

Politecnico di Torino

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



Tesi di Laurea Magistrale

Modellazione del debris flow di Vaudanza (Traversella) e valutazione del rischio associato

Relatore

Prof. Claudio Oggeri
Ing. Nives Grasso

Candidato

Giorgio Dellea

Novembre 2025

Ringraziamenti

Desidero esprimere la più sincera gratitudine al mio relatore, Prof. Claudio Oggeri, per la sua preziosa guida nella realizzazione di questa tesi e all'Ing. Nives Grasso per il suo supporto nell'elaborazione dei dati topografici e al Prof. A. Cina per aver reso disponibile il laboratorio di topografia a tale scopo.

Ringrazio l'Ing. G. Noascono e il Geom. R.Vairos della ditta Sertec per aver gentilmente condiviso i dati topografici da loro prodotti e la Ditta I.V.I.E.S S.p.A. per le informazioni relative ai lavori svolti.

Ringrazio i miei compagni di corso Filippo, Luca, Tommaso, Mattia, Luigi, Chiara, Daniele, Padu e Anna. Siete stati fondamentali in questo mio percorso perché oltre che compagni siete stati degli ottimi amici.

Ringrazio anche i miei amici da più lunga data e oramai quasi fratelli Nico, Angelo, Tary, Manu, Contie e Magnea per essere sempre stati presenti sia nei momenti più difficili che anche in quelli migliori.

Infine, devo ringraziare la mia famiglia, in particolare mia madre e mio padre, che hanno sempre creduto in me e spero un giorno di renderli orgogliosi con tutto quello che ho imparato da loro e da questa lunga esperienza da studente.

Indice

Introduzione	4
1 Morfologia delle valli alpine e conformazione dei versanti	5
1.1 Breve contesto geologico delle alpi Nord-Occidentali	6
1.2 Conformazione dei versanti	10
1.2.1 Fenomeni gravitativi dei versanti	11
1.2.2 L'erosione glaciale	14
2 Le coperture dei versanti e loro evoluzione	16
2.1 I depositi glaciali	16
2.2 Detriti di falda	23
3 Stabilità dei versanti e rischio associato	24
3.1 Rischio geomeccanico	27
3.2 Rischio idraulico	36
3.3 Rischio idrogeologico	40
3.4 Rischio valanghivo	41
4 Rilievo, catalogazione e monitoraggio di una frana	44
4.1 Dal rilievo di un corpo di frana all'elaborazione di un modello digitale	44
4.2 Banche dati: Inventario Frane IFFI	55
4.3 Monitoraggio strumentale delle frane	56
5 Caso studio: la frana di Vaudanza	59
5.1 Carta Geologica e Idrogeologica	60
5.2 Caratteristiche del dissesto	65
5.3 Modellazione del dissesto	79
5.3.1 Gli input di DAN3D	84
5.3.2 Calibrazione dei parametri	87
5.3.3 Determinazione del volume di accumulo al fondo	95
5.3.4 Back-analysis e risultati finali	100
6 Valutazione e gestione del rischio del dissesto	108
6.1 Situazione precedente: condizioni predisponenti e cause scatenanti	108
6.2 Condizioni attuali: zone limitrofe e interventi post evento	112
7 Conclusioni	125

Introduzione

I fenomeni di instabilità dei versanti rappresentano una delle principali criticità ambientali e di sicurezza del territorio alpino. In particolare, le colate detritiche (debris flow) costituiscono eventi naturali di notevole complessità, caratterizzati da elevata energia distruttiva e difficoltà di previsione, capaci di produrre danni significativi a infrastrutture, insediamenti e risorse ambientali. La crescente frequenza di eventi estremi, legata anche ai cambiamenti climatici in atto, rende fondamentale lo studio e la modellazione di tali processi insieme alla valutazione del rischio associato.

La presente tesi si inserisce in questo contesto, con l'obiettivo di ricostruire la colata detritica in Vaudanza, nel comune di Traversella (Valchiusella, TO), al fine di comprenderne la dinamica, stimare il volume di materiale mobilizzato e valutare il rischio residuo per l'area interessata.

Per prima cosa vi è la descrizione della morfologia e del contesto geologico delle valli alpine nord-occidentali di cui fa parte la Valchiusella. Successivamente si spiega come si siano conformati i versanti e le coperture sovrastanti, spesso coinvolte nei fenomeni franosi. In relazione ai versanti si definisce il concetto di stabilità e di rischio associato distinto in diverse tipologie: geomeccanico, idraulico, idrogeologico e valanghivo. Risulta anche fondamentale descrivere le tecniche di rilievo, catalogazione e monitoraggio delle frane.

Questa prima metà della tesi funge da contesto generale alla seconda parte dedicata esclusivamente al caso studio di Vaudanza. In seguito a differenti sopralluoghi e con l'utilizzo dei dati topografici (ortofoto e DEM) vengono descritte le caratteristiche del dissesto. Successivamente si passa alla modellazione della colata detritica costituita dalla calibrazione dei parametri e dalla determinazione del volume di accumulo al fondo e degli spandimenti.

Infine si affronta la valutazione del rischio e la gestione del dissesto analizzando le condizioni pre/post-evento proponendo misure di protezione aggiuntive a quelle già costruite.

1 Morfologia delle valli alpine e conformazione dei versanti



Figura 1: La Valchiusella (contorno verde) all'interno della Provincia di Torino (contorno blu)

Le valli alpine che caratterizzano la Valchiusella si trovano all'interno della Provincia di Torino (Fig. 1), un'area che si estende dal margine della catena alpina alle colline del Basso Monferrato e di Torino attraverso la Pianura Padana. I suoi confini sono: ad ovest la Francia, a nord la Valle d'Aosta, ad est le Province di Biella, Vercelli, Alessandria e di Asti e a sud la Provincia di Cuneo (riferimento al Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale[15]).

Il suo territorio è caratterizzato da ambienti e paesaggi estremamente diversi tra loro, ma può essere suddivisa in tre principali settori:

- **Alta pianura** che comprende le vaste estensioni di terre pianeggianti non lontane dal rilievo alpino e a questo raccordate da una larga fascia pedemontana. L'alta pianura è caratterizzata da lievi pendenze e dislivelli. In particolare si parla della pianura Pinerolese, tra Piscina a nord e Cavour a sud, dell'area compresa tra Pianezza a settentrione, la città di Torino e Volvera a sud, della vasta pianura a sud dell'anfiteatro morenico di Ivrea (tra Mazzé e Torrazza Piemonte);
- **Media pianura** che a sud di Torino comprende una fascia allungata in direzione est – ovest tra Frossasco a ovest e Carmagnola – Villastellone ad est, a nord di Torino il settore mediano del paleoconoide alluvionale dello Stura di Lanzo (tra Mathi e Settimo T.se), gran parte della pianura canavesana e chivassese (tra Castellamonte, Levone, San Benigno C.se, Chivasso);
- **Terrazzi alluvionali antichi** che sono lembi smembrati dell'antica pianura che sovrastano le piane prima descritte. Dislocati in genere a saldatura dei primi rilievi montuosi o collinari, sono caratterizzati da ondulazioni lievi e più marcate. Si tratta delle aree comprese in una ristretta fascia ad ovest di Pinerolo (tra San

Pietro Val Lemina a nord e Bibiana a sud), dei terrazzi costituenti i fianchi destro e sinistro del paleoconoide del T. Stura di Lanzo (tra Cafasse, Val della Torre e Venaria, tra Balangero, Barbania e Volpiano).

Inoltre sono anche presenti territori più particolari come gli anfiteatri morenici e i bacini lacustri ad essi geneticamente connessi: quello di Ivrea con i laghi di Viverone, di Candia e i laghi intorno ad Ivrea e quello di Rivoli – Avigliana con i laghi di Avigliana. Il primo delimita consistenti piane coltivate, il secondo raccorda settori di pianura a sbocchi vallivi. Sono costituiti da rilievi collinari (morene) prodotti da fenomeni glaciali. Le valli alpine sono caratterizzate, almeno in qualche caso, da profondi e ampi fondovalle di origine glaciale (come la valle della Dora Baltea, Valle Susa) e/o di origine mista fluvio-glaciale (come la Valchiusella).

La catena alpina che comprende l'area della provincia di Torino si suddivide nelle: Alpi Graie, dal confine con la Valle d'Aosta fino alle Valli di Lanzo comprese, Alpi Cozie dalla Valle di Susa fino alla Valle Pellice.

1.1 Breve contesto geologico delle alpi Nord-Occidentali

Storicamente nella catena alpina sono stati riconosciuti alcuni domini strutturali principali, ognuno caratterizzato da una storia geologica omogenea, parzialmente indipendente da quella dei settori adiacenti (sempre facendo riferimento al Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale [15]) .

Per le alpi occidentali si considerano: il Dominio Elvetico, sul quale si sovrappone il Dominio Pennidico, a sua volta sottostante al Dominio Austroalpino. I primi due, che costituiscono buona parte del settore alpino centro-occidentale, sono composti da rocce originariamente appartenenti alla placca europea, mentre il Dominio Austroalpino si estende verso le alpi centro-orientali ed è costituito interamente da rocce "africane".

Un quarto dominio paleogeografico-strutturale è il "Dominio Sudalpino" (Alpi meridionali), formato anch'esso, come l'Austroalpino, da rocce derivanti dalla deformazione della placca africana, ma caratterizzato da una generale vergenza verso sud (verso la Pianura Padana). In figura 2 è mostrato il profilo semplificato delle alpi Nord-Occidentali.

Un'importante linea tettonica, nota come "Linea Insubrica" (Fig. 3) , divide grosso modo in due le Alpi, separando il Sudalpino al sud dal Pennidico e dall'Austroalpino a nord. Caratterizzata da una storia geologica molto complessa, la Linea Insubrica inizia nel Canavese, in Piemonte, attraversa la Lombardia passando per la Valtellina, prosegue nella zona del Tonale (confine Lombardia - Trentino Alto Adige) fino ad arrivare alla Val Pusteria (Alto Adige - Tirolo Orientale), con un decorso di circa 1.000 km.

Per dare un contesto dell'area limitrofa alla Valchiusella è importante citare la Zona del Canavese, la Zona Ivrea-Verbanò che rappresentano il dominio Sudalpino e la Zona Sesia-Lanzo all'interno del dominio Austroalpino.

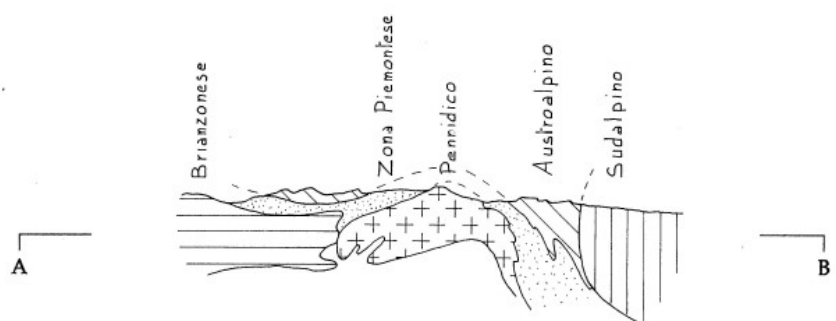


Figura 2: Profilo semplificato delle alpi Nord-Occidentali, Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale [15]

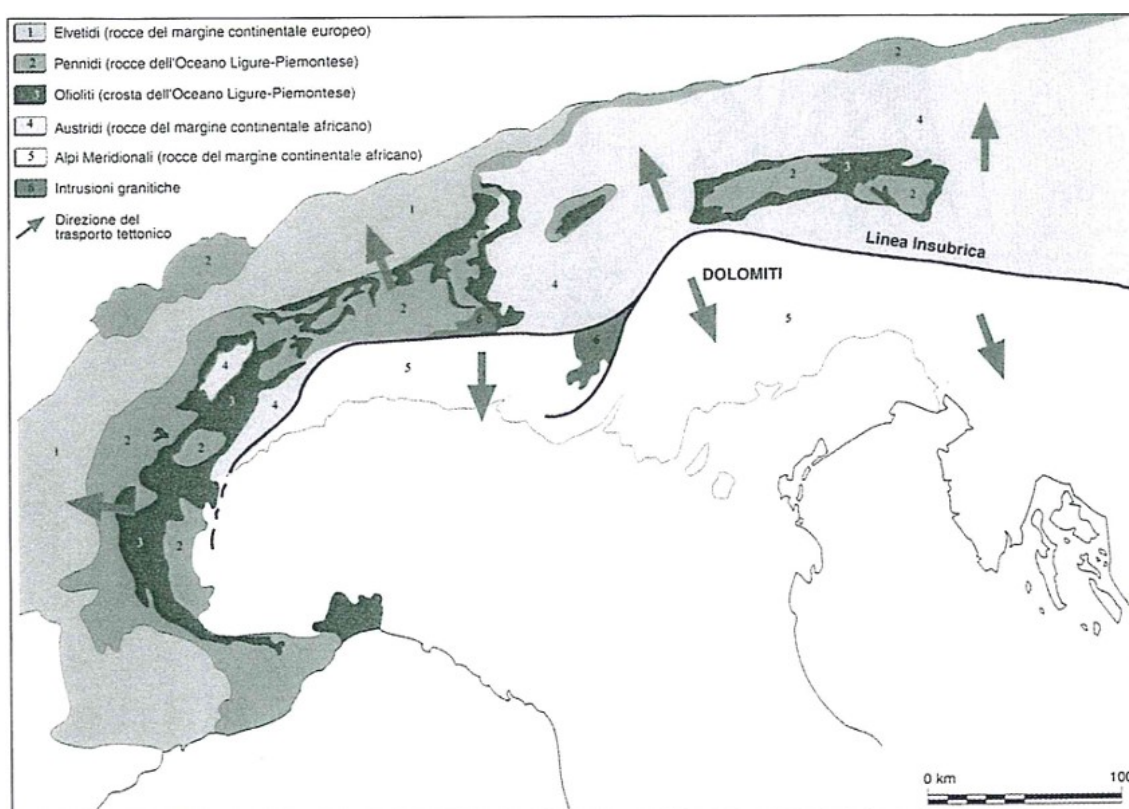


Figura 3: Carta geologica semplificata che evidenzia i principali domini strutturali delle Alpi divise dalla linea insubrica, Alpi e Prealpi centro orientali: cenni di geologia e geomorfologia [5]

La Zona Ivrea - Verbano

Si tratta della più estesa estensione di crosta continentale profonda delle Alpi, situata in origine in prossimità della zona di transizione tra crosta e mantello. Una caratteristica peculiare di questa zona, come gran parte del dominio Sudalpino, è quella di non essere stata affetta dal metamorfismo alpino¹.

¹Metamorfismo legato all'orogenesi delle alpi, di collisione tra la placca africana e quella eurasiatica, che non influenza la Zona Ivrea-Verbano perchè si trova nel blocco continentale europeo stabile

La Zona dell'Ivrea-Verbano è costituita da due unità litologiche di diversa età:

- Complesso gabbriaco stratificato: l'unità più recente e profonda che affiora con continuità a contatto con la linea insubrica (in questo contesto chiamata anche Linea del Canavese) ed è costituita da gabbri² in parte metamorfosati come granuliti (facies metamorfica di alto grado), peridotiti, pirosseni e metagabbri.
- Il complesso kinzigitico: letto sottostante al precedente formato dall'associazione di metapeliti (derivano da rocce pelitiche, cioè da sedimenti argillosi o marne), kinzigiti (rocce metamorfiche di alto grado derivate dagli gneiss), marmi (rocce metamorfiche formate dalla trasformazione di rocce carbonatiche, principalmente calcare o dolomia) e quarziti (rocce metamorfiche derivate principalmente da arenarie quarzose). Esso è antecedente all'intrusione dei gabbri.

La Zona del Canavese

Questa unità è una fascia ristretta di rocce magmatiche plutoniche, metamorfiche e sedimentarie, fornite di una propria individualità tettonica. Durante l'orogenesi alpina, la sua evoluzione si diversifica da quella delle contigue Alpi Meridionali, perché soggetta a deformazioni più intense e da una moderata impronta metamorfica (scisti verdi³). Inoltre per via di un distinto basamento cristallino rispetto a quello del Sesia-Lanzo e dell'Ivrea-Verbano, funge da zona di taglio⁴, tra le falde austroalpine e sudalpine.

La Zona Sesia - Lanzo

La Zona Sesia - Lanzo (Fig.4) si estende lungo una fascia allungata in direzione SW-NE dalla Stura di Lanzo alla Val d'Ossola, per terminare nei pressi del Lago Maggiore (lato svizzero). Essa è delimitata verso l'interno dalla Linea del Canavese che la separa dalla Z. del Canavese e dall'Ivrea-Verbano; mentre a sud è a contatto con il Massiccio Ultrabasco di Lanzo. Dal punto di vista strutturale la Z. Sesia-Lanzo è composta da due unità litologiche:

- Unità inferiore: costituita dal "Complesso dei Micascisti Eclogitici" lungo la fascia più interna (più orientale) della Z. Sesia-Lanzo e dal "Complesso degli Gneiss Minuti Albitici", che occupa la posizione esterna a contatto con la Zona Piemontese⁵.
- Unità superiore: "Seconda Zona Diorito-Kizigitica", molto affine ai litotipi della Z. Ivrea-Verbano presentata precedentemente.

I due elementi sono separati da una vasta zona di laminazione duttile detta "shear". I micascisti eclogitici, sono rocce metamorfiche formatesi ad altissime pressioni e a temperature con un intervallo medio-alto; mentre le rocce tabulari grigie del Complesso degli Gneiss Minuti Albitici, conferiscono ai versanti una morfologia più regolare e in

²Il gabbro è una roccia ignea intrusiva, a grana grossa, di colore scuro.

³Una delle principali facies metamorfiche caratterizzata da medie pressioni e temperature

⁴Si tratta di aree di scivolamento relativo tra i blocchi separati da superfici di discontinuità

⁵La Z. Piemontese è un grande sistema multifalda in continuità con le unità Austroalpine

netto contrasto con l'unità precedente. Le due sono intervallate da una sovrainfron-
ta metamorfica degli scisti verdi, che permette un passaggio graduale da una litologia
all'altra.

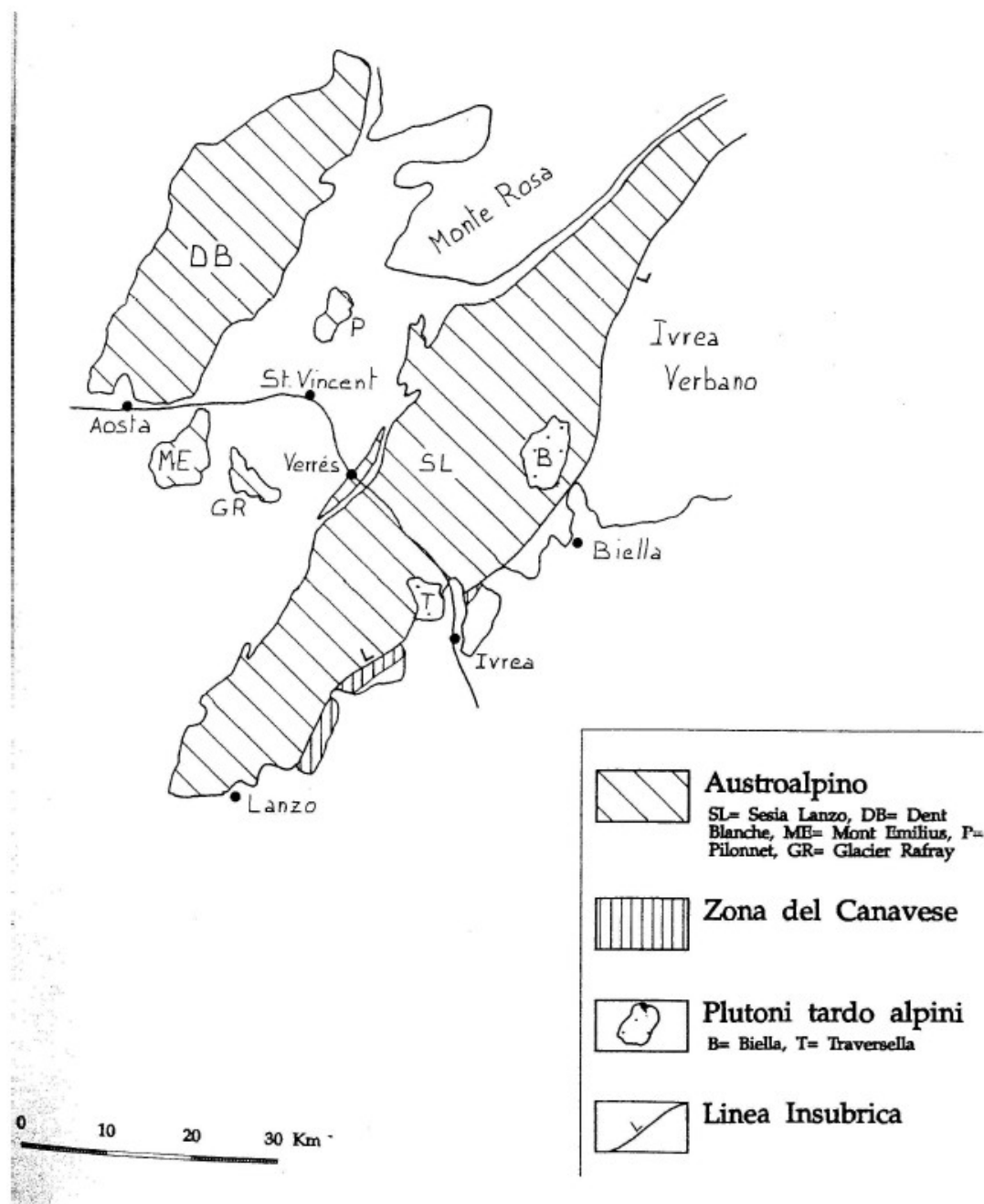


Figura 4: Sesia-Lanzo ed unità limitrofe, Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale [15]

1.2 Conformazione dei versanti

Si definisce versante, una qualsiasi porzione sulla superficie terrestre inclinata rispetto al piano orizzontale (rif. Fundamentals of Geomorphology, R.Huggets[8]). I versanti sono parte integrante del sistema di drenaggio dei bacini idrografici, convogliando acqua e sedimenti ai corsi d'acqua, infatti raccordano lo spartiacque alla valle. La forma di ciascun versante è strettamente legata a variabili che dipendono dallo spazio e dal tempo, e variano in base alle condizioni litologiche, climatiche e vegetazionali. In generale si distinguono versanti di roccia esposta (più acclivi) rispetto a versanti coperti da suolo e vegetazione (meno ripidi).

I versanti in roccia si formano in tre diverse situazioni:

- Alta quota: i versanti rocciosi si formano comunemente in condizioni di uplift⁶ o forte incisione, le quali implicano che i versanti si trovino a una quota talmente alta affinché il detrito si accumuli e seppellisca il versante.
- Erosione alla base: essa previene l'accumulo di detriti rimuovendoli.
- Climi freddi/aridi o pendenze troppo elevate ($>45^\circ$): impediscono la formazione di suoli e vegetazione al di sopra dei versanti.

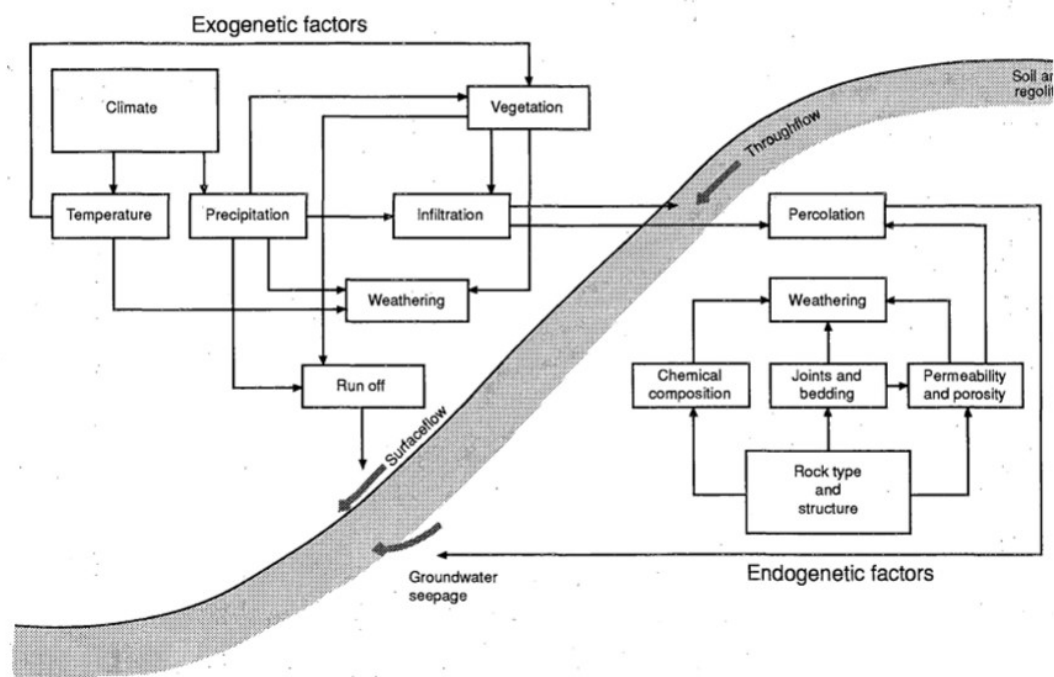


Figura 5: "Modello di versante, Clark and Small (1982) [10]

Come mostrato in figura 5, secondo Clark and Small (1982) [10] un qualsiasi versante è soggetto a fattori esogeni ed endogeni, ovviamente considerando che il loro effetto è differente in caso si tratti di roccia rispetto al suolo.

⁶Movimento tettonico della massa rocciosa verso l'alto

Nel primo caso, si considerano principalmente gli effetti climatici diretti legati agli agenti atmosferici ("wheathering" in inglese): precipitazioni, il vento, il ghiaccio e la neve (valanghe). Oltre a questi ultimi, anche i fenomeni gravitativi incidono sull'evoluzione dei versanti. Anche l'infiltrazione dell'acqua può essere un fattore esterno che può intaccare la roccia, però questo dipende dalla presenza di fratturazioni sulla superficie delle rocce e dalla loro profondità. In particolare, nel caso in cui l'acqua venga intrappolata nelle fessurazioni della roccia, se sottoposta a cicli di gelo e disgelo ripetuti nel tempo, può frammentarsi in detriti, formando depositi ai piedi dei rilievi.

Tra i fattori endogeni per le rocce, sono importanti il tipo e struttura della roccia, che comprende soprattutto le loro proprietà geomeccaniche, fisiche e chimiche. Infatti esse determinano la forma del pendio che si differenzia in due casi possibili:

- Hard rocks (rocce dure) con resistenza interna molto elevata. Solitamente cedono lungo le discontinuità della massa rocciosa.
- Soft rocks (rocce tenere) con minore resistenza interna, molto fratturato (comportamento simile ai terreni)

Tuttavia, ci sono circostanze che favoriscono la formazione di versanti rocciosi nudi su rocce tenere. Per esempio, versanti rocciosi ripidi possono svilupparsi su rocce che si trovano ad alte quote, dove i versanti sono regolarmente sottoscavati. Anche così, tali versanti si denudano molto più rapidamente rispetto ai versanti su rocce dure, ed è molto più probabile che sviluppino una copertura di suolo e vegetazione.

Alcuni versanti rocciosi entrano rapidamente in equilibrio con i processi formativi e con le proprietà della roccia, e la loro forma riflette la resistenza delle unità rocciose su cui si sono sviluppati. Essi si trovano principalmente su rocce massicce e orizzontalmente stratificate. Su rocce inclinate e piegate, la forma dei versanti rocciosi nudi si conforma alle strutture geologiche sottostanti.

Per i versanti coperti da suolo ed eventualmente vegetazione, si possono definire gli stessi fenomeni esterni, ovviamente con dei processi differenti. Ad esempio, in questi casi il ruscellamento (run off) e l'infiltrazione dipendono dalla tipologia di terreno, dalla copertura vegetativa e dal grado di saturazione del terreno. Questi elementi sono strettamente legati ai fattori endogeni: la percolazione dell'acqua attraverso il terreno, la quale dipende dalla porosità e permeabilità del terreno che compone il suolo.

1.2.1 Fenomeni gravitativi dei versanti

Tra i fattori definiti precedentemente, i fenomeni gravitativi (più comunemente frane) influiscono notevolmente sulla conformazione dei versanti. Essi si instaurano quando il versante si trova in una condizione di potenziale instabilità; più precisamente quando la forza di gravità (forza destabilizzante) supera la forza di attrito (forza stabilizzante). Le cause per le quali si può instaurare una frana sono molteplici:

- La diminuzione di resistenza al taglio τ . Essa è rappresentata dal criterio di Mohr-Coloumb:

$$\tau = \sigma_n \tan(\phi) + c \quad (1)$$

dove σ_n è lo sforzo normale, ϕ è l'angolo di attrito, mentre c è la coesione. Perciò nel caso in cui vi sia una diminuzione dell'angolo di attrito e della coesione si ha una diminuzione di τ .

La coesione, per i terreni è la forza di adesione che trattiene unite le particelle tra loro, ed è strettamente legata alla pressione capillare tra i vuoti dei grani. In caso di roccia intatta è fondamentale considerare la coesione, come anche nel caso di discontinuità riempite da materiale granulare o collegate da ponti di roccia. Invece, la coesione è trascurabile nel caso di assenza di riempimento al loro interno.

- La variazione della pressione dell'acqua, l'aumento del peso specifico e l'aumento dell'acclività contribuiscono all'aumento delle forze destabilizzanti
- L'aumento delle tensioni tangenziali dovute alle variazioni della geometria del pendio, alle azioni sismiche e alle vibrazioni artificiali.

In letteratura esistono diverse metodologie per classificare i fenomeni franosi, una tra le più utilizzate è quella proposta da Cruden e Varnes (1996) che distingue le frane in base: alla tipologia di materiale (terra, roccia, ecc...), alla velocità con cui si verificano e ai danni prodotti (sono 7 classi che partono da "estremamente lento" con danni impercettibili dall'uomo, fino a "rapido" con distruzioni di strutture, immobili e installazioni permanenti e infine a "estremamente rapido" che rappresenta la condizione più gravosa di tutte) e in base al tipo di movimento.

Per questa ultima classificazione, si fa riferimento ai tipi di movimento più comuni che interessano soprattutto i versanti alpini:

- Colate rapide di detrito (debris flow) (fig. 6a): il fenomeno si verifica con la mobilitazione di grandi ammassi granulari a causa dell'apporto di importanti quantità d'acqua dovute ad eventi piovosi di grande entità, rapidi scioglimenti di nevai o ghiacciai oppure lo stazionamento alto della falda. La massa costituente la colata è composta da aria, acqua e sedimenti in dimensioni variabili. Il materiale solido è costituito da ammassi granulari di diverse origini come depositi di detriti, sedimenti alluvionali, glaciali, glacio-alluvionali, coltri di alterazione, depositi di vulcaniti, accumuli di corpi di frana e detriti prodotti da attività antropiche. Le dimensioni dei materiali variano dai blocchi ciclopici alle argille. Questo genere di colata è tipico dei versanti montuosi ripidi (dai 15°-25° fino a 45°) e si sviluppa come una piena di sedimenti che raggiunge velocità molto elevate (fino a 20 m/s), infine si arrestano in aree di conoide o quando si riducono le pendenze. La colata ha un forte potere erosivo per cui durante il suo percorso può inglobare grandi quantità di materiale aumentando notevolmente il suo volume.
- Scorrimenti traslativi (fig. 6b): avvengono attraverso un movimento planare lungo superfici piane di discontinuità nella direzione di massima pendenza, queste superfici devono essere orientate nello stesso senso del versante e avere un'inclinazione uguale o minore a quella del pendio. Le superfici di discontinuità possono essere piani di faglia, fratturazioni tettoniche, piani di scistosità e superfici di contatto tra materiali con diverse caratteristiche. La velocità di movimento può essere variabile da lenta ad estremamente rapida.
- Scorrimenti rotazionali (fig. 6c): fenomeno che avviene tramite un movimento di rotazione intorno ad un punto o un asse esterno al versante e sopra al baricentro della massa in questione. La componente in movimento si scompone in più blocchi

ruotati in diverse direzioni, inoltre, nella parte bassa della frana possono verificarsi rigonfiamenti e avvallamenti. Gli scorrimenti possono interessare terre, rocce e detriti. Le velocità con cui si sviluppano questi fenomeni possono andare da pochi centimetri all'anno ad alcuni metri al secondo.

- Crolli e ribaltamenti (fig. 6d): movimento di caduta di materiali di qualsiasi dimensione e tipologia come terre rocce e detriti, il fenomeno può essere rapido o estremamente rapido tipico dei pendii molto acclivi. Il distacco avviene solitamente in superfici di discontinuità molto inclinate che sono principalmente piani di faglia, giunti di stratificazione, fessurazioni e superfici di contatto tra materiali con caratteristiche diverse.

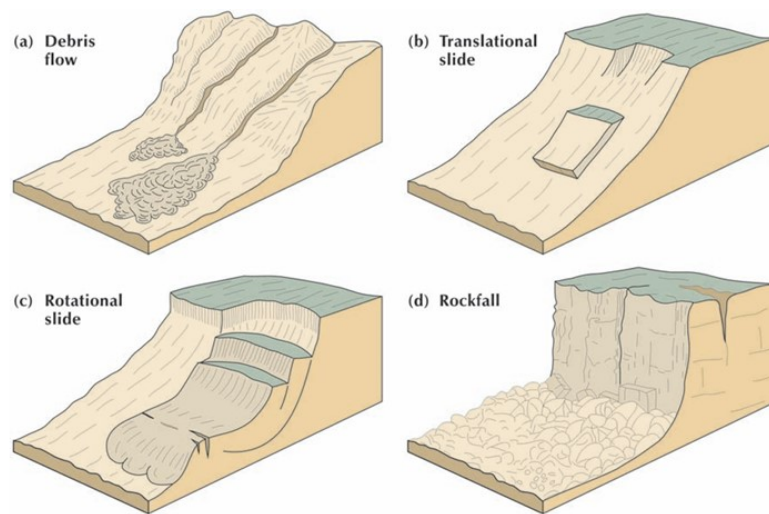


Figura 6: Alcuni dei fenomeni franosi più comuni. (a) Debris flow. (b) Scorrimento traslativo. (c) Scorrimento rotazionale. (d) Crolli e ribaltamenti. Fundamentals of geomorphology (2011) [8]

Tra i fenomeni gravitativi che contribuiscono alla conformazione dei versanti vi sono anche le valanghe che però interessano le masse di neve e ghiaccio movimentate sempre a causa di una condizione di instabilità. In maniera analoga ai debris flow, si delineano tre zone principali:

- Zona di distacco: luogo dove si origina il fenomeno. Questa zona è sovente ubicata in prossimità delle creste, al di sopra del limite della vegetazione forestale o dove la neve, a seguito di nuove precipitazioni, si accumula. Qui la neve instabile si frattura e comincia a muoversi.
- Zona di scorrimento: area compresa tra la zona di distacco e quella di arresto. Tale zona, spesso, è caratterizzata, oltre che da elevate pendenze, dalla quasi totale assenza di vegetazione arborea o dalla presenza di specie arboree differenti o di età diversa rispetto alle zone limitrofe. In questa zona la valanga raggiunge la sua massima velocità.
- Zona di accumulo: luogo dove la massa nevosa rallenta progressivamente fino a fermarsi. Può essere un ampio ripiano, un fondovalle o il versante opposto di una vallata.

Il movimento di una valanga lungo un pendio produce l'asportazione di tutto ciò che incontra sul suo cammino (detriti, vegetazione, ecc.), scava un solco nel versante (detto corridoio di valanga), infine disperde il carico alla base del versante formando conoidi o dossi allungati e irregolari. Gli effetti morfologici delle valanghe sono evidenti soprattutto in quei luoghi dove esse si ripetono frequentemente. In tali aree si originano accumuli detritici di grandi dimensioni e viene impedita la crescita di una vegetazione boschiva stabilizzatrice.

1.2.2 L'erosione glaciale

I ghiacciai sono stati tra i principali agenti modellatori del paesaggio alpino. Con la loro azione erosiva hanno inciso le valli, levigato le superfici rocciose e reso ripidi i versanti. I tre processi fondamentali che spiegano questo modellamento sono il plucking o escavazione glaciale, l'abrasione (graffi e levigatura operata dai detriti inglobati nel ghiaccio) e l'erosione da acqua di fusione.

Plucking

L'escavazione glaciale è formata da due processi separati: la fratturazione del substrato roccioso sotto un ghiacciaio e il trascinamento delle parti fratturate. Questo fenomeno di erosione è favorito in presenza di ghiacciai formati da strati di ghiaccio sottili e a scorrimento rapido i quali sfruttano le fratture preesistenti nel substrato roccioso, allargandole e frantumandole ulteriormente. In questa situazione le sollecitazioni si concentrano nei punti critici come sporgenze rocciose in cui il ghiaccio tocca il fondo.

Nelle rocce uniformi, la forza dei grossi clasti nel ghiaccio in movimento può schiacciare e fratturare il substrato roccioso strutturalmente omogeneo al letto del ghiacciaio.

Il substrato roccioso può anche fratturarsi per rilascio di pressione una volta che il ghiaccio si è fuso. Con il peso del ghiaccio rimosso, la roccia è in uno stato di tensione e possono svilupparsi fratturazioni, che spesso portano all'esfoliazione di grandi lastre di roccia sui ripidi versanti vallivi.

Le rocce particolarmente soggette a fratturazione glaciale sono quelle che possedevano sistemi di discontinuità interne prima dell'arrivo del ghiaccio, e quelle soggette a erosione sono le rocce stratificate, foliate e fagliate. Le discontinuità non vengono intaccate prima dell'arrivo del ghiaccio; ma, con la copertura glaciale presente, l'azione gelo-disgelo al letto glaciale può allentare i blocchi e l'acqua di fusione subglaciale può erodere lungo le labbra della discontinuità.

Abrasione glaciale

L'abrasione glaciale consiste nel graffiamento del substrato roccioso da parte di sedimenti subglaciali o frammenti rocciosi (clasti) che scorrono sopra il substrato. I clasti graffiano, solcano e lucidano la roccia producendo striature (solchi fini) e altre forme, oltre a macinare il substrato in materiali a grana fine (meno di 100 micrometri di diametro).

Superfici rocciose levigate, comunemente portanti striature, testimoniano l'efficacia dell'abrasione glaciale. La farina glaciale (particelle limose e argillose), che finisce nei

torrenti di acqua di fusione, è un prodotto dell'abrasione glaciale.

L'unione tra questi processi ha formato la maggiorparte delle valli glaciali, le quali, hanno una sezione trasversale a forma di U, con un profilo longitudinale molto irregolare, caratterizzato da tratti brevi e ripidi alternati ad altrettanti lunghi e piatti contenenti spesso bacini rocciosi riempiti da laghi. All'interno di queste valli, si possono identificare alcune forme particolari (fig. 7) come:

- Circo glaciale: essi, in genere, hanno una forma di conca a “poltrona” che si sviluppa in ambienti montuosi. La forma classica è un bacino roccioso profondo, con una parete ripida (headwall) nella parte posteriore e un orlo residuo o bordo roccioso basso sul davanti, che spesso contiene un lago, delimitato da una morena terminale.
- Creste (Arêtes), vallici montani (cols) e picchi piramidali (horns): le prime si formano in corrispondenza di due circhi adiacenti che erodono la cresta interposta fino a farla diventare una dorsale affilata a lama di coltello e seghettata. Spesso le arêtes sono intaccate da vallici montani in determinati punti. Infine se tre o più circhi erodono una massa montuosa da diversi lati, si può formare un piccolo piramidale. Un esempio è il Monte Cervino, sul confine Svizzero-Italiano in Valtournenche.

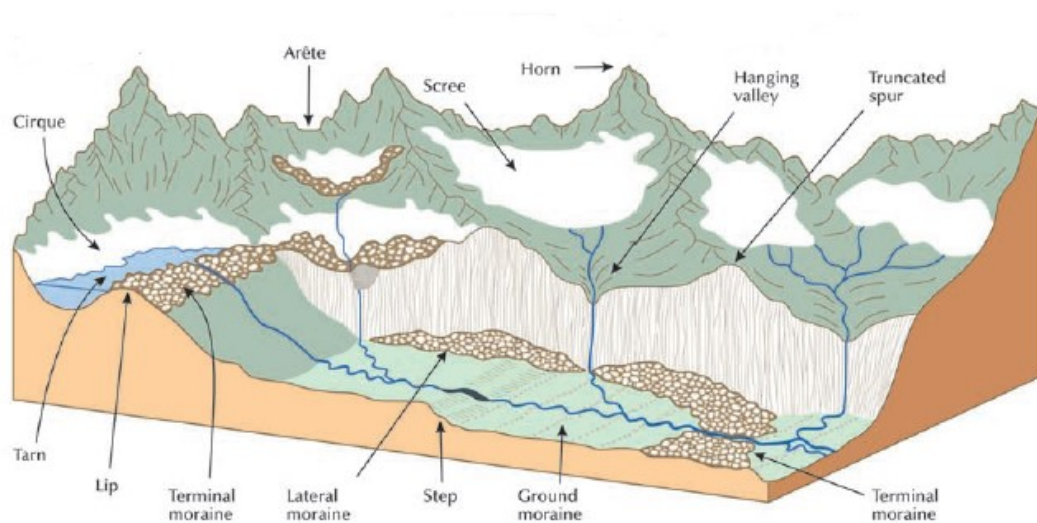


Figura 7: Evoluzione di una valle glaciale dopo il ritiro dei ghiacciai.
Fundamentals of geomorphology (2011) [8]

Tuttavia, al ritiro dei ghiacciai, l'azione dei corsi d'acqua alimentati dalle acque di fusione ha continuato a modellare il paesaggio, scavando nuovamente i fondovalle e depositando ghiaie e sabbie. Da questa interazione sono nate le valli fluvio-glaciali, che conservano la morfologia glaciale, ma portano anche i segni dell'attività fluviale successiva.

2 Le coperture dei versanti e loro evoluzione

L'attività glaciale, insieme all'azione degli agenti atmosferici e dei fenomeni gravitativi visti precedentemente, ha sicuramente influito sulla modellazione delle valli alpine, in particolare permettendo la formazione di coperture sui versanti.

La copertura dei versanti indica l'insieme di suolo, vegetazione, detriti o materiale superficiale che riveste un pendio, giocando un ruolo fondamentale nella protezione, stabilità e equilibrio del paesaggio montano. I principali depositi nelle valli alpine sono di carattere glaciale derivati dalle morene, alluvionali legati all'azione delle acque correnti e depositi composti da detriti originati dall'azione delle frane e valanghe.

2.1 I depositi glaciali

I ghiacciai sono distinti in due parti principali: un bacino di accumulo dove la neve caduta si trasforma in ghiaccio, e da un bacino di dissipazione detto anche d'ablazione, nel quale il ghiaccio scorre per forza di gravità verso valle, modellandone la morfologia secondo i fenomeni visti nel capitolo precedente.

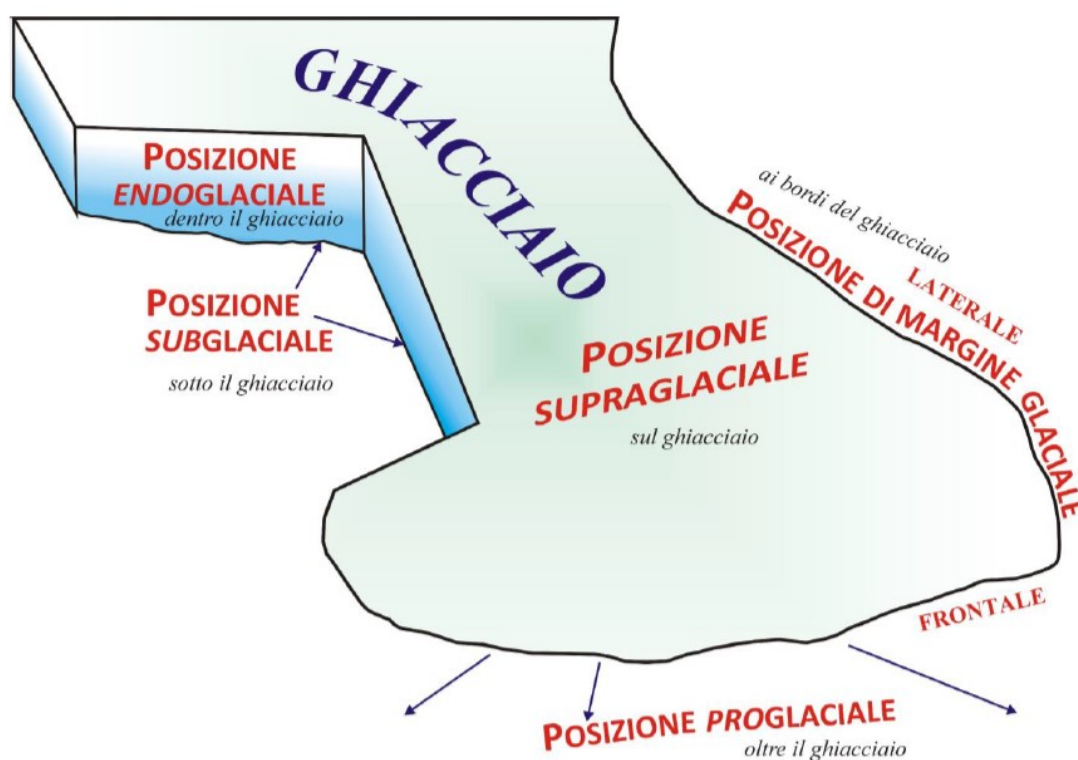


Figura 8: Schema della posizione rispetto al ghiacciaio dei depositi glacialigenici. L'Anfiteatro di Ivrea, Franco Gianotti [7]

Il ghiacciaio trasporta con sé il materiale frantumato e lo lascia sulla valle una volta che si ritira. La tipologia di materiale depositato varia in base alla posizione (fig. 8): può trovarsi sopra (supra-glaciale), sotto (sub-glaciale), lateralmente (margine glaciale) e frontalmente (pro-glaciale).

La forma di accumulo glaciale più nota e di più facile individuazione è la morena, (detto anche cordone o vallo morenico). Si distingue dalle altre tipologie perché assume forma pronunciata e allungata rispetto alla morfologia circostante, disponendosi lungo quello che è stato il margine glaciale.

Depositi supraglaciali

Secondo Mölg et al. (2020) [13] l'evoluzione e il movimento dei detriti supraglaciali lungo la lingua glaciale possono essere descritti distinguendo diverse zone (fig. 9). Nella zona a basso rilievo (low-relief zone), la superficie è relativamente liscia e i detriti si organizzano in morene mediane: creste allungate che si formano per ablazione differenziale, con spostamento laterale del materiale verso le aree depresse. Procedendo verso valle, nella zona di transizione la copertura diventa più irregolare: qui i detriti sono rimobilizzati da flussi d'acqua superficiali che scavano depressioni longitudinali (troughs o cryo-valleys), dove il materiale fine viene trascinato e ridistribuito. Infine, nella zona ad alto rilievo (high-relief zone), la morfologia glaciale diventa caotica: l'acqua di fusione canalizzata approfondisce l'area coperta da detriti e ghiaccio e innesca la formazione di falesie di ghiaccio, che arretrano per collasso rilasciando continuamente detriti ai loro piedi. In questa zona il rimescolamento del materiale è massimo e la superficie del ghiacciaio assume un aspetto complesso, con creste, valli, coni di detrito e stagni. Tra i depositi supraglaciali sono anche presenti blocchi più grandi chiamati massi erratici.

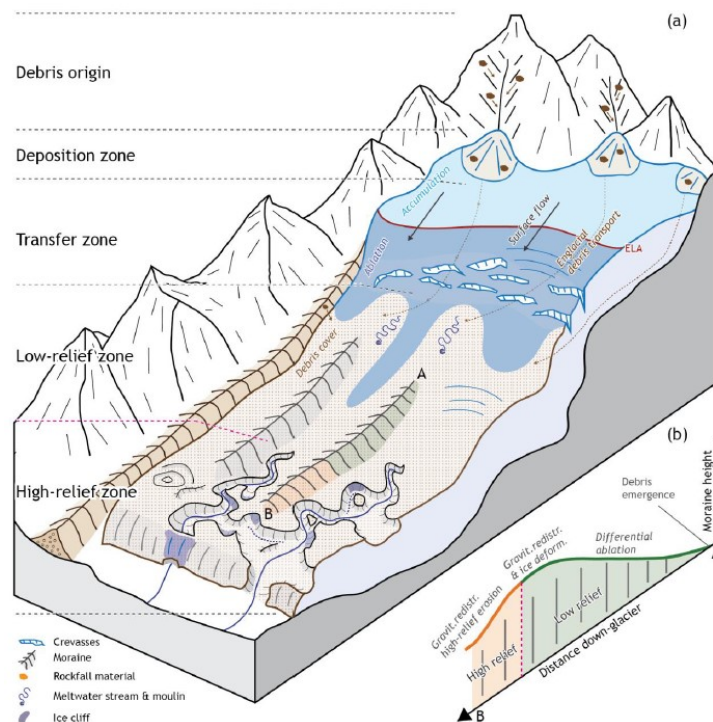


Figura 9: (a) Principali elementi e successione delle zone che caratterizzano i ghiacciai coperti da depositi supraglaciali. (b) Schema concettuale dell'evoluzione dell'altezza di una morena mediana. Mölg et al. (2020)

[13]

Depositi subglaciali

Sotto i ghiacciai si sviluppano una grande varietà di forme (rif. Fundamentals of Geomorphology, R.Huggets [8]), che possono essere classificate in base alla loro orientazione rispetto al flusso glaciale: parallele, trasversali e senza orientamento. Tra le più comuni vi sono le morene di fondo, le quali sono formate principalmente da blocchi e ciottoli spesso striati. Queste morene sono molto compatte a causa del peso del ghiacciaio. Inoltre sono presenti sedimenti chiamati "till" distinti in tre principali tipologie: la **glaciotectonite**, derivante dalla deformazione subglaciale e da taglio di rocce o sedimenti; il **subglacial traction till**, sedimento rilasciato dal ghiaccio e rielaborato per forte deformazione alla base durante lo scorrimento; e il **melt-out till**, prodotto dalla fusione di ghiaccio stagnante o ricco di detriti, deposto direttamente senza trasporto o deformazione successiva.

Morene frontali e laterali

Le morene (rif. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea [7]) si formano nel corso di stazionamenti del margine glaciale con tendenza a una limitata espansione, che si risolve in un aumento di spessore del ghiacciaio e non in un avanzamento. Questa condizione si realizza quando l'espansione è impedita e confinata da un ostacolo; in questo modo il bordo del ghiacciaio risale il fianco interno della morena, fino a sopravanzare la cresta, scaricandovi il detrito trasportato (tipicamente chiamato till di colata) e producendone l'ulteriore crescita (fig. 10).

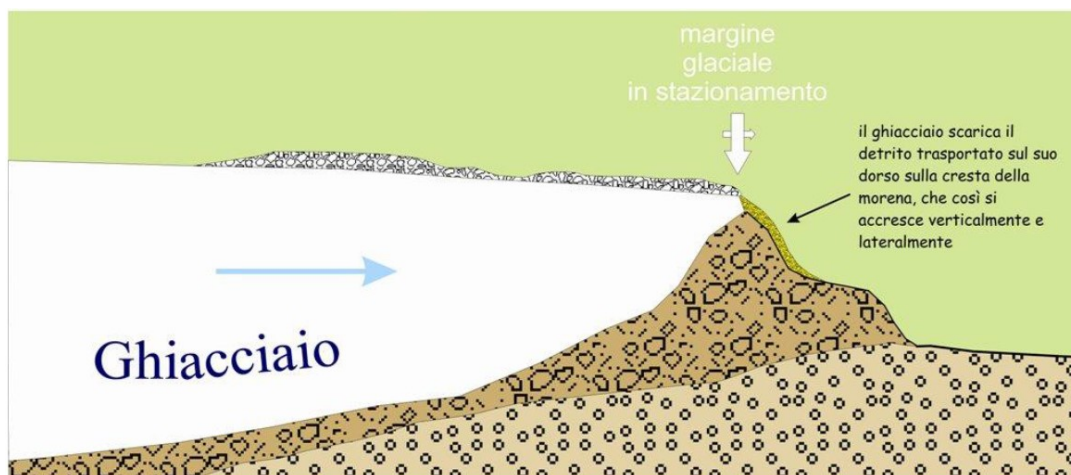


Figura 10: "Modalità con la quale si formano le morene. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea [7]"

Le **morene frontali** si formano perpendicolarmente al movimento del ghiacciaio e hanno una forma tipicamente arcuata o semicircolare. Presentano un rilievo pronunciato, con dossi, argini o cordoni alti e ben marcati che possono estendersi per centinaia di metri. Sul lato interno delle morene frontali si possono formare i terrazzi di kame. Quando un ghiacciaio è nella sua fase di ritiro, può succedere che tra il fianco interno della morena frontale e il bordo del ghiacciaio si formi un lago effimero, che viene velocemente colmato da apporti detritici provenienti: dal ghiacciaio (prevale il till di colata), da corsi d'acqua di fusione (si formano depositi conoidali) e dal versante (depositi gravitativi di colata, colluvium deposto in acqua).

I kame (in fig.11) si presentano come ripiani orizzontali debolmente inclinati, distribuiti a gradinata sul fianco interno della morena frontale. La scarpata che li sospende è, in questo caso, una forma positiva, ovvero di accumulo, e non di erosione con i terrazzi fluviali.

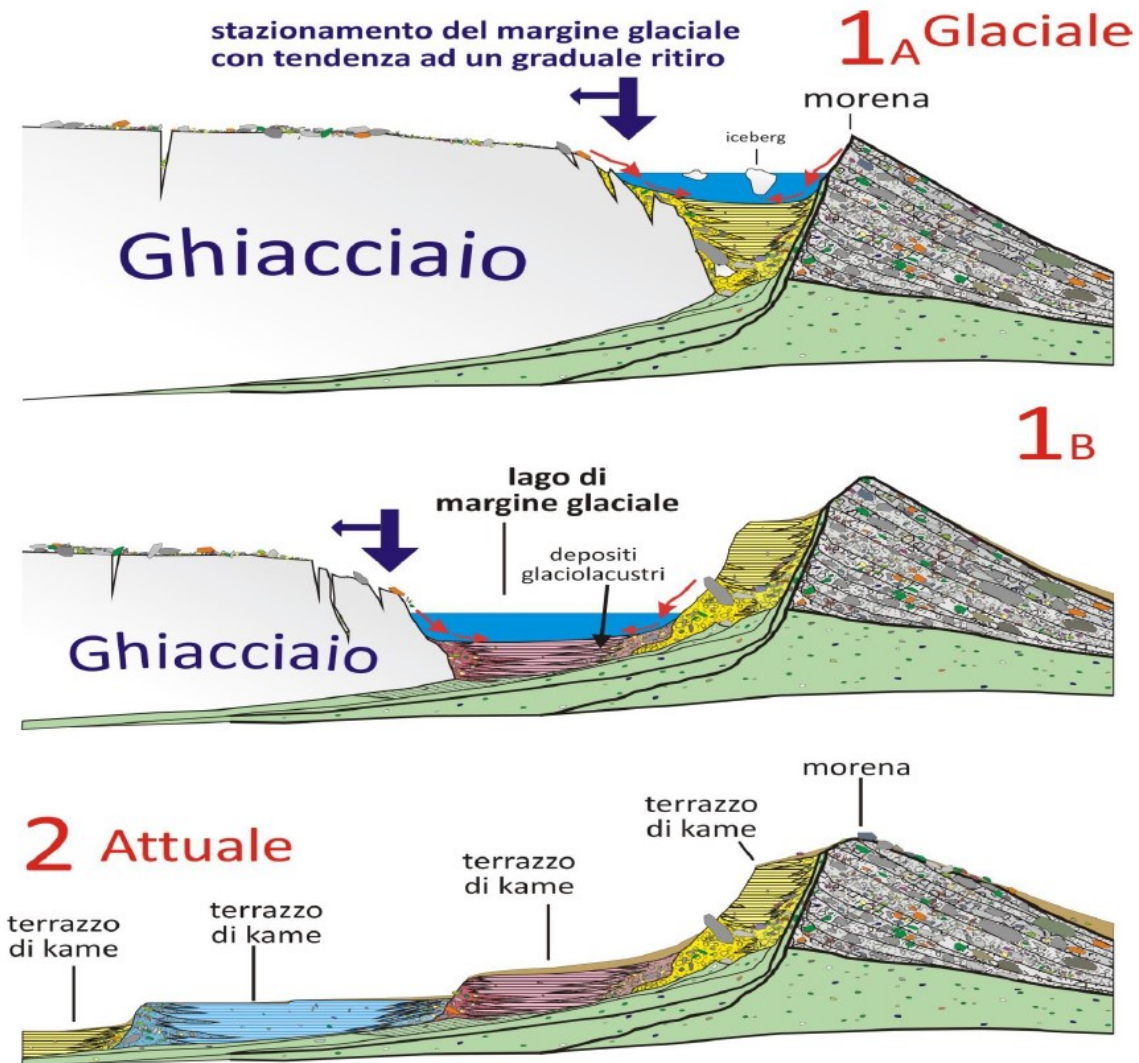


Figura 11: Formazione dei terrazzi di kame nel versante interno di una morena frontale. Fase iniziale 1a e 1b, fino alla condizione finale 2. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea[7]

Spesso sono individuabili ripiani anche sul fianco esterno delle morene: questi sono però in numero decisamente minore e sovente sono mal espressi o discontinui, tanto da poter essere descritti come semplici rotture di pendenza. Tali pianalti esterni risultano il più delle volte interpretabili come prodotto del colmamento totale o parziale di una vallecola tra due morene, di cui quella più esterna e antica è assai più bassa e poco rilevata: ne deriva il suo completo mascheramento. Il colmamento è causato dall'accumulo distale del till di colata che alimenta la morena interna e, successivamente, dei prodotti gravitativi e colluviali di varia età e provenienza. Tuttavia, procedendo lungo il ciglio di queste rotture di pendenza, accade di notare frequentemente come la cresta della morena esterna sepolta giunga localmente a riaffiorare.

Le **morene laterali** si formano parallelamente al movimento del ghiacciaio; esse appaiono come cordoni allungati o argini paralleli ai versanti. Spesso una morena laterale è più marcata dell'altra: dipende dall'orientamento della valle, dall'esposizione solare e dalla quantità di detriti forniti dal versante. In corrispondenza di anfiteatri morenici come quello di Ivrea, si formano in seguito al trasporto di materiale che si muove lateralmente sul lato esterno (fig.12), sotto forma di till di colata, mentre all'interno come depositi derivanti dalla fusione del ghiaccio (till di fusione).

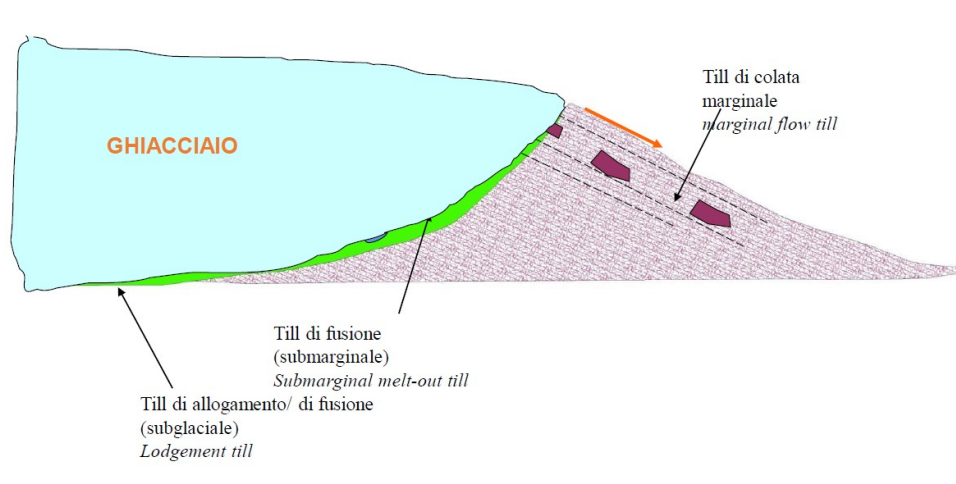


Figura 12: Morena laterale in corso di formazione. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea [7]

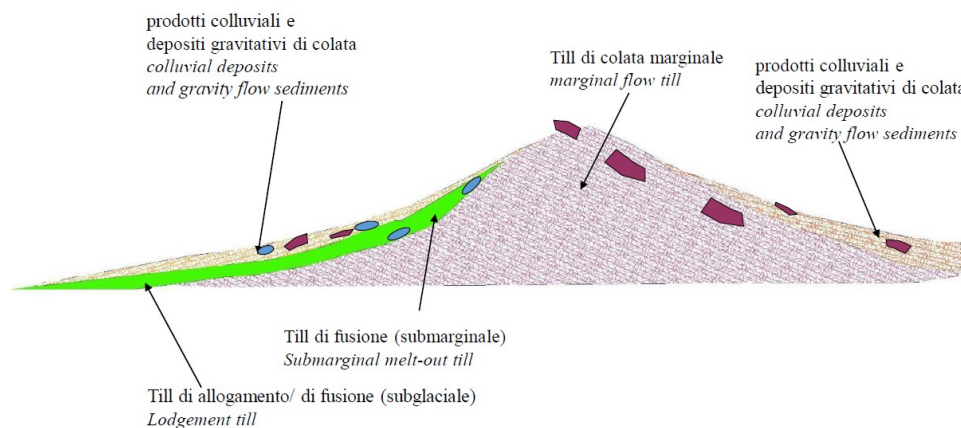


Figura 13: Rimodellamento di una morena laterale in seguito al ritiro del ghiacciaio. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea [7]

Successivamente con il verificarsi di fenomeni gravitativi e prodotti colluviali dovuti a fenomeni precipitativi, le morene laterali subiscono un rimodellamento (fig.13.) Può succedere che in alcuni casi per via delle diverse fasi di ritiro ed espansione del ghiacciaio si formi una successione di morene laterali. Come mostrato in figura 14 si può avere una morena interna e una esterna fra le quali si può sviluppare un torrente proglaciale o scaricatore.

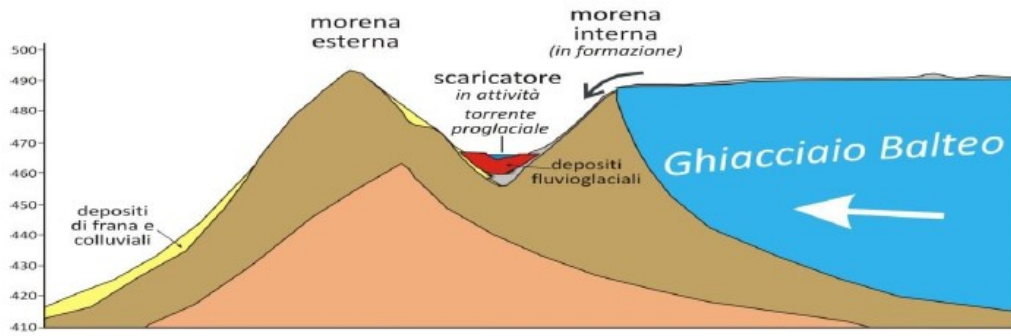


Figura 14: Formazione di una serie di morene: esterna e interna, fra di loro uno scaricatore. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea [7]

A quote più alte, dove sono presenti i versanti della valle, i depositi glaciali si possono accumulare lateralmente formando delle morene laterali, differenti però rispetto a quelle precedenti perché schiacciate sulla roccia (bedrock). Ad esempio in corrispondenza del Findelengletscher (in italiano ghiacciaio del Findel), situato a valle nel massiccio del Monte Rosa sul lato svizzero, le morene laterali mostrano una grande complessità e variabilità nei processi di formazione e rimodellamento (riferimento agli studi fatti da Sven Lukas, Andreas Graf, Sandro Coray e Christian Schlüchter [12]).

In figura 15 è mostrata la successione di fasi che porta alla formazione di queste morene laterali:

- **Formazione iniziale (a):** Il materiale glaciale e fluvioglaciale viene trasportato da bande di detrito inglaciale (per mezzo di abrasione e meltin-out) e da debris flow e caduta massi (detriti supraglaciali). Il detrito emerge in superficie per fusione o per spinte interne al ghiaccio e si accumula al margine, dando origine a coni e ventagli detritici saturi d'acqua. Questi ultimi si coalizzano in rampe parallele al fronte glaciale, sostenute da un margine stabile o in lento avanzamento.
- **Ritiro glaciale e instabilità (b):** Quando il ghiacciaio arretra, i pendii prossimali della morena collassano. In questa fase possono comparire processi paraglaciali (crolli, debris flow) e si avvia la formazione di un primo suolo superficiale.
- **Fase di stabilità (c):** Con il ghiacciaio arretrato e fermo, la morena viene temporaneamente abbandonata e si sviluppa un suolo più consistente. La morena assume la forma di un ventaglio, ormai svincolato dal ghiaccio.
- **Nuovo avanzamento glaciale (d):** Un successivo avanzamento può inglobare parte dei sedimenti preesistenti, sovrapporre nuovi detriti da colate o superare la morena, interrompendo la pedogenesi e lasciando dietro un paleosuolo fossile. Il profilo della morena si può ispessire o rimodellare in funzione della potenza dell'avanzata.
- **Incorporazione di dead-ice (e-f):** Blocchi di ghiaccio morto inglobati nelle porzioni basse della morena possono successivamente fondere, dando origine a depressioni o a piccoli ventagli secondari che rinforzano la base del pendio. Ciò contribuisce a una maggiore stabilità strutturale nel tempo

- Profilo finale stabilizzato (g): L'accumulo incrementale di sedimenti (anche sovra-consolidati) e il rimodellamento paraglaciale portano a una sezione più simmetrica e stabile, con cresta abbassata e fianchi consolidati.

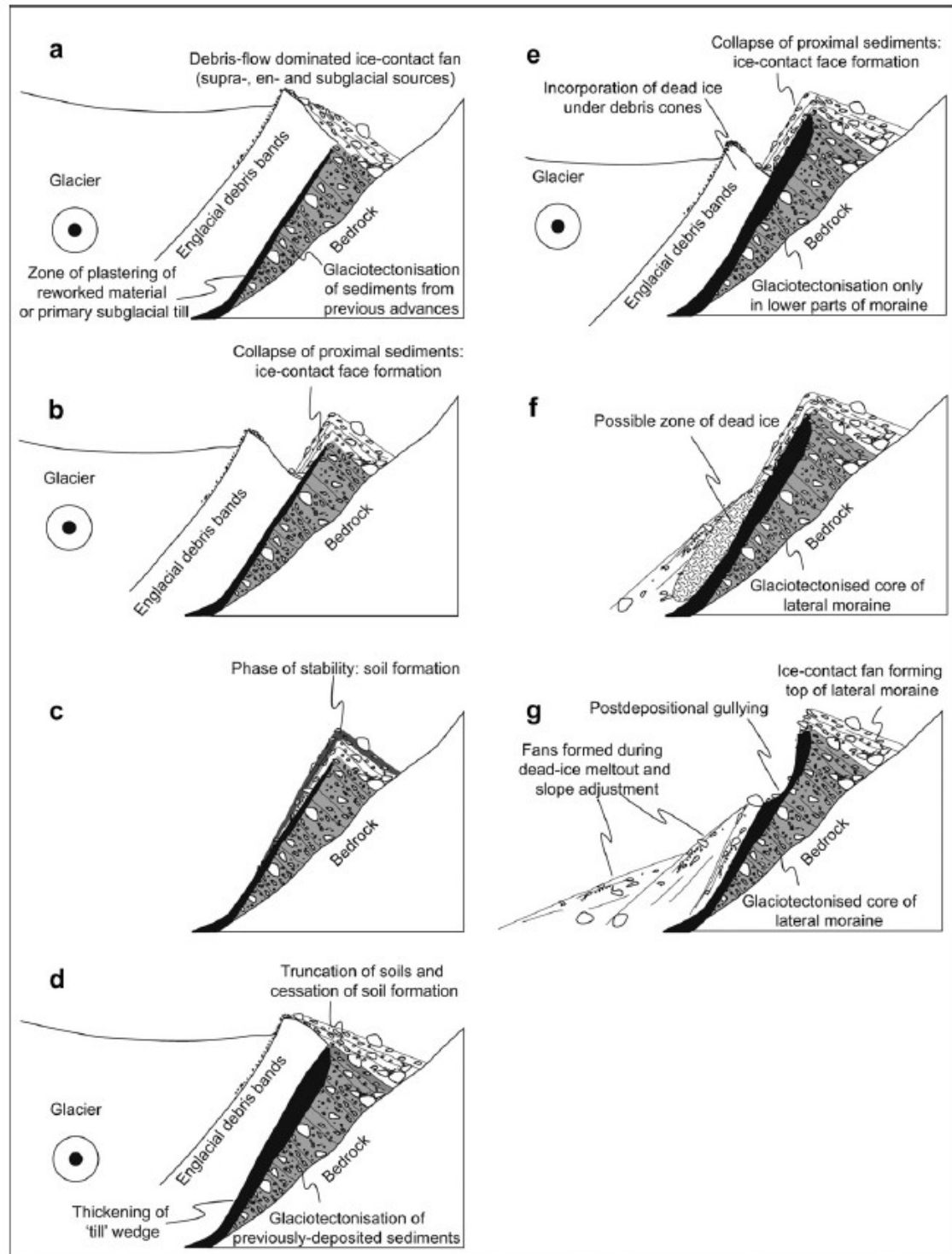


Figura 15: Schema delle fasi con cui si possono formare le morene laterali ad alte quote, come per il ghiacciaio del Findel. Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland [12]

2.2 Detriti di falda

I detriti di falda sono accumuli eterogenei di materiale roccioso, di dimensioni variabili, che si formano alla base delle pareti rocciose o di pendii acclivi. Sono il risultato dell'azione degli agenti esogeni (citati nel capitolo precedente) che agiscono sulle fratture che interessano delle masse rocciose. Questo comporta la frattura e il distacco di frammenti di roccia che, mossi dalla gravità, si muovono verso il basso accumulandosi ai piedi dei versanti. Se la parete è uniforme si forma una "falda detritica" (fig. 16), mentre se è presente una rientranza o un canalone (ad esempio scavato da una valanga), si formerà un cono detritico. In alcuni casi una falda detritica può essere formata dalla fusione di più coni detritici (fig. 17). Essi sono principalmente costituiti da ciottoli e ghiaie a spigoli vivi, senza o con scarso materiale fino. In ambienti in cui sono presenti rocce calcaree, le acque meteoriche possono saturarsi di carbonato di calcio, provocando una parziale cementazione delle falde di detrito. Esse diventano delle vere e proprie brecce di versante.



Figura 16: Falda detritica su un versante roccioso



Figura 17: Serie di conetti detritici ai piedi di un ammasso roccioso

3 Stabilità dei versanti e rischio associato

La stabilità di un versante è di fondamentale importanza nelle applicazioni di tipo geotecnico. Un'instabilità del pendio può portare a gravi problemi, tra i quali gravi danni alle infrastrutture e perdite di vite umane. Come anticipato nella sezione 1.2.1, un fenomeno franoso può essere innescato da cause naturali (esogene e endogene), ma anche dall'uomo. Ad esempio, costruendo una strada ai piedi di un versante, si pratica un'escavazione che può essere fonte di instabilità. Altre cause indotte dall'uomo possono essere vibrazioni, oppure la pratica di una deforestazione esagerata del pendio; questo perché la presenza di piante è una fonte di stabilità per i versanti coperti da un suolo. Infine, costruzioni poste su un versante possono fungere da carichi che gravano sulla sua stabilità. Insieme alle cause innescanti, vi sono anche quelle predisponenti, quindi specifici assetti geomeccanici e morfologici, idrologici e idrogeologici che possono favorire lo sviluppo dei processi gravitativi. L'elemento con cui si concretizza l'analisi della stabilità è il fattore di sicurezza FS, che è la risultante del rapporto tra le forze stabilizzanti (forze di attrito/resistenze) e quelle destabilizzanti (forze mobilizzanti). In molti casi, si accetta un valore maggiore almeno di 1, in realtà facendo riferimento alle Norme Tecniche di Costruzione del 2018 (NTC18 [16]), il valore di FS non è un numero ben determinato, ma è ritenuto accettabile solamente se giustificato dal progettista sulla base del livello di conoscenze raggiunto, all'affidabilità dei dati disponibili e del modello di calcolo adottato in relazione alla complessità geologica e geotecnica. Questo perché in molti casi le frane sono un fenomeno che evolve nel tempo e quindi a un evento franoso ne può susseguire uno successivo.

La stabilità di un versante va analizzata, per determinare il rischio associato grazie al quale si può instaurare una frana. L'analisi del rischio è divisa in tre momenti fondamentali:

- **Previsione:** attività dirette allo studio e alla determinazione delle cause dei fenomeni calamitosi, all'identificazione dei rischi e all'individuazione delle zone del territorio soggette ai medesimi rischi.
- **Prevenzione:** attività svolte a evitare o ridurre al minimo la possibilità che si verifichino danni conseguenti agli eventi calamitosi, anche sulla base delle conoscenze acquisite durante le attività di previsione.
- **Mitigazione:** azioni di manutenzione e sistemazione finalizzate alla diminuzione della pericolosità.

L'analisi del rischio, soprattutto di una frana, è un'attività piuttosto complessa, perché richiede l'uso di molte discipline come: scienza, tecnologia, economia e politica. Queste ultime sono necessarie e in alcuni casi limitanti per l'applicazione delle prime due. Il rischio per definizione è il numero atteso di vittime, persone ferite, danni a proprietà, distruzione, interruzione di attività economiche, come conseguenza all'avvenimento di un fenomeno naturale di assegnata intensità. Spesso è espresso come costo annuo oppure numero di persone perse per anno.

Matematicamente è definito nel seguente modo:

$$R = P \times V \times E = P \times D \quad (2)$$

Le variabili coinvolte sono:

- Pericolosità P: in inglese è rappresentata dalla lettera H, di Hazard. Essa è la probabilità che un evento potenzialmente distruttivo, di intensità precisa, si verifichi in una zona in un determinato periodo di tempo. Solitamente è espressa in termini di probabilità annuale o tempo di ritorno (T).
- Vulnerabilità V: il grado di perdita prodotto su un certo elemento o gruppo di elementi esposti al verificarsi di un fenomeno naturale di data intensità. Essa è tipicamente espressa in una scala da 0 (nessuna perdita) a 1 (perdita totale) ed è in funzione dell'intensità e della tipologia dell'elemento a rischio.
- Esposizione E: popolazione, proprietà, attività economiche, servizi e beni esposti al rischio. Contiene informazioni anche sul valore economico degli elementi esposti.

Come visto nella seconda parte dell'espressione del rischio, vulnerabilità ed esposizione moltiplicati tra loro definiscono il danno D, il quale è spesso utilizzato, perché un fattore comprensibile che si vuole diminuire il più possibile. Principalmente si distingue: danno diretto (strutture e perdita di vite umane, ...), danno indiretto (interruzione delle attività economiche, ecc...).

Valutazione della pericolosità

La formula del rischio (eq.2) sembra intuitivamente semplice da risolvere, ma la sua applicazione nasconde molteplici problematiche dovute alla complessità nella determinazione delle singole componenti. Quest'ultima si presenta soprattutto nella definizione della pericolosità P, la quale dipende da tre fattori principali: la suscettibilità (previsione spaziale), la magnitudo e la frequenza di accadimento (previsione temporale). La prima rappresenta la probabilità dell'occorrenza spaziale di una frana, mentre la seconda è strettamente legata, a sua volta, alle caratteristiche cinematiche (velocità) e geometriche (volume), infine l'ultima è la probabilità temporale.

La suscettibilità può essere definita mediante approcci di tipo mono-parametrico per cui si stima uno tra i parametri di propagazione, volume o profondità dei depositi. Altrimenti esistono approcci di tipo integrato, con cui si valutano le conseguenze di un fenomeno. Infine con quelli multiparametrici si tiene conto dell'influenza contemporanea dei diversi parametri rilevabili secondo i seguenti metodi: euristici, statistici e deterministici.

I modelli euristici consistono nell'utilizzare punteggi da assegnare ai diversi fattori predisponenti l'instabilità, con la valutazione a priori dell'importanza dei parametri stessi. Sono approcci empirici qualitativi o semi-qualitativi perché basati sull'opinione di un tecnico esperto. Inizialmente vengono definiti i fattori che favoriscono, condizionano e determinano i dissesti. Successivamente, ognuno di essi viene suddiviso in classi, alle quali viene assegnato un peso che ne esprime la maggiore o minore propensione al dissesto. Infine la carta di suscettibilità viene ottenuta sovrapponendo le mappe relative ad ogni fattore. La suscettibilità finale di ogni unità di territorio corrisponde alla somma di ogni classe moltiplicata per il proprio peso.

I modelli statistici comprendono l'uso di regressioni (sia mono che multivariata) e l'indicizzazione delle cause predisponenti. L'elemento fondamentale è una popolazione

(dataset), in cui risultano noti i valori delle variabili indipendenti (input e parametri) e della variabile dipendente (output). Tali approcci impiegano specifici algoritmi volti a individuare le relazioni funzionali e a stimare i coefficienti ottimali che descrivono il legame tra le variabili indipendenti e quella dipendente. L'impiego di questi metodi risulta particolarmente idoneo all'analisi di contesti territoriali di vasta estensione. Attraverso strumenti statistici è infatti possibile quantificare, in maniera oggettiva, l'incidenza di ciascun parametro sul verificarsi di eventi franosi noti. I pesi associati ai diversi fattori vengono determinati mediante relazioni matematiche differenti a seconda del metodo applicato che tengono conto del rapporto spaziale tra l'area occupata da ciascuna classe e la porzione in frana compresa nella medesima classe. I metodi statistici possono essere: bivariati quando analizzano separatamente i fattori geologico-ambientali come variabili indipendenti nella predisposizione ai dissesti, oppure multivariati, i quali stimano il contributo relativo dei singoli parametri, considerando al contempo le interazioni reciproche tra i diversi fattori.

Infine, i modelli deterministici si basano sulla comprensione e sulla modellazione delle leggi fisiche che governano l'innescò e lo sviluppo delle instabilità. Sono i modelli che prevedono il calcolo del fattore di sicurezza FS per ogni unità di mappa, al fine di ottenere una sua distribuzione spaziale.

Come detto precedentemente oltre alla suscettibilità è necessaria anche la previsione temporale. Essa si può definire determinando i tempi di ritorno attraverso la consultazione delle foto aeree o delle ortofoto che comprendono il territorio in esame. È possibile inoltre sfruttare le osservazioni satellitari che forniscono informazioni più precise e dettagliate rispetto alle foto aeree relative al movimento di fenomeni franosi.

Valutazione dell'esposizione

La valutazione dell'esposizione consiste nel determinare gli elementi a rischio, quantificando il numero di unità discrete, N , per edifici, attività commerciali ecc..., ma anche l'unità di superficie, S , per terreni, lotti abitativi ecc... . Successivamente occorre attribuire un valore ai diversi elementi esposti al rischio tramite: il calcolo del valore discreto di ogni singolo elemento, la funzione di ogni elemento, l'uso di formule empiriche che determinano un elemento oppure che lo leghino strettamente ad un altro ed infine una stima qualitativa del valore complessivo per una determinata area.

Valutazione della vulnerabilità

La vulnerabilità di uno stesso elemento dipende dalla tipologia di evento (e quindi di pericolosità) e può essere valutata sia con metodi euristici che deterministici, tenendo conto di:

- Intensità del fenomeno
- Costruzione e struttura dell'elemento (classi di elementi a rischio)
- Posizione (orientazione) dell'elemento rispetto al fenomeno, quindi la sua distribuzione spaziale (fig. 18) che può essere: puntiforme, areale o lineare.
- Presenza di eventuali protezioni

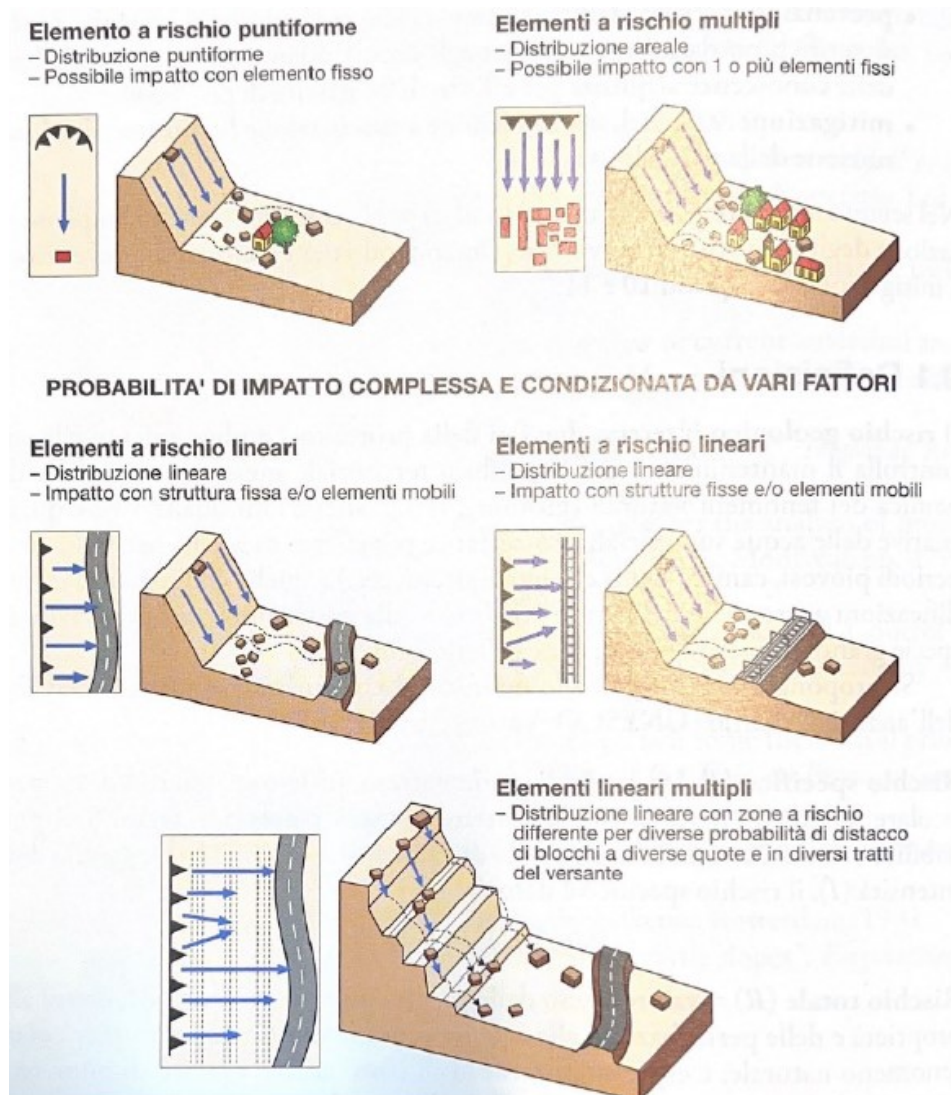


Figura 18: Distribuzione spaziale degli elementi esposti

3.1 Rischio geomeccanico

Il rischio di tipo geomeccanico è strettamente legato al materiale coinvolto, quindi terreni, roccia oppure condizioni in cui è presente un materiale misto di entrambi. Ovviamente da questi scaturiscono determinate proprietà fisiche e meccaniche. In particolare per il rischio geomeccanico si vogliono valutare le deformazioni in funzione dei carichi applicati. Alcune delle proprietà fondamentali sia delle rocce che dei terreni sono la densità ρ e il peso specifico (detto anche peso all'unità di volume) γ . La prima è il rapporto tra la massa e il volume di un materiale (solitamente espressa come kg/m^3), mentre il secondo è la densità moltiplicata per la forza di gravità g ed è espressa con kN/m^3 .

Comportamento meccanico dei terreni

I terreni sono un mezzo granulare multifase (fig.19), composto da una frazione solida (i grani), una liquida (solitamente acqua) e una aeriforme (aria), ognuna con un proprio volume e massa (quella dell'aria è trascurabile). I parametri principali per classificare un terreno sono:

- Porosità n definita come il rapporto tra il volume dei vuoti V_v e il volume totale V .
- Indice dei vuoti e definito come il rapporto tra il volume dei vuoti V_v e il volume delle particelle solide V_s .
- La densità secca ρ_d esprimibile come massa delle particelle solide M_s diviso il volume totale V .
- Il peso dell'unità di volume alleggerito γ' come differenza tra il peso specifico totale γ e il peso specifico dell'acqua γ_w .

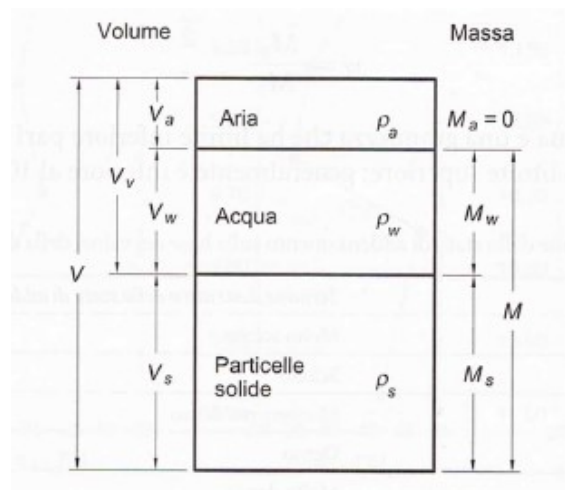


Figura 19: Fasi di un campione di un terreno. Geotecnica 2012 [11]

Un altro aspetto importante dei terreni è la granulometria, ossia la classificazione delle particelle minerali in base alle dimensioni. Essa permette di distinguere tra terreni a grana grossa (ghiaie e sabbie) e quelli a grana fine (limi e argille). La differenza tra queste tipologie di terreni è importante per studiarne la permeabilità, ossia la capacità di un materiale di farsi attraversare da un fluido (molto importante per il rischio legato all'acqua). La curva granulometrica è l'espressione analitica che rappresenta la granulometria di un campione di terreno, in figura 20 sono mostrati alcuni esempi.

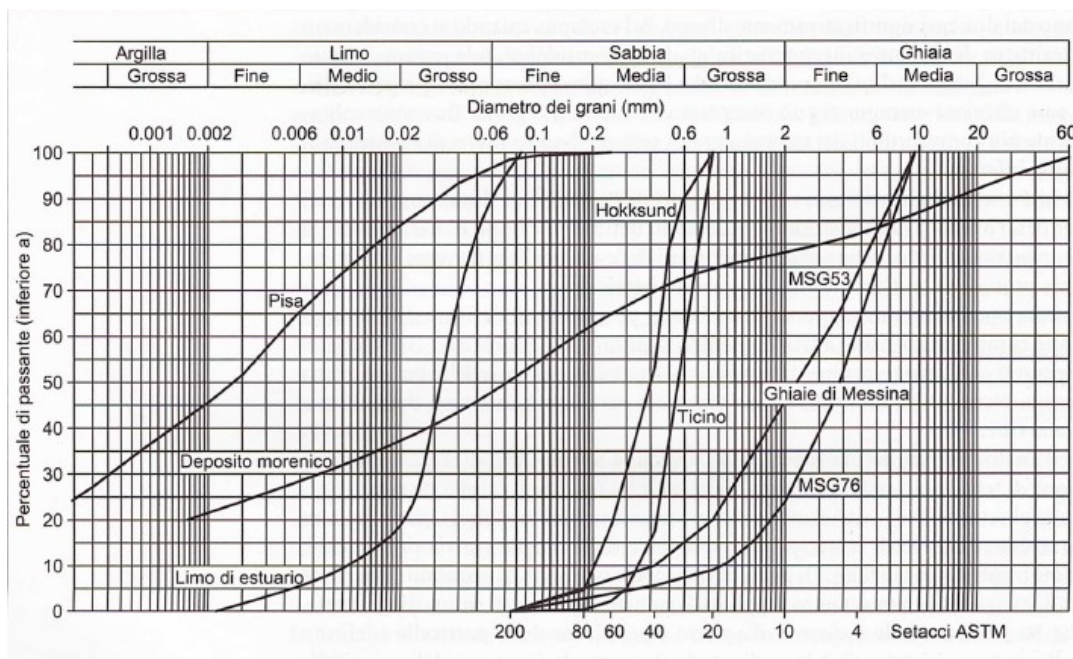


Figura 20: Esempi di curve granulometriche. Geotecnica 2012 [11]

Come visto nel capitolo 1, in relazione alla classificazione dei fenomeni franosi, il criterio di Mohr-Coulomb è il più utilizzato per la descrizione dei materiali sottoposti a sforzi di taglio. In riferimento ai terreni, si considera la loro rottura come lo scorrimento relativo che si verifica su una qualsiasi superficie interna (composta da grani sovrapposti tra loro), se il rapporto τ/σ' tra la tensione tangenziale e quella normale efficace raggiunge un valore critico. Lo sforzo efficace secondo il principio di Terzaghi è definibile come:

$$\sigma' = \sigma - u \quad (3)$$

dove σ è lo sforzo totale del terreno ottenibile moltiplicando il peso specifico del terreno con la profondità z in un determinato punto; mentre u è la pressione interstiziale dell'acqua all'interno dei pori del terreno, la quale dipende dalla densità dell'acqua e dalla profondità. Con queste assunzioni la precedente equazione diventa:

$$\sigma' = \gamma z - \gamma_w z = \gamma' z \quad (4)$$

Mentre l'equazione 1 che rappresentava il criterio di Mohr-Coulomb, diventa:

$$\tau = c' + \sigma' \tan(\phi) \quad (5)$$

La coesione c' detta coesione apparente, spesso è trascurabile; ma risulta utile per linearizzare l'involuppo di rottura. Infatti solo per terreni puramente attritivi vale la relazione:

$$\tau = \sigma' \tan(\phi) \quad (6)$$

Viceversa sabbie dense e argille consistenti hanno un involuppo curvilineo che necessita di una linearizzazione. La coesione nei terreni è determinata dall'attrazione reciproca tra i granuli a contatto ed è dovuta a forze di natura elettrostatica, mentre l'attrito è funzione delle dimensioni, del grado di selezione, del grado di sfericità, del grado di

arrotondamento dei granuli ed dipende dalla tessitura del materiale (densità relativa e grado di consistenza).

Data la natura multifase del terreno, la meccanica delle rocce si complica quando si presentano problemi in cui è necessario descrivere il campo di moto dell'acqua interstiziale e del campo deformativo della fase solida. Tuttavia ci sono due condizioni estreme, per cui si può evitare la risoluzione del problema accoppiato:

- Condizioni drenate: in ogni punto del materiale, la variazione di tensioni efficaci coincide con quella delle tensioni totali. Visto dal punto di vista deformativo le condizioni drenate si possono definire come:

$$\varepsilon_v = \frac{\Delta V_w}{V} \quad (7)$$

dove ε_v è la deformazione volumetrica, mentre ΔV_w è la variazione di volume d'acqua. Quindi la variazione di volume data da una deformazione corrisponde a una eguale quantità di acqua che viene espulsa. Un parametro fondamentale per definire la quantità di acqua in un mezzo poroso è il grado di saturazione S_r , definibile come V_w/V_v . Esso varia tra 0 e 1.

- Condizioni non drenate: l'elemento di volume non scambia massa di acqua con l'esterno, per cui in condizioni sature non si hanno variazioni di volume. In caso di carichi applicati, si instaurano delle sovrappressioni interstiziali.

Dal punto di vista dell'analisi del rischio ovviamente, le condizioni drenate indicano uno studio a breve termine, viceversa quelle non drenate a lungo termine. Infatti, in ogni caso ci sarà un passaggio dalle seconde alle prime, questo perché le sovrappressioni nel tempo tenderanno a diminuire, mediante un processo chiamato consolidazione. Esso si manifesta visivamente con dei cedimenti parziali del terreno sottostante una struttura.

Facendo riferimento ai processi di erosione e deposizione visti nei capitoli precedenti; il terreno inizialmente può essere normalconsolidato, successivamente però lo sforzo efficace aumenta (l'indice dei vuoti diminuisce) in seguito a una deposizione di materiale al di sopra. Ad essa può susseguire un fenomeno erosivo, che comporta un parziale recupero di vuoti, ma una diminuzione dello sforzo efficace. In queste condizioni, il terreno è sovraconsolidato, perché il numero dei vuoti è minore rispetto a quello in condizioni di normalconsolidazione. In figura 21 è mostrata la storia tensionale di un terreno in un caso generale.

Il comportamento meccanico di un terreno varia in base alla granulometria; ad esempio per i terreni a grana grossa, il raggiungimento della rottura dipende dalle condizioni di stato, ovvero una combinazione del grado di addensamento e dello stato di sforzo. In particolare, per sabbie dense (indice dei vuoti basso) si ha un comportamento di un materiale rigido (curva che interpola i cerchietti in fig. 22); esso presenta quindi un aumento delle deformazioni molto contenuto, in seguito all'applicazione di sforzi sempre maggiori, fino a raggiungere una condizione di picco, superato il quale provoca la rottura del materiale. Successivamente si verifica una caduta di resistenza, fino a una condizione in cui si ha una deformazione a volume costante. Viceversa le sabbie sciolte (indice dei vuoti maggiore), presentano un comportamento duttile, con una tendenza al raggiungimento della medesima condizione delle sabbie dense.

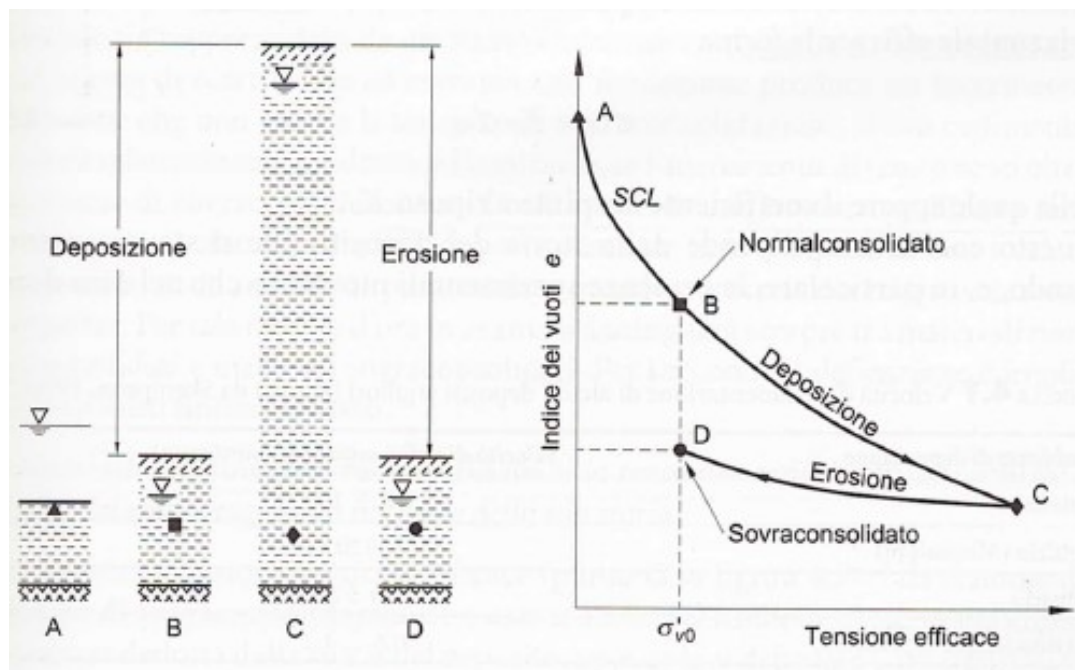


Figura 21: Storia tensionale di un elemento di volume. Geotecnica 2012 [11]

Diversi campioni di sabbia densa e sciolta raggiungono la medesima situazione; si definisce così lo stato critico del materiale. La variazione di volume delle sabbie dense, è dovuta a una distorsione durante la fase di taglio mediante un fenomeno chiamato dilatanza. Questa rappresenta fisicamente l'effetto di mutuo incastro tra le particelle che deve essere superato per far scorrere le due parti del campione relativamente tra loro; infatti per i materiali rigidi si forma una superficie di discontinuità in seguito a una rottura. L'angolo di resistenza al taglio si divide in due casi: quello a volume costante ϕ_{cv} una volta raggiunto lo stato critico che è una proprietà intrinseca del terreno, e quello di picco ϕ_{picco} che dipende dalla mineralogia e morfologia e dalla condizione di stato del terreno.

Nel caso di un versante (fig. 23), costituito da un materiale simile, si parte da una condizione di stabilità, per cui la resistenza di calcolo è quella di picco, relativa a un terreno non soggetto a scorrimenti in atto. Viceversa nel caso in cui vi siano pendii con una stabilità incerta, si deve utilizzare una stima cautelativa della resistenza, in una condizione di stato stazionario. Infine per pendii già instabilizzati, la resistenza di riferimento è tipo residuo dato che il terreno è già stato soggetto a scorrimenti elevati.

Il criterio di Mohr-Coulomb vale principalmente per terreni in condizioni drenate, viceversa in condizioni non drenate non è possibile definire gli sforzi efficaci. Nonostante ciò si può ricostruire l'involuppo di rottura facendo riferimento agli sforzi totali, definendo la resistenza al taglio non drenata S_u , come mostrato in figura 24.

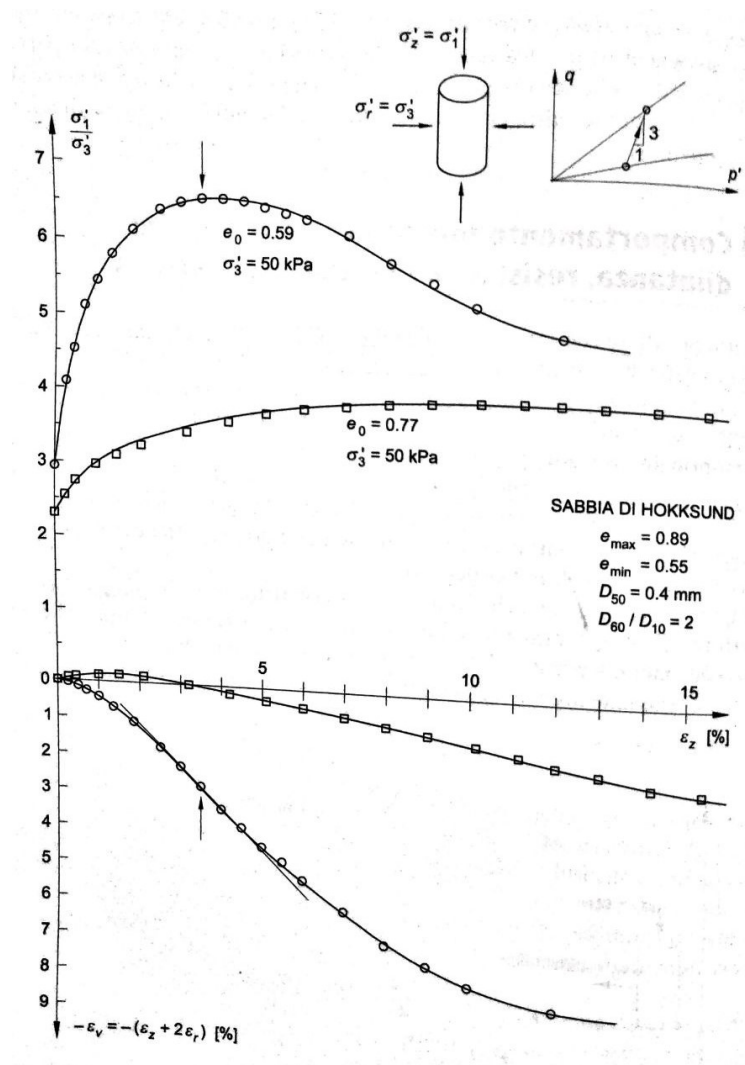


Figura 22: Comportamento meccanico di una sabbia densa (curva interpolante i cerchietti) e di una sciolta (curva interpolante i quadratini). Geotecnica 2012 [11]

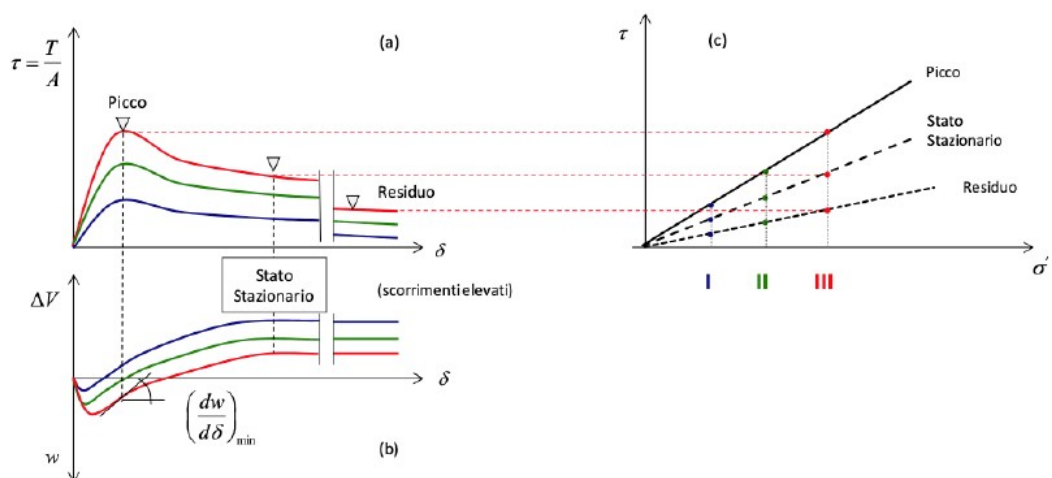


Figura 23: Andamento tensionale in tre condizioni differenti: stabili (picco), incerte (stato stazionario) e instabilizzati (residuo)

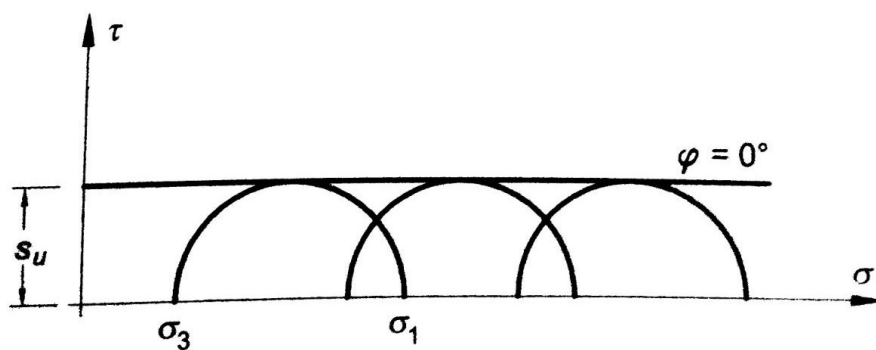


Figura 24: Involucro di rottura in termini di condizioni non drenate. Geotecnica 2012 [11]

Comportamento meccanico delle rocce

La resistenza al taglio dei materiali rocciosi è differente rispetto ai terreni, data l'esistenza di rocce intatte oppure ammassi rocciosi. Per le prime incide unicamente la natura del materiale, mentre per gli altri bisogna anche considerare la presenza di discontinuità. Alle rocce intatte si può applicare il criterio di Mohr-Coulomb come per i terreni, mentre per gli ammassi rocciosi, solamente se la superficie di discontinuità è perfettamente piana e cementata. Nella maggior parte dei casi però le rocce sono caratterizzate da discontinuità non perfettamente piane, ma con un certo grado di rugosità. Esistono diverse tipologie di discontinuità che variano in base alla scala con cui si osservano; ad esempio vi possono essere microfessure o scistosità appartenenti alla microscala, fino a grandi discontinuità come le faglie (macroscala), le quali, solitamente non sono considerate discontinuità dell'ammasso, ma, avendo dimensioni confrontabili con quelle delle opere di ingegneria, devono essere considerate come altrettante unità geotecniche e quindi dovranno essere classificate e cartografate come ammassi rocciosi distinti. In generale, le discontinuità si indicano con il nome di giunto in inglese "joint".

Quindi, oltre alle proprietà intrinseche del materiale, è necessario definire le discontinuità, secondo i seguenti parametri:

- **Orientazione/giacitura:** è definita attraverso l'angolo di immersione (dip direction) e l'inclinazione (dip). Il primo è compreso tra la direzione del Nord e la proiezione sul piano orizzontale della linea di massima pendenza del piano di discontinuità. Questo angolo viene misurato in senso orario a partire dalla direzione del Nord, ed è formato da tre cifre (da 000° a 360°). Mentre l'inclinazione è l'angolo compreso tra il piano orizzontale e la linea di massima pendenza; essa varia tra 0° e 90°. Per indicare l'orientazione di una discontinuità si utilizzano le coppie di questi due angoli (esempio: 285/90, 009/10, ecc...).
- **Spaziatura:** è la distanza tra due discontinuità adiacenti. Famiglie di discontinuità molto ravvicinate, producono ammassi rocciosi con coesione molto bassa. In casi particolari in cui la spaziatura è estremamente piccola si può passare da cedimenti con scivolamenti su singole superfici a movimenti "di flusso" per l'intero ammasso.
- **Persistenza:** è definita come il rapporto percentuale tra la superficie della discontinuità e la superficie totale del piano che contiene la discontinuità. La persistenza

può essere molto difficile da stimare quantitativamente in quanto spesso l'area di analisi (affioramento) è piccola rispetto alla reale estensione delle discontinuità. Perciò, come mostrato in figura 25 (in basso), lungo una discontinuità si può osservare un'area in cui la coesione è nulla, un'altra ai margini della precedente con coesione ridotta rispetto a quella della roccia integra e infine zone in cui sono presenti ponti di roccia, che interrompono la discontinuità conservandone la coesione.

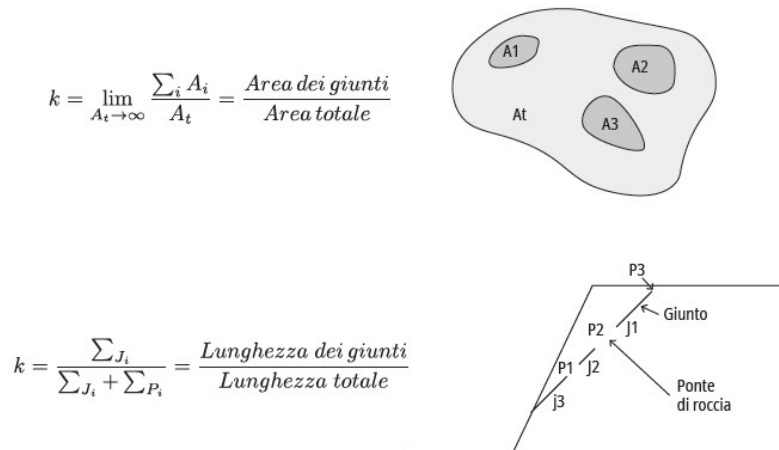


Figura 25: In alto: persistenza di una discontinuità espressa in termini di aree. In basso: persistenza di una discontinuità espressa in termini di lunghezze.

- Rugosità (roughness): rappresenta una misura delle irregolarità presenti nella discontinuità. Il tipo di asperità viene assimilato a una sinusoide con una certa ampiezza e lunghezza d'onda. Nell'analisi della rugosità incide la scala con cui viene osservata la discontinuità, se visualizzata nell'ordine dei metri essa sembra presentarsi piana, viceversa se vista con una scala più piccola (cm o mm), si possono notare asperità che prima non erano visibili.
- Apertura: è la distanza media che separa le due pareti di roccia sana.
- Riempimento: corrisponde a qualunque materiale contenuto nelle discontinuità (giunto, frattura, stratificazione) le cui proprietà differiscono da quelle della roccia. La descrizione dell' ammasso roccioso comprende la natura e gli spessori dei riempimenti.

Queste sono alcune delle proprietà principali delle discontinuità di un ammasso roccioso; per il quale si complica l'applicazione del criterio di rottura di Mohr-Coulomb. Per questo motivo viene spesso utilizzata una sua rivisitazione, chiamata criterio di rottura di Barton-Bandis:

$$\tau_{lim} = \sigma_n \tan \left(\Phi_b + JRC \log_{10} \left(\frac{JSC}{\sigma_n} \right) \right) \quad (8)$$

dove σ_n è lo sforzo normale alla superficie del giunto, dipendente dalla profondità in cui è situato, Φ_b è l'angolo di attrito di base della roccia. Il JRC (Joint Roughness

Coefficient) è un parametro che esprime la rugosità di una discontinuità e varia come mostrato in figura 26. Il JCS (Joint wall Compressive Strength) rappresenta la resistenza a compressione delle labbra della frattura. Essa è una componente importante per la determinazione della resistenza dell'ammasso roccioso, soprattutto se la discontinuità non è riempita. La resistenza della discontinuità si misura mediante sclerometro che permette di correlare la risposta elastica al rimbalzo di una massa accelerata con la resistenza a compressione monoassiale.

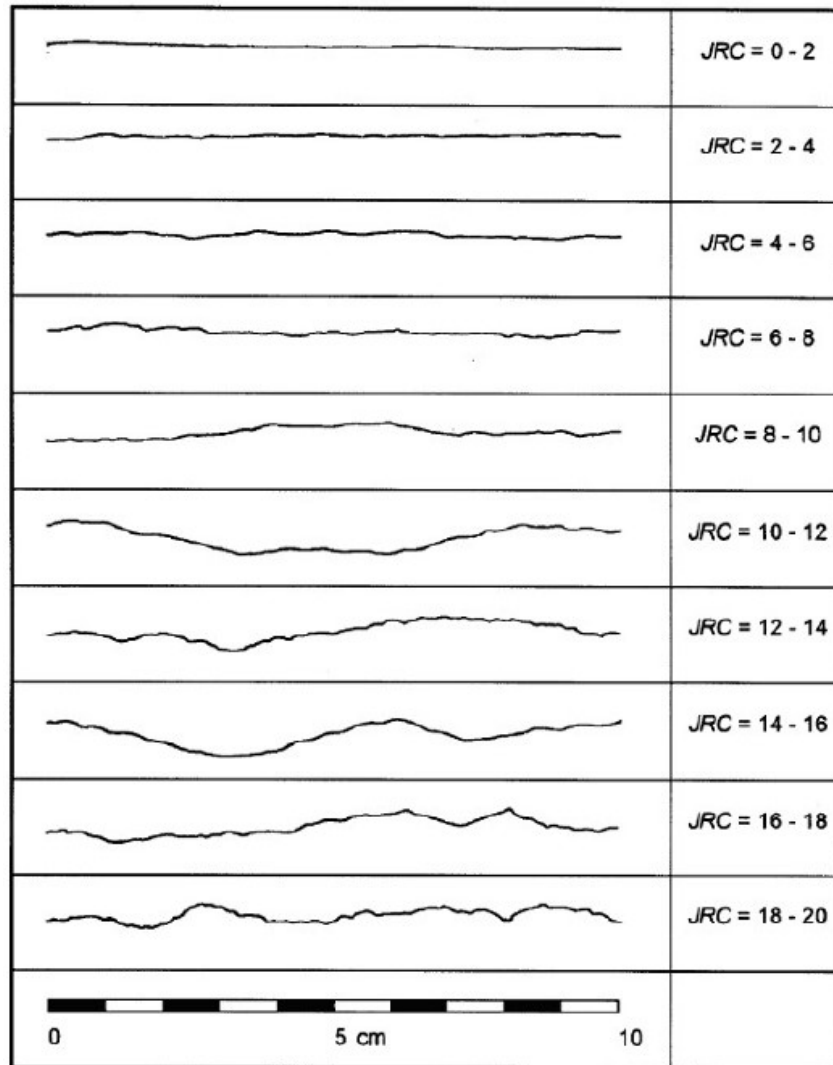


Figura 26: Classificazione dei profili di scabrezza secondo Barton e corrispondenti valori di JRC.

Un altro importante criterio adattato per gli ammassi rocciosi è quello di Hoek e Brown:

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (9)$$

dove σ'_1 e σ'_2 sono gli sforzi principali a rottura, σ_{ci} è la resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta, e m_b , s , a sono coefficienti che dipendono dalle caratteristiche dell'ammasso roccioso. Questi ultimi tre parametri sono ottenibili mediante

una classificazione degli ammassi rocciosi chiamata GSI (Geological Strength Index), la quale è un sistema utile a stimare la riduzione della resistenza in un ammasso roccioso per differenti condizioni geologiche identificabili mediante osservazioni in sito. Il GSI varia da 0 (molto fratturato) a 100 (assenza di discontinuità), ma ragionevolmente il valore minimo di GSI misurabile è 30. Di seguito sono mostrate le relazioni che definiscono i parametri precedenti:

$$m_b = m_i \cdot e^{\frac{GSI-100}{28}} \quad (10)$$

dove m_i è il parametro di resistenza riferito alla roccia intatta e funzione del tipo di roccia.

$$s = e^{\frac{GSI-100}{9}} \quad (11)$$

$$a = 0.5 + \frac{1}{6} \cdot \left(e^{\frac{-GSI}{15}} - e^{\frac{-20}{3}} \right) \quad (12)$$

Il sistema di classificazione GSI si basa sull'ipotesi che l'ammasso roccioso contenga un numero sufficiente di discontinuità orientate in modo "casuale", così da comportarsi come una massa isotropa. Pertanto, è chiaro che il sistema GSI non dovrebbe essere applicato ad ammassi rocciosi in cui esista un orientamento strutturale dominante e ben definito.

3.2 Rischio idraulico

Oltre a considerare il materiale che compone il versante e le sue proprietà geomeccaniche, bisogna anche tenere conto dei processi esogeni (vedi capitolo 1) che interagiscono con il versante. L'acqua è sicuramente l'elemento che in seguito a un contatto prolungato con un terreno o un ammasso roccioso può instaurare un movimento. Infatti, la presenza di acqua ha diversi effetti: aumenta notevolmente il peso del pendio, incrementando le forze destabilizzanti e diminuendo l'effetto di quelle stabilizzanti; nelle rocce lubrifica le superfici critiche delle fratture presenti al loro interno, mentre nei terreni, in particolare quelli contenenti argilla, provoca un loro rigonfiamento. Solitamente, gli eventi meteorologici critici sono preoccupanti perché possono essere fonte di instabilità per versanti già sottoposti a monitoraggio, ma spesso accade che in realtà si instaurino nuovi fenomeni franosi come debris flow, scivolamenti, frane da crollo che provocano seri danni alle infrastrutture e centri abitati esposti. Talvolta si presentano anche fenomeni complessi per i quali non predomina una singola tipologia di rottura, ma vi è una combinazione contemporanea di più fenomeni elementari.

L'obiettivo che si vuole ottenere per diminuire il rischio idraulico provocato dall'acqua è determinare una soglia pluviometrica che permetta di mettere in sicurezza le persone e le strutture esposte al pericolo di frana. Ovviamente, trovare un valore preciso è molto complesso perché influiscono ci sono molte variabili in gioco, tra cui, in particolare, oltre a quelle topografiche e geologiche, la variabilità climatica dell'area interessata. Risulta fondamentale studiare l'andamento storico pluviometrico del luogo in cui si è verificata una frana. Durante una pioggia intensa, solamente raggiunto il picco si registra un aumento di movimenti franosi in tutta l'area interessata, ma questo valore di picco varia

da zona a zona proprio per quanto detto precedentemente. Il valore di soglia deve essere determinato opportunamente con dei metodi statistici/probabilistici, in particolare basandosi su possibili scenari di evento. Essi sono una descrizione della dinamica dell'evento, e si realizzano attraverso l'analisi sia di tipo storico che fisico, del fenomeno in oggetto.

Scelto un territorio occorre determinare tutti gli scenari di evento possibili per poi fare affidamento su quello più cautelativo, e di conseguenza peggiore di tutti. Per ciascuno degli eventi devono essere definiti gli aspetti generali, le aree vulnerabili, gli elementi esposti e le principali grandezze caratterizzanti. Per un movimento franoso ad esempio sono fondamentali i parametri geometrici (volume, area instabile, profondità della superficie di rottura) e quelli dinamici (velocità di movimento e accumulo del materiale ai piedi della frana).

Queste analisi sono alla base per il funzionamento del sistema di allerta nazionale italiano; infatti il territorio viene diviso in zone di allertamento, ovvero ambiti territoriali omogenei per gli effetti idraulici e idrogeologici attesi (che verranno spiegati successivamente), in seguito a un evento meteorologico avverso. Le Regioni e le Province identificano alcuni possibili precursori o indicatori, dell'eventuale verificarsi di fenomeni di dissesto e ne determinano i valori critici in modo da costruire un sistema di soglie di riferimento.

A questo sistema di soglie, corrispondono precisi scenari di rischio distinti in livelli di criticità crescente:

- Ordinaria: smottamenti localizzati, allagamenti di sottopassi, rigurgiti fognari, ma anche fenomeni localizzati critici come piene improvvise e colate rapide.
- Moderata: esondazioni ed attivazione di frane e colate in contesti geologici critici.
- Elevata: estese inondazioni e frane diffuse

Per le frane superficiali, la soglia pluviometrica è determinata in funzione dell'intensità di media precipitazione (mm/h) di un evento di durata D (ore) e si esprime con la seguente formula:

$$I_{cr}(D) = aD^b \quad (13)$$

dove a e b sono coefficienti ottenibili da regressioni lineari su dati pluviometrici misurati.

Ogni valore di intensità di precipitazione relazionato alla durata D , permette di costruire un diagramma simile a quello mostrato in figura 27, nel quale in rosso sono mostrati casi in cui si è instaurata una frana e in blu invece quando non è successo nulla. Come detto precedentemente non è possibile identificare un unico valore di soglia, ma se ne può ricercare una rappresentata da un limite di valori, ciascuno relazionato a una determinata durata D . In particolare si possono identificare due limiti (fig. 28): superiore, al di sopra del quale ci sono sempre distacchi, e inferiore, sotto il quale non ci sono mai distacchi.

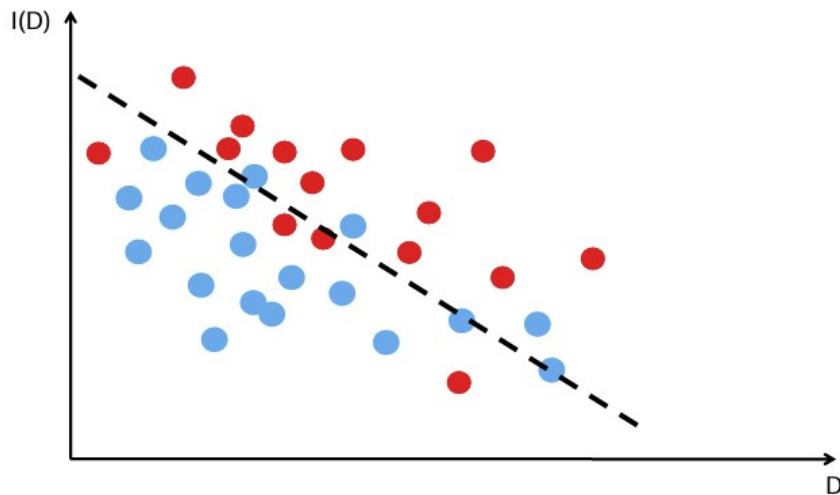


Figura 27: Distribuzione delle diverse intensità pluviometriche

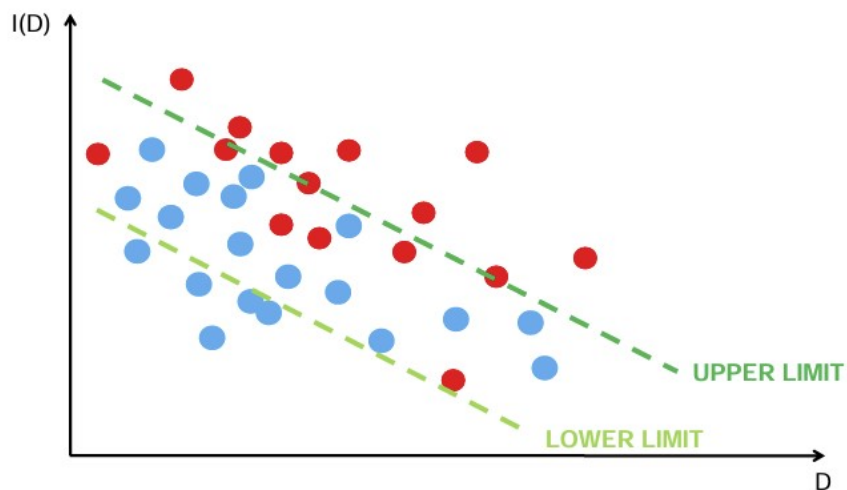


Figura 28: Limiti inferiore e superiore

L'obiettivo consiste nel determinare la soglia più efficiente, che permetta di prevedere l'evento franoso il più prontamente possibile. Il metodo che permette di farlo è chiamato analisi ROC (Receiver Operating Characteristic), la quale consiste nel identificare quattro parametri fondamentali:

- Corretto Allarme (CA): la soglia viene superata e avviene l'evento franoso.
- Falso Allarme (FA): la soglia viene superata, ma non succede nulla.
- Mancato Allarme (MA): la soglia non viene superata, ma avviene l'evento.
- Corretto Negativo (CN): la soglia non viene superata e non avviene l'evento.

Questi parametri sono fondamentali per ricavare gli indicatori della qualità della previsione:

- Hit Rate (HR): valuta la percentuale dei corretti allarmi rispetto a tutte le mobilitazioni effettivamente avvenute.

$$HR = \frac{CA}{CA + MA} \quad (14)$$

- False Alarm Ratio (FAR): valuta la percentuale di attivazioni errate (FA) rispetto al totale di volte in cui la mobilitazione non è avvenuta.

$$FAR = \frac{FA}{CN + FA} \quad (15)$$

Il procedimento consiste nel costruire un ulteriore diagramma con HR e FAR (fig. 29), ricercando la condizione ottimale, per la quale HR sia pari a 1 (evitare mancati allarmi) e FAR sia la minima possibile (diminuire i falsi allarmi), rappresentata dal punto blu in figura 29. Esso rappresenta la soglia inferiore che però spesso non viene presa in considerazione perché troppo cautelativa. Viene invece considerata una soglia efficiente (fig.30), quando la somma tra HR e FAR è la minima possibile, rappresentata dal punto verde in figura 29.

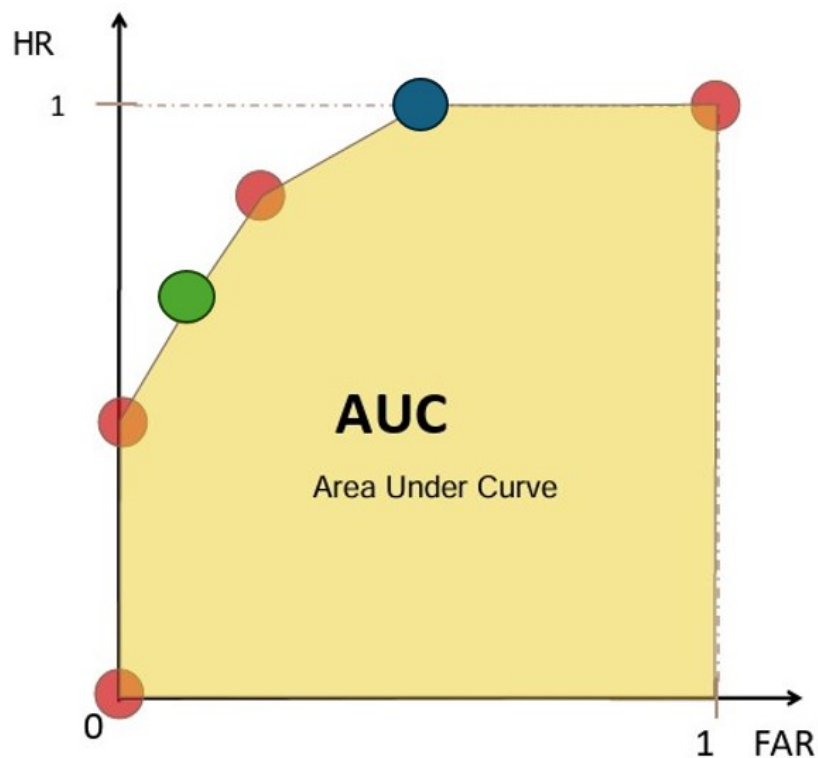


Figura 29: Diagramma HR-FAR

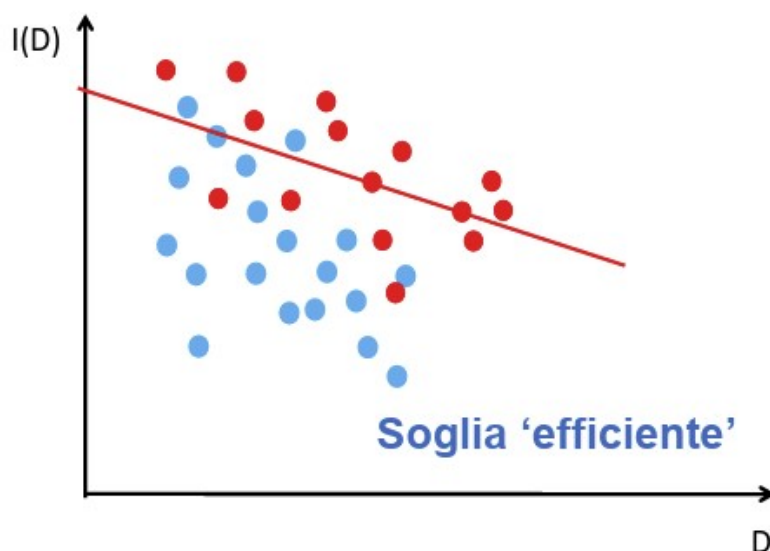


Figura 30: Rappresentazione di una soglia efficiente secondo il metodo ROC

In alcuni casi per pendii limitrofi a un corso d'acqua, come ad esempio terrazzi fluviali, oltre a considerare le soglie pluviometriche è importante anche tenere conto di quelle idrometriche che consentono di valutare un evento di piena in base al suo livello al colmo.

3.3 Rischio idrogeologico

Il rischio idrogeologico è strettamente legato a quello idraulico; ma valuta soprattutto l'azione delle acque superficiali e sotterranee lungo un versante. Esse assumono ruoli differenti in base alla quota in cui si trovano.

Ad alte quote, in prossimità di un crinale, la coltre detritica superficiale risulta poco spessa, cosicché le acque piovane e di fusione delle nevi possano fluire in superficie o a scarsa profondità, negli interstizi tra le rocce, dando luogo al prevalere dello scorrimento superficiale. Dall'insieme di questi fenomeni derivano numerosi e vasti processi erosivi e dissesti, come incisioni di valli e crolli di roccia.

Con la diminuzione della quota i depositi detritici permeabili diventano sempre più spessi, per cui allo scorrimento superficiale si unisce anche l'infiltrazione nel sottosuolo. In merito alle quote più alte il terreno superficiale è saturo solamente durante le piogge, a quote più basse il periodo di saturazione permane per maggior tempo in seguito a un evento meteorologico e dà spazio alla trasmissione di acqua ai livelli del suolo più profondi. Questi ultimi, solitamente meno permeabili perché non percorsi da vuoti lasciati da radici o da vie di erosione sotterranea, si impregnano di acqua con difficoltà ma, una volta raggiunta una certa saturazione, tendono a mantenerla più a lungo dei livelli superiori. Di conseguenza il grado di saturazione del versante aumenta con il diminuire della quota e raggiunge il suo massimo valore in corrispondenza dei corsi d'acqua. Oltre alla quota incidono nuovamente il clima e la stagionalità. Nei climi più aridi, la zona a elevata saturazione si riduce alle immediate adiacenze del corso d'acqua, mentre in quelli più umidi essa permane per molto tempo ed è decisamente più ampia. In inverno e primavera il terreno è quasi sempre saturo, viceversa in estate e autunno, per via

di un'elevata evapotraspirazione⁷ dell'acqua, esso tende ad essere più arido. Dato che la presenza di acqua riduce la resistenza meccanica del terreno, nei mesi invernali e primaverili si ha una maggiore instabilità, rispetto a quelli estivi e autunnali.

L'infiltrazione di acqua attraverso il versante dipende anche dalla tipologia di copertura presente. Nei terreni, l'acqua percola verso il basso attraversando i vuoti tra i grani; quindi è fondamentale determinare la sua granulometria. Questo perché i terreni a grana grossa tendono ad essere più permeabili rispetto a quelli a grana fine e di conseguenza la loro conducibilità idraulica è maggiore. Diversamente all'interno di ammassi rocciosi, l'acqua si muove lungo le sue discontinuità, le quali, nel caso in cui siano poche e con un'apertura ridotta, limitano notevolmente la sua circolazione, incrementando la stabilità del versante. Viceversa, se le discontinuità sono molto numerose, o diversamente con aperture ampie e interconnesse tra di loro, l'acqua che si infila circola più facilmente, aumentando l'instabilità del pendio. Anche la forma di contatto tra il substrato roccioso, parzialmente alterato in prossimità della superficie e i materiali di copertura scarsamente drenanti può favorire l'innescò di frane (principalmente colamenti di terra).

Infine, non bisogna trascurare le possibili reazioni chimico-fisiche che possono scatenarsi in presenza di sottili strati di minerali argillosi, che in caso di idratazione subiscono un rigonfiamento. Infatti, in stratificazioni particolari come alternanza di marne e arenaria oppure in corrispondenza di argilla compattata, si possono originare scorrimenti planari. Inizialmente si formano fratture trasversali agli strati, più o meno continue, che possono permanere per lunghi periodi di tempo. Quando si instaura un nuovo movimento, esse aumentano rendendo più vulnerabile il versante. Nel caso in cui vi sia un fenomeno meteorologico avverso e l'acqua sia in grado di raggiungere gli strati più profondi, il loro distacco può avvenire anche per basse inclinazioni (8-12°). Il rigonfiamento dei minerali argillosi (ad esempio montmorillonite) congiunto all'aumento di gravità implica la diminuzione dell'angolo di attrito e la perdita di coesione. Quest'ultima avviene mediante la distruzione dei legami dell'argilla con le altre particelle provocando la formazione di nuove piccole fratture lungo quelle principali che peggiorano il comportamento meccanico del materiale. Il processo se prolungato nel tempo si conclude con il distacco della superficie argillosa interessata, al di sopra della quale si ha uno scorrimento degli strati (e/o delle coperture) sovrastanti.

3.4 Rischio valanghivo

Oltre ai rischi esposti precedentemente, bisogna considerare quello valanghivo, dato che, come visto nel capitolo 1, anche le valanghe sono un fenomeno gravitativo che modella fortemente i versanti montani.

Le valanghe si possono classificare in base al tipo di distacco, forma del percorso, umidità della neve, posizione superficiale di slittamento e tipo di movimento, come mostrato in figura 31.

⁷Processo combinato dell'evaporazione dell'acqua e della sua traspirazione attraverso la vegetazione

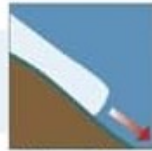
CRITERI	CARATTERISTICHE ALTERNATIVE E NOMENCLATURE	
<i>Tipo di distacco</i>	 Valanga a debole coesione	 Valanga di lastroni
<i>Forma del percorso</i>	 Valanga incanalata	 Valanga di versante
<i>Umidità della neve</i>	Valanga di neve asciutta	Valanga di neve bagnata
<i>Posizione della superficie di slittamento</i>	 Valanga di superficie	 Valanga di fondo
<i>Tipo di movimento</i>	 Valanga radente	 Valanga nubiforme

Figura 31: Classificazione delle valanghe

Uno strato di neve, inizialmente stabile su un pendio, può diventare instabile e trasformarsi in una valanga essenzialmente a causa dell'aumento delle sollecitazioni di taglio o per la diminuzione della resistenza al taglio o per il contemporaneo verificarsi di entrambi i fenomeni. Il primo caso può avvenire quando aumenta il peso sulla neve (caduta di nuova neve, caduta di un cornicione di neve, passaggio di uno sciatore), viceversa la seconda situazione è dovuta a una riduzione delle resistenze a trazione e al taglio per effetto di processi di metamorfismo della neve. Tali processi corrispondono a cambiamenti delle caratteristiche della neve dopo la caduta sul terreno, che possono variare in meglio o in peggio; nel secondo caso favoriscono il distacco di valanghe. Il metamorfismo si distingue in tre tipologie:

- Metamorfismo distruttivo o da isoterma: i cristalli di neve che si sono formati nell'atmosfera e sono giunti al suolo mutano forma per effetto della temperatura o per il peso di altra neve che si sovrappone e la trasformazione può avvenire già in fase di caduta per effetto del vento. Le stelle perdono i loro rametti che poi si trasformano in piccolissimi grani. Tale processo rompe il legame dovuto all'intreccio dei cristalli e può provocare un distacco di valanghe a debole coesione ed un assestamento più generale dello strato interessato.

- Metamorfismo costruttivo o da gradiente di temperatura: a contatto col terreno la temperatura della neve è prossima o poco al di sotto di 0°C, mentre gli strati più superficiali si adeguano alla temperatura dell'aria. Quando questa è particolarmente fredda il gradiente termico della neve diventa elevato provocando correnti ascensionali di aria carica di vapore acqueo. Il vapore acqueo, risalendo, si raffredda depositandosi sotto forma di brina sui bordi dei cristalli degli strati superiori. Nascono forme angolose che, crescendo, diventano cristalli a forma di calice. Uno strato di questi cristalli, la cui coesione è molto bassa, è estremamente pericoloso perché può disgregarsi e, agendo da strato scorrevole, favorisce il distacco degli strati sovrastanti (valanga di lastroni).
- Metamorfismo di fusione: ne è causa il disgelo del giorno e il gelo della notte. Si generano i cristalli di forma tondeggiante. Tale processo durante l'inverno può interessare solo un piccolo strato superficiale generando piccole colate dei cristalli interessati mentre in primavera, a causa della temperatura più elevata, trasforma in grani tondeggianti l'intero manto nevoso dando origine alle "valanghe primaverili".

4 Rilievo, catalogazione e monitoraggio di una frana

Per contrastare il più possibile il rischio è necessario individuare le misure di salvaguardia idonee per ridurre l'entità dei danni che possono interessare gli elementi esposti a un fenomeno gravitativo. Occorre quindi riconoscere e delimitare i dissesti in atto o potenziali, individuare le cause predisponenti (idrologiche e idrogeologiche) e le proprietà geotecniche e geomeccaniche dei materiali coinvolti. Nel capitolo precedente si è stabilito come l'analisi del rischio sia suddivisa in tre momenti: previsione, prevenzione e mitigazione. Queste possono essere reinterpretate in un'ulteriore classificazione:

- Fase Conoscitiva: acquisizione dei dati pregressi (relativi ai rischi visti precedentemente), esecuzione di rilievi, indagini in sito e in laboratorio.
- Fase organizzativa: realizzazione di un archivio informatizzato dei dati (database).
- Fase di elaborazione: metodologia specifica per la quantificazione dei parametri che concorrono a definire il rischio. Comprende anche l'uso di modelli e software per le simulazioni di eventi
- Fase di gestione: scelta degli interventi di protezione e mitigazione del rischio

Le prime tre fasi sono proprio legate alla previsione e prevenzione, le quali servono per l'attività di valutazione del rischio (risk assessment), mentre l'ultima corrisponde alla mitigazione, fondamentale per la gestione del rischio (risk management).

4.1 Dal rilievo di un corpo di frana all'elaborazione di un modello digitale

L'acquisizione dei dati comprende soprattutto la realizzazione di rilievi di superficie del corpo franoso e di indagini in sito. Il rilievo è fondamentale per ricostruire il corpo di frana utilizzando rilevamenti a terra oppure per via aerea. I primi sfruttano l'uso di capi saldi topografici (tipicamente paline segnaletiche) grazie ai quali è possibile riconoscere i movimenti orizzontali, verticali e rotatori. I capi saldi vengono rilevati mediante l'uso di sensori GNSS installati su di essi oppure mediante l'uso di strumenti particolari come i teodoliti. I sensori GNSS (Global Navigation Satellite System), sfruttano il sistema di costellazioni satellitari che permettono di ottenere il posizionamento statico (caso dei capi saldi) e cinematico (navigazione). Storicamente la prima costellazione satellitare è stata il sistema GPS (Global Positioning System) statunitense, per questo motivo spesso si sostituisce GNSS a GPS quando si parla di sensori. In realtà, essi sfruttano anche altri sistemi alternativi in contemporanea: GLONASS (Russia), Galileo (Unione Europea) e Beidou (Cina).

In entrambi i casi si ricostruisce una planimetria del corpo di frana e si monitorano i possibili movimenti utilizzando le continue misurazioni effettuate. In seguito, si usa un approccio di tipo statistico per verificare che le misure condotte siano il più preciso possibile, riducendo i loro errori. Il metodo più utilizzato è quello dei minimi quadrati (m.q.), per il quale si riduce proprio al minimo la differenza tra il valore medio e tutte le misure stimate, cioè lo scarto.

Quando però il corpo di frana ricopre aree molto estese, oppure risulta complesso operare a terra, si ricostruisce tridimensionalmente mediante una procedura di acquisizione che non richiede il contatto con esso (inteso come oggetto), detta telerilevamento. Esso può essere svolto utilizzando Laser LIDaR oppure mediante la fotogrammetria. Un'alternativa a queste due tecniche è l'utilizzo di immagini scattate da satelliti focalizzati sul monitoraggio ambientale come avviene nei casi in cui un territorio particolarmente ampio è stato colpito da più frane in diversi punti. I principali satelliti utilizzati sono la serie delle missioni Sentinel da parte dell'organizzazione europea Copernicus e la serie delle missioni Landsat della controparte americana NASA.

LIDaR (Light Detection and Ranging)

In generale, un rilievo LIDaR è una procedura non intelligente in cui si fa in modo che tutto l'oggetto osservato sia acquisito. Il risultato prodotto è una nuvola di punti di coordinate XYZ, in un sistema di riferimento strumentale. Con l'uso dei laser LIDaR si determina la distanza di un oggetto o di una superficie misurando l'intervallo di tempo tra la trasmissione di un impulso e la ricezione del segnale riflesso. La precisione della misura della distanza σ_d dipende dal rapporto tra il segnale e il rumore, a sua volta influenzato dall'energia riflessa e dei disturbi:

$$\sigma_d = \frac{1}{\sqrt{S/N}} \quad (16)$$

Fra i laser terrestri vi sono:

- Laser distanziometrici: misurano come le stazioni totali e la direzione del raggio laser, in un sistema di riferimento strumentale, è determinata dalla rotazione dello strumento e dello specchio.
- Laser distanziometrici a tempo di volo (TOF, Time Of Flight): utilizzano degli impulsi a onde quadre con una durata T . Si considera un intervallo di tempo Δt in cui vengono determinati il numero di onde quadre n e i tempi residui di start t_a e stop t_b , come mostrato nella seguente formula:

$$\Delta t = nT + t_a - t_b \quad (17)$$

Ottenuta Δt e considerando la velocità della luce c , è possibile calcolare la distanza nel seguente modo:

$$d = \frac{c\Delta t}{2} \quad (18)$$

Essa è divisa per 2, perché il raggio percorre due volte la stessa distanza, infatti raggiunge l'oggetto interessato e poi ritorna indietro.

- Laser distanziometrici a misura di fase: misurano lo sfasamento tra un'onda sinusoidale emessa S_e e quella rientrante S_r :

$$s_e(t) = A \sin(\omega t + \varphi_0) \quad (19)$$

$$s_r(t) = A \sin(\omega(t - \Delta t) + \varphi_0) \quad (20)$$

Sommando il numero intero di lunghezze d'onda si ottiene la distanza d:

$$d = n \frac{\lambda}{2} + \frac{\lambda}{2} \frac{\Delta \varphi}{2\pi} \quad (21)$$

Diversamente i LIDaR mobili permettono di rilevare i profili, sfruttando l'unione di tre elementi: i laser che permettono di misurare la distanza, i sensori GPS che correlano ogni posizione del centro del laser in un sistema di coordinate (XYZ) e la presenza di accelerometri e giroscopi (IMU) per correggere le imprecisioni dovute al movimento nello spazio dell'aereo, drone o elicottero su cui è montato il telemetro laser.

A differenza dei laser terrestri, quelli mobili sfruttano impulsi di ritorno. Quando viene trasmessa una radiazione luminosa verso un corpo a terra, una parte di essa viene assorbita, mentre la restante viene riflessa. Presa la componente lungo la direzione di incidenza di quest'ultima è possibile determinare la distanza.

L'area d'impatto del raggio laser non è puntuale e la superficie interessata aumenta con la distanza dall'oggetto. Se essa presenta delle asperità, una parte del raggio viene riflessa prima della restante, comportando distanze differenti per ciascuna. Si ottengono così diversi treni d'onda chiamati impulsi di ritorno o echi. Contando che una superficie vegetata ha almeno due echi di ritorno, è necessario scegliere laser che possano identificarli. Quindi si escludono i laser che possono registrare un solo impulso, a favore di altri in grado di rilevare fino a quattro impulsi. Quando le differenze di distanza sono minori di un valore di soglia, si registra un solo impulso e la distanza è determinata come media delle varie distanze.

Come detto precedentemente il profilo rilevato sarà costituito da una nuvola di punti 3D, la cui densità è proporzionale al tempo di acquisizione.

Fotogrammetria

La fotogrammetria è l'arte e la scienza per determinare la posizione e la forma di oggetti a partire da immagini, con una procedura di «restituzione». Le immagini possono essere di tipo analogico (stampa su carta) o digitali.

Dalle misure fotogrammetriche è possibile derivare:

- Coordinate numeriche di punti dell'oggetto 3D.
- Cartografia plano altimetrica, con punti quotati o curve di livello.
- Immagini metriche, ovvero fotografie «rettificate» (ortofotopiani) da cui derivare «ortofotocarte»

Il fotogramma è una prospettiva centrale dell'oggetto osservato, trasformandolo da 3D in 2D. Infatti, ogni punto considerato sull'oggetto è allineato con il centro di presa della macchina fotografica e con la propria proiezione sull'immagine. Se un punto di un oggetto è sottoposto a due prospettive centrali (due fotogrammi), è possibile ricostruire la sua posizione spaziale.

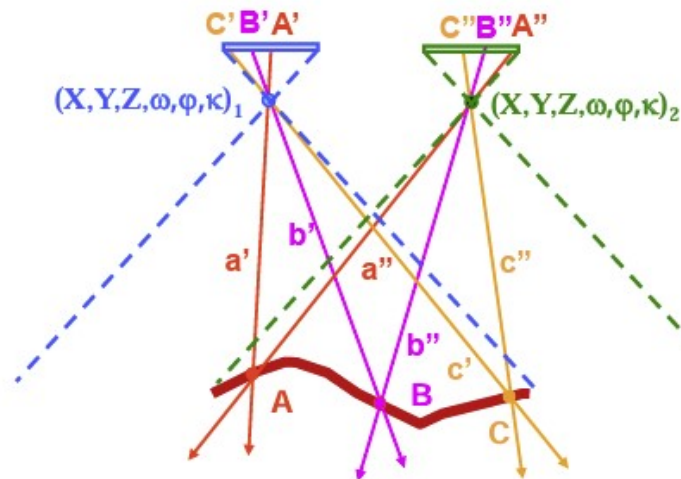


Figura 32: La restituzione fotogrammetrica

Ad esempio, il punto A nella figura 32 è allineato con entrambi i centri di presa dei due fotogrammi, e anche con le sue proiezioni A' e A''; stesso discorso per i punti B, C.

Per ottenere una restituzione fotogrammetrica precisa è necessario ricostruire la proiettività mediante orientamento interno e l'assetto della presa con un orientamento esterno. L'orientamento interno definisce la posizione del centro di proiezione rispetto al sistema fiduciale all'interno del fotogramma, che per le immagini digitali è definito come pixel con origine in alto a sinistra, mentre per quelle analogiche è determinata dalle marche fiduciali (fig. 33). Questo approccio è l'insieme dei parametri utili a definire la geometria interna della camera da presa: le coordinate del punto principale PP, ξ_0 e η_0 e la distanza principale della camera c.

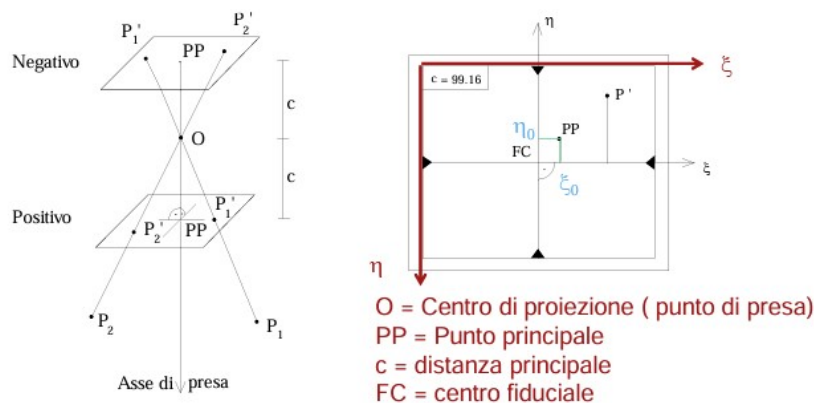


Figura 33: L'orientamento interno di un fotogramma

L'orientamento esterno (fig. 34) è l'insieme dei parametri utili alla definizione dell'assetto spaziale della camera (fotogramma + punto principale internamente orientati) rispetto ad un sistema di coordinate tridimensionale. Essenzialmente definisce la posizione spaziale di un corpo rigido (la camera) nello spazio. Quindi è definito da 6 parametri: tre traslazioni e tre rotazioni.

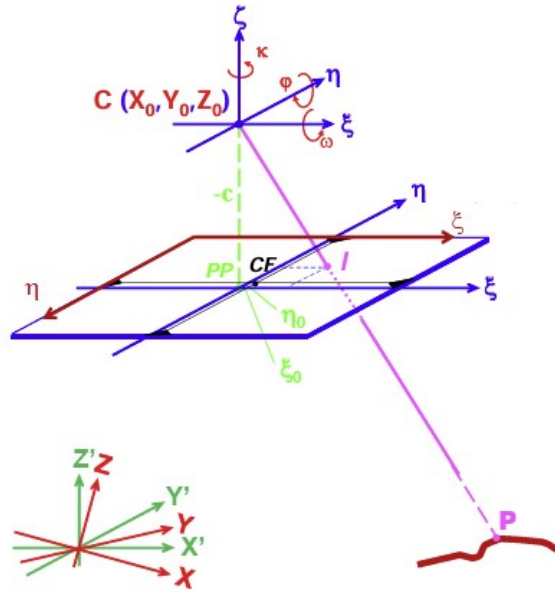


Figura 34: L'orientamento esterno di un fotogramma

Supponendo un sistema $X'Y'Z'$ parallelo al sistema immagine $\xi\eta\zeta$, è possibile allineare il punto oggetto P , il punto immagine I e il centro di presa O tra loro. Rispettivamente si possono ottenere due tipologie di tangenti di direzione:

- Tangenti di direzione nel sistema immagine:

$$t_{\xi} = \frac{\xi - \xi_0}{-c} \quad t_{\eta} = \frac{\eta - \eta_0}{-c} \quad (22)$$

- Tangenti di direzione nel sistema parallelo:

$$T_X = \frac{X' - X'_0}{Z' - Z'_0} \quad T_Y = \frac{Y' - Y'_0}{Z' - Z'_0} \quad (23)$$

Se queste ultime vengono fatte coincidere nelle rispettive direzioni ($T_X = t_{\xi}$ e $T_Y = t_{\eta}$) si svolge l'allineamento. In questo modo è possibile passare dalle coordinate nell'immagine a quelle nel sistema di riferimento parallelo che poi dovrà essere ruotato opportunamente rispetto a quello reale XYZ di angoli di assetto ($\omega\phi\kappa$).

In riferimento a questi tre angoli si hanno tre rotazioni in tre direzioni differenti che permette di ottenere la matrice di direzione contenente i coseni direttori:

$$R = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix} \quad (24)$$

Considerando la seguente relazione:

$$\begin{pmatrix} X - X_0 \\ Y - Y_0 \\ Z - Z_0 \end{pmatrix} = [R(\omega\phi\kappa)] \begin{pmatrix} X' - X'_0 \\ Y' - Y'_0 \\ Z' - Z'_0 \end{pmatrix} \quad (25)$$

e all'allineamento descritto precedentemente (eq. 22-23) si ottengono così le equazioni di collinearità:

$$\frac{X - X_0}{Z - Z_0} = \frac{r_{11}(X' - X'_0) + r_{12}(Y' - Y'_0) + r_{13}(Z' - Z'_0)}{r_{31}(X' - X'_0) + r_{32}(Y' - Y'_0) + r_{33}(Z' - Z'_0)} \quad (26)$$

$$\frac{Y - Y_0}{Z - Z_0} = \frac{r_{21}(X' - X'_0) + r_{22}(Y' - Y'_0) + r_{23}(Z' - Z'_0)}{r_{31}(X' - X'_0) + r_{32}(Y' - Y'_0) + r_{33}(Z' - Z'_0)} \quad (27)$$

Infine moltiplicando il numeratore e denominatore a destra per : $\frac{-c}{Z' - Z'_0}$ e riferendo le due equazioni rispettivamente per X e Y si ottiene:

$$\frac{X - X_0}{Z - Z_0} = \frac{r_{11}(X' - X'_0) + r_{12}(Y' - Y'_0) + r_{13}(Z' - Z'_0)}{r_{31}(X' - X'_0) + r_{32}(Y' - Y'_0) + r_{33}(Z' - Z'_0)} \quad (28)$$

$$\frac{Y - Y_0}{Z - Z_0} = \frac{r_{21}(X' - X'_0) + r_{22}(Y' - Y'_0) + r_{23}(Z' - Z'_0)}{r_{31}(X' - X'_0) + r_{32}(Y' - Y'_0) + r_{33}(Z' - Z'_0)} \quad (29)$$

Ad ogni punto «immagine» di coordinate ξ e η possono corrispondere infiniti punti oggetto a meno di non «bloccare la Z». Quindi non è sufficiente un solo fotogramma, ma ne servono almeno due tra i quali vi sia un parziale sovrascorrimento dell'area individuata. In figura 35 è rappresentata una serie di fotogrammi scattati durante un piano di volo.

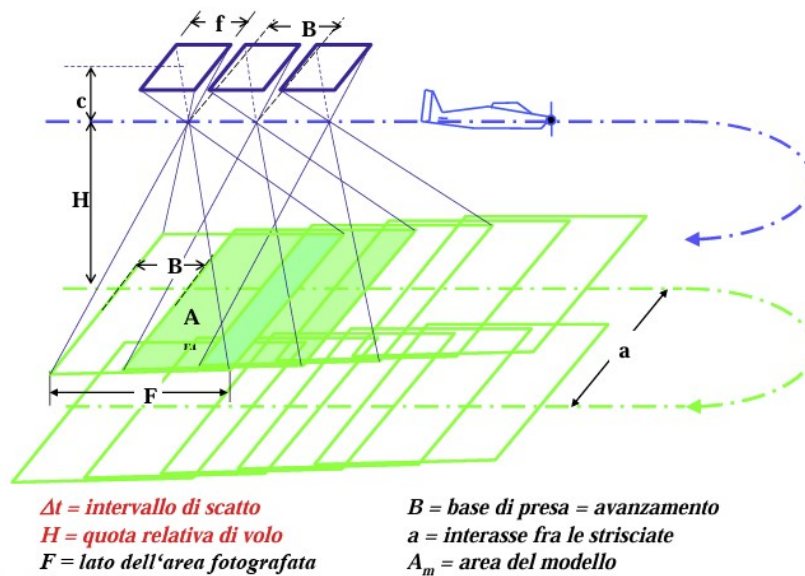


Figura 35: Presa fotografica mediante un piano di volo

Infine per concludere correttamente l'orientamento interno bisogna anche calibrare opportunamente gli obiettivi cercando di diminuire il più possibile le distorsioni della macchina fotografica.

L'orientamento esterno è diviso in due fasi: orientamento relativo e assoluto. Il primo ha lo scopo di costruire il modello, facendo in modo tale che le infinite coppie di raggi

omologhi⁸ si intersechino tra loro. L'orientamento relativo può essere svolto in due modalità (considerando sempre due fotogrammi):

- Orientamento relativo asimmetrico (fig. 36): Si mantiene fermo un fotogramma e si muove l'altro con tre traslazioni (b_x, b_y, b_z) e tre rotazioni ($\omega\phi\kappa$).

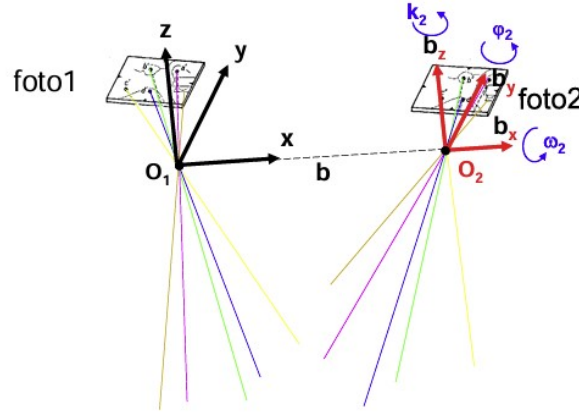


Figura 36: Orientamento relativo asimmetrico

In realtà b_x è un parametro che fa variare solo la scala con cui si osserva l'oggetto, perciò si avrebbero solo cinque incognite per risolvere il sistema ($b_y, b_z, \omega_2, \phi_2, \kappa_2$).

- Orientamento relativo simmetrico (fig. 37): si mantengono fermi i centri di proiezione e si usano solamente le rotazioni dei due fotogrammi. Dato che la posizione è arbitraria, ω_1 si può porre uguale a zero, portando il sistema ad avere cinque incognite ($\phi_1, \kappa_1, \omega_2, \phi_2, \kappa_2$)

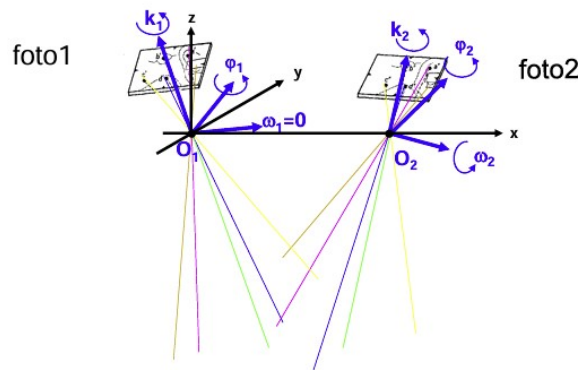


Figura 37: Orientamento relativo simmetrico

Per realizzare l'orientamento relativo è necessario annullare il parallasse d'altezza p_η ⁹ lungo la direzione del fotogramma sfruttando le equazioni di complanarità (fig. 38):

$$\vec{b} \wedge \vec{p}_{2i} \times \vec{p}_{1i} = 0 \quad (30)$$

⁸I "raggi omologhi" in fotogrammetria sono semirette che passano per il centro di una camera fotografica e per lo stesso punto oggetto ripreso in due o più fotografie

⁹Distanza tra due raggi non complanari tra loro.

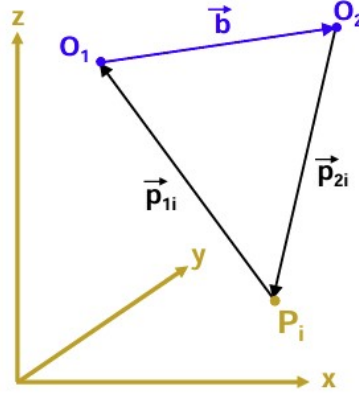


Figura 38: Equazioni di complanarità di due raggi

Di seguito sono mostrate le equazioni utili a svolgere l'orientamento relativo (rispettivamente asimmetrico e simmetrico):

$$p_\eta = \frac{c}{h}b_y + \frac{\eta_2}{h}b_z - \frac{\xi_2\eta_2}{c}\phi_2 + (c + \frac{\eta_2^2}{c})\omega_2 + \xi_2\kappa_2 \quad (31)$$

$$p_\eta = -\xi_1\kappa_1 + \xi_2\kappa_2 + \frac{\xi_1\eta_1}{c}\phi_1 - \frac{\xi_2\eta_2}{c}\phi_2 + (c + \frac{\eta_2^2}{c})\omega_2 \quad (32)$$

Scrivendo cinque equazioni in corrispondenza ad almeno cinque punti omologhi, si ricavano altrettanti parametri incogniti; per l'asimmetrico due lunghezze e tre angoli, mentre per il simmetrico solamente angoli. Se le equazioni sono più di cinque, il sistema è esuberante e si risolve con i minimi quadrati. Gli scarti rappresentano le “parallassi residue” e danno l'idea della riuscita dell'orientamento.

L'orientamento assoluto consiste nell'applicare le equazioni 28 e 29, ma utilizzando almeno due fotogrammi, in modo tale da far corrispondere il modello perfettamente al terreno. Si svolge quindi una trasformazione 3D a sette parametri, dove si hanno tre traslazioni, tre rotazioni ed eventualmente una variazione isotropa di scala m:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + m \cdot R \cdot \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (33)$$

La matrice R in questo caso si riferisce alle rotazioni necessarie a ruotare il sistema di riferimento parallelo a quello reale di angoli Ω, Φ, K . Questi tre parametri aggiunti alle coordinate X_0, Y_0, Z_0 e il coefficiente di scala m, corrispondono a sette parametri incogniti, per i quali servono almeno sette equazioni a cui si collimano punti di coordinate note detti punti di appoggio. Essi possono essere:

- Plano-altimetrici: sono noti solo X,Y,Z e si misurano x,y,z. Quindi si possono scrivere tre equazioni.

- Planimetrici: sono note solo X,Y per ricavare x e y, bastano due equazioni.
- Altimetrici: di cui è nota solo Z, perciò per ricavare z è sufficiente un'equazione.

I punti di appoggio sono solitamente punti a terra (Ground Control Point) determinati per via topografica usando stazioni totali oppure GPS, infatti possono essere rappresentati da marker riconoscibili posti sul terreno o su una superficie.

Come accennato precedentemente, esistono fotogrammi analogici oppure digitali, i quali con l'avanzare dello sviluppo tecnologico hanno praticamente sostituito i primi. Nelle immagini digitali il dato primario viene registrato come radiometria, rappresentata da numeri chiamati Digital Number (DN).

Esse si ottengono suddividendo l'immagine fotografica in elementi di dimensioni finite chiamati pixel (elemento non ulteriormente divisibile). Ad ognuno di essi si associa uno o più numeri che rappresentano la radiometria della porzione di immagine contenuta al loro interno.

Ogni pixel può essere visto come elemento di una matrice ed essere individuato univocamente da due numeri interi che rappresentano la sua posizione (riga e colonna) al suo interno. Essa è fissata a priori e non può variare nel tempo.

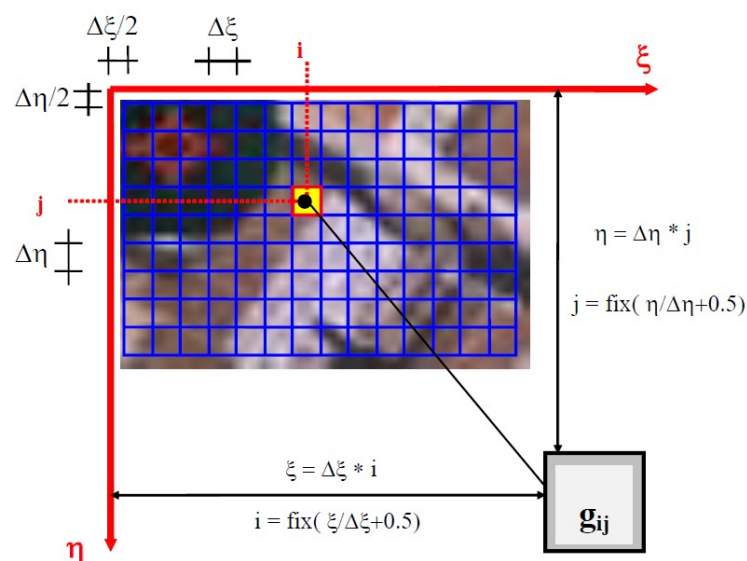


Figura 39: Contenuto metrico delle immagini digitali

Come mostrato in figura 39 occorre fissare un sistema di riferimento (ξ, η) che consenta di associare a ogni pixel coordinate reali.

In tale sistema il pixel assume una dimensione finita $(\Delta\xi, \Delta\eta)$. Considerando la posizione del suo baricentro è possibile determinare una corrispondenza biunivoca tra la posizione (i, j) del pixel all'interno della matrice immagine e le sue coordinate cartesiane (ξ, η) . Le immagini digitali possono essere in bianco e nero, esclusivamente bicolore. In questo caso la radiometria è espressa da due soli numeri interi: 0 per il bianco e 1 per il nero. Sovente le immagini necessitano di un dettaglio maggiore, quindi si rappresentano gli oggetti utilizzando i toni di grigio con un numero variabile di DN da 0 (nero) a 255

(bianco). Nel caso in cui l'oggetto debba essere rappresentato mediante colori si usa un'immagine True Color (RGB); per la quale ogni colore viene visto come la somma di tre bande corrispondenti ai colori primari (rosso, verde e blu). Anche in questo caso i DN variano da 0 (assenza di colore) a 255 (saturazione del colore).

Le dimensioni del pixel di un'immagine digitale sono generalmente indicate in termini di densità di campionamento (risoluzione), la quale indica il numero di pixel contenuti in un'unità di lunghezza. La risoluzione viene solitamente indicata in Dots Per Inch (DPI) cioè il numero di pixel in un pollice (25.4 mm).

Da un insieme di immagini è possibile costruire una proiezione ortogonale dell'oggetto rappresentato. Le tecniche principali che consentono di ottenere questo risultato sono il raddrizzamento e l'ortoproiezione.

Il raddrizzamento fotogrammetrico è applicabile solamente se esistono ipotesi che l'oggetto rappresentato sia planare. In questo modo le deformazioni del fotogramma possono essere modellate usando le equazioni di omografia:

$$X = \frac{a_1\xi + a_2\eta + a_3}{c_1\xi + c_2\eta + 1} \quad (34)$$

$$Y = \frac{b_1\xi + b_2\eta + b_3}{c_1\xi + c_2\eta + 1} \quad (35)$$

Il fotogramma viene trasformato in una proiezione centrale dell'oggetto, con un piano parallelo e un asse di presa normale rispetto a quest'ultimo. Essa è uguale, a meno di un fattore di scala alla proiezione ortogonale dell'oggetto stesso.

Data l'immagine dell'oggetto piano (fig. 40) da raddrizzare e almeno 4 punti noti (X,Y), si stimano gli 8 coefficienti dell'omografia. Dell'immagine raddrizzata (inizialmente vuota) si conoscono solamente le coordinate oggetto X,Y di ogni pixel. Per ciascuno di essi si applicano le equazioni di omografia e si proietta il punto oggetto nello spazio immagine. Successivamente si modifica (aumento o diminuzione) il tono radiometrico (ricampionamento) e lo si assegna ad ogni pixel. Ripetendo l'operazione per tutti i pixel dell'immagine, si ottiene quella raddrizzata.

Le immagini dei punti che non giacciono esattamente sul piano oggetto (fig.41) risultano spostate in direzione del punto principale. L'entità di tale spostamento radiale, nel caso di fotografia normale, è espresso dalla seguente relazione:

$$\Delta\rho = \Delta R \frac{c}{Z_0} = \Delta Z \frac{\rho}{Z_0} = \Delta Z \frac{\rho}{c \cdot m_b} \quad (36)$$

dove $m_b = \frac{Z_0}{c}$ ed è inverso alla scala del fotogramma.

Considerando l'equazione 36 dell'errore di altezza, si nota che per fare un raddrizzamento corretto occorre usare solo le parti centrali dei fotogrammi (con distorsioni trascurabili) oppure immagini realizzate con obiettivi a lunga focale. In generale, una volta fissata la porzione di fotogramma da utilizzare e la distanza principale della camera da presa si può determinare il massimo scostamento dal piano oggetto ammissibile in

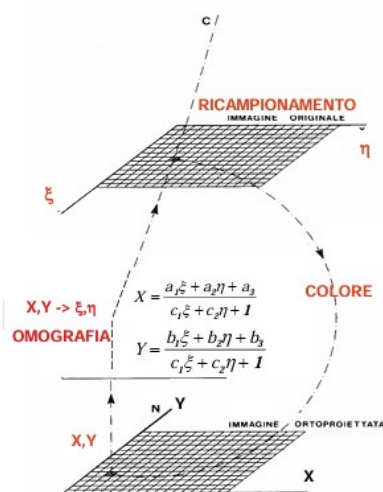


Figura 40: Procedura di raddrizzamento

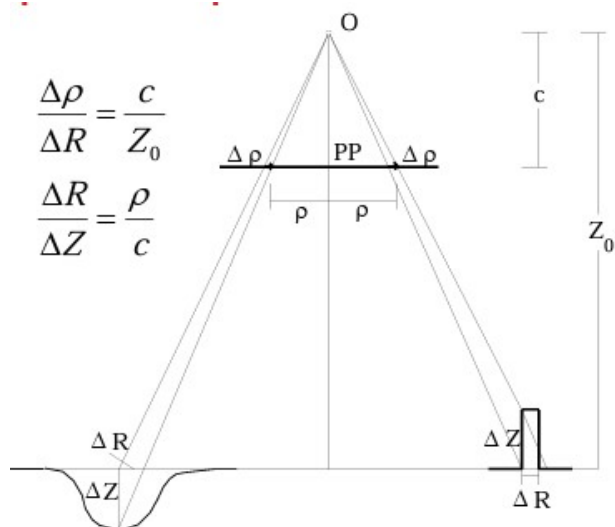


Figura 41: Errore planimetrico dovuto alla differenza di quota

modo tale che gli errori di altezza siano trascurabili alla scala della rappresentazione:

$$\Delta Z_{max} = \frac{\Delta R_{max} \cdot c}{\rho} \quad (37)$$

dove $\Delta R_{max} = (0.2 \div 0.6)mm \cdot \text{scala fotopiano}$. Quest'ultimo è una rappresentazione cartografica, in scala predefinita, dell'oggetto rappresentato nel fotogramma.

Il raddrizzamento è possibile solamente se per l'oggetto rappresentato vale l'ipotesi di planarità; in caso contrario le equazioni di omografia (eq. 34-35) non sono sufficienti per eliminare le deformazioni prospettiche sul fotogramma.

Si ricorre quindi all'ortoproiezione, la quale ha lo stesso risultato del raddrizzamento, ma richiede la conoscenza a priori della forma dell'oggetto, ovvero le tre coordinate spaziali dei suoi punti. Mentre in passato veniva utilizzata una macchina chiamata ortoproiettore analogico, attualmente si utilizzano programmi sofisticati sfruttando delle immagini digitali.

Per ogni pixel dell'ortofoto si determinano le coordinate planimetriche Est-Nord (E,N) e mediante un modello altimetrico si interpola la quota Z. Successivamente si proietta il punto 3D sull'immagine (ξ, η) mediante un apposito modello (tipicamente gestito dal software che si sta utilizzando) e si determina il suo valore di DN mediante il ricampionamento. Infine si ottiene l'ortofoto scrivendo tale valore nei pixel che la costituiscono. L'ortofoto è distinta in tre tipologie:

- **Ortofoto speditiva:** è una rappresentazione fotografica di un oggetto generalmente prodotta con tecniche rapide e economiche. In genere essa è utilizzata per applicazioni ambientali e tematiche (gestione delle emergenze ambientali) in cui analisi visive e fotointerpretazione sono più importanti rispetto al rigore metrico.
- **Ortofoto ordinaria:** è una rappresentazione fotografica di un oggetto che segue le normali precisioni legate alle rappresentazioni cartografiche tradizionali.

- Ortofoto di precisione: è una rappresentazione fotografica di un oggetto in cui vengono corrette, in modo metricamente rigoroso, tutte le deformazioni prospettiche presenti sull'immagine dovute alle discontinuità della superficie da rappresentare (edifici, viadotti e altri manufatti).

Per la realizzazione delle ortofoto (soprattutto le ultime due tipologie) è necessario utilizzare dei modelli digitali. Essi permettono il calcolo della quota di un generico punto del terreno utilizzando il processo spiegato precedentemente, nel dettaglio si dividono in:

- Modello Digitale di Superficie (Digital Surface Models, DSM): descrivono il terreno compreso di edifici, vegetazione e le strutture al di sopra del terreno nudo.
- Modelli Digitali dell'Elevazione (Digital Elevation Models, DEM): descrivono il terreno nudo.
- Modelli Digitali del Terreno (Digital Terrain Models, DTM): come DEM, con informazioni aggiuntive per descrivere il terreno.

Per un ortofoto ordinaria è sufficiente l'utilizzo di un DTM, mentre per quella di precisione è necessario l'uso di un DSM a partire da un DTM e un Modello Digitale di Superficie Denso (DDSM), cioè con un'alta densità di punti (ricavabile con LIDaR o fotogrammetria).

4.2 Banche dati: Inventario Frane IFFI

L'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia – IFFI, realizzato dall'ISPRA e dalle Regioni e Province Autonome, censisce le frane verificatesi sul territorio nazionale secondo modalità standardizzate e condivise. Attualmente esso è la banca dati sulle frane più completa e di dettaglio esistente in Italia, per la scala della cartografia adottata (1: 10.000) e per il numero di parametri ad esse associati.

La metodologia di lavoro si basa sulla raccolta dei dati storici e d'archivio, sull'interpretazione di foto aeree o satellitari, sui rilievi di terreno, su una Scheda Frane, strutturata su tre livelli di approfondimento progressivo per l'archiviazione delle informazioni, e su una rappresentazione cartografica che prevede: un Punto Identificativo del Fenomeno Franoso (PIFF), posto in corrispondenza del coronamento della frana, un poligono, quando la frana è cartografabile alla scala di rilevamento adottata e/o una linea, nel caso di fenomeni di forma molto allungata (es. colate rapide).

L'inventario IFFI è disponibile nel portale IdroGEO, insieme ad altre due sezioni: Pericolosità e rischio, Monitoraggio frane

Pericolosità e rischio

ISPRA elabora le Mosaicature nazionali di pericolosità per frane e alluvioni e gli indicatori di rischio relativi a popolazione, famiglie, edifici, imprese e beni culturali. La Mosaicatura nazionale ISPRA delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI) è realizzata utilizzando una legenda armonizzata in cinque classi per l'intero territorio nazionale: pericolosità molto elevata (P4), elevata (P3), media (P2), moderata (P1) e aree di attenzione (AA). Le aree a pericolosità considerano, oltre alle

frane già verificatesi, anche le zone di possibile evoluzione dei fenomeni e le zone potenzialmente suscettibili a nuovi fenomeni franosi. Insieme alla pericolosità di frana è considerata anche quella idraulica, relativa ai tre scenari di alluvione.

Alluvioni frequenti quando la pericolosità idraulica è elevata con tempo di ritorno fra 20 e 50 anni, esse sono invece poco frequenti quando la pericolosità è media con tempo di ritorno fra 100 e 200 anni (alluvioni poco frequenti). Infine si parla di scarsa probabilità di alluvioni o scenari di eventi estremi, per tempi di ritorno di almeno 500 anni. La fonte dei dati sono i PGRA redatti dalle Autorità di Bacino Distrettuali ai sensi del D. Lgs. 49/2010 (recepimento della Direttiva Alluvioni 2007/60/CE).

Monitoraggio frane

La sezione “Monitoraggio frane” della piattaforma IdroGEO pubblica l’Anagrafe nazionale dei sistemi di monitoraggio in situ delle frane, ideata da ISPRA nel 2021 e curata in collaborazione con Regioni, Province Autonome e ARPA competenti in materia. L’Anagrafe è strutturata su tre livelli gerarchici: i Sistemi, le Stazioni e i Sensori. I Sistemi, che rappresentano l’insieme della strumentazione di monitoraggio su un sito in frana, contengono le seguenti informazioni: ubicazione, soggetto gestore, finalità del monitoraggio (conoscitivo/allertamento), stato del sistema (attivo/dismesso/in fase di realizzazione), data di installazione e di eventuale dismissione, tipo di acquisizione (manuale/in continuo/entrambi), tipo di strumentazione di monitoraggio..

Ciascun Sistema è costituito da una o più Stazioni, che a loro volta contengono uno o più Sensori. I Sistemi sono tematizzati in mappa in funzione dello stato di attività e del livello di dettaglio delle informazioni contenute nell’Anagrafe nazionale: Sistemi di 1 livello, quando sono disponibili solo le informazioni dell’anagrafica sistema; 2 livello: anagrafiche sistema e stazione; 3 livello: anagrafiche sistema, stazione, sensore e/o dati di monitoraggio.

4.3 Monitoraggio strumentale delle frane

Il monitoraggio strumentale degli spostamenti superficiali e profondi delle frane che interessano centri abitati o infrastrutture lineari di comunicazioni è fondamentale per ottenere un quadro conoscitivo dell’evoluzione del fenomeno e progettare efficacemente gli interventi di protezione o verificare la loro efficacia nel tempo. In questo caso si parla di monitoraggio conoscitivo, viceversa quando la sua finalità è di attivare procedure di emergenza per la salvaguardia della vita umana (early warning systems), ci si riferisce a un monitoraggio per l’allertamento.

I metodi di monitoraggio delle frane possono essere suddivisi, in base alla modalità di esecuzione della misura, in:

- Misure manuali: effettuate sulla base di una programmazione prefissata in funzione dello stato di attività del dissesto e delle finalità che si intendono perseguire (ad esempio, misure periodiche conoscitive o misure di calibrazione della strumentazione con acquisizione in continuo).

Tali misure possono anche essere eseguite in maniera non programmata su aree ritenute in fase di accelerazione, previa verifica della fattibilità e limitando al minimo indispensabile la presenza dei tecnici, qualora sia necessario controllare la

validità dei dati acquisiti dalla strumentazione elettronica o effettuare misure di tipo speditivo.

- Misure in continuo: realizzate mediante strumentazione in grado di acquisire i dati in modo continuo e, generalmente, di trasmetterli in tempo quasi reale. Nel monitoraggio di tipo conoscitivo, tali misure possono contribuire ad arricchire le conoscenze sul fenomeno franoso, ma non sono considerate essenziali. Viceversa, nel caso di una rete di monitoraggio con finalità di allertamento, l'acquisizione dei dati in continuo e la loro trasmissione in tempo quasi reale rappresentano condizioni imprescindibili.

Invece, in base alla tipologia di strumento utilizzato possiamo ulteriormente suddividere i metodi di monitoraggio: geodetico (sensori GPS), di telerilevamento, geotecnico, idrometeorologico e geofisico (tomografie elettriche oppure uso di geofoni triassiali ad alta sensibilità).

Per quanto riguarda il monitoraggio idrometeorologico si può far riferimento al metodo ROC spiegato per il rischio idraulico (sez. 3.2). Il monitoraggio che sfrutta il telerilevamento, utilizza le misure spiegate nella sezione 4.1, cioè il LIDaR e la fotogrammetria. Oltre a queste tecniche di misura, si possono utilizzare:

- Misure interferometriche da terra, Synthetic Aperture Radar (SAR): Questa tecnica consente di misurare lo spostamento di un bersaglio inviando verso di esso due segnali a microonde in tempi diversi e registrandone, in modo coerente, l'ampiezza e la fase del segnale retrodiffuso. Se, durante l'intervallo di tempo intercorso tra le due misure, si è verificato uno spostamento dello scenario osservato, viene registrato uno sfasamento tra le due onde, dal quale è possibile calcolare l'entità del movimento.

Tale misura è riferita alla direzione che congiunge il sensore al bersaglio, definita linea di vista (Line Of Sight, LOS).

Il funzionamento prevede l'installazione dello strumento in posizione frontale rispetto al dissesto e l'avvio di scansioni a intervalli di pochi minuti. I dati di monitoraggio vengono rappresentati sotto forma di mappe di spostamento: per ogni pixel dell'immagine è quindi possibile estrarre serie temporali di spostamento cumulato e di velocità, sulle quali possono essere impostate opportune soglie di allertamento.

- Misure interferometriche da satellite: Le tecniche radar interferometriche si basano sulla differenza di fase tra immagini acquisite da sensori Radar a Apertura Sintetica (SAR) e permettono di stimare eventuali deformazioni avvenute tra le acquisizioni. In particolare, le tecniche interferometriche radar satellitari multitemporali, note come PSI (Persistent Scatterer Interferometry), si fondano sull'analisi di lunghe serie di immagini radar acquisite da satellite sulla stessa area in tempi diversi. All'interno di queste immagini vengono identificati bersagli radar, naturali o antropici, utilizzati per misurare gli spostamenti superficiali del terreno.

Questo approccio si basa sul riconoscimento di bersagli radar puntiformi, costituiti da riflettori permanenti chiamati PS (Persistent Scatterers), che mantengono la

stessa “firma elettromagnetica” in tutte le immagini satellitari, indipendentemente dal variare dell'acquisizione e delle condizioni climatiche e atmosferiche. Ciò consente di preservare l'informazione di fase nel tempo (PSInSAR).

I PS sono elementi già presenti al suolo e a riflettività costante, tipicamente strutture di origine antropica, come edifici, ponti, ferrovie o altri elementi metallici, oppure riflettori naturali stabili, come suoli nudi o rocce esposte. Le loro caratteristiche elettromagnetiche rimangono pressoché costanti di acquisizione in acquisizione, a differenza della vegetazione, facilmente influenzabile da vento, umidità e variazioni stagionali.

- Misure con radar doppler: Alcune tipologie di dissesto idrogeologico a cinematica rapida, come le cadute massi e le colate detritiche, sono molto spesso prive di precursori significativi. Sulla base di questa considerazione, sono stati recentemente sviluppati sofisticati sistemi radar che, sfruttando la tecnica Doppler, consentono un'effettiva attività di monitoraggio in tempo reale, ovvero la possibilità di emettere una segnalazione di allarme durante l'accadimento dell'evento stesso.

Il principio di funzionamento si basa sull'emissione di un segnale elettromagnetico nel dominio delle microonde da parte di un sensore radar a onda continua modulato in frequenza. Il segnale di ritorno viene captato da più antenne riceventi e analizzato per determinare l'eventuale presenza di corpi in rapido movimento lungo il versante. Movimenti di entità sufficiente producono uno scostamento nella frequenza del segnale, noto come effetto Doppler.

Il sistema è quindi in grado di misurare in tempo reale la velocità del fronte franoso e di geolocalizzarne con precisione la traiettoria di propagazione. In termini generali, è possibile rilevare corpi con volume superiore a circa un metro cubo che si muovono a velocità superiori a pochi metri al secondo, a una distanza inferiore a circa 2 km dal sensore.

I sistemi di misura geotecnici servono per misurare gli spostamenti di superficie, profondi o del livello piezometrico. Per i primi si usano vetrini e fessurimetri per strutture in aree instabili, distometri, estensimetri (a nastro, a filo, a barra) per il monitoraggio di fratture e infine clinometri per il monitoraggio di blocchi instabili. Per gli spostamenti in profondità si utilizzano gli inclinometri i quali sono tubi a sezione circolare con 4 scanalature ortogonali tra di loro che permettono di calare la sonda inclinometrica. Il sistema della sonda è a pendolo e fornisce le variazioni di inclinazione rispetto ad un sistema di riferimento verticale. Le misure inclinometriche possono essere manuali oppure automatiche.

Per la misura del livello di falda si utilizzano piezometri a tubo aperto, oppure speciali (circuito chiuso, esempio piezometro elettroacustico, piezometro pneumatico, piezometro continuo tipo “piezoforo”).

5 Caso studio: la frana di Vaudanza

La Vaudanza è una piccola località di Traversella, un paese situato in Valchiusella, come spiegato nel capitolo 1 si trova all'interno della parte settentrionale della Provincia di Torino chiamata Canavese.

Tra il 15 e il 17 aprile 2025, tutto il Nord del Piemonte è stato colpito da un forte evento meteorologico con precipitazioni cumulate giornaliere superiori a 180 mm. In figura 42 è mostrata la precipitazione cumulata dell'intero evento, con valori tra i 300-400 mm che hanno interessato la Valchiusella (fasce arancione chiaro e scuro in figura 42).

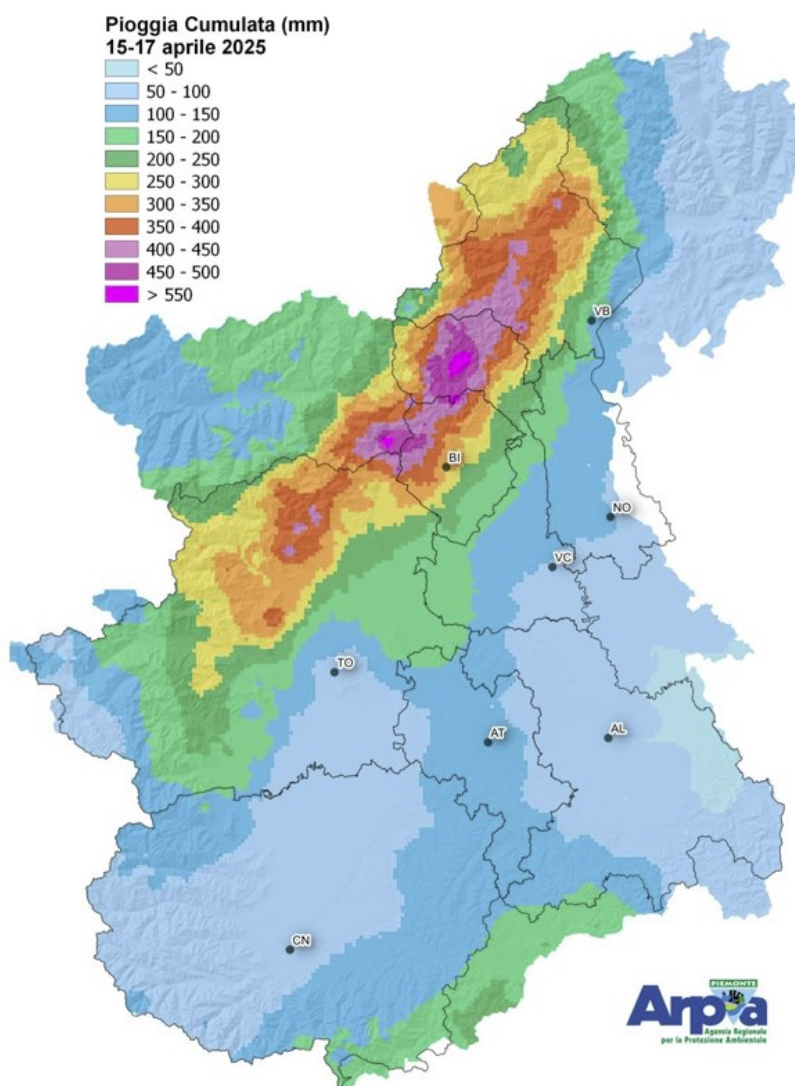


Figura 42: Precipitazione cumulata del 15-17 aprile 2025. Arpa Piemonte [2]

L'evento meteorologico complessivamente ha provocato danni ingenti in tutta la regione, ed è comparabile ad altri precedenti: nel settembre del 1993, nel novembre del 1994, nel ottobre 2000 e nel novembre 2020. Però quest'ultimo evento si è verificato durante la primavera e non in periodo autunnale. La differenza di stagione influenza la quantità di pioggia accumulata (vedi anche sez. 3.3), in inverno e primavera i movimenti

franosì possono essere instaurati anche da piogge moderate, mentre in estate e autunno dopo lunghi periodi di precipitazione cumulata. Per gli eventi del settembre del 1993 furono registrate precipitazioni cumulate fino a 464 mm nel bacino del Toce, e circa 575 mm nella val Soana (rif. all'articolo Geotechnical description of landslides during the 1993-1994 floods in Northern Italy [14]). Più gravosa fu quella dell'ottobre del 2020, con valori che raggiunsero i 740 mm sempre nella valle del Toce, e oltre i 700 mm per il bacino dell'Orco limitrofo alla val Soana.

L'evento del 15-17 aprile 2025 ha provocato l'interruzione della viabilità sulla strada comunale direzione Vaudanza e Fondo, in seguito allo scatenamento di una colata detritica che ha ricoperto parte della strada comunale.

5.1 Carta Geologica e Idrogeologica

Come spiegato nel capitolo 1.1 esistono tre domini che caratterizzano il Nord della provincia di Torino; la Valchiusella si trova proprio in uno di questi tre, ossia la Zona Sesia-Lanzo. Infatti, come mostra un estratto del Foglio 49 Ivrea della Carta Geologica d'Italia (fig. 43), si nota la predominanza di micascisti e gneiss minuti. Oltre a questi, è interessante considerare anche la presenza di coperture moreniche (capitolo 2) che molto probabilmente sono state coinvolte nel fenomeno gravitativo in questione.



Figura 43: Estratto carta geologica 1:100000 ISPRA, Foglio 49 Ivrea

La presenza di coperture moreniche viene anche confermata dall'estratto della Carta Idrogeologica schematica del Piemonte (NW Italia) redatta dal Politecnico di Torino (fig. 44). Infatti, sono presenti 2 unità geologiche principali:

- Complesso Basale scistoso (colore viola) - IMPERMEABILE: la permeabilità del complesso è per fratturazione e fessurazione.

Il grado di permeabilità è generalmente da nullo a scarso, ma lungo le fasce cataclastiche, caratterizzate da scistosità fitta e minuta, può essere anche medio.

- Complesso morenico (quadrantini celesti) - MEDIA PERMEABILITÀ: Sono depositi sciolti ghiaiosi con grossi blocchi, frammisti a sabbia, limo, argilla, talora con potente copertura di alterazione argillosa. La permeabilità complessiva è da media a scarsa, in funzione della frazione fine. Acquiferi liberi nelle coltri di copertura moreniche dei versanti montani, acquiferi multilivello nei cordoni morenici dei principali anfiteatri. Notevole importanza ma a scala locale, specialmente nelle aree montane.

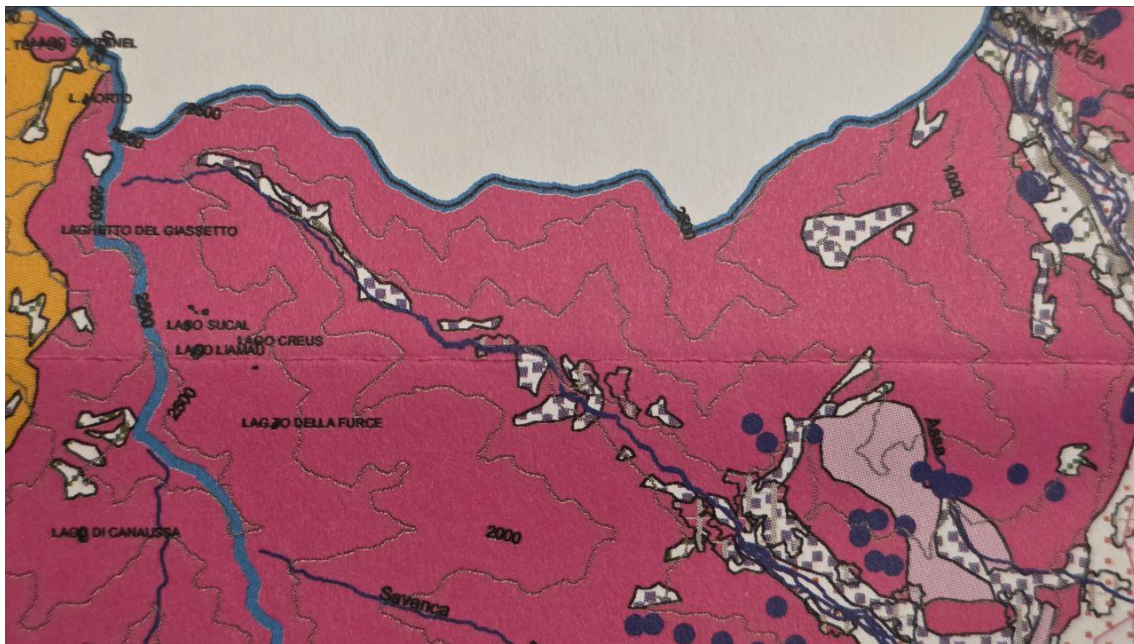


Figura 44: Estratto carta Idrogeologica schematica del Piemonte (NW Italia) 1:250000, località Valchiusella

Dal punto di vista morfologico, la Valchiusella è una valle in cui la quota varia tra i 500 e i 2700 metri, con pendenze che raggiungono i 70°. Quota e pendenza sono mostrate nelle figure 45 e 46, ottenute elaborando con QGIS i DEM 10x10m disponibili sulla piattaforma Tinitaly fornita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Non sono disponibili ortofoto e DEM/DTM pubblici dettagliati dell'area interessata dalla frana. Nonostante ciò, è stato possibile utilizzare i dati topografici prodotti dallo studio SERTEC, il quale ha collaborato alla ricostruzione del tratto di strada comunale danneggiato.

Nelle figure 47 e 48 sono mostrati rispettivamente il DEM e l'ortofoto dell'area interessata dalla frana. Esse però non includono tutto il percorso della frana, tagliando fuori il punto di distacco e i suoi primi 200 metri. Questo problema verrà discusso in seguito in relazione alla modellazione del fenomeno. Un'altra problematica è la quota, dato che rispetto al DEM presente su Tinitaly e alle quote cartografiche, sembra che il DEM prodotto da questo studio abbia una differenza positiva di 50 metri. Questo offset positivo è dovuto all'uso di un sistema di riferimento del modello rispetto all'ellissoide invece che al geoide terrestre; fortunatamente non dà problemi alla modellazione, però falsa la reale quota del versante.

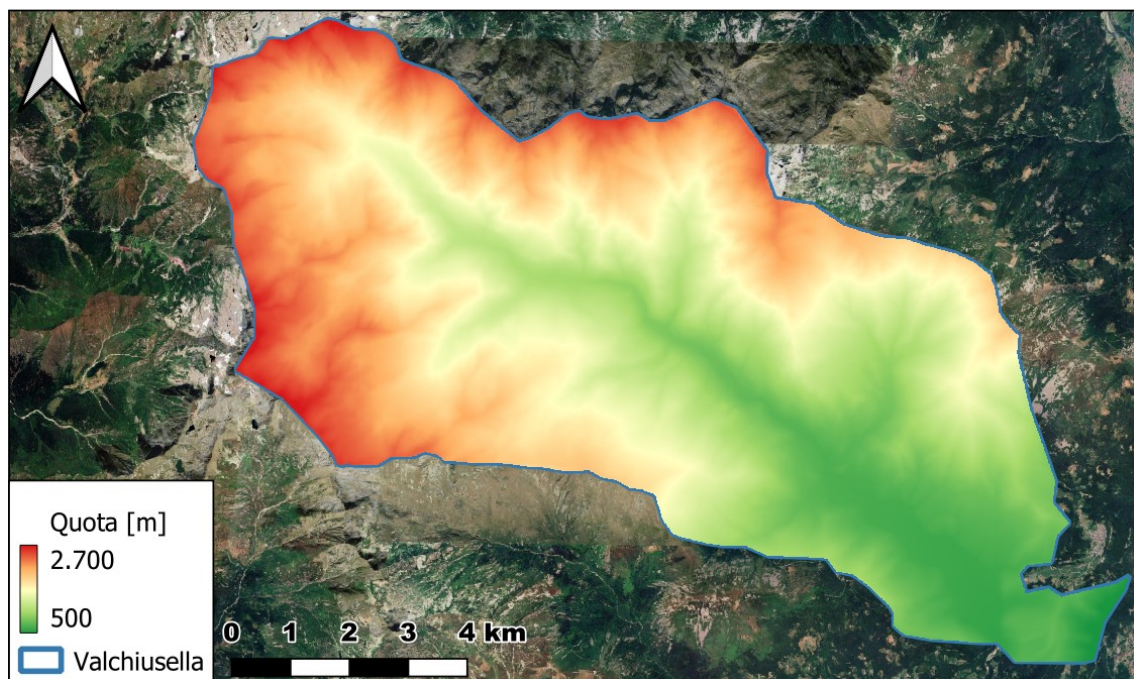


Figura 45: Topografia delle quote della Valchiusella - scala 1:100000

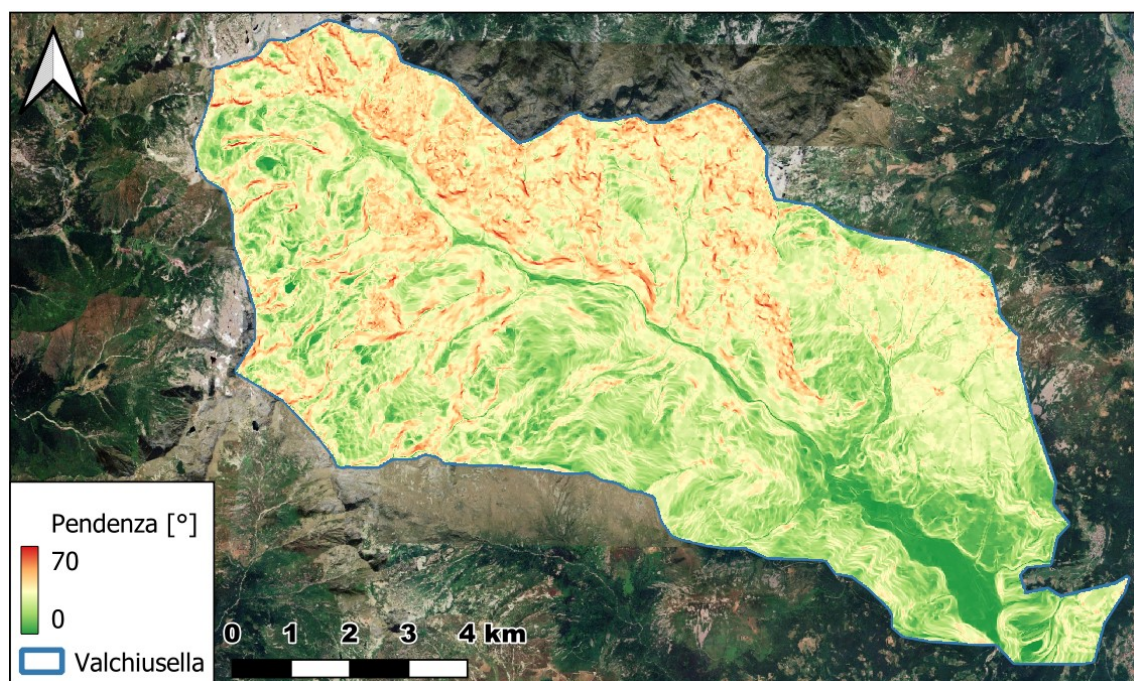


Figura 46: Mappa delle pendenze della Valchiusella - scala 1:100000

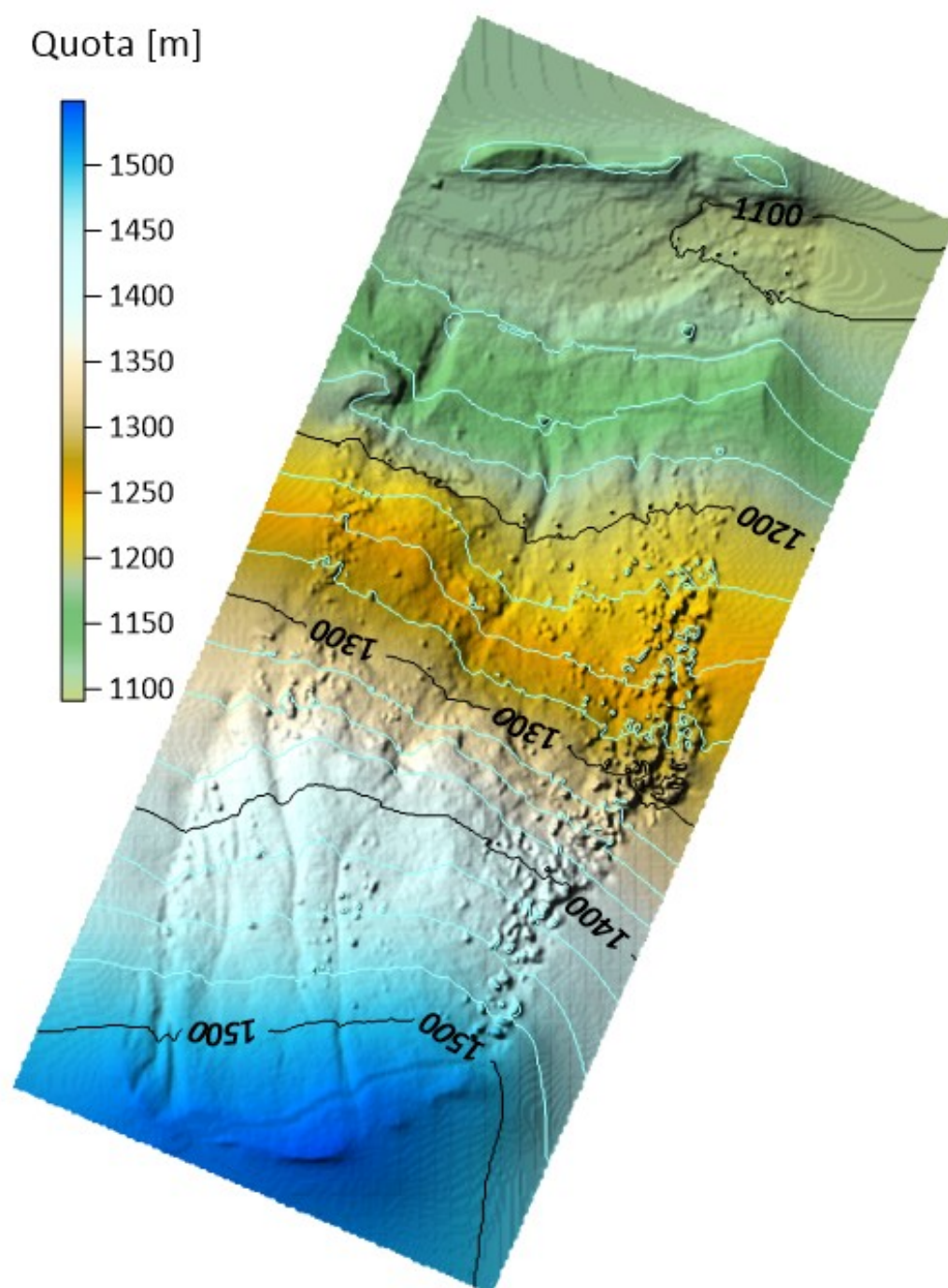


Figura 47: DEM con precisione di 8 cm fornito dallo studio SERTEC



Figura 48: Ortofoto fornita dallo studio SERTEC

5.2 Caratteristiche del dissesto

Il debris flow è partito a una quota di circa 1550 m (facendo riferimento al DEM procurato da Tinitaly), per poi percorrere una lunghezza di circa 1 chilometro fino ad arrivare in corrispondenza del Chiusella a circa 1000 m. Si distinguono quindi tre zone principali: la zona di distacco, di scorrimento e di accumulo/spandimento (simile a quanto visto per le valanghe, sez.1.2.1). Di seguito sono mostrati il profilo altimetrico del canale scavato dalla frana (fig. 49) e anche l'andamento delle pendenze (fig. 50), che varia da 55° a 3°, con una media di circa 30° deducibile osservando proprio il profilo altimetrico. Quest'ultimo è stato ricavato utilizzando un plugin di Qgis chiamato ProfileTool.



Figura 49: Profilo altimetrico del canale scavato dal colamento

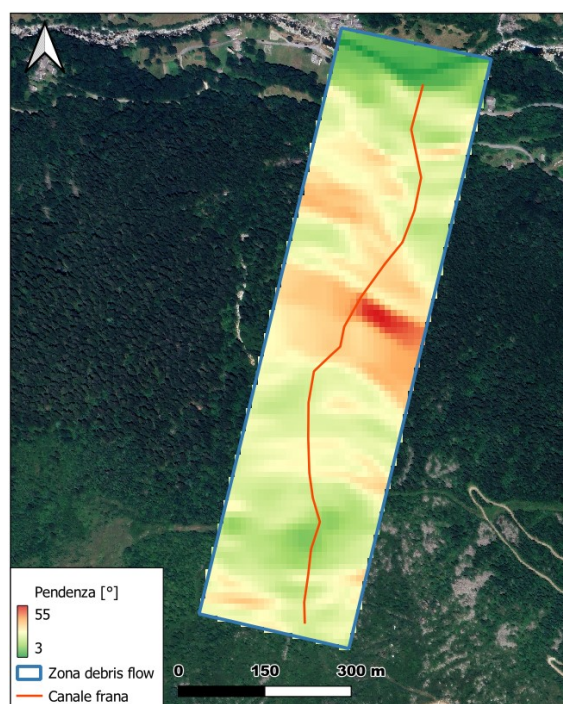


Figura 50: Andamento delle pendenze nell'area interessata dalla frana

Zone di distacco e di scorrimento

La zona di distacco è mostrata in figura 51, essa si presenta con una forma circolare, ma con due solchi che si congiungono al centro dove probabilmente l'acqua si è accumulata, provocando il distacco della copertura sovrastante. In modo molto empirico sono stati misurati il raggio (circa 10m) e la circonferenza (circa 63 m). La profondità è maggiore nell'area in centro dove si incrociano i solchi, ed è pari ad almeno 2 metri. Considerando un'area di circa 314 m^2 , il volume approssimato che si è staccato corrisponde a 470 m^3 , utilizzando una profondità media di 1.5 metri.



Figura 51: Zona di distacco della frana

Nella figura 52 si può osservare un dettaglio dell'area di distacco, dove il materiale è composto da blocchi di modeste dimensioni misti a una matrice di terreno fine e ghiaia. Il primo tratto di scorrimento è mostrato nelle seguenti immagini (fig. 53-57). Si può notare come il canale non è particolarmente scavato, ma la maggior parte dei detriti sono rimasti sul versante e si sono quindi dispersi, solo una piccola parte ha raggiunto la vecchia pista di sci dell'ex-impianto Palit, per poi incanalarsi dove effettivamente ha iniziato ad esserci una reale erosione.



Figura 52: Granulometria e morfologia del materiale costituente la copertura dell'area di distacco



Figura 53: Inizio dello scorrimento di materiale dal punto di distacco



Figura 54: Immagine del primo tratto del canale



Figura 55: Seconda immagine del primo tratto del canale



Figura 56: Terza immagine del primo tratto del canale



Figura 57: Quarta immagine del primo tratto del canale



Figura 58: Dettaglio partenza secondo tratto del canale

Il secondo tratto parte proprio in corrispondenza dell'albero nella figura 57, di cui è mostrato un dettaglio nell'immagine 58. Non è stato possibile percorrere interamente il canale della frana, perché la zona è impraticabile. Di conseguenza, per osservare i particolari del percorso della frana bisogna utilizzare l'ortofoto a disposizione. Si nota infatti un'area in cui è presente solamente roccia (fig. 59 - 60), alla quale segue un salto di almeno 5 metri. Essa verrà tenuta in considerazione nella modellazione del fenomeno, perché corrisponde a una parte del canale che non ha subito erosione. Inoltre, per la ricostruzione del percorso, verranno utilizzate delle sezioni ottenute dall'elaborazione del DEM più preciso.



Figura 59: Zona di roccia soggetta a poca erosione



Figura 60: Il salto di roccia visto dalla strada per Vaudanza

Zona di accumulo



Figura 61: Zona di accumulo del debris flow

La zona di accumulo (fig. 61), copre un'area di almeno 5000 m^2 in cui sono compresi la curva della strada comunale che va verso Vaudanza (in arancione) e il tratto in direzione Fondo (in verde chiaro) che è stato completamente sovrastato dalla frana. Infatti, la pendenza dell'ultimo tratto (circa il 40 %) mostrato in figura 62 ha comportato una notevole erosione sradicando la vegetazione presente e un muro di sostegno posto lungo la strada comunale verso Fondo. Come si può notare nella figura 61 sono presenti propaggini e lingue laterali di corsa dovute a ondate successive di trasporto, perché non si è trattato di un evento unico e istantaneo ma si è protratto per qualche ora.

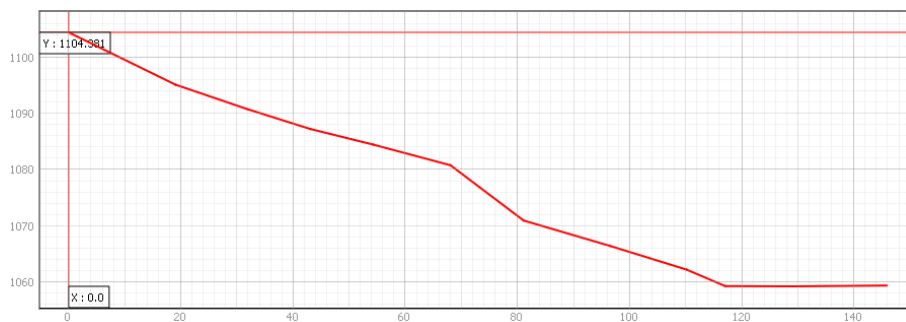


Figura 62: Profilo altimetrico dell'ultimo tratto della frana

In figura 63 oltre al muro di sostegno si nota anche uno scarico dell'acqua, segno della pregressa presenza di un ruscello. Mentre nelle figure 64-65 è mostrato ancora lo stesso tratto di strada prima e dopo l'evento.



Figura 63: Muro di sostegno e scarico di acqua



Figura 64: Strada comunale verso Fondo prima dell'evento 15-17 aprile



Figura 65: Strada comunale verso Fondo dopo l'evento 15-17 aprile

La strada verso Vaudanza invece non ha subito alcuna erosione, ma ha avuto la funzione di risalto, provocando un rallentamento. Quest'ultimo è dovuto anche alla presenza di un masso ciclopico che si è staccato pochi metri sopra la curva, facendo da ostruzione per il materiale trasportato dal colamento. Di seguito sono mostrate le immagini della strada prima e dopo (fig. 66 - 67), quella del masso ciclopico (fig. 68) e del canale in corrispondenza di quest'ultimo (fig. 69). In figura 70 si mostra un dettaglio dell'accumulo utile a quantificarne l'altezza (fondamentale per la modellazione) e infine in figura 71 è rappresentata la vista laterale della strada che evidenzia come essa non sia stata asportata, segno di un debris flow prevalentemente composto da fine in sospensione.



Figura 66: Strada verso Vaudanza prima dell'evento 15-17 aprile



Figura 67: Strada verso Vaudanza dopo l'evento 15-17 aprile



Figura 68: Masso ciclopico presente alla fine del canale scavato dalla frana



Figura 69: Canale limitrofo al masso ciclopico: le scarpate evidenziano la presenza di blocchi, frammenti e ciottolame eterometrico, sia a spigoli vivi sia arrotondato, in matrice coesiva fine; sul fondo dell'incisione prevale invece il detrito a grande pezzatura (da decimetrica a metrica) già dilavato dal trasporto dovuto al successivo flusso idrico



Figura 70: Accumulo tra la curva verso Vaudanza e la strada verso Fondo



Figura 71: Vista laterale della strada da cui si evince l'integrità della sede stradale, segno di una colata con molto fine in sospensione e dilavato, nonché l'abbondante presenza di materiale vegetale (tronchi e ramaglie) tra il pietrame e il ciottolame segregato e ivi depositato

5.3 Modellazione del dissesto

La modellazione dei colamenti di detrito è fondamentale per prevedere il loro movimento, la loro massima distanza raggiunta, gli spandimenti nella zona di accumulo, le velocità istantanea e massima nelle aree più vulnerabili. Ma è anche utile ricostruire un evento già accaduto come nel caso presentato in questa tesi, per comprendere la tipologia di materiale coinvolto, i volumi che sono stati smossi dal colamento e cercare di ottenere il medesimo percorso e accumulo al fondo.

Questi risultati possono essere ottenuti mediante "back-analysis", con la quale si cerca di ottenere il risultato che più rappresenta la realtà attraverso il "trial and error". In ognuna di queste iterazioni si calibrano uno o più parametri fino a raggiungere il risultato più coerente.

I debris flow sono fenomeni piuttosto complessi non rappresentabili dalle leggi di Newton, infatti si comportano principalmente come fluidi non newtoniani che quindi seguono altre relazioni fisiche come quelle di Bingham e Voellmy. Esistono parecchi software in grado di sfruttare queste capacità: FLO-2D, Debris flow simulation 2D (DFS 2D), DAN e DAN3D.

FLO-2D

FLO-2D è un programma proposto da Brien nel 1988 per condurre uno studio sull'assicurazione per il rischio alluvioni di un'area fluviale fortemente urbanizzata in Colorado. È stato utilizzato anche per simulare e prevedere diversi eventi legati ai debris flow: nel parco naturale dello Yosemite sempre in Colorado (P. Bertolo e G.F. Wieczorek [4]), in Cina nelle montagne del nord del Yunnan (Xing-Yu Ding et al [6]) e anche in Piemonte nella Valle di Lanzo (P. Bertolo e G. Bottino [3]).

FLO-2D utilizza un modello chiamato "Diffusive Hydrodynamic Model" (DHM) creato da Hromadka e Yen nel 1987. Esso si basa sulla conservazione del volume distribuendo un idrogramma di piena su un sistema di elementi posti in una griglia (grid) di punti. Infatti, permette di delineare le zone di rischio alluvionale per la sua mitigazione. La precisione con cui si può svolgere la simulazione è sufficientemente alta, dato che è possibile scegliere di considerare la presenza di strade, trasporto dei sedimenti e molti altri elementi. Il flusso all'interno del canale del fiume/torrente è monodimensionale, la cui sezione può essere naturale, rettangolare o trapezoidale, mentre quando la capacità di quest'ultima è superata il programma è in grado di modellare il flusso in due dimensioni. Infatti, quando l'acqua mista a sedimenti esce dalla sezione, si disperde lungo la griglia di elementi, i quali rappresentano la topografia, rugosità e ostruzioni presenti. Questi flussi di fango e detrito vengono considerati dal programma come un fluido viscoso.

DFS 2D

DFS 2D è un programma utilizzato esclusivamente per i debris flow, al fine di essere molto intuitivo e semplice da usare rispetto ad altri software. Infatti, semplifica notevolmente la natura dei debris flow, approssimandoli a un materiale omogeneo con una singola fase. Inoltre, al posto di considerare la variazione dei parametri (velocità, resistenze, viscosità, ecc...) in tre dimensioni, si limita a considerare il flusso lungo la profondità (tipicamente l'asse z) costante, utilizzando le equazioni di superficie ("shallow water equations"). Queste ultime valgono solamente se lo spessore è trascurabile rispetto alla larghezza della sezione del canale scavato e alla sua lunghezza lungo il versante. Perciò, il problema tridimensionale, complesso viene trattato con una relazione semplice bidimensionale. Tralasciando le diverse equazioni su cui si basa il modello, è possibile scegliere varie reologie dei materiali, in particolare quelle di Bingham e di Voellmy che verranno spiegate più approfonditamente in seguito. Gli input richiesti dal programma sono: il DEM prima dell'evento, l'area di distacco iniziale e la superficie che rappresenta la copertura (surface cover). Successivamente inserendo i diversi parametri e svolgendo la loro calibrazione è possibile ottenere come risultati: l'accumulo, la velocità massima raggiunta, e la profondità di erosione. Tutto questo è mostrato nel dettaglio da Minu Treesa Abraham et al [1], spiegando la calibrazione e applicando il software in un caso studio in Cina.

DAN e DAN3D

DAN e DAN3D sono due programmi che si basano su un modello numerico rappresentante il flusso di un materiale in condizioni non stazionarie esclusivo dei movimenti gravitativi rapidi come i debris flow. DAN è il nome del modello e significa "dynamic analysis" ed è stato creato da Oldrich Hungr [9].

A differenza dei modelli precedenti, Hungr approssima i debris flow (eterogenei e complessi) in un fluido equivalente, le cui proprietà sono determinabili mediante back analysis. Infatti, il flusso di materiale rappresentato come un insieme di blocchi in contatto tra loro, con una sezione complessa, viene trasformato in un fluido apparente, che presenta un profilo delle velocità che varia lungo il suo spessore e la sezione diventa rettangolare (fig. 72).

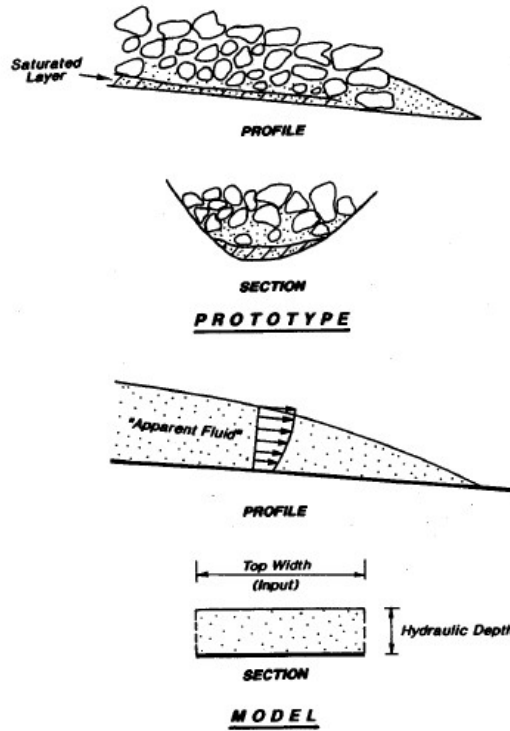


Figura 72: Schema concettuale di come viene approssimato il flusso di materiale

Il fenomeno è osservato con un approccio Lagrangiano, mediante il quale si osserva il movimento dei blocchi nello spazio e nel tempo. Infatti, il fluido viene diviso in colonne rappresentanti i blocchi contigui tra loro numerati da $i=1$, fino a n . Ognuno dei quali ha un valore di volume fisso da $j=1$ fino a $n-1$, come mostrato in figura 73.

Il sistema di forze (fig. 74) che regola il problema è rappresentato dalla seguente relazione:

$$F = \gamma H_i B_i ds \sin \alpha + P - T \quad (38)$$

dove F è la forza di trascinamento che è uguale alla componente tangenziale del peso del materiale sommata alla pressione tangenziale interna P meno la forza di attrito alla base T . B_i e H_i sono la profondità e la larghezza di ogni colonna verticale in cui è diviso il fluido. Per ognuno di essi può essere misurata la velocità v_i :

$$v_i = v'_i + \frac{g(F\Delta t - M)}{\gamma H_i B_i ds} \quad (39)$$

dove γ è il peso specifico del materiale, Δt è l'intervallo di tempo per ogni step della simulazione, g è l'accelerazione di gravità. M è il momento di flusso dipendente dall'erosione o dell'attrito del materiale.

Conoscendo la velocità è possibile determinare lo spostamento nello spazio del fluido, calcolando la posizione curvilinea S_i per ogni intervallo di tempo, secondo la seguente relazione:

$$S_i = S'_i + \frac{\Delta t}{2}(v_i + v'_i) \quad (40)$$

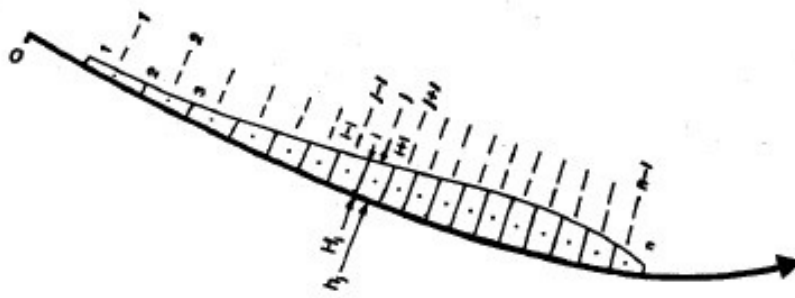


Figura 73: Schema rappresentativo del fluido secondo un approccio Lagrangiano

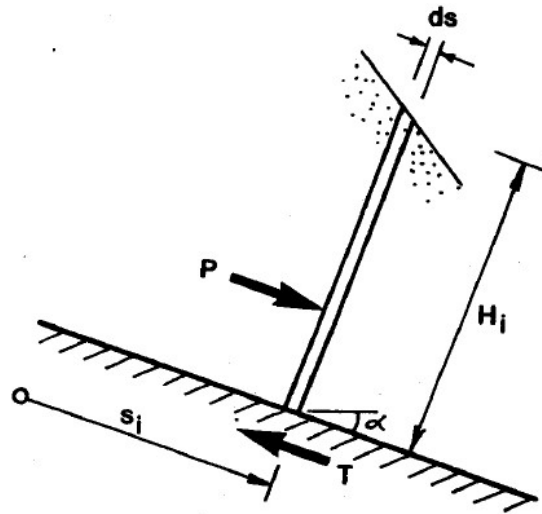


Figura 74: Forze applicate fra ogni colonna verticale

Di conseguenza, ricavate le posizioni di ogni colonna verticale si può calcolare il volume di ciascuna. La profondità media del flusso della massa di blocchi, h_i , deve essere determinata in modo tale da considerare il volume V_i di ognuno di essi come costante:

$$h_j = \frac{2V_j}{(S_{i+1} - S_i)(B_{i+1} - B_i)} \quad (41)$$

Le nuove profondità di ogni colonna verticale saranno calcolate come la media delle profondità di quelle adiacenti a ciascuna:

$$H_i = \frac{h_{j-1} + h_j}{2} \quad (42)$$

Ovviamente, le colonne agli estremi assumono una forma triangolare, perciò:

$$H_i = \frac{h_i}{2} \quad H_n = \frac{h_n - 1}{2} \quad (43)$$

I programmi DAN e DAN3D si concentrano soprattutto nell'utilizzo dei parametri coinvolti nella forza di resistenza T.

Come detto precedentemente, i debris flow sono complessi da rappresentare matematicamente, infatti si utilizzano diverse reologie. Questo perché secondo il modello ideato da Hungr, la determinazione di T si basa sul fatto che lo sforzo di attrito tangenziale aumenta linearmente con la profondità perpendicolare al flusso, che insieme alla tipologia di reologia scelta, permette di determinare il profilo di velocità lungo la profondità e l'equazione di T . Esistono diverse relazioni (alcune già nominate precedentemente):

- Flusso plastico (Plastic flow): questo flusso è controllato da un valore costante di attrito, infatti si considera una forza in condizioni stazionarie c di un materiale liquefatto:

$$T = cA_i \quad (44)$$

- Flusso attritivo (Frictional flow): questo flusso viene utilizzato quando T è solamente funzione dello sforzo efficace σ' applicato alla base del fluido:

$$T = A_i \gamma H_i \left(\cos \alpha + \frac{a_c}{g} \right) (1 - r_u) \tan \phi \quad (45)$$

dove $a_c = v_i^2 / R$ è l'accelerazione centrifuga dipendente dal raggio di curvatura (R) del percorso scavato dal fluido e r_u è il coefficiente di pressione dell'acqua tra i pori del materiale, in inglese "pore pressure".

- Flusso laminare (Newton laminar flow): L'unico caso in cui può essere applicato un modello di tipo Newtoniano è quando T è una funzione lineare della velocità di un materiale con una determinata viscosità dinamica μ :

$$T = \frac{3A_i v_i \mu}{H_i} \quad (46)$$

- Flusso di Bingham (Bingham flow) : in questo T è in funzione della tensione superficiale τ e della viscosità di Bingham μ (oltre che a diversi parametri già visti precedentemente). È possibile ricavare T dalla seguente relazione:

$$v_i = \frac{H_i}{6\mu} \left(\frac{2T}{A_i} - 3\tau + \frac{\tau^3 A_i^2}{T^2} \right) \quad (47)$$

- Fluido di Voellmy (Voellmy fluid): questo modello è stato introdotto da Voellmy (1955):

$$T = A_i \left[\gamma H_i \left(\cos \alpha + \frac{a_c}{g} \right) \tan \phi + \gamma \frac{v_i^2}{\xi} \right] \quad (48)$$

dove ξ è il coefficiente di turbolenza (LT^{-2}).

Il fluido di Voellmy è stato inventato per modellare le valanghe di neve, ma si è dimostrato con risultati soddisfacenti che è anche applicabile per i debris flow; come mostrato nei casi studio in Yosemite [4] e nella Valle di Lanzo [3], utilizzando DAN (Bingham e Voellmy).

DAN svolge le stesse funzionalità di DAN3D, ma analizza il fenomeno in un'unica dimensione. Attualmente esiste anche DAN-W il quale svolge un'analisi 2D del profilo di materiale che scorre lungo la superficie. Invece, DAN3D è ovviamente il più complesso, ma permette di svolgere una simulazione tridimensionale.

5.3.1 Gli input di DAN3D

DAN3D per svolgere la simulazione richiede la costruzione di una topografia formata da tre file, la definizione del numero di materiali e i loro parametri in funzione di una delle relazioni reologiche viste precedentemente. I file input richiesti sono i seguenti:

- "Path topography": rappresenta la topografia prima dell'evento.
- "Source depth": corrisponde alla massa di materiale instabile che si è mossa provocando la frana.
- "Erosion Map": fondamentale per indicare le zone di erosione, ma solamente se si specifica più di un materiale. In caso contrario tutta la topografia sarà considerata come un unico materiale.

Come visto nel capitolo 4.1, i modelli digitali sono raster ovvero matrici in cui a ogni cella posta in un determinato sistema di riferimento è assegnato un valore. Per i DTM e i DEM ovviamente questo valore è la quota. DAN3D accetta un numero massimo di pixel lungo gli assi di riferimento pari a 1000. Perciò il raster corrispondente al DEM prodotto dalla Sertec ha dovuto subire una notevole diminuzione della sua precisione. Infatti da 8 cm (lato di ogni pixel) è stata aumentata fino a 2 m per avere un valore di pixel inferiore a 1000 su ogni lato. Un'altra cosa fondamentale che richiede DAN3D è che i tre file siano in formato ".GRD" e che abbiano tutti le stesse dimensioni (stesso numero di pixel).

Path topography

Per la frana di Vaudanza non esiste un DEM/DTM prima dell'evento. Perciò è stato necessario ricostruirlo artificialmente utilizzando QGIS. Questo processo però comporta sicuramente delle imprecisioni nella modellazione del fenomeno, dato che quest'ultima è fortemente suscettibile alla topografia utilizzata. Nonostante ciò è l'unica soluzione possibile per realizzare una simulazione che sia il più coerente con la realtà.

Per prima cosa è stato costruito un poligono lungo tutto il canale scavato dalla frana (ovviamente solo il secondo tratto presente nel DEM) per poi convertire il raster in un vettore di punti (ognuno contenente la quota). Mediante il comando "selezione per posizione" sono stati rimossi tutti i punti all'interno del poligono creando un buco nell'insieme di punti. Infine, utilizzando il comando TIN è stata svolta un'interpolazione lineare per ricreare il nuovo DEM. QGIS fornisce diversi comandi per svolgere la stessa azione, ma il comando TIN permette anche di definire la risoluzione del raster in uscita, la quale secondo quanto detto precedentemente è stata forzata a un valore di 2x2 m per ogni pixel.

Source depth

La massa di materiale instabile è un'ulteriore incognita del sistema, dato che non è possibile utilizzare quella reale. Infatti, come già citato precedentemente, il DEM prodotto dalla Sertec ha una grave imprecisione: la mancanza del reale punto di distacco. Perciò come punto di distacco è stato scelto l'inizio del secondo tratto del canale in corrispondenza della pista di sci dell'ex-impianto Palit (fig. 57 nella sezione precedente

del capitolo). Dal punto di vista pratico, la source depth viene definita attraverso un poligono che racchiude l'area del punto di distacco. Tale poligono viene utilizzato come maschera per ritagliare i raster pre- e post-evento; successivamente, si calcola la differenza tra i due, ottenendo così il volume di materiale mobilitizzato rappresentato come spessori di materiale distribuiti all'interno dell'area della source depth.

Poiché la path topography disponibile non risulta particolarmente precisa, è stato assegnato un valore di spessore di materiale costante. Questa semplificazione porta a una sovrastima del volume rispetto a quello reale; tuttavia, poiché l'area considerata non coincide esattamente con il punto di distacco effettivo, è opportuno includere anche parte del materiale che ha percorso il primo tratto del canale.

Erosion map

La mappa di erosione è un raster che ricopre la stessa area del "path topography". A differenza di quest'ultimo, i pixel non contengono valori corrispondenti alla quota, ma semplici numeri rappresentanti i materiali considerati. DAN3D accetta un massimo di 20 materiali. Nel caso in cui si utilizzi un solo materiale non è necessario costruire la mappa di erosione, perché tutto il terreno sarà associato all'unico materiale utilizzato. In figura 75 è mostrato un'esempio schematico di come deve essere costruita la mappa di erosione nel caso in cui si utilizzino due materiali.

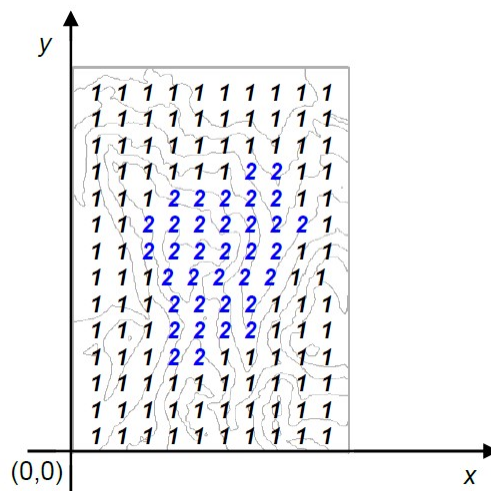


Figura 75: Schema esempio di come deve essere costruita la mappa di erosione

Oltre a questi 3 file è necessario inserire i parametri del materiale e quelli di controllo. I primi sono quelli presenti all'interno dell'equazioni precedenti (44 -48) mostrati in figura 76. In blu sono mostrati i valori considerati dal programma in funzione della reologia scelta. I parametri di controllo (fig. 77) sono: il numero di materiali e di particelle, il coefficiente di erosione (erosion rate) E_s , il tempo massimo di simulazione e l'intervallo di tempo.

Quest'ultimo si riferisce al Δt utilizzato nelle equazioni 39-40 secondo il modello lagrangiano di Hungr. Il tempo massimo di simulazione è misurato in secondi, ma è il tempo calcolato dal programma, infatti non corrisponde a quello reale. Il coefficiente di erosione è un parametro fondamentale per quantificare il materiale che è stato eroso, ed

è definito dalla seguente relazione logaritmica:

$$E_s = \frac{\ln(\frac{V_f}{V_0})}{S_f} \tag{49}$$

dove V_0 è il volume instabile iniziale, V_f è il volume totale che è stato eroso e trasportato al fondo della frana e infine S_f è la lunghezza media del percorso della frana. Il coefficiente di erosione E_s è molto complesso da definire secondo parametri di tipo geotecnico e topografico, infatti spesso è scelto arbitrariamente e sottoposto a back analysis.

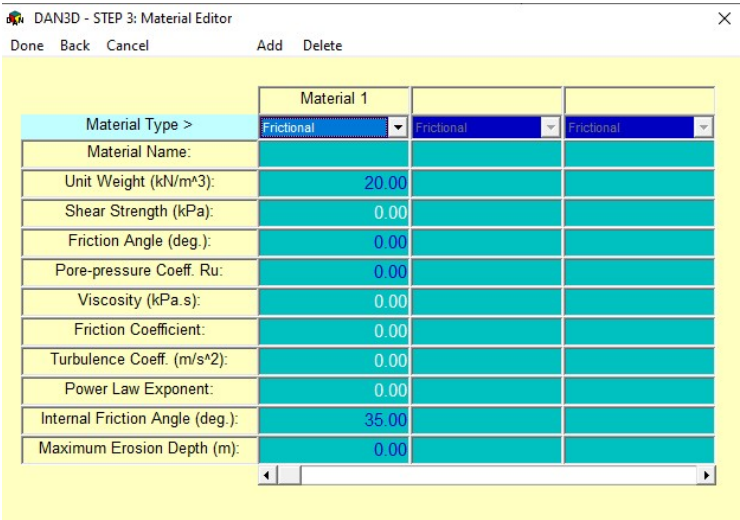


Figura 76: Parametri dei materiali

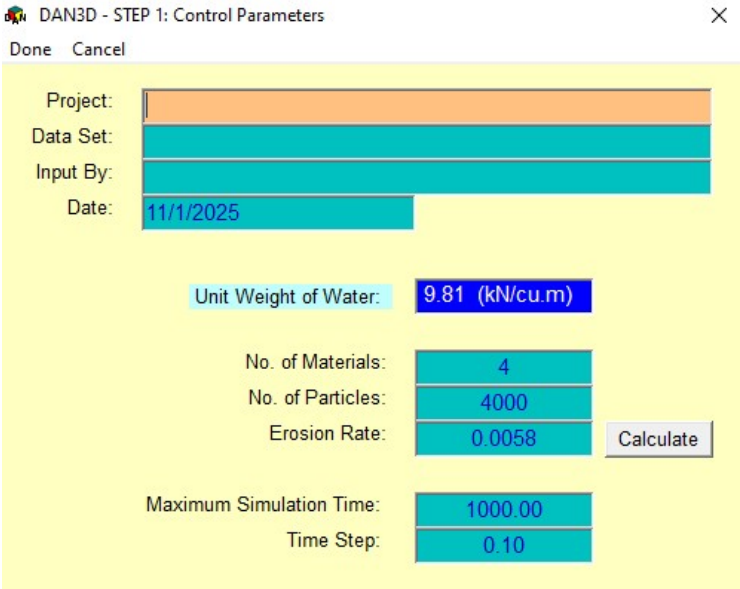


Figura 77: Parametri di controllo

5.3.2 Calibrazione dei parametri

Come reologia di riferimento è stata scelta quella di Voellmy, perché come mostrato dagli studi citati precedentemente, riesce a rappresentare egregiamente i debris-flow. La relazione 48 può essere riscritta nel seguente modo:

$$T = -(\sigma_z f + \frac{\rho g \bar{v}_x^2}{\xi}) \quad (50)$$

dove σ_z è lo sforzo normale applicato al suolo, $\bar{v}_x^2$ è il quadrato della velocità media lungo la direzione x, e infine f è il coefficiente di attrito. Quest'ultimo mette in relazione gli angoli di attrito ϕ_b e ϕ :

$$f = \tan\phi_b = (1 - r_u)\tan\phi \quad (51)$$

Per la simulazione ϕ_b e γ , verranno mantenuti costanti, invece verranno sottoposti a back analysis: f, ξ e E_s . Per la calibrazione è stata utilizzata la topografia reale della frana, ma con valori scelti arbitrariamente senza l'intento di replicare il fenomeno, ma per osservare come influiscono sull'accumulo di volume, sulle velocità e sulla distanza raggiunta dal debris-flow.

Le simulazioni sono state impostate con un tempo massimo di 200 secondi. Alcune simulazioni sono state interrotte prima dato che il debris flow raggiungeva con maggiore velocità il fondo con un'area di accumulo sufficientemente grande.

I parametri considerati per il caso iniziale sono mostrati nella seguente tabella:

γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)	E_s (m ⁻¹)
20	0.05	400	20	0.004

Tabella 1: Parametri del caso iniziale

Come mostrato nelle figure 78 e 79, il volume finale mosso è di circa 1800 m³, con uno spessore medio di 0.11 metri, mentre la velocità massima è almeno 8 m/s. Nei casi successivi verranno comparati questi valori, oltre che l'area di accumulo e la larghezza del canale scavato dalla frana.

Il primo parametro analizzato è il coefficiente di erosione, per il quale, trattandosi di una relazione logaritmica, è sufficiente una piccola variazione per avere risultati consistenti. Esso influisce notevolmente sul volume finale, sull'accumulo medio e sull'area di accumulo. Infatti aumentando E_s del 12.5 %, da 0.004 a 0.0045 (fig. 80), per lo stesso tempo di simulazione, il volume finale raggiunge un valore superiore al doppio del caso iniziale, mentre l'accumulo medio raddoppia, ma diminuisce notevolmente l'accumulo massimo al fondo, questo perché l'area di accumulo è molto più grande. Viceversa se E_s viene dimezzato il debris-flow non raggiunge il fondo (fig. 81) e il volume finale è molto minore rispetto a quello del caso iniziale. Inoltre diminuendolo della stessa quantità precedente ($E_s = 0.0035$ come mostrato in figura 82), si ottiene un risultato simile a quello iniziale, con un volume finale leggermente minore. Risulta quindi essere molto sensibile se subisce una variazione positiva, rispetto a una negativa.

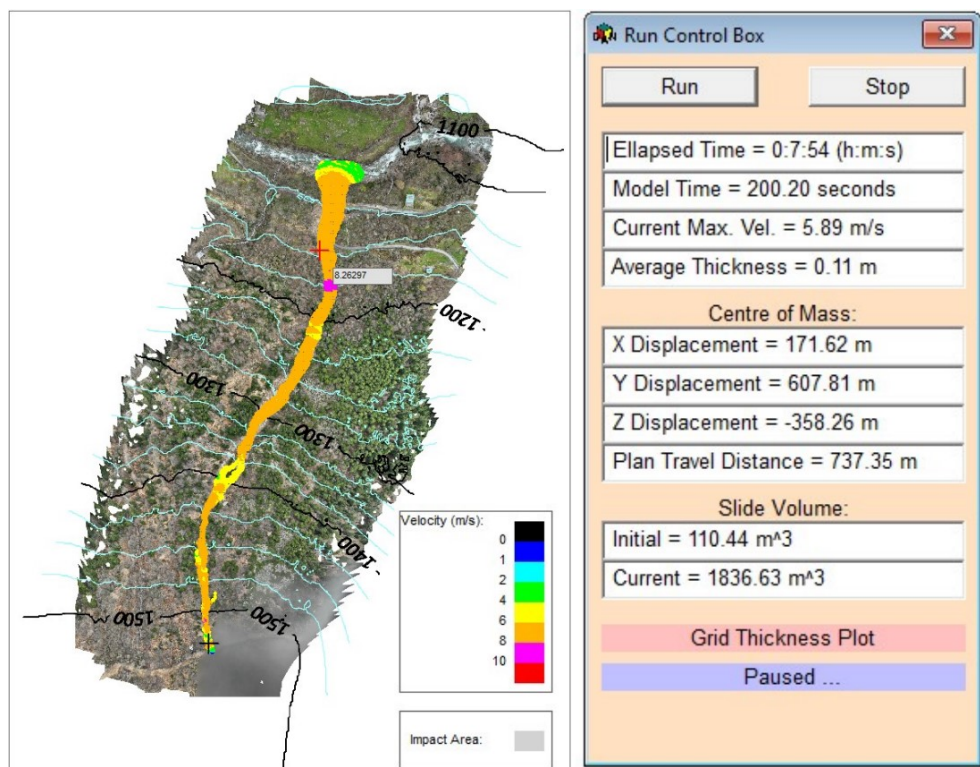


Figura 78: Distribuzione spaziale delle velocità massime



Figura 79: Distribuzione spaziale degli accumuli

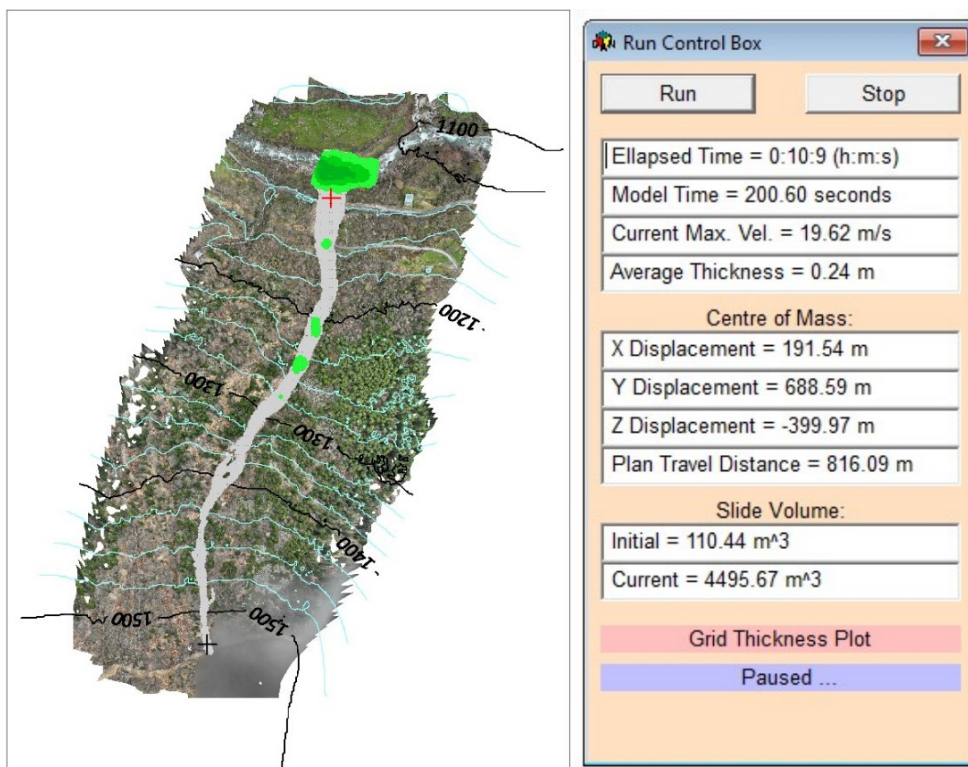


Figura 80: Distribuzione spaziale degli accumuli, con $E_s = 0.045 \text{ m}^{-1}$

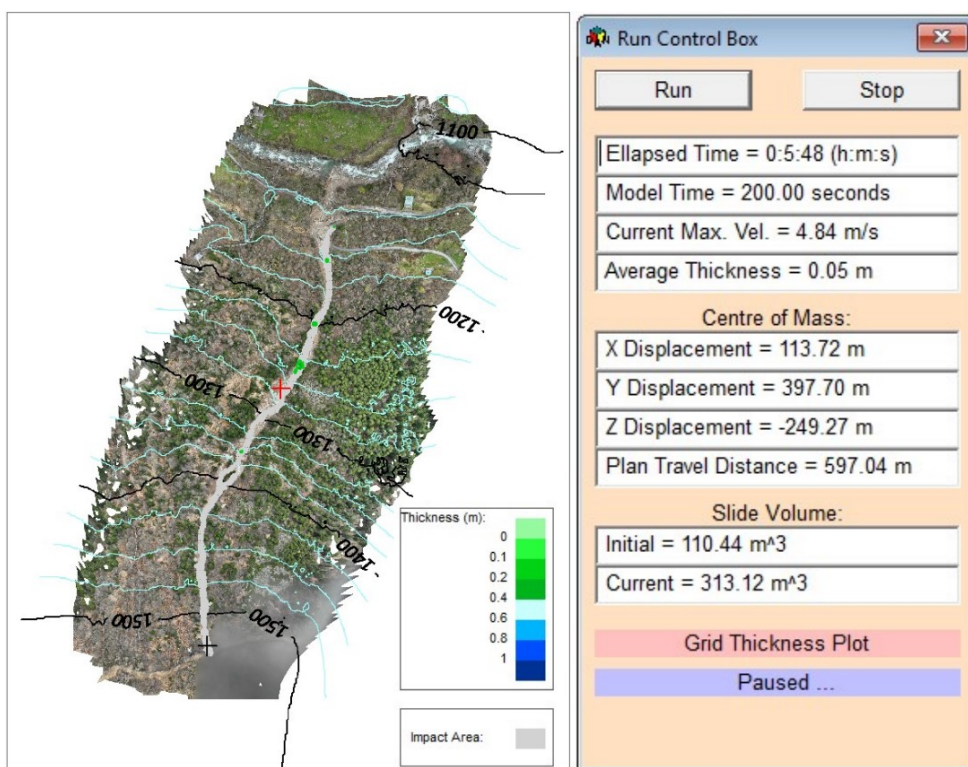


Figura 81: Distribuzione spaziale degli accumuli, con $E_s = 0.002 \text{ m}^{-1}$

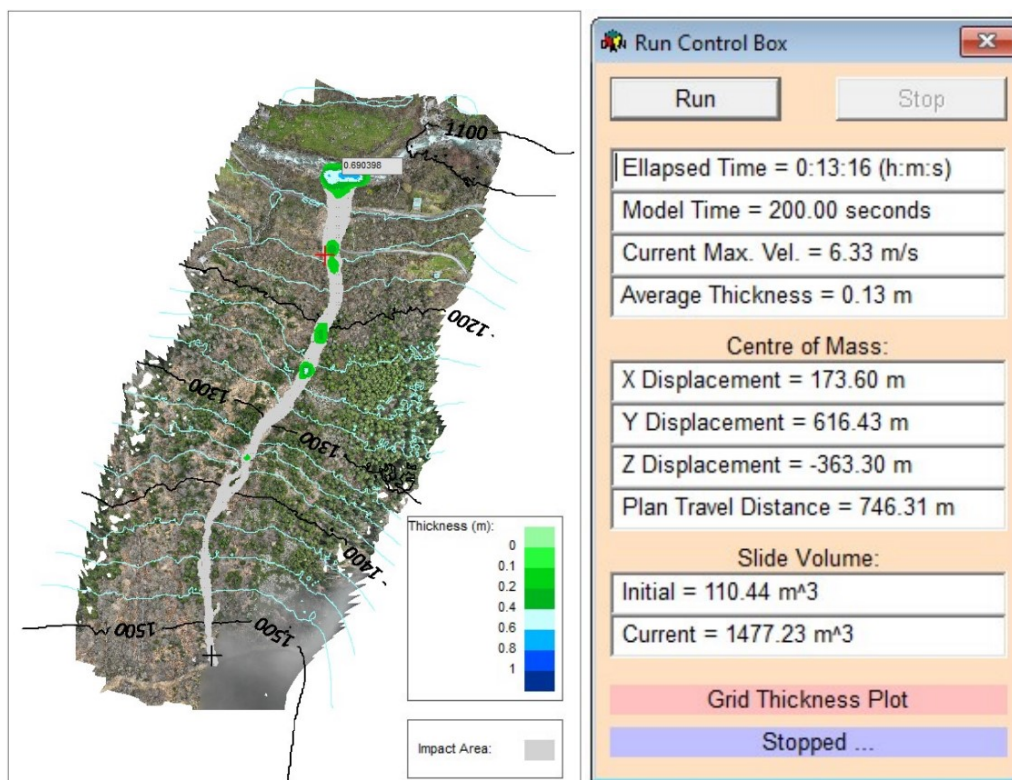


Figura 82: Distribuzione spaziale degli accumuli, con $E_s = 0.035 \text{ m}^{-1}$

Il coefficiente di attrito f influisce notevolmente sull'accumulo medio, sull'area di accumulo e sulla variazione spaziale delle velocità. Anche esso come il coefficiente di erosione provoca una variazione del volume finale, nonostante sia minore rispetto a quest'ultimo. Raddoppiando f a un valore di 0.1 (fig. 83-84), diminuiscono notevolmente l'area di accumulo e il volume finale. Viceversa raddoppiano l'accumulo medio e quello massimo. Infatti nonostante sia quasi il medesimo ottenuto con E_s , in questo caso si concentra tutto in un'area molto più piccola. Inoltre diminuisce anche la velocità al fondo, nonostante aumentino zone localizzate in cui la velocità è molto più alta, probabilmente dovuto ad errori matematici. Viceversa se f viene dimezzato a 0.025 (fig. 85-86), aumentano il volume accumulato al fondo e l'area di deposizione, presentando anche un accumulo medio e massimo maggiore rispetto al caso iniziale. Infine anche la distribuzione della velocità massima aumenta per tratti molto più lunghi.

Il coefficiente di turbolenza ζ è fondamentale nella variazione delle velocità, mentre per gli altri risultati, sembra essere simile ai precedenti. Infatti, raddoppiando ζ a 800 m/s^2 (fig. 87-88), il debris-flow raggiunge il fondo con accumuli modesti e un'area cospicua, molto prima rispetto ai casi precedenti, per questo motivo la simulazione è stata fermata a circa 136 secondi. La distribuzione della velocità massima è infatti molto più ampia. Viceversa se dimezzato a 200 m/s^2 (fig. 89-90), analogamente a E_s , non raggiunge il fondo, ma con un volume finale molto più grande e con accumuli maggiori.



Figura 83: Distribuzione degli accumuli con $f = 0.1$ (-)

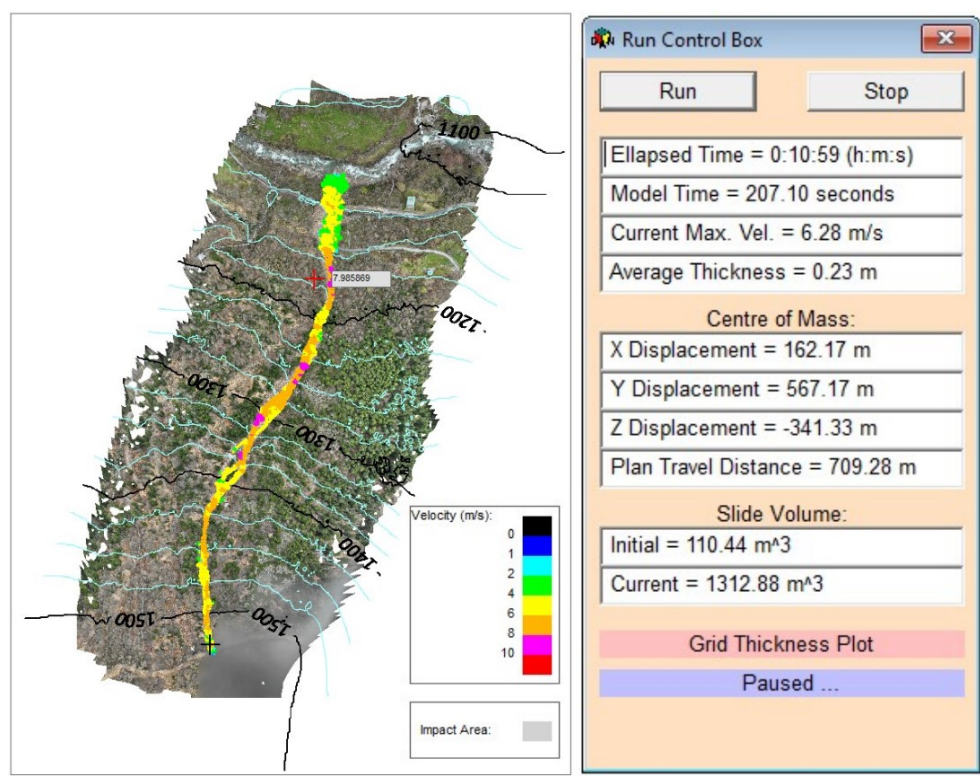


Figura 84: Distribuzione delle velocità con $f = 0.1$ (-)



Figura 85: Distribuzione degli accumuli con $f = 0.025$ (-)

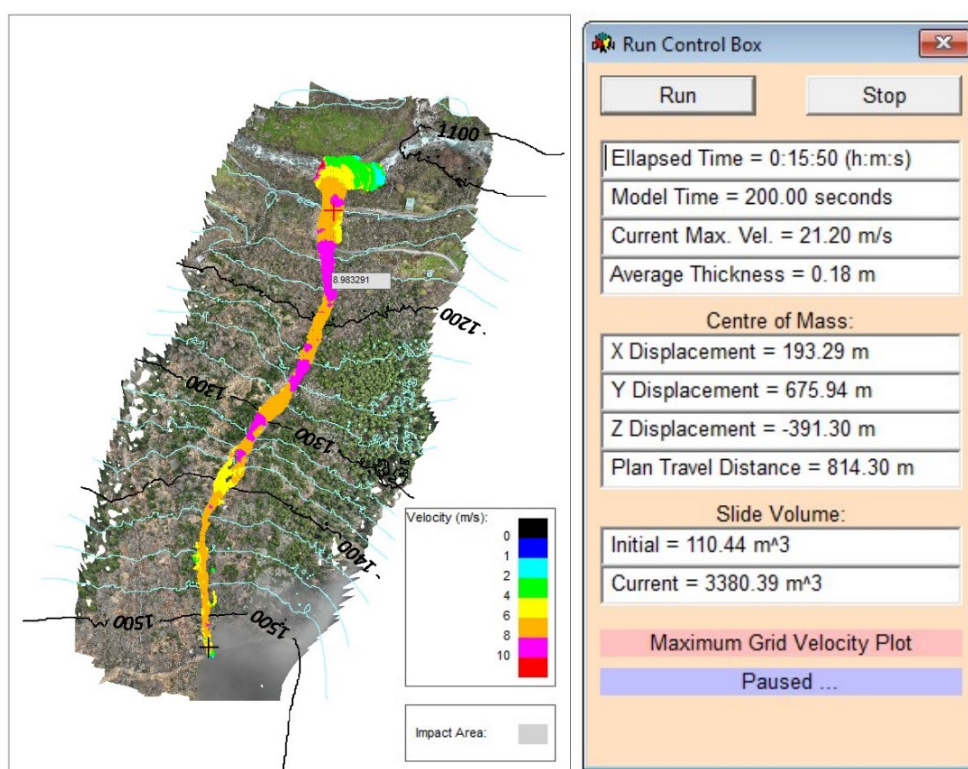


Figura 86: Distribuzione delle velocità con $f = 0.025$ (-)



Figura 87: Distribuzione degli accumuli con $\xi = 800 \text{ m/s}^2$

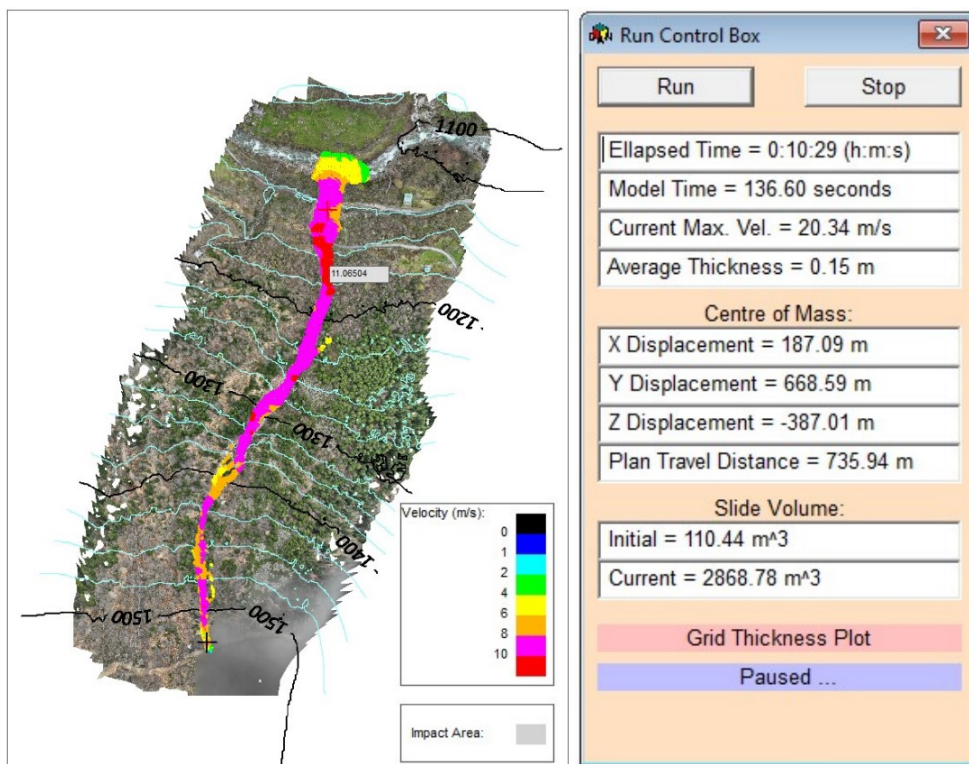


Figura 88: Distribuzione delle velocità con $\xi = 800 \text{ m/s}^2$

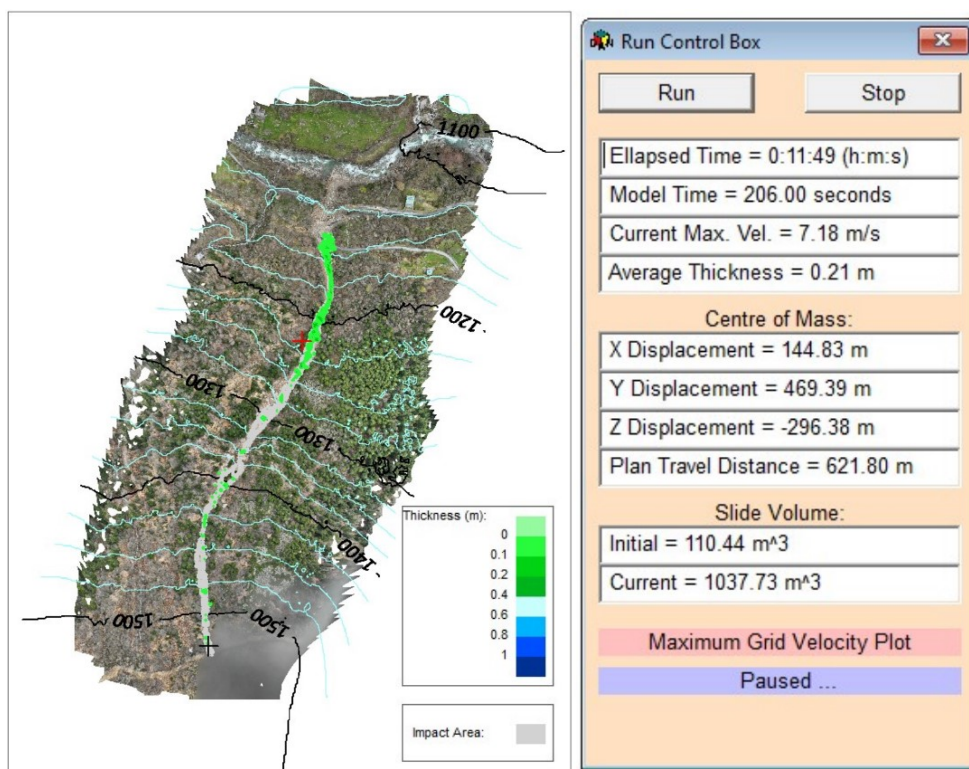


Figura 89: Distribuzione degli accumuli con $\xi = 200 \text{ m/s}^2$

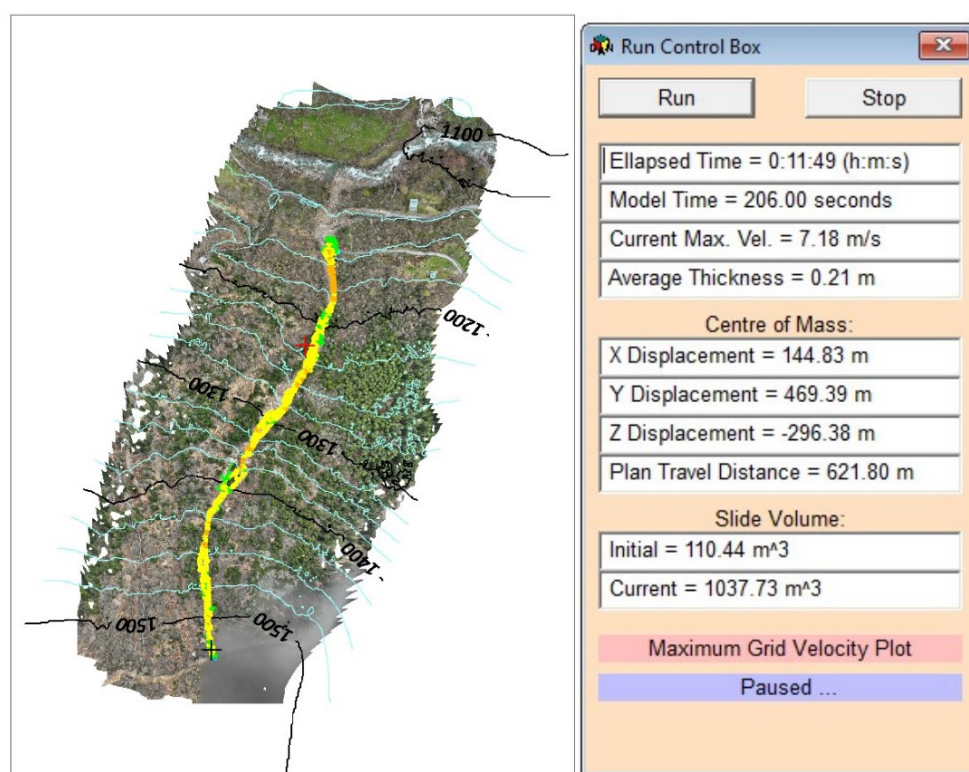


Figura 90: Distribuzione delle velocità con $\xi = 200 \text{ m/s}^2$

5.3.3 Determinazione del volume di accumulo al fondo



Figura 91: Sezioni (1-17) distribuite lungo il secondo tratto del canale, utili alla ricostruzione della topografia e alla stima del volume accumulato al fondo

Per ottenere risultati coerenti con la realtà è necessario determinare in maniera approssimata il volume che è stato eroso e trasportato dalla frana. Come spiegato nella sezione 5.2, è possibile dedurre il materiale eroso solo del primo tratto osservando le immagini scattate durante il sopralluogo sulla frana. Il secondo tratto, invece, non è percorribile, perciò utilizzando il plugin ProfileTool di Qgis, sono state ottenute diciassette sezioni scelte arbitrariamente lungo il secondo tratto come mostrato in figura 91.

Successivamente ogni sezione è stata esportata come file ".dxf" per essere elaborata su AutoCAD. Per ciascuna è stata dedotta un'altezza media iniziale, così da ottenere l'area coperta dal materiale, prima dell'evento. Ovviamente utilizzando come base il DEM post evento, bisogna considerare che parte del profilo della sezione è costituita anche da materiale che si è depositato durante l'evento. Di seguito sono mostrate le singole sezioni:

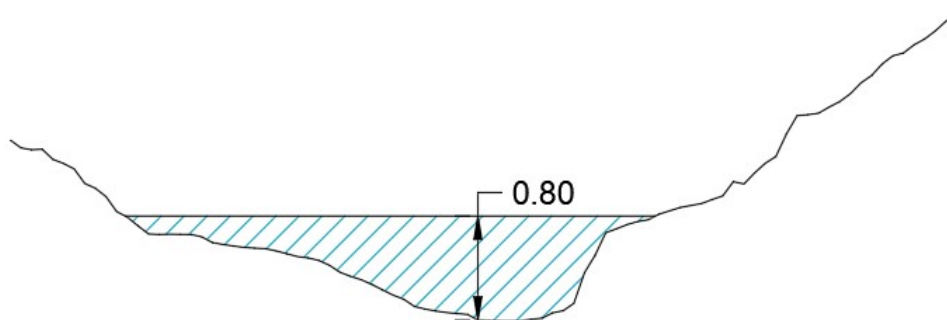


Figura 92: Sezione 1

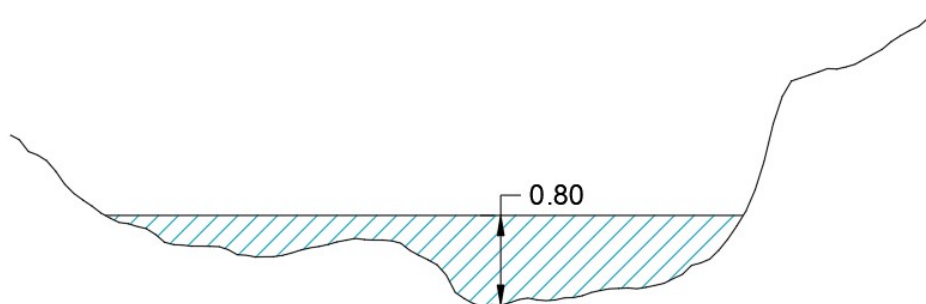


Figura 93: Sezione 2

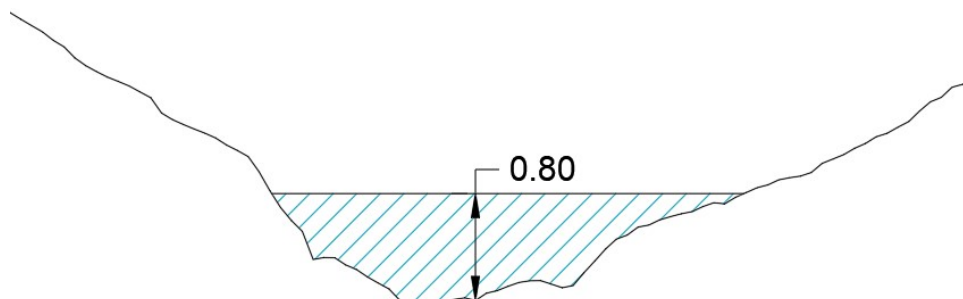


Figura 94: Sezione 3

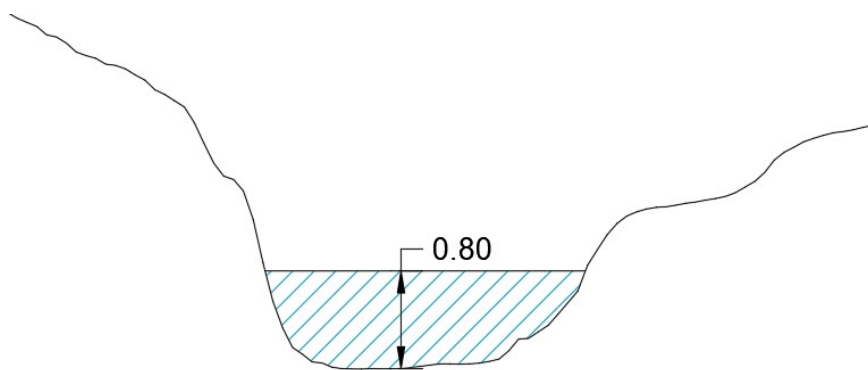


Figura 95: Sezione 4

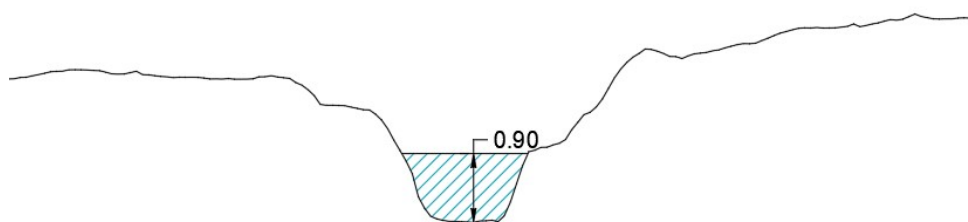


Figura 96: Sezione 5

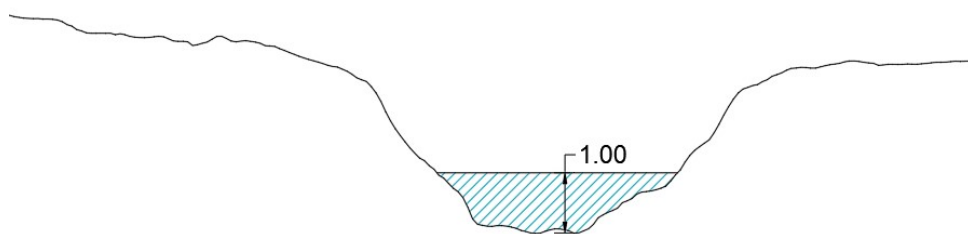


Figura 97: Sezione 6

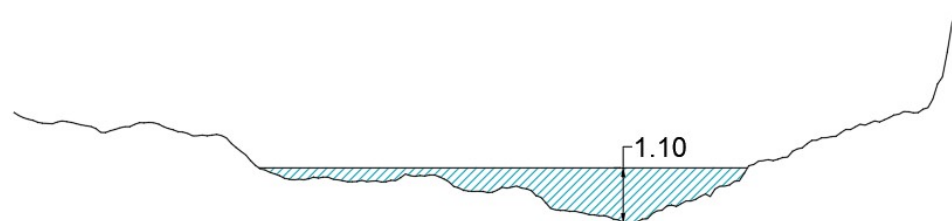


Figura 98: Sezione 7

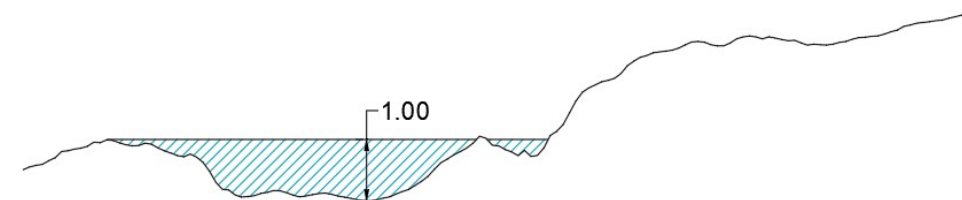


Figura 99: Sezione 8

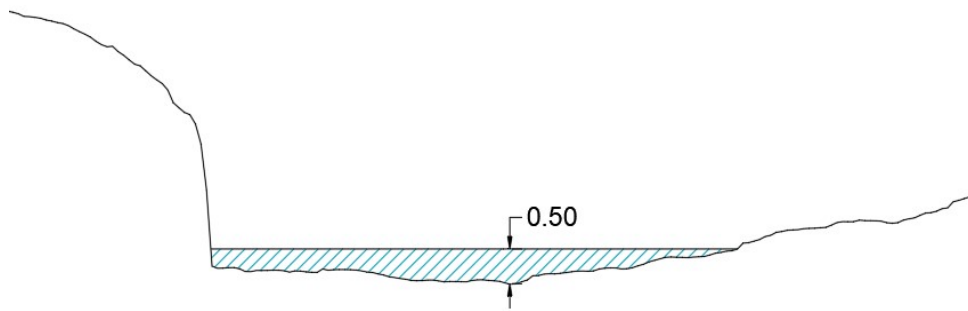


Figura 100: Sezione 9

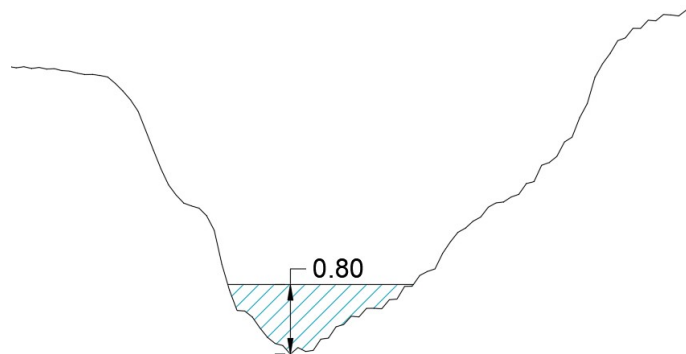


Figura 101: Sezione 10

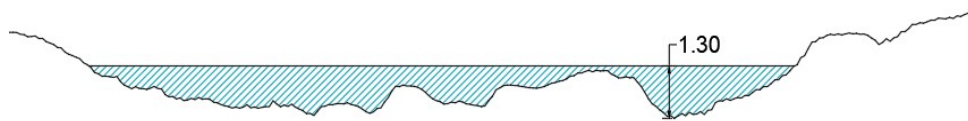


Figura 102: Sezione 11

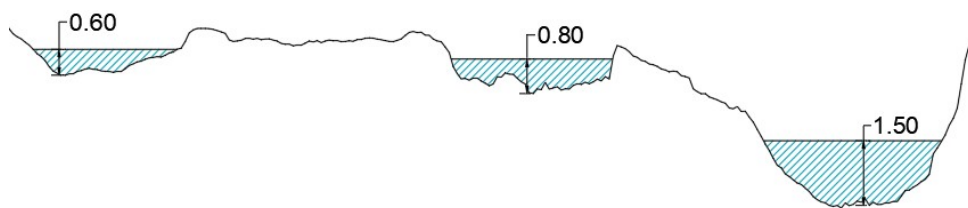


Figura 103: Sezione 12

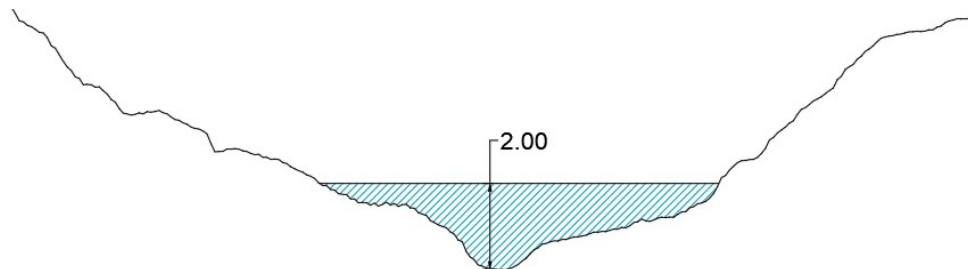


Figura 104: Sezione 13



Figura 105: Sezione 14



Figura 106: Sezione 15

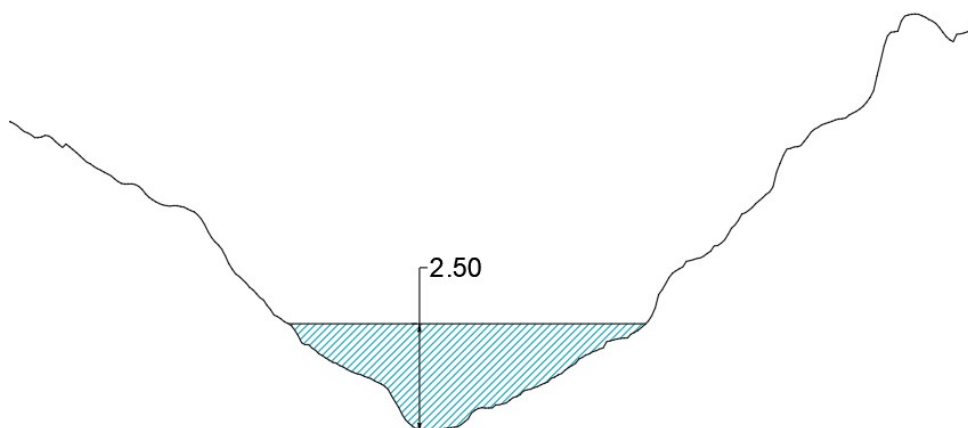


Figura 107: Sezione 16

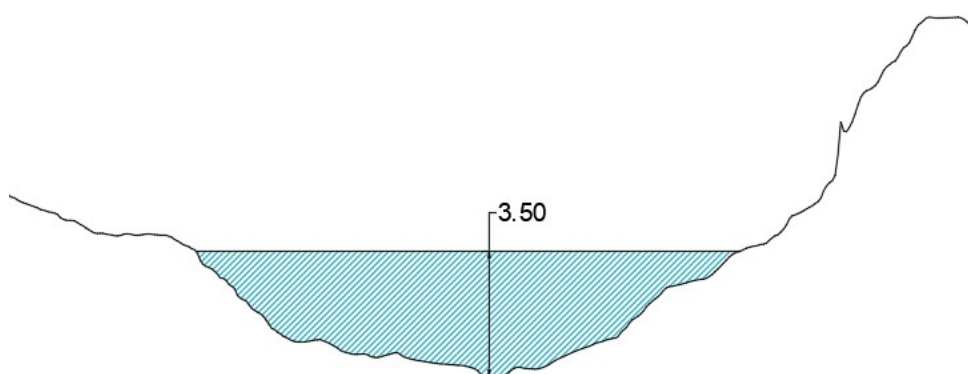


Figura 108: Sezione 17

Il volume totale è stato calcolato come somma dei volumi parziali compresi tra due sezioni contigue. Ciascuno di essi è stato ottenuto moltiplicando l'area della sezione per la distanza che la separa da quella successiva.

Nella tabella 2 sono riportati i valori per ogni sezione: area, distanza e volumi.

Tabella 2: Calcolo dei volumi per sezione

Sezione	Area (m ²)	Distanza (m)	Volumi (m ³)
1	1.77	23.00	40.71
2	2.75	18.00	49.50
3	1.81	18.70	33.85
4	1.76	29.11	51.23
5	1.20	109.50	131.40
6	3.10	42.70	132.37
7	4.68	45.00	210.60
8	4.00	24.70	98.80
9	2.53	22.00	55.66
10	1.00	30.40	30.40
11	12.00	36.90	442.80
12	8.40	37.80	317.52
13	9.30	41.60	386.88
14	8.20	51.53	422.55
15	11.20	143.70	1609.44
16	10.70	46.78	500.55
17	35.00	14.50	507.50
Totale		735.92	5021.75

Il volume totale risulta essere circa 5000 m³, se si considera il volume che si è mosso nel punto di distacco (circa 470 m³) e circa un centinaio di metri cubi lungo il primo tratto, il volume totale arriva a un valore approssimativo di 5600 m³, un valore che si rivela accettabile per far partire la simulazione considerando solo il secondo tratto.

5.3.4 Back-analysis e risultati finali

L'obiettivo di questa back-analysis è di ricostruire il fenomeno il più aderente possibile alla realtà. L'analisi svolta si basa sulle osservazioni fatte sul posto con un accumulo di materiale di almeno 2.5 m a ridosso del Chiusella (vedi fig. 65 e fig. 70), accumuli modesti sulla curva della strada che sale verso Vaudanza (vedi fig. 67) e di un accumulo di almeno 3 metri in corrispondenza del masso ciclopico. Tutte le simulazioni verranno condotte fino a un raggiungimento del volume finale calcolato precedentemente (5000-5600 m³). Infine è considerato accettabile che parte dell'accumulo finisca nel Torrente Chiusella, questo perché DAN3D non considera il suo effetto di dilavamento dei detriti.

Per ottenere il risultato finale sono state svolte diverse prove. Il volume corrispondente alla source depth è poco meno la somma dei volumi tra le prime tre sezioni (vedi 2), quindi circa 110 m³. Considerando quest'ultimo valore, la distanza totale (circa 735 m) e il volume finale calcolato, E_s iniziale è pari a 0.052 come mostrato in figura 109.

La prima simulazione è stata svolta considerando un unico materiale con i parametri evidenziati nella tabella 3.

Erosion Rate Calculator

Initial Slide Volume: 110

Final Slide Volume: 5021

Length of Erodible Zone: 735

Erosion Rate: 0.0052

OK Cancel

Figura 109: Coefficiente di erosione calcolato da DAN3D

γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)	E_s (m ⁻¹)
20	0.12	400	20	0.0052

Tabella 3: Parametri del materiale per la prima simulazione

La scelta di un peso specifico γ pari a 20 kN/m^3 e di un angolo di attrito interno ϕ_b uguale a 20° è arbitraria, ma necessaria per considerare un materiale con una bassa resistenza meccanica. Questi parametri, come per la calibrazione, verranno mantenuti costanti. Invece, f e ξ sono stati tarati fino ad ottenere un volume finale di almeno 5000 m^3 .

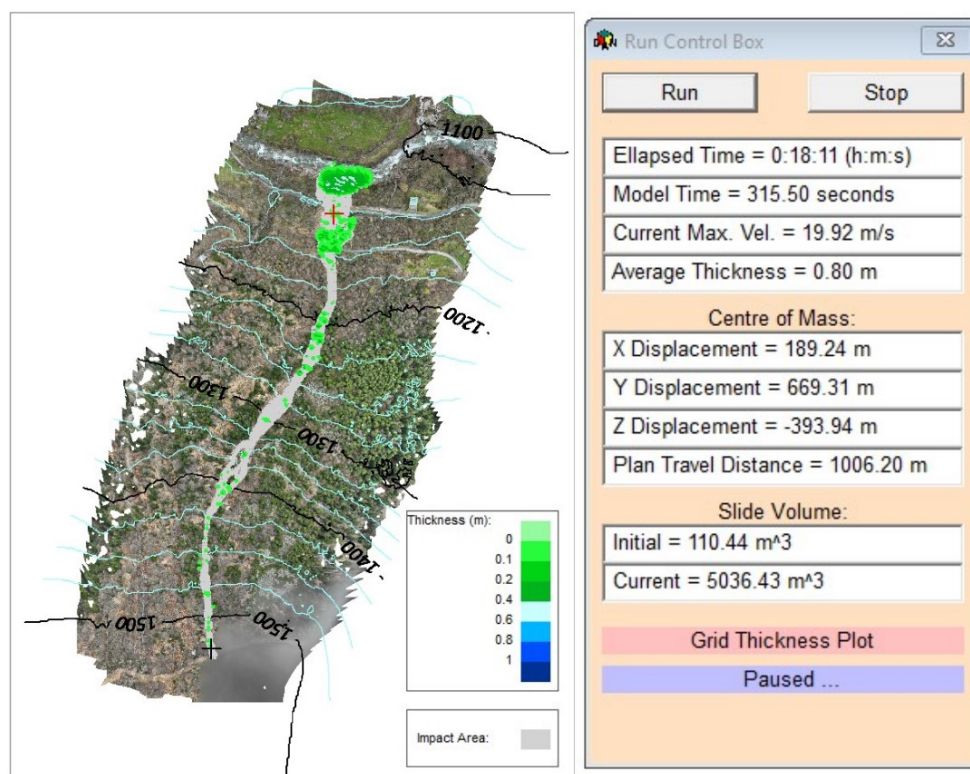


Figura 110: Distribuzione accumuli della simulazione con un solo materiale

L'utilizzo di un solo materiale (fig. 110) ha portato a un risultato soddisfacente in termini di accumulo medio e massimo e volume finale. Nonostante ciò la maggior parte dell'area occupata dall'accumulo è maggiore di quella reale come mostrato in figura 111.

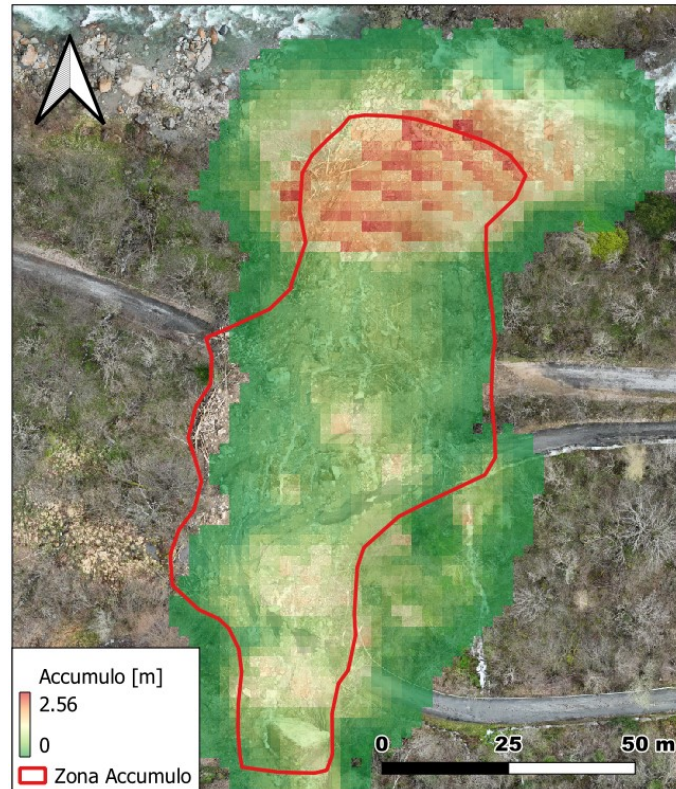


Figura 111: Dettaglio dell'accumulo al fondo della frana

Di conseguenza sono stati aggiunti altri 3 materiali insieme a quello principale per ottenere una simulazione più robusta:

- Materiale 2: per simulare la presenza della roccia in corrispondenza del salto visto nelle figure 59 e 60. Essendo una zona dove vi è stata pochissima erosione, f è stato posto uguale a 0. Di seguito sono mostrati i suoi parametri:

γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)
30	0	500	25

Tabella 4: Parametri del secondo materiale

- Materiale 3: dato che DAN3D non è in grado di simulare il distacco del masso ciclopico è necessario assegnare un materiale che sia piuttosto resistente e fortemente attritivo. Esso comprende anche un tratto della strada per Vaudanza, che insieme al masso ciclopico ha avuto un ruolo di risalto in cui il materiale si è accumulato. Di seguito sono mostrati i suoi parametri:

γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)
30	0.7	300	35

Tabella 5: Parametri del terzo materiale

- Materiale 4: quest'ultimo ricopre tutto l'arrivo finale del debris flow. In questo caso è stato considerato un materiale simile a quello principale, ma con un attrito maggiore (più accumulo) e un coefficiente di turbolenza minore (per favorire l'arresto dei detriti), in modo tale da considerare la vegetazione e il piccolo muro di sostegno (come definito nella sezione precedente). Di seguito sono mostrati i suoi parametri:

γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)
20	0.18	200	20

Tabella 6: Parametri del terzo materiale



Figura 112: Distribuzione dei materiali aggiunti alla topografia: materiale 2 in blu per simulare il salto roccioso, materiale 3 in rosso per considerare la strada e il masso ciclopico e infine il materiale 4 per il fondo

In figura 112 è mostrata la distribuzione dei materiali, secondo la quale è stato costruito l'erosion map. Ovviamente tutto ciò che non si trova all'interno dei riquadri colorati è assegnato al materiale principale (tab.3). Con questa configurazione il risultato è decisamente migliore di quello precedente, infatti il deposito è contenuto all'interno

dei limiti reali (fig.113 - 114). Nonostante ciò il volume finale non ha raggiunto almeno 5000 m^3 e il debris-flow si ferma troppo prima, senza raggiungere il Chiusella. Inoltre gli accumuli medio e massimo non sono sufficienti.

Dopo diverse prove il risultato finale è stato raggiunto aumentando E_s fino a un valore di 0.0058 m^{-1} e il coefficiente di attrito del materiale principale da 0.12 a 0.125.

Nelle figure 115, 116 e 117, sono mostrati rispettivamente i risultati finali degli accumuli, della velocità massima e di quella istantanea. Quest'ultima in particolare mostra come i depositi si arrestano in corrispondenza del Chiusella, con velocità nulle. In figura 118 c'è il dettaglio degli accumuli come nei casi precedenti, ma in quest'ultima simulazione è stato raggiunto un accumulo medio di circa 1 m e accumuli massimi di almeno 3 metri rispettando gli obiettivi prestabiliti all'inizio, in base alle osservazioni fatte sul posto. Ovviamente il modello non è preciso perché la parte intermedia tra il fondo e la curva della strada per Vaudanza, non è coperta totalmente. Questo è probabilmente dovuto alla topografia creata artificialmente che non rispecchia quella reale pre-evento. Infine nelle tabelle 7 - 8 sono riassunti rispettivamente i materiali utilizzati per l'ultima simulazione e i tre scenari principali con gli output più importanti.



Figura 113: Distribuzione degli accumuli con la nuova configurazione di materiali

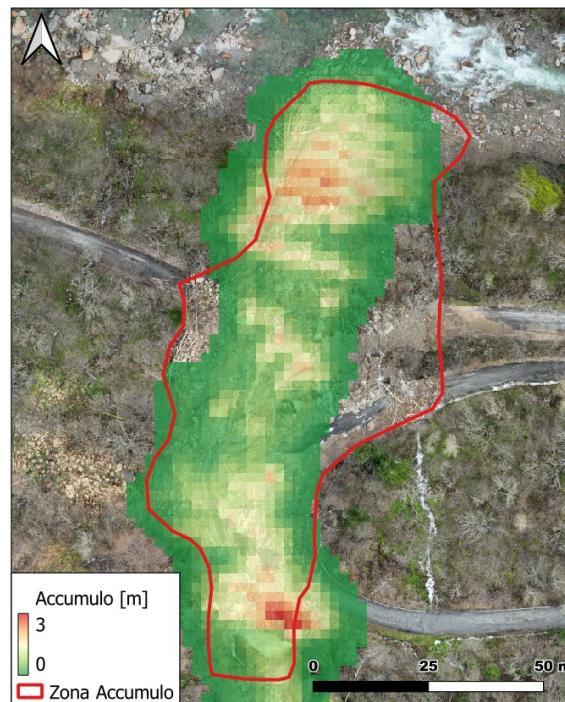


Figura 114: Dettaglio accumulo al fondo della frana con la nuova configurazione di materiali. In particolare si può notare come i detriti deviano esclusivamente verso la curva della strada, a differenza del caso precedente



Figura 115: Risultato degli accumuli finale

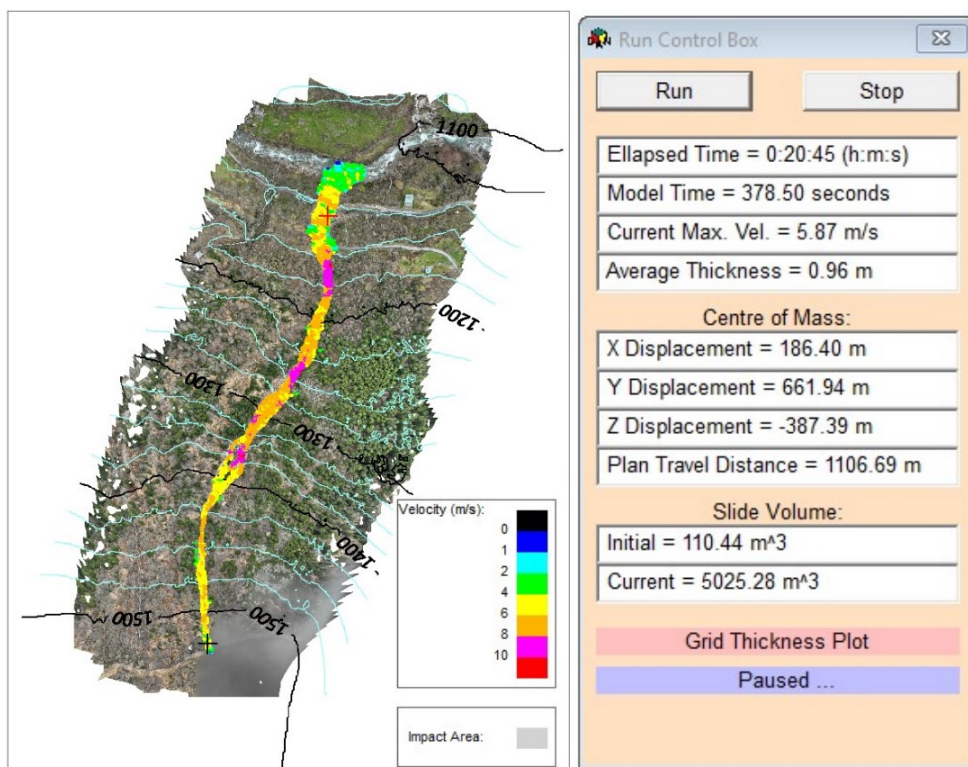


Figura 116: Risultato delle velocità massime finale

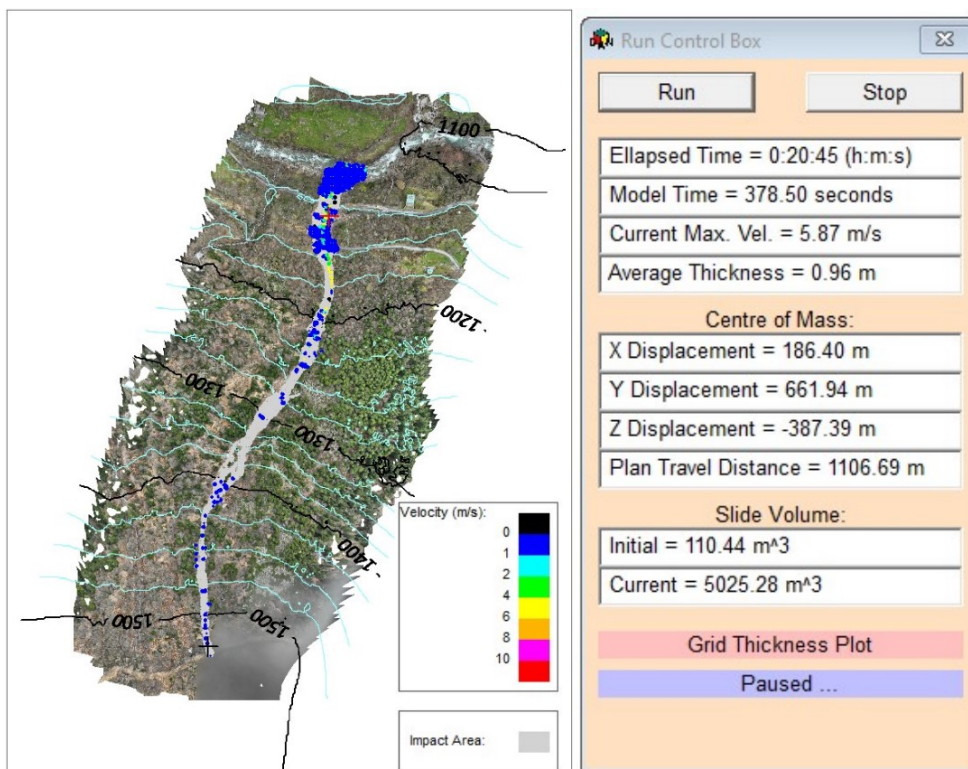


Figura 117: Risultato delle velocità istantanea finale

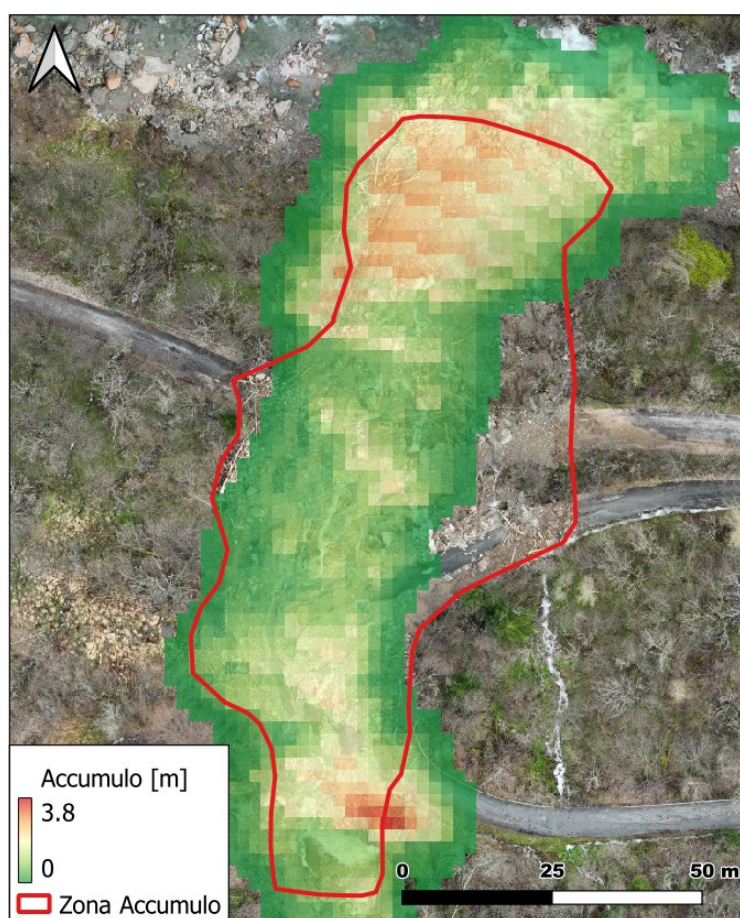


Figura 118: Dettaglio degli accumuli al fondo del risultato finale. Rispetto allo scenario con i 4 materiali, si ha un accumulo massimo maggiore e i detriti raggiungono il Chiusella

Materiale	γ (kN/m ³)	f (-)	ξ (m/s ²)	ϕ_b (°)
1	20	0.125	400	20
2	30	0	500	25
3	30	0.7	300	35
4	20	0.18	200	20

Tabella 7: Tabella dei materiali utilizzati per la simulazione finale. L'unico parametro modificato è f da 0.12 a 0.125 del materiale 1.

Scenari	V finale (m ³)	Acc. medio (m)	Acc max (m)	Vel. max (m/s)
Scenario 1 (1 materiale)	5036	0.8	2.56	10
Scenario 2 (4 materiali)	2878	0.7	3	8.86
Scenario 3 (4 materiali)	5025	0.96	3.8	13

Tabella 8: Tabella riassuntiva dei tre scenari principali. Lo scenario 2 non raggiunge il volume di accumulo stimato, a differenza degli altri due. Ovviamente lo scenario 3 è migliore perché ha una distribuzione degli accumuli più coerente con la realtà.

6 Valutazione e gestione del rischio del dissesto

L'evento che è accaduto in Vaudanza è attribuibile a cause di tipo idrauliche e idrogeologiche. Non è stato possibile prevedere un evento simile dato che non è stata definita una soglia pluviometrica critica. Attualmente sarebbe opportuno determinare una soglia in modo tale che si possa prevedere e prevenire un evento simile nella stessa area. Fortunatamente gli elementi esposti sono pochi, dato che oltre alla strada non è presente alcun insediamento, infatti non ci sono state vittime. Infatti i danni sono per lo più indiretti come l'isolamento di Fondo dal resto della valle. Per consentire il passaggio dei residenti al paese è stato costruito un guado provvisorio in corrispondenza della curva della strada per Vaudanza. Però i pochi turisti che sono soliti venire non hanno potuto raggiungere il paese se non a piedi o in bici perchè privi di autorizzazione.

6.1 Situazione precedente: condizioni predisponenti e cause scatenanti

Le principali condizioni predisponenti e cause scatenanti sono riassunte nella tabella 9.

Cause predisponenti	Cause scatenanti
Inclinazione, tipo di copertura, morfologia, inefficienza della vegetazione e dell'apparato radicale, presenza di massa vegetale nel detrito	Intensità e durata delle precipitazioni

Tabella 9: Tabella delle principali condizioni predisponenti e cause scatenanti



Figura 119: Area di distacco vista mediante google earth

Il versante prima dell'evento può essere diviso in due zone in funzione della quota. Al di sotto dei 1400 metri vi è la predominanza della vegetazione, viceversa al di sopra della pista di sci inizia a diradarsi fino a scomparire, lasciando spazio a detriti di falda e ad arbusti. Proprio in quest'area si nota un avvallamento (fig. 119- 121) in cui l'acqua ha potuto accumularsi durante l'evento, originando il fenomeno franoso. Facendo riferimento alla carta idrogeologica (vedi sez 5.1 fig. 44) la copertura che ricopre il versante è di tipo morenico (vedi capitolo 2) di media permeabilità, al di sopra di un substrato roccioso impermeabile formato da gneiss e scisti. Quest'ultimo quindi impedisce all'acqua di infiltrarsi in profondità, favorendo il suo accumulo e ruscellamento all'interno della copertura.

Inoltre se si osservano le immagini satellitari precedenti all'evento (fig. 122) si nota la presenza di piccoli torrenti e soprattutto di un vecchio canale già scavato in passato, il quale pone il dubbio che questo versante nel tempo sia stato soggetto a precedenti colamenti detritici. Consultando l'inventario IFFI, il canale in questione non viene catalogato come frana. Nonostante ciò sono stati osservati diversi fenomeni gravitativi (fig. 123): due colamenti detritici di minore entità, una frana da crollo/ribaltamento e una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV). Le prime due sono descritte nella sezione 1.2.1, mentre la DGPV è costituita da deformazioni lentissime (mm/anno) che coinvolgono volumi molto grandi fino a un milione di metri cubi.

La frana di crollo/ribaltamento risale al 1980, mentre i due modesti colamenti detritici e la DGPV sono stati osservati tra il 2001 e il 2002.



Figura 120: Vista laterale della conca



Figura 121: Vista superiore della conca



Figura 122: Situazione precedente del versante con il vecchio canale scavato (ellisse rosso)

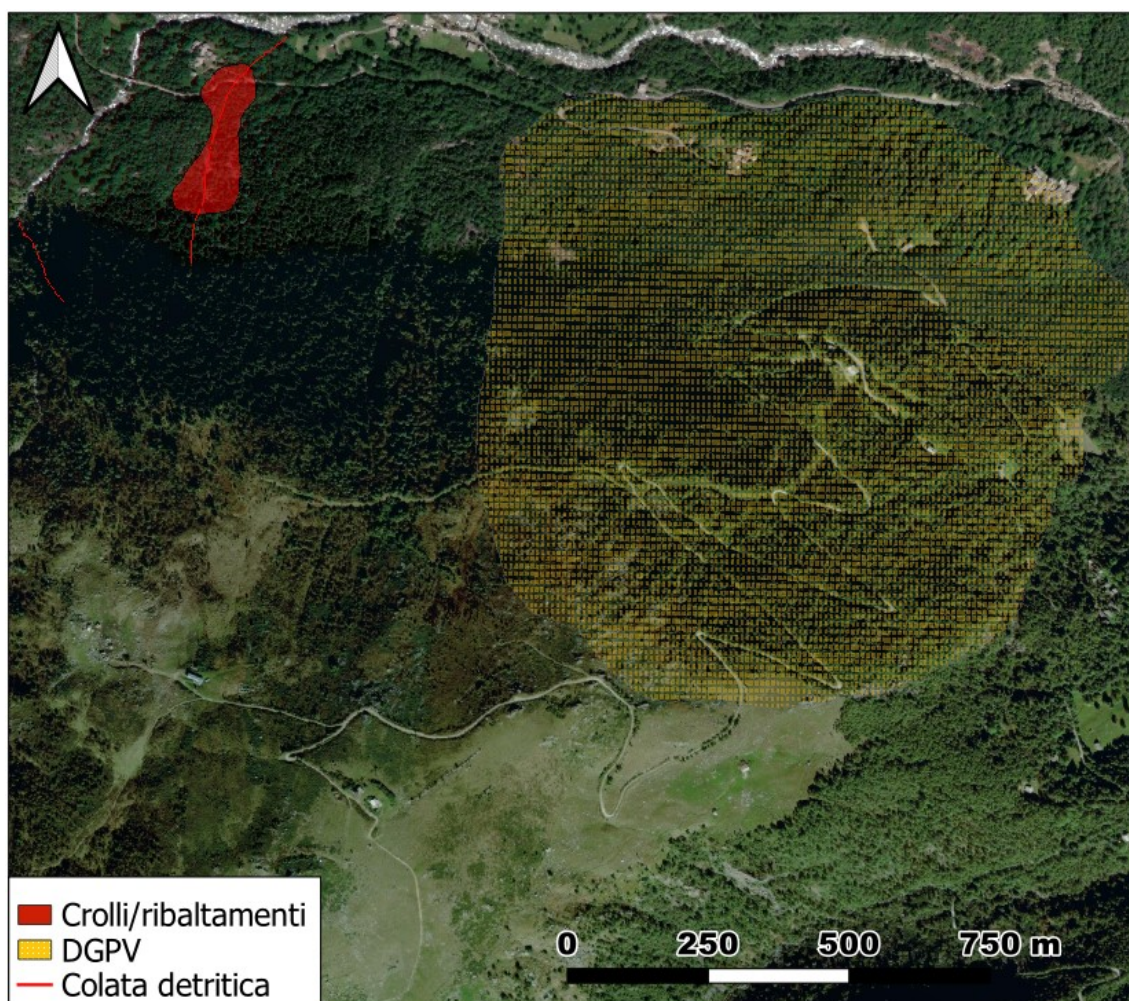


Figura 123: Frane presenti sul versante prima dell'evento del 15/16 aprile 2025

Secondo il rapporto redatto dall'ARPA (consultabile attraverso il portale IdroGEO), si identificano delle deformazioni della sede stradale e soprattutto un crollo di una parete montuosa tra il 5 e il 9 aprile 2004 che ha danneggiato la strada, in seguito al quale è stata costruita una scogliera. La distanza di tempo tra gli eventi (quindi la frequenza) è di almeno 20 anni, confermata anche dal colamento detritico del 15/16 aprile 2025. L'aspetto fondamentale è analizzare la ricorrenza di questi fenomeni franosi con gli eventi meteorologici. Se si osserva la serie storica delle precipitazioni dal 2002 al 2025 (fig. 124), si nota come la Valchiusella è caratterizzata da un clima piuttosto piovoso. In diversi anni si sono verificate precipitazioni giornaliere superiori ai 150 mm (indicate in blu), dalle quali però non è scaturito alcun fenomeno gravitativo. Gli unici eventi intensi (in rosso) in cui sono avvenute delle frane, sono ovviamente quello del 15 aprile 2025, ma anche il 5 giugno 2002 il quale ha generato diverse frane tra cui le due colate detritiche mostrate in figura 123. Questo implica comunque che gli eventi meteorologici intensi sono la principale causa scatenante delle frane, per questo motivo è fondamentale determinare una soglia pluviometrica efficiente, in grado di prevedere un evento franoso (come spiegato nella sezione 3.2).

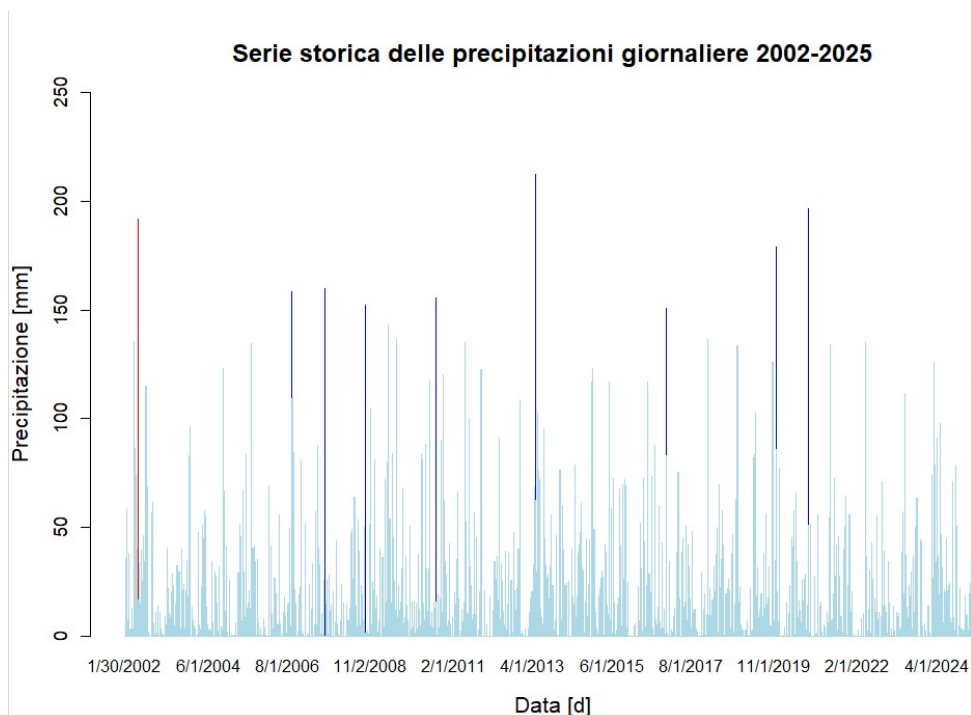


Figura 124: Serie storica delle precipitazioni giornaliere 2002-2025

6.2 Condizioni attuali: zone limitrofe e interventi post evento

La conseguenza per cui la frana ha seguito il percorso illustrato nella sezione 5.2 è la riattivazione di un piccolo ruscello di montagna, che in seguito all'estremo evento meteorologico ha aumentato considerevolmente la sua portata consentendo il trasporto e l'erosione di materiale lungo il suo percorso per via dell'accumulo di acqua a monte (una delle cause predisponenti descritte precedentemente). Osservando più dettagliatamente l'ortofoto (fig. 125), si nota un torrente in piena lungo il canale scavato e ulteriori flussi d'acqua secondari (ellisse rosso), questo significa che sul versante si riattivano vecchi torrenti quando avvengono eventi metereologici intensi come quello del 15-17 aprile. Perciò oltre a non escludere che si verifichi un nuovo evento franoso lungo lo stesso canale, è possibile che avvenga nell'area limitrofa. Quindi si può distinguere una zona sinistra come quella mostrata in figura 125 dove è possibile che si verifichino nuovi eventi franosi, viceversa sul lato destro non sono presenti riattivazioni di vecchi torrenti e di conseguenza è da escludere la formazione di ulteriori debris flow, ricordando che l'area è comunque soggetta a lente deformazioni (DGPV).

A pochi metri sotto ai piccoli torrenti (fig. 125) è presente un secondo distacco (ellisse verde in figura 126) che ha originato un debris flow secondario dissipatosi più rapidamente di quello principale. Anche in questo caso è possibile notare una piccola zona a imbuto (fig. 127) dove l'acqua può scorrere accumulandosi, inoltre questo secondo debris flow, segue proprio il percorso del vecchio canale citato precedentemente (fig. 122), delineato in figura 128. Nelle figure 129 e 130 è mostrato il suo tratto finale, decisamente vicino a quello in cui si è scatenata la frana. Da queste ultime immagini si può notare la presenza di detriti a conferma che si è verificato in passato un trasporto di materiale a valle.



Figura 125: Dettaglio dell'ortofoto in cui si nota la presenza di flussi secondari sul lato sinistro del canale scavato

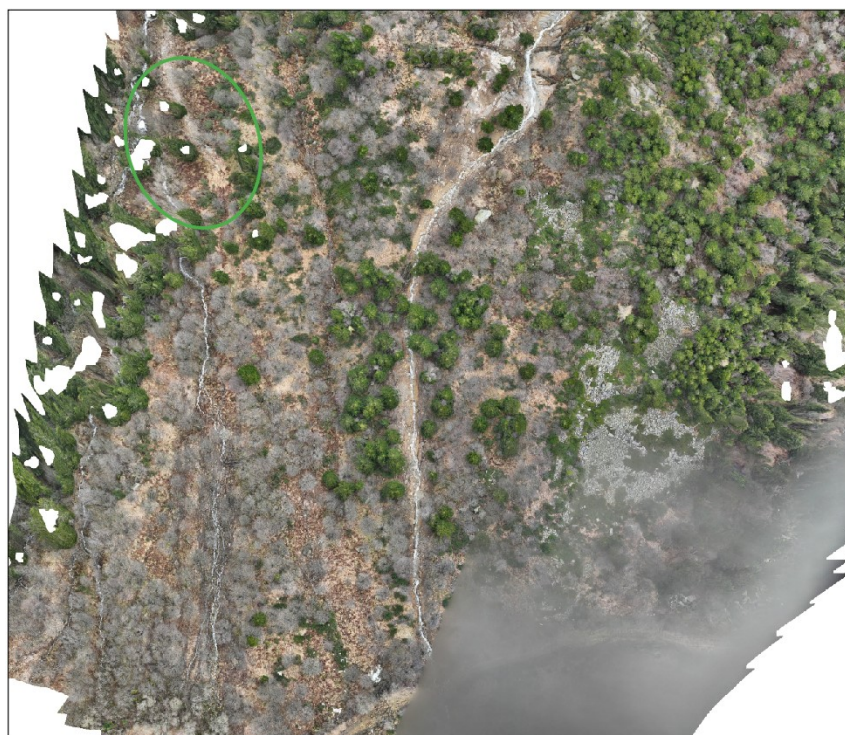


Figura 126: Dettaglio dell'ortofoto in cui si nota la presenza di un colamento detritico secondario sul lato sinistro del canale scavato

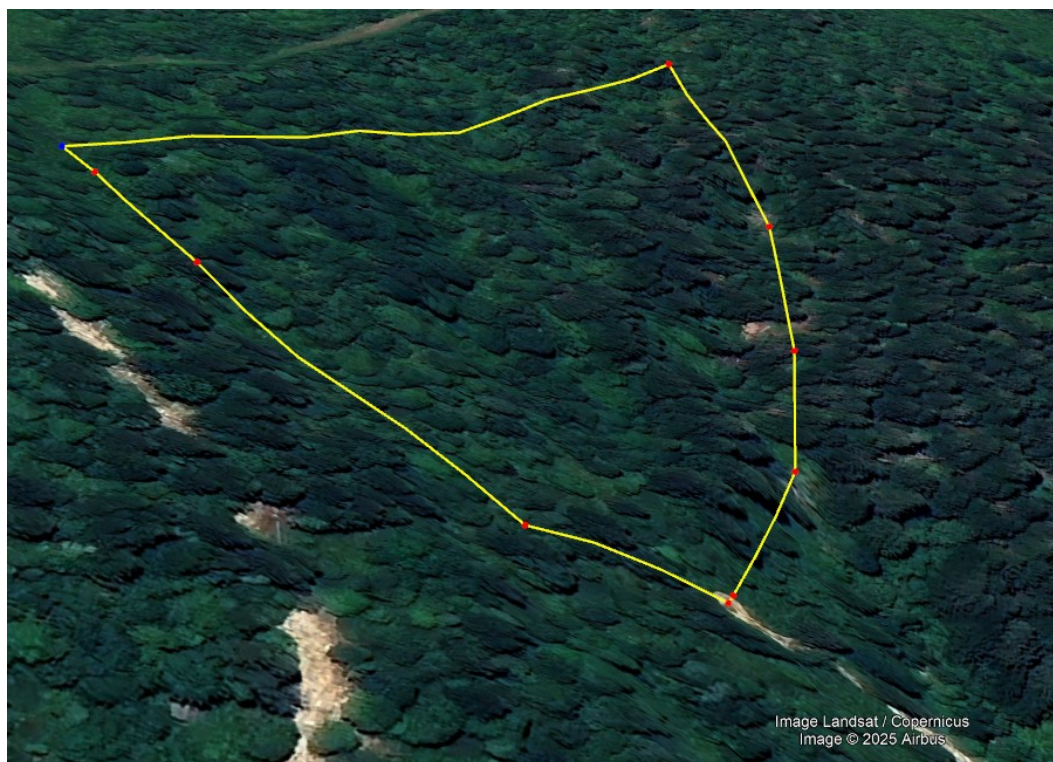


Figura 127: Probabile area a forma di imbuto dal quale è scaturito un secondo debris flow



Figura 128: Possibile percorso del secondo debris flow



Figura 129: Tratto finale di un vecchio torrente limitrofo alla frana principale. Vista verso il versante



Figura 130: Tratto finale di un vecchio torrente limitrofo alla frana principale. Vista verso il Chiusella

Fatte queste considerazioni, è fondamentale aggiornare le mappe di rischio dell'area interessata. Osservando le mappe di pericolosità e di catalogazione delle frane si constata che questo evento è capitato al di fuori dell'area ad alto pericolo (fig. 131), ma una parte del canale scavato è inclusa all'interno della DGPV come mostrato in figura 132.

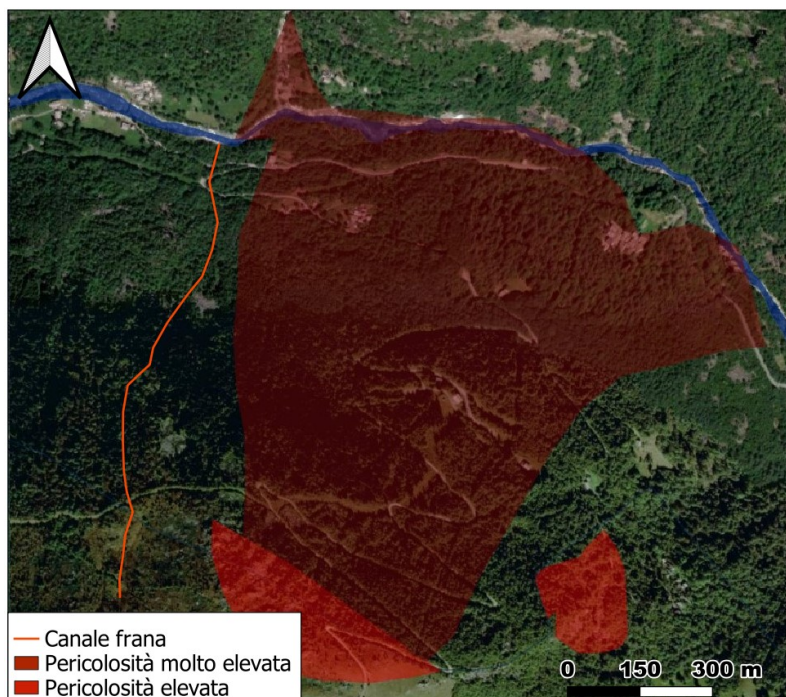


Figura 131: Mappa pericolosità presa dall'inventario IFFI

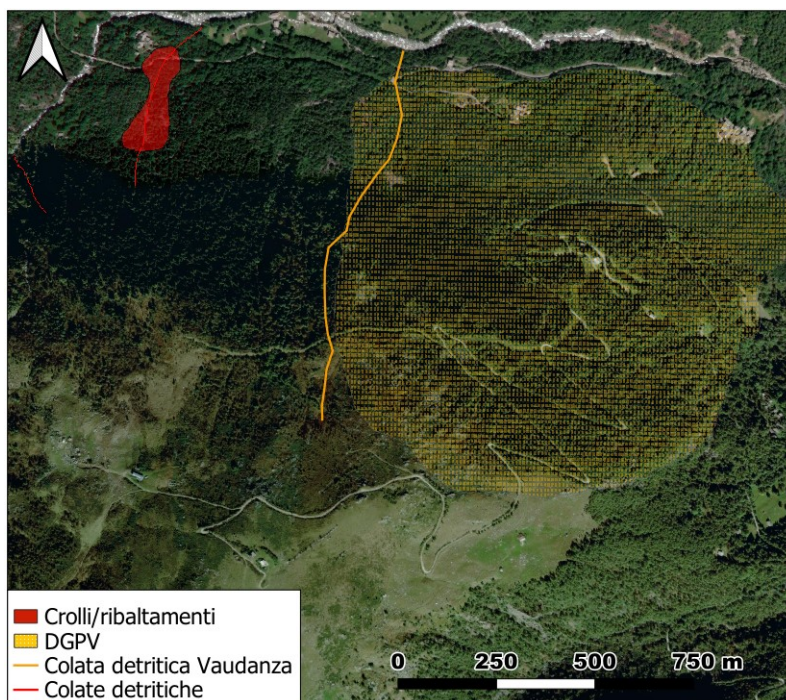


Figura 132: Mappa delle frane prese dall'inventario IFFI

In seguito all'evento, con urgenza è stato predisposto un cantiere per la rimozione dei detriti e la ricostruzione della strada verso Fondo. La strada verso Vaudanza, come già detto, non ha subito particolari danni.

Da parte della regione Piemonte sono stati stanziati circa 650000 € impiegati nella costruzione di un'opera di mitigazione di eventi futuri. Infatti è stato costruito un canale composto da una successione di briglie lungo il tratto finale. Come si può notare dalle immagini 133-134-135, la struttura è notevolmente sovradimensionata poiché non si raggiungeranno mai portate d'acqua così notevoli, ma è fondamentale per contenere e rallentare un possibile flusso di detriti in caso di un nuovo evento franoso.

La maggior parte dei detriti in posto è stata utilizzata per costruire una grossa scogliera per sostenere la strada verso Fondo. In realtà, per proteggere al meglio la strada sarebbe stato più efficiente costruire un ponte per distanziarla dal versante, però per questioni economiche non è stato fatto. Nelle figure 136 - 137 sono mostrate rispettivamente la zona di accumulo completamente ripulita e la nuova strada per Fondo.

Il masso ciclopico è stato completamente rimosso mediante una progressiva rottura come mostrato in figura 138. Esso si è fermato proprio in corrispondenza di una zona rocciosa, infatti nell'immagine 139, si nota un substrato di roccia che non è stato possibile asportare.

Nel corso di un sopralluogo in cantiere è stato possibile confrontarsi con un responsabile dell'azienda incaricata della rimozione dei detriti. L'operatore ha confermato le stime volumetriche preliminari, quantificando il materiale asportato in circa 5.000 m³. In particolare, nella porzione superiore dell'area di frana, in prossimità del masso ciclopico, sono stati effettuati 200 trasporti mediante autocarri da 12 m³, per un volume complessivo pari a 2.400 m³. Nella parte inferiore, in prossimità del torrente Chiusella, sono stati invece impiegati 180 dumper da 16 m³, corrispondenti a un volume di 2.880 m³. Il volume totale dei materiali rimossi risulta pertanto coerente con la stima effettuata in fase di analisi preliminare.



Figura 133: Foto del canale zona masso ciclopico



Figura 134: Foto del canale con vista verso Chiusella



Figura 135: Foto del canale con vista verso il versante



Figura 136: Zona di accumulo e scogliera costruita per sostenere la strada



Figura 137: Nuova strada per fondo



Figura 138: Rottura del masso ciclopico in blocchi di minore dimensione



Figura 139: Zona del masso ciclopico dopo i lavori

Sarebbe opportuno aggiungere un'ulteriore opera di protezione, in corrispondenza dell'area occupata dal masso ciclopico in figura 139. Una proposta potrebbe essere la costruzione di briglie in legname misto pietrame, o solamente composte da quest'ultimo. Esse sono utili perché garantiscono la stabilizzazione e la correzione del profilo di fondo in alvei e impluvi, infatti sono spesso applicati in corrispondenza dei canali scavati da torrenti di montagna. Inoltre servono anche a trattenere il materiale solido o legnoso fluitato, funzione fondamentale nel caso in cui si verifichi una nuova colata detritica.

Presentano buone caratteristiche per quanto riguarda l'assorbimento di piccoli assestamenti dovuti a movimenti delle sponde e possono essere messe in opera in luoghi di difficile accesso. Il tratto immediatamente a valle dell'opera deve essere pavimentato con pietrame in modo tale da impedire fenomeni di scalzamento. Un esempio schematico è mostrato in figura 140. Esistono anche briglie selettive composte o da pali di legname o da profilati metallici verticali (fig. 141) inseriti a pettine, in modo tale da consentire il transito di materiale solido fino a determinati limiti di granulometria. Il problema è che il substrato è composto principalmente da roccia che dovrà essere perforata per inserire una di queste opere di protezione.

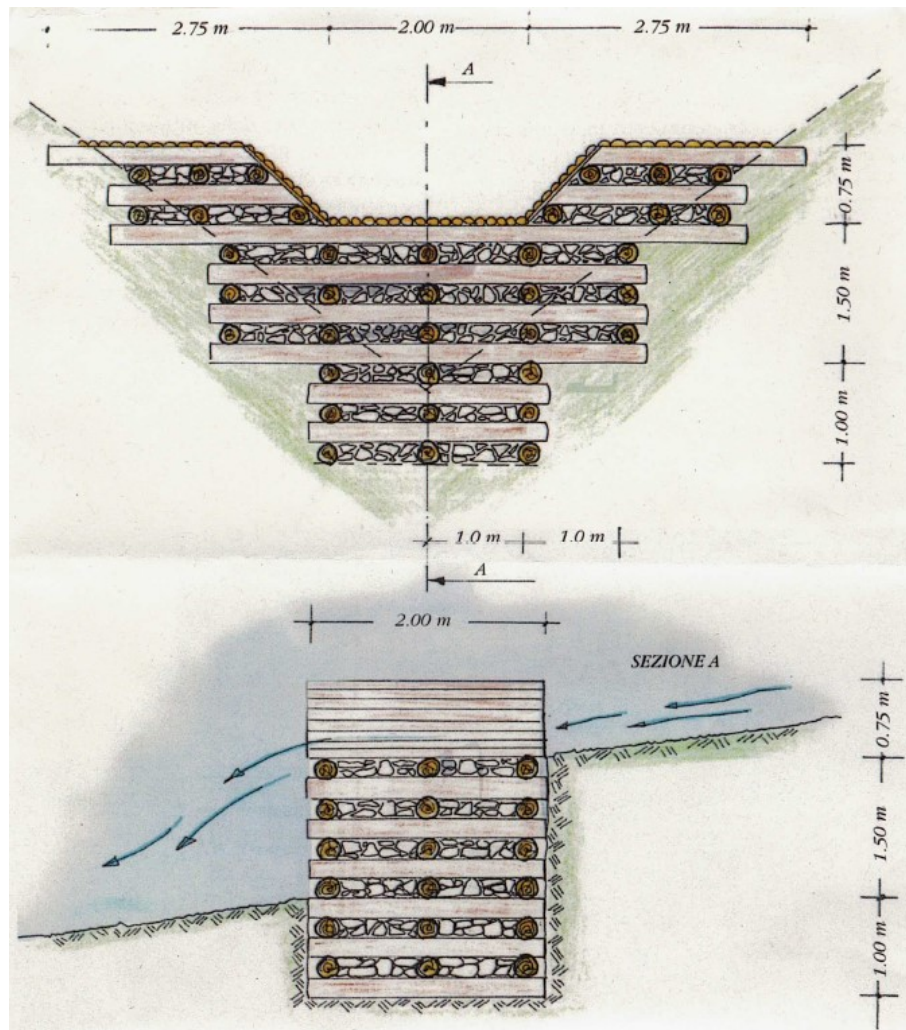


Figura 140: Esempio schematico di una briglia

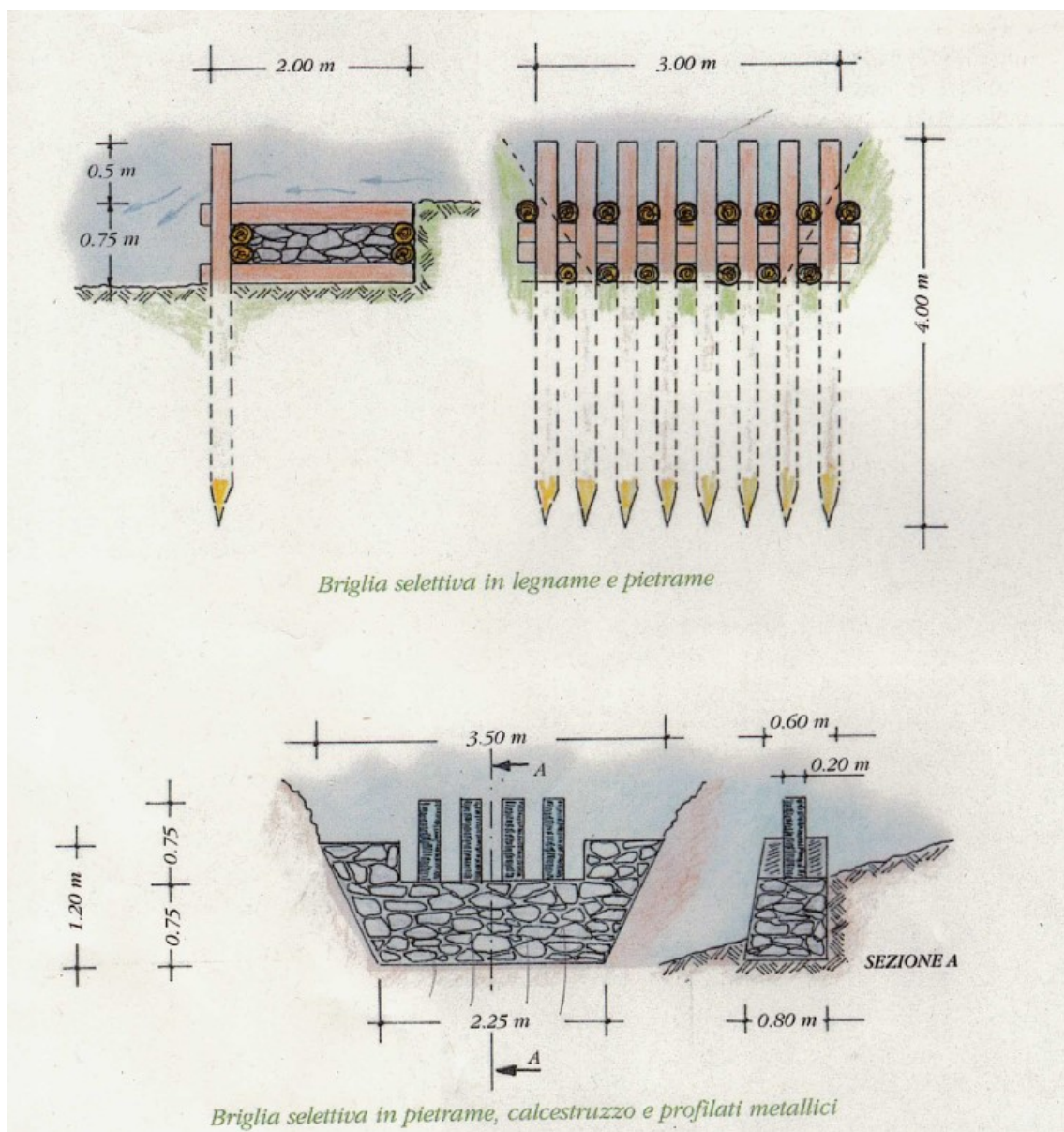


Figura 141: Due tipologie di briglie selettive

7 Conclusioni

Il lavoro svolto ha avuto come obiettivo la modellazione numerica del debris flow di Vaudanza (Traversella) e la valutazione del rischio associato all'evento tramite un approccio multidisciplinare che ha integrato analisi geologiche, geomorfologiche e soprattutto numeriche.

L'utilizzo del software DAN3D ha consentito di simulare la dinamica del flusso detritico e di stimare la distribuzione spaziale dei volumi mobilizzati, nonché le aree di accumulo. Attraverso un processo di back-analysis e la scelta di un modello reologico ben preciso (Voellmy) è stato possibile riprodurre in modo realistico gli accumuli al fondo, l'area occupata dai detriti e le velocità della colata detritica, in particolare calibrando opportunamente tre parametri principali quali il coefficiente di attrito f per aumentare gli accumuli al fondo, il coefficiente di turbolenza ξ per ottenere velocità verosimili e il coefficiente di erosione E_s per ottenere il volume finale stimato. I risultati della modellazione hanno mostrato una buona coerenza con le osservazioni e le ipotesi legate al volume accumulato al fondo, confermate dalla ditta stessa che si è occupata della rimozione dei detriti. Ovviamente la precisione dei risultati dipende fortemente dalla qualità dei dati input e dall'accuratezza con cui la calibrazione dei parametri viene condotta.

La successiva valutazione del rischio ha integrato le informazioni relative alla pericolosità e alla probabilità che l'evento stesso o simili possano avvenire nuovamente in seguito a quello del 15-16 aprile 2025. Infatti, la precipitazione intensa prolungata funge da causa scatenante degli eventi franosi come è stato dimostrato analizzando la serie storica delle precipitazioni giornaliere dal 2002 al 2025. Nonostante ciò, bisogna affermare che non è una ricorrenza obbligatoria, infatti si sono presentati eventi intensi che non hanno provocato frane.

Per sviluppi futuri, si suggerisce di ampliare il monitoraggio strumentale in continuo, ad esempio utilizzando sensori GNSS e sensori a ultrasuoni e radar per controllare le variazioni del livello dell'acqua del ruscello. Infatti su tutto il versante non è presente nessuno strumento di monitoraggio, prima del 2016 è stato usato un inclinometro che monitorava la DGPV, che in seguito è stato dismesso. Per quanto riguarda il monitoraggio da remoto, sarebbe opportuno mappare l'area circostante di Fondo, con dei DTM di precisione di almeno 1 metro, creando un archivio di dati disponibili per nuovi studi. Per valutare con maggiore accuratezza l'innescò di fenomeni franosi come la colata detritica di Vaudanza è necessario effettuare analisi pluviometriche e idrologiche più dettagliate e quindi identificare una soglia pluviometrica critica efficace.

Il caso studio di Vaudanza rappresenta dunque un esempio significativo di come la conoscenza del territorio, supportata da strumenti di simulazione avanzati, possa contribuire alla riduzione del rischio idrogeologico e alla tutela del patrimonio naturale e antropico delle aree montane. In particolare, la Valchiusella si distingue rispetto alle valli limitrofe per la sua limitata urbanizzazione e per la presenza ancora prevalente di ambienti naturali e rurali, elementi che ne hanno preservato l'equilibrio geomorfologico e ridotto l'impatto degli eventi estremi.

Riferimenti bibliografici

- [1] Minu Treesa Abraham et al. «Debris flow simulation 2D (DFS 2D): Numerical modelling of debris flows and calibration of friction parameters». In: *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 14.6 (2022), pp. 1747–1760.
- [2] Dipartimento Rischi naturali e ambientali. *Rapporto evento 15-17 aprile 2025*. Rapp. tecn. Arpa Piemonte, 2025.
- [3] P. Bertolo e G. Bottino. «Debris-flow event in the Frangerello Stream-Susa Valley (Italy)—calibration of numerical models for the back analysis of the 16 October, 2000 rainstorm.» In: *Landslides* 5 (2008), pp. 19–30.
- [4] P. Bertolo e G. F. Wieczorek. «Calibration of numerical models for small debris flows in Yosemite Valley, California, USA». In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5.6 (2005), pp. 993–1001.
- [5] Alberto Carton. «Alpi e Prealpi centro orientali: cenni di geologia e geomorfologia». In: *Biogeographia—The Journal of Integrative Biogeography* 26.1 (2005).
- [6] Xing-Yu Ding et al. «Risk assessment of debris flow disaster in mountainous area of northern Yunnan province based on FLO-2D under the influence of extreme rainfall». In: *Frontiers in Environmental Science* Volume 11 - 2023 (2023). DOI: 10.3389/fenvs.2023.1252206.
- [7] Franco Gianotti. «L'Anfiteatro Morenico di Ivrea». 2007.
- [8] Richard Hugget. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, 2011.
- [9] Oldrich Hungr. «A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches». In: *Canadian Geotechnical Journal* 32.4 (1995), pp. 610–623. DOI: 10.1139/t95-063.
- [10] Small R. J. e Clark M. J. «Slopes and weathering. Cambridge Topics in Geography,» in: *Cambridge Cambridgeshire* (1982).
- [11] Renato Lancellotta. *Geotecnica*. Quarta edizione. Zanichelli, giugno 2012.
- [12] Sven Lukas et al. «Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers – towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland». In: *Quaternary Science Reviews* 38 (2012), pp. 27–48. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.022>.
- [13] Nico Mölg et al. «On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces». In: *Geomorphology* (2020). DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107092>.
- [14] Carlo Oggeri. «Geotechnical description of landslides during the 1993-1994 floods in Northern Italy». In: *Landslides, Senneset* (1996).
- [15] Paolo Foietta Pres. Antonio Saitta. *Aggiornamento e adeguamento del Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale: Assetto geologico e geomorfologico della provincia di Torino*. Rapp. tecn. Provincia di Torino, 2011.
- [16] Gazzetta ufficiale della Repubblica Italiana. *Norme Tecniche per le costruzioni*. Rapp. tecn. Ministero delle infrastrutture e dei trasporti, 2018.