. Balkema, New York.

BAUM R.L., SAVAGE W.Z. & GODT J.W. (2008) – *TRIGRS – A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Version 2.0* – Open-File Report 2008-1159, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey

BAUM R.L. & GODT J.W. (2009) – *Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA*. *Landslides* 7(3):259–272

BAUM R.L., GODT J.W. & SAVAGE W.Z. (2010) – *Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient, unsaturated infiltration* – *Journal of Geophysical Research*, 115, FO3013.

BELL F.G. & MAUD R.R. (2000) – *Landslides associated with the colluvial soils overlying the Natal Group in the greater Durban region of Natal, South Africa*. *Environ Geol* 39(9): 1029–1038

BEVEN K.J. (2004) – *Rainfall – runoff modeling: The Primer*. Chichester, United Kingdom, Wiley, 372 p.

BHANDARI R.K., SENANAYAKE K.S. & THAYALAN N. (1991) – *Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data*. In: *Landslides* (Bell DH, ed), vol. 2. Rotterdam: A.A. Balkema, pp 887–890

BHUSAN K. & GOSWAMI D.C. (2011) – *Triggering factors of landslides and determination of rainfall threshold: a case study from North East India*. *The Second World Landslide Forum Abstracts. WLF2 – 2011 – 0457*. Rome, 2011

-
- BIAFIORE M., BRACA G., DE BLASIO A., MARTONE M., ONORATI G. & TRANFAGLIA G. (2002) – *Il monitoraggio ambientale dei territori campani a rischio di frane e di alluvioni: lo sviluppo della rete idropluviometrica del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale*. Unpublished report
- BOLLEY S. & OLIARO P. (1999) – *Analisi dei debris flows in alcuni bacini campione dell'Alta Val Susa*. Geingegneria Ambientale e Mineraria, Marzo, pp 69–74
- BONNARD C.H. & NOVERRAZ F. (2001) – *Influence of climate change on large landslides: assessment of long term movements and trends*. In: Proceedings of the International Conference on Landslides causes impact and countermeasures. Gluckauf, Essen, Davos, pp 121–138
- BRAND E.W. (1992) – *Slope Instability in tropical areas*. Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Bell, DH, (ed), Balkema, Rotterdam, the Netherlands. Pp 2031-2051.
- BRANDT E.W., PREMCHITT J. & PHILLIPSON H.B. (1984) – *Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong*. In: Proc. 4th Int. Symp. on Landslides, vol. 1. Toronto, pp 377–384
- BROOKS S.M., CROZIER M. J., GLADE T.W. & ANDERSON M.G (2004) – *Towards Establishing Climatic Thresholds for Slope Instability: Use of a Physically-based Combined Soil Hydrology-slope Stability Model*. Pure appl. geophys. 161 (2004) 881–905.
- CAINE N. (1980) – *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*. Geografiska Annaler, Series A 62(1-2), 23-27.
- CALCATERRA D., PARISE M., PALMA B. & PELELLA L. (2000) – *The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy*. In: Proc. 8th Int. Symp. on Landslides (Bromhead E, Dixon N, Ibsen ML, eds), vol. 1. Cardiff: A.A. Balkema, pp 209–214.
- CAMPBELL R.H. (1975) – *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California*. In: US Geological Survey Professional Paper 851. Washington DC: U.S. Government Printing Office, 51 pp
- CANCELLI A. & NOVA R. (1985) – *Landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (Central Alps - Italy)*. Proceedings of 4th Int. Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 267-272.
- CANNON S.H. & GARTNER J.E. (2005) – *Wildfire-related debris flow from a hazards perspective*. In: Debris flow hazards and related phenomena (Jakob M, Hungr O, eds). Berlin Heidelberg: Springer, pp 363–385
-

-
- CANUTI P., FOCARDI P. & GARZONIO C.A. (1985) – *Correlation between rainfall and landslides*. Bull Int Assoc Eng Geol 32: 49–54
- CAPPARELLI G. & VERSACE P. (2010) – *FLaIR and SUSHI: two mathematical models for early warning of landslides induced by rainfall*. Landslides. doi:10.1007/s10346-010-0228-6
- CAPPARELLI G. & TIRANTI (2010) – *Application of the MoniFLaIR early warning system for rainfall induced landslides in Piedmont region (Italy)*. Landslides. doi:10.1007/s10346-009-0189-9
- CERIANI M., LAUZI S & PADOANI N. (1992) – *Rainfall and landslides in the Alpine area of Lombardia Region, central Alps, Italy*. In: *Interpraevent Int. Symp.* vol. 2. Bern, pp 9–20
- CEVASCO A., SACCHINI A., ROBBIANO A. & VINCENZI E. (2010) – *Evaluation of rainfall thresholds for triggering shallow landslides on the Genoa municipality area (Italy): the case study of the Bisagno Valley*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, pp 35-50.
- CHIEN-YUAN C., TIEN-CHIEN C., FAN-CHIEH Y., WEN-HUI Y. & CHUN-CHIEH T. (2005) – *Rainfall duration and debris flow initiated studies for real-time monitoring*. Environ Geol, 47, 715-724.
- CLARIZA M., GULLA' G. & SORBINO G. (1996) – *Sui meccanismi di innesco dei soil slip*. In: *Int. Conf. Prevention of Hydrogeological Hazards: The Role of Scientific Research* (Luino F, ed), vol. 1. Alba: L'Artistica Savigliano pub, pp 585–597
- CONACHER A. J., & DALRYMPLE (1977) - *The nine unit landsurface model: An approach to pedogeomorphic research*. Geodema, 18, 1-153.
- COROMINAS J. & MOYA J. (1996) – *Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events*. In: *Landslides* (Chacon J, Irigaray C, Fernandez T, eds). Rotterdam: A.A. Balkema, pp 125–132
- COROMINAS J. & MOYA J. (1999) – *Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain*. Geomorphology 30: 79–93
- COROMINAS J. (2000) – *Landslides and climate*. Keynote lecture. In: *Proc. 8th Int. Symp. on Landslides* (Bromhead E, Dixon N, IbsenML, eds), vol. 4. Cardiff: A.A. Balkema, pp 1–33
- COROMINAS J., AYALA F.J. & CENDRERO A.(2005) – *Impacts on natural hazard of climatic origin*. In: *ECCE Final Report: A Preliminary Assessment of the Impacts in Spain due to the Effects of Climate Change*. Ministerio de Medio Ambiente.
-

-
- CROSTA G. (1998) – *Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation*. *Environ Geol*, **35**, 131-145.
- CROSTA G., FRATTINI P. (2001) – *Rainfall Thresholds for triggering soil slips and debris flow*. Proc. Of EGS 2nd Plinius Conference 2000, Mediterranean Storm, Siena, 463-488.
- CROSTA G. B. & FRATTINI R. (2003) – *Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall*. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **3**, 81-93.
- CROZIER M.J. (1999) – *Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model*. *Earth Surf Proc Land* 24: 825–833
- CRUDEN DM & VARNES DJ. (1996) – *Landslide types and processes*. In *Landslides, Investigation and Mitigation*, Turner AK, Schuster RL (eds), Special Report 247. Transportation Research Board: Washington, DC; 36–75.
- D'ORICO P., FAGHERAZZI S. & RIGON R. (2005) – *Potential for landsliding: Dependence on hydrograph characteristics*, *J. Geophys. Res.*, 110, FO1007, doi: 10.1029/2004JF000127.
- DAHAL R. K., HASEGAWA S., NONOMURA A., YAMANAKA M., DHAKAL S. & PAUDYAL P. (2008) – *Predictive modeling of rainfall induced landslide hazard in the Lesser Himalaya of Nepal based on weights-of-evidence*. *Geomorphology* **102**, 496-510.
- DAHAL R. K., HASEGAWA S., NONOMURA A., YAMANAKA M., MASUDA T. & NISHINO K. (2008) – *GIS-based weights-of-evidence modeling of rainfall induced landslides in small catchments for landslide susceptibility mapping*. *Environ Geol*, **54**, 311-324.
- DAHAL R.K. & HASEGAWA S. (2008) - *Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya*. *Geomorphology* 100 (2008) 429–443a
- DEL MASCHIO L., GOZZA G., PIGNONE S. & PIZZIOLLO M. (2005) – *RISK AWARE: RISK-Advanced Weather forecast system to Advise on Risk Events and management - REPORT ACTION 1.15: Reconstruction of relationship between slope instability and meteorological forcing*.
- DEROSE R.C. (1996) – *Relationship between slope morphology, regolith depth, and the incidence of shallow landslides in eastern Taranaki hill country*. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband* 105, 49-60.
- EMILIA ROMAGNA SGSS (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) (2006) - *Geological and Soil Maps of the Emilia-Romagna Region*.
-

-
- ENDO T. (1970) – *Probable distribution of the amount of rainfall causing landslides*. Annual report, Hokkaido Branch, Govern. Forest Experiment Station, Sapporo, pp 123–136
- FLORIS M., MARI M., ROMEO RW & GORI U. (2004) – *Modeling of landslide-triggering factors – a case study in the Northern Apennines, Italy*. In: Lecture Notes in Earth Sciences 104: Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe (Hack R, Azzam R, Charlier R, eds). Berlin Heidelberg: Springer, pp 745–753
- FLORIS M. & BOZZANO F. (2008) – *Evaluation of landslide reactivation: a modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides*. *Geomorphology*, **94**, 40-57.
- FRATTINI P., CROSTA G. & SOSIO R. (2009) – *Approaches for defining thresholds and return period for rainfall triggered shallow landslides*. *Hydrol. Process.*, **23**, 1444-1460.
- FREEZE R.A. & CHERRY J.A. (1979) – *Groundwater*, 604pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- GALLIANI G., POMI L., ZINONI, F. & CASAGLI N. (2001) – *Analisi meteorologica e soglie di innesco delle frane nella Regione Emilia-Romagna negli anni 1994-1996*. *Quaderni di Geologia Applicata*, **8** (1), 75-91.
- GARDNER W. R. (1958) – *Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table*, *Soil Sci.*, **85**, 228-232.
- GIANNECCHINI R. (2005) – *Rainfall triggering soil slips in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy)* – *Advances in Geosciences*, **2**, 21-24.
- GLADE T., CROZIER M. J. & SMITH P. (2000) – *Applying probability determination to refine landslide- triggering rainfall thresholds using an empirical "Antecedent Daily Rainfall Model"*. *Pure and Applied Geophysics* **157**(6-8): 1059-1079.
- GODT J.W., BAUM R.L., SAVAGE W.Z., SALCIARINI D., SCHULZ W.H. & HARP E.L. (2008a) – *Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessment in a GIS framework*. *Engineering Geology*, **102**, 214-226.
- GODT J. W., SCHULZ W.H., BAUM R.L. & SAVAGE W.Z. (2008b) – *Modeling rainfall conditions for shallow landsliding in Seattle, Washington*. In: Baum R.L., Godt J.W. & Highland L.M. (eds.) *Landslides and Engineering of the Seattle, Washington, area*. Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*, **20**, 137-152.
-

-
- GODT J. W., BAUM R.L. & LU N. (2009) – *Using soil suction and moisture content measurements for landslides prediction*, Geophys. Res. Lett., 36, LO2403, doi: 10.1029/2008GL035996.
- GOVI M. & SORZANA P.F. (1980) – *Landslide susceptibility as function of critical rainfall amount in Piedmont basin (Northwestern Italy)*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 14: 43–60
- GREEN W.H. & AMPT G.A. (1911) – *Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils*. J. Agric. Sci., 4:1 - 24, 1911.
- GUADAGNO F.M. (1991) – *Debris flows in the Campanian volcanoclastic soil (Southern Italy)*. In: Proc. Int. Conf. on slope stability. Isle of Wight: Thomas Telford, pp 125–130
- GUZZETTI F., CARDINALI M., & REICHENBACH P. (1994) – *The AVI project: a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy*. Environmental Management 18(4): 623–633. DOI. 10.1007/BF02400865.
- 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: un update*. Landslides, **5**, 3-17.
- HAEKE R. & McCONCHIE J. (2011) – *In situ measurement of soil moisture and pore-water pressures in an ‘incipient’ landslide: Lake Tutira, New Zealand*. J Environ Manag 92:266–274
- HONG Y., HIURA H., SHINO K., SASSA K., SUEMINE A., FUKUOKA H. & WANG G. (2005) – *The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku Island, Japan*. Landslides 2(2): 97–105.
- HONG Y. & ADLER R.F. (2007) – *Towards an early-warning system for global landslides triggered by rainfall and earthquake*. International Journal of Remote Sensing, 28:16, 3713–3719.
- HUGGEL C., KHABAROV N., OBERSTEINER M. & RAMIREZ J.M. (2010) – *Implementation and integrated numerical modeling of a landslide early warning system: a pilot study in Colombia*. Natural Hazards 52(2):501–518
- HURLIMANN M., ABANCO’ C. & MOYA J. (2010) – *Debris - flow initiation affected by snowmelt. Case study from the Senet monitoring site, Eastern Pyrenees* – International Conference “Mountain Risks: bringing Science to Society” – Firenze 24 – 26 Novembre 2010 – Atti del Convegno.
-

-
- HUYAKORN P.S. & PINDER G.F. (1983) – *Computational Methods in Subsurface Flow*, 473 pp., Academic, New York.
- IBSEN M. L.& CASAGLI N. (2004) – *Rainfall patterns and related landslide incidence in the Porretta – Vergato region, Italy*. *Landslides*, 1, 143-150.
- INNES J.L. (1983) – *Debris flows*. *Prog Phys Geog* 7: 469–501
- IVERSON R.M. (2000) – *Landslide triggering by rain infiltration*. *Water Resources Research*, 36 (7), 1897-1910.
- JAKOB M. & WEATHERLY H. (2003) – *A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia*. *Geomorphology* 54: 137–156.
- JAKOB M. & HUNGR O. (2005) – Introduction, Chapter 1, in *Debris-flow Hazard and Related Phenomena*, edited by M. Jacob and O. Hungr, pp. 1-7, Praxis Publishing House and Springer, Chichester, U.K.
- JAKOB 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.
- JIBSON R.W. (1989) – *Debris flow in southern Porto Rico*. *Geological Society of America*, special paper 236, pp 29–55.
- KIM S.K., HONG W.P.& KIM Y.M. (1991) – *Prediction of rainfall triggered landslides in Korea*. In: *Landslides* (Bell DH, ed), vol. 2. Rotterdam: A.A. Balkema, pp 989–994
- KO KO C., FLENTJE P. & CHOWDHURY R. (2004) – *Interpretation of probability of landsliding triggered by rainfall*. *Landslides*, 1, 263-275.
- LARSEN M.C.& SIMON A. (1993) – *A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico*. *Geogr Ann A* 75(1–2): 13–23
- LOLLINO G., ARATTANO M., ALLASIAP. & GIORDAN D. – *Time response of a landslide to meteorological events*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 179-184, 2006.
- LU N. & LIKOS W.J. (2004) – *Unsaturated soil mechanism*. Wiley, New York.
- LU N. & GODT J.W. (2008) – *Infinite-slope stability under steady unsaturated conditions*, *Water Resour. Res.*, 44, W11404, doi: 10.1029/2008WR006976.
- LUMB P. (1975) – *Slope failure in Hong Kong*. *Q J Eng Geol* 8: 31–65
-

-
- MARCHI L., ARATTANO M., & DAGANUTTI A.M. (2002) – *Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)*. *Geomorphology* 46: 1–17
- MARTELLONI G., SEGONI S., FANTI R. & CATANI F. (2010) – *Integration of statistical rainfall thresholds and snow melt modeling for landslide prediction: application in the Northern Appennines (Italy)* – International Conference “Mountain Risks: bringing Science to Society” – Firenze 24 – 26 Novembre 2010 – Atti del Convegno.
- MARTELLONI G., SEGONI S., FANTI R. & CATANI F. (2011) – *Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale*. *Landslides*, DOI 10.1007/s10346-011-0308-2
- MONTGOMERY D.R. & DIETRICH W.E. (1994) – *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*, *Water Resour. Res.*, 30, 1153-1171.
- MONTGOMERY D.R., SULLIVAN K. & GREENBERG H.M. (1998) – *Regional test of a model of shallow landsliding*, *Hydrol. Processes*, 12, 943-955.
- MONTGOMERY D.R., SCHMIDT K.M., GREENBERG H.M. (2000) – *Forest clearing and regional landsliding*. *Geology* 28(4): 311–314
- MONTGOMERY D.R., SCHMIDT K.M., DIETRICH W.E. & MCKEAN J. (2009) - *Instrumental record of debris flow initiation during natural rainfall: Implications for modeling slope stability*. *Journal of Geophysical Research*, 114, FO1031.
- MONTRASIO L. & VALENTINO R – *An approach to measure soil slip risk*.
- MONTRASIO L. & VALENTINO R – *Validation of a model for triggering mechanism of shallow landslides*.
- MONTRASIO L. & VALENTINO R – *Validazione di un modello per il meccanismo d'insnesco di movimenti franosi superficiali*. *Convivere con le frane: effetti su infrastrutture e insediamenti urbani. Strategie di intervento per la mitigazione del rischio*. Anacapri, 27-28 ottobre 2003.
- MONTRASIO L., LOSI G. & VALENTINO R – *Convenzione per la realizzazione di un sistema di monitoraggio di frane superficiali innescate da piogge e implementazione nel sistema di allertamento. Relazione riassuntiva sull'attività svolta nel biennio settembre 2006-settembre 2008*.
- MORRISEY M.M., WIECZOREK G.F. & MORGAN B.A. (2001) – *Regional application of a transient hazard model for predicting initiation of debris flows in Madison County, Va.*, 7pp., U.S.Geolog. Surv. Open-File Rep., 01-481.
-

-
- MORRISEY M.M., WIECZOREK G.F. & MORGAN B.A. (2008) – *A comparative analysis of simulated and observed landslide locations triggered by Hurricane Camille in Nelson County, Virginia*, Hydrol. Processes, 22 (4), 524-531.
- MOSER M. & HOENSINN F. (1983) – *Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions*. Eng Geol 19: 185–211
- NILSEN T.H. & TURNER B.L. (1975) – *Influence of rainfall and ancient landslide deposits on recent landslides (1950–1971) in urban areas of Contra Costa County, California*. US Geological Survey Bull 1388
- NILSEN T.H., TAYLOR F.A. & BRABB E.E. (1976) – *Recent landslides in Alameda County, California (1940–71)*. US Geological Survey Bull 1398
- OBERSTE-LEHN D. (1976) – *Slope stability of the Lomerias Muertas area, San Benito County, California*. PhD, Stanford University, California
- ONODERA T., YOSHINAKA R. & KAZAMA H. (1974) – *Slope failures caused by heavy rainfall in Japan*. In: Proc. 2nd Int. Congress of the Int Ass Eng Geol, vol. 11. San Paulo 11, pp 1–10
- ORI G. & FRIEND P.F. (1984) – *Sedimentary basin formed and carried piggy-back on active thrust sheet*. Geological Society, London vol.12, pp. 475-478.
- PACK R.T., TARBOTON D.G. & GOODWIN C.N. (1998) - *The SINMAP approach to terrain stability mapping, in International Association of Engineering Geology and the Environment Proceedings, 8th, September, 21-25, 1998, Vancouver, British Columbia, Canada, vol. 2, pp. 1157-1165, A. A. Balkema, Rotterdam , Netherlands.*
- PARONUZZI P., COCCOLO A., & GARLATTI G. (1998) – *Eventi meteorici critici e debris flows nei bacini montani del Friuli*. L'Acqua, Sezione I=Memorie, pp 39–50.
- PASUTO A. & SILVANO S. (1998) – *Rainfall as a triggering factor of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy*. Environ Geol 35(2–3): 184–189
- PEDROZZI G. (2004) – *Triggering of landslides in Canton Ticino (Switzerland) and prediction by the rainfall intensity and duration method*. Bull Eng Geol Environ 63(4): 281–291
- PELLETTIER J.D., MALAMUD B.D., BLODGETT T., TURCOTTE D.L., LODGETT T. (1997) – *Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides*. Eng Geol 48(3–4):255–268
-

-
- PELLETTIER J. D. & RAISMUSSEN C. (2009) – *Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds* – Water resources research, vol 45
- PIGNONE S., DEL MASCHIO L., PIZZIOLLO M. & GOZZA G. (2005) – *Determinazione di soglie pluviometriche per innesco di fenomeni franosi nell'Appennino Settentrionale* – I rapporto nell'ambito della convenzione tra ARPA – Servizio Idrometeorologico Regionale e Servizio Geologico Sismico e dei Suoli Regionale per il supporto alle attività del Centro Funzionale.
- PINI G. A. (1999) – *Tectonosomes and Olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy*. Special Paper.
- PIZZIOLLO M., DEL MASCHIO L., GOZZA G. & PIGNONE S. (2008) – *Determinazione di soglie pluviometriche per l'innesco di frane in Emilia – Romagna*. Il Geologo, 21-27.
- PONZIANI F., PANDOLFO C., STELLUTI M., BERNI N., BROCCA L. & MORAMARCO T. (2011) – *Assessment of rainfall thresholds and soil moisture modeling for operational hydrogeological risk prevention in the Umbria region (central Italy)*. Landslides doi: 10.1007/s10346-011-0287-3
- RAHARDJO H., LI X.W., TOLL D.G. & LEONG G.C. (2001) – *The effect of antecedent rainfall on slope stability* – Geotechnical and Geological Engineering 19: 371 – 399, 2001.
- RAHARDJO, H., LEE, T.T., LEONG, E.C. & REZAUR, R.B (2005) – *Response of a residual soil slope to rainfall*. Canadian Geotechnical Journal, 42: 340–351.
- RAVELLINO P., GUADAGNO F. & HUNGR O. (2008) – *Morphological methods and dynamic modeling in landslide hazard assessment of the Campania Apennine carbonate slope*. Landslides, 5, 59-70.
- RAY R.L. & JACOBS J.M. (2007) – *Relationships among remotely soil moisture, precipitation and landslide events*. Natural Hazards 43(2):211–222
- RAY R.L., JACOBS J.M. & COSH M.H. (2010) – *Landslide susceptibility mapping using downscaled AMSR-E soil moisture: a case study from Cleveland Corral, California, US*. Remote Sens Environ 114(11):2624–2636
- REID M.E. (1994) – *A pore-pressure diffusion model for estimating landslide-inducing rainfall*. Journal of Geology, 102: 709-717.
- RICCI LUCCHI F. (1986) – *The Oligocene to Recent foreland basins of Northern Apennines*. Spec. Publ. I.A.S. vol.8, pp.105-139.
-

-
- RIGON R., BERTOLDI G. & OVER T.M. (2006) – *Geotop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets*, J. Hydrometeorol., 7(3), 371-388.
- ROERING J. J., KIRCHNER J.W., SKLAR L.S. & DIETRICH W.E. (2001) – *Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study*. Geology, **29** (2), 143-146.
- ROSI A., SEGONI S., CASAGLI N. & CATANI F. (2010) – *Definition of a regional rainfall threshold for landslide triggering in Tuscany* – International Conference “Mountain Risks: bringing Science to Society” – Firenze 24 – 26 Novembre 2010 – Atti del Convegno.
- ROSSI M., WITT A., GUZZETTI F., MALAMUD B.D. & PERUCCACCI S. (2010) – *Analysis of historical landslide time series in the Emilia – Romagna region, northern Italy*. Earth Surf. Process. Landforms, 35, 1123-1137
- SALCIARINI D., GODT J.W., SAVAGE W.Z., CONVERSINI P., BAUM R.L. & MICHAEL J.A. (2006) – *Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy*. Landslides, 3, 181-194.
- SAVAGE W.Z. & BAUM R.L. (2005) – *Instability of steep slopes*. In: JAKOB M. & HUNGR O. (eds.) Debris-Flow Hazard and Related Phenomena: 53-77, Springer, Berlin.
- SIDLE R. C. & OCHIAI H. (2006) – *Landslides – Processes, prediction, and land use*, 312 pp. American Geophysical Union Water Resources Monograph 18.
- SIMONI S., ZANOTTI F., BERTOLDI G. & RIGON R. (2008) – *Modelling the probability of occurrence of shallow landslides and channelized debris flows using GEOtop-FS*, Hydrol. Process, 22(4), 532-545.
- SKEMPTON A.W., LEADBEATER A.D. & CHANDLER R.J. (1989) – *The Mam Tor landslide, north Derbyshire*. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 329, 503-547.
- SORRISO M. (1994) – *Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montaldo Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas*. In: Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community (Casale R, Fantechi R, Flageollet JC, eds). Final Report 2, pp 825–869
- SRIVASTAVA R. & YEH T.-C. J. (1991) – *Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils*, Water Resour. Res., 27, 753-762.
- TSAI T. L. & YANG J. C. (2006) – *Modeling of rainfall-triggered shallow landslide*. Environ Geol, 50, 525-534.
-

-
- TUCKER G. E., CATANI F., RINALDO A. & BRAS R. L. (2001) – *Statistical analysis of drainage density from digital terrain data*. *Geomorphology*, 36 (3-4), 187-202.
- VAN ASCH T. W. J., BUMA J. & VAN BEEK L. P. H. (1999) – *A view on some hydrological triggering systems in landslides*, *Geomorphology*, 30, 25–32.
- VAN BEEK L.P. & VAN ASCH T.J.W. (2004) – *Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physically based modeling*, *Nat. Hazards*, 31, 289-304.
- VAN WESTERN C.J. & TERLIEN M.T.J. (1996) – *An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS – A case study from Manizales (Colombia)*, *Earth Surf. Processes Landforms*, 21, 853-868.
- VANAPALLI S.K. & FREDLUND (2000) – *Comparison of a different procedures to predict unsaturated soil shear strength*. *Advances in Unsaturated Geotechnics*, proceedings of Sessions of Geo-Denver 2000 (Aug), *Geotechnical Special Publication 99*, pp. 195-209, ASCE, Reston, Virginia.
- WHITE I.D., MOTTERSHEAD D.N. & HARRISON J.J. (1996) – *Environmental systems*, 2nd edn. London: Chapman & Hall, 616 pp
- WIECZOREK G.F. (1987) – *Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains*. In: *Debris flow=avalanches: process, recognition, and mitigation* (Costa JE, Wieczorek GF, eds). Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology* 7: 93–104
- WIECZOREK G.F., MORGAN B.A. & CAMPBELL R.H. (2000) – *Debris flow hazards in the Blue Ridge of Central Virginia*. *Environ Eng Geosci* 6: 3–23
- WILSON R.C. (1997) – *Normalizing rainfall debris-flow thresholds along the U.S. Pacific coast for long-term variations in precipitation climate*. In: *Proc. 1st Int. Conf. on Debris-Flow Hazard Mitigation* (Chen CL, ed). San Francisco: American Society of Civil Engineers, pp 32–43.
- WU W. & SIDLE C. (1995) – *A distributed slope stability model for steep forested hillslopes*. *Water Resour. Res.*, 31, 2097-2110.
- ZEZERE J.L. & RODRIGUES M.L. (2002) – *Rainfall thresholds for landsliding in Lisbon Area (Portugal)*. In: *Landslides* (Rybar J, Stemberk J, Wagner P, eds). Lisse: A.A. Balkema, pp 333–338
-

ZEZERE 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.*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 5, 331–344, 2005.

ZIMMERMANN M., MANI P., GAMMA P., GSTEIGER P., HEINIGER O. & HUNZIKER G. (1997) – *Murganggefahr und Klimaänderung–ein GIS-basierter Ansatz. In: Schlussbericht des Nationalen Forschungsprogrammes, NFP 31.* Zurich: vdf Hochschulverlag AG, 161 pp