

Lo sviluppo delle attività del Centro Funzionale
nel campo del sistema di allerta per i rischi
naturali ai fini di Protezione Civile

Codice:2010B007

Project Leader: Elvina Degiarde

RAPPORTO FINALE

Milano, novembre 2011

Ricerca affidata a IReR (oggi Éupolis Lombardia) nell'ambito del Programma Regionale di studi e ricerche 2010.

Responsabile di progetto Elvina Degiarde, Project leader Éupolis Lombardia

Gruppo di lavoro tecnico: Luca Vaghi responsabile regionale della ricerca
Dirigente Struttura Gestione delle Emergenze, Maurizio Molari, Antonella Belloni, Claudia Zuliani, Mauro Bertagnolli – Direzione Generale Protezione Civile, Polizia Locale e Sicurezza

Gruppo di ricerca: Fabio Luino coordinatore scientifico Giovanni Mortara, Riccardo D'Acquarica, Michela Rosa Palladino - CNR-IRPI UOS di Torino; Costanza Calzolari, Fabrizio Ungaro, Devis Bartolini - CNR-IRPI di Firenze.

Indice

Introduzione	5
Capitolo 1	
<i>Dati di contesto</i>	7
1.1. Inquadramento geografico e climatico	7
Capitolo 2	
<i>Previsione e prevenzione di fenomeni franosi e torrentizi</i>	11
2.1. Frane superficiali	12
2.2. Stato delle conoscenze	16
2.3. Colate fangoso-detritiche torrentizie	18
2.4. Caratteristiche generali	20
2.5. Lo Stato dell'arte	24
Capitolo 3	
<i>Zone pericolose ed aree a rischio</i>	27
Capitolo 4	
<i>L'importanza dell'individuazione delle soglie pluviometriche finalizzata all'identificazione della sequenza di sviluppo dei processi naturali</i>	31
4.1. Ricerca storica	33
4.2. Le sedi dell'indagine	33
4.3. Elaborazione dati	41
Capitolo 5	
<i>Elaborazione dati pluviometrici</i>	49
5.1. Individuazione delle stazioni di misura rappresentative rispetto ai dissesti censiti	49
5.2. Rappresentazione cartografica e digitalizzazione delle informazioni relative alle stazioni di monitoraggio	51
5.3. Criticità nella ricerca dei dati pluviometrici	54
5.4. Definizione di precipitazione innescante	58
5.5. Precipitazione Media Annuale (PMA)	59
5.6. Ora solare e ora legale	61
5.7. Costruzione delle Soglie Pluviometriche d'Innesco	61
5.8. Osservazioni conclusive	73
Capitolo 6	
<i>Aspetti pedologici in relazione agli eventi franosi superficiali</i>	75
6.1. Definizione di curve di soglia	90
<i>Conclusioni</i>	95
<i>Bibliografia</i>	99

Introduzione

La presente ricerca si colloca nell'ambito delle tematiche inerenti le attività del Centro Funzionale nel campo del sistema di allerta per i rischi naturali a fini di Protezione Civile.

Lo studio ha affrontato due interessanti problematiche. La prima è la possibile correlazione fra le precipitazioni e l'insorgere di fenomeni franosi superficiali. Le frane per saturazione e fluidificazione della copertura eluvio-colluviale sono molto diffuse in ambiente alpino e prealpino. Esse si originano soprattutto in concomitanza di eventi pluviometrici particolarmente intensi e brevi, in particolare d'estate, ma risultano anche abbastanza comuni durante eventi primaverili-autunnali con precipitazioni prolungate.

Gli accumuli franosi sono in grado di sbarrare gli alvei dei torrenti montani per un determinato periodo di tempo, variabile a seconda dei volumi mobilizzati e delle precipitazioni. Tali temporanei sbarramenti in alveo possono essere asportati successivamente ad opera della corrente, originando così colate fangoso-detritiche torrentizie.

Nel presente studio sono state considerate anche tali fenomenologie, sia le colate detritiche propriamente dette, sia quelle prevalentemente fangose, indipendentemente perciò dalla granulometria della frazione solida, in quanto nella maggior parte dei casi, se non in presenza di specifiche descrizioni o di immagini, è risultato particolarmente difficile distinguere con certezza le une dalle altre, soprattutto se avvenute diversi anni fa. Per tale motivazione la presente ricerca ha preso in considerazione sia le frane superficiali, sia le colate fangoso-detritiche torrentizie. I risultati costituiscono l'aggiornamento e/o la revisione del *database* "Soglie pluviometriche" consegnato nel luglio 2008 alla Protezione Civile della Regione Lombardia.

Il secondo tema ha invece affrontato gli aspetti pedologici in relazione alle frane superficiali. L'assunto di base è che le proprietà dei suoli hanno un'importanza decisiva nello sviluppo dei movimenti superficiali. Caratteristiche quali la capacità d'infiltrazione, la permeabilità e la variazione di questa lungo la profondità del suolo, determinata dalla successione degli orizzonti nel profilo pedologico, la capacità di ritenzione idrica e la stabilità strutturale, determinano la ripartizione fra infiltrazione e deflusso ed, in definitiva, la risposta del sistema suolo in termini di stabilità. Sono stati quindi esaminati i fenomeni franosi superficiali in relazione agli eventi pluviometrici e alle caratteristiche pedologiche dei suoli interessati, derivando relazioni utili a meglio definire le soglie pluviometriche nei diversi ambiti pedo-paesaggistici.

Capitolo 1

Dati di contesto

La Lombardia è una regione molto sensibile ai processi d'instabilità naturale. In Italia, essa presenta il più elevato numero di territori comunali soggetti a rischio idrogeologico (687): gran parte di essi sono ubicati nella zona montana. Su tali aree, che occupano ben il 44% della superficie totale della regione e nella quale vivono stabilmente oltre 1.200.000 persone, negli ultimi venticinque anni si sono manifestati in modo grave e diffuso fenomeni geo-idrologici nel 1987, 1996, 1997, 2000, 2002 e 2008 provocando danni a strutture, infrastrutture e anche vittime.

Per fronteggiare queste situazioni, che hanno comportato anche il ripetuto riconoscimento dello stato di emergenza, sono stati sostenuti costi enormi: il solo evento del novembre 2002 è costato quasi 150 milioni di euro.

Al fine di mitigare i danni, e in via preventiva i rischi conseguenti a precipitazioni intense, la Direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri 27 febbraio 2004 "Indirizzi operativi per la gestione organizzativa e funzionale del sistema di allertamento nazionale e regionale per il rischio idrologico ed idraulico ai fini di Protezione Civile" ha individuato una procedura di allerta che chiede al sistema di protezione civile di adottare per tempo una serie di azioni di previsione e prevenzione. Tale Direttiva, declinata a livello regionale con la Direttiva Regionale per la gestione organizzativa e funzionale del sistema di allerta per i rischi naturali ai fini di protezione civile approvata con DGR n. 8753 del 22.12.2008, identifica nei Centri funzionali regionali le strutture di riferimento per l'allertamento.

In Regione Lombardia il Centro funzionale, insediato all'interno della Sala Operativa di Protezione Civile, è fortemente impegnato per fornire il migliore supporto possibile alle attività di previsione e di prevenzione. Per svolgere in modo adeguato queste attività è indispensabile mantenere un livello di conoscenza dei fenomeni il più aggiornato possibile a partire da quelli responsabili dei maggiori rischi. In particolare le colate detritiche (*muddy-debris flow*), che prendono spesso origine da frane superficiali (*soil slip*), sono responsabili di gravissimi danni in corrispondenza dei conoidi di fondovalle. Lo stato delle conoscenze di questi fenomeni è aumentato notevolmente negli ultimi decenni: sono stati compiuti rilevanti passi avanti nella correlazione fra le quantità di pioggia caduta al suolo e i parametri morfologici, fisici e geologici. Tali sviluppi sono ulteriormente potenziati dalla possibilità di analizzare questi parametri,

desunti dalle basi cartografiche del SIT, mediante strumenti di elaborazione territoriale.

1.1 . Inquadramento geografico e climatico

La Lombardia con una superficie di 23.856 km² è la quarta regione italiana per estensione. Essa è composta da un'ampia fascia pianeggiante (46,9%), una precollinare-collinare (12,5%) ed una montuosa (40,6%).

La fascia settentrionale alpina presenta un andamento notevolmente complesso e articolato. La consuetudine vi distingue: il settore orientale delle *Alpi Lepontine*, che giungono fino al passo dello Spluga (2118 m); le *Alpi Retiche*, fra lo Spluga e il Passo dello Stelvio (2758 m), più elevate delle precedenti e ricche di ghiacciai notevolmente estesi che culminano nel gruppo del Bernina, la cui vetta però è in territorio elvetico, e nel monte Disgrazia (3678 m). Dalle Alpi Retiche si staccano, con direzione N-S, le *Alpi Retiche Meridionali* che giungono sino al lago di Garda. Le *Alpi Orobiche*, le cui quote variano fra i 2500 e i 3000 m (Pizzo di Coca, 3052 m), sono separate dalle Retiche dal grande solco longitudinale della Valtellina e dalle Retiche Meridionali, al di là del passo dell'Aprica (1181 m), dall'alta Val Camonica che giunge sino al passo del Tonale (1883 m). Questo divide due grandi massicci, l'Ortles-Cevedale a N (Ortles, 3899 m) e l'Adamello a S (3554 m), entrambi caratterizzati dalla presenza di ghiacciai. I tratti alpini delle maggiori vallate, quelle dell'Adda e del Ticino, hanno subito l'evidente azione erosiva dei ghiacciai, che ne hanno costruito i profili notevolmente allargati e assai profondi, così che l'altitudine di queste valli rispetto al mare risulta singolarmente limitata: Sondrio, che si trova al centro della Valtellina, è infatti a soli 293 m di altitudine slm.

In Lombardia la fascia prealpina non si distingue da quella alpina (come avviene in altre regioni) per mezzo di grandi solchi vallivi longitudinali, ma presenta piuttosto l'aspetto di una complessa serie di contrafforti della catena maggiore, che assumono i nomi di Prealpi Varesine, Comasche, Bergamasche e Bresciane secondo le province nei cui confini sono compresi. Vi si distinguono il Gruppo delle Grigne (2410 m) che domina il ramo orientale del Lago di Como, il Resegone, l'Alben, l'Arera e la Presolana. Fanno parte del paesaggio delle Prealpi Lombarde i numerosi laghi: Maggiore, di Lugano o Ceresio, di Como, d'Iseo, d'Idro e di Garda. Allungati di forma e costretti entro alte pareti talvolta incumbenti, occupano spazi modellati dai ghiacciai nella loro espansione quaternaria, come testimoniano la presenza di numerosi massi erratici e le formazioni di colline moreniche che caratterizzano la fascia collinare. Fra Ticino e Brembo si sviluppa infatti, per una profondità di circa 20 km, un complesso di ondulazioni, costruite da materiali terrosi e ciottolosi depositati sulle fronti dei grandi ghiacciai quaternari e disposte in archi concentrici (i cosiddetti anfiteatri morenici) fra i quali sono rimasti alcuni laghi di modeste dimensioni, come quelli di Varese, Comabbio, Pusiano, Annone. Talvolta negli anfiteatri, o all'esterno di

essi, si estendono, a pochi metri sulla pianura, ripiani caratterizzati da un suolo poco fertile, il “ferretto”, derivato dall'alterazione delle alluvioni che li costituirono. In queste zone, difficilmente utilizzabili in modo remunerativo per l'agricoltura, ha lungamente dominato il paesaggio della brughiera (oggi fortemente ridotta dall'estendersi degli insediamenti) che assume in Lombardia il nome di groana.

Nelle province di Bergamo e di Brescia la fascia collinare è molto ristretta, tranne che in corrispondenza dei laghi d'Iseo e soprattutto di Garda.

La pianura lombarda è di origine alluvionale e digrada dai circa 200-250 m del limite meridionale della zona collinare alle poche decine di metri del corso del Po (Cremona si trova a 45 m s.l.m., Mantova a 20 m). Profondamente modificata dalle opere di irrigazione e di drenaggio realizzate durante i secoli, la pianura non è uniforme. Vi si distinguono una parte alta, o asciutta, e una bassa o irrigua: una distinzione non rilevante dal punto di vista propriamente altimetrico, ma che si fonda piuttosto sulla diversa costituzione del suolo. Nella parte più prossima alle Prealpi, infatti, il suolo è notevolmente arido, in quanto costituito in prevalenza da alluvioni grossolane (ghiaie), attraverso le quali le acque meteoriche filtrano sino a raggiungere strati impermeabili più bassi. Nella zona in cui riaffiorano gli strati impermeabili, le acque vengono in superficie, ed è identificabile, nella pianura padana come in quella veneta e friulana, una quasi continua fascia di riaffioramento: la linea delle risorgive o dei fontanili. Tale fascia in Lombardia ha un'ampiezza che varia fra i 2-3 e i 20-30 km (in Lomellina, fra Sesia e Ticino) e si delinea nelle zone di Abbiategrasso, Rho, Affori, Monza, Melzo, Treviglio, Martinengo, Chiari, Maclodio e Coito.

Nell'Oltrepò pavese, la regione si estende sino agli Appennini in un ampio cuneo caratterizzato da colline in prossimità del corso del Po e, più a Sud, da monti di non elevata altitudine: la quota maggiore è raggiunta dal monte Lesima (1724 m).

Per quanto riguarda i tratti climatici, in Lombardia si distinguono due aree, abbastanza ampie e definite: quella della pianura, riparata in qualche misura dalle montagne, in cui si ha un clima continentale di tipo moderato, e quella dei maggiori rilievi che limitano la regione a settentrione, con un clima propriamente alpino; zone intermedie o situazioni specifiche (è il caso dei laghi) presentano poi caratteristiche peculiari.

Nella pianura l'escursione termica annua è piuttosto notevole (+24 °C in luglio, +1 °C in gennaio), con una accentuazione dei valori, maggiore calore estivo, minore temperatura invernale, man mano che si procede verso la parte sudorientale della regione, che è l'area in cui si registrano anche i valori minimi nelle precipitazioni (Mantova, 685 mm); di là procedendo verso colline e Prealpi, i millimetri annui aumentano progressivamente: le precipitazioni, più frequenti in aprile-maggio e in ottobre-novembre, sono nevose per periodi di tempo oscillanti in media fra i 3 e gli 8 giorni all'anno. Il fenomeno della nebbia è assai comune in inverno e più frequente nella bassa pianura (Mantova, in media 71 giorni all'anno, Pavia 65) per la diffusa presenza di acque e per la mancanza di venti.

Nella fascia prealpina, le temperature risentono in modo particolarmente sensibile della transizione fra pianura ed Alpi, e le precipitazioni sono le più

abbondanti della regione, raggiungendo, in numerose plaghe, valori che si aggirano intorno ai 2000 mm annui; caratteri particolari hanno le zone rivierasche dei laghi, la cui massa d'acqua svolge una funzione notevolmente mitigatrice: le medie di gennaio non scendono al di sotto dei +3/+4 °C.

Il clima è abbastanza mite anche al fondo delle maggiori valli alpine, mentre sulle montagne, pur con forti variazioni legate all'altimetria, alla morfologia, all'esposizione, è notevolmente rigido: al passo dello Stelvio, per esempio, la media di gennaio è -10 °C, quella di luglio +7 °C. Le precipitazioni, in generale inferiori a quelle della zona prealpina, si concentrano soprattutto nei mesi di agosto e, in misura minore, di luglio, in particolare per scrosci brevi e di notevole intensità.

Capitolo 2

Previsione e prevenzione di fenomeni franosi e torrentizi

Prevenire significa attivare una serie di misure che, secondo le diverse situazioni, sono finalizzate a:

- rimuovere le cause dei processi di instabilità ed impedire quindi che un determinato fenomeno si verifichi;
- realizzare sistemi difensivi capaci quanto meno di controllare lo sviluppo dei fenomeni, attenuandone le potenzialità distruttive;
- imporre vincoli o limitazioni d'uso del territorio, onde evitare la proliferazione di nuove situazioni di rischio.

Per procedere secondo queste linee operative è necessario poter fare attendibili previsioni in merito ai diversi processi d'instabilità; è indispensabile rispondere cioè a tre interrogativi fondamentali: come, dove e quando.

Tutto ciò presuppone la disponibilità di precise conoscenze di base circa la tipologia del fenomeno che si vuole evitare, la sua potenziale localizzazione nello spazio e la sua più probabile frequenza nel tempo.

Frane e processi torrentizi sono manifestazioni pulsatorie dell'evoluzione naturale a lungo termine, che con la sua azione lunga ed inarrestabile, scolpisce e modella valli e rilievi.

Nel contesto di questo quadro evolutivo morfogenetico, gli effetti dei vari processi sui versanti e lungo la rete idrografica, presentano implicazioni pratiche ben diverse in relazione all'intervallo di tempo entro il quale essi si innescano, si sviluppano e si esauriscono.

Emerge già quindi un parametro importante corrispondente alle caratteristiche dinamiche e cinematiche dei fenomeni, in base alle quali è possibile ricavare una classificazione tipologica. Il pericolo maggiore è connesso infatti alla rapidità dei processi, oltre che per l'influenza sugli effetti producibili, anche in relazione alla possibilità di attivare sistemi di preannuncio in tempi operativamente utili.

In una classifica tipologica fondata su tali criteri si collocano al primo posto le frane di crollo, che si generano in zone montane caratterizzate da elevata energia del rilievo, soprattutto sotto l'azione prolungata degli agenti climatici o talora per scosse sismiche. I tempi di sviluppo di questi fenomeni variano da poche decine di secondi ad alcuni secondi.

Per altri tipi di frane coinvolgenti il substrato roccioso, che si manifestano come

scivolamenti traslazionali o rotazionali lungo superfici di movimento più o meno inclinate, ma ben definite, gli spostamenti delle masse litoidi possono avvenire in qualche caso molto rapidamente (pochi minuti), ma più spesso si verificano con relativa maggiore lentezza, mediamente entro intervalli di tempo misurabili in ore. Generalmente i movimenti principali sono preceduti da diffusi indizi (apertura di fessurazioni, rigonfiamenti del terreno, emergenze idriche, inclinazione degli alberi) che preannunciano l'imminenza di più importanti fenomeni di instabilità.

Frane decisamente più lente sono quelle che avvengono per colamento di masse argilloso-marnose e sabbiose o di corpi rocciosi fogliettati o scistososi, minutamente pieghettati e fratturati. I movimenti non avvengono lungo una superficie ben definita e continua, ma attraverso processi di progressiva deformazione e rottura a diversi livelli di profondità, più o meno collegati tra loro. Tali fenomeni una volta innescati possono restare costantemente attivi per vari giorni, talora per settimane.

Le fenomenologie che riguardano strettamente la presente ricerca risultano altresì ad “alta pericolosità”, avendo tempi di sviluppo da rapidi a molto rapidi. Si tratta di frane superficiali e colate fangoso-detritiche torrentizie, qui di seguito ampiamente descritte.

2.1. Frane superficiali

Le frane per saturazione e fluidificazione della coltre eluvio-colluviale, comunemente definite in lingua anglosassone *soil slip* (da questo momento SS) o *shallow landslide*, sono fenomeni d'instabilità che si manifestano sia nel periodo estivo per piogge di breve durata ed elevata intensità, sia nei periodi primaverili/autunnali a causa di precipitazioni prolungate anche di non eccezionale intensità: tali movimenti gravitativi assumono un interesse particolare per la diffusione areale e la loro imprevedibilità. Le frane superficiali sono molto comuni in tutto il mondo, anche in aree climaticamente molto differenti dalla Lombardia.

I tempi di sviluppo di tali fenomeni, a partire dall'inizio della precipitazione, sono molto brevi ed unico indizio per individuare potenziali instabilità di questo tipo è fornito talora dalla presenza di tracce di movimenti analoghi avvenuti in passato nella medesima area.

L'elemento predisponente fondamentale è la presenza di una coltre di copertura eluvio-colluviale poggiate su un substrato roccioso, indipendentemente dalle caratteristiche di quest'ultimo (CAMPBELL, 1975; GOVI & SORZANA, 1980). Su versanti con pendenze solitamente comprese fra 16° e 45° (Fig. 2.1), tale copertura ha spessori limitati (30 cm – 1,5 m). Elemento rilevante è anche la presenza di una netta differenziazione dei valori di permeabilità e resistenza fra la coltre superficiale e il substrato. Fattori morfologici predisponenti risultano essere la presenza di concavità longitudinali e/o trasversali del versante, rotture del pendio ed avvallamenti.

Figura 2.1 – Evento pluviometrico del 26 maggio 1981: elevata densità di frane per saturazione e fluidificazione della copertura eluvio-colluviale lungo la strada Bondegno-Strada Bocafol (BS).



Un altro elemento considerevole è costituito dal regime delle pressioni neutre nelle fasi antecedenti quella parossistica, le cui caratteristiche a loro volta risultano strettamente connesse con quelle pluviometriche.

Tali frane si generano in numero anche molto elevato, solitamente in corrispondenza di zone a prato pascolo o comunque prive di un'efficiente copertura vegetale (Fig. 2.2). Tuttavia, più raramente, possono coinvolgere anche versanti vegetati, con asportazione parziale o totale della copertura boschiva (Fig.2.3).

Il materiale mobilizzato, intensamente fluidificato, equiparabile ad una miscela solido-liquida, trasla verso il fondovalle con velocità notevoli, direttamente proporzionali alla pendenza del versante, alla scabrezza della superficie sulla quale scivola la massa e alla quantità d'acqua presente. L'analisi dei danni agli edifici danneggiati, ubicati lungo la direzione di propagazione della massa, ha messo in evidenza la rilevante forza d'urto (la velocità della miscela può raggiungere valori di diversi m/s) capace di sfondare i muri perimetrali delle case e talora di raderle totalmente al suolo (GOVI *et al.*, 1985).

La loro elevata pericolosità è dovuta alla rapidità di sviluppo, dal non poterne prevedere il preciso punto d'innescò, e dall'elevata densità di distribuzione delle singole frane le cui traiettorie di discesa sul versante hanno una rilevante probabilità d'intercettare zone edificate.

La granulometria può variare da limo argilloso a ghiaia con sabbia e raramente addirittura ciottoli con ghiaia. La frazione fine, quando presente, è caratterizzata da un indice di plasticità che, secondo Morgenstern & De Matos (1975) non supera il 34%.

Figura 2.2 – Esempio di frane di saturazione e fluidificazione della coltre superficiale, originatesi su un pendio parzialmente coltivato a vigneto ed abbattutesi su alcune abitazioni il 22 maggio 1983 a Tresenda (SO): le vittime furono 18 (Archivio CNR-IRPI Torino).



Nel territorio alpino lombardo il campo di variazione relativo alla precipitazione cumulata media annua varia tra 700 e 2250 mm: ciò pone in evidenza la marcata variabilità delle condizioni idrauliche iniziali in grado di determinare l'innescò dei SS. Molto variabili si dimostrano, a livello mondiale, i caratteri tipici degli eventi pluviometrici innescanti: nei casi esaminati la pioggia cumulata dell'evento ha avuto un minimo di 45 mm (Johnson & Sitar, 1990) sino ad un massimo di 416 mm (Brand, 1984). Anche l'intensità media della precipitazione presenta un

campo di variazione compreso fra 2 e 80 mm/h, con durate dell'evento da mezz'ora a 120 ore.

Nella letteratura internazionale, relativamente a contesti geo-ambientali omogenei, sono proposte relazioni empiriche, che indicano soglie pluviometriche in grado di innescare i SS. Nella relazione proposta da Moser & Hohensinn (1982/83) l'innescarsi di tali movimenti gravitativi viene correlato alle caratteristiche di durata e d'intensità dell'evento meteorico. In un'altra relazione, proposta da Govi *et al.*, (1985), l'innescarsi dei SS viene, invece, correlato all'intensità di precipitazione ed al rapporto tra pioggia totale nell'evento e pioggia totale annuale. Le relazioni proposte, se utilizzate congiuntamente ed in presenza di un organico quadro di riferimento, possono fornire utili indicazioni a fini previsionali.

Con riferimento ad eventi temporaleschi verificatisi in Valtellina nel maggio 1983, Cancelli & Nova (1985) esaminarono frane superficiali originatesi su un substrato costituito da gneiss, paragneiss e scisti. Utilizzando la relazione di Moser & Hohensinn (1982/83), discriminarono eventi che avevano prodotto o non avevano prodotto SS.



Figura 2.3 – Evento pluviometrico del 1° giugno 1992 nel Varesotto: frana superficiale, innescatasi al margine del cortile dell'abitazione, con totale asportazione della copertura boschiva (Archivio CNR-IRPI Torino).

2.2. Stato delle conoscenze

La disamina della letteratura e della documentazione inedita sugli eventi alluvionali avvenuti anteriormente agli anni '60 del secolo scorso nell'Italia Settentrionale consente di delineare un quadro cronologico e spaziale sufficientemente circostanziato delle piene nella rete idrografica principale e secondaria e delle frane più rilevanti.

Del tutto carente risulta, invece, la casistica riferita ad una tipologia di frane molto modeste per sviluppo areale e per entità dei volumi coinvolti, ma che possono rivelarsi estremamente temibili. Si tratta di quei fenomeni che avvengono a spese delle coltri superficiali in occasione di eventi pluviometrici intensi, estivi o autunnali, e che interessano con maggior frequenza l'ambiente collinare e prealpino, caratterizzandosi in particolare per:

- **spessori (*s*) e volumi (*v*) molto modesti**
s: da qualche decina di cm fino a 100-150 cm
v: da qualche m³ a qualche centinaio di m³; più raramente > 1000 m³
- **elevato numero di fenomeni** in aree relativamente circoscritte (anche *diverse migliaia* – Biellese Orientale, nov. 1951 e nov. 1968; Langhe nov. 1994)
- **elevata densità di singoli fenomeni per unità di superficie** (140 frane/km² Carnia, sett. 1983; ~200 frane/km² Langhe, nov. 1994) con frequente tendenza a
 - *coalescenza delle nicchie di distacco e/o degli accumuli*
 - (aggregazione anche di *diverse decine* di singole frane)
 - *trasferimento degli accumuli nella rete idrografica minore*
 - (quindi *innesco e/o esaltazione* dei fenomeni di trasporto in massa torrentizio)
- **elevata velocità di movimento** (sino a > 50 km/h) che può tradursi in
 - *impatti distruttivi* con gli edifici
 - (4 vittime a Serravalle Scrivia, ott. 1977; 18 v. a Tresenda (SO), maggio 1983; 11 v. a Tartano (SO), luglio 1987; 14 v. a Varallo Sesia, nov. 1994)
 - *traslazione ed arresto dell'accumulo oltre il piede del versante, su terreno pianeggiante*
- **forte condizionamento delle piogge intense**
- **mancanza o quasi di indizi premonitori**

- **azione morfogenetica scarsamente incisiva sull'assetto originario dei versanti**
- **bassissima probabilità di riattivazione nel luogo di precedente innesco,**
- **ma alta probabilità di accadimento di nuovi fenomeni in aree immediatamente adiacenti**

A fronte di una manifesta pericolosità è singolare che a queste frane non sia stata quasi mai associata un'adeguata memoria storica. Sono infatti rare le descrizioni, e tanto più le rappresentazioni cartografiche, di eventi alluvionali che abbiano tenuto nella dovuta considerazione le frane nei terreni superficiali. Ad esempio poco è dato sapere, al di là di una sintetica segnalazione del Genio Civile di Vercelli, delle oltre 1000 frane cadute nel solo territorio comunale di Guardabosone (Val Sesia) ai primi di novembre del 1951.

Il motivo di questa limitata attenzione può forse dipendere dalla constatazione che i pendii, quando coinvolti da questa tipologia di frane, rimangono sostanzialmente integri dato che esse interessano nella maggior parte delle volte solo il prato e il pascolo. Pertanto il ricordo di quanto successo svanisce in breve tempo, al pari della traccia delle frane, per naturale rapida obsolescenza della nicchia di distacco e dell'accumulo o, più di frequente, per il rimodellamento indotto dalle pratiche colturali, specie in ambiente collinare, o dall'azione degli agenti atmosferici.

Solo in tempi più recenti la comunità scientifica italiana (e non solo, cfr. Campbell, 1975) e, successivamente anche gli enti territoriali, diedero il giusto peso a queste frane che pure sono state responsabili di gravi distruzioni e della morte di centinaia di persone nel secolo passato (17 nel solo evento del novembre 1994 in Piemonte).

L'interesse alle frane superficiali, quanto meno a livello descrittivo, viene dimostrato nei lavori pubblicati a seguito della catastrofica alluvione del novembre 1966 nel Triveneto; ma si deve a Mario Govi, ex direttore del CNR IRPI di Torino, con lo studio dell'evento alluvionale del novembre 1968 nel Biellese, la prima rappresentazione cartografica di dettaglio, nonché le prime osservazioni sui caratteri distintivi di questa tipologia di frane, di cui viene anche sottolineata la variabilità di forme in funzione del tipo di materiale coinvolto e del contesto morfologico ed il contributo ai processi torrentizi in massa nella rete idrografica minore. La carta realizzata da Govi riporta accuratamente le migliaia di frane che devastarono il bacino del Torrente Strona di Cossato ed è la dimostrazione della potenzialità dell'analisi fotointerpretativa di aerofotografie in situazioni del genere.

La sequenza di gravi eventi alluvionali che si susseguirono in Italia Settentrionale dal 1968 diedero l'opportunità all'IRPI di approfondire le conoscenze dirette sulle frane superficiali. A titolo di informazione si riporta un breve elenco di eventi avvenuti nell'Italia Settentrionale nel periodo 1968-2000, significativi per la caduta di numerosissime frane superficiali, spesso con pesante tributo di vite umane (in corsivo gli eventi lombardi):

- Biellese Orientale, novembre 1968
- Entroterra di Genova, ottobre 1970
- *Val Seriana (BS)*, luglio 1972
- Pinerolese , maggio 1977
- Alessandrino meridionale, ottobre 1977
- Val Vigizzo, agosto 1978
- *Tresenda (SO)*, maggio 1983
- Carnia, settembre 1983
- Valtellina, luglio 1987
- *Prealpi bresciane*, giugno 1990
- *Valle Olona (VA)*, giugno 1992
- Langhe e Valsesia, novembre 1994
- Valle d'Aosta, ottobre 2000

Accanto all'abituale approccio geomorfologico, la capillare indagine sul momento d'inscendio delle frane superficiali collegate all'evento alluvionale dell'ottobre 1977 nell'Alessandrino fu l'occasione per delineare un primo modello previsionale in funzione delle caratteristiche pluviometriche medie dell'area colpita e dell'evento scatenante (GOVI & SORZANA, 1980; GOVI *et al.*, 1985).

I catastrofici effetti dell'evento alluvionale del luglio 1987 in Valtellina e, ancor più, di quello del novembre 1994 in Piemonte diedero un notevole impulso agli studi su queste frane, che vengono sempre più frequentemente affrontati con approcci multidisciplinari (idrologico, geo-idrologico, pedologico, geomeccanico, geotecnico, ecc.), quanto mai giustificati dalla complessità di fenomeni naturali solo in apparenza semplici.

2.3. Colate fangoso-detritiche torrentizie

Le colate fangoso-detritiche torrentizie, negli ultimi 10.000 anni circa, hanno lentamente creato tutti i conoidi attualmente esistenti nelle valli di ordine superiore, allo sbocco dei torrenti laterali. I conoidi sono di conseguenza l'espressione di una dinamicità geomorfologica che non si è ancora esaurita e che molto sovente interferisce con le zone urbanizzate che dal dopoguerra ad oggi si sono notevolmente espanse. Per questo motivo, negli ultimi decenni la comunità scientifica, le pubbliche amministrazioni e le popolazioni hanno manifestato un consistente interesse verso questa problematica. Ciò è dovuto soprattutto alla necessità di definire la pericolosità sul conoide.

A dispetto delle numerose contromisure predisposte su migliaia di conoidi nel mondo, le colate fangoso-detritiche torrentizie (*muddy-debris flow*, da questo momento MDF) risultano essere tuttora uno dei più temibili processi d'instabilità naturale che provocano il maggior numero di vittime (circa 90 nel solo Giappone, TAKAHASHI, 1981).

I MDF sono molto diffusi, più di quanto non si creda, in quanto, fino a qualche decennio fa, venivano spesso definite come frane (Fig. 2.4). In effetti possono essere considerate come processi parossistici a metà fra le frane e le piene torrentizie con ingente trasporto solido.

Figura 2.4 – Gera Lario (CO). Conoide alluvionato visto da monte: la colata detritica torrentizia colpì parte dell’abitato l’8 agosto 1951 provocando ben 18 vittime.



I MDF possono essere definiti come rapidi movimenti di massa di solidi granulari saturati di acqua, non plastici, che si propagano in alvei ben incisi, caratterizzati da forti pendenze. La miscela può essere composta da una certa percentuale di acqua e da una parte solida formata da sabbia, ghiaia, ciottoli, sino ad arrivare a massi di grandi dimensioni (Fig. 2.5), con la presenza di materiale organico (tronchi, ceppi, arbusti), immersi in una matrice fine composta da argilla e limo.

Figura 2.5 – Prata Campportaccio (SO). Alveo del T. Schiesone con in evidenza alcuni massi di grandi dimensioni.



2.4. Caratteristiche generali

I MDF presentano le seguenti peculiarità: a) s’innescano solitamente in zone isolate ed impervie; b) si manifestano durante o poco dopo violenti scrosci temporaleschi; c) sono fenomeni episodici ed inaspettati; d) avvengono rapidamente, innescandosi ed esaurendosi, solitamente, in un arco di tempo che va da una decina di minuti ad un’ora.

La capacità distruttiva dei MDF è sovente sottovalutata in quanto essi si originano lungo torrenti alpini di modeste dimensioni, con bacini sottesi di qualche chilometro quadrato (Fig. 2.6), caratterizzati da portate ordinarie il più delle volte pari a qualche decina di litri/sec per la maggior parte dell’anno. Le condizioni-chiave che si debbono presentare contemporaneamente affinché si manifesti il fenomeno sono essenzialmente: a) piogge di elevata intensità, in grado di saturare gran parte dei materiali sciolti presenti entro l’incisione torrentizia; b) adeguata pendenza del fondo; c) presenza di materiale detritico mobilizzabile.

Un ruolo preminente è assunto dalle ragguardevoli quantità di materiale solido mobilizzato dal torrente in piena. Si tratta di un “trasporto in massa” (Govi *et al.*, 1985) durante il quale vengono presi in carico i materiali alluvionali e detritici di ogni granulometria presenti in alveo, fino talvolta al completo svuotamento dell’asta torrentizia. Soprattutto nei bacini caratterizzati da estesi e diffusi movimenti gravitativi si possono rilevare imponenti accumuli “pronti” a giocare un importante ruolo nei processi torrentizi. Essi, infatti, rappresentano una cospicua fonte di alimentazione di sedimento, soprattutto se ubicati in prossimità dell’asta torrentizia. Il distacco, anche se non improvviso, di una frana può provocare il temporaneo sbarramento del corso d’acqua e la conseguente

formazione di un invaso: la sua successiva erosione o tracimazione possono generare l'improvviso collasso dello sbarramento e di conseguenza imponenti MDF. Più raramente, anche in presenza di aree glacializzate, vi è la possibilità che si manifestino colate fangoso-detritiche torrentizie come diretta conseguenza di improvvisi svuotamenti di laghetti proglaciali o di invasi nascosti all'interno di apparati morenici frontali (CHIARLE *et al.*, 2006).



**Figura 2.6 – Cortenova (LC):
veduta aerea della colata
fangoso-detritica del T.
Rossiga avvenuta nel
novembre 2002
(Archivio CNR-IRPI
Torino).**

La miscela solido-liquida, intrapresa la traslazione, scende rapidamente verso valle, facilitata dal rotolio dei materiali di fondo (Dragogna, 1975) e dalla diminuzione degli attriti interni poiché in condizioni dinamiche l'angolo d'attrito risulta inferiore a quello misurabile in condizioni statiche (Govi, 1979). La colata si muove lungo l'impluvio con una densità variabile da 1,4 ton/m³ (Okuda *et al.*, 1977) sino a 2,5 ton/m³ (Curry, 1966) e trasporta sovente verso valle tronchi d'albero sradicati dalle sponde che ne aumentano il volume complessivo, raggiungendo in alveo altezze rilevanti, soprattutto nel settore frontale. In tale settore le massime altezze raggiungibili sono considerevoli, fino a 4-5 volte maggiori rispetto a quelle prevedibili in base alle procedure di calcolo per le massime piene caratterizzate da soli deflussi liquidi.

La miscela solido-liquida si muove come in un fluido viscoso (Varnes, 1978): essa è formata per buona parte di acqua ed aria, mentre la parte solida può essere composta da materiale fine (argilla, limo, sabbia) che costituisce la matrice, sino a giungere a massi litoidi di grandi dimensioni, fino ad alcune centinaia di m³. Le velocità di traslazione della miscela sono comprese tra 1 m/s e 26 m/s (Sassa, 1987).

I tempi di sviluppo, a partire dall'inizio della precipitazione, possono dipendere dall'intensità di quest'ultima: con piogge brevi ed intense le probabilità di accadimento dei MDF aumentano considerevolmente. Durante violenti eventi idrometeorologici la risposta del bacino può essere molto rapida: superata una certa soglia pluviometrica, differente da zona a zona in funzione del clima e delle condizioni geomorfologiche (circa il 10% della precipitazione media annua della zona), i processi d'instabilità sui pendii seguono una sequenza d'innescio abbastanza precisa, che prevede il rapido manifestarsi di frane di saturazione e fluidificazione sui ripidi versanti e MDF nei bacini di piccole dimensioni (Luino, 2005).

Varnes (1978) propose una distinzione dei flussi detritici basata sulla velocità, distinguendo fra valanghe di detrito (*debris avalanche*) con movimento da molto rapido ad estremamente rapido, e colate detritiche torrentizie caratterizzate da movimento molto rapido. Negli anni successivi altri autori (Brunsdon, 1979; Aulitzky, 1980) proposero interessanti suddivisioni delle colate detritiche differenziando quelle che s'innescano su versanti o in incisioni non percorse stabilmente da flussi d'acqua e colate detritiche canalizzate, in cui il materiale scorre all'interno di un'incisione ben definita. Innes (1983) suddivise le colate in quattro categorie in funzione del volume depositato in conoide, definendo debris flow di "media grandezza" quelli che depositano volumi superiori a 1.000 m³ e di "eccezionale grandezza" quelli che superano i 100.000 m³. Costa (1984), invece, propose una classificazione su base reologica, distinguendo le colate detritiche da altri tipi di flusso in funzione della concentrazione percentuale in peso dei solidi: le colate detritiche possiedono concentrazioni variabili fra 70% e 90% di frazione solida (% in peso).

Le portate solido-liquide in transito, valutabili con metodi indiretti basati sui segni di piena, risultano solitamente 8-10 volte maggiori di quelle massime stimabili in base alle altezze ed intensità di pioggia registrate (Courtlandt Eaton, 1936; Williams & Gui, 1973). Chiarle & Luino (1998), analizzando l'evento dell'8 luglio 1996 ad Omegna (VCO) hanno stimato una portata maggiore di 39 volte la massima piena generabile da soli deflussi liquidi, stimata sulla base delle procedure di calcolo. Da queste semplici cifre ci si può rendere conto di come le opere di attraversamento possano risultare totalmente sottodimensionate al passaggio della colata (Fig. 2.7).

I MDF possiedono un'enorme forza d'impatto, in grado di "spianare" nel giro di qualche minuto strutture e/o infrastrutture localizzate lungo la linea di deflusso (Okuda *et al.*, 1977; Jakob, 2005; Arattano & Franzini, 2006). Proprio Okuda *et al.* (1977) misurarono forze sino a 60 kN su un'area di appena 15 cm². Tuttavia all'uscita dalla forra, allargandosi sul conoide, la miscela solido-liquida perde molto della sua forza d'impatto che è funzione proporzionale del prodotto della

velocità per la massa.

Tali fenomeni non si manifestano e non si esauriscono in un'unica ondata: solitamente sono caratterizzati da una serie di pulsazioni successive, che mostrano un fronte piuttosto rapido, a causa della maggiore concentrazione di clasti grossolani, ed uno spessore maggiore rispetto alla rimanente parte della colata. Queste pulsazioni possono costituirsi grazie alla momentanea ostruzione del canale da parte di apporti laterali (frane per erosione al piede del versante, frane superficiali, persino blocchi di grandi dimensioni) e alla successiva rottura della temporanea diga. Il fronte più denso dei MDF è seguito da una fase più liquida e turbolenta, detta "coda", caratterizzata da un'alta concentrazione di sedimento in sospensione e pochi massi lapidei.

Figura 2.7 – Novate Mezzola (SO). Sottopasso di un ponte sul T. Vallone nella frazione Campo in fase di svuotamento da parte dei mezzi movimento terra. La sezione di deflusso del ponte si è rivelata del tutto insufficiente a consentire il passaggio dell'imponente colata solido-liquida manifestatasi il 29 agosto 2003



Un'analisi statistica effettuata su quasi 400 fenomeni (PWRI, 1987) ha messo in evidenza che la zona d'innescò è solitamente localizzata su pendenze superiori ai 20°, mentre la zona di traslazione ha un range più ampio con valori compresi fra pochi gradi e 40°. La zona di deposizione, invece, possiede pendenze variabili fra 2° e 7°.

Le cronache riportano numerose notizie di gravi effetti prodotti da questi

processi torrentizi, frequenti soprattutto nel settore alpino, nell'ambito del quale rappresentano da sempre uno dei maggiori motivi di pericolo.

2.5. Stato dell'arte

I bacini maggiormente soggetti a colate detritiche mostrano una lampante testimonianza sul fondovalle recipiente, vale a dire la dimensione del proprio conoide (GOVI, 1978). I conoidi alluvionali possono essere, infatti, considerati elementi morfologici con valore di indice molto sensibile (GREGORY & WALLING, 1973), in quanto significativo dell'insieme delle caratteristiche topomorfiche, litologiche e climatiche di un bacino.

Essi indicano anche la frequenza e la magnitudo delle colate che si sono succedute lungo l'asta torrentizia. Sui fondovalle della Valtellina o della Val Camonica si possono osservare conoidi con volumi superiori a diverse decine di milioni di metri cubi (es. T. Bitto a Morbegno, T. Schiesone a Prata Camportaccio, T. Valgrande a Vezza d'Oglio). A parità di volume, una delle due variabili succitate può avere un priorità: il conoide, cioè, può essere stato costruito nel tempo da numerose colate (alta frequenza) di piccola magnitudo, oppure da poche colate (bassa frequenza) caratterizzate da grande magnitudo.

Nonostante le dimensioni del conoide siano un indizio significativo, i MDF risultano essere processi sovente inaspettati (Fig. 2.8) e tanto più è alta questa loro imprevedibilità, tanto maggiori possono essere i danni che essi provocano sul conoide.

La difficoltà di accedere alle aree sorgente e di transito, spesso ubicate nella fascia altimetrica medio-alta, rende sovente difficile le fondamentali osservazioni di campagna e le misure di alcune proprietà fisiche. È doveroso altresì sottolineare come le conoscenze siano state limitate dalla quasi impossibilità di realizzare aree di laboratorio a cielo aperto, utili per testare i materiali grossolani ed eterogenei al fine di determinare i parametri reologici.

Mentre a livello mondiale gli studi su tali processi sono iniziati già alla fine del XIX secolo (SCHLUMBERGER, 1882; CONWAY, 1893) e hanno avuto un forte incremento soprattutto in Giappone (TAKAHASHI, 1978, 1980, 1981) e Stati Uniti (SHARP & NOBLES, 1953; JOHNSON, 1970; PIERSON, 1980; JOHNSON & RODINE, 1984), in Italia i primi studi di carattere geomorfologico e quantitativo di alcuni parametri delle colate detritiche sulle Alpi italiane, frutto di osservazioni dirette sul terreno, sono stati condotti da gruppi di ricerca del CNR IRPI.

Figura 2.8 – Talamona (SO) - Panoramica del *muddy-debris flow* innescatosi lungo l'asta torrentizia del T. Malasca il mattino del 13 luglio 2008 (Archivio CNR-IRPI Torino).



Nella sede di Torino si ricordano i lavori di GOVI (1978 e 1979), ANSELMO (1980), seguiti negli anni '90 da quelli di MORTARA (1993), LUINO *et al.*, (1994), CHIARLE *et al.* (1995), MORTARA & TURITTO (1995), TROPEANO *et al.* (1996), CHIARLE & LUINO (1998), FIORASO & CHIARLE (1998), MARAGA *et al.* (1998),

TROPEANO & TURCONI (1998 e 1999), FIORASO (2000). Anche presso il CNR IRPI di Padova sono state affrontate tali fenomenologie (MARCHI *et al.*, 1990, PASUTO *et al.*, 1992; MARCHI *et al.*, 1992; 1993; MARCHI & TECCA, 1996; DEGANUTTI *et al.*, 1999). Le colate detritiche alpine, da un punto di vista geomorfologico e quantitativo, sono state studiate anche da QUERINI (1984), DI SILVIO (1987), CROSTA *et al.* (1990), D'AGOSTINO (1996), BOTTINO *et al.* (1996 e 1998), NOSETTO *et al.* (1996), ALEOTTI & POLLONI (1998), BERTI *et al.* (1999), LENZI (1999), SEMBENELLI (1999) e in anni più recenti da D'AGOSTINO & MARCHI (2001 e 2003), BACCHINI & ZANNONI (2003), MARCHI & D'AGOSTINO (2004), BERTI & SIMONI (2007), GREGORETTI & DELLA FONTANA (2008).

Per ciò che concerne i sistemi di monitoraggio, in Italia Settentrionale si ricordano quelli di Acquabona, in prossimità di Cortina d'Ampezzo (BERTI *et al.*, 1999), del Torrente Moscardo, in Friuli-Venezia Giulia (MARCHI *et al.*, 2002), e il sistema installato lungo l'asta del T. Marderello in Val di Susa (TROPEANO *et al.*, 2005).

Capitolo 3

Zone pericolose ed aree a rischio

Viste le principali tipologie dei processi naturali d'instabilità che determinano motivi di rischio nei territori montani, rimane da affrontare il problema di individuare i luoghi dove questi processi sono più attivi o risultano potenzialmente innescabili. E' noto che le frane, o quanto meno certi tipi di frana, ed i fenomeni torrentizi, sono più diffusi in certe aree piuttosto che in altre. Ciò è dovuto al fatto che le caratteristiche litologiche, strutturali e giaciture dei materiali rocciosi e la composizione e distribuzione dei terreni incoerenti superficiali è diversa da luogo a luogo. Analogamente differiscono da un'area all'altra le forme del rilievo, la distribuzione dell'acqua nel sottosuolo, la densità ed il tipo di copertura vegetazionale e gli elementi che determinano le condizioni climatiche medie.

Pur potendo identificare quale o più spesso quali di questi fattori, interagendo, realizzano condizioni predisponenti all'instabilità, l'individuazione del luogo dove si manifesterà una nuova frana risulta generalmente difficile.

E' un fatto accertato comunque dalle più recenti ricerche, che esiste una diffusa tendenza in molti fenomeni gravitativi anche di grandi dimensioni, a ripetersi, riattivando l'instabilità in luoghi già coinvolti in precedenza da franamenti.

Questo aspetto si è posto in luce con rilevante frequenza ogni qualvolta, in occasione di un dissesto recente, è stato possibile esaminare, per mezzo di documentazioni pregresse soprattutto aereo fotografiche, le condizioni antecedenti del versante. Tale diffusa tendenza alla ripetitività dei movimenti di massa, può quindi esser considerata un importante elemento ausiliario di riconoscimento e di localizzazione.

Dall'insieme delle considerazioni fin qui fatte si può dedurre che la possibile ubicazione delle frane, o quanto meno la possibilità di prevederne lo sviluppo entro un determinato spazio, implica un esame comparativo di molteplici fattori, nelle loro varie interazioni. Dal punto di vista metodologico ciò significa predisporre un quadro il più dettagliato possibile dei diversi tipi di frane esistenti in una certa area, analizzandone la distribuzione in rapporto ai fattori litologico-strutturali espressi dalla cartografia geologica ed inquadrandone il significato nel contesto delle differenti condizioni morfologiche e climatiche.

La localizzazione dei potenziali processi torrentizi di trasporto in massa pone indubbiamente minori difficoltà, potendo fondarsi in buona parte su un attento esame delle conoidi alluvionali od altri tipi di depositi attraverso i quali in genere i

bacini tributari si raccordano al fondovalle principale. Se si considera infatti che queste forme di accumulo sono il risultato di ripetute pulsazioni di piena con rilevante apporto di materiali solidi, una valutazione dei loro volumi ed osservazioni dettagliate sulle caratteristiche geometriche dei canali di scarico che le attraversano e dei tronchi d'alveo immediatamente a monte, costituiscono indici molto significativi dell'intensità dei processi verificatisi all'interno dei bacini alimentatori, fornendo attendibili elementi di giudizio per identificare quelli più attivi.

Rimane ora da esaminare il complesso problema riguardante la frequenza dei fenomeni idrogeologici d'instabilità, cioè la valutazione della loro più probabile distribuzione nel tempo. Le difficoltà maggiori derivano dalla mancanza di dati statistici specificatamente raccolti con continuità, da utilizzarsi per la determinazione della ricorrenza di questi processi; di conseguenza gli elementi conoscitivi di base normalmente disponibili, ne forniscono solo un quadro attualistico (o dell'esistente) e perciò del tutto statico.

Fenomenologie come le frane ed i processi torrentizi, tipologicamente variabili da luogo a luogo, per lo più puntuali e quindi discontinue, spesso reciprocamente interagenti e condizionate da molteplici fattori predisponenti, se vengono esaminate singolarmente, solo come effetti morfologici, risultano difficilmente prevedibili. Ma se di questi effetti si considerano le principali cause innescanti, analizzandole sistematicamente in relazione alle diverse tipologie di processi, il problema trova un'accettabile soluzione, poiché i motivi che più spesso provocano direttamente l'instabilità (precipitazioni, cicli di gelo e disgelo, oscillazioni di falda, eventi di piena), sono quantificabili nei loro valori critici, e per questi ultimi può esser individuata la frequenza sulla base delle registrazioni idrologiche ultracinquantennali.

Un'impostazione di lavoro secondo queste linee, appare giustificata dalla ripetuta constatazione, ricavata anche dallo studio di eventi del passato, che l'innescamento concomitante di numerosi fenomeni franosi e di processi torrentizi, in quantità tali da raggiungere talora livelli catastrofici, è connesso per la maggior parte a situazioni climatiche anomale e soprattutto ad eventi pluviometrici straordinari per intensità e durata.

Una procedura di ricerca che tenga conto di tali fatti, deve necessariamente basarsi sulla raccolta più ampia possibile di dati retrospettivi circa la ripetitività nel tempo dei vari processi, in relazione alla frequenza di determinate cause.

Adottando tali criteri d'indagine è possibile utilizzare modelli statistici: i dati relativi ad eventi verificatisi in passato vengono elaborati in chiave previsionale, estrapolandoli al futuro, in riferimento sia alla frequenza nel tempo che alla maggiore o minore concentrazione in un determinato spazio. Si assume cioè che la probabilità di un determinato evento non cambierà, entro ragionevoli intervalli di tempo, non modificandosi drasticamente le caratteristiche intrinseche d'ordine naturale.

Verificata dunque l'esistenza di un rapporto diretto di causa ed effetto soprattutto tra precipitazioni piovose e diversi tipi di dissesti idrogeologici, attraverso l'elaborazione statistico-probabilistica dei dati pluviometrici, si può valutare il tempo di ritorno delle quantità di pioggia critica al di sopra della quale

si innescano diffusi fenomeni di instabilità sui versanti e lungo gli alvei torrentizi.

A questo punto si è data, molto sinteticamente, una risposta a tutti tre gli interrogativi iniziali: come si manifestano i processi d'instabilità, dove possono verificarsi, quando o quante volte probabilmente si ripeteranno.

Gli elementi conoscitivi così ottenuti rispondono a quelle esigenze di previsione e prevenzione che rappresentano un importante obiettivo perseguito dal Servizio di Protezione Civile.

Una precisa individuazione dei luoghi esposti a pericoli naturali, non solo pone in risalto le necessità prioritarie per le opere di difesa attiva ma consente anche una razionale imposizione di vincoli onde evitare la proliferazione di nuove situazioni di rischio.

E' opportuno sottolineare, infatti, che ogni opera difensiva può presentare dei limiti di efficienza a fronte di eventi estremi al di là di ogni previsione; quindi non è possibile garantire ovunque un grado di sicurezza permanente.

Una maggior presa di coscienza degli effetti producibili dai fenomeni naturali, nel contesto di un'adeguata preparazione delle comunità locali concernente il comportamento da assumere nelle varie forme di attività in luoghi esposti a rischio, sono misure complementari da applicare ai fini di una diminuzione dei danni a persone ed a beni collettivi ed individuali.

Capitolo 4

L'importanza dell'individuazione delle soglie pluviometriche finalizzata all'identificazione della sequenza di sviluppo dei processi naturali

Studi effettuati su numerosi eventi idrologici avvenuti nell'Italia settentrionale dal 1970 ad oggi, hanno consentito di evidenziare che la quantità e la tipologia dei processi evolutivi innescati dalle precipitazioni piovose, dipendono in larga misura, oltre che dalle caratteristiche morfologiche dei luoghi interessati dalle precipitazioni piovose, anche dalla modalità con cui queste ultime risultano distribuite nel tempo durante l'evento (Luino, 2005).

Una volta che la soglia critica, il cui valore è pari a circa il 10% della precipitazione media annuale locale (PMA), variabile da zona a zona in funzione degli elementi climatici che mediamente e su lungo periodo hanno influito in ciascuna area, è stata superata, gli effetti sui versanti e lungo la rete idrografica vengono prodotti per lo più secondo queste successive fasi di sviluppo (Tabella 1):

a) sotto l'azione di piogge persistenti (pari al 10-20% della PMA) per almeno 10-12 ore si manifestano inizialmente violenti fenomeni di trasporto in massa nei tributari di ordine inferiore (in piccoli bacini di area inferiore a 20 km²) e s'innescano localmente frane per saturazione e fluidificazione dei terreni sciolti della copertura superficiale (con spessori compresi fra 0,4 e 1 m) sui versanti ripidi (compresi fra 16° e 45°); per effetto di queste fenomenologie hanno origine le prime interruzioni stradali per accumulo sulle carrozzabili di fango, da alcuni metri ad alcune centinaia di metri cubi; aumenta velocemente la portata dei torrenti con area sottesa inferiore a 500 km².

b) con il perdurare della precipitazione (12-24 ore), raggiunto un valore pari al 15-30% della PMA, si manifestano colate fangoso-detritiche torrentizie nei bacini con area maggiore di 20 km² e si generano piene con elevate altezze d'acqua anche nei corsi d'acqua principali, lungo i fondivalle di bacini con area sottesa fino a 2.000 km²; s'innescano ovunque intensi processi erosivi lungo le sponde degli alvei, si verificano tracimazioni e diffusi processi di rimodellamento degli alvei. Contemporaneamente si moltiplicano i fenomeni franosi nei terreni superficiali e localmente anche a livello del substrato roccioso; per effetto di tali fenomenologie sui fondivalle si producono asportazioni delle sedi stradali per erosione spondale e si accrescono le interruzioni stradali nei tratti collinari e

montani;

c) per eventi intensi con durata superiore alle 24-30 ore, quando il contributo degli affluenti perviene in concomitanza del colmo del corso d'acqua principale, si genera la fase parossistica dell'evento corrispondentemente ai tratti intermedi ed inferiori dei bacini montani maggiori di 2.000 km². Il corso d'acqua esonda ampiamente sul fondovalle, inondando centri abitati e campagne; sui versanti oltre alle numerose frane di tipo superficiale si innescano con maggior diffusione scivolamenti in roccia e talora crolli. Poiché in questa fase il trasporto solido lungo gli alvei diventa rilevante e risulta sempre associato a notevoli quantità di materiali arborei ed arbustivi sradicati e flottanti, si formano temporanei impedimenti al deflusso in corrispondenza a locali restringimenti di sezione e soprattutto in adiacenza a ponti di luce insufficiente;

d) con un certo ritardo, talora anche di vari giorni, rispetto ai fenomeni precedenti possono manifestarsi localmente grandi fenomeni franosi che coinvolgono profondamente il substrato roccioso, mobilizzando enormi volumi. Un ruolo importante viene assunto in questi casi dalla durata globale della precipitazione piuttosto che dalle fasi di maggiore intensità; la risposta ritardata dipende fondamentalmente dalle caratteristiche litotecniche dei materiali che costituiscono il versante e dalle condizioni della circolazione idrica nel sottosuolo.

Lo schema di sviluppo dei fenomeni di dissesto in corso di evento come sopra delineato (Tabella 4.1), può presentare talune sue fasi non ben distinte, in quanto pressoché coincidenti, in relazione a pulsazioni di pioggia particolarmente intensa o in condizioni di elevato ruscellamento superficiale. Ciò accade spesso durante violenti nubifragi estivi con durata di poche ore, oppure quando alla precipitazione piovosa in periodo tardo-primaverile, si associano diffusi fenomeni di fusione del manto nevoso. La sequenza è stata identificata in tre gravi eventi avvenuti nel nord Italia: Valtellina nel luglio 1987, Tanaro nel novembre 1994, Val d'Aosta nel 2000. Ma è stata osservata parzialmente anche durante altri eventi: in Piemonte nel 1968, 1977, 1978, 1993 e 2000, in Lombardia nel 1983 e 1992; in Val d'Aosta nel 1993.

Da quanto è stato illustrato brevemente, l'individuazione delle soglie d'innescio dei processi d'instabilità appare di notevole importanza ai fini della previsione e prevenzione dei fenomeni e di conseguenza per l'attivazione di procedure di allertamento atte a salvaguardare l'incolumità delle persone e dei beni.

Tabella 4.1 - Sequenza di processi naturali nell'Italia settentrionale. I triangoli caratterizzano le prime emergenze di ogni processo durante gli eventi meteorologici straordinari. I pallini indicano la possibile evoluzione del processo.

TIPO DI PROCESSO NATURALE	Soglia critica = 10 % della locale precipitazione media annua media annuale	FASE I	FASE II	FASE III
Frane superficiali		△△△△△△△ △△△△	°°	
Colate fangoso-detritiche (bacini < 20km ²)		△△△△△△△ △△△△	°°	
Piene (bacini sino a 500 km ²)		△△△△△△△ △△△△	°°	
Colate fangoso-detritiche (bacini > 20km ²)		△△	△△△△△△△ △△△△	°°
Piene (bacini 500-2000 km ²)		△△	△△△△△△△ △△△△	°°
Frane coinvolgenti il substrato		△△	△△△△△△△ △△△△	°°
Piene (bacini >2000 km ²)			△△	△△△△△△△ △△△△

4.1 Ricerca storica

La frequenza degli eventi alluvionali che colpiscono l'Italia settentrionale con una certa regolarità, conferma sempre più l'importanza della conoscenza pregressa al fine di prevedere gli scenari futuri. Le zone colpite risultano, infatti, più o meno le medesime nonostante abbiano subito nel corso degli anni modificazioni di origine antropica. Risulta quindi di fondamentale importanza raccogliere il maggior numero di notizie pregresse per poter disporre di un quadro conoscitivo, il più omogeneo possibile, di analoghi fenomeni avvenuti nelle stesse aree.

La metodologia d'indagine utilizzata si è sviluppata in 3 fasi di ricerca:

- 1) Ricerca delle fonti d'informazione (relazioni tecniche inedite, manoscritti, articoli di giornale, pubblicazioni, ecc.);
- 2) Analisi, validazione e inserimento dei dati;
- 3) Sintesi grafica.

4.2. Le sedi dell'indagine

L'indagine su frane superficiali e colate detritiche torrentizie è iniziata con la ricerca delle notizie storiche utili conservate presso l'Archivio Storico del CNR-IRPI di Torino (Fig. 4.2a). Tale collezione, iniziata nei primi anni '70, è il frutto di approfondite ricerche condotte presso Enti pubblici operanti sul territorio (in

particolare il Ministero dei Lavori Pubblici) e presso i principali Archivi di Stato e gli archivi comunali: si tratta abitualmente di documenti inediti (Fig. 4.2b), conservati in copia presso l'IRPI, quali richieste d'intervento da parte di Comuni o privati, richieste di finanziamento per il risanamento di aree colpite da dissesti, ordinanze di evacuazione, perizie tecniche, ecc...

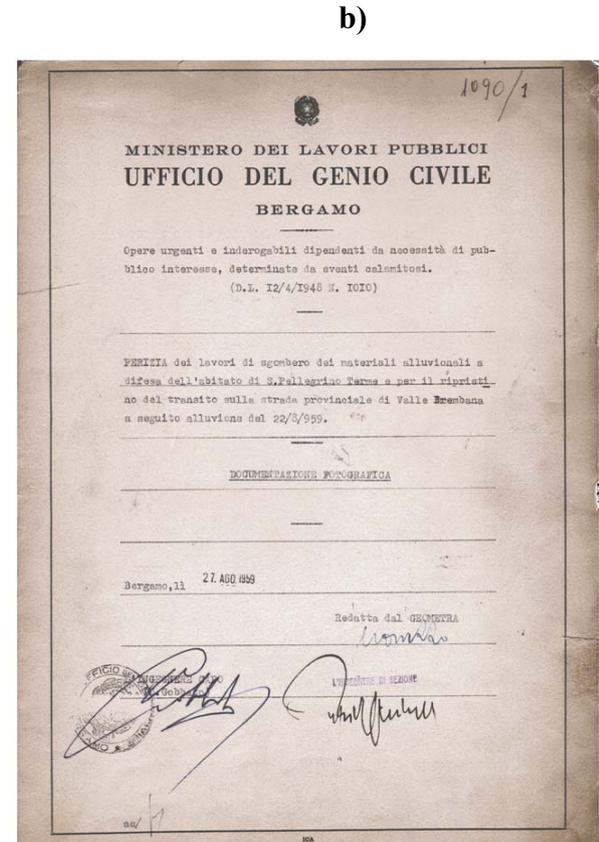
Le numerose notizie, per i comuni alpini e prealpini delle quattro province indagate, sono state selezionate e validate, prima di essere inserite nel *database* principale. Moltissimi eventi, essendo avvenuti prima degli anni '30 del secolo scorso (periodo dal quale esistono le registrazioni pluviometriche con una certa continuità), non sono stati considerati per la ricerca.

Sempre all'IRPI è stata successivamente passata in rassegna anche l'emeroteca, ove sono raccolti in copia articoli di giornali a tiratura nazionale e locale inerenti i processi d'instabilità naturale. Sono stati selezionati quelli che trattavano fenomeni avvenuti nelle province di Bergamo, Como, Lecco e Varese, dagli anni '30 ai giorni nostri.

La ricerca storica è proseguita presso la sede regionale del Corpo Forestale dello Stato. Negli ultimi decenni, ogni qual volta avveniva un dissesto che interessava zone di sua competenza, il CFS effettuava un sopralluogo, compilando una scheda di sintesi. La scheda contiene informazioni sull'ubicazione (piccolo allegato di cartografia IGM), la data e la fascia oraria di accadimento del fenomeno (raramente anche l'ora), le caratteristiche geometriche e quelle geologiche, le cause probabili d'insacco, i danni, ecc. Presso l'Archivio del Corpo Forestale dello Stato sono stati raccolti circa ottanta documenti per il periodo 2000-2010.

Come precedentemente accennato, i processi d'instabilità naturale considerati sono state le frane per fluidificazione della coltre superficiale (SS) e le colate fangoso-detritiche (MDF). Tutte le notizie relative ad altri tipi di dissesti sono state comunque utilizzate ed inserite all'interno di un secondo *database*: esso raccoglie tutti i fenomeni censiti che, non ricadendo nelle due tipologie precedenti, non sono state oggetto di successive elaborazioni.

Figura 4.2 - a) Particolare dell'Archivio Storico dell'IRPI di Torino; b) documento inerente una colata fangoso-detritica torrentizia che colpì San Pellegrino Terme nell'estate del 1959.



Le notizie acquisite non coprono con lo stesso grado di completezza ed uniformità l'intero periodo al quale si riferiscono: pertanto, a fronte di anni in cui si rintracciano numerose notizie circa l'innesco di movimenti franosi, si rilevano lacune, in termini di notizie reperite, rispetto ad altri periodi. Questa circostanza deve essere attentamente valutata nella fase dell'interpretazione dei dati, che potrebbero dare la falsa sensazione che in alcuni decenni, più che in altri, vi sia stata una forte concentrazione di fenomeni; in realtà in molti casi è la mole delle informazioni disponibili, più che la effettiva concentrazione degli episodi, a determinare la presenza di un maggior numero di dati.

I dati raccolti sono stati inseriti in un *database* in formato excel contenente il maggior numero di informazioni estraibili dai documenti ed utili per la ricerca (Fig. 10). Informazioni sia spaziali, sia temporali e sulla tipologia del processo, senza tralasciare le caratteristiche del substrato e del suolo. Chiaramente, i dati considerati per le successive elaborazioni sono stati solamente quelli con la copertura pluviometrica.

Per ogni evento, il punto d'innesco del dissesto è stato georiferito e possiede un

codice identificativo (GISID) ed una propria geometria di rappresentazione. È stato utilizzato il software ArcGis 9.2., con sistema di proiezione Gauss Boaga e base cartografica di riferimento la Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000. È stato ottenuto, quindi, un *database* georeferenziato dei fenomeni relativi alle province di Bergamo, Como, Lecco e Varese che consente un'immediata localizzazione spaziale dei fenomeni. Questo passaggio è risultato essenziale per poter visualizzare il *database* in ambiente GIS e confrontare l'ubicazione dei fenomeni con quella delle stazioni pluviografiche presenti (nel raggio di 5 km), allo scopo di individuare gli strumenti di misura più vicini e più rappresentativi per l'analisi delle piogge correlate (LUINO *et al.*, 2008).

Di seguito si riporta uno stralcio inerente alcuni processi censiti, con tutte le voci che compongono il ricco *database* creato per la presente ricerca.

Voci presenti nel *database*:

ID evento. Numero unico identificante il singolo processo.

Codice fenomeno. Sigla identificativa del fenomeno d'instabilità, composta dai seguenti caratteri in successione:

1. il numero identificativo del bacino generale: 1 per Ticino, 2 per Olona, 3 per Adda, 4 per Oglio, 5 per Mincio, 6 per Serio, 7 per Lambro.
2. le prime due lettere del bacino di ordine superiore;
3. le prime tre lettere dell'asta torrentizia coinvolta;
4. l'anno di accadimento;
5. il mese di accadimento;
6. il giorno di accadimento o il primo dei due giorni di accadimento;
7. una lettera finale progressiva (es. a,b,c, ecc.), solo nell'eventualità che i precedenti passaggi abbiano dato origine allo stesso codice per eventi differenti.

Provincia. Provincia nel cui territorio si colloca la località interessata dal fenomeno.

Comune. Comune nel cui territorio è ubicata la località interessata dal fenomeno.

Località. Nome della località interessata dal fenomeno o in prossimità della quale esso si è verificato. In tale campo può essere indicato:

- un abitato o una frazione direttamente colpita dal fenomeno, nel caso si disponga di segnalazioni di danno riferite ad aree antropizzate;
- la valle, il versante o il conoide interessati dal fenomeno;
- un toponimo locale riferito ad un piccolo insediamento rurale, un'area prativa, un bosco, rifugio, un rilievo, in prossimità del quale il fenomeno si è originato.
- "territorio comunale", nel caso le indicazioni disponibili non rendano possibile una più precisa collocazione spaziale dell'evento.

Bacino generale. Bacino idrografico principale del territorio lombardo (Ticino, Olona, Adda, Oglio, Mincio, Serio, Lambro) all'interno del quale ricade l'area interessata dal fenomeno descritto.

Bacino di ordine superiore. Corso d'acqua di ordine superiore rispetto a quello in cui si è verificato il fenomeno descritto.

Asta torrentizia coinvolta. Corso d'acqua interessato dal fenomeno. Nel caso in cui il fenomeno sia classificabile come *muddy-debris flow*, il campo è stato compilato con il nome dell'asta torrentizia lungo la quale si è verificato il processo di trasporto in massa. Per impluvi minori, dei quali non si conosce il nome, è stata riportata la sigla SNO (Senza Nome), talvolta seguita da brevi specifiche geografiche. Per i *soil slip* il campo è stato compilato con il nome dell'asta torrentizia, nel caso in cui la frana superficiale abbia raggiunto il corso d'acqua di fondovalle, oppure con il termine generico "versante", in caso contrario.

Anno, mese, giorno. Anno, mese e giorno di accadimento del processo naturale. Per fenomeni verificatisi nelle ore notturne, in assenza di un'indicazione precisa dell'orario di accadimento, sono stati indicati i due giorni tra i quali ricade la notte. In tali casi, infatti, il dissesto potrebbe essere avvenuto nella tarda serata del primo giorno o nelle prime ore del mattino del giorno successivo.

Periodo del giorno ed ore. Fascia giornaliera e/o orario di accadimento del fenomeno. A seconda del grado di precisione delle informazioni disponibili, nel campo è stata indicata un'ora definita, un intervallo temporale più o meno circoscritto o, genericamente, il momento della giornata, abbreviato nelle sigle: M = mattino, P = pomeriggio, S = sera, N = notte.

Tipologia. Tipologia del fenomeno naturale descritto.

Gli eventi considerati nel *database* sono riconducibili a due tipologie principali:

- MDF, termine con il quale sono stati indicati tutti gli eventi riconducibili a movimenti in massa incanalati (*debris flow* e/o *mud flow*).
 - SS, con riferimento alle frane di saturazione e fluidificazione della coltre superficiale.
- In terza analisi, in mancanza di indizi utili, sono state indicate anche le piene iperconcentrate (PI).

Quota. Quota sul livello del mare alla quale si è innescato il processo.

Volume stimato. Quando possibile, è stato citato il volume coinvolto dalla colata o dalla frana.

Precipitazioni. Valori tratti dagli Annali Idrologici, dalle strisciate presenti in ARPA Lombardia o da Sinergie (online).

Stazioni di misura. Sono elencate le stazioni di misura utilizzate, vale a dire quelle ricadenti all'interno del *buffer* previsto. Sono perciò indicate tutte le stazioni automatiche di monitoraggio meteorologico comprese in un intorno di 5 km dal punto d'innescamento del fenomeno considerato, per le quali è disponibile la copertura temporale relativa all'evento. Analogamente sono indicate le stazioni di misura di tipo meccanico.

Coordinate. X e Y in Gauss Boaga del punto preciso dell'innescamento o dell'intorno prossimo a tale punto.

Ubicazione. Viene indicato il grado di precisione con cui è stato possibile ubicare in cartografia (CTR alla scala 1:10.000) il punto d'innescamento del fenomeno, sulla base delle informazioni disponibili. I termini utilizzati sono i seguenti:

- Puntuale (P), in riferimento a fenomeni per i quali si dispone di una cartografia illustrante l'esatta localizzazione del dissesto oppure di informazioni geografiche molto dettagliate, quali la quota d'innescò lungo l'asta torrentizia.
- Generico su asta (abbr. Ga), in riferimento a fenomeni di tipo MDF, per i quali le informazioni geografiche disponibili si limitino all'indicazione dell'asta torrentizia coinvolta. In tali casi, il punto d'innescò del movimento in massa è stato collocato lungo l'asta, in posizione il più possibile baricentrica rispetto al bacino del corso d'acqua.
- Generico su versante (abbr. Gv), in riferimento a fenomeni di tipo *soil slip* nei casi in cui la documentazione reperita consenta l'individuazione del versante interessato, ma non il punto esatto d'innescò del dissesto.
- Generico su località (abbr. Gl), nel caso in cui le informazioni relative al processo naturale non siano sufficienti per individuare l'asta torrentizia o il versante nei quali si è innescato il fenomeno, ma si limitino a citare le località, normalmente ubicate sul fondovalle, che hanno risentito dei suoi effetti.

Breve descrizione del fenomeno. Sono indicate le caratteristiche del fenomeno durante la sua evoluzione e le possibili modificazioni morfologiche causate al territorio circostante, nonché la possibile presenza di concause antropiche nel caso queste avessero giocato un ruolo nell'innescò dell'evento.

Danni. Sono indicati i danni subiti da strutture ed infrastrutture in seguito al verificarsi del fenomeno.

Cause. Nella quasi totalità dei casi si parla ovviamente di precipitazioni, talora con specifiche quali "prolungate" o "brevi ed intense".

Fonte. Sono riportate le fonti bibliografiche da cui sono state desunte le informazioni relative al fenomeno descritto: documentazione rilasciata da Amministrazioni comunali, Ministero L.L.P.P., Genio Civile, dal Corpo Forestale dello Stato, oppure tratta da pubblicazioni ed articoli di giornale.

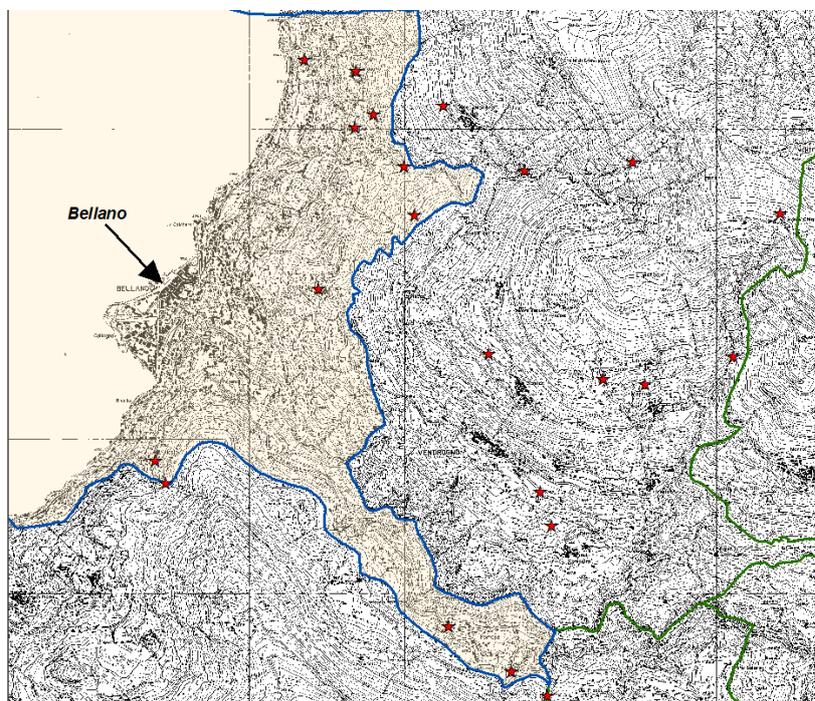
Litologia. Sono sinteticamente descritte le principali caratteristiche litologiche del substrato roccioso nel quale si è innescato il processo, sia il bacino nel caso di MDF, sia i versanti nel caso di SS. La caratterizzazione geolitologica è stata effettuata mediante la consultazione del programma Corine Land Cover.

Uso del suolo. Sono sinteticamente descritte le principali caratteristiche di utilizzo a livello di copertura boschiva, uso agricolo o insediativo del territorio dove sono avvenuti i fenomeni.

Suolo. Terminologia specifica tratta da www.cartografia.regione.lombardia.it

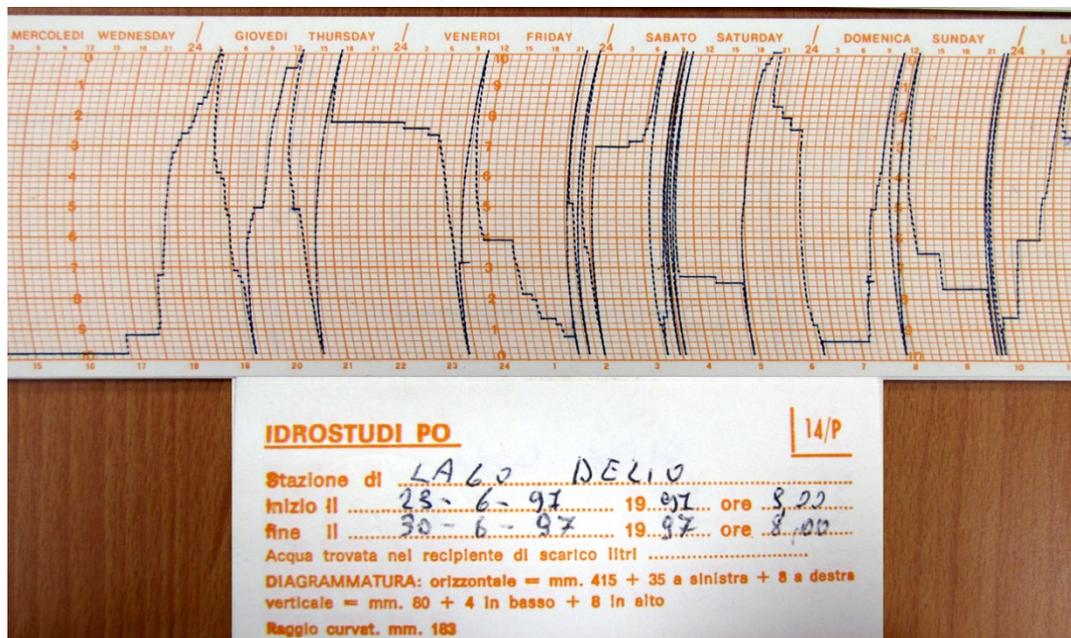
L'analisi cartografica ha consentito di evidenziare l'esistenza di aree critiche, dove si osserva una forte concentrazione di fenomeni ascrivibili alla dinamica di versante o torrentizia; è il caso di Castiglione Olona (va) dove, in seguito alle precipitazioni del 1° giugno 1992, sono avvenute oltre una decina di frane superficiali in un'area di circa 1 km², oppure quello di Bellagio (CO) dove, in seguito alle precipitazioni del novembre 2002 sono stati registrati ben 40 fenomeni franosi superficiali, oppure ancora quello del Comune di Bellano (Figura 4.3), ove sono stati censiti 11 movimenti gravitativi.

Figura 4.3 - Dissesti censiti nel territorio comunale di Bellano.



Una volta completata la fase di compilazione del *database* e la georeferenziazione dei processi, si è proceduto alla relativa ricerca dei valori di precipitazione innescaanti. Tale ricerca è avvenuta presso l'ARPA Lombardia (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale)(Figura 11), Ente che ha ereditato qualche anno fa la collezione cartacea dell'ex Ufficio Idrografico per il Po, sede di Milano. Per quanto riguarda i fenomeni più recenti, i valori sono stati recuperati mediante il sito di Sinergie, mentre per gli eventi più datati sono stati consultati i volumi degli Annali Idrologici dell'Ufficio idrografico, presenti presso la sede del CNR-IRPI di Torino.

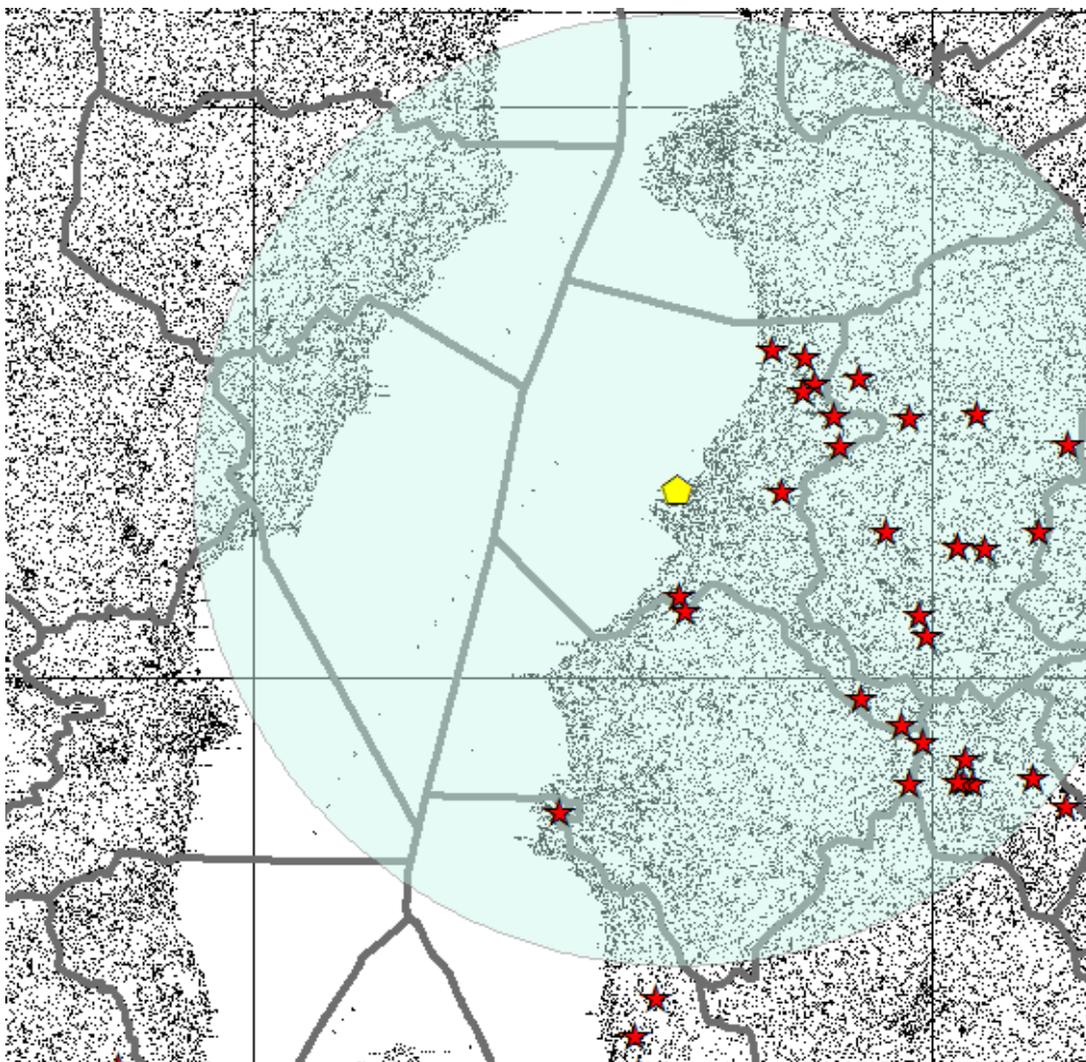
Figura 4.4 - Precipitazioni registrate alla stazione di Lago Delio per la settimana 23-30 giugno 1997. Sono ben evidenti alcuni scrosci temporaleschi: il più violento fu registrato sabato 28 giugno 1997, fra le ore 5 e le ore 10.



Nell'effettuare la scelta delle stazioni di misura rappresentative dei vari eventi, si è tenuto conto del fatto che stazioni troppo distanti dal punto d'innescio del fenomeno potrebbero essere poco rappresentative del comportamento pluviometrico dell'area in esame, considerazione che risulta particolarmente appropriata quando ci si riferisce a fenomeni a carattere temporalesco che si verificano in altura, caratterizzati da estensioni areali molto ridotte.

D'altra parte, restringere in maniera eccessiva l'area di influenza assegnata alle singole stazioni di misura comporterebbe una notevole perdita di dati utili, a causa della scarsa presenza di registratori di pioggia sul territorio, che lascia scoperte rispetto ai dati pluviometrici aree piuttosto estese; a ciò occorre aggiungere che le serie di dati risultano spesso lacunose, a seguito di malfunzionamento delle apparecchiature o di interruzioni vere e proprie delle attività di raccolta. Alla luce di tali considerazioni, come nella ricerca conclusa nel 2008 (Luino *et al.*, 2008), si è deciso di utilizzare quali stazioni rappresentative dei fenomeni rintracciati, quelle che ricadevano in un raggio di 5 km rispetto al punto di innescio del dissesto, che sono state individuate grazie al software GIS con la creazione di un *buffer* di raggio pari a 5 km (Figura 4.5).

Figura 4.5 - Esempio di *buffer* con raggio di 5 km baricentrico sulla stazione di Bellano (pentagono giallo): i simboli a forma di stella rappresentano le ubicazioni degli inneschi dei fenomeni franosi.

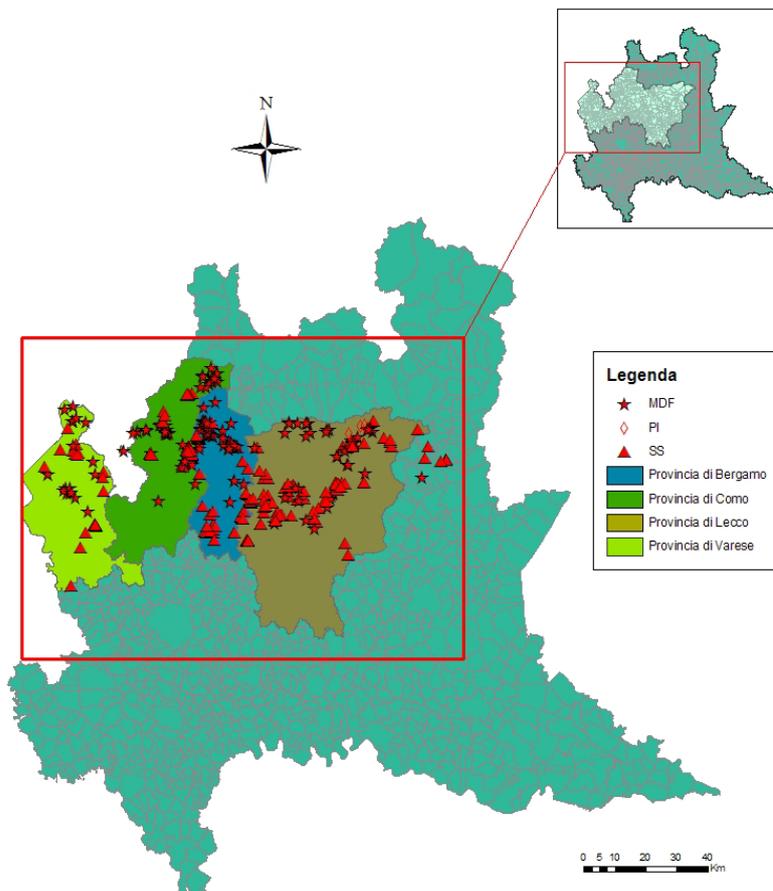


4.3. Elaborazione dati

Il ricco *database* può consentire alcune elaborazioni statistiche, in grado di mettere in evidenza, ad esempio, quali siano:

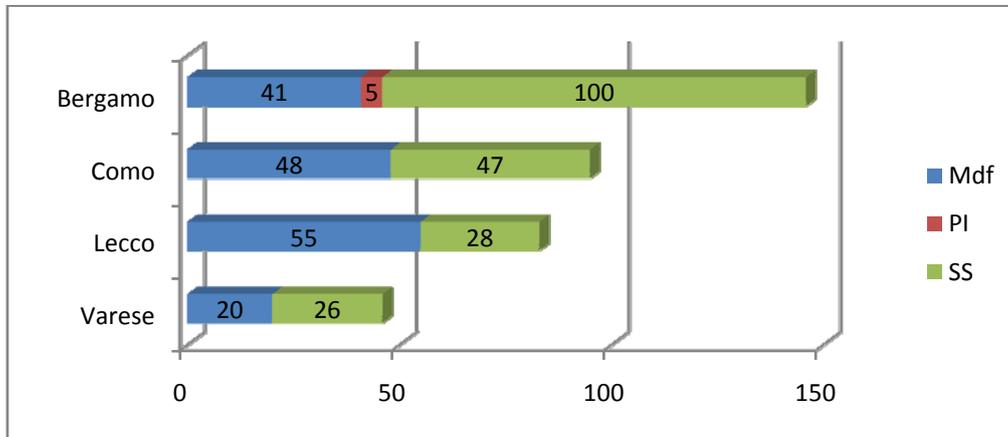
- a) le tipologie di dissesto più diffuse nelle province prese in considerazione nel presente studio (Figura 4.6);
- b) i decenni con la maggior concentrazione di fenomeni di dissesto;
- c) i danni più comuni generati dalle tipologie sopraelencate.

Figura 4.6- Distribuzione dei processi d'instabilità naturale nelle quattro province indagate.



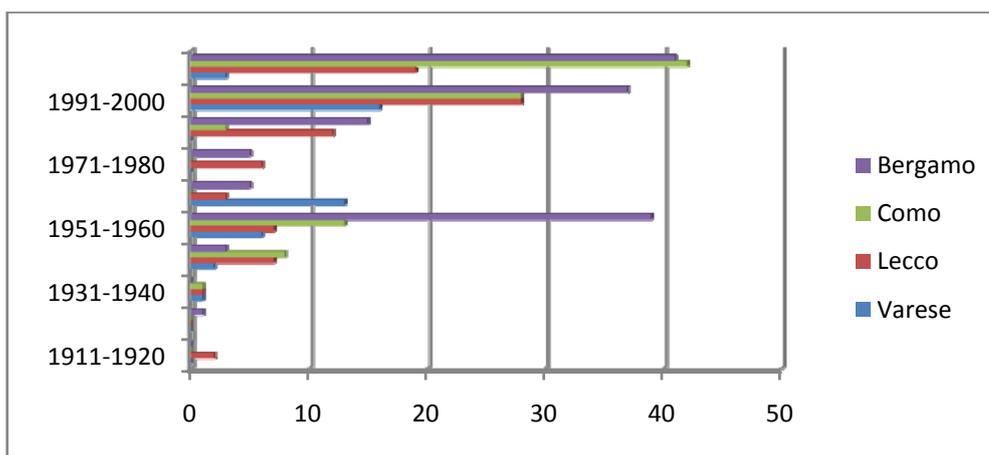
Per le province lombarde analizzate i processi per i quali si dispone di almeno una notizia sono risultati essere 378: 202 di esse sono riferite a *soil slip*, 171 a *muddy-debris flow* e 5 a *piene iperconcentrate* (Figura 4.7). La provincia bergamasca è l'area nella quale si registra la maggior concentrazione di processi, anche a causa della maggiore estensione areale (2722,35 km²).

Figura 4.7 - Suddivisione dei processi d'instabilità naturale (*muddy-debris flow*=Mdf, *piena iperconcentrata*=PI, *soil slip*=SS) per le quattro province analizzate.



La figura 4.8, invece, mette in evidenza come, per il periodo analizzato, vi siano stati tre periodi nei quali vi è stata una maggiore concentrazione di processi: gli ultimi due decenni e quello 1950-1959, caratterizzato da numerosi processi d'instabilità (soprattutto in provincia di Bergamo) innescatisi in concomitanza del grave evento alluvionale della prima decade di novembre 1951 (alluvione in Polesine).

Figura 4.8- Suddivisione decennale dei processi d'instabilità naturale per le quattro province lombarde studiate.

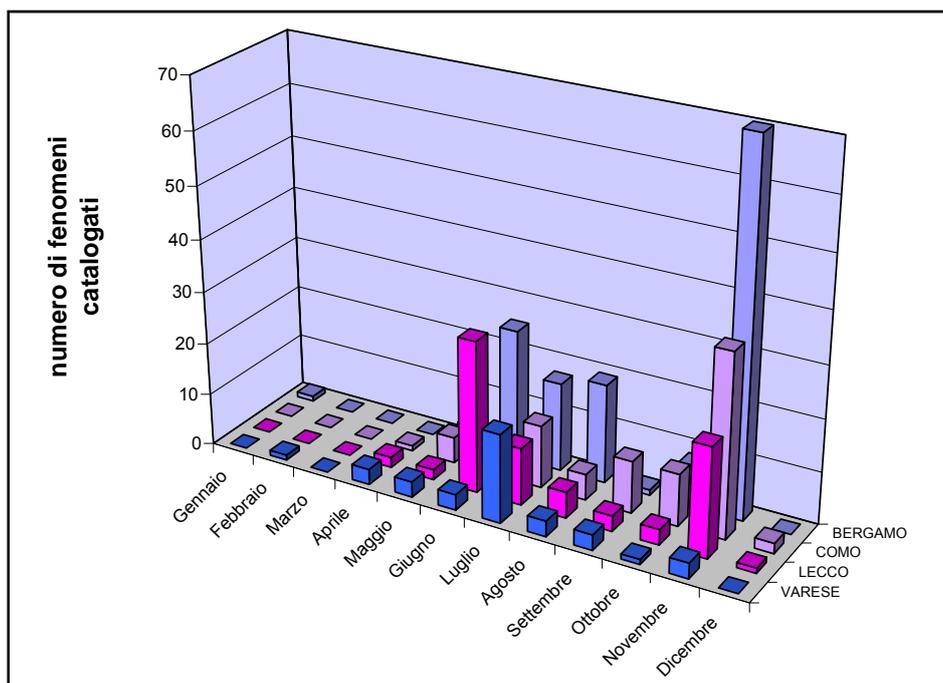


Per quanto riguarda il periodo 1990-2010 sicuramente l'incremento è dovuto anche alla notevole disponibilità di dati ritrovati presso l'Archivio del Corpo Forestale dello Stato della Regione Lombardia.

La distribuzione mensile dei processi d'instabilità risente molto dell'andamento climatico della zona in esame. Le precipitazioni prolungate, talora non intense,

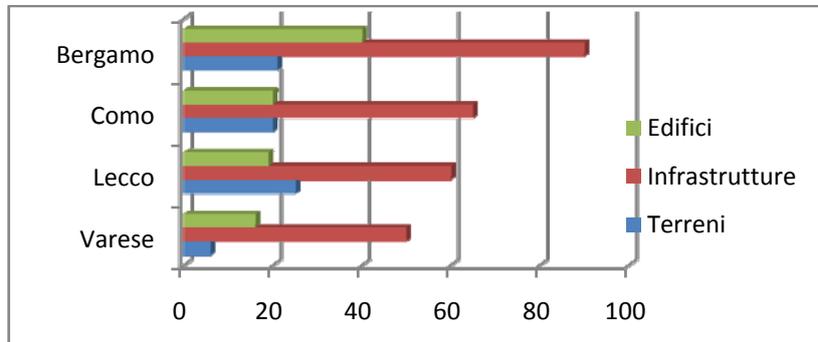
provocano il picco dei fenomeni nel periodo tardo primaverile ed autunnale (in particolare a novembre), mentre le piogge brevi ed intense generano più processi nel periodo estivo (Fig. 4.9).

Figura 4.9 - Distribuzione mensile dei fenomeni di dissesto censiti all'interno delle Province costituenti l'area di studio.



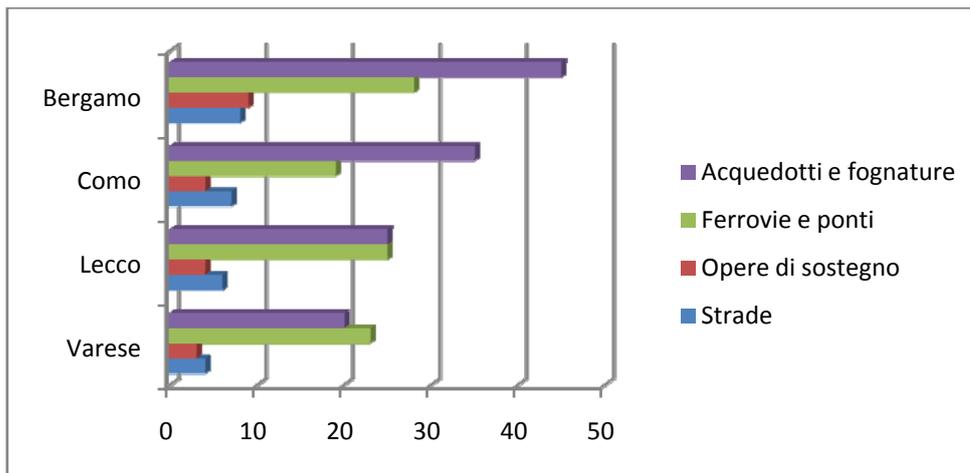
Dall'esame dei danni rilevati nelle varie province analizzate (Figura 4.10), emerge un frequente coinvolgimento delle opere antropiche, siano esse infrastrutture o edifici adibiti ad uso abitativo, industriale o agricolo. Tale circostanza è in parte la diretta conseguenza della forte antropizzazione che caratterizza il territorio lombardo, e in parte è imputabile alla maggiore disponibilità di segnalazioni di danno nelle aree antropizzate piuttosto che in zone non abitate.

Figura 4.10 – Tipologia di danni causati dai processi d’instabilità naturale dal 1930 ad oggi



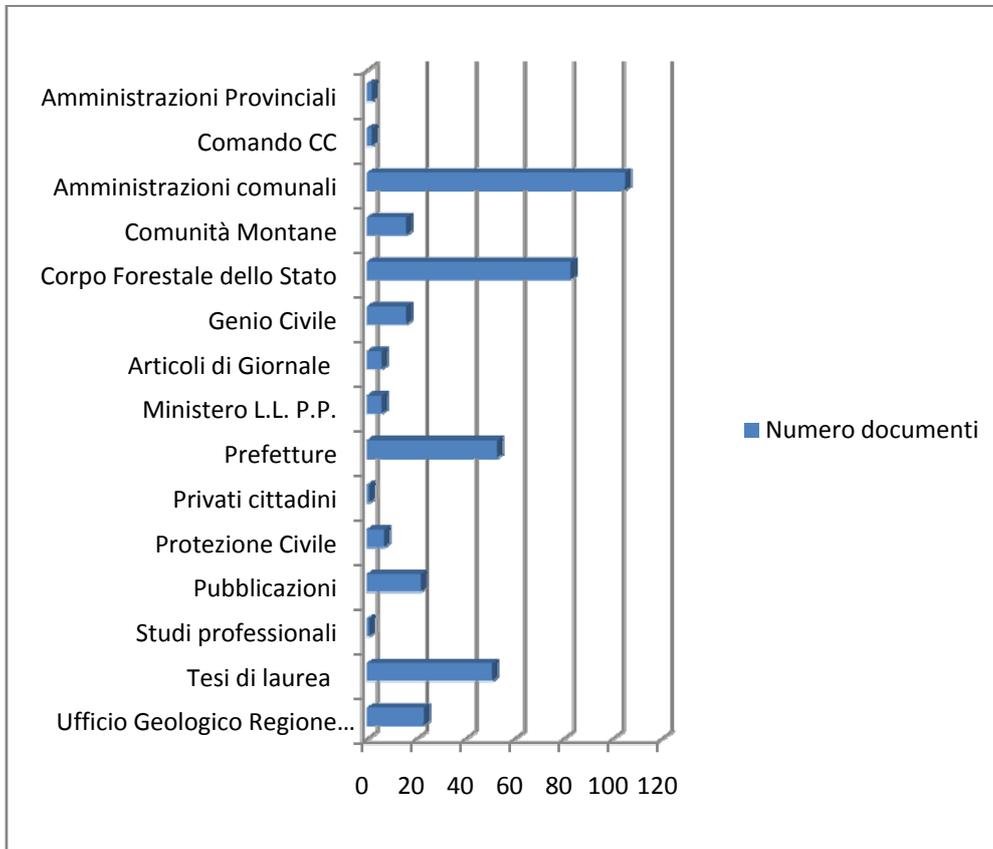
Dall’esame dei danni rilevati per quanto riguarda le infrastrutture (Figura 4.11), si denota che le infrastrutture maggiormente colpite in tutte le provincie studiate sono le strade e le opere di sostegno.

Figura 4.11: Suddivisione per tipologie d’infrastrutture coinvolte dai processi d’instabilità



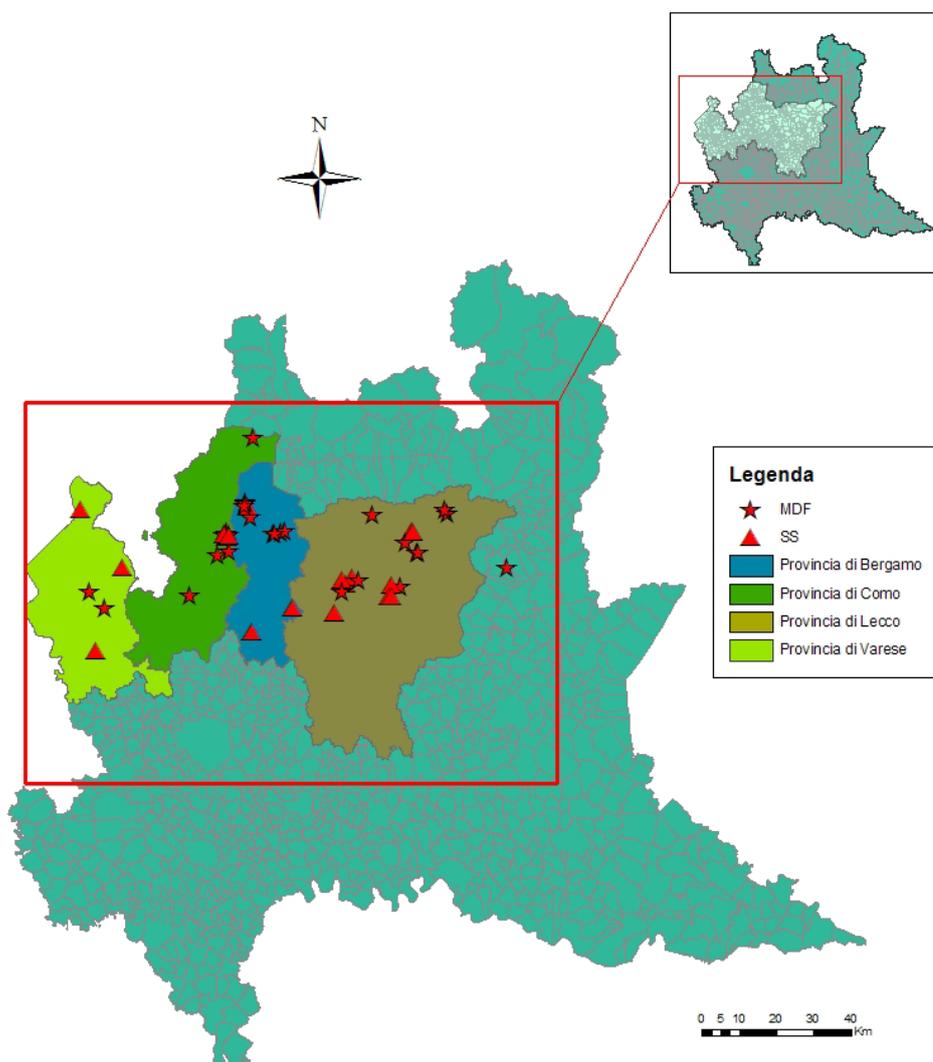
Per ciò che concerne le fonti consultate (Figura 4.12), si può notare come le Amministrazioni Comunali e il Corpo Forestale dello Stato siano stati gli Enti che hanno fornito maggiormente documenti utili per la presente ricerca.

Figura 4.12: Fonti d'informazioni dalle quali sono state tratte le notizie utili per il database.



Dei 378 processi d'instabilità censiti soltanto 50 sono risultati provvisti di orario d'innescò noto e copertura dei dati pluviometrici. Il notevole divario è dovuto alla carente rete di strumenti presenti sul territorio, tra le altre cause, i frequenti malfunzionamenti ai quali le stazioni pluviografiche considerate sono risultate soggette (Figura 4.13).

Figura 4.13 - Distribuzione dei processi d'instabilità naturale per i quali è noto l'orario d'innescio.



Capitolo 5

Elaborazione dati pluviometrici.

5.1. Individuazione delle stazioni di misura rappresentative rispetto ai dissesti censiti

Al fine di caratterizzare da un punto di vista pluviometrico i fenomeni di dissesto censiti, occorre innanzitutto determinare i valori delle grandezze pluviometriche caratteristiche degli eventi innescanti (intensità, durata e valore cumulato della precipitazione nel corso dell'evento) e l'entità della Precipitazione Media Annuale (PMA) dell'areale in esame. Tali informazioni possono essere desunte dall'elaborazione dei dati registrati dalle stazioni di misura che costituiscono la rete di monitoraggio meteorologica della Regione Lombardia. La maggior parte delle stazioni presenti sul territorio regionale è stata gestita a partire dal 1917 dal SIMN (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale) e i dati corrispondenti a tali registrazioni sono pubblicati negli Annali Idrologici. Il trasferimento di competenze dallo Stato alle Regioni attuato attraverso il D.Lgs. n.112 del 31 marzo 1998 ha interessato anche il SIMN, la cui dotazione strumentale ed organica è passata dal 1999 sotto la gestione dell'ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale), istituita in Lombardia con la LR n. 16 del 1999. Dal 1° gennaio 2005 l'ARPA Lombardia gestisce anche le reti di monitoraggio automatico regionali. Pertanto, allo stato attuale, i dati gestiti da ARPA Lombardia sono in parte scaricabili dal portale istituzionale dell'Ente (dati da telemisura), in parte digitalizzati e consultabili dopo apposita richiesta ed in parte visionabili direttamente in forma cartacea presso l'Archivio della sede di Milano.

I dati pluviometrici da considerare rispetto ad ogni processo d'instabilità sono quelli rilevati dalla stazione di misura "rappresentativa" dell'evento meteorico innescante il processo, la quale deve essere definita coerentemente con le finalità della ricerca. Nel presente lavoro, seguendo la linea già adottata nel corso della precedente convenzione intercorsa tra CNR-IRPI di Torino e IReR, l'attribuzione delle stazioni di misura rappresentative è stata effettuata cercando di ottemperare a due diverse esigenze:

1) L'adozione di stazioni di misura che siano quanto più possibile rappresentative dell'effettivo comportamento pluviometrico delle aree in cui si sono rilevati i fenomeni di dissesto. Rispetto a tale esigenza i criteri adottati nella scelta sono stati: a) la minimizzazione della distanza stazione-fenomeno, b) la

minimizzazione del dislivello altimetrico stazione-fenomeno, c) l'appartenenza allo stesso sottobacino idrografico della stazione e del punto di innesco del fenomeno, d) l'appartenenza a versanti che presentino la medesima esposizione della stazione e del punto di innesco del fenomeno.

2) La preservazione del maggior numero possibile di fenomeni da analizzare, al fine di garantire la massima rappresentatività possibile al campione di dati elaborato.

L'attribuzione delle stazioni di misura rappresentative ai fenomeni catalogati rappresenta una fase molto delicata del lavoro: a causa delle caratteristiche orografiche del territorio regionale, infatti, le celle temporalesche possono innescare fenomeni con estensioni areali molto ridotte e ciò può comportare notevoli difformità nei valori di precipitazione rilevati, anche tra stazioni di misura relativamente vicine.

In Figura 5.1, ad esempio, sono poste a confronto le intensità e i valori cumulati di precipitazione per le stazioni di Ludrigno-Ardesio (A) e Valcanale (B), entrambe in provincia di Bergamo: poste ad una distanza in linea d'aria di circa 6 km, ma su versanti con diversa esposizione e quote sul livello del mare pari rispettivamente a 530 m e 1020 m, nel corso dell'evento meteorico del novembre 1996, durante il quale si innescarono vari fenomeni di dissesto nell'area in cui ricadono i due strumenti, esse rilevarono andamenti delle precipitazioni molto diversi.

Figura 5.1 – a) Rappresentazione geografica su Google dell'ubicazione delle due stazioni di Ludrigno-Ardesio (A) e Valcanale (B)

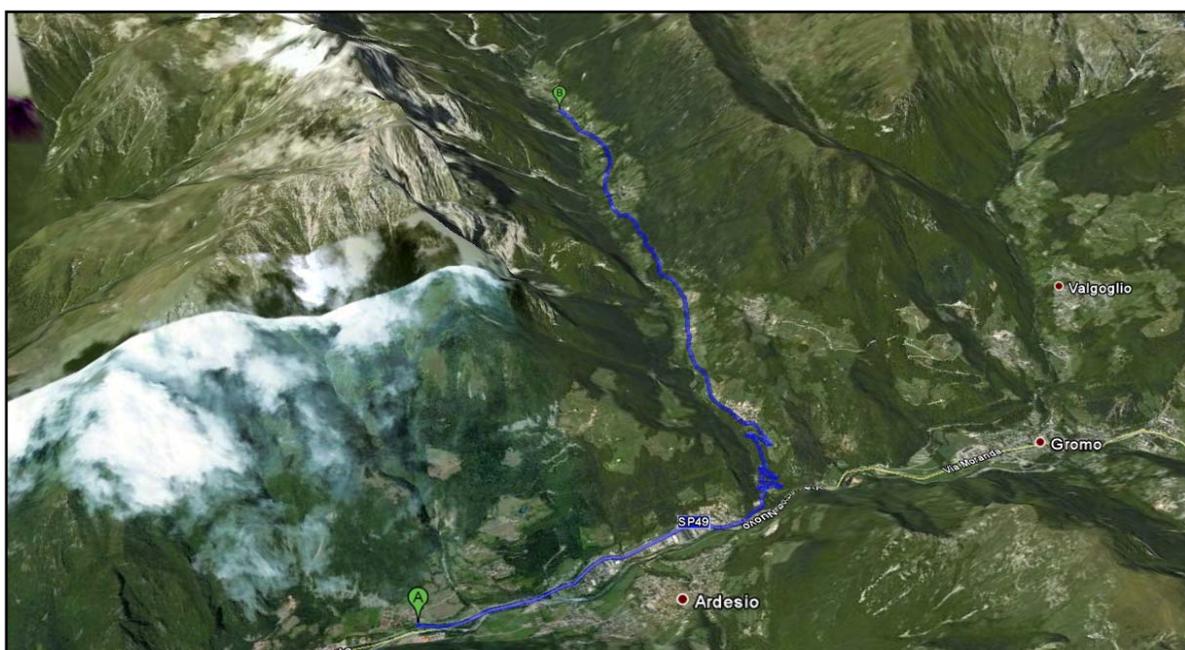
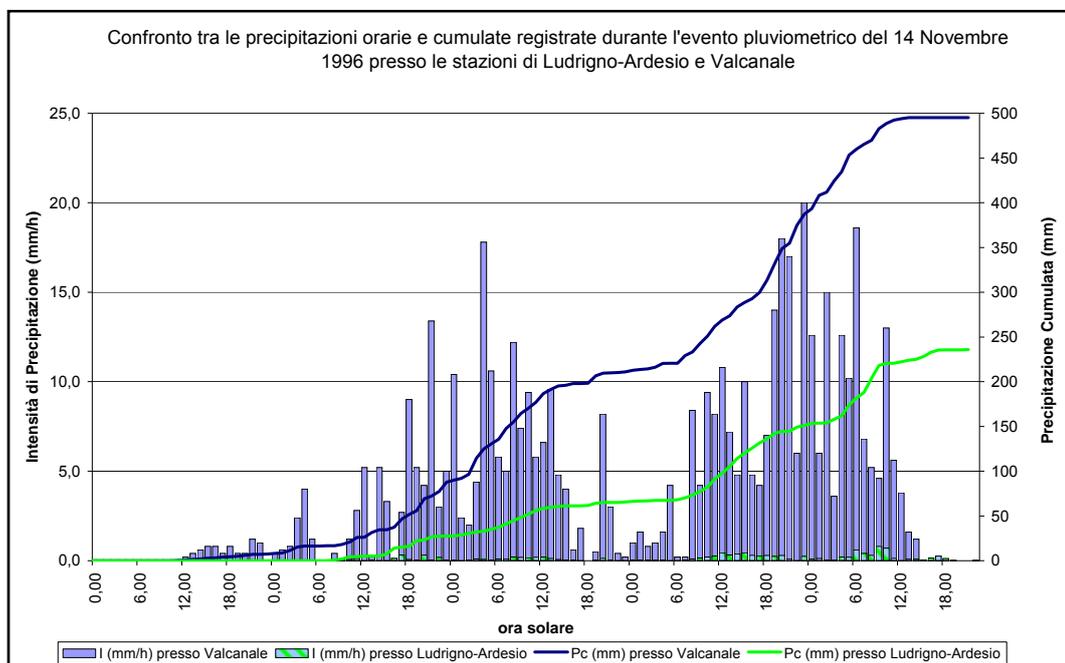


Figura 5.1 b) confronto tra le intensità e i valori cumulati delle precipitazioni registrate presso le due stazioni nel corso dell'evento meteorico del 14 novembre 1996



Sulla base delle esperienze maturate presso l'IRPI di Torino nel corso di diverse ricerche condotte sulle soglie pluviometriche d'innescio per frane superficiali (anche nell'ambito di convenzioni con la Regione Lombardia), si è deciso di adottare quali stazioni rappresentative quelle ricadenti in un intorno circolare del punto di innescio del fenomeno di raggio massimo pari a 5 km.

Fissato tale criterio di scelta, al fine di effettuare l'assegnazione delle stazioni rappresentative relative ad ogni fenomeno, si è proceduto innanzitutto alla rappresentazione cartografica ed alla digitalizzazione delle informazioni relative agli strumenti di misura presenti sul territorio regionale.

5.2. Rappresentazione cartografica e digitalizzazione delle informazioni relative alle stazioni di monitoraggio

Ognuna delle stazioni di monitoraggio è stata rappresentata su supporto cartografico mediante Sistema Informativo Geografico (GIS), utilizzando il software ArcGis 9.2. L'uso del GIS consente di ottenere alcuni risultati fondamentali:

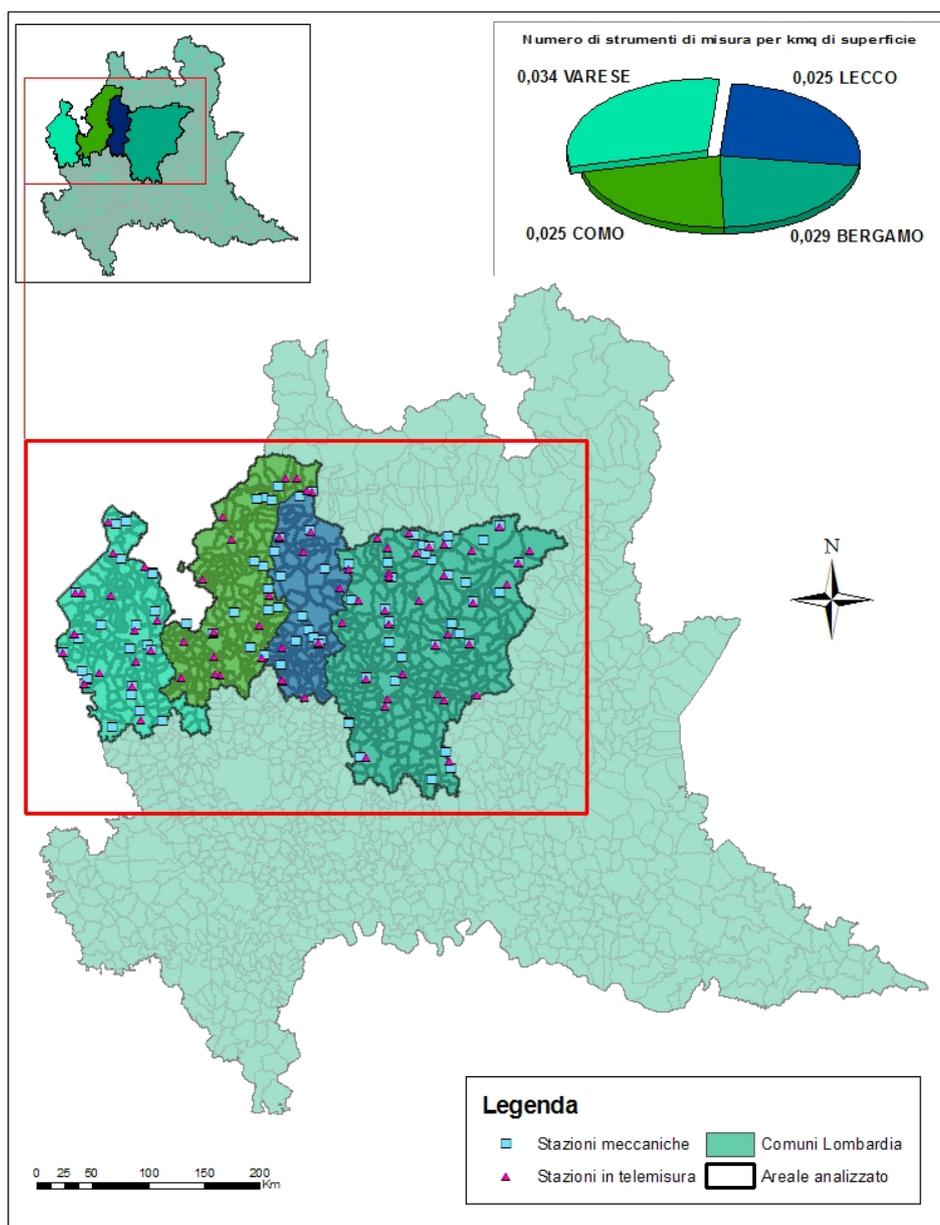
1. creare una banca dati in grado di raccogliere, conservare e rendere fruibili le informazioni acquisite;
2. realizzare una cartografia tematica capace di rappresentare in maniera sintetica le informazioni raccolte;
3. attribuire ad ogni fenomeno di dissesto censito la corrispondente stazione rappresentativa;
4. definire nuove informazioni a partire dalla redazione degli inventari conoscitivi e dalla elaborazione dei dati.

La rappresentazione cartografica ha impiegato come base di riferimento per l'ubicazione delle stazioni la CTR della Regione Lombardia in versione raster ed un insieme di file in formato *.shp (limiti amministrativi, idrografia, ecc...). Le stazioni di misura sono state rappresentate come elementi di tipo puntuale e per ognuna di esse è stata compilata una breve scheda anagrafica con l'indicazione: del tipo di apparecchio, del periodo di funzionamento e dell'ubicazione dello strumento in coordinate Gauss Boaga riferite al Datum Roma 40.

Un primo dato interessante, circa la consistenza della rete di monitoraggio presente nell'area di studio, è emerso in maniera immediata dalla digitalizzazione delle stazioni pluviografiche ed è quello relativo alla densità areale degli strumenti all'interno del territorio esaminato: essa è risultata in generale molto bassa, con un totale di 0,025 stazioni/km² per le province di Como e Lecco, di 0,029 stazioni/km² per la Provincia di Bergamo e 0,034 stazioni/km² per Varese (Fig. 22). Questo dato, che già segnala una scarsa disponibilità di dati pluviometrici nel territorio in esame, diviene ancora più significativo se si considera che è riferito all'intera rete di misura senza tenere conto del fatto che non tutte le stazioni hanno funzionato per l'intero intervallo di tempo preso in esame nel corso della ricerca. Il dato, inoltre, include anche le stazioni pluviometriche che, tranne rari casi, non consentono l'estrapolazione del dato orario di precipitazione e, dunque, non consentono la definizione dell'intensità di precipitazione indispensabile alla definizione delle soglie.

Queste osservazioni pongono in evidenza una problematica che è emersa in più fasi nel corso dello studio: la scarsa disponibilità di strumenti di misura sul territorio rende molto complesso il reperimento dei dati pluviometrici rispetto ai fenomeni di cui si hanno notizie, a causa di una inadeguata copertura spaziale e temporale.

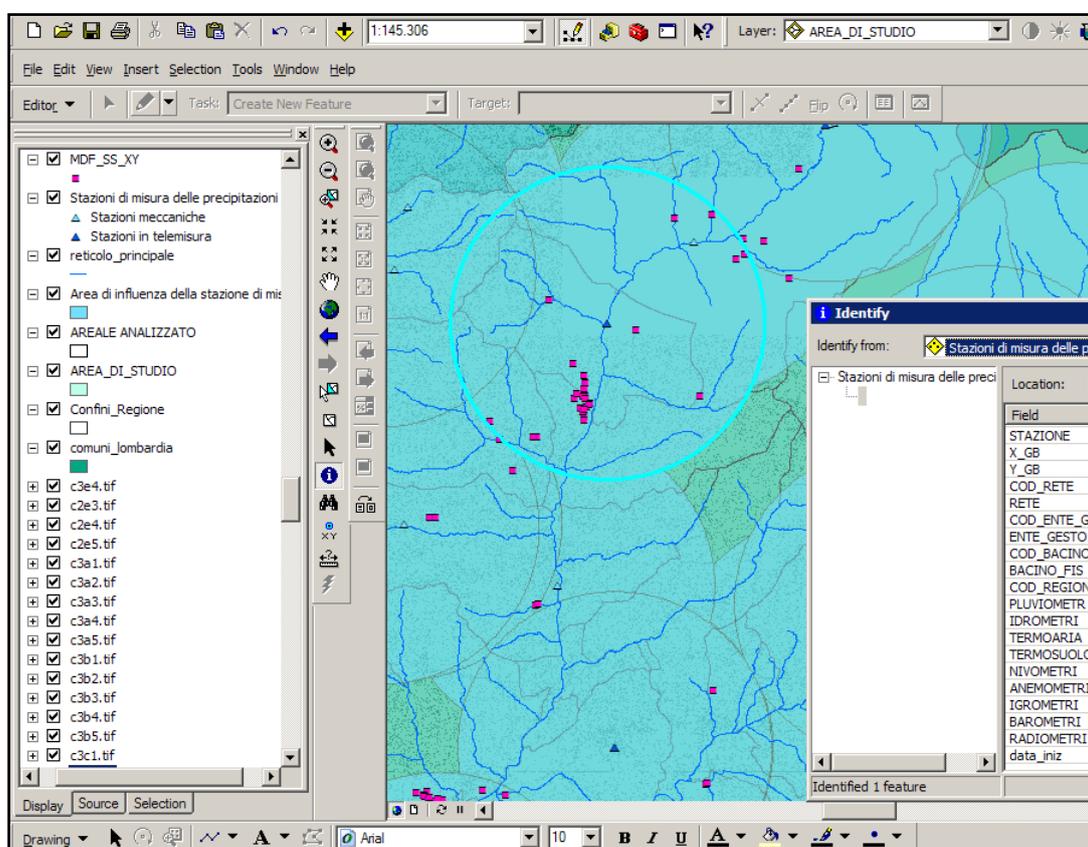
Figura 5.2 - Rappresentazione con software GIS della rete di monitoraggio meteorologico gestita da ARPA Lombardia per le Province analizzate e analisi della consistenza della rete



Acquisite le informazioni relative alla rete di monitoraggio si è proceduto all'analisi spaziale dei dati, creando dei *buffer* di raggio pari a 5 km rispetto ad ogni stazione di misura: in questo modo è stato possibile stabilire quale fosse l'area di influenza di ogni strumento ed assegnare ad ogni fenomeno le stazioni di misura di riferimento (Fig. 5.3).

Individuate le stazioni di riferimento corrispondenti ai diversi fenomeni si è proceduto alla verifica della copertura temporale per i dati pluviometrici forniti dagli strumenti e alla ricerca dei dati richiesti per ogni stazione di misura.

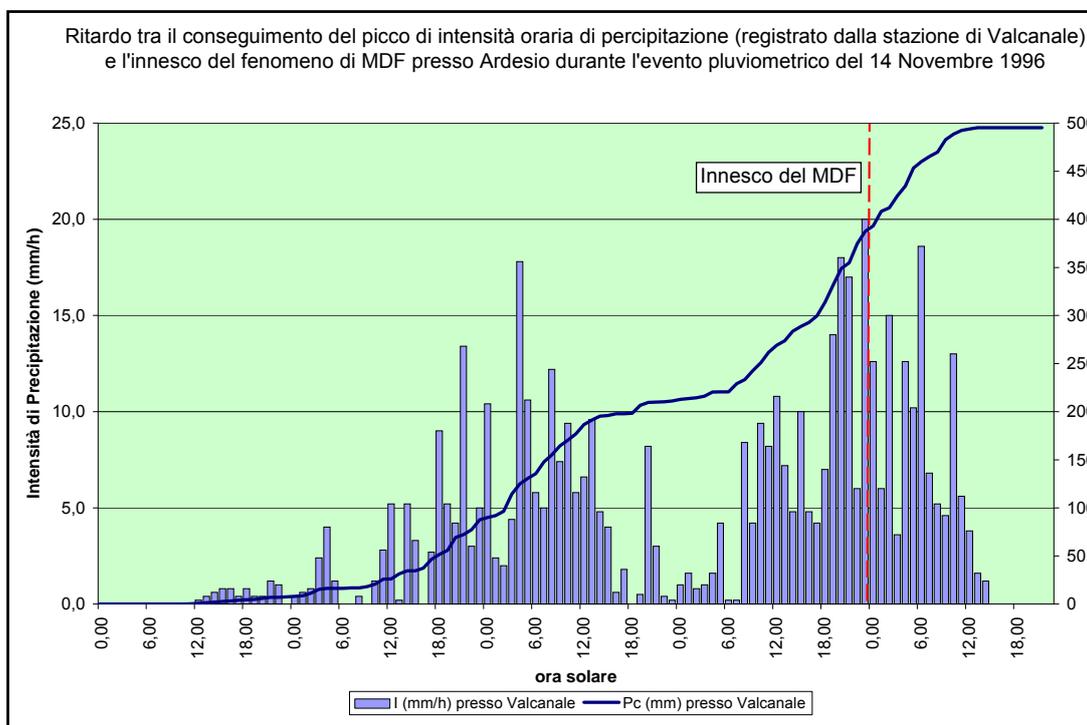
Figura 5.3 - Creazione dei *buffer* per l'attribuzione delle stazioni di misura rappresentative ai processi d'instabilità catalogati



5.3. Criticità nella ricerca dei dati pluviometrici

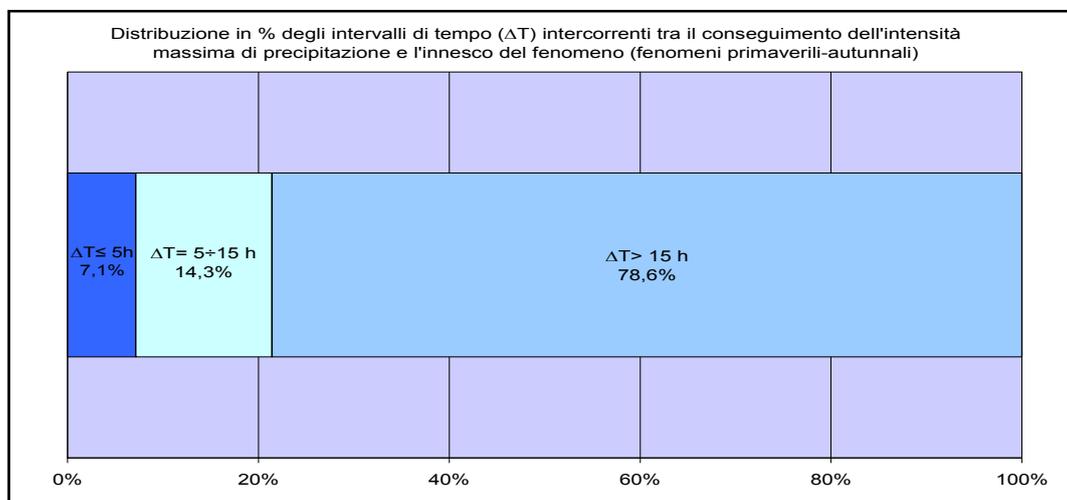
In molti casi i documenti dai quali sono state tratte le notizie sui fenomeni di dissesto censiti non fornivano informazioni sul preciso orario di innesco. Questa circostanza avrebbe potuto comportare una consistente perdita di dati potenzialmente utili ai fini delle successive elaborazioni. Al fine di contenere tale perdita di dati, nei casi in cui non era noto l'orario preciso di innesco ma si disponeva di informazioni piuttosto accurate circa il momento della giornata in cui il fenomeno si era attivato, l'orario di innesco è stato desunto a posteriori. Con lo scopo di individuare un criterio obiettivo per l'attribuzione a posteriori degli orari di innesco ai fenomeni si è proceduto, rispetto ai casi in cui tali informazioni risultavano note, all'analisi dei ritardi registrati tra il conseguimento della massima intensità di precipitazione nel corso dell'evento innescante e l'innescamento dei fenomeni (Fig. 5.4).

Figura 5.4 - Grafico precipitazioni-innesco relativo al fenomeno contrassegnato con ID 189, Ardesio 14/11/1996, con piogge d'evento misurate presso la stazione di Valcanale



La prima operazione effettuata sui dati d'evento acquisiti è stata la suddivisione del campione in due gruppi, al fine di consentire un esame separato dei ritardi per i fenomeni primaverili-autunnali, solitamente conseguenti a precipitazioni prolungate anche di modesta intensità, e per i fenomeni estivi, generalmente innescati da precipitazioni brevi ed intense. Dall'analisi dei fenomeni innescatisi nel periodo primaverile-autunnale emerge che il tempo di ritardo che separa il picco di intensità massima di precipitazione dal momento di innesco del fenomeno eccede, nella maggior parte dei casi, le 15 ore (Fig. 5.5).

Figura 5.5 - Distribuzione percentuale dei ritardi (Δt) registrati tra il raggiungimento del picco d'intensità dell'evento meteorico e l'innesco del movimento per i fenomeni primaverili-autunnali



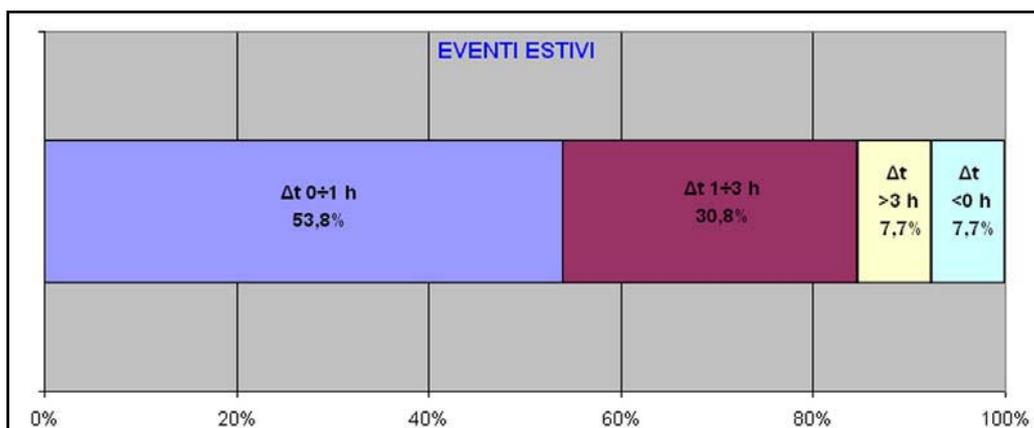
Per i fenomeni estivi i dati disponibili non sono risultati sufficienti ad effettuare una elaborazione statistica del campione. Pertanto, tenendo conto della sostanziale omogeneità climatica delle aree prese in esame, si è preferito fare riferimento ai risultati già tratti nel corso della precedente convenzione intercorsa tra il CNR-IRPI di Torino e l'IReR (Luino *et al.*, 2008), avente come area di studio il territorio delle province di Brescia e Sondrio. Dall'analisi dei dati emergeva come più della metà dei dissesti censiti (54%) fosse avvenuta in concomitanza dell'ora in cui era stata registrata la massima intensità oraria di precipitazione o entro l'ora immediatamente successiva ($\Delta t = 0-1 h$) (Fig. 5.6).

La trattazione separata degli eventi estivi rispetto a quelli primaverili-autunnali pone in evidenza l'esistenza di marcate differenze negli intervalli di tempo intercorrenti tra l'ora di conseguimento dell'intensità massima di pioggia e l'ora di innesco del movimento tra i due gruppi; esse sono imputabili alle differenti tipologie di eventi pluviometrici innescanti che sottendono, a loro volta, diversi meccanismi di innesco dei processi: la precipitazione, infatti, pur essendo ampiamente riconosciuta in letteratura come principale causa di attivazione per le frane superficiali, non è una causa diretta dell'innesco, bensì concorre all'instabilità attraverso meccanismi differenti, che possono attivarsi alternativamente a seconda delle caratteristiche di durata ed intensità della precipitazione.

Limitatamente ai fenomeni estivi, dimostrata la netta prevalenza dell'innesco del movimento entro un'ora dal raggiungimento del picco d'intensità oraria di precipitazione, si è ritenuto di applicare tale criterio per attribuire un orario preciso di accadimento a quei dissesti per i quali si conosce solo genericamente il momento del giorno in cui sono avvenuti. Tale metodologia è stata applicata ai dissesti per i quali si è riscontrata una buona corrispondenza tra il periodo della giornata indicato dalle fonti d'informazione come momento di innesco e le ore in

cui sono state registrate le massime intensità di precipitazione. Nei casi in cui non si sia avuto tale riscontro i fenomeni non sono stati presi in considerazione per le successive analisi.

Figura 5.6 - Distribuzione percentuale dei ritardi (Δt) registrati tra il raggiungimento del picco d'intensità dell'evento meteorico e l'innesco del movimento per i fenomeni estivi (Luino *et al.*, 2008).

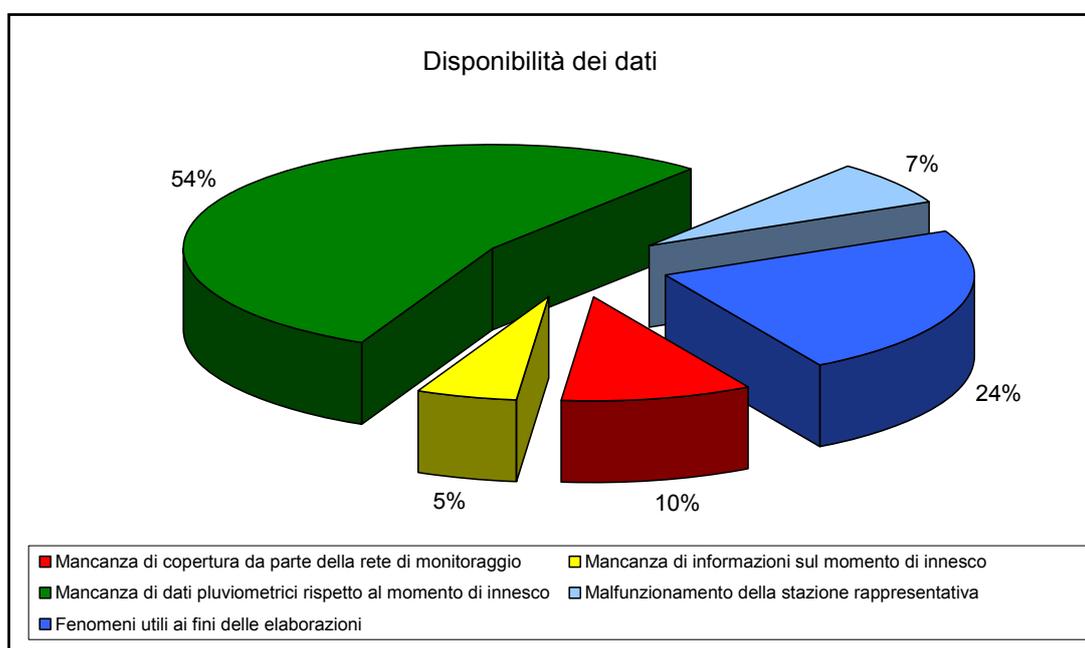


Relativamente ai fenomeni primaverili ed autunnali e a quelli ad essi assimilabili per durata della precipitazione innescante, l'attribuzione di un orario preciso è risultata più complessa ed è stata effettuata sulla base di un'accurata analisi dei pluviogrammi d'evento e dell'esperienza pregressa acquisita presso l'Istituto nel corso di precedenti ricerche. Sono stati valutati unicamente i casi in cui si è riscontrata una corrispondenza significativa tra le informazioni disponibili e gli scrosci di pioggia più intensi registrati dalle stazioni pluviometriche.

A causa delle lacune riscontrate nelle informazioni fornite dalle fonti dalle quali sono state tratte le notizie, della copertura spaziale assicurata dalla rete di monitoraggio, risultata spesso carente ai fini della caratterizzazione pluviometrica delle aree di studio, delle lacune cronologiche nei dati pluviometrici e dei malfunzionamenti delle apparecchiature, il numero di fenomeni per i quali è stata possibile l'elaborazione dei dati pluviometrici è risultato fortemente ridotto rispetto alle notizie inizialmente acquisite (Fig. 5.7).

Dei 398 fenomeni inizialmente censiti ed inseriti nel database, solo 89 (24% del totale) hanno consentito la determinazione di tutti i dati necessari ai fini della individuazione delle soglie pluviometriche d'innesco (Triggering RAInfall THresholds, d'ora in poi TRATH). Di questi, solo 50 hanno fornito combinazioni differenziate delle grandezze pluviometriche d'interesse (durata, intensità oraria ed intensità oraria normalizzata). Tali fenomeni hanno fornito i dati pluviometrici utilizzati per la definizione delle TRATH, previo calcolo dei parametri di: durata D (h), intensità media I (mm/h) ed intensità media normalizzata rispetto alla PMA In (%) dell'evento innescante.

Figura 5.7 - Distribuzione percentuale delle perdite di dati potenzialmente elaborabili riscontrate nel corso della ricerca



5.4. Definizione di precipitazione innescante

L'individuazione dei dati pluviometrici da correlare all'innesco dei movimenti franosi costituisce una fase critica e al contempo di fondamentale importanza nell'ambito dello studio che viene presentato: infatti, se si accetta l'assunto che la stazione di misura rappresentativa di ogni evento pluviometrico sia stata scelta in modo opportuno, seguendo un criterio di vicinanza spaziale, minima differenza di quota ed appartenenza allo stesso bacino idrografico rispetto al punto di innesco del dissesto, resta da definire che cosa debba intendersi, ai fini delle elaborazioni, per "evento pluviometrico".

In particolare è di fondamentale importanza la definizione dell'inizio e della durata dell'evento critico che ha prodotto l'innesco del processo; tale scelta, infatti, incide sulla definizione dei valori di alcune delle variabili fisiche che in seguito verranno sottoposte ad elaborazione, ossia: Durata dell'evento (D), Intensità media della precipitazione nel corso dell'evento (I), Pioggia Cumulata (Pc), ecc... La definizione del momento d'inizio della "precipitazione critica" scaturisce da una scelta, che ha carattere convenzionale, che viene assunta come punto di partenza nella ricerca dei dati.

Sulla base dell'esperienza pregressa maturata presso l'Istituto relativamente alla definizione delle soglie pluviometriche di innesco, nel presente lavoro la durata dell'evento pluviometrico critico viene intesa come: l'intervallo di tempo, precedente l'innesco del fenomeno, in cui si sono registrate piogge che sono

proseguite, con continuità, con periodi massimi di interruzione che non abbiano superato le 12 ore. Dall'analisi dei pluviogrammi emerge che tanto gli eventi brevi e intensi che quelli di lunga durata e ridotta intensità risultano spesso preceduti da precipitazioni con intensità inferiore ad 1 mm/h e durata di diverse ore. Ritenendo che tali contributi di pioggia a bassa intensità non influiscano sensibilmente sull'innescamento dei fenomeni di dissesto, mentre, al contrario, modificano sensibilmente i valori di durata dell'evento pluviometrico e quindi l'intensità media di precipitazione, si è stabilito, in accordo con la scelta adottata nel corso della precedente convenzione intercorsa tra IRPI di Torino ed IReR (Luino *et al.*, 2008) che, ai fini del presente studio, una precipitazione di intensità inferiore a 1 mm/h sia equiparabile all'assenza di precipitazione.

5.5. Precipitazione Media Annuale (PMA)

I processi d'instabilità naturale che s'innescano lungo un versante o un'asta torrentizia costituiscono la manifestazione più evidente della ricerca, da parte del sistema, di una nuova configurazione che sia in equilibrio rispetto alle azioni che lo sollecitano. Una volta raggiunto il nuovo assetto, il sistema non subirà ulteriori evoluzioni fino a quando non si verificheranno nuove variazioni delle condizioni al contorno.

Partendo da questa osservazione, si può ritenere che aree diverse, sottoposte alle medesime sollecitazioni esterne da parte degli agenti di modellamento, rispondano ad essi in modo differente, a seconda che la loro configurazione attuale sia o meno in equilibrio con le suddette azioni. Pertanto, assumendo che le precipitazioni siano la principale causa d'innescamento delle frane superficiali e che la "storia climatica" di un'area incida sulla sua risposta alle precipitazioni attuali, si è ritenuto che la sola definizione dell'intensità di pioggia durante l'evento pluviometrico non potesse fornire informazioni chiare sulle cause d'innescamento dei fenomeni.

Si è dunque deciso, seguendo un approccio già noto in letteratura (GOVI *et al.*, 1985), di caratterizzare la storia pluviometrica delle aree esaminate introducendo un'ulteriore grandezza: la Precipitazione Media Annuale (PMA), che è stata calcolata rispetto alle stazioni di misura associate ai fenomeni di dissesto; la definizione della PMA è servita a normalizzare l'intensità di pioggia rilevata nel corso dell'evento innescante ed ha restituito come valore l'intensità normalizzata, In:

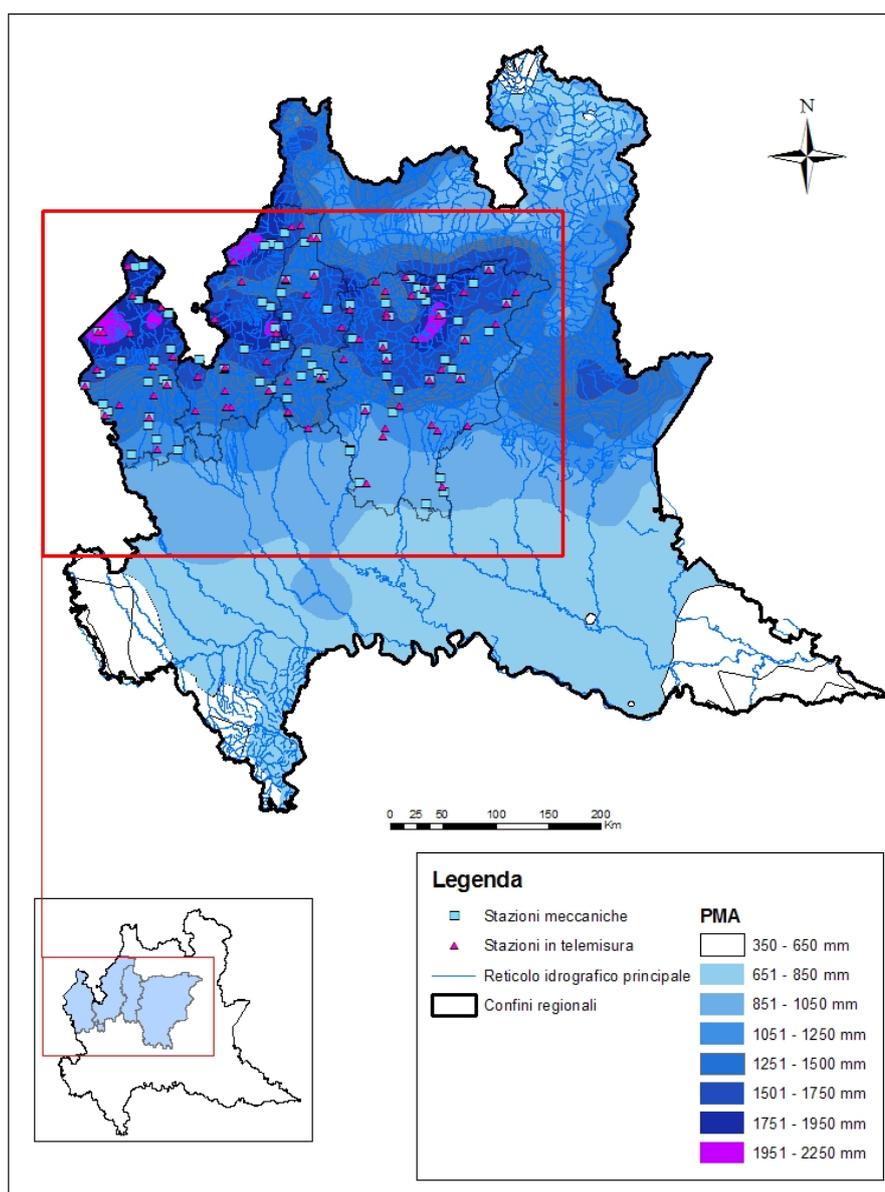
$$I_n = I * 100 / PMA$$

Questo tipo di elaborazione consente di confrontare il comportamento rilevato nei fenomeni di dissesto catalogati con le Soglie pluviometriche suggerite da alcuni autori che hanno affrontato la stessa tematica in area alpina.

La PMA relativa alle stazioni di misura rappresentative è stata desunta sulla base dei valori forniti dalla "Carta delle precipitazioni medie annue del territorio

alpino lombardo della Regione Lombardia” (Ceriani & Carelli, 2000) (Fig. 5.8).

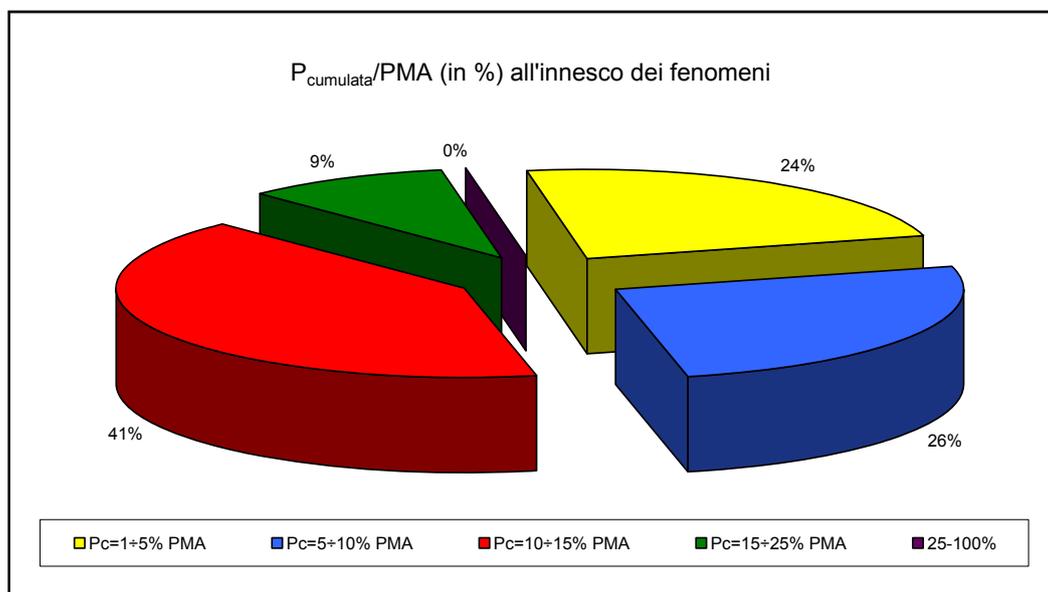
Figura 5.8 - Carta delle precipitazioni medie annue del territorio alpino lombardo della Regione Lombardia” (CERIANI & CARELLI, 2000).



Dall'esame delle PMA corrispondenti alle diverse stazioni di misura utilizzate ai fini della ricerca e delle precipitazioni cumulate (Pc) registrate presso tali stazioni durante gli eventi meteorici innescanti, si evince che per la maggior parte dei fenomeni censiti nell'area di studio (il 41 % dei casi) il rapporto Pc/PMA si attesta

tra il 10% e il 15%; valori del rapporto compresi tra l'1 e il 5% e il 5 e 10% sono distribuiti pressoché nelle stesse percentuali di fenomeni (24% e 26%). Non si rilevano casi in cui il rapporto P_c/PMA superi il 25% (Fig. 5.9).

Figura 5.9 - Rapporto tra la pioggia cumulata e la PMA per i fenomeni censiti.



5.6. Ora solare e ora legale

Nell'elaborazione dei dati di pioggia in relazione ai fenomeni primaverili ed estivi si è dovuto tenere in considerazione il cambio in tale periodo da ora solare a ora legale, in Italia adottata con continuità dal 1966. L'ora segnalata nella registrazione delle stazioni di misura automatiche rimane solare per tutto l'anno. Dai casi di studio analizzati si è dedotto, invece, che l'orario dei pluviogrammi registrati dalle stazioni di misura meccaniche segue normalmente la variazione dell'ora da solare a legale.

5.7. Costruzione delle Soglie Pluviometriche d'Innesco

A partire dagli anni '80 diversi gruppi di ricerca hanno condotto indagini indirizzate alla determinazione delle TRATH per frane superficiali.

Cancelli & Nova (1985), sulla base delle notizie raccolte nel corso dell'evento alluvionale che aveva colpito la Valtellina nel 1983, tentarono di determinare la correlazione tra l'innesco delle frane superficiali e le caratteristiche idrologiche

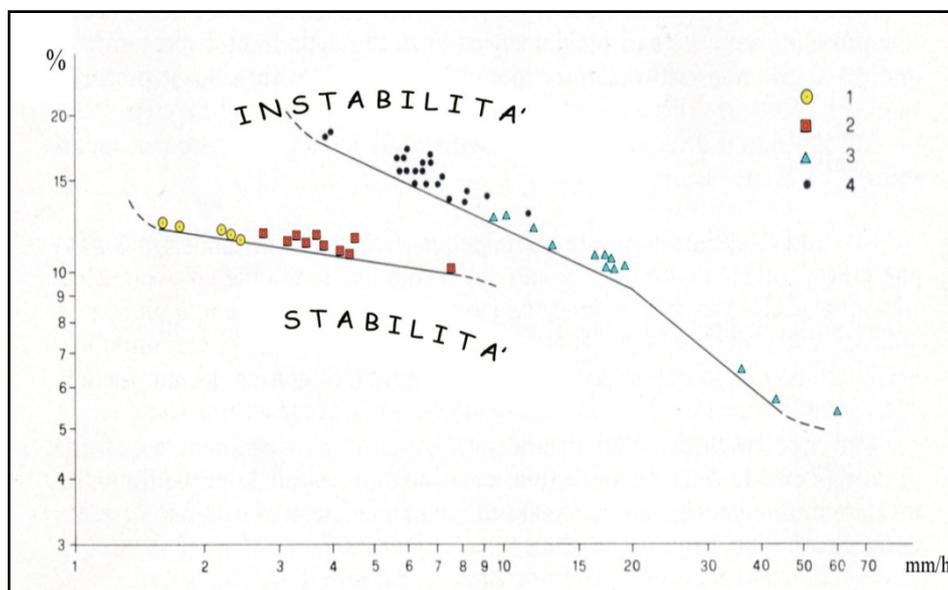
dell'evento innescante, espresse in termini di intensità (I) e durata della precipitazione (D). I risultati trovati evidenziavano l'esistenza di una chiara correlazione tra i parametri idrologici e l'innescamento dei processi di instabilità; in particolare se la precipitazione presentava una durata tale da favorire un deflusso idrico permanente nel suolo, l'innescamento dei processi risultava governato dalle quantità di pioggia affluite al suolo per unità di superficie, indipendentemente dall'intensità della precipitazione. Lo studio mostrava che l'innescamento conseguiva ad un annullamento della coesione del terreno.

In Piemonte uno dei primi studi volti ad identificare i valori soglia delle precipitazioni innescanti frane superficiali fu condotto presso il CNR-IRPI di Torino (GOVI *et al.*, 1980). Dallo studio emergeva che nell'area esaminata (Bacino Piemontese) le colate detritiche torrentizie (muddy-debris flow) erano la tipologia dissestiva più diffusa nel corso di eventi meteorici estremi. Mentre in un primo stadio di attività (da 3 a 15 fenomeni per km²) l'innescamento appariva controllato dal concorrere di diversi fattori (morfologia del territorio, natura del substrato, tipo di suolo), durante lo stadio intermedio (>30 fenomeni/km²) e quello catastrofico (>60 fenomeni/ km²) i processi risultavano controllati esclusivamente dalle precipitazioni ed in particolare dall'intensità di precipitazione e dalle piogge cumulate, con valori limite delle due grandezze che si compensavano reciprocamente: i fenomeni, in altri termini, potevano essere innescati da piogge brevi ed intense, con modesti valori delle cumulate, o da piogge di modesta intensità ma lunga durata. All'interno delle diverse aree analizzate, poi, si osservava che i valori soglia della precipitazione innescante dipendevano dalle caratteristiche idrologiche locali, espresse dalla Precipitazione Media Annuale: questa circostanza indicava che ogni regione raggiunge uno specifico equilibrio dinamico rispetto alla propria storia climatica; gli eventi estremi modificano le condizioni al contorno del sistema e comportano l'avvio di una serie di modifiche che lo condurranno al conseguimento di una nuova configurazione di equilibrio.

Un successivo studio condotto presso l'IRPI di Torino (GOVI *et al.*, 1985) rispetto a 600 fenomeni verificatisi nel Bacino Padano occidentale a seguito di eventi meteorici a carattere eccezionale, portò alla definizione dei valori di soglia delle precipitazioni oltre i quali si assiste all'innescamento dei processi di dissesto. I risultati sono riassunti nel grafico di seguito riportato (Fig. 5.8).

Lo studio evidenziava che durante i periodi di pioggia, soprattutto di elevata intensità, la risposta più immediata dei versanti si manifestava a carico dei terreni di copertura superficiale: la "soglia di innescamento" era ottenuta interpolando i valori delle grandezze idrologiche al di sopra dei quali si innescavano le prime frane; superati tali valori e perdurando la precipitazione, si osservava una rapida evoluzione dei dissesti, che portava il sistema alla situazione definita come "catastrofica". I valori soglia delle grandezze idrologiche, responsabili dell'innescamento dei fenomeni di dissesto, apparivano variabili nel corso delle diverse stagioni: questa circostanza, ben evidente nel grafico, era attribuita al fatto che, al variare delle stagioni, variano i fattori che concorrono all'innescamento dei processi di dissesto (fusione nivale nel periodo primaverile, oscillazioni stagionali del livello della falda, variazioni di temperatura e diversa incidenza dei processi evapotraspirativi, ecc...).

Figura 5.8 - Relazione fra fase iniziale della franosità in terreni superficiali e parametri idrologici, proposta nel 1985 da Govi *et al.* per il Bacino Padano occidentale.



N.B: In ascisse viene riportata l'Intensità oraria della precipitazione (mm/h), in ordinate la precipitazione cumulata, espressa come % della precipitazione media annua (PMA). I punti raffigurati nel grafico si riferiscono rispettivamente ad eventi: 1=invernali, 2=primaverili; 3=estivi; 4=autunnali

Negli stessi anni Wieczorek (1987) condusse uno studio di tipo qualitativo relativamente all'innescò di debris-flow: l'analisi venne condotta rispetto ai fenomeni di dissesto innescatisi durante 10 eventi meteorici verificatisi tra il 1975 e il 1984 in un'area di 10 km² presso La Honda, in California. I risultati ottenuti ponevano in evidenza che l'innescò dei processi di instabilità era direttamente correlabile ai valori assunti dalle pressioni neutre e alla conseguente riduzione della resistenza al taglio dei terreni. L'entità delle pressioni neutre, a sua volta, era correlabile all'ammontare delle piogge cumulate, alla morfologia dei versanti, alle caratteristiche litologiche e al grado di umidità del terreno, variabili indipendenti che incidono sulla capacità del terreno di immagazzinare o drenare le acque meteoriche e, in ultima analisi, sulla stabilità dei pendii.

Ceriani condusse uno studio sui debris-flow nelle Alpi lombarde (Ceriani *et al.*, 1992; Ceriani *et al.*, 1994a; Ceriani *et al.*, 1994b) con lo scopo di definire le soglie di innescò e di pervenire ad un modello idrologico per la previsione dei dissesti. Anche questo autore fu costretto a confrontarsi con i problemi riscontrati dai suoi predecessori: le lacune nelle informazioni relative ai dissesti rilevati (tipologia dei fenomeni, orari di innescò, ubicazione dei dissesti) e la carenza dei dati pluviometrici. Per far fronte a queste difficoltà, alcuni orari di innescò vennero dedotti a posteriori a partire dalle informazioni tratte dai pluviogrammi, così come le intensità di precipitazione vennero talvolta dedotte a partire dalla conoscenza dei valori di pioggia cumulata (precipitazione giornaliera). I dati così estrapolati

furono inseriti in un diagramma analogo a quello proposto da Govi *et al.* (1985). L'equazione trovata per la soglia critica generale fu:

$$In\%=2,01*D-0,55$$

L'autore sottolineò la necessità di svolgere analisi a carattere locale per poter disporre di modelli previsionali più accurati.

Per il territorio piemontese Bottino *et al.* (1998) esaminarono la serie storica dei dissesti avvenuti nell'Anfiteatro morenico di Ivrea a partire dal 1968. I fenomeni analizzati erano ascrivibili a diverse tipologie, ma i soli dati relativi a *muddy-debris-flow* furono utilizzati per la costruzione delle soglie di innesco. Le curve ottenute presentavano una forma simile a quella proposta da Caine (1980), con la differenza che, per tenere in considerazione il ruolo delle piogge antecedenti, in questo caso gli autori ricavarono due diverse curve, applicabili rispettivamente a seconda che l'entità della pioggia cumulata nei 30 giorni precedenti il fenomeno fosse risultata superiore o inferiore del 14% della PMA locale; questa elaborazione evidenziava la riduzione dei valori soglia al crescere delle cumulate. Lo stesso Bottino negli anni successivi (Bertolo & Bottino, 2006) condusse uno studio mirato all'individuazione delle condizioni favorevoli all'innesco di processi di instabilità all'interno di un'area rappresentativa compresa in quattro vallate delle Alpi Occidentali. Dall'analisi dei fenomeni registrati in un arco temporale che andava dal 1950 al 2000, si ottenne la correlazione tra la precipitazione totale e la massima giornaliera nel corso dell'evento meteorico, giungendo al tracciamento: 1. della curva che separa il campo in cui sono compresi i fenomeni occorsi rispetto a quello degli eventi che non hanno innescato criticità, 2. dei campi di instabilità primaverili ed autunnali e 3. della pioggia cumulata corrispondente a diverse durate d'evento. L'analisi, il cui limite principale risiede nella scarsa presenza di strumenti di registrazione sul territorio e sull'impossibilità di caratterizzare in maniera più dettagliata l'andamento temporale delle precipitazioni (gli strumenti di misura, soprattutto rispetto ai dissesti più datati, sono pluviometri, che forniscono dati di pioggia giornalieri), metteva in evidenza l'esistenza di comportamenti differenti per le diverse vallate e *sottolineava* l'importanza delle condizioni geomorfologiche e climatiche locali rispetto alla risposta offerta nei riguardi di eventi meteorologici estremi. I valori soglia delle grandezze idrologiche, tuttavia, sembravano omogeneizzarsi se si adottavano i valori normalizzati rispetto alla PMA, a conferma che localmente la stabilità dei versanti si pone in equilibrio con le caratteristiche degli agenti morfogenetici.

Nel 2002 Aleotti, partendo dagli esiti di precedenti ricerche che avevano chiaramente dimostrato la correlazione tra le precipitazioni e l'innesco di frane superficiali, prese in esame i dati pluviometrici relativi ad alcuni degli episodi alluvionali più significativi di quegli anni in Piemonte (novembre 1994, luglio 1996, aprile, giugno ed ottobre 2000), con lo scopo di pervenire alla definizione dei limiti di innesco validi per il contesto regionale. Interpolando i dati di intensità media di precipitazione (mm/h) e durata degli eventi meteorici innescanti e facendo sì che il 90% dei punti venisse involupato dalla retta di interpolazione, Aleotti pervenne alla definizione di una soglia di innesco la cui equazione è:

$$I=19*D-0,50$$

Dalla ricerca emergeva che nella maggior parte dei casi l'innescò si realizzava per precipitazioni alle quali corrispondevano tempi di ritorno di 50 anni nel caso di eventi meteorici eccezionali, con tempo di ritorno di 10 anni per gli episodi meteorici meno intensi. Pertanto le precipitazioni con tempi di ritorno di 10 e 50 anni potevano essere considerate come delle soglie di innescò di prima approssimazione. L'autore sottolineava i limiti della soglia individuata, da rinvenire nella circostanza che le piogge non sono la causa diretta del franamento, bensì una concausa nel peggioramento delle caratteristiche di resistenza del terreno. Al fine di rappresentare contemporaneamente i tre principali parametri pluviometrici, ossia intensità, durata e precipitazione media annua, Aleotti (2004) adottò la normalizzazione delle intensità attraverso l'introduzione della Precipitazione Media Annuale (PMA). Con tale scelta furono tacciate nel piano bi-logaritmico 2 soglie, che scaturiscono da due differenti modi di interpolare i dati (Figg. 5.8 e 5.9):

La soglia inferiore fu costruita nella prospettiva di inviluppare inferiormente tutti i dati di precipitazione cumulata relativi ad eventi meteorici che avevano provocato l'innescò di frane. La retta di inviluppo ha equazione:

$$NI=0,76*D-0,33 \text{ (Curva A)}$$

con NI= intensità normalizzata ($I*100/PMA$) e D=durata dell'evento critico. Essa

La soglia inferiore fu tracciata in modo da confinare nella porzione superiore del diagramma i punti corrispondenti all'innescò delle frane ed in quella inferiore i binomi durata-intensità massima normalizzata ai quali non fosse associato alcun innescò. La retta di inviluppo ha equazione:

$$NI=4,62*D-0,79 \text{ (Curva B)}$$

Se si procede alla normalizzazione della pioggia cumulata, invece, la soglia assume equazione:

$$NI=-0,09*\ln(NCR)+0,54$$

con NCR=pioggia cumulata normalizzata rispetto alla PMA espressa in %

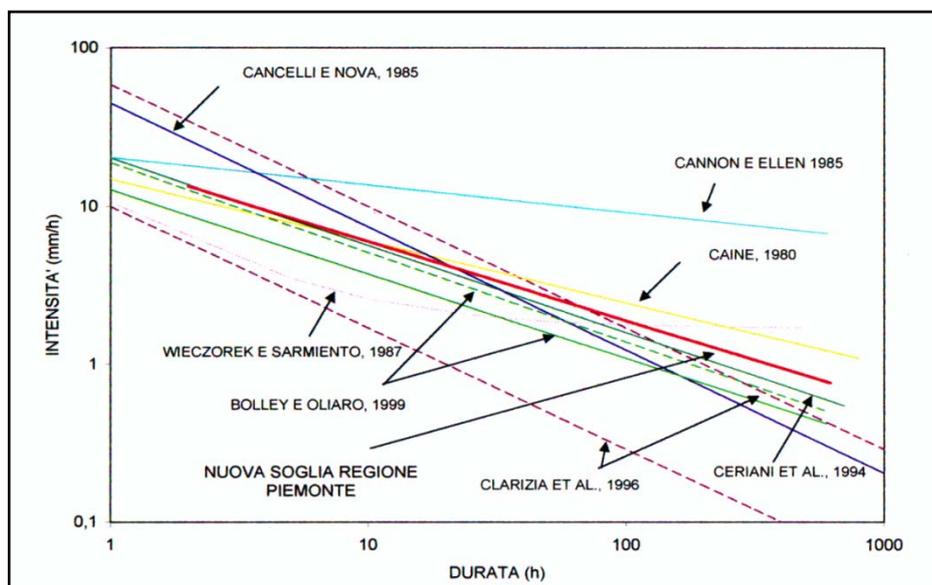
Combinando le equazioni precedenti, infine, si ottiene:

$$\ln(NCR)=8,35*\ln(D)-10,465$$

Questa correlazione tra la precipitazione cumulata e la durata dell'evento è molto interessante perché, attraverso il monitoraggio dei valori assunti dalla pioggia cumulata e dalla durata della precipitazione nel corso di un evento meteorico,

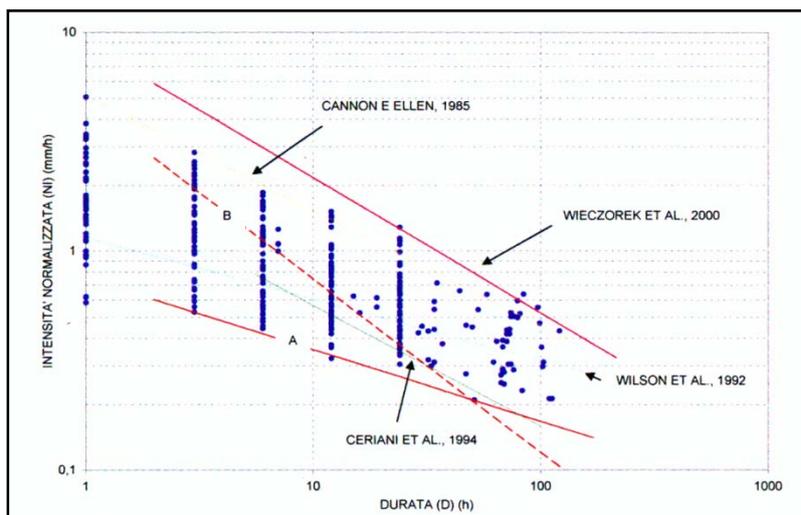
consente di evidenziare l'approssimarsi del sistema ad una condizione di incipiente criticità e di predisporre gli adeguati sistemi di allerta.

Figura 5.9- Soglia di innesco nel piano I-D per le frane superficiali in Piemonte (da Aleotti, 2002).



Guzzetti *et al.* (2004) studiarono gli effetti prodotti da un evento meteorico di intensità eccezionale verificatosi in Liguria Occidentale nel novembre del 2000, che aveva interessato in particolare la provincia di Imperia (Valle Armea e Valle Argentina) e il tratto di costa compreso tra Ventimiglia e Sanremo.

Figura 5.10 - Soglia di innesco nel piano NI-D per la Regione Piemonte (da Aleotti, 2002).



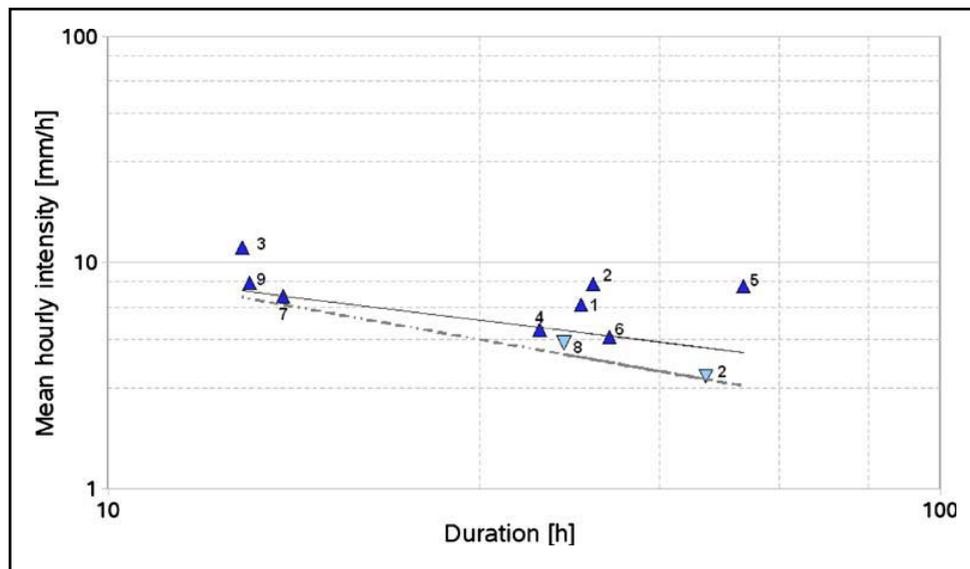
L'evento aveva innescato più di 1200 frane, la maggior parte delle quali a carico delle coperture superficiali, e aveva causato tre vittime. La difficoltà di reperire i

dati idrologici necessari alle elaborazioni e le lacune nelle informazioni (soprattutto rispetto all'orario di innesco di molti fenomeni) non consentì di definire alcuna soglia di innesco per i fenomeni analizzati; tuttavia si poté osservare che i processi di instabilità erano iniziati dopo 8-10 ore dall'inizio della precipitazione, con un picco dell'attività in corrispondenza di intensità orarie tra 8-10 mm/h. Questi risultati, seppur interessanti, non possono essere interpretati alla stregua di soglie a causa della complessa evoluzione delle precipitazioni che si era registrata nell'area in esame precedentemente al periodo di studio. In un successivo lavoro (Guzzetti *et al.*, 2007) l'autore esaminò 853 eventi che nell'Europa centro-meridionale avevano originato o meno l'innesco di dissesti. I dati furono elaborati attraverso l'approccio statistico Bayesiano, che mira a ridurre gli errori di interpretazione e a massimizzare l'oggettività dei risultati. Nonostante una certa dispersione dei dati si osservava che, per durate inferiori alle 200 ore, al crescere della durata degli eventi meteorici l'intensità critica per l'innesco decresceva secondo una legge di tipo lineare nel grafico bi-logaritmico. Al crescere delle durate, invece, la tendenza non emergeva più in modo netto, dimostrando che altri fattori concorrevano al controllo dei processi (piogge antecedenti, contenuto d'acqua del terreno, evapotraspirazione). Un interessante elemento di novità introdotto nell'ambito dello studio consisteva nella scelta di normalizzare i parametri idrologici, oltre che rispetto alla PMA, attraverso la moda della pioggia giornaliera RDN. Le curve ottenute possono essere utilizzate per la predisposizione di sistemi di allertamento con l'avvertenza che, essendo state dedotte a partire da dati talvolta carenti rispetto ad alcune aree geografiche, esse sono molto cautelative e possono originare delle situazioni di falso allarme.

Tiranti & Rabuffetti (2010) hanno elaborato per l'ARPA Piemonte un modello empirico per la previsione delle frane superficiali: esso considera, oltre ai dati idrologici (precipitazioni critiche innescanti), le caratteristiche geologiche del territorio regionale, che viene ripartito in 2 macro-aree: l'area alpina (area 1), con prevalenza di rocce ignee e metamorfiche, nella quale le piogge critiche assumono i valori più alti, e l'area collinare (area 2), con prevalenza di rocce sedimentarie, rispetto alla quale la pioggia critica presenta valori più modesti. Lo studio ha esaminato 160 fenomeni verificatisi tra il 1990 e il 2002, per i quali è noto l'orario di innesco. Tuttavia, tenendo conto che gli strumenti di misura presenti sul territorio intercettano eventi pluviometrici che hanno innescato più fenomeni, nel complesso si sono ottenuti 10 dati elaborabili, relativi a 10 eventi responsabili dell'innesco di numerosi dissesti. Riportando in forma grafica i valori di intensità e durata associati all'innesco di fenomeni, i punti mostrano una notevole dispersione, a sottolineare che i fattori idrologici non rappresentano gli unici elementi di controllo rispetto ai processi in esame ed alcuni fattori controllanti devono essere meglio approfonditi. Un primo risultato che si evince è che la durata minima per l'innesco dei dissesti è di 10 ore. Questo valore non ha una giustificazione fisica e pertanto dev'essere considerato attendibile solo rispetto all'area esaminata e non può essere esteso ad altri contesti.

Suddividendo i fenomeni nelle due macro-aree geologiche in cui è divisa la regione e tracciando le curve di inviluppo inferiori, si ottengono 2 equazioni (Fig. 5.11).

Figura 5.11 - Diagramma I-D e soglie pluviometriche di innesco per la Regione Piemonte (da Tiranti & Rabuffetti, 2010). Punti di colore blu scuro=eventi in area alpina ed appenninica (area 1); punti di colore blu chiaro= eventi in area collinare (area 2).



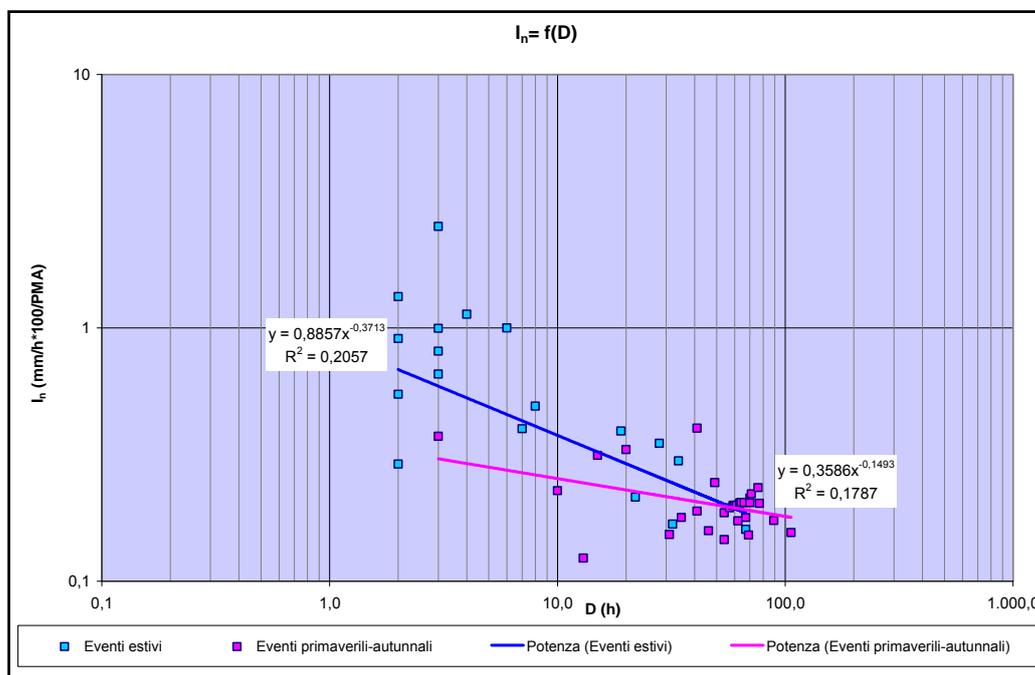
$$I=40*d^{-0,65} \text{ (area 1)}$$

$$I=25*d^{-0,45} \text{ (area 2)}$$

Tra le soglie proposte in letteratura quelle indicate da Aleotti (2002), Ceriani (1994) e Luino *et al.* (2008) costituiscono i punti di riferimento più interessanti e significativi ai fini della presente ricerca. Se, infatti, l'efficacia previsionale delle TRATH è strettamente legata al contesto geografico, climatico e geologico nel quale esse vengono elaborate, ci si aspetta che il confronto dei nostri dati con quelli raccolti da questi autori, riferendosi ad aree di indagine sostanzialmente omogenee rispetto a quella investigata nel lavoro che viene presentato, possa risultare più significativo. La distribuzione dei punti, pertanto, è stata confrontata con le curve di soglia proposte da CERIANI *et al.* (1994), con validità per l'area alpina e prealpina lombarda, da ALEOTTI *et al.* (2002), valide per il limitrofo territorio piemontese e da Luino *et al.* (2008), riferite alle province di Brescia e Sondrio.

Allo scopo di effettuare il raffronto, i valori della durata e dell'intensità media normalizzata della precipitazione, ricavati per ogni fenomeno dall'analisi dei dati pluviometrici, sono stati proiettati in grafici bilogaritmici. Si è ritenuto opportuno distinguere con differenti colori i punti corrispondenti ai dissesti avvenuti nel periodo primaverile-autunnale da quelli relativi ai fenomeni estivi, al fine di evidenziare eventuali peculiarità nella distribuzione delle due serie (Fig.5.12).

Figura 5.12 - Diagramma In-D per i fenomeni catalogati con rette di interpolazione relative ai fenomeni estivi e ai fenomeni primaverili-autunnali



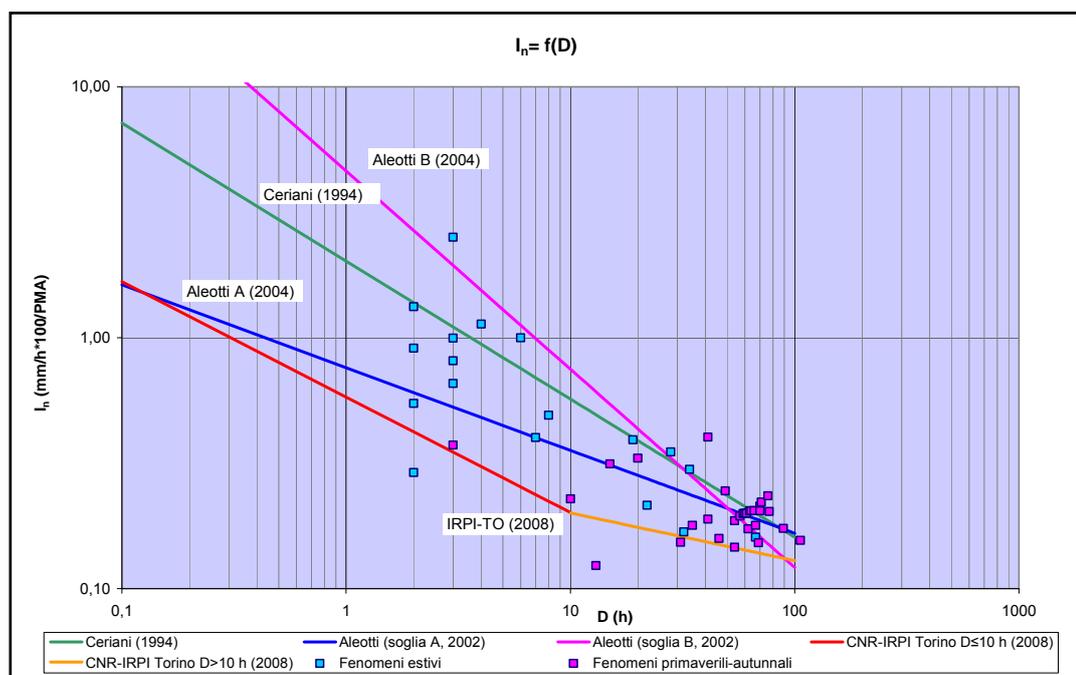
Dai grafici intensità media normalizzata-durata, si osserva che i punti corrispondenti ai fenomeni primaverili ed autunnali appaiono concentrati, come prevedibile, verso valori di durata della precipitazione critica superiori alle 10 ore e verso i valori più bassi di intensità (le intensità normalizzate sono comprese tra 0,1% e 0,4%). I punti corrispondenti ai fenomeni estivi, invece, risultano maggiormente dispersi lungo l'asse delle durate, dal momento che comprendono sia movimenti innescati da scrosci temporaleschi brevi ed intensi sia fenomeni innescati da precipitazioni prolungate, con durate maggiori di 10 ore. Questa circostanza conferma ciò che è noto dall'osservazione diretta delle tipologie di dissesto in esame: le frane superficiali si sviluppano secondo dinamiche molto diverse nei diversi periodi dell'anno. In particolare nelle stagioni caratterizzate da precipitazioni prolungate (primavera ed autunno) si può ritenere che il processo d'instabilità venga "preparato", prima dell'avvio della fase parossistica, dalla saturazione anche in profondità dei materiali coinvolti nel movimento. Al contrario nei fenomeni estivi le precipitazioni brevi ed intense producono la rapida saturazione della sola porzione più superficiale del terreno, impedendo la prosecuzione dei processi d'infiltrazione verso porzioni di terreno più profonde. L'innescò dei fenomeni estivi risulta maggiormente correlato alla durata dell'evento innescante rispetto a quelli primaverili-autunnali, come si evince dalla pendenza delle rette di regressione che interpolano le due serie di dati (Fig. 5.13).

Dal confronto con le soglie di raffronto risulta che la maggior parte dei punti corrispondenti all'innescò dei dissesti si colloca inferiormente alle soglie proposte in letteratura, ad eccezione della curva proposta da Luino *et al.* (2008), che appare

più cautelativa. Pertanto, ad una prima lettura, sembrerebbe che le TRATH presenti in letteratura vadano a sovrastimare i valori di Durata ed Intensità normalizzata necessari all'innescò dei processi, a svantaggio di sicurezza: in termini pratici e ai fini previsionali, un sistema di allertamento che si basasse su soglie poco cautelative sarebbe molto inefficace, perché determinerebbe numerose situazioni di mancato allarme.

Occorre sottolineare, tuttavia, che la confrontabilità tra i dati raccolti nel presente lavoro e le soglie presenti in letteratura risulta fortemente condizionata dalle differenti modalità di aggregazione temporale applicata sui dati di pioggia, che possono determinare una diversa definizione delle variabili pluviometriche d'evento ossia: durata dell'evento meteorico, precipitazione cumulata ed intensità media.

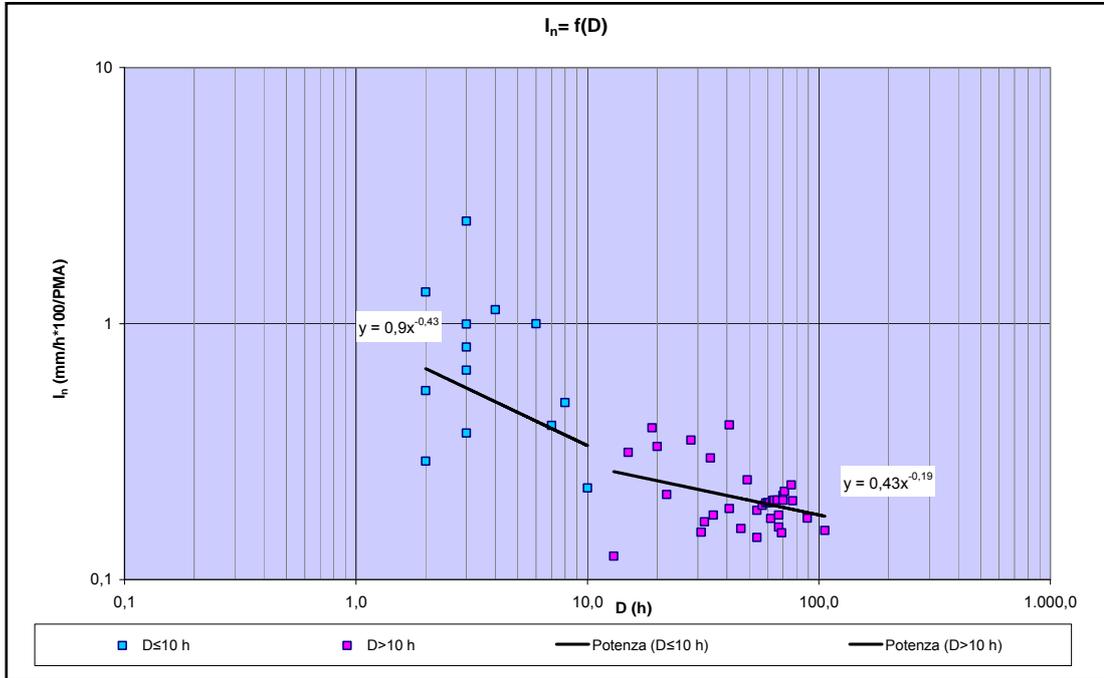
Figura 5.13 - Diagramma In-D per i fenomeni catalogati e confronto con alcune soglie pluviometriche di innescò presenti in letteratura (CERIANI *et al.*,1994; ALEOTTI *et al.*, 2002; Luino *et al.* 2008).



A questo punto si è proceduto alla determinazione delle curve d'involuppo per le serie di punti rappresentate nel diagramma bilogarithmico.

A tale scopo è stata innanzitutto effettuata l'interpolazione ai minimi quadrati dei punti rappresentati nel piano bilogarithmico. Dal momento che l'andamento dei punti appare contrassegnato da una notevole differenza di comportamento a seconda che gli eventi innescanti presentino durate inferiori o superiori alle 10 ore, le due serie sono state analizzate separatamente, ottenendo le corrispondenti equazioni in forma esponenziale: $I_n = aD^{-b}$ (una retta nel piano bilogarithmico) (Fig. 5.14).

Figura 5.14 - Diagramma In-D per i fenomeni catalogati e tracciamento delle rette di interpolazione ottenute attraverso analisi di regressione lineare dei dati



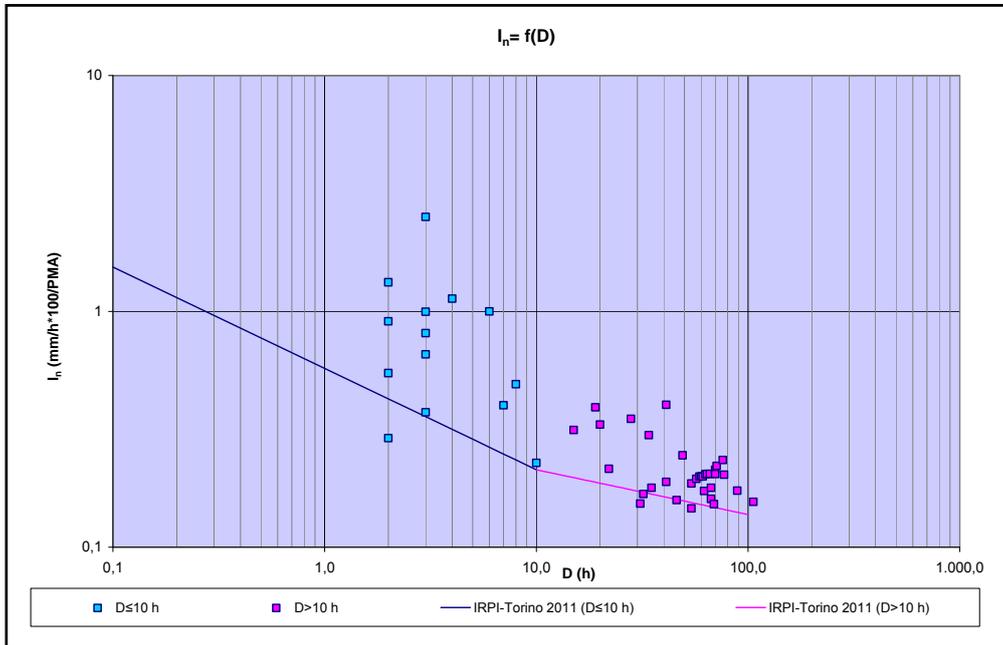
Le curve ottenute sono rappresentate dalle equazioni:

$$I_n = 0,90 * D^{-0,43} \text{ per } D \leq 10 \text{ ore}$$

$$I_n = 0,43 * D^{-0,19} \text{ per } D > 10 \text{ ore}$$

Tali curve sono state traslate sul piano mantenendo costante l'esponente b (pendenza della retta) e modificando il coefficiente a (intercetta), in modo tale che le nuove curve confinassero nel semipiano superiore il 90% dei punti rappresentanti i fenomeni di dissesto considerati (Fig. 5.15).

Figura 5.15 - Soglia pluviometrica di innesco corrispondente ad una probabilità di non superamento del 90% nel piano In-D.



I segmenti di retta descritti nel piano bilogarithmico sono rappresentati dalle equazioni:

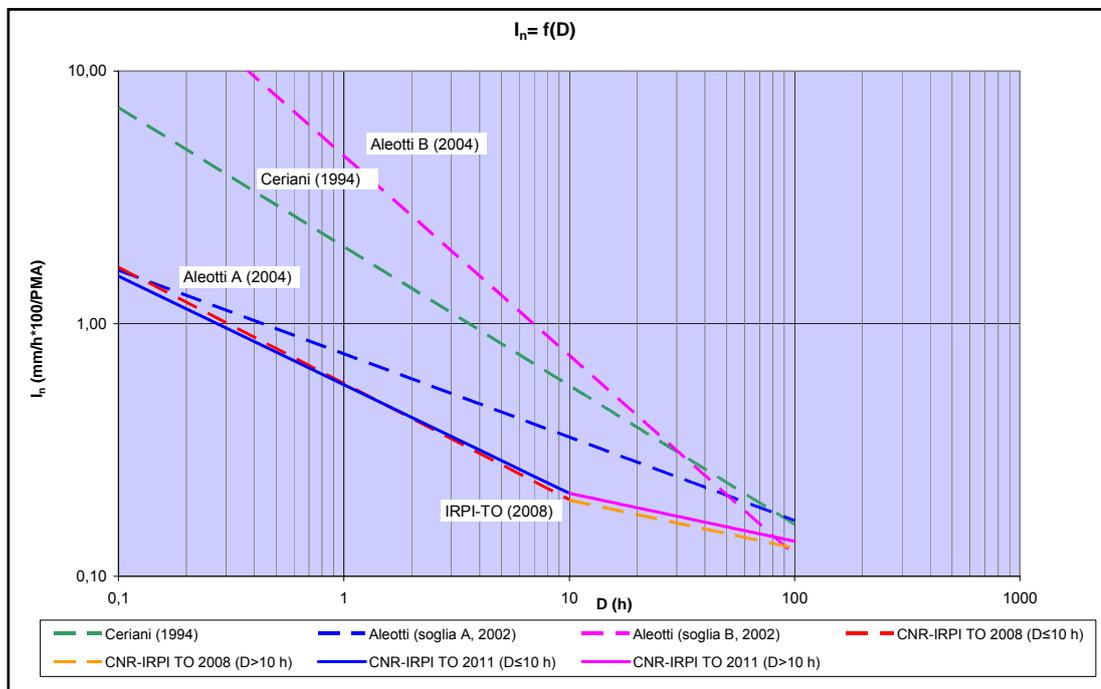
$$I_n = 0,57 \cdot D^{-0,43} \text{ per } D \leq 10 \text{ ore}$$

$$I_n = 0,33 \cdot D^{-0,19} \text{ per } D > 10 \text{ ore}$$

e si intersecano in corrispondenza di $D=10$ h, con pendenze diverse a seconda che la durata dell'evento meteorico innescante sia inferiore o superiore a tale valore. Come prevedibile, la curva risulta avere pendenza inferiore nel tratto corrispondente a durate d'evento $D > 10$ ore, coerentemente con la distribuzione dei punti in questa porzione del diagramma.

Dal confronto con le soglie presenti in letteratura emerge che la curva ottenuta nel corso della ricerca risulta maggiormente cautelativa se confrontata con le soglie proposte da Aleotti (2002) e da Ceriani (1994), attualmente in uso presso la Regione Lombardia. Il confronto, tuttavia, appare condizionato dall'utilizzo da parte di questi autori di differenti approcci nell'aggregazione temporale dei dati di precipitazione raccolti (Fig. 5.16).

Figura 5.16 - Soglia pluviometrica di innesco corrispondente ad una probabilità di non superamento del 90% nel piano In-D e confronto con alcune soglie pluviometriche presenti in letteratura.



Rispetto alle soglie ricavate da Luino *et al.* (2008) e riferite alle province di Brescia e Sondrio, la nuova soglia mostra evidenti analogie, riconducibili in parte alla omogeneità climatica, geologica e morfologica delle aree esaminate, in parte all'adozione di una tecnica comune di interpretazione ed elaborazione dei dati raccolti.

5.8. Osservazioni conclusive

Per gli eventi censiti nelle province di Varese, Como, Lecco e Bergamo sono state definite le curve limite in modo tale da confinare nel semipiano superiore il 90% dei punti rappresentanti i fenomeni di dissesto considerati. Questa scelta è stata adottata con l'intento di contenere entro un limite ammissibile il peso degli eventi caratterizzati da intensità media di precipitazione particolarmente bassa, che in genere scaturiscono dal concorso di altre cause, oltre al pioggia, non valutabili con esattezza.

Nel confrontare le soglie ottenute nel corso della presente ricerca con le curve note in letteratura e ricavate rispetto ad aree ritenute omogenee rispetto a quella esaminata nel presente lavoro (per clima, assetto geologico, orografia, ecc...), si

osservano evidenti differenze di comportamento. Ad una prima analisi esse sembrerebbero testimoniare l'adozione di un minor margine di cautela da parte di questi autori nella definizione delle condizioni critiche per l'innescarsi dei processi di instabilità.

Tuttavia le differenti modalità di aggregazione temporale dei dati pluviometrici adottate dagli altri autori, spesso non specificate all'interno dei lavori da essi prodotti, condiziona sicuramente la posizione relativa tra punti e curve. Il confronto con la curva limite proposta da Ceriani *et al.* (1994), con le due formulazioni elaborate da Aleotti *et al.* (2002) e con le soglie individuate da Luino *et al.*, (2008) è stato effettuato utilizzando il diagramma intensità media normalizzata-durata, che permette di considerare simultaneamente tre grandezze rilevanti ai fini della caratterizzazione dell'evento innescante: la durata e l'intensità media della precipitazione innescante e la precipitazione media annua. Questa modalità di aggregazione dei dati, inoltre, consente il confronto delle grandezze d'evento tra zone con differenti storie climatiche.

La maggior parte dei punti proiettati su tale diagramma si colloca inferiormente alle soglie proposte in letteratura, tranne che nel caso delle soglie individuate da Luino *et al.* (2008) che invece si sovrappongono molto bene a quelle individuate nel corso della presente ricerca:

	Luino <i>et al.</i> , 2008		Presente ricerca	
	D≤10 h	D>10 h	D≤10 h	D>10 h
a	0,58	0,31	0,57	0,33
b	-0,46	-0,19	-0,43	-0,19

Tenuto conto della sostanziale differenza di comportamento tra gli eventi con durata superiore alle 10 ore rispetto a quelli di durata inferiore, si è deciso di definire una soglia con doppia pendenza. Trattandosi di curve d'involuppo, le soglie limite possono essere implementate in seguito all'inserimento di nuovi dati, relativi a fenomeni d'instabilità per i quali siano disponibili sia l'orario d'innescarsi, sia i dati pluviometrici orari. Dal confronto con le soglie proposte da altri Autori, in particolare rispetto alle curve attualmente in uso in Regione Lombardia sulle quali si basano le soglie di allertamento, le curve involuppo definite risultano maggiormente cautelative. Tuttavia occorre tener conto che, anche in questo caso, il confronto appare condizionato dalla definizione di durata dell'evento considerata di volta in volta.

Capitolo 6

Aspetti pedologici in relazione agli eventi franosì superficiali

Tra le proprietà dei suoli maggiormente correlate alla stabilità delle coperture sono sicuramente da considerare: a) la capacità di infiltrazione; b) la permeabilità e la variazione di questa lungo la profondità del suolo, determinata dalla successione degli orizzonti nel profilo pedologico; c) la capacità di ritenzione idrica; e d) la stabilità strutturale.

Queste proprietà sono legate a caratteristiche quali la granulometria, il contenuto in sostanza organica, la profondità del suolo e la struttura pedologica (tipo e grado di aggregazione delle particelle del suolo). Per quanto riguarda la capacità di infiltrazione è inoltre importante il tipo di *land cover*, e, nel caso di suoli agrari, la loro gestione agronomica. Ovviamente non tutte queste informazioni sono disponibili nei *database* esistenti, ma informazioni quali tessitura, espressa anche come classe tessiturale, contenuto in carbonio organico, profondità del suolo, e tipo di suolo in termini di classificazione, basata sulla presenza di epipedon e/o orizzonti diagnostici e processi di pedogenesi, sono attualmente disponibili e possono essere utilizzate per inferire in vario modo le proprietà di interesse ai fini di valutare la suscettibilità della copertura pedologica all'insorgere di eventi franosi superficiali in corrispondenza di eventi con determinate caratteristiche in termini di durata e intensità.

I dati relativi alla copertura pedologica sono stati prodotti da ERSAF (Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste), Servizio Valorizzazione della Risorsa Suolo, Sistemi Informativi e Coordinamento Azienda Vitivinicola; ad oggi sono stati resi disponibili i seguenti strati:

- Carta dei Pedopaesaggi della Lombardia (1:250.000), su cartaceo e shape file;
- Carta dei suoli delle zone di montagna, shape file e *database* collegato;
- Carta delle province pedologiche, shape file.

Sono stati inoltre acquisiti dal Geoportale della Regione Lombardia il DTM a 20 m delle zone montane e gli shape-file del Corine Land Cover 1990 e 2000.

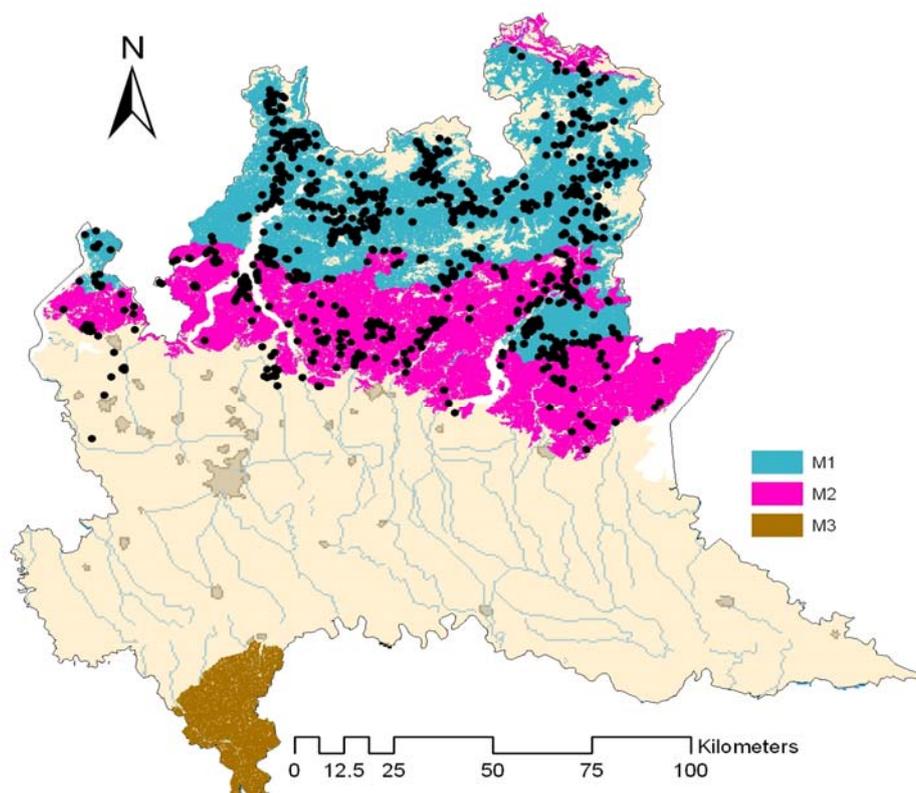
Per quanto riguarda i suoli delle zone montane della Lombardia, i dati ad oggi disponibili nei *database* sono i seguenti:

- ❑ Ambito regionale e provinciale in termini di pedopaesaggi (geografico);
- ❑ Denominazione dei suoli WRB (World Reference Base, FAO 2001), a livello di sottounità;
- ❑ Pietrosità superficiale (%);
- ❑ Rocciosità superficiale (%);
- ❑ Profondità (cm);
- ❑ Tessitura del primo metro (classe granulometria, limiti USDA);
- ❑ Scheletro del primo metro (%);
- ❑ Carbonio organico del suolo del primo metro (%);

Si tratta quindi d'informazioni aggregate, relative al suolo nel suo primo metro di spessore, e non ai singoli orizzonti pedologici; in termini di ambiti geografici, nel *database* si osservano tre livelli gerarchicamente articolati tra loro:

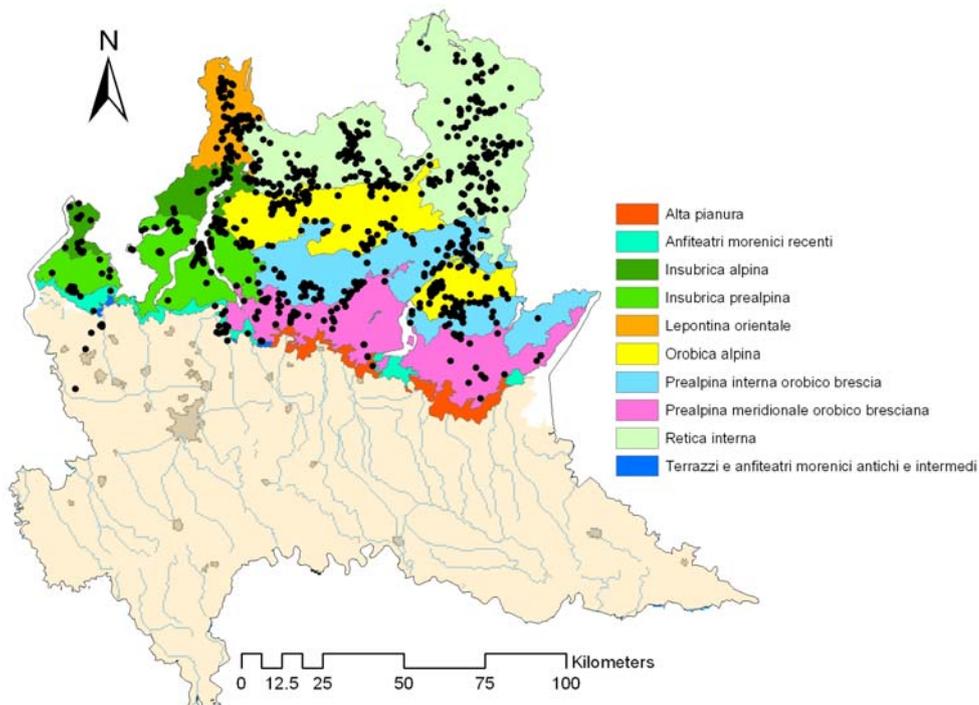
1. **Soil Regions**: corrispondono a grandi ambienti definiti a livello nazionale; a questo livello le distinzioni sono fatte in base al clima e al materiale parentale (scala 1:5,000,000). A questo livello per le zone alpine della Lombardia risultano due regioni (Figura 39): le Alpi centrali caratterizzate da rocce silicatiche (M1) e le Alpi meridionali calcaree (M2).

Fig. 6.1 - Carta delle *soil region* delle zone montuose della Lombardia. M1: Alpi centrali caratterizzate da rocce silicatiche; M2: Alpi meridionali calcaree; M3: montagna appenninica. I punti sulla carta rappresentano gli eventi franosi superficiali ad oggi localizzati



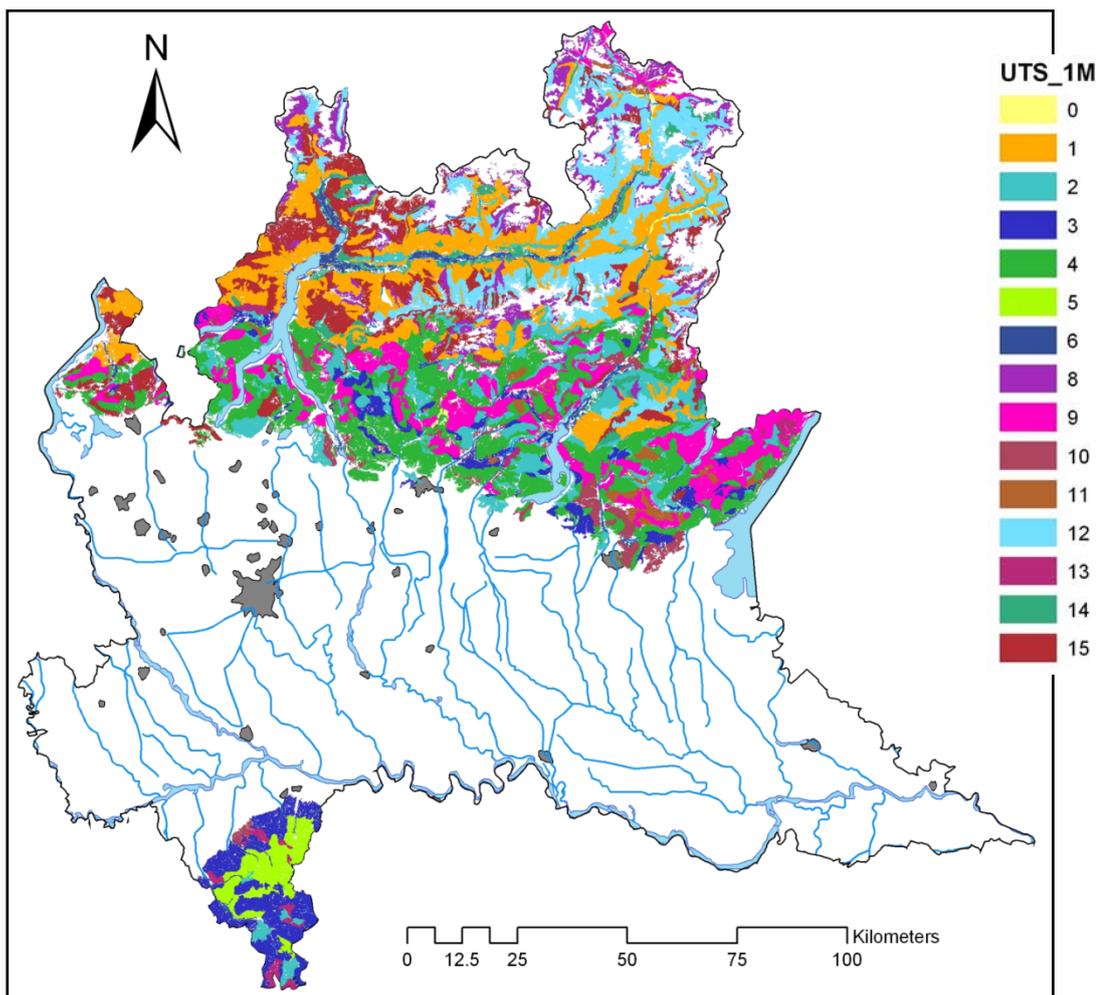
2. *Soil Provinces* o *Subregions*: le regioni vengono suddivise con criteri riferibili principalmente a morfologia, litologia e al bioclima. Nella soil region M1 si distinguono quattro 4 subregion (scala 1:1,000,000): Insubrica alpina, Lepontina orientale, Retica interna e Orobica alpina; nella soil region M2 si distinguono tre subregion: Insubrica prealpina, Prealpina interna orobico-bresciana e Prealpina meridionale orobico-bresciana (Figura 40).

Fig. 6.2 - Carta delle *soil provinces* delle zone montuose della Lombardia. I punti sulla carta rappresentano gli eventi franosi superficiali ad oggi localizzati.



3. *Soil units*: a questo livello (scala 1:250,000) sono stati individuati nell'area alpina lombarda 14 sistemi di suoli (o *Great Soils*), sempre in base ai fattori precedentemente elencati, ma scendendo ad un livello di maggior dettaglio in termini di alcune caratteristiche dei suoli (profondità, scheletro, classe tessiturale) e dei principali processi pedogenetici (Figura 6.3).

Figura 6.3 - Carta delle unità di suolo delle zone montuose della Lombardia (scala di definizione, 1:1M)



Ciascuno di questi tre livelli rappresenta un ambito geografico e territoriale con caratteristiche pedologiche proprie, all'interno del quale verificare l'esistenza di curve di innesco caratteristiche per gli eventi franosi superficiali, distinte da quelle degli altri ambiti allo stesso livello di scala. Tuttavia è da ritenersi che ai livelli a scala di minor dettaglio, soil region e soilsubregion, siano soprattutto le caratteristiche delle precipitazioni in termini di quantità media annua e di intensità media degli eventi a distinguere gli eventi franosi, piuttosto che le caratteristiche intrinseche dei suoli.

Ad esempio per le due soil region alpine (Figura 6.1 e tabella 6.1), gli eventi di innesco dei movimenti franosi sono caratterizzati da valori medi di durata, intensità e intensità normalizzata significativamente diversi: la soil region M1 (Alpi centrali caratterizzate da rocce silicatiche) è interessata da eventi di innesco di durata maggiore (33.5 h contro 26.7 h) ed intensità, normalizzata alle precipitazioni medie annue (PMA) o meno, inferiori a quelle osservate nella soil region M2 (Alpi meridionali calcaree). L'intensità media (4.6 mm/ora) è infatti circa la metà di quella osservata nella soil region delle Alpi meridionali calcaree (8.2 mm/ora). Anche la precipitazione media dell'evento di innesco è minore (95.6 mm contro 107.9 mm) ma la differenza nei valori medi delle due soil region non è in questo caso statisticamente significativa ($p < 0.05$).

Tabella 6.1. Statistiche descrittive degli eventi di innesco dei movimenti franosi nelle due Soil Region delle Alpi e Prealpi lombarde.

	Media	N	Dev. Std.	Min.	Mediana	Max
Pcum, mm						
M1	95.6 a	246	72.7	6.3	80.8	382.0
M2	107.9 a	111	79.8	2.0	79.5	382.0
Tutti gli eventi	99.4	357	75.1	2.0	80.0	382.0
Durata, ore						
M1	33.5 a	246	25.7	1.0	32.0	110.0
M2	26.7 b	111	26.1	1.0	19.0	106.0
Tutti gli eventi	31.4	357	26.0	1.0	28.0	110.0
Intensità, mm/h						
M1	4.6 a	246	4.7	0.3	2.9	31.8
M2	8.2 b	111	9.4	1.0	4.5	39.0
Tutti gli eventi	5.7	357	6.7	0.3	3.1	39.0
Intensità/PMA						
M1	0.44 a	246	0.53	0.03	0.25	3.79
M2	0.63 b	111	0.73	0.07	0.34	3.89
Tutti gli eventi	0.50	357	0.61	0.03	0.28	3.89
PMA, mm						
M1	1118 a	246	267.3	650.0	1000.0	2150.0
M2	1372 b	111	311.3	700.0	1500.0	2150.0
All Grps	1196.9	357	304.9	650.0	1150.0	2150.0

N.B: Le medie seguite dalla stessa lettera non sono significativamente diverse per $p < 0.05$; le medie seguite da nessuna lettera sono diverse da quelle di tutti gli altri gruppi per $p < 0.05$.

A livello di province pedologiche (Figura 6.2), differenze statisticamente significative nella pioggia media annua si osservano secondo un chiaro trend geografico est-ovest e nord-sud, con valori medi che vanno da un massimo di 1565 mm/anno nella subregion Insubrica prealpina ai 979 mm/anno della Retica interna, con valori intermedi di 1410, 1353, 1348 e 1299 mm/anno osservati rispettivamente nell'Orobica alpina e Prealpina meridionale bresciana, nell'Insubrica alpina, nella Lepontina Orientale e nella Prealpina interna orobico bresciana (tabella 6.2). Differenze statisticamente significative si osservano anche

nella durata media degli eventi di innesco, con valori che variano dalle 19 alle 42 ore nelle province Prealpina interna orobico bresciana e Insubrica alpina rispettivamente, e nell'intensità media degli eventi, da circa 3 a 11 mm/ora per le stesse due province. Sempre le stesse due province mostrano valori medi di intensità normalizzata alla PMA significativamente diversi, pari a 0.22 e 0.78 rispettivamente.

Tabella 6.2. Statistiche descrittive degli eventi di innesco dei movimenti franosi nelle Soil Province delle Alpi e Prealpi lombarde.

	Insubrica alpina	Lepontina orientale	Orobico alpina	Retica interna	Insubrica prealpina	Prealpina int. oro. bre.	Prealpina mer. oro. bre.
Num. eventi	17	21	43	171	39	56	10
Pcum, mm							
Media	114.94c	119.55c	125.61c	81.36ac	156.00bc	87.68ac	72.96c
Dev. Std.	40.28	87.79	108.49	56.76	75.77	71.76	71.67
Min.	26.40	12.00	8.50	6.30	2.00	3.60	8.00
Mediana	114.00	134.40	91.80	68.40	152.00	70.10	39.00
Max.	201.60	348.20	382.00	232.20	382.00	382.00	185.00
Durata, ore							
Media	41.71ac	32.29c	28.35c	33.15c	41.59c	19.39bc	21.80c
Dev. Std.	17.20	20.28	24.26	27.23	21.96	25.51	26.49
Min.	6.00	4.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00
Mediana	41.00	43.00	19.00	27.00	34.00	8.00	6.00
Max.	80.00	66.00	76.00	110.00	77.00	106.00	67.00
Intensità mm/ora							
Media	2.97ac	4.41ac	6.04ac	4.68ac	4.64ac	10.69bc	6.18c
Dev. Std.	0.92	2.86	4.34	5.53	3.26	11.74	4.36
Min.	2.10	2.33	2.00	0.27	1.20	1.55	1.00
Mediana	2.53	3.13	3.89	2.55	4.50	5.48	4.51
Max.	4.50	12.94	17.40	31.80	17.00	39.00	12.50
Intensità/PMA							
Media	0.22c	0.33c	0.43c	0.52c	0.29ac	0.78bc	0.45c
Dev. Std.	0.07	0.22	0.31	0.70	0.20	0.74	0.32
Min.	0.14	0.17	0.15	0.03	0.08	0.14	0.07
Mediana	0.21	0.23	0.29	0.26	0.23	0.45	0.34
Max.	0.35	0.96	1.39	3.89	1.13	2.52	0.87
PMA							
Media	1353bc	1348b	1410b	979a	1565c	1299b	1410c
Dev. Std.	185	75	324	159	173	300	190
Min.	1000	1250	750	650	1450	1000	1150
Mediana	1450	1350	1300	1000	1500	1250	1550
Max.	1500	1550	2150	1300	2150	2150	1550

N.B: Le medie di ciascuna riga seguite dalla stessa lettera non sono significativamente diverse per $p < 0.05$; le medie nella stessa riga seguite da nessuna lettera sono diverse da quelle di tutti gli altri gruppi per $p < 0.05$.

Nella carta dei suoli delle aree montuose della Lombardia (Figura 6.3) ogni poligono è collegato ad una unità tipologica di suolo (UTS) principale, cui sono associate un certo numero di variabili quantitative e qualitative. Le caratteristiche del *database* pedologico associato agli shape sono riportate nella tabella 6.3, dove le statistiche descrittive della diverse variabili presenti sono riportate anche per le due soil region alpine. Per tutte le variabili presenti nel *database* le differenze tra i valori medi sono statisticamente significative per $p < 0.05$.

Tabella 6.3 - Statistiche descrittive del *database* associato alla carta dei suoli. Num: numero delimitazioni della carta.

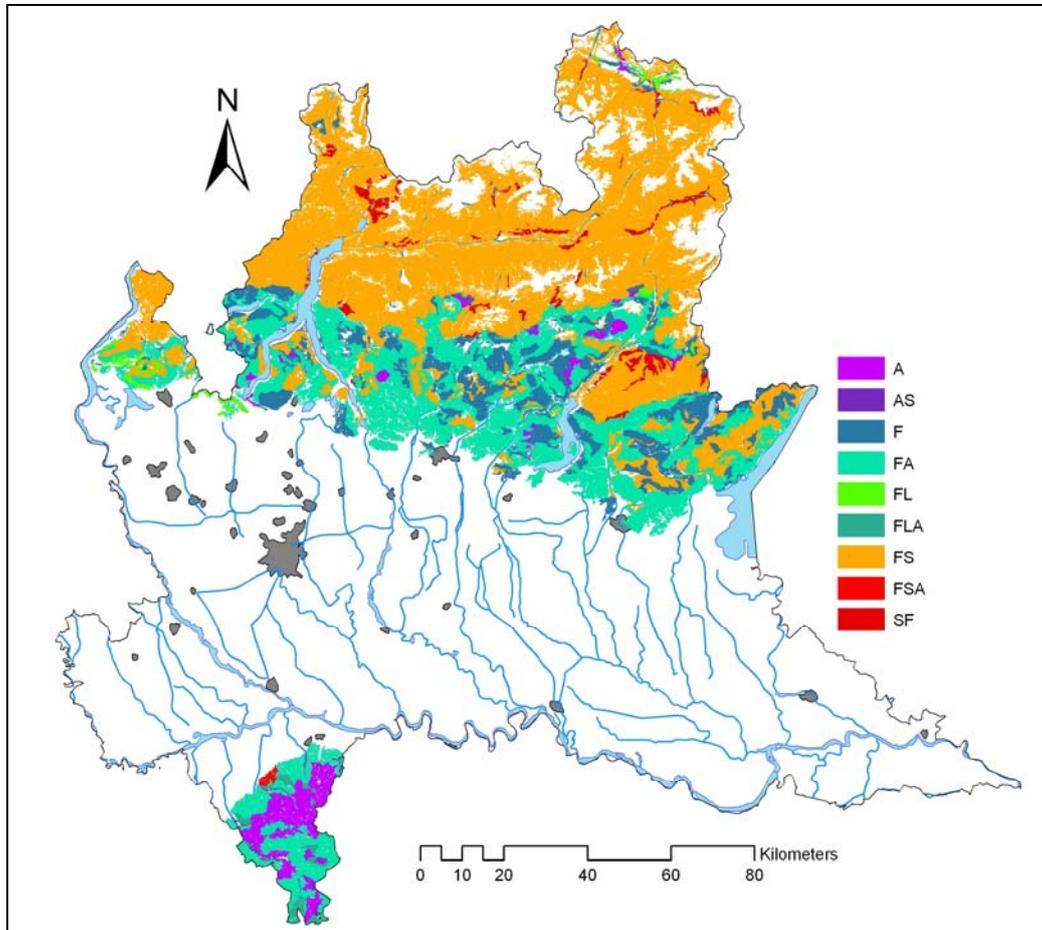
	Num	Media	Std.Dev.	Minimo	Mediana	Massimo
Pietrosità, %	10987	12.19	13.53	0.0	6.0	80.0
M1	5621	14.86	12.54	0.00	16.00	35.00
M2	4868	10.10	14.44	0.00	1.00	80.00
Rocciosità, %	10987	10.36	9.00	0.0	10.0	65.0
M1	5621	12.55	9.34	0.00	12.00	65.00
M2	4868	8.89	7.97	0.00	5.00	32.00
Profondità, cm	10987	93.02	71.86	8.0	73.0	294.0
M1	5621	86.57	61.78	8.00	73.00	204.00
M2	4868	96.91	80.36	11.00	55.00	294.00
Scheletro, %	10987	30.81	16.70	0.0	32.0	80.0
M1	5621	35.98	10.61	3.00	35.00	69.00
M2	4868	27.15	19.75	4.00	21.00	80.00
C org. %	10987	2.99	2.17	0.7	2.2	11.1
M1	5621	3.56	2.11	0.80	2.40	8.50
M2	4868	2.29	1.66	0.70	1.90	9.50

Tra le variabili presenti nel *database*, la tessitura è tra quelle che presumibilmente esercita la maggiore influenza sulla suscettibilità all'innescamento di fenomeni franosi superficiali; tuttavia il dato non è presente come variabile continua nel *database*, ossia come % delle tre frazioni sabbia, limo e argilla, ma come dato aggregato in termini di classe tessiturale (Figura 6.4).

In questo caso la distribuzione delle classi tessiturali può rappresentare un ulteriore ambito geografico - territoriale utile al fine di definire soglie di innescamento "suolo-specifiche" nei territori di montagna della Lombardia. Confrontando la carta delle tessiture con quelle delle soil region e subregion, si rileva facilmente come i suoli più grossolani (classi FS, FSA e SF) siano distribuiti nelle 4 province della regione M1, mentre i suoli a tessitura franca o più fine caratterizzano le tre province della regione M2.

La soil region M1, nella quale gli eventi di innescamento hanno mediamente una maggiore durata ma un'intensità minore, è quindi dominata da suoli potenzialmente più suscettibili a originare movimenti franosi superficiali di quanto non accada nella soil region M2, dove gli eventi di innescamento risultano essere mediamente più brevi ma molto più intensi.

Figura 6.4 - Carta della distribuzione delle tessiture..



Legenda: A: argilloso; AS: argilloso sabbioso; F: franco; FA: franco argilloso; FL: franco limoso; FLA: franco limoso argilloso; FS: franco sabbioso; FSA: franco sabbioso argilloso; SF: sabbioso franco

Le informazioni relative alle caratteristiche pedologiche sono state quindi associate a tutti gli eventi franosi caratterizzati in termini di evento di pioggia (quantità, durata, intensità, intensità normalizzata) che li ha innescati.

Nella tabella 6.4 sono riportati il numero di eventi franosi delle due province associati a ciascuna delle unità cartografiche della carta dei suoli, insieme alla classificazione dei suoli dominanti in ciascuna unità, la loro profondità media e la classe tessiturale.

Tabella 6.4 Caratteristiche delle Unità Tipologiche di Suolo (UTS) delle Alpi e Prealpi lombarde.

UTS	Soil region	Area km2	Suolo	Profondità media, cm	Tessitura	N° eventi franosi	km2/evento
1	M1	1365	Skeletal Cambisol	164	FS	309	4.42
2	M1	160	Skeletal Cambisol	190	FS (SF)	54	2.96
2	M2	570	Leptic e Skeletal Cambisol	168	F (FA)	85	6.71
3	M2	274	Leptic e Fluvisol Cambisol	36	FA	15	18.27
4	M2	1491	Leptic e Eutric Cambisol	110	FA e F	114	13.08
8	M1	456	Humic e Skeletal Leptosol	21	FS (F)	13	35.08
8	M2	57	Skeletal Leptosol	50	FS	1	57.00
9	M2	858	Skeletal e Rendic Leptosol	24	F-FS (FL)	45	19.07
10	M2	231	Luvisol	136	FA (FSA)	33	7.00
11	M2	130	Leptic Phaeozem	64	F (FS)	8	16.25
12	M1	932	Umbric e Skeletal Podzol	171	FS	65	14.34
13	M2	94	Calcaric e Leptic Regosol	62	F (FA)	5	18.80
14	M1	225	Cambic e Leptic Regosol	115	FS- SF	34	6.62
15	M1	766	Humic Umbrisol	123	FS (SF)	99	7.74
15	M2	124	Umbrisol	143	FS (FL)	11	11.27

Dall'esame della tabella si rileva una sensibile differenza fra le diverse UTS. Pur considerando la non omogeneità del *database* degli eventi franosi, si nota che le UTS a tessitura più grossolana sono relativamente più interessate da eventi franosi, rispetto alle UTS con suoli più fini. In accordo con quanto rilevato in precedenza, i suoli più profondi hanno un'incidenza maggiore di eventi, con l'eccezione di suoli ricchi in sostanza organica, quali gli Umbrisol relativamente più fini ed i Podzol.

Oltre all'informazione pedologica, a ciascun evento di frana sono state associate anche le informazioni ottenute dal modello digitale a 20 metri: quota, pendenza ed esposizione. I valori dei coefficienti di correlazione tra tutte le variabili disponibili sono riportate nella tabella 6.6.

Tra le caratteristiche del suolo, quella maggiormente correlata con le caratteristiche degli eventi di innesco è la profondità del suolo. Questa è infatti correlata negativamente con l'intensità dell'evento, sia questa normalizzata ($r = -0.24$) o meno ($r = -0.23$) e positivamente con la durata ($r = 0.16$). Né il contenuto di scheletro né quello in carbonio organico risultano correlate con le caratteristiche degli eventi di innesco. Gli eventi che innescano movimenti franosi superficiali sono tanto più prolungati e abbondanti (in termini di precipitazione cumulata durante l'evento) tanto più profondo è il suolo, mentre la relazione con l'intensità e con l'intensità normalizzata è di segno negativo: eventi di innesco con

forte intensità, normalizzata o meno, sono associati a suoli più sottili. Va notato infine che non si osservano correlazioni significative tra quota e pendenza del sito (valore riferito ad un intorno di 30 m di raggio rispetto al punto di localizzazione dell'evento franoso) e le caratteristiche degli eventi di innesco.

Tabella 6.6 Coefficienti di correlazione;

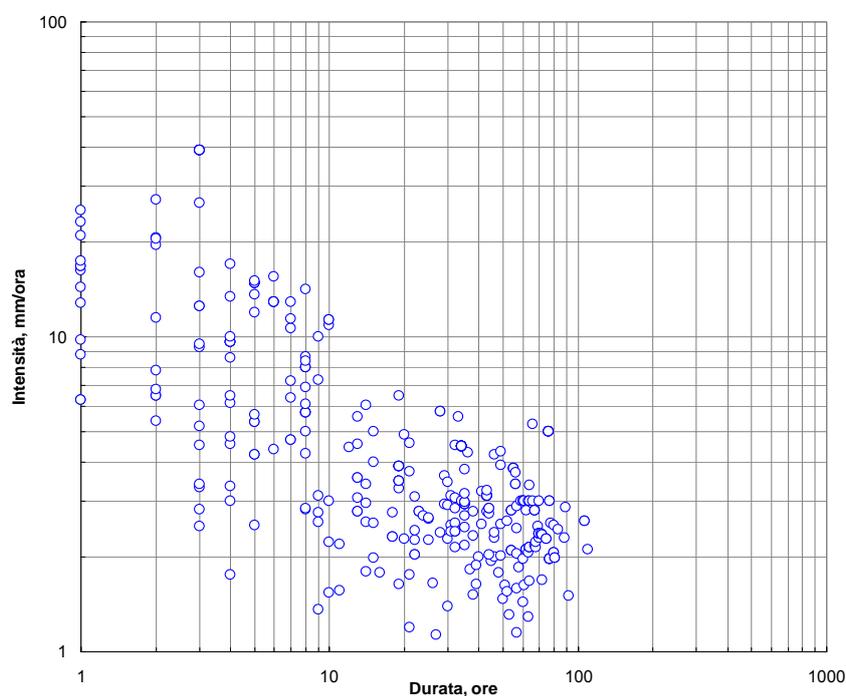
	Pietr %	Rocc %	Prof	SK %	CO %	D h	P mm	I mm/h	I norm	PMA	DTM	SLP
Pietr %	1	0.11	0.10	0.18	0.12	0.04	-0.04	-0.16	-0.09	0.21	0.25	0.12
Rocc %	0.11	1	0.53	0.21	0.49	0.01	-0.02	-0.07	-0.07	0.02	0.12	0.22
Prof	0.10	-0.53	1	0.14	-0.46	0.16	0.04	-0.23	-0.24	0.04	0.07	0.18
SK%	0.18	0.21	0.14	1	0.17	0.01	-0.07	-0.02	0.08	0.31	0.33	0.10
CO%	0.12	0.49	0.46	0.17	1	0.09	-0.10	-0.02	0.04	0.10	0.28	0.02
D h	0.04	0.01	0.16	0.01	-0.09	1	0.78	-0.47	-0.48	0.12	0.05	0.01
P mm	-0.04	-0.02	0.04	0.07	-0.10	0.78	1	-0.12	-0.20	0.51	0.11	0.02
I mm/h	-0.16	-0.07	0.23	0.02	-0.02	0.47	-0.12	1	0.92	0.20	0.03	0.01
I norm	-0.09	-0.07	0.24	0.08	0.04	0.48	-0.20	0.92	1	0.04	0.10	0.02
PMA	-0.21	-0.02	0.04	0.31	-0.10	0.12	0.51	0.20	-0.04	1	0.38	0.04
DTM	0.25	0.12	0.07	0.33	0.28	0.05	-0.11	-0.03	0.10	0.38	1	0.13
SLP	0.12	0.22	0.18	0.10	0.02	0.01	0.02	-0.01	-0.02	0.04	0.13	1

Legenda: in rosso i valori statisticamente significativi ($p < 0.05$).

Pietr%: pietrosità (%); Rocc %: rocciosità (%); Prof: profondità del suolo (cm); SK%: scheletro (%); CO%: carbonio organico (%); D h: durata evento (h); P mm: pioggia cumulata nell'evento (mm); I mm: intensità oraria (mm/h); I norm: intensità normalizzata alla PMA; PMA: pioggia media annua (mm); DTM: quota da modello digitale, valore medio nell'intorno di 20 m dal punto (m s.l.m.); SLP: pendenza da modello digitale, valore medio nell'intorno di 20 m dal punto (%).

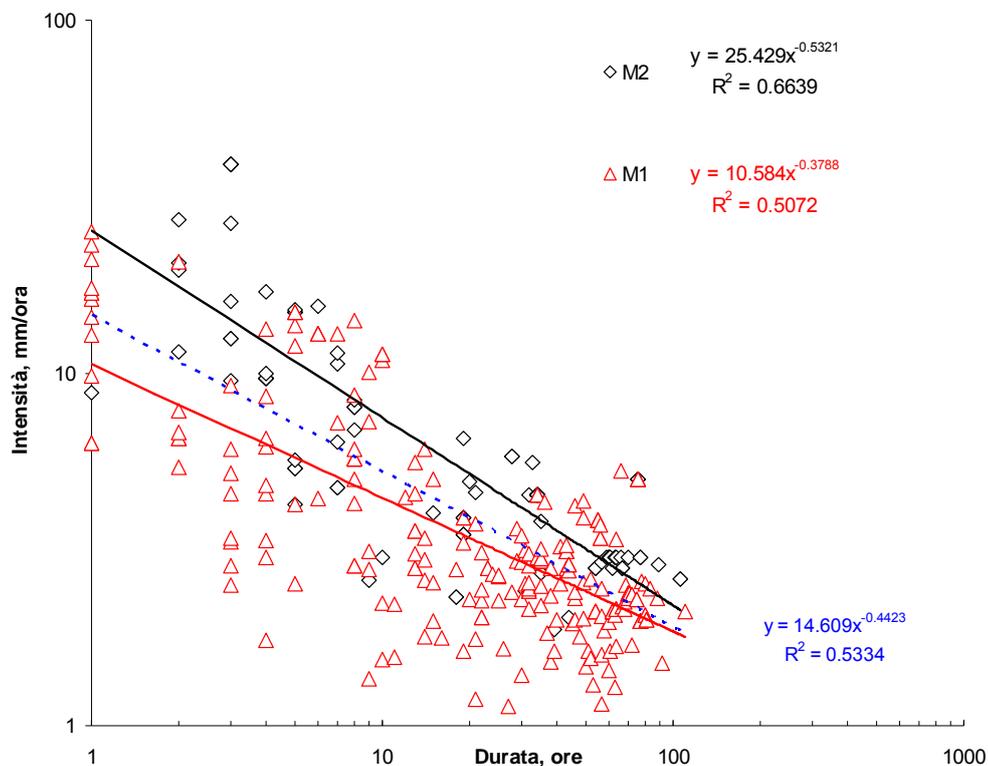
Al fine di verificare la possibilità di distinguere curve di innesco diverse per i diversi livelli di informazione sui suoli, in particolar modo per gli eventi innescati da precipitazioni di durata <10 h (per i quali si osserva una grande variabilità nella corrispondente intensità normalizzata), i dati disponibili (Figura 6.5) sono stati suddivisi con criteri via via diversi in funzione della geografia dei suoli, ai diversi livelli di dettaglio illustrati, ossia regione, provincia e unità di suolo, ed in funzione di raggruppamenti basati sulla classe tessiturale.

Figura 6.5- Relazione durata - intensità per tutti gli eventi



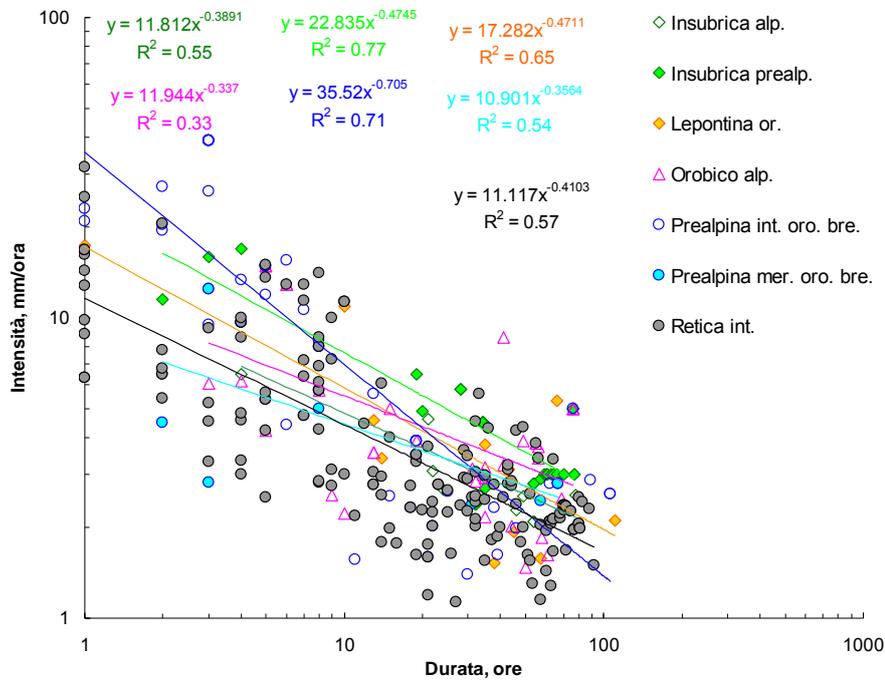
In termini di soil region (Fig. 6.6) va innanzi tutto fatto notare come il *database* sia piuttosto sbilanciato numericamente in quanto la maggior parte delle osservazioni (241 eventi, 69% del totale) ricadono nella soil region M1 (Alpi centrali caratterizzate da rocce silicatiche), mentre sono solo 111 quelli osservati nella soil region M2 (Alpi meridionali calcaree). Tuttavia, in termini di dispersione sul diagramma, le aree occupate dai punti appartenenti alle due regioni non si sovrappongono completamente, con la differenza che gli eventi nella soil region M2 sono associati, ad eventi di maggiore intensità e minore durata, cosa peraltro già osservata analizzando le caratteristiche delle precipitazioni nelle due soil region.

Figura 6.6 - Relazione durata intensità normalizzata per gli eventi distinti in base alla Soil Region. Sono riportate le equazioni delle linee di tendenza, per i due sottogruppi M1 ed M2, e per l'intero data set (in blu)



A livello di soil province (Fig. 6.7), la maggior parte delle osservazioni sono localizzate all'interno di una provincia, la retica interna (171 eventi, 48% del totale), e la dispersione dei punti è tale da non consentire l'identificazione di aree in cui le nuvole dei punti riferiti alle diverse province non si sovrappongono. Le differenze nell'intercetta e nell'inclinazione delle linee di tendenza, tuttavia, distinguono abbastanza chiaramente le diverse situazioni, con agli estremi che mostrano da una lato le province occidentali (Insubrica prealpina e alpina) caratterizzate da maggiori precipitazioni in termini di PMA e mm/evento, e da intensità normalizzate inferiori a 0.3 con eventi di durata media >40 ore, e dall'altro le province con intensità normalizzate >0.5 ed eventi di durata media < 20 ore (Prealpina interna orobico bresciana e Prealpina meridionale orobico bresciana).

Figura 6.7 - Relazione durata intensità per gli eventi distinti in base alle Soil Province



La relazione tra i valori medi di intensità e durata, con le relative linee di tendenza, per le singole province (figura 6.8) indica il seguente possibile raggruppamento: gruppo 1: Prealpina interna orobico bresciana e Prealpina meridionale orobico bresciana (N= 65); gruppo 2: Insubrica alpina e prealpina (N = 56); gruppo 3: Orobica alpina (N=43); gruppo 4: Retica interna e Lepontina orientale (N = 192). I primi due gruppi interessano le quattro province della soil region M2, mentre il terzo ed il quarto, con l'eccezione dell'estremità settentrionale della Retica interna, la soil region M1. Le relazioni intensità-durata per i quattro gruppi e le relative linee di tendenza sono riportate in Fig. 6.9.

Figura 6.8 - Intensità vs. durata: valori medi per Soil Province

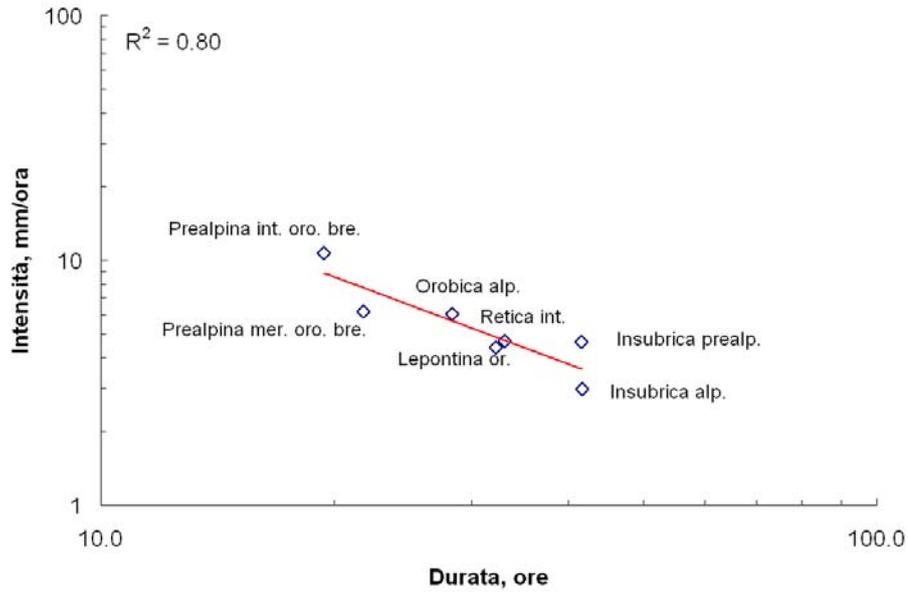
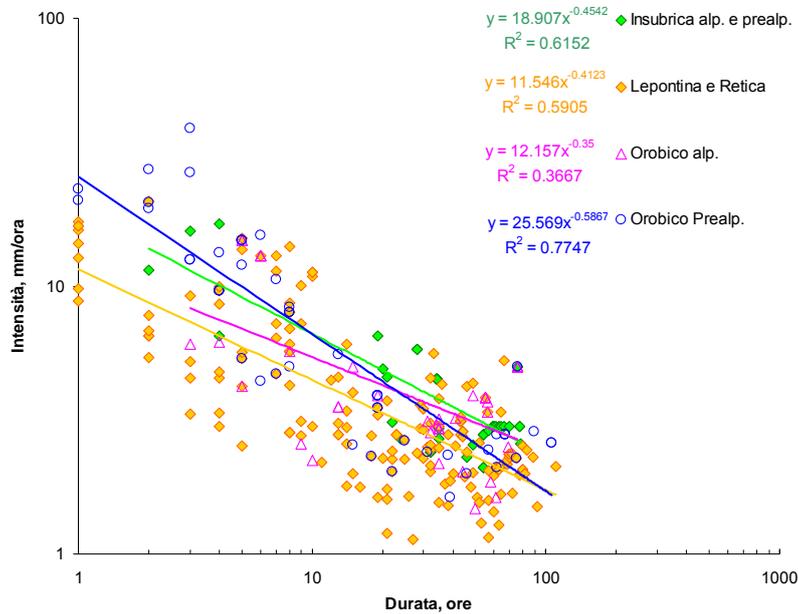


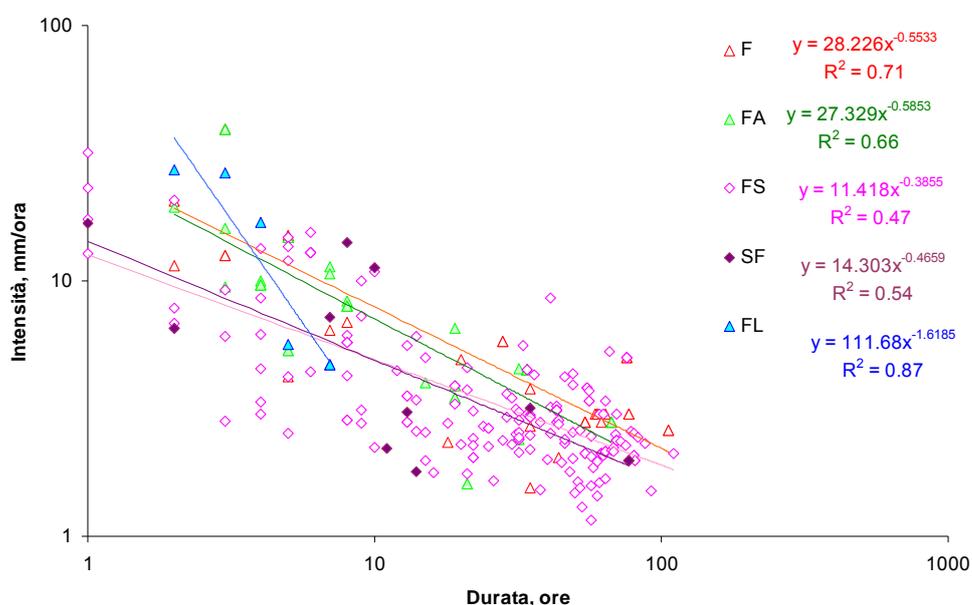
Figura 6.9 - Relazione durata - intensità per gli eventi distinti in base alle Soil Province raggruppate



La Fig. 6.10 mostra l'andamento delle linee di tendenza intensità - durata evento per le diverse classi tessiturali. In questo caso, anche se le classi sono numericamente molto sbilanciate sempre a causa della localizzazione della

maggior parte delle osservazioni nella soil region M1 dove dominano suoli a tessitura grossolana su substrati silicatici, si osserva chiaramente una differenza in termini di localizzazione delle diverse classi tessiturali sul diagramma, con i termini più fini (franco limosi e franco argillosi) localizzati principalmente sulla sinistra del diagramma (durata media eventi 27 ore; intensità media 9 mm/h, intensità media normalizzata 0.66) e quelli più grossolani che, per quanto piuttosto dispersi, sono caratterizzati mediamente da eventi di innesco di maggiore durata (35 ore) e minore intensità (<4.5 mm/h). Le linee di tendenza per i suoli franco-sabbiosi e sabbioso-franchi sono sostanzialmente coincidenti, anche se i due sottogruppi sono molto diversi tra loro in termini di consistenza numerica (12 SF e 198 FS).

Figura 6.10 - Relazione durata - intensità normalizzata per gli eventi distinti in base alla tessitura



Infine in Fig. 6.10, i punti sul diagramma intensità-durata sono stati suddivisi in funzione del tipo di suolo dominante nelle unità cartografiche della carta dei suoli.

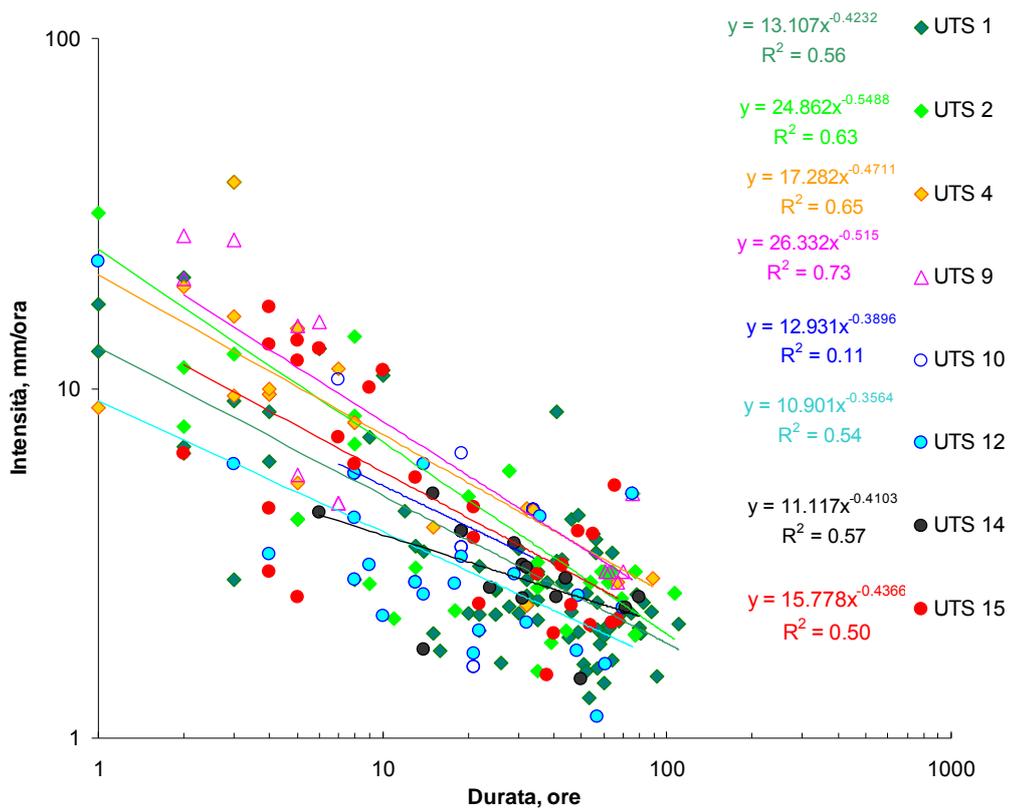
Analogamente alla tessitura, anche in questo caso si possono osservare delle risposte chiaramente differenziate in termini di relazione intensità – durata evento.

Le unità a tessitura più fine (UTS 9, UTS 4, UTS 2) sono infatti caratterizzate da linee di tendenza più inclinate e con intercetta più elevata rispetto a quelle che caratterizzano le unità a tessitura più grossolana (UTS 14, UTS 1, UTS 12). Tuttavia anche in questo caso la consistenza numerica delle diverse unità è fortemente sbilanciata per cui la definizione di curve di soglia per diverse tipologie di suoli deve essere effettuata raggruppando le osservazioni in un minor numero di classi.

Quanto osservato dimostra in maniera molto chiara l'importanza del suolo e

delle sue caratteristiche in termini di risposte ad eventi di durata ed intensità diverse e conferma la possibilità di differenziare le soglie di innesco in funzione delle diverse proprietà della copertura pedologica. I criteri su cui basare la definizione di soglie specifiche possono essere diversi in funzione delle finalità applicative tenendo sempre conto però della consistenza numerica dei gruppi volta volta definiti.

Figura 6.11 - Relazione durata intensità normalizzata per gli eventi distinti in base al tipo di suolo.



6.1. Definizione di curve di soglia.

Seguendo l'approccio "frequentista" proposto da Brunetti *et al.* (2010) sono stati adottati in via preliminare i seguenti criteri di raggruppamento per le definizioni delle soglie pluviometriche di innesco di movimenti franosi superficiali:

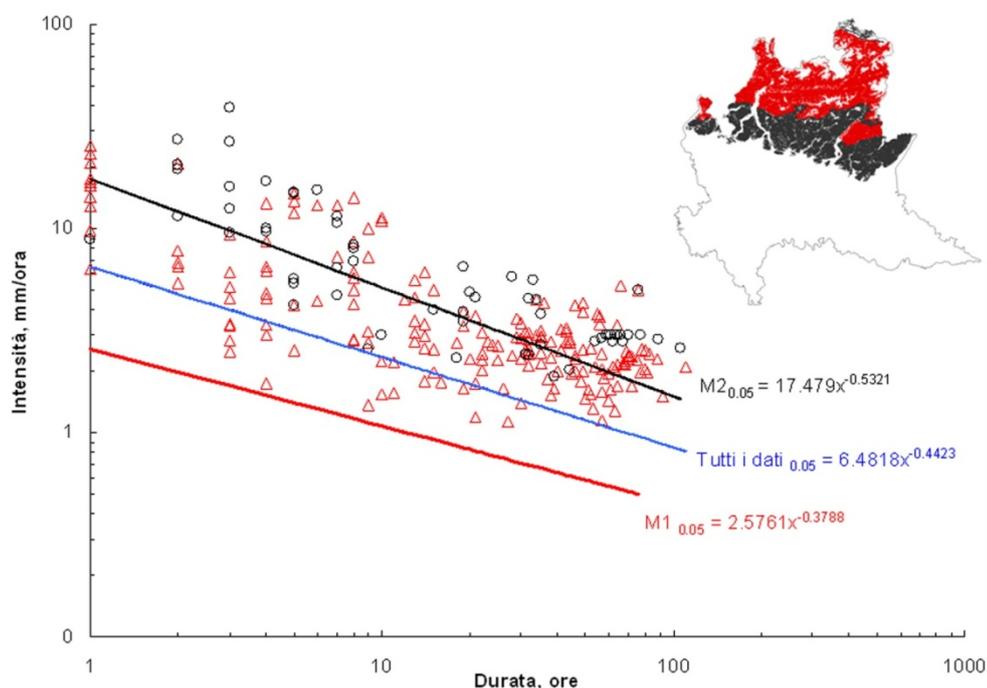
- Soil Region (2 gruppi)
- Gruppi tessiturali (2 gruppi)
- Raggruppamenti di unità tipologiche di suolo sulla base di criteri genetici (4

gruppi).

In tutti i casi il livello di probabilità adottato per la curva di soglia è del 5%.

Nel caso delle due soil region, le soglie individuate sono piuttosto ben distinte tra loro (Figura 6.12): la curva di soglia per le Alpi centrali caratterizzate da rocce silicatiche (soil region M1), ha un intercetta e un esponente significativamente inferiori, pari rispettivamente a 2.58 e a -0.38, rispetto a quelli che caratterizzano la curva di soglia individuata per lo stesso livello di probabilità per le Alpi meridionali calcaree (M2), e che sono pari a 17.48 e -0.53 rispettivamente.

Figura 6.12 - Curve di soglia per le due soil region lombarde ottenute con l'approccio frequentista adottando una soglia del 5%.



Le curve di soglia pluviometrica in funzione della classe tessiturale del suolo, sono state definite per due raggruppamenti, sempre per un livello di probabilità del 5%. I due raggruppamenti, definiti “fine” e “coarse” sono stati ottenuti raggruppando le osservazioni in due “famiglie” in base alla classe tessiturale:

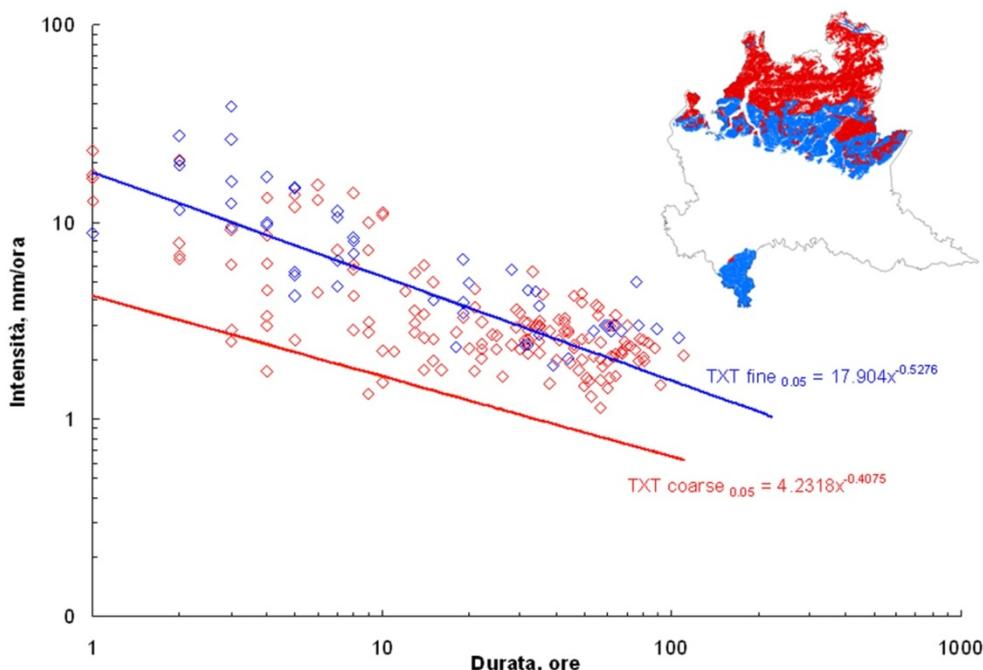
Fine (N = 89): classi A, FA, FL, F

Coarse (N = 206): classi SF e FS

Le due curve di soglia sono riportate in figura 6.13, e analogamente alle precedenti sono sostanzialmente diverse tra loro, evidenziando chiaramente una maggiore suscettibilità a generare movimenti di massa superficiali per i suoli a tessitura grossolana. Considerando la distribuzione sul territorio delle classi tessiturali (Figura 42), che vede la maggior parte dei suoli della famiglia fine ricadere quasi interamente nella soil region M2 e quelli della famiglia coarse nella

soil region M1, non devono sorprendere le somiglianze tra le curve di soglia della famiglia fine con quella della soil region M2 e quella tra la curva di soglia della famiglia coarse con quella della soil region M1.

Figura 6.13 - Curve di soglia per le due famiglie tessiturali ottenute con l'approccio frequentista adottando una soglia del 5%.



Un ulteriore ed ultimo criterio di raggruppamento si è basato sulle caratteristiche dei suoli in termini di processi pedogenetici e tessitura del substrato. Al fine di valutare l'esistenza di risposte differenziate per tipologia di suolo sono stati individuati i seguenti gruppi, che ben rappresentano tipologie differenziate: 1) Cambisol grossolani e scheletrici (coincidenti con la UTS 1, e localizzati principalmente nella soil region M1); 2) Cambisol fini (coincidenti con le UTS 2, 3 e 4, e localizzati principalmente nella soil region M2); 3) Umbrisol (UTS15, localizzati nella soil region M1), e 4) Podzol (UTS 12, localizzati principalmente nella soil region M1). Le rispettive curve di soglia, sempre a livello di probabilità del 5%, sono riportate nella figura 6.14. Ai due estremi si collocano le curve per i due gruppi di Cambisol distinti in base alla tessitura (intercetta 4,18 e 15.3 rispettivamente, per i grossolani ed i fini, con esponenti pari a -0.39 e -0.53 sempre per i grossolani ed i fini, rispettivamente). Al centro si collocano, praticamente sovrapposte, le curve di soglia per gli Umbrisol e i Podzol, suoli assai diversi tra loro ma caratterizzati entrambi da accumulo di sostanza organica nel profilo, e localizzati nella stessa soil region dei Cambisol grossolani e scheletrici, M1, dai quali però si distinguono chiaramente in termini di

suscettibilità all'innesco di movimenti di massa.

Infine nella tabella 6.7 vengono riassunti i parametri di tutte le curve di soglia individuate, con i relativi range in termini di durata e gli errori standard associati con la stima dell'intercetta (alpha) e della pendenza (beta) delle curve di soglia.

Nella tabella sono state riportate per confronto anche due curve da letteratura.

Figura 6.14 - Curve di soglia per 4 tipologie di suoli delle alpi e prealpi lombarde ottenute con l'approccio frequentista adottando una soglia del 5%.

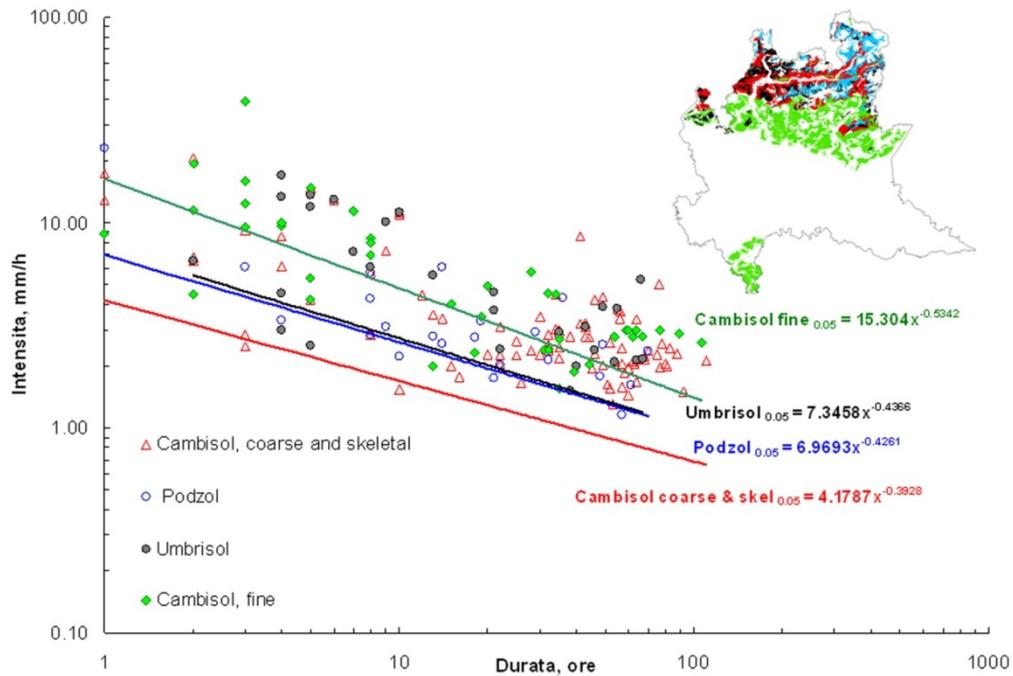


Tabella 6.7. Parametri delle curve di soglia intensità-durata individuate e da letteratura.

	Intercetta	Esponente	Delta alpha	Delta beta	Range
Tutti gli eventi	6.482	-0.442	0.812	-4.7E-05	1<D<110
M1	2.576	-0.379	0.411	-0.006	1<D<110
M2	17.479	-0.532	1.265	0.200	1<D<106
Fine	17.904	-0.528	1.045	1.14E-06	1<D<106
Coarse	4.2318	-0.408	0.627	9.03E-06	1<D<110
Cambisol coarse & skeletal	4.1787	-0.393	0.621	9.37E-06	1<D<110
Podzol	6.9693	-0.426	0.820	0.791	1<D<70
Umbrisol	7.3458	-0.437	0.873	-1.5E-05	2<D<67
Cambisol fine	15.304	-0.534	1.215	-2.7E-05	1<D<106
Lombardia, Ceriani et al. 1994	20.10	-0.550	-	-	1<D<1000
Valtellina, Cancelli and Nova, 1985	44.67	-0.780	-	-	1<D<1000

Conclusioni

Lo studio scientifico sviluppato nel corso della presente ricerca risulta oggi di grande importanza. Il Dipartimento della Protezione Civile ha, infatti, varato recentemente un progetto dal titolo “Soglie pluviometriche” finalizzato alla messa a punto di sistemi affidabili di previsione della risposta idrologica dei pendii a fini di protezione civile (sistemi di allerta e di allarme). Il progetto prevede la raccolta di tutti i dati disponibili su tutto il territorio nazionale allo scopo di identificare i valori critici di precipitazione al superamento dei quali possono manifestarsi effetti al suolo.

La ricerca qui presentata ha colmato parzialmente la lacuna della precedente convenzione che aveva focalizzato l'attenzione sulle province di Sondrio e Brescia.

Purtroppo, anche in questo caso, la scarsa disponibilità di strumenti di misura sul territorio regionale ha reso molto complesso il reperimento dei dati pluviometrici rispetto ai fenomeni di cui si hanno notizie, a causa di una inadeguata copertura spaziale e temporale.

Per tale motivo, a fronte di un cospicuo numero di processi censiti, non sono stati molto numerosi i dati elaborabili. Dei 398 processi d'instabilità naturale inizialmente censiti ed inseriti nel database, solo 89 (24% del totale) hanno consentito la determinazione di tutti i dati necessari ai fini della individuazione delle soglie pluviometriche d'innescamento (Triggering RAINfall THresholds, d'ora in poi TRATH). Di questi, solo 50 hanno fornito combinazioni differenziate delle grandezze pluviometriche d'interesse (durata, intensità oraria ed intensità oraria normalizzata). Tali fenomeni hanno fornito i dati pluviometrici utilizzati per la definizione delle TRATH, previo calcolo dei parametri di: durata D (h), intensità media I (mm/h) ed intensità media normalizzata rispetto alla PMA I_n (%) dell'evento innescante.

Per i processi d'instabilità naturale censiti nelle quattro province analizzate sono state definite le curve limite in modo tale da confinare nel semipiano superiore il 90% dei punti rappresentanti i fenomeni considerati. Nel confrontare le soglie ottenute nel corso della presente ricerca con le curve note in letteratura e ricavate rispetto ad aree ritenute omogenee rispetto a quella esaminata nel presente lavoro si possono osservare evidenti differenze di comportamento. Ad una prima analisi esse sembrerebbero testimoniare l'adozione di un minor margine di cautela da parte di questi autori nella definizione delle condizioni critiche per l'innescamento dei processi di instabilità.

Tuttavia le differenti modalità di aggregazione temporale dei dati pluviometrici

adottate dagli altri autori, spesso non specificate all'interno dei lavori da essi prodotti, condiziona sicuramente la posizione relativa tra punti e curve. Il confronto con la curva limite proposta da Ceriani *et al.* (1994), con le due formulazioni elaborate da Aleotti *et al.* (2002) e con le soglie individuate da Luino *et al.*, (2008) è stato effettuato utilizzando il diagramma intensità media normalizzata-durata, che permette di considerare simultaneamente tre grandezze rilevanti ai fini della caratterizzazione dell'evento innescante: la durata e l'intensità media della precipitazione innescante e la precipitazione media annua. Questa modalità di aggregazione dei dati, inoltre, permette il confronto delle grandezze d'evento tra zone con differenti storie climatiche.

La maggior parte dei punti proiettati su tale diagramma si colloca inferiormente alle soglie proposte in letteratura, tranne che nel caso delle soglie individuate da Luino *et al.* (2008) che invece si sovrappongono molto bene a quelle individuate nel corso della presente ricerca.

Tab.1 Confronto tra le due ricerche

	Luino <i>et al.</i>, 2008		Presente ricerca	
	D≤10 h	D>10 h	D≤10 h	D>10 h
a	0,58	0,31	0,57	0,33
b	-0,46	-0,19	-0,43	-0,19

Tenendo in considerazione l'effettiva differenza di comportamento tra gli eventi con durata superiore alle 10 ore rispetto a quelli di durata inferiore, si è deciso di definire una soglia con doppia pendenza. Trattandosi di curve d'involuppo, le soglie limite possono essere implementate in seguito all'inserimento di nuovi dati, relativi a fenomeni d'instabilità per i quali siano disponibili sia l'orario d'innescamento, sia i dati pluviometrici orari. Dal confronto con le soglie proposte da altri Autori, in particolare rispetto alle curve attualmente in uso in Regione Lombardia sulle quali si basano le soglie di allertamento, le curve involuppo definite risultano maggiormente cautelative. Tuttavia occorre tener conto che, anche in questo caso, il confronto appare condizionato dalla definizione di durata dell'evento considerata di volta in volta.

Lo studio della correlazione fra le precipitazioni e l'innescamento di fenomeni franosi superficiali interessanti la copertura eluvio-colluviale, e quindi nella maggior parte dei casi il suolo, ha evidenziato significative differenze nelle risposte in termini di intensità e durata degli eventi di innescamento.

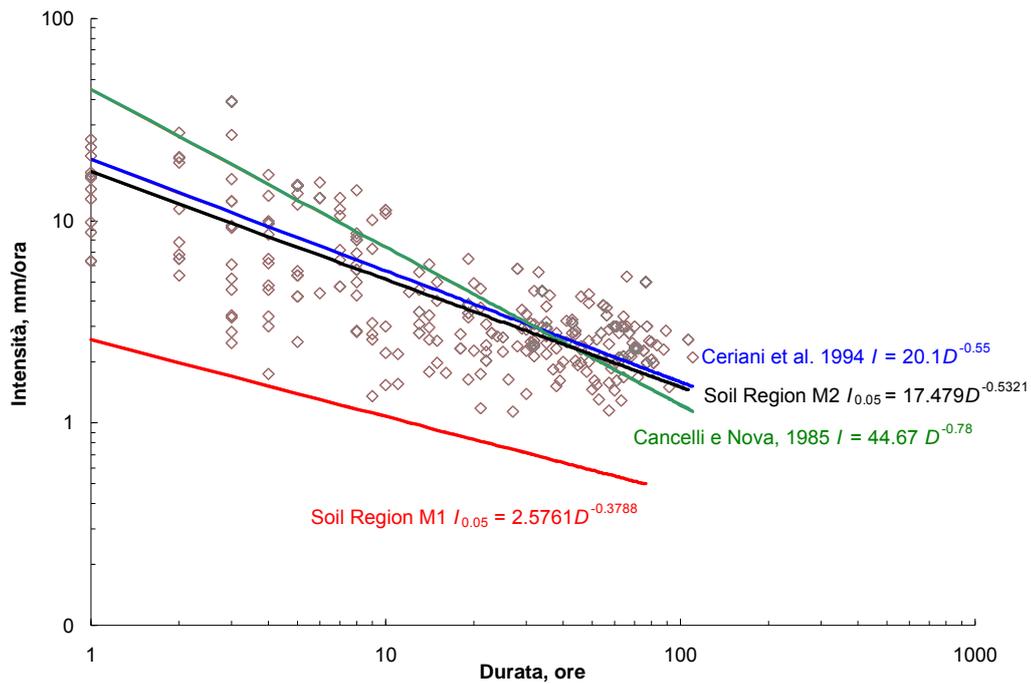
Studiando il problema anche in termini di proprietà del suolo si è giunti all'individuazione di ambiti geografici, definiti in base alle relazioni suolo-paesaggio, per i quali le curve d'innescamento si differenziano chiaramente in modo estremamente significativo.

Adottando una curva media "generale" non considerando il suolo e le sue diverse risposte si rischia di perdere un numero significativo di eventi (sempre allo specifico livello di probabilità) così come si può facilmente apprezzare nella figura 6.12.

Ovviamente si tratta di risultati preliminari, e per consentire una più robusta caratterizzazione funzionale dei suoli in termini di risposta agli eventi d’innesco, sarebbero necessari studi a scala di maggiore dettaglio, che esulano dall’ambito del presente lavoro. Per approfondire, sarebbe necessario lavorare anche su dati numerici continui e non solo classati, e disporre di misure dirette di caratteristiche fisico-idrologiche.

Tuttavia, pur ritenendo la definizione di soglie regionali basate su ambiti geografici definiti in base alla distribuzione dei suoli in una fase preliminare, appare significativo che sia proprio il suolo ad avere un ruolo primario nella risposta del territorio ad eventi pluviometrici e che il ricorso a curve di soglia più generiche possa portare a “perdere” un numero considerevoli di eventi, come si evince dalla figura 1.

Figura 1. Confronto tra le due curve di soglia definite per le due soil region della montagna lombarda ottenute con l’approccio frequentista adottando una soglia del 5% e due curve di soglia da letteratura per la Lombardia (Ceriani *et al.*, 1994) e per la Valtellina (Cancelli & Nova, 1985)



Bibliografia

- Aleotti P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* 73 (2004), 247–265.
- Aleotti P. & Polloni G. (1998). *Risk scenarios in mountain alluvial fans: some examples in Italian Central Alps*. 8th International IAEG Congress, Vancouver, 21-25 September 1998, p. 2051-2058.
- Aleotti P., Baldelli P., Mencio L., Quaranta N., Tresso F. & Zani A. (2002). Definizione delle soglie pluviometriche d'innescio per le frane superficiali in Piemonte. *GEAM*, n. 2-3, giugno-settembre 2002, 51-60.
- Anselmo V. (1980). *Three case studies of storm and debris-flows in North-Western Italy (Piemonte)*. Atti Internationales Symposium "Interpraevent 1980", Bad Ischl, band 1, kapitel 1-5, p. 239-251.
- Arattano M. & Franzi L. (2006). *Spinta dinamica esercitata da una colata detritica*. In "La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK", p. 175-187.
- Arattano M. & Marchi L. (1998). *Il monitoraggio delle colate detritiche nel torrente Moscardo (Alpi Carniche): gli eventi dei mesi di giugno e luglio 1996*. In: LUINO F. (a cura di), "La previsione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica". Atti del Convegno Internazionale "Alba 96", Alba (Italia) 5-7 novembre 1996, vol. 2, p. 175-185.
- Arattano M., Deganutti A.M. & Marchi L. (1997). *Debris flow monitoring activities in an instrumented watershed of the Italian Alps*. In Chen C. (Ed.), Proc. First Int. Conf. On Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Water Resources Eng. Division/ASCE, New York, p. 506-515.
- ARPA Lombardia, Unità Organizzativa Idrografia (2005). *Inventario d'archivio*. CAeB, Milano, 144 pp.
- Aulitzky H. (1980). *Preliminary two-fold classification of torrents*. Proceedings Int. Symp. Interpraevent 1980, Bad Ischl, vol. 4, p. 285-309.
- Bacchini M. & Zannoni A. (2003). *Relation between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy)*. *Natural Hazards and Earth Sciences* (2003). EGU, 3: 71-79.
- Bagnold R.A. (1954). *Experiment on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear*. *Royal Society of London Proc., Series A*, 225, p. 49-63.
- Banca Popolare di Sondrio (1987). *Speciale Valtellina '87: cronaca, storia, commenti*. N. 45, dicembre 1987, 227 pp.

- Barry R.G. & Chorley R.J. (1998). *Atmosphere and Weather Climate*. Routledge, London and New York, 409 pp.
- Baselli G. (1923). La catastrofe di Chiusa d'Isarco e le opere di riparazione e di prevenzione eseguite, *Giornale del Genio Civile*, 61, p. 619-634.
- Berti, M. & Simoni, A. (2007). *Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships*. *Geomorphology* 90, p. 144-161.
- Berti M., Genevois R., Simoni A. & Tecca P.R. (1999). *Field observation of a debris flow event in the Dolomites*. *Geomorphology*, 29 (3-4), p. 265-274.
- Bertolo P. & Bottino G. (2006). Individuazione delle soglie pluviometriche di innesco di fenomeni franosi superficiali in funzione delle condizioni idrologiche locali – Analisi di alcune situazioni rappresentative nell'arco alpino occidentale. *GEAM*, n.1-2, marzo-giugno 2006, 45-57.
- Blackwelder E. (1928). *Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains*. *Geol. Soc.Am.Bull.*, 39, p. 465-484.
- Bottino G., Crivellari R. & Mandrone G. (1996). *Eventi pluviometrici critici e dissesti: individuazione delle soglie di innesco di colate detritiche nell'Anfiteatro morenico di Ivrea*. In Luino (Ed) "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", Alba, 5-7 novembre 1996. Volume II, p. 201-210. N. pubbl. GNDCI: 1859.
- Bottino G. & Crivellari R. (1998). *Analisi di colate detritiche connesse con l'evento alluvionale del 5-6 Novembre 1994 nell'anfiteatro morenico d'Ivrea*. Convegno su "Rischio idrogeologico, opere di difesa ed uso nel territorio nel canavese" Ivrea, 8-9 maggio 1998, p. 35-46.
- Brand E.W. (1984). Landslides in Southeast Asia: a state-of-the-art report. *Proc. of the 4th Int. Symp. On Landslides*. Toronto, 17-59.
- Brunsdon D. (1979). *Landscape sensivity and change*. *Transactions of the Institute of British Geographers*. New Series 4, p. 463-484.
- Caine N. (1980). The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flow. *Geografiska Annaler*, 62, 1-2, 659-675.
- Campbell R.H.(1974). *Debris flow originating from soil slip during rainstorms in southern California*. *Q.J. Eng. Geol.* London, 7, 339-349.
- Campbell (1975). Soil slip, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity. Southern California. U.S. Geological Survey Prof. Paper 851, 51 pp.
- Cancelli A. & Nova R. (1985). Landslide in soil debris cover triggered by rainstorm in Valtellina (Central Alps, Italy). *Proc. IVth Inter. Conf. and Field Workshop on Landslides*, Tokyo, 1985.
- Cannon S.H. (1988). *Regional rainfall-threshold conditions for abundant debris-flow activity*. In Ellen, S.D. and Wiczorek, G.F (Eds) "Landslides, Floods and Marine effects of the storm of 2-5 January 1982 in the San Francisco Bay Region, California", USGS Professional Paper 1434, 35-42, 1988.
- Cannon S.H. & Ellen S.D. (1985). *Rainfall condition for abundant debris avalanches, S. Francisco Bay Region – California*. *California Geology*, Vol. 38, n.12.
- Ceriani M. & Carelli M. (2000). Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo (registrate nel periodo 1891 –

- 1990). Scala 1:250.000. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Urbanistica, U.O. Difesa del Suolo, Struttura Rischi Idrogeologici e Sismici.
- Ceriani M., Lauzi S. & Padovan N. (1992). Rainfalls and landslides in the alpine area of Lombardia Region, Central Alps, Italy. Proceedings Intrapraevent 1992, Bern, 9-20.
- Ceriani M., Lauzi S. & Padovan N. (1994a). Rainfall thresholds triggering debris-flow in the alpine area of Lombardia Region, central Alps – Italy. Proc. Man and Mountain, I Conv. Intern. per la Protezione e lo Sviluppo dell'ambiente montano, Ponte di legno (BS), 123-139, 1994.
- Ceriani M., Lauzi S. & Padovan N. (1994b). Rainfalls and debris flows in the Alpine area of Lombardia region – central Alps – Italy. Mem. Soc. Geol. It., 48 (1994), 917-921.
- Chiarle M. & Luino F. (1998). *Colate detritiche torrentizie innescate dal nubifragio dell'8 luglio 1996 sul M. Mottarone (VB-Piemonte)*. In Luino (Ed) "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", Alba, 5-7 novembre 1996. Volume II, p. 231-245.
- Chiarle M., Iannotti S., Mortara G. & Deline P. (2006). *Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps*. Global and Planetary Change, p. 123-136.
- Chiarle M., Fioraso G., Arattano M., Mortara G. & Turitto O. (1995). *Debris flow hazard in alpine environment: the case of the T. di Fiernaz (AO) and T. di Valle Materlo (SO), northern Italy*. Atti II Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Peveragno, Cuneo, 11-13 ottobre 1995, Politecnico di Torino, Dipartimento di Georisorse e Territorio, p. 38-43.
- Chow V.T. (1956). *Hydrologic studies of floods in the United States*. International Association of Hydrological Sciences, 42, p. 134-170.
- Chow V. T., Maidment D. R. & Mays L. W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw-Hill, Book Company, New York.
- Conway W.M. (1893). Exploration of the Mustagh Mountains. Geogr. Jour., 2, p. 289-303.
- Costa J.E. (1984). *Physical geomorphology of debris flows*. In: Costa and Fleisher (Eds), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin, p. 268–317.
- Courtlandt Eaton E. (1936). *Flood and erosion control problems and their solution*. Am. Soc.Civ.Eng., 101, p. 1302-1362.
- Coussot P. (1997). *Mudflow rheology and Dynamics*. IAHR Monograph, Balkema, Rotterdam, 255 pp.
- Coussot P., Laigle D., Arattano M., Deganutti A.M. & Marchi L. (1996). *Determinazione delle Caratteristiche Reologiche di un Debris Flow*. Atti del XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Torino, 16-18 Settembre, 1996, p. 124-135.
- Crosta G. (1990). *A study of slope movements caused by heavy rainfalls in Valtellina (Italy – July 1987)*. In: Cancelli A (ed) ALPS 90, Proceedings of 6th International Conference and Field workshop on Landslides, Milan, Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente, Suppl. 79b, Milano, 247-258.
- Crosta G. (1994). *Rainfall thresholds applied to soil slips in alpine and prealpine*

- areas*. In: Proceedings of 1st International Symposium on Protection and Development of the environment in Mountains Areas, Ponte di Legno, 20-24 June. Montana s.r.l., Milano, 141-153.
- Crosta G. (1998). *Regionalisation of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation*. Environmental Geology 35 (2-3), 131-145.
- Crosta G. & Frattini P. (2001). *Rainfall Thresholds for triggering soil slip and debris flow*. Proc. of EGS 2nd Plinius Conference 2000, Mediterranean Storm, Siena, 463-488.
- Crosta G., Marchetti M., Guzzetti F. & Reichenbach P. (1990). *Morphological classification of debris flow processes in South-Central Alps (Italy)*. In Ed. Price D.G., proceedings of Sixth Int. Congress IAEG, 6-10 August 1990, Amsterdam, p. 1565-1572.
- Crozier, M. J. (1996). *Magnitude/frequency issues in landslide hazard assessment*. In: Mausbacher, R. and Schulte, A. (Eds) Beitrage zur Physiogeographie. Barsch Festschrift, Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 104: p. 221-236.
- Curry R.R. (1966). *Observation of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado*. Geol.Soc.Am.Bull., 77, p. 771-776.
- Deganutti A.M., Pasuto A., Silvano S. & Tecca P.R. (1999). *Colate detritiche in ambiente alpino*. Atti convegno "Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi", Trento, 17-19 giugno, p. 123-131.
- D'Agostino V. (1996). *Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solido torrentizio nei bacini montani del Trentino orientale*. Scritti dedicati a Giovanni Tournon, A.I.I.A. prima Sezione, vol. del Convegno di Studio "I problemi dei grandi comprensori irrigui", Novara, 6-7 giugno 1996, p. 111-123.
- D'Agostino V. & Marchi L. (2001). *Debris flow magnitude in the Alps: data collection and analysis*. Physics and Chemistry of the Earth, Part C, 26(9), p. 657-663.
- D'Agostino V. & Marchi L. (2003). *Geomorphological estimation of debris flow volumes in alpine basins*. In Rickenmann & Chen (Eds.) "Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanism, Prediction, and Assessment", Davos (Switzerland), September 10-12, 2003, Davos, vol. II, p. 1097-1106.
- Di Silvio G. (1987). *Analisi e controllo del sovralluvionamento nei corsi d'acqua montani (ipotesi per un manuale d'intervento)*. GNDCI, Rapporto U.O. 1.5.
- Dragogna G. (1975). *Trasporto di massa e briglie selettive*. In: Proceedings Int Symp. Interpraevent 1975, Innsbruck 1, p. 75-89.
- Fiebiger G. (1984). *Funktionelle bautypender Wildbach – und Lawinenverbauung als grundlage der Geschiebewirtschaftung*. In: Proceedings Int. Symp. Interpraevent 1984, Villach, 1, p. 123-133.
- Fiebiger G. (1997). *Structures of debris flow countmeasures*. In Cheng-Lung Chen (Ed.) "Debris-flows hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, ASCE, p. 596-605.
- Fioraso G. (2000). *Indagini geologico-morfologiche su aste torrentizie della Valtellina e della Valle di Susa ricorrentemente soggette a colate detritiche torrentizie (debris flow)*. Suppl. a GEAM, XXXVII, n.1. Quaderni di Studi e di Documentazione n. 23, 59 pp.
- Fioraso G. & Chiarle M. (1998). *Ruolo dei parametri morfometrici nella*

- valutazione della pericolosità da colata detritica torrentizia*. In: Luino F. (a cura di), "La previsione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica". Atti del Convegno Internazionale "Alba 96", Alba (Italia) 5-7 novembre 1996, vol. 2, p. 191-200.
- Fioraso G. & Turitto O. (1997). *Catalogo dei processi torrentizi avvenuti nella Provincia di Sondrio*. Ricerca condotta nell'ambito del Progetto UE "Contribution to the reduction of debris flow damage, with the analysis of triggering factors, initiation, propagation and deposition phenomena, in the Alpine region", R.I. 97/10, 755 pp.
- Giannecchini R. (2006). *Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy)*. Natural Hazards and Earth System Sciences (2006), EGU, 6, p. 357-364.
- 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.
- Govi M. (1978). Analisi morfometriche applicate allo studio di piccoli bacini. Problemi di erodibilità e trasporto solido. Atti del Seminario sulla Simulazione idrologica dei bacini imbriferi, Padova, 14-18 febbraio 1977, 47-65.
- Govi M. (1979). L'assetto geomorfologico nella valutazione dei rischi connessi ad eventi idrologici estremi. Atti del seminari La pianificazione di bacino, Genova, p. 5-38.
- Govi M. (1990). *I processi d'instabilità naturale nella Regione Piemonte*. In: Regione Piemonte, Settore prevenzione del rischio geologico, meteorologico e sismico (a cura di) "Banca dati geologica", p. 17-34.
- Govi M. & Sorzana P.F. (1980). Landslide susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basin (Northwestern Italy). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 14, 43-61, Krakow, 1980.
- Govi M. & Turitto O. (1994). *Ricerche bibliografiche per un catalogo sulle inondazioni, piene torrentizie, frane in Valtellina e Valchiavenna*. Assoc. Mineraria Subalpina, Quaderni di Studi e di Documentazione, n. 16, 249 pp., 3 all., Torino.
- Govi M., Mortara G. & Sorzana P.F. (1985). Eventi idrologici e frane, *Geologia applicata e idrogeologia*, Vol. XX – 1985, Parte II, p. 359-375.
- Govi M., Marchi L., Mortara G. & Turitto O. (1994). *Ricerche sulle colate detritiche torrentizie (debris flow) in ambiente alpino*. In: CNR-GNDCI "Rapporto 1990-91. Linea 1 Previsione e prevenzione degli eventi idrogeologici estremi e loro controllo", p. 405-420.
- Gregoretto, C. & Dalla Fontana, G. (2008). *The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff*. *Hydrological Processes*, 22, p. 2248–2263.
- Gregory K.J. & Walling D.E. (1973). *Drainage basin, form and process. A geomorphological approach*. E. Arnold ed, London. 456 pp.
- Greppi M. (2005). *Idrologia*. Hoepli, 371 pp.
- Guzzetti F., Crosta G., Marchetti M. & Reichenbach P. (1992). *Debris flow triggered by the July, 17-19, 1987 storm in the Valtellina area (northern Italy)*. In: *Intrepraevent 1992*, Bern, 2: 193-204.

- Hampel R. (1980). *Geschiebewirtschaft in Wildbächen*. In Wildbäch und Lawinenverbau, 41(1), p. 3-34.
- Hungr O. (2000). *Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow*. Earth Surface Processes and Landforms 25, p. 483-495.
- Hungr O., Morgan G.C. & Kellrhals R. (1984). *Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures*. Can. Geotech. Jour., 21, p. 663-677.
- Innes, J.L. (1983). *Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands*. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 545-560.
- Iverson R.M. (2003). *The debris-flow rheology myth*. In Rickenmann & Chen (Eds.) "Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanism, Prediction, and Assessment", Davos (Switzerland), September 10-12, p. 303-314.
- Iverson R.M., Costa J.E & Lahusen R.G. (1993). *Large-scale debris-flow flume becomes operational in Oregon, USA*. Landslide News, 7, p. 29-31.
- Jakob M. (2005). *A size classification for debris flows*. Engineering Geology 79, p. 151-161.
- Jakob M., Hungr O. & Thomson B (1997). *Two debris-flows with anomalously high magnitude*. In Cheng-Lung Chen (Ed.) "Debris-flows hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, ASCE, p. 382-394.
- Johnson A.M. (1970). *Physical processes in geology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco.
- Johnson A.M. & Rodine J.D. (1984). *Debris flow*. In Brunsten & Prior (Eds) "Slope instability". Wiley & Sons, Chichester, p. 257-361.
- Johnson K.A. & Sitar N. (1990). *Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation*. Canadian Geotechnical Journal, 27, 789-901.
- Lahusen R.G. 1996. *Detecting debris flows using ground vibrations*. US Geol.Surv.Fact.Sheet, p. 236-296.
- Lamberti A. & Schippa L. (1994). *Preliminary experimental results on the rheology of debris flows*. Int. Workshop on Floods & Inundations related to large Earth Movements, Trento, A10, p. 1-15.
- Larsen M.C. & Simon A. (1993). *A rainfall-intensity-duration threshold for landslide in a humid-tropical environment, Puerto Rico*. Geogr. Ann., 75A (1-2), 13-23, 1993.
- Lenzi M.A. (1999). *Morfologia dei corsi d'acqua e loro tendenza evolutiva in risposta ad eventi estremi*. Atti del convegno internazionale "La gestione dell'erosione"- Il controllo dei fenomeni torrentizi. Scienza, tecnica e strumenti. Trento-Bolzano, 28-29 maggio 1999, ed. Bios, p. 193-209.
- Luino F. (2005). *Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy*. Geomorphology, 66, 13-39.
- Luino F., Chiarle M., Moscariello A. & Arattano M. (1994). *Un fenomeno di mobilitazione in massa presso Oropa (VC)*. GEAM-Geingegneria Ambientale e Mineraria, anno 31 (83), n. 2-3, p. 149-156, pubblicazione GNDCI N. 965.
- Luino F., Biddoccu M., Cirio C.G., Nigrelli G., Di Palma M., Fassi P. (2008). *Definizione delle soglie pluviometriche d'innescio di frane superficiali e colate torrentizie: accorpamento per aree omogenee*. Monografia, rapporto finale della convenzione fra CNR-IRPI e Protezione Civile della Regione Lombardia, 125

- pp.
- Maione U. & Moisello U. (2003). *Elementi di statistica per l'idrologia*. La Goliardica Pavese, Pavia, 300 pp.
- Major J.J. & Pierson T.C. (1992). *Debris flow rheology: experimental analysis of fine grained slurries*. *Wat. Resour. Res.*, 28(3), p. 841-858.
- Manenti C., Serra R. & Sulis A. (2006). *From paper to file: digitization in ARPA Lombardia. Digitation Open Seminar*. Venezia, 22 febbraio 2006. Presentazione orale.
- Maraga F., Marchi L., Mortara G. & Moscariello A. (1998). *Colate detritiche torrentizie: aspetti granulometrici e influenza sul territorio*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, p. 75-96.
- Marchi, L. & D'Agostino, V. (2004). *Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (2), 207-220.
- Marchi L. & Tecca P.R. (1996). Magnitudo delle colate detritiche nelle Alpi Orientali italiane. *GEAM*, 33 (2-3), p. 79-86.
- Marchi L., Arattano M. & Deganutti A.M. (2002). Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology*, 46, 1-2, p. 1-17.
- Marchi L., Pasuto A. & Tecca P.R. (1993). *Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps*. *Z. Geomorph., N.F.*, 37 (4), p. 447-458.
- Marchi L., Pasuto A., Silvano S. & Tecca P.R. (1990). Nota su alcuni eventi alluvionali verificatisi durante il 1989 nell'Italia nord-orientale. *Boll. Ass. Min. Sub.*, anno XXVII, 1-2, p. 205-228.
- Massera S. (1982). *Nuàa de 'na volta, vecchie immagini di un paese e della sua gente*.
- Ministero delle Politiche Agricole, Alimentari e Forestali, Osservatorio Nazionale Pedologico e per la Qualità del Suolo Agricolo e Forestale (2006). *Metodi di Valutazione dei Suoli e delle Terre*. Coordinatore E. A. C. Costantini, Edizioni Cantagalli, Siena, 922 pp. + CD
- Morgenstern N.R. & De Matos M.M. (1975). Stability of slopes in residual soils. *Proc. of the 5th Pan Am. Conf. on Soil Mech. and Found.. Eng.*, vol.3, 367-383.
- Mortara G. (1993). *Ricerche sulle colate detritiche torrentizie (debris flow) in ambiente alpino*. In: CNR-GNDCI, Linea 1 "Previsione e prevenzione degli eventi idrologici estremi e loro controllo", Rapporto 1992-93, p. 287-302.
- Mortara G. & Turitto O. (1995). *Ricerche sulle colate detritiche torrentizie (debris flow) in ambiente alpino*. CNR-GNDCI, Linea 1 "Previsione e prevenzione di eventi idrologici estremi e loro controllo", Rapporto 1995, p. 141-144.
- Moser M. & Hohensinn F. (1983). Geotechnical Aspects of Soil Slips in Alpine Regions. *Eng. Geol.*, n. 19, 185-211.
- Nosetto A., Polloni G., Crosta G. & Giurlani G. (1996). *Rockfall and debris flow as evolutionary phenomena of a high rock cliff (Friuli, Italy)*. In "Landslide: glissement de terrain". Senneset K. Ed., Balkema Rotterdam, vol. 2, p. 815-820.
- Okuda S., Suwa H., Okunishi K., Nakano M. & Yokoyama K. (1997). *Synthetic observation on debris flow, Part 3, observation at Valley Kamikamihorizawa of Mt. Yakedake in 1976*. *Ann. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto. Univ.*, 20B-1, p.

237-263.

- Pasuto A. & Tecca P.R. (2000). *Debris flow*. In Marchetti M.: "Geomorfologia fluviale", ed. Pitagora, Bologna, p. 107-123.
- Pasuto A., Marchi L. & Tecca P.R. (1992). *Tipologia del trasporto solido torrentizio su conoidi alluvionali nell'alto bacino dell'Avisio (Dolomiti)*. Boll. Soc. Geol.It., 111, p. 41-51.
- Phillips C.J. & Davies T.R.H. (1991). *Determining rheological parameters of debris flow material*. Geomorphology, 4, p. 101-110.
- Pierson T.C. (1980). *Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand*. Earth Surf. Proc. Landforms, 5, p. 227-247.
- Pierson T.C. (1981). *Dominant particle support mechanism in debris flows at Mount Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility*. Sedimentology, 28, p. 49-60.
- Pinna M. (1977). *Climatologia*. UTET, Torino, 442 pp.
- PWRI (1987). *Measures against debris flow on roads*. PWRI Tech. Memorandum 2492, Sabo Division, Tsukuba, Japan.
- Querini R. (1984). *Il nubifragio delle Alpi Carniche orientali (11 settembre 1983) ed i conseguenti dissesti idrogeologici*. Annali dell'Accademia Italiana di Scienze Forestali, XXXIII, 52 pp.
- Rickemann D. & Zimmermann M. (1993). *The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis*. In Geomorphology, 8, p. 175-189.
- Rickmers W.R., 1913. *The Duab of Turkestan*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 563 pp.
- Rodine J.D. & Johnson A.M. (1976). *The ability of debris heavily freighted with coarse clastic material to flow on gentle slope*. Sedimentology, 23, p. 213-224.
- Sassa K. (1987). *The Ontake debris avalanche and its interpretation*. Landslide News 1, p. 6-8.
- Schlumberger (1882). *Über den Muhrgang am 13 August 1876 im Wildbache von Faucon bei Barcelonnette (Nieder-alpen)*. In Studien über die Arbeiten der Wildebewaldung und Barausung der Gebirge, ed. P. Demontzey, p. 289-299.
- Sembenelli P.G. (1999). *Analisi di un fenomeno franoso-alluvionale*. Quaderni di Idronomia Montana, 19/1, "Il controllo dei fenomeni torrentizi: scienza, tecnica e strumenti", p. 167-181, ed. Bios.
- Sharp & Nobles (1953). *Mudflow of 1941 at Wrightwood Southern California*. Geol. Soc. Am. Bull., 64, p. 547-560.
- Stiny J. (1910). *Die Muren*. Berlag der Manier'schen, Universitas, Innsbruck, 139 pp.
- Suwa H. & Okuda S. (1983). *Deposition of debris flows on a fan surface. Mt. Yakedake, Japan*. Z. Geomorph., N.F., 46, p. 79-101.
- Takahashi T. (1978). *Mechanical characteristic of debris flow*. Jour. Hydraulic Div. ASCE, 104, p. 1153-1169.
- Takahashi T. (1980). *Debris flow on prismatic open channel*. Jour. Hydraulic Div. ASCE, 106, p. 381-396.
- Takahashi T. (1981). *Debris flow*. Ann. Rev. Fluid. Mech., 13, p. 57-77.
- Tiranti D. & Rabuffetti D. (2010). *Estimation of rainfall threshold triggering shallow landslides for an operational warning system implementation*, in

- Landslides, Vol. 7, n. 4, pp. 471-481.
- Tropeano D., Casagrande A., Luino F. & Cescon F. (1996). Processi di mud-debris flow in Val Cenischia (Alpi Graie). Osservazioni nel bacino del T. Mardero. GEAM-Geoingegneria Ambientale e Mineraria, Quaderni di studi e di documentazione, n. 20, suppl. a vol. 33(2-3), p. 5-31.
- Tropeano D. & Curtarello M. (1998). *A Short report on debris flows in Northwestern Italy during 1997*. In: ANDAH K. "Managing hydro-geological disasters in a vulnerable environment", Perugia, Grifo Publishers, pubblicazione GNDCI N. 1900, p. 203-220.
- Tropeano D. & Turconi L. (1998). Colate detritiche del 12, 15 e 16 agosto 1998 in alta Valle di Susa (Piemonte). GEAM, giugno-settembre 1998, n. 94, p. 177-188.
- Tropeano D. & Turconi L. (1999). *Valutazione del potenziale detritico in piccoli bacini delle Alpi Occidentali e Centrali*. Pubbl. n. 2058 del GNDCI, 151 pp.
- Tropeano D., Turconi L., Nocente V. & Savio G. (2005). Le colate detritiche del 29 luglio e 2 agosto 2005 nel T. Mardero (Comune di Novalesa, Piemonte). GEAM, giugno-settembre 2005, n. 2-3, p. 51-76.
- Tropeano D., Luino F. & Turconi L., in collaborazione con Agangi A., Audisio C., Biddoccu M., Chiarle, M., Casazza M., Cirio C.G., Fassi P., Giulietto W., Godone F., Iannotti S., Savio G. (2006) - *Eventi di piena e frana in Italia settentrionale nel periodo 2002-2004*. Pubblicazione GNDCI n. 2911, Ed. SMS, Torino, 158 pp.
- Tropeano D., Maraga F. & Turconi L., in collaborazione con Viola E., Belfi A., Sanna S., Zanetti P. (1999). *Eventi di piena e frana osservati nel 1999 in Italia Settentrionale*. GEAM, 4, pp. 217-227
- Tubino M. & Lanzoni S. (1993). *Rheology of debris flows: experimental observations and modelling problems*. Excerpta, 7, p. 201-236.
- U.S.D.A., Soil Survey Staff (2007). *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Survey*. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, www.usda.gov.
- Vandine D.F. (1996). *Debris flow control structures for forest engineering*. Res. Br.B.C.Min.For., Victoria, B.C. Work. Pap, 22 pp.
- Van Stein H. (1993). *Frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley (French Alps)*. In: Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report, vol.2, p. 942-948.
- Varnes D.J. (1978). *Slope movements: types and processes*. In Schuster R.L. & Krizek R.J. (Eds) – Landslides: analysis and control. Transp. Res. Board, Nat. Academy of Sc., Washington D.C., Special Report, 176, p. 11-33.
- Weingartner R., Barben M. & Spreafico M. (2003). *Floods in mountain areas – an overview based on example from Switzerland*. Journal of Hydrology, 282, p. 10-24.
- Wieczorek G.F. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California, in Costa, J.E., and Wieczorek, G.F., eds., Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation: Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology (7), pp. 93-104.
- Williams G.P. & Gui H.P. (1973). *Erosional and depositional aspects of*

- Hurricane Camille in Virginia 1969*. U.S. Geol.Survey Prof. Paper 804, 80 p.
- World Meteorological Organization (2003). *Guidelines on climate observation networks and systems*. WMO-TD No. 1185.
- Wilson R.C., Mark R.K. & Barbato G. (1993). *Operation of a real-time warning system for debris flows in the San Francisco Bay area, California*. In Shen H.W., Su S.T. and Wen F. (Eds): "Proceedings of Hydraulic Engineering", 1993, Vol II, 1908-1913, New York, ASCE.
- Wilson R.C. (2000). *Climatic variations in rainfall thresholds for debris-flow activity*. In Claps P. and Siccardi F. (Eds): "Mediterranean Storms Proceedings of the EGS Plinius Conference", Maratea, Italy, 14-16 October 1999, Ed. Bios, Cosenza, 415-424, 2000.