



Università degli Studi di Genova



Dipartimento di Scienze della terra, dell'ambiente e della vita (DISTAV)

Corso di Dottorato in SCIENZE E TECNOLOGIE PER
L'AMBIENTE E IL TERRITORIO (STAT)

Curriculum: di Scienze della Terra – Codice 6205

XXXII ciclo

TITOLO DELLA TESI DI DOTTORATO

**Valutazione e mitigazione dei rischi geo-idrologici derivanti da eventi catastrofici
nell'area del Parco Nazionale delle Cinque Terre
(Provincia della Spezia - Regione Liguria)**

Dottorando: *Luca Raimondi*

Tutori: *Prof. Marco Firpo e Prof. Andrea Cevasco (Univ. degli Studi di Genova)*

Sommario

1. Tema e scopo della ricerca.....	2
2. Ambito territoriale ed evento catastrofico oggetto di sperimentazione.....	3
3. Inquadramento dell'area in studio: raccolta dati e creazione database in ambiente QGIS ..	5
3.1. DB topografico: Digital Terrain Model - DTM	5
3.2. DB geologico-strutturale: il substrato roccioso	6
3.3. DB prospezioni geognostiche: i depositi detritici di copertura dei versanti	7
3.4. DB uso del suolo (assetto vegetazionale).....	8
3.5. DB inventario dei fenomeni franosi.....	10
3.6. Parametri geotecnici ed idrogeologici dei terreni	12
3.7. Analisi dei dati pluviometrici riferiti all'evento meteorologico del 25 ottobre 2011	15
4. Le basi teoriche del modello sperimentale di suscettibilità.....	18
4.1. Il modello deterministico associato al sistema geografico informatizzato GIS.....	18
4.2. Le assunzioni ed i principi di base del modello di suscettibilità	19
4.3. I limiti del metodo LEM applicato al "pendio indefinito"	21
4.4. Il parametro 'slope angle (β°)' e la risoluzione spaziale del DTM	22
4.5. Il parametro 'vertical thickness o depth (d)'	25
4.6. Il parametro di saturazione di strato '(m)'	35
4.7. I parametri fisico-meccanici ed idrogeologici dei terreni	42
5. L'applicazione del metodo e la valutazione dei risultati del modello sperimentale.....	48
5.1. Il raster d'uscita del modello	48
5.2. Il confronto fra il raster di uscita del modello con l'inventario dei fenomeni franosi del 25/10/2011	50
5.3. Valutazione della capacità predittiva del modello sperimentale attraverso metodo statistico areale.....	51
6. Conclusioni	58
Bibliografia	61

1. Tema e scopo della ricerca

Il tema della presente ricerca, inserita nel XXXII corso per il dottorato in scienze e tecnologie per l'ambiente ed il territorio, riguarda la valutazione e mitigazione dei rischi geo-idrologici derivati da eventi catastrofici con particolare riferimento a frane distruttive innescate da precipitazioni meteoriche eccezionali, fenomeni che si manifestano con una certa frequenza e intensità che paiono in aumento negli ultimi decenni, con gravi conseguenze di carattere socio-ambientale ed economico, da porre in relazione ad una ormai acclarata fase di cambiamento climatico in atto a livello planetario (Seneviratne et al., IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014).

Con riferimento ad ambiti territoriali geologicamente fragili e propensi al dissesto, sottoposti a stress antropico climatico crescente, la possibilità di poter conoscere in anticipo (rispetto ai suddetti eventi pluviometrici eccezionali) la localizzazione di aree sensibili all'insacco di movimenti franosi, con elevato grado di precisione, rappresenterebbe un grande vantaggio per la comunità. Tale conoscenza consentirebbe infatti di poter adottare adeguate soluzioni nel campo della pianificazione e gestione delle attività umane, della protezione civile, della prevenzione e della mitigazione dei rischi geo-idrologici insiti nell'uso del suolo, permettendo di evitare falsi allarmi e di concentrare le energie e le risorse disponibili nelle aree focali d'interesse.

L'obbiettivo da raggiungere, pertanto, è mirato alla possibilità di poter disporre di uno strumento capace di fornire con largo anticipo previsioni attendibili sulla localizzazione e quantificazione di fenomeni di dissesto idrogeologico potenzialmente distruttivi attivabili in concomitanza di eventi pluviometrici eccezionali con valori d'intensità attesi per l'area.

Attualmente, nella comunità geo-scientifica sono numerosi gli studi effettuati o in corso d'opera per raggiungere tale meta, avvalendosi anche delle più moderne tecniche di acquisizione, di gestione e di analisi dei dati topografici e geologici.

Anche la presente attività di ricerca ha inteso contribuire al suddetto scopo cimentandosi nella sperimentazione di un modello spaziale georeferenziato di simulazione fisico-matematico in ambiente gestionale informatizzato GIS (Geographic Information System) finalizzato alla previsione di fenomeni franosi superficiali rapidi potenzialmente distruttivi riferiti ad un dato comprensorio alla scala di bacino in funzione delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, geotecniche locali e delle condizioni pluviometriche d'insacco assunte al contorno, in grado di consentire la previsione dei suddetti fenomeni con indice di probabilità elevato associato ad una bassa dispersione geografico-spaziale dei dati d'uscita.

2. Ambito territoriale ed evento catastrofico oggetto di sperimentazione

La sperimentazione in oggetto è stata condotta nel comprensorio territoriale del Parco Nazionale delle Cinque Terre, in particolare nel bacino idrografico pilota di Vernazza (SP), costituito da un piccolo dominio imbrifero costiero (superficie 5,8 km²), contornato da rilievi montuosi d'altezza notevole (oltre 800 m s.l.m.), in gran parte antropizzato e modellato a terrazze a fini agricoli nonché urbanizzato nel tratto idrografico focivo, occupato dall'omonimo nucleo abitato affacciato sul mare.

Figura 1 - Il Bacino di Vernazza (SP)

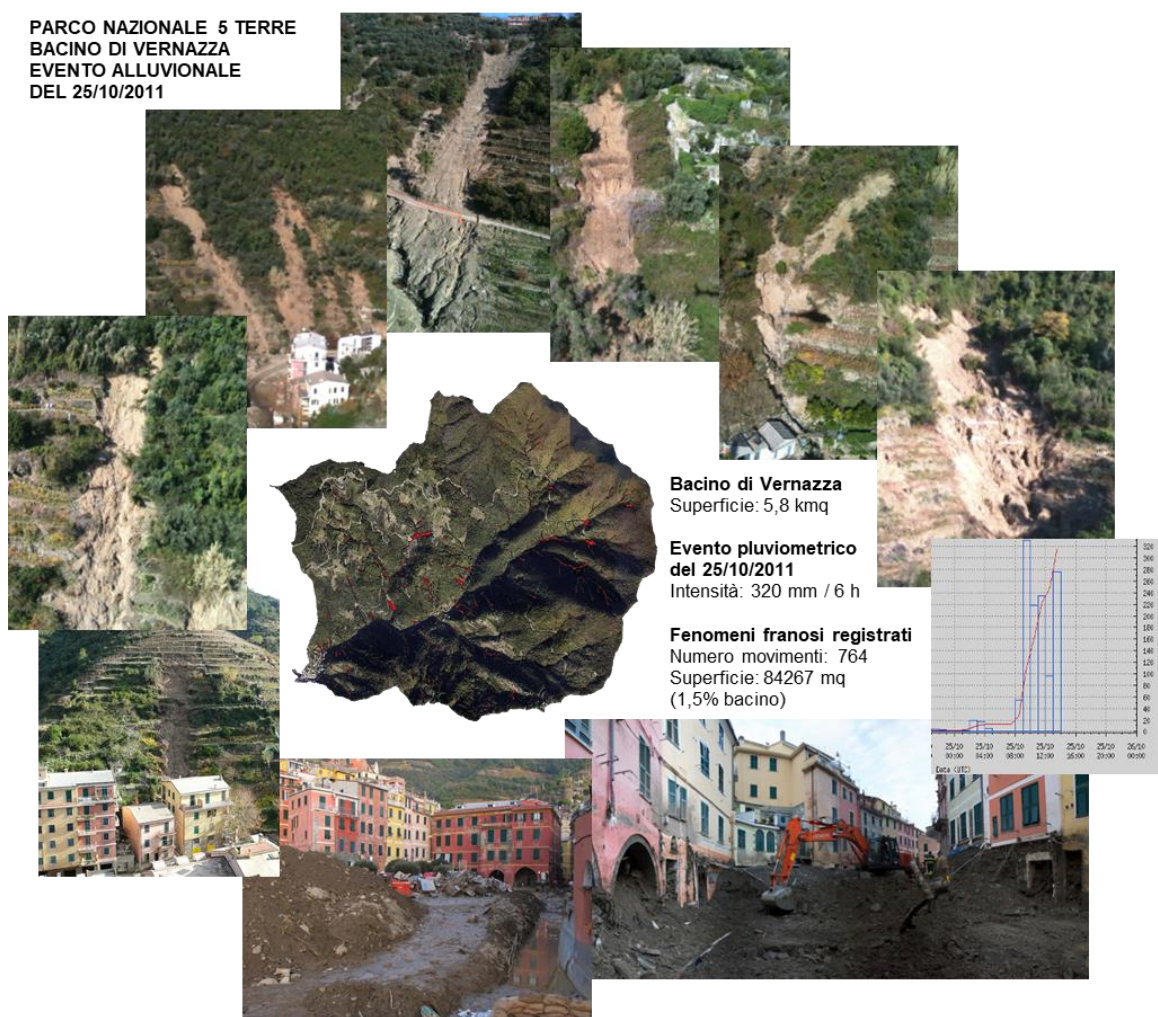


Tale ambito in data 25 ottobre 2011 è stato interessato da un evento meteorico con piogge d'intensità eccezionali, con valori registrati di oltre 300 mm in 6 ore, che hanno innescato più di 690 fenomeni franosi provocando un enorme trasporto di materiale solido lungo i versanti e l'alluvionamento del fondo valle, causando enormi danni e vittime tra la popolazione.

Merita qui sottolineare che i fenomeni di dissesto che si innescarono a seguito delle suddette precipitazioni eccezionali, osservati e classificati da studi post evento (Cevasco et al., 2013; 2014), furono

per la totalità ascritti a frane superficiali di scivolamento, erosione concentrata, flussi incanalati e colate rapide di detrito saturato non plastico su versante che coinvolsero in prevalenza terreni detritici sciolti di copertura o porzioni superficiali di strati rocciosi fortemente alterati e disgregati. Detti fenomeni si svilupparono in maniera diffusa sui i versanti del citato territorio localizzandosi spesso anche in zone considerate stabili dalle allora vigenti cartografie ufficiali PAI per la difesa del suolo.

Figura 2 – L’evento pluviometrico catastrofico del 25/10/2011



A partire dal periodo dell’evento sino ai giorni nostri tale ambito, duramente colpito, è stato oggetto di numerose indagini e studi da parte di ricercatori universitari (tra cui si cita A. Cevasco, P. Brandolini, G.P. Galve, G. Pepe, E. Raso, etc.) che hanno effettuato rilevamenti diretti, indagini in sito e collezionato una vasta mole di dati che costituiscono base imprescindibile per la valutazione della propensione al dissesto del territorio.

Con la presente ricerca sono stati raccolti ulteriori dati in sito, che sono stati poi inseriti in un database digitale ed utilizzati nelle simulazioni e per le verifiche del modello sperimentale in oggetto.

3. Inquadramento dell'area in studio: raccolta dati e creazione database in ambiente QGIS

L'area test per la sperimentazione del suddetto modello è stata riferita all'ambito di bacino locale, intendendo con questo termine un dominio idrologico, idrogeologico ed idrografico territoriale unitario identificabile ed indipendente dalle zone circostanti in relazione agli apporti idrici superficiali e sotterranei ed ai processi geomorfologici in esso presenti (nello specifico coincidente con il bacino imbrifero delimitato dallo spartiacque orografico).

Con riferimento a tale ambito sono stati acquisiti sia dati cartografici spaziali che informazioni georeferenziate di tipo geologico, geomorfologico, idrogeologico, geotecnico e topografico, tratte dalla letteratura e da nuove indagini effettuate in sito, che sono stati poi organizzati ed inseriti in forma di strati digitali (layers) in un sistema geografico informatizzato (GIS).

Per la gestione dei dati è stata utilizzata la nota applicazione desktop "open source" denominata QGIS. Tale applicativo, rispetto ai pacchetti commerciali equivalenti, costituisce un potentissimo strumento di gestione dei dati territoriali informatizzati il cui codice sorgente, liberamente messo a disposizione dagli sviluppatori, può essere non solo utilizzato ma anche modificato permettendone la sua riprogrammazione per rispondere alle specifiche esigenze richieste.

3.1. DB topografico: Digital Terrain Model - DTM

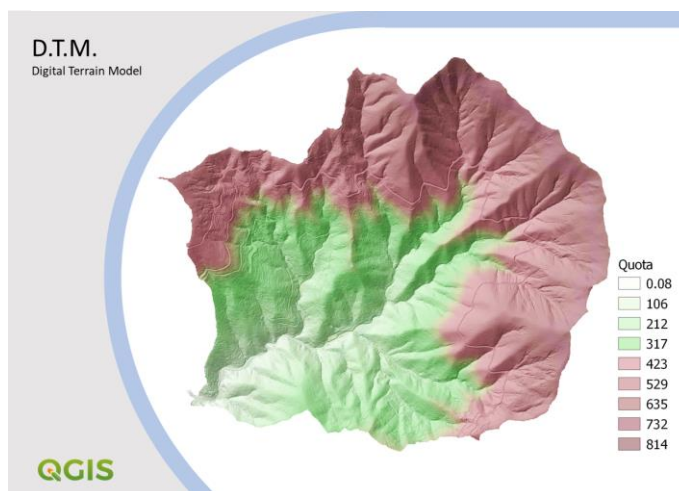
Per la gestione dei dati topografici sono stati utilizzati i seguenti strati informatizzati raster DTM contenenti le quote digitali del terreno:

- DTM base con risoluzione a terra 5x5m derivato dall'interpolazione della cartografia regionale CTR 1:5000 2007 II Ed. 3D/DB top (Regione Liguria – Sistemi Informativi e Telematici Regionali).;

- DTM di dettaglio con risoluzione a terra 1x1m derivato dall'elaborazione di dati di rilevamenti aerei laser scanner LIDAR (light detection and ranging) effettuati dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare nell'ambito del Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale nel periodo 2008-2010, quindi rilevato precedentemente l'evento alluvionale del 25/10/2011;

- DTM di dettaglio con risoluzione a terra 1x1m derivato da telerilevamenti aerei LIDAR effettuati in data 11 novembre 2011

Figura 3 – Raster QGIS del Modello digitale del terreno del bacino di Vernazza (DTM con risoluzione a terra 1x1m).



dal Servizio Aereo di Telerilevamento e Sorveglianza della Protezione Civile del Friuli-Venezia-Giulia mostrante, pertanto, il quadro topografico post evento.

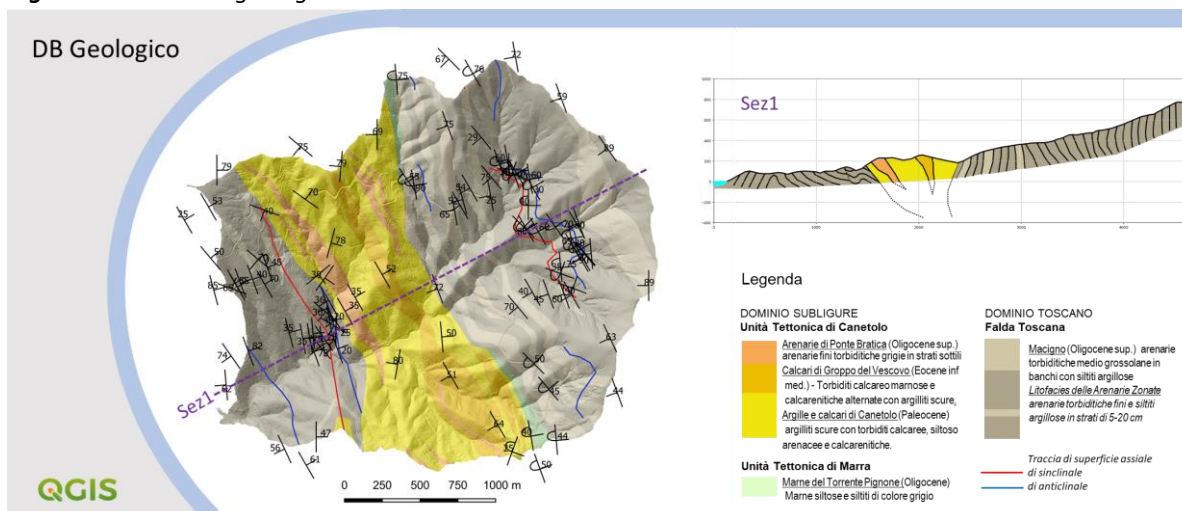
L'elaborazione analitica spaziale in ambiente QGIS dei suddetti DTM ha prodotto altri layer di grandezze idro-morfo-metriche derivate quali, ad esempio, la carta delle pendenze (slope), la carta dell'esposizione dei versanti (aspect), la carta dell'indice di posizione topografica (TPI), la carta della direzione dei flussi (flow direction), la carta dell'area di alimentazione (flow accumulation) ecc., che sono risultati molto utili negli sviluppi successivi del modello di simulazione.

3.2. DB geologico-strutturale: il substrato roccioso

È stato realizzato un layer geologico, derivato da dati bibliografici integrati da rilievi diretti in sito, da cui è risultato che il substrato roccioso del bacino di Vernazza è costituito per la sua totalità da formazioni sedimentarie terrigene rappresentate per il 73% da torbiditi arenaceo-siltitiche (riconducibili per il 66% al flysch Macigno della Falda Toscana e per il 7% alle Arenarie di Ponte Bratica dell'Unità di Canetolo), per il 27% da argilliti con intercalazioni di torbiditi calcaree (imputabili per il 22% alla formazione delle Argille e Calcari e per il 4% ai calcari di Groppo del Vescovo dell'Unità di Canetolo) e per l'1% da marne siltose (della formazione delle Marne del Torrente Pignone dell'Unità di Marra).

Per quanto concerne l'assetto geo-strutturale, le suddette unità tettonico-stratigrafiche presenti nel bacino si trovano accavallate e ripiegate tra loro con vergenza SW ed allungamento in direzione appenninica NW-SE per spinte tettoniche regionali subite in fase orogenetica di raccorciamento crostale in età Miocene medio, ad una profondità compatibile con una deformazione duttile avvenute su un edificio di accrezione già precedentemente impilato il quale è stato poi esumato nel tardo Miocene ed infine, a partire dal Messiniano, interessato da un regime dinamico distensivo, in campo di rottura fragile, con faglie subverticali che hanno ulteriormente smembrato tali formazioni (Abbate, Fanucci, Benvenuti, Brunì,

Figura 4 – Database geologico del bacino di Vernazza



Cipriani, Falorni, Fazzuoli, Morelli, Pandeli, Papini, Sagri, Reale & Vannucchi, 2005).

Come si vede nella *Figura 4* l'ambito territoriale è impostato su un tratto di una struttura sinforme ad allungamento appenninico SW-NE modellata nei potenti strati arenacei del flysch "Macigno" (Falda Toscana) al cui nucleo si trova strizzata la formazione argillitica, tettonicamente sovrascorsa, dell'Unità di Canetolo.

In sintesi, la porzione orientale del bacino è caratterizzata da strati arenaceo-siltitici con giacitura ad elevato angolo d'inclinazione ed immersione sia SW che NE, generando sui versanti degradanti verso SW strutture a reggipoggio o franapoggio (questi ultimi ben visibili sui fronti di sbancamento pseudo verticali a monte la strada Provinciale SP51). La porzione centrale dell'area è occupata invece da argilliti scistose (dell'Unità di Canetolo) di aspetto scaglioso, con intercalazioni di torbiditi arenacei o calcaree fortemente ripiegate e tettonizzate, con struttura prevalentemente caotica predisponente la mobilitazione delle coltri detritiche lungo i ripidi pendii. La porzione occidentale del bacino, infine, è ancora interessata dagli strati arenacei del flysch Macigno che, in questo settore, si presentano intensamente ripiegati con inclinazioni variabili, in genere maggiori in prossimità della costa rispetto all'immediato retroterra.

3.3. DB prospezioni geognostiche: i depositi detritici di copertura dei versanti

Le suddette formazioni geologiche arenaceo-siltitiche tenere, tettonizzate, poco permeabili, sono particolarmente soggette a degradazione chimica e disgregazione fisico-meccanica superficiale da parte degli agenti esogeni che hanno trasformato la porzione rocciosa esterna, fratturata ed alterata, in una coltre detritica costituita da blocchi e frammenti litici residuali immersi in abbondante matrice granulare fine originata dal disfacimento della roccia madre.

I versanti rocciosi del bacino sono infatti ricoperti, in maniera diffusa, dai suddetti depositi granulari sciolti che da un lato hanno favorito l'attecchimento della vegetazione spontanea (bosco e macchia mediterranea) e d'altro lato hanno consentito lo sviluppo di una tipica agricoltura locale ottenuta dal modellamento degli stessi terreni granulari in piane terrazzate (per la coltivazione della vite e dell'olivo).

Pertanto, la conoscenza della distribuzione spaziale degli spessori delle suddette coltri detritiche lungo i versanti riveste un'importanza

Figura 5 – Vista di un tipico versante del bacino di Vernazza artificialmente terrazzato nella porzione inferiore, occupato dalla macchia mediterranea spontanea nella parte sommitale.

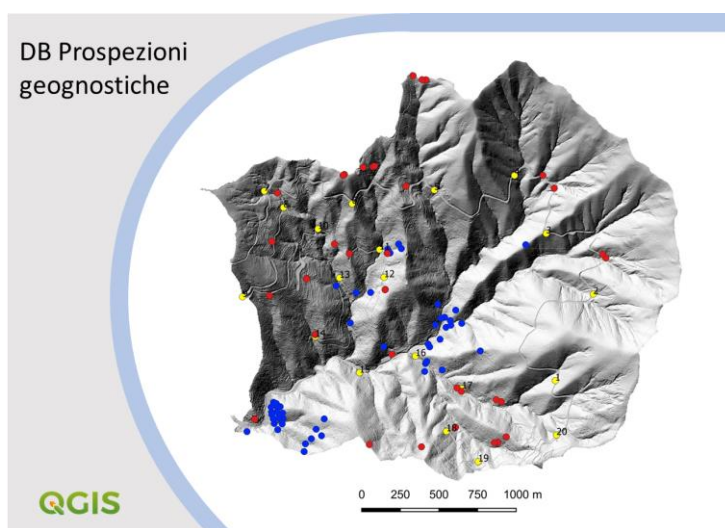


fondamentale per la presente ricerca.

Per lo stesso obiettivo assume rilevanza la conoscenza delle caratteristiche geotecniche ed idrogeologiche dei suddetti sedimenti granulari i quali risultano potenzialmente soggetti, in presenza di acque di imbibizione e di filtrazione, a perdita di consistenza e stabilità per deficit di resistenza in rapporto alle forze gravitative mobilitanti.

Per i suddetti motivi sono stati raccolte tutte le informazioni ed è stato creato uno strato informatizzato (layer) vettoriale di punti georeferenziati associati a relativo database contenente tutti i dati di tipo geotecnico ed idrogeologico derivati da indagini in sito e da prove di laboratorio relativamente ai suddetti terreni di copertura. In particolare, con riferimento agli spessori delle suddette coltri eluvio-colluviali si è potuto fare affidamento su 103 punti di acquisizione georeferenziati riferiti a sondaggi geomeccanici (prove SCPT) eseguiti in sito.

Figura 6 – Layer vettoriale QGIS dei punti georeferenziati associati al database DB Prospezioni geognostiche del bacino di Vernazza.



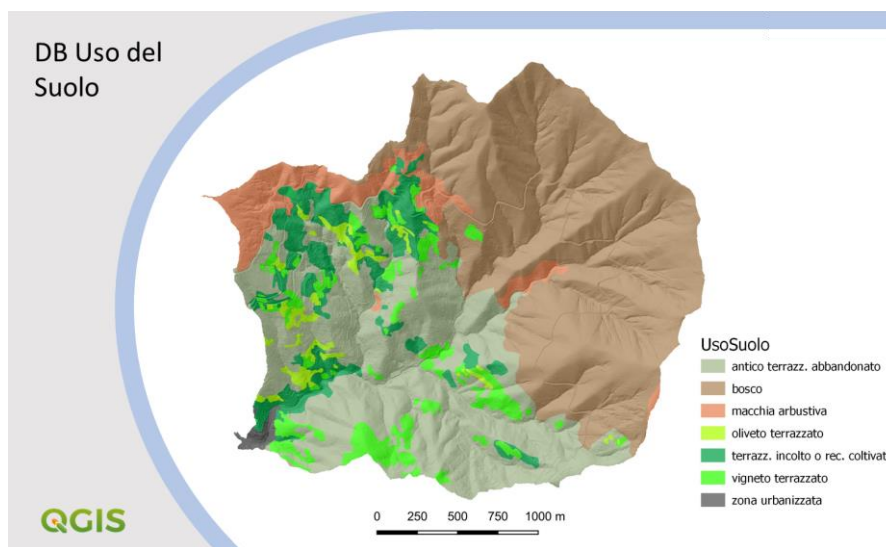
3.4. DB uso del suolo (assetto vegetazionale)

Partendo da studi ed elaborazioni cartografiche esistenti per il bacino di Vernazza (Cevasco et al., 2013) è stato inoltre implementato ed inserito nel sistema GIS anche uno specifico layer sull'assetto vegetazionale e l'uso del suolo, fattori che sono apparsi influenzare la predisposizione al dissesto dei versanti (Cevasco, 2014; Galve et al., 2015; Persichillo et al., 2016; 2017).

Recependo e mantenendo le classificazioni degli studi precedenti, nel bacino di Vernazza sono stati distinti i seguenti ambiti di cui viene indicata la relativa area percentuale calcolata: - bosco 46 %; macchia arbustiva 6%; terrazzamento abbandonato insediato da vegetazione 31%; terrazzamento incolto o recentemente coltivato 7%; oliveto terrazzato 2%, vigneto terrazzato 6%, zona urbanizzata 1%.

Per quanto concerne l'assetto morfologico si ricorda che il bacino di Vernazza presenta caratteristiche tipicamente montane con l'81% dell'area totale costituita da versanti con inclinazione compresa tra 25° e 45° sull'orizzontale.

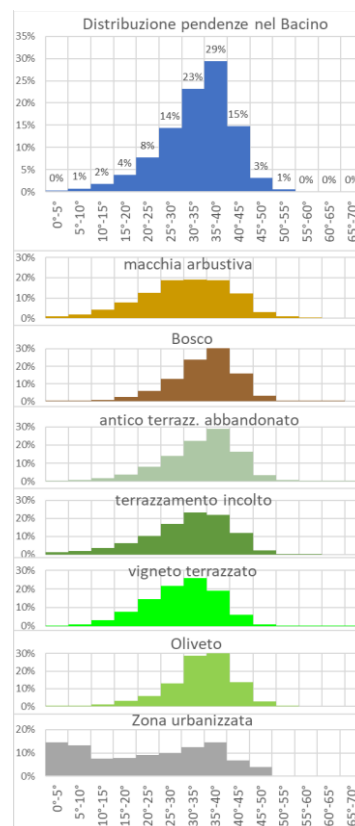
Figura 7 - Layer vettoriale QGIS associato a database DB uso del suolo del bacino di Vernazza.



Dalla sovrapposizione del layer uso del suolo con quello delle pendenze discretizzate per intervalli di 5° è stata valutata la distribuzione dell'acclività nelle sopraccitate classi. Nello specifico il bosco ed i terrazzamenti abbandonati (che rappresentano più del 75% del bacino) occupano i versanti più ripidi (e distanti dal centro abitato) ed appaiono distribuiti con maggior frequenza nella fascia caratterizzata da pendenze comprese tra 30° e 45°, i terrazzamenti coltivati a vigneto e quelli incolti (recentemente abbandonati) si localizzano con maggior frequenza in zone (ubicate a minor distanza dal centro abitato) con pendenza compresa tra 25° e 40° ed infine l'area urbanizzata occupa il settore territoriale di fondovalle con acclività media di 23° distribuita su una ampia fascia di variabilità.

La suddetta analisi morfometrica evidenzia da parte dell'attività antropica storicamente presente in tale località la tendenza preferenziale all'insediamento e all'utilizzo del suolo a fini agricoli nelle aree meno acclivi di fondovalle prossime ai corsi d'acqua, più accessibili e facilmente utilizzabili. D'altro lato conferma, in fase di recessione delle pratiche agricole avvenuta nell'ultimo secolo, l'abbandono per primo delle zone montane più ripide ed impervie.

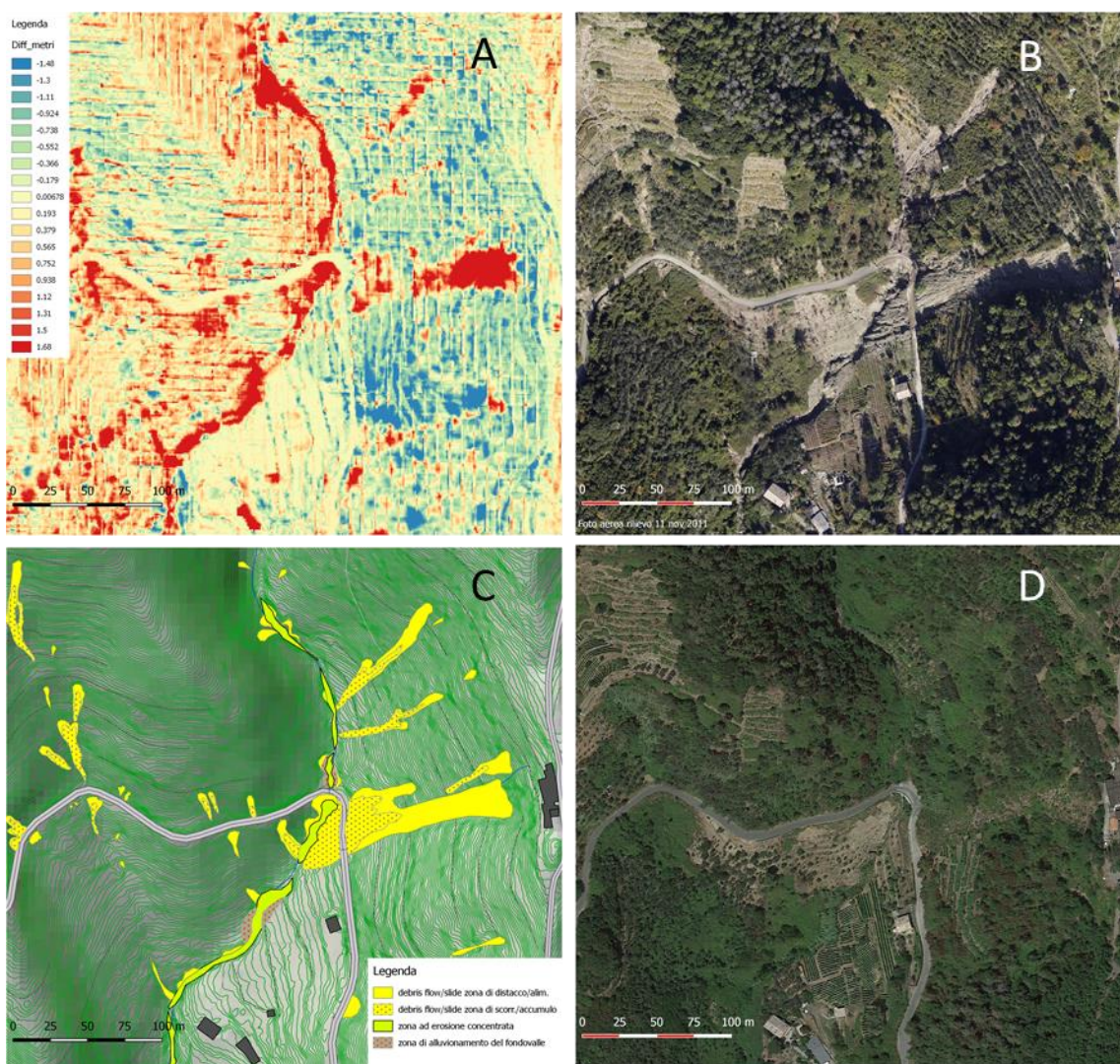
Figura 8 - Istogrammi della distribuzione delle pendenze riferite all'intero areale e ai singoli ambiti d'uso del suolo del bacino di Vernazza.



3.5. DB inventario dei fenomeni franosi

Si è provveduto infine alla realizzazione di un inventario informatizzato dei fenomeni franosi aggiornando ed implementando le banche dati esistenti (Cevasco et al., 2013; 2014) con ulteriori rilevamenti diretti in campagna, nonché analizzando dati fotogrammetrici (ortofoto aeree) e dati digitali georeferenziati (elaborati da telerilevamenti LIDAR) riferiti a periodi precedenti e posteriori l'evento alluvionale del 25/10/11.

Figura 9 – Vista dei layers georeferenziati utilizzati, in associazione ai controlli diretti a terra, per l'inventario delle frane nel bacino di Vernazza : **(A)** Raster sottrazione DTM_PRE - DTM_POST evento; **(B)** Ortofoto - rilievo 11/11/2011 Servizio Aereo di Telerilevamento.e Sorveglianza della Protezione Civile del Friuli-Venezia-Giulia; **(C)** Layer e DB dell'inventario delle frane realizzato; **(D)** Foto aerea Google Satellite - high resolution detection - Terra Metric 07/07/2017



Particolarmente utile per tali scopi è risultato il raster ottenuto con processi di map algebra in ambiente QGIS dalla differenza dei due DTM (LIDAR 1x1m) disponibili e riferiti a condizioni PRE e POST-evento. In alto a sinistra nel riquadro A) della Figura 9 è riportata una porzione di tale strato informatizzato riferita ad un limitato settore di territorio ove con gradazione di colore dal rosso al blu passando per il bianco si evidenzia una variazione di quota da negativa a positiva, riconducibile rispettivamente ad una

situazione di erosione (rosso) e di deposito (blu) di materiale.

A causa della diversa risoluzione dei due rilievi laser scanner e dei limiti di filtraggio degli impulsi per minimizzare i fenomeni d'interferenza a terra e per gli effetti di *noise*, il dato differenziato fornito, confrontato con i rilievi diretti in sito, è risultato utilizzabile solo come indicatore di massima, maggiormente attendibile nelle zone aperte prive di vegetazione o a più bassa acclività dove l'errore è apparso minore.

Ogni fenomeno franoso è stato quindi georeferenziato e catalogato nel database del layer vettoriale (DB inventario delle frane) dalla cui interrogazione in ambiente QGIS è possibile ottenere, per ogni elemento, informazioni di tipo geometrico, geografico e geologico.

In particolare, riguardo ai processi geomorfologici censiti, sono stati distinti: (i) fenomeni di tipo erosivo concentrato dovuta all'azione delle acque incanalate lungo gli impluvi, (ii) fenomeni di alluvionamento e deposito sul fondo valle e (iii) frane rilevate lungo i versanti. Queste ultime sono state classificate per tipologia di movimento nelle quali è stata distinta spazialmente una zona sorgente di alimentazione/distacco ed una sottostante zona di scorrimento e/o accumulo del materiale franato.

Figura 10 - Layer QGIS delle forme vettoriali georeferenziate (*shapes*) associate al database DB Inventario delle Frane del bacino di Vernazza.

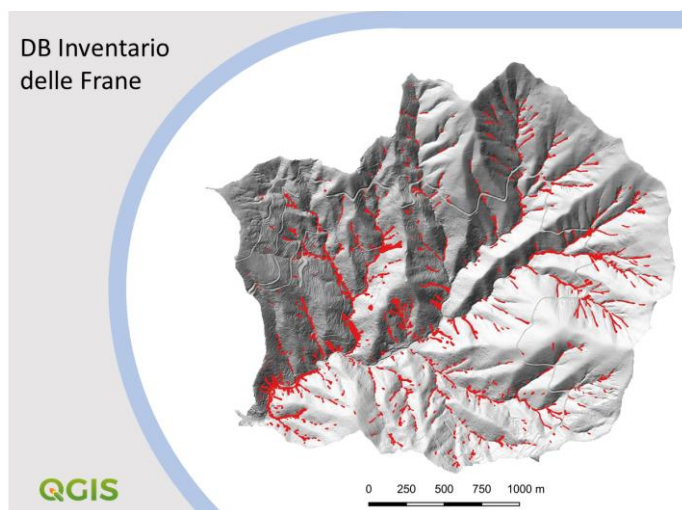


Tabella 1 –Tabella delle forme franose (*shapes*) inventariate nel bacino di Vernazza con informazioni relative alla tipologia, al numero e all'area minima, mediana, massima, totale e percentuale rispetto all'estensione del bacino stesso.

id	zona	tipo fenomeno	num shapes	area min (mq)	area med (mq)	area max (mq)	area totale (mq)	% area bacino
11	distacco/alimentazione	debris flow/slide/avalanche	764	4	64	2025	84267	1.5%
13	scorrimento/accumulo	debris flow/slide/avalanche	213	13	103	1000	108648	1.9%
14	erosione concentrata	acque incanalate	147	31	190	1484	39049	0.7%
15	accumulo su fondovalle	alluvionamento	14	294	692	2066	12230	0.2%
TOTALE			1138				244194	4.3%

In totale sono state catalogate e riportate nella cartografica digitale ben 1138 forme vettoriali (*shapes*) corrispondenti alle fenomenologie franose osservate la cui distribuzione, in termini di numero di

forme, di area territoriale complessiva interessata dal processo, di percentuale riferita all'estensione territoriale del bacino indagato, sono schematicamente riportate nella *Tabella 1*.

Dallo studio effettuato è risultato che nel bacino idrografico del torrente Vernazza, a seguito dell'evento alluvionale del 25/10/2011, i ripidi versanti collinari sono stati interessati da 764 fenomeni di franamento, la maggior parte dei quali di piccole dimensioni (estensione della zona di distacco statisticamente più frequente pari a 64 mq), che hanno coinvolto in totale 84267 mq di superficie, pari all'1,5% del bacino.

L'analisi condotta ha confermato che la tipologia prevalente di dissesto è costituita da frane superficiali di tipo *debris flow*, *debris avalanche* e *debris slide*, intendendo con tali termini rispettivamente:

- *debris flow* - un rapido flusso di detrito non plastico saturato entro un ripido canale o impluvio (Hungry et al.; 2001),
- *debris avalanche* - una rapida colata superficiale di detrito saturato o parzialmente saturato su un ripido versante ma senza un confinamento stabilito (Hungry et al., 2001) il cui movimento, proprio per la mobilità dovuto al contenuto d'acqua, è assimilabile appunto ad una valanga (Sharpe, 1938),
- *debris slide* - un distacco o scivolamento di terreno detritico sciolto lungo un ripido pendio quando tale materiale è ancora comparativamente asciutto e denso tale da formare un deposito d'ammasso irregolare (Cruden & Varnes, 1996).

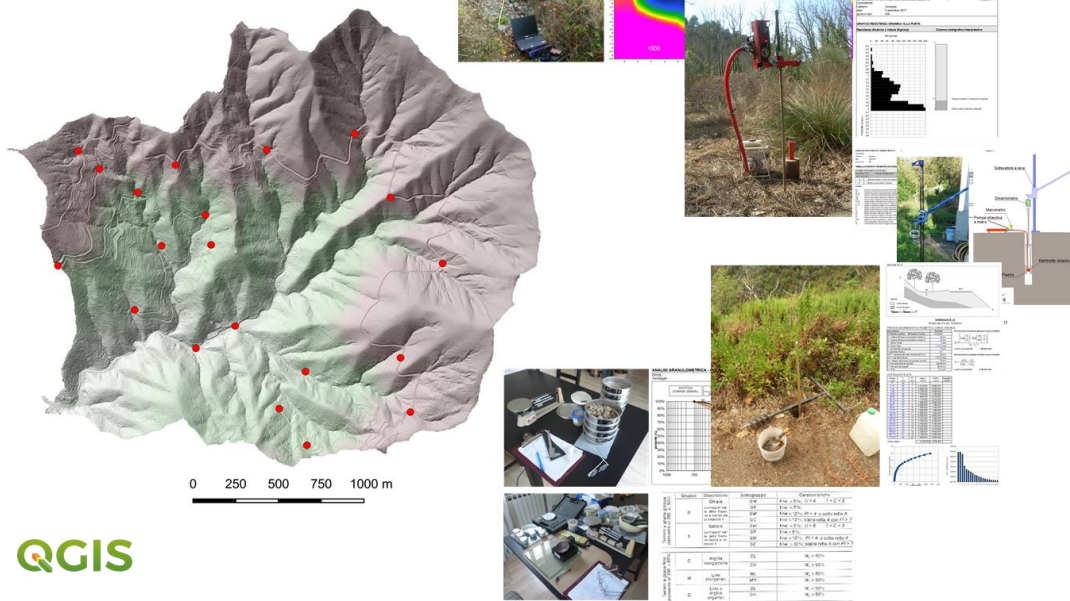
3.6. Parametri geotecnici ed idrogeologici dei terreni

Come già accennato, nel database associato al layer vettoriale (di punti georeferenziati) denominato DB Prospezioni geognostiche sono state raccolte tutte le informazioni ed i dati acquisiti per la caratterizzazione geotecnica ed idrogeologica dei terreni detritici eluvio-colluviali di copertura potenzialmente mobilizzabili.

In aggiunta ai dati bibliografici raccolti sono state predisposte ulteriori 20 stazioni di misura spazialmente distribuite entro il bacino in esame ove sono stati eseguiti 20 sondaggi penetrometrici dinamici medi SCPT (standard cone penetration tests), 10 prove BST (borehole shear test), 20 prove di permeabilità infiltrometriche in situ (in pozzetto a carico variabile), 20 campionamenti di terreno disturbato o indisturbato per la determinazione delle proprietà fisiche: peso di volume, analisi granulometriche, determinazione dei limiti di consistenza di Atterberg (questi ultimi eseguiti solo sulla frazione passante al setaccio #200 per campioni con percentuale di materiale fine > 12%).

Figura 11 – Ubicazione stazioni di misura e campionamento in sito entro il bacino di Vernazza

Indagini geonostiche



Dalle analisi suddette i terreni detritici di copertura presenti del bacino di Vernazza sono risultati piuttosto omogenei in quanto a composizione ed assortimento granulometrico e classificabili (dai termini più grossolani ai più sottili) da *ghiaie* sabbiose sino a *sabbie limo-argillose con ghiaia*.

Le curve di distribuzione granulometrica sono risultate, in genere, estese, con coefficiente di uniformità $U > 11$, dotate di scarsa (o poco abbondante) frazione sottile limo-argillosa (in genere inferiore al 30%) quest'ultima costituita in prevalenza da limi inorganici non plastici o poco plastici di bassa e media compressibilità.

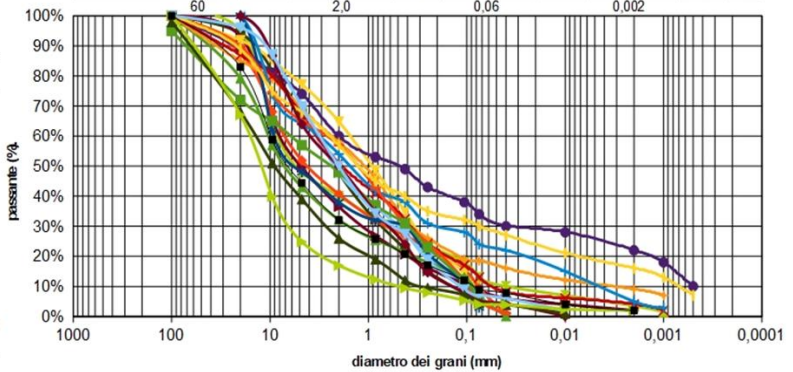
Figura 12 – Analisi granulometriche e limiti di consistenza di Atterberg (sulla frazione fine $f < 0.075\text{mm}$) relativi ai campionamenti effettuati nel bacino di Vernazza.

Località: **Bacino di Vernazza**
 Esami: **Analisi granulometriche e limiti di consistenza di Atterberg sulla frazione fine $\phi < 0.075\text{mm}$**

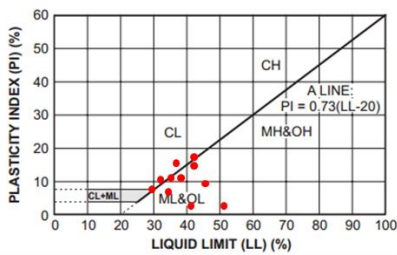
ANALISI GRANULOMETRICA - GRAIN SIZE ANALYSIS

Boring Sondaggio	Sample Campione	Depth from Profondità da	to a
---------------------	--------------------	-----------------------------	---------

CIOTTOLI COARSE GRAVEL	GHIAIA/ GRAVEL			SABBIA/ SAND			LIMO / SILT			ARGILLA / CLAY		
	G	M	F	G	M	F	G	M	F	G	M	F



PLASTICITY CHART



Con riferimento al sistema di classificazione USCS (Unified Soil Classification System) riportato nella Tabella 2 tali terreni sono risultati classificabili con le seguenti sigle: GP (2 campioni), GP-GC (1 campione), GW (1 campione), GW-GM (2 campioni), SW (1 campione), SP (5 campioni), SM (2 campioni), SC (4 campioni), SP-SM (2 campioni).

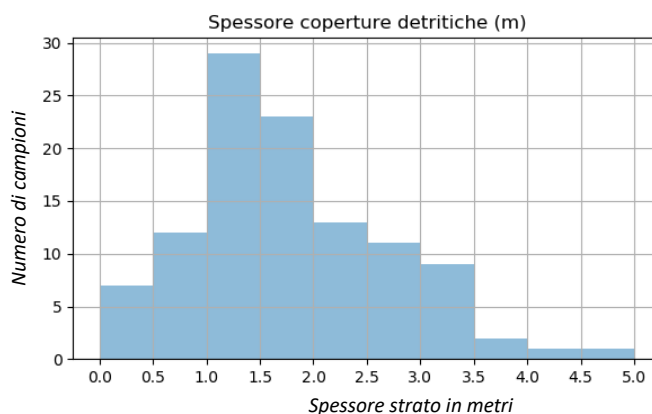
Tabella 2 – Unified Soil Classification System (D 2487-83, 04, American Society for Testing and Materials, 1985)

Major division		Group symbol	Typical name	Classification criteria	
Coarse-grained soils (More than 50% retained on No. 200 ASTM sieve)	Gravels 50% or more of coarse fraction retained on No. 4 ASTM sieve	Clean gravels	GW Well-graded gravels and gravel-sand mixtures, little or no fines.	Classification on the basis of percentage of fines. Less than 5% passing No. 200 ASTM sieve—GW, GP, SW, SP. More than 12% passing No. 200 ASTM sieve—GM, GC, SM. SC. 5% to 12% passing No. 200 ASTM sieve—Border-line classification requiring use of dual symbols.	
		Gravels with fines	GP Poorly-graded gravels and gravel-sand mixtures, little or no fines.		$U = D_{60}/D_{10}$ greater than 4 $C_u = D_{60}^2 / (D_{30} \times D_{20})$ between 1 and 3.
			GM Silty gravels, gravel-sand-silt mixtures.		Not meeting both criteria for GW.
		Gravels with fines	GC Clayey gravels, gravel-sand-clay mixtures.		Atterberg limits plot below A-line or plasticity index less than 4.
	Sands More than 50% of coarse fraction passes No. 4 ASTM sieve		Clean sands		SW Well-graded sands and gravelly sands, little or no fines.
		Clean sands	SP Poorly-graded sands and gravelly sands, little or no fines.		U greater than 6 C_u between 1 and 3.
			Sands with fines		SM Silty sands, and-silt mixtures.
		SC Clayey sands, sand-clay mixtures.			Atterberg limits plot below A-line or plasticity index less than 4.
	Fine-grained soils (50% or more passes No. 200 ASTM Sieve)	Silt and Clays (Liquid limit 50% or less)	ML Inorganic silts, very fine sands, rock flour, silty or clayey fine sands.		Check Plasticity Chart
			CL Inorganic clays or low to medium plasticity, gravelly clays, sandy clays, silty clays, lean clays.		
OL Organic silts and organic silty clays of low plasticity.					
Silt and clays (Liquid limit greater than 50%)		MH Inorganic silts, micaceous or diatomaceous fine sands or silts, elastic silts.			
		CH Inorganic clays of high plasticity, fat clays.			
		OH Organic clays of medium to high plasticity.			
Highly organic clays	P _t Peat, muck and other highly organic soils.	Fibrous organic matter, will char, burn, or glow. Readily identified by colour, odour, spongy feel, and fibrous texture.			

Note: Boundary classification: Soils possessing characteristics of two groups are designated by combinations of group symbols — for example, GW-GC, well-graded, gravel-sand mixture with clay binder

Lo spessore delle coltri detritiche misurate nel bacino è risultato variabile da 0 (sui fronti rocciosi) ad un massimo di 4.9 m (ove valori superiori a 3.5 m sono stati registrati solo in particolari zone di accumulo o sul fondovalle) distribuendosi con maggior frequenza tra 1 e 2 metri (sui versanti).

Figura 13 - Istogramma frequenza – spessore (in m) delle coperture detritiche riferita alle misure effettuate nel bacino di Vernazza.



Per i parametri geotecnici di resistenza a rottura i suddetti terreni granulari hanno mostrato valori d'angolo d'attrito medi sullo strato (ϕ) tra 27° e 34° ricavati dalle suddette prove penetrometriche dinamiche medie continue SCPT utilizzando la correlazione De Mello (1971).

Per quel che concerne invece i valori di coesione di matrice del terreno (c) sono stati misurati valori variabili da 5,9 e 9,7 kPa ottenuti dalle suddette prove BST condotte negli strati più superficiali (profondità < 80 cm) in condizioni drenate.

Per quanto riguarda i parametri idrogeologici tali terreni, permeabili per porosità, hanno mostrato valori di conducibilità idraulica a saturazione (ottenuta da prove infiltrometriche in situ) variabili in un range compreso tra 2.9e-06 m/s a 2.5e-04 m/s.

Nella *Tabella 3* vengono schematicamente riassunti i parametri misurati per i terreni del bacino di Vernazza (fatta eccezione per la porosità efficace e il potenziale di suzione di matrice tratti dalla bibliografia). I valori riportati sono stati utilizzati nel modello sperimentale di suscettibilità.

Tabella 3 – Parametri geotecnici, geometrici ed idrogeologici dei terreni di copertura del bacino di Vernazza

Tabella parametri geotecnici, geometrici ed idrogeologici	
	Values range
<u>Terrain geotechnical parameters</u>	
Friction angle - ϕ (°)	27 - 34
Cohesion - c (KPa)	5.9 - 9.7
Terrain saturated weight - γ_{sat} (KN/m ³)	17.5 - 21
<u>Terrain geometrical parameters</u>	
Soil vertical thickness - depth - d (m)	0 - 4.9
Slope angle - β (°)	0 - 60
<u>Terrain hydrogeological parameters</u>	
Saturated hydraulic conductivity - K (m/s)	2.6E-04 - 2.9E-06
Effective porosity - p_e (%) – (da bibliografia)	25 - 45
Soil capillarity drive - ψ (m) – (da bibliografia)	0.5

3.7. Analisi dei dati pluviometrici riferiti all'evento meteorologico del 25 ottobre 2011

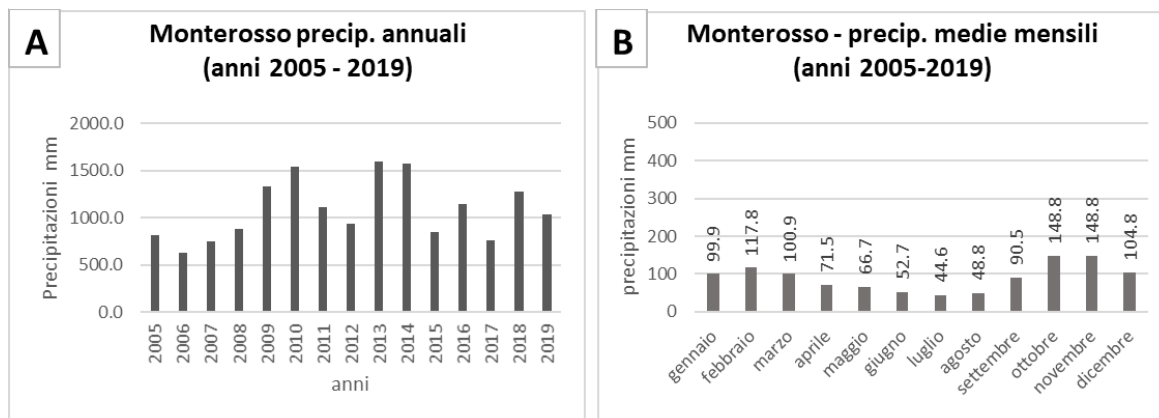
Sono state reperite inoltre le informazioni di carattere pluviometrico disponibili per il citato bacino di Vernazza, con particolare riferimento all'evento meteorico di eccezionale rilevanza avvenuto il 25/10/2011

In considerazione dell'assenza di strumenti di misura delle precipitazioni in loco, per tali dati si è fatto riferimento alla stazione pluviometrica più vicina installata (dal 2005) a Monterosso, distante circa 2,5 km dal bacino in esame.

In sintesi, il regime pluviometrico per tale ambito territoriale, facendo riferimento ai dati a disposizione (periodo 2005-2019), è caratterizzato da una precipitazione media annua pari a 1118 mm, con piovosità concentrata in autunno e inverno, e precipitazione media del mese più piovoso (ottobre) pari a 148.8 mm.

Figura 14 – Dati registrati nella stazione pluviometrica di Monterosso al Mare periodo 2005-2019:

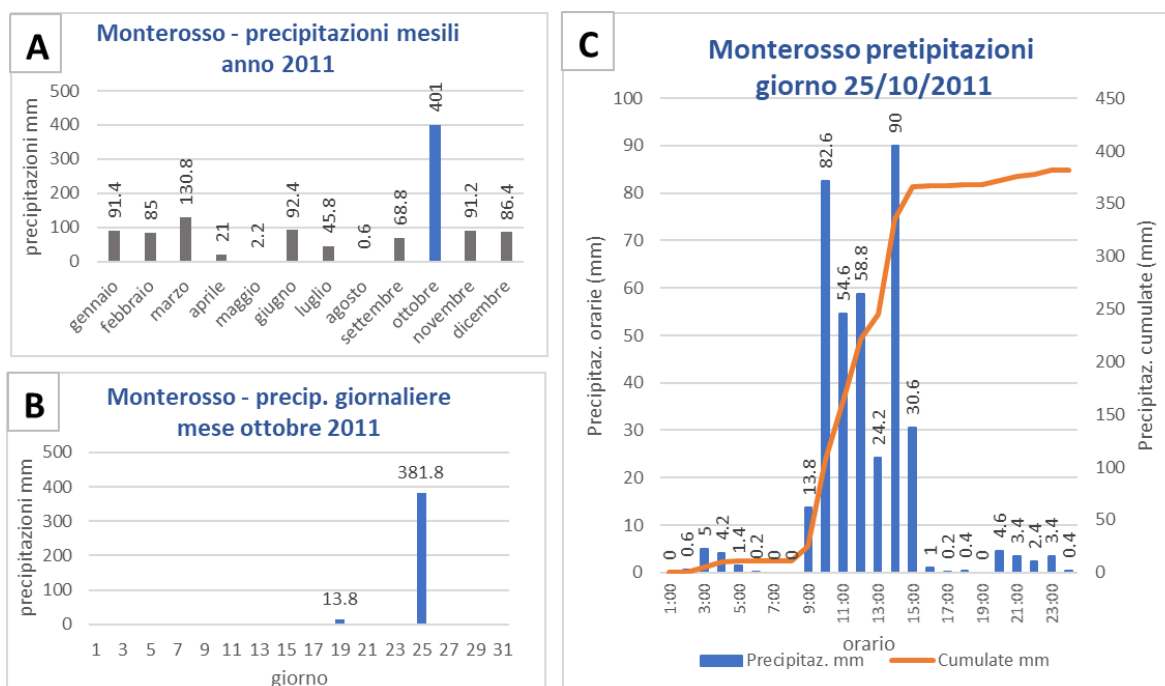
(A) precipitazioni annuali cumulate; **(B)** Precipitazioni medie mensili riferite al periodo 2005-2019.



Con riferimento all'anno dell'evento pluviometrico catastrofico (2011), si nota che a fronte di un valore cumulato annuale di 1117 mm in linea con la media suddetta, il mese di ottobre (2011) ha fatto registrare un quantitativo pari a 401 mm di pioggia, di cui 381.8 mm riferiti al solo giorno del 25 e di cui 354.6 mm caduti in sole sei ore dalle 9:00 alle 15:00, a conferma dell'eccezionalità del fenomeno.

Figura 15 - Dati registrati nella stazione pluviometrica di Monterosso al Mare nell'anno 2011:

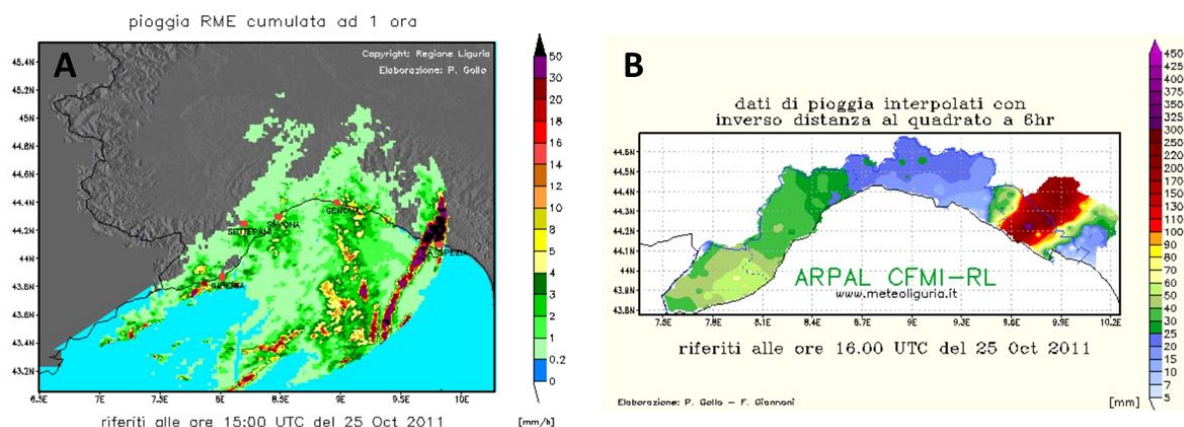
(A) Precipitazioni mensili riferite all'anno 2011;
(B) precipitazioni giornaliere del mese di ottobre 2011;
(C) precipitazioni orarie e cumulate del giorno 25 ottobre 2011.



Facendo riferimento all'analisi meteorologico-pluviometrica dell'evento condotta dall'Agenzia Regionale per l'Ambiente (nel rapporto ARPAL-CFMI-PC redatto da B. Turato, A. Cavallo, G. Galvani, F. Giannoni, P. Gollo, 2011) le intense piogge registrate in tale data sarebbero imputabili ad una particolare situazione che si sarebbe venuta a creare nella zona, dovuta alla convergenza tra il flusso umido meridionale che scorreva lungo il Tirreno e i forti venti di tramontana disposti da Ovest Sud Ovest ad est del Golfo del Tigullio. Il risultato di tutto ciò avrebbe portato alla formazione di una sorta di linea frontale, quasi stazionaria, allungata dal mare in direzione nordorientale verso l'entroterra delle Cinque Terre, con violenti moti ascendenti, innescando lo sviluppo di un sistema temporalesco autorigenerante continuamente alimentato.

Quanto sopra può essere visivamente apprezzato guardando la FIGURA 16 dove sono riportate le mappe di precipitazione cumulata areale del 25/10/2011 riferite ad 1 ora e a 6 ore, tratte dal suddetto report (ARPAL), ottenute dai dati puntuali della rete di misura OMIRL mediante algoritmo di interpolazione con l'inverso della distanza al quadrato.

Figura 16 – Mappe di precipitazione cumulata areale tratte da ARPAL-CFMI-PC (2011):
(A) Mappa di pioggia oraria stimata cumulata ad 1 ora riferita alle 15 UTC del 25 ottobre 2011;
(B) Piogge cumulate dalle 10.00 alle 16.00 UTC del 25 ottobre 2011 (6 ore)

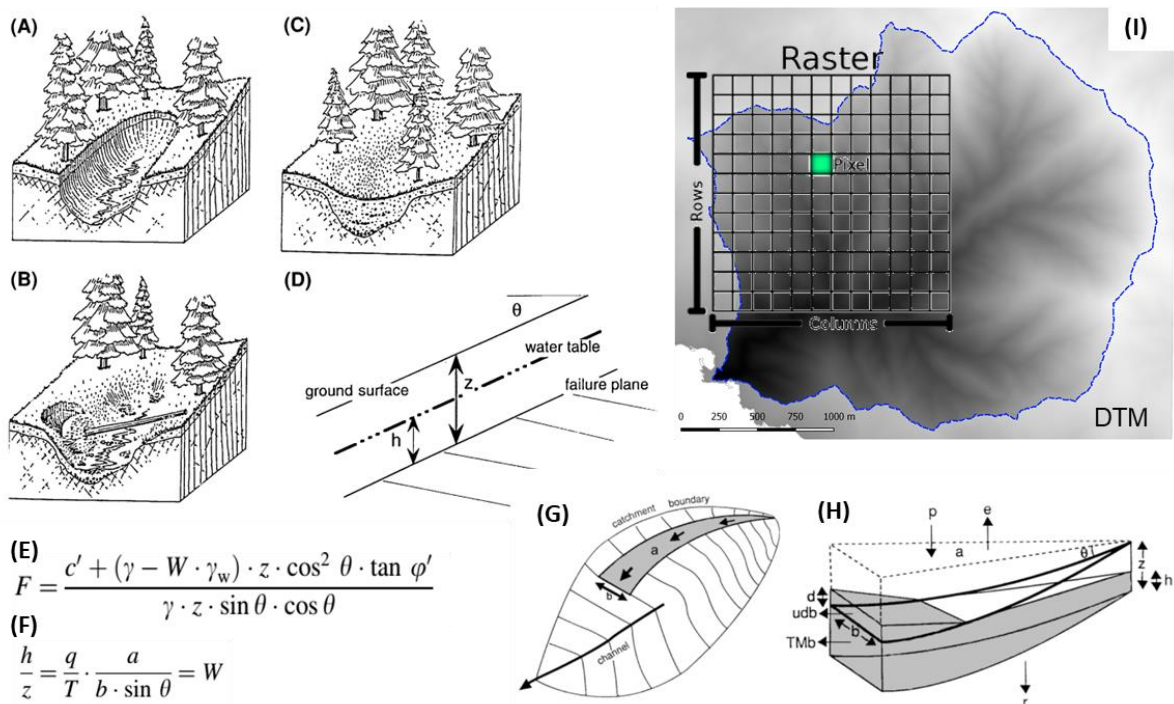


4. Le basi teoriche del modello sperimentale di suscettibilità

4.1. Il modello deterministico associato al sistema geografico informatizzato GIS

A partire dagli anni 90 ad oggi, con lo sviluppo crescente degli applicativi per la gestione computerizzata dei dati terrestri georeferenziati, numerosi autori hanno proposto vari modelli deterministici per la valutazione della suscettibilità al dissesto di ampie porzioni territoriali basati su dati fisici, misurabili in sito, elaborati da algoritmi matematici gestiti dal sistema geografico informatizzato GIS. Tra questi si ricordano i principali reperibili in bibliografia quali: SHALSTAB [shallow landslide stability (Montgomery & Dietrich, 1994; Montgomery et al., 1998; Dietrich et al., 2001)]; SINMAP [Stability index mapping (Pack et al., 1998; 2001)]; TRIGRS [Transient rainfall infiltration and grid-based regional slope stability analysis (Iverson, 2000, Baum, 2002; 2008)]; “r.massmov” – “r.debrisflow” – GRASS GIS Modules [Mergili et al., 2012]; SLIP Shallow Landslides Instability Prediction (Montrasio; R. & Valentino, 2014); PEAKFLOW (Rigon et al., 2014); “Physical model considered the effect of overland water flow on rainfall induced shallow landslides” (Luo et.al., 2015) ecc.

Figura 17 – Schema sintetico del modello deterministico SHALSTAB: **(A)(B)(C)** Schizzo illustrativo (da Dietrich et al., 1982) per mostrare che i versanti possono sperimentare cicli di accumulo e scarico del colluvio dove: **(A)** fase di scarico **(B)** e **(C)** fase di accumulo progressivo nell’asse della valle. **(D)** Modello del pendio indefinito assunto alla base dei calcoli. **(E)** Equazione di stabilità del pendio indefinito all’equilibrio limite rispondente al criterio di rottura di Mohr-Coulomb (Skempton & DeLory 1957). **(F)** Equazione del grado di saturazione di strato W secondo il modello idrologico in regime di alimentazione e flusso stazionario (O’Loughin, 1986), dove ‘ a ’ è l’area di drenaggio posta a monte. **(G)(H)** Schizzo illustrativo (da Dietrich et al., 1992) che mostra **(G)** la vista in pianta e **(H)** la sezione tridimensionale dell’area di drenaggio che alimenta, a valle, un tratto di versante di larghezza ‘ b ’, in questo caso, completamente saturato nel punto di uscita, dove Tm_b è il flusso sotterraneo e udb il deflusso superficiale (non considerato nel modello). **(I)** Discretizzazione del dominio basata su modello digitale raster del terreno DTM dove ogni pixel corrisponde ad un settore territoriale in cui si applica il calcolo del fattore di sicurezza FS .



I precursori di tale metodologia furono W. E. Dietrich & D. R. Montgomery i quali (nel 1992), modificando il modello idrologico TOPOG proposto da O ' Loughlin (1986) (capace di prevedere l'altezza di saturazione in ogni punto di un bacino partendo dalla topografia e dai dati pluviometrici in regime stazionario), svilupparono un modello di terreno digitale basato su griglia (grid) in ambiente geografico informatizzato ARC/INFO finalizzato alla previsione di frane superficiali su versanti, che denominarono SHALSTAB. Tale applicazione accoppia il citato modello idrologico di O ' Loughlin (1986) all'analisi di stabilità dei versanti con il metodo all'equilibrio limite secondo il criterio di rottura di Mohr-Coulomb applicato al pendio indefinito (vedi *Figura 17*). In pratica, partendo da un raster digitale di elevazione del terreno DEM, noti gli apporti pluviometrici ed i parametri geometrico-stratigrafici, geotecnici ed idrogeologici dei terreni (per il settore in esame), utilizzando il sistema GIS, è possibile eseguire i suddetti algoritmi di calcolo per ogni punto (pixel) della griglia georeferenziata (rappresentativa del territorio reale) restituendo, come risultato finale, una mappa di distribuzione spaziale del fattore di sicurezza riferita all'intero ambito indagato.

I modelli più recenti sono (attualmente) ancora basati su tale tecnica differendo solo nella formulazione teorica e quindi nei relativi algoritmi di calcolo (ad esempio TRIGRS - Iverson 2000 – Baum 2008 - adotta un modello idrologico di infiltrazione in regime transitorio per la stima della pressione di poro e quindi l'altezza di saturazione del terreno) ove tutto ciò, molto spesso, si traduce in una maggior complessità di calcolo ed in un incremento del numero di parametri idrologico-geotecnici dei terreni di cui è necessario disporre.

Un limite di tali modelli risiede solitamente nella "*sovrastima*", ovvero nel fatto che, ad una elevata capacità d'individuazione delle zone realmente in frana (verificate in sito), è quasi sempre associata una altrettanto elevata dispersione geografica delle restanti aree predette come instabili dal sistema e non confermate dalle osservazioni dirette in loco ("*falsi allarmi*").

Le problematiche sono spesso imputabili al numero elevato, alla difficoltà di misurazione ed alla variabilità spaziale dei parametri geotecnici ed idrogeologici dei terreni che entrano nelle formule matematiche necessarie per descrivere i fenomeni di mobilitazione franosa reali lungo i versanti. In particolare, ha un grande peso la reale rappresentatività e la validità estesa al dominio territoriale del dato di base assunto nei calcoli, a cui si aggiungono, poi, approssimazioni e semplificazioni teorico-pratiche introdotte inevitabilmente dallo stesso modello di simulazione fisico-matematica.

4.2. Le assunzioni ed i principi di base del modello di suscettibilità

Il presente sistema sperimentale fa riferimento alle suddette tecniche deterministiche adottando quale modello di base (idro-geotecnico) del terreno un profilo a due strati, costituito da un orizzonte superficiale (soil) permeabile per porosità (acquifero), omogeneo, isotropo e continuo sovrapposto al sottostante livello di base competente (bedrock) impermeabile (acquiclude). Tale schema è parso in grado di rappresentare in modo attendibile la situazione idro-geologica del sito in esame.

L'algoritmo di calcolo usato dal sistema per lo sviluppo dell'analisi della stabilità dei versanti è basato sulla formulazione più semplice e conservativa del metodo all'equilibrio limite (LEM) applicato al "pendio indefinito" assumendo, a favore della sicurezza, il peso di volume naturale del terreno pari a quello saturo. L'espressione utilizzata per il calcolo del fattore di sicurezza FS viene di seguito riportata (ove con il pedice "i" si indica l'"i-esimo" pixel sottoposto al calcolo):

$$FS_i = \frac{C_i}{d_i \cdot \gamma_{sat(i)} \cdot \sin \beta_i \cdot \cos \beta_i} + \frac{\tan \varphi_i}{\tan \beta_i} \cdot \frac{\gamma_w}{\gamma_{sat(i)}} \cdot m_i \quad (1)$$

dove:

(Termine coesivo) (T. attritivo) (Termine idrologico)

d_i = Spessore dello strato misurato sulla verticale (*soil depth*)

β_i = Angolo d'inclinazione del pendio sull'orizzontale (*slope angle*)

γ_w = Peso di volume dell'acqua

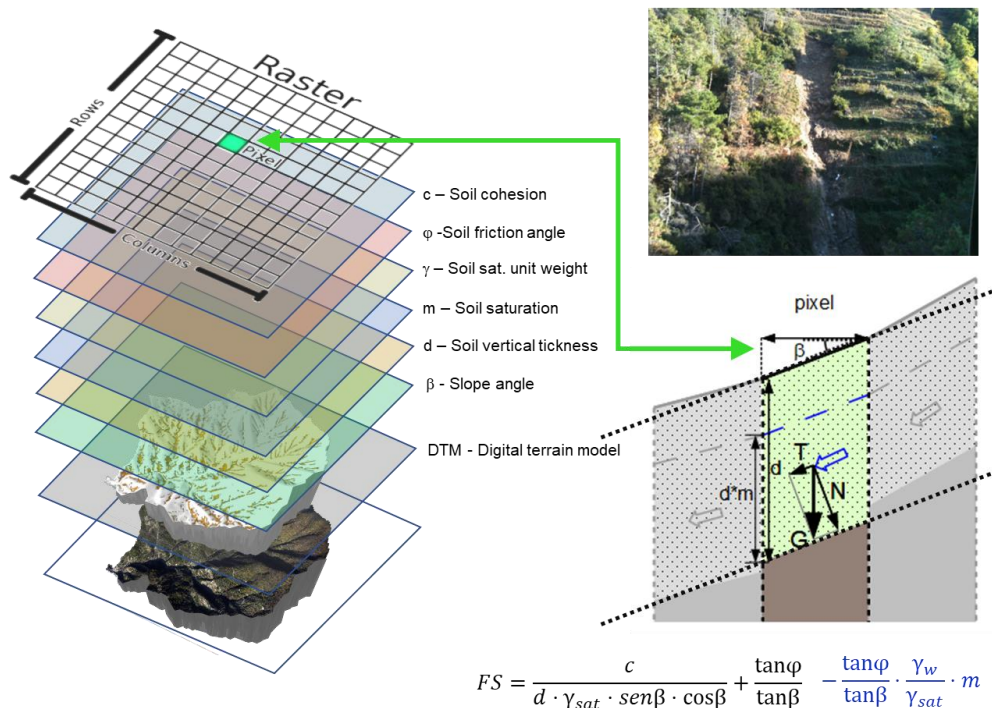
$\gamma_{sat(i)}$ = Peso di volume del terreno saturo

C_i = Coesione globale del terreno (*total cohesion*)

φ_i = Angolo di resistenza al taglio del terreno (*friction angle*)

m_i = Coefficiente di saturazione di strato (ovvero livello della superficie freatica dinamica) variabile da 0 (no falda) a 1 (falda con superficie piezometrica coincidente col piano campagna), indicante l'altezza piezometrica della zona satura relativa allo spessore di strato, con moto di filtrazione parallela al pendio.

Figura 18 – Schema di funzionamento del presente modello ed algoritmo di base usato per il calcolo di FS



Il calcolo, come già accennato, viene effettuato dal sistema computerizzato per ogni porzione territoriale unitaria corrispondente in pianta ad un pixel della griglia (raster) georeferenziata di cui sono noti

tutti i parametri fisici, geotecnici, idrogeologici e geometrici ricavati dalla sovrapposizione dei citati strati informatizzati (layers).

Il dato di uscita è un layer di tipo raster che rappresenta, appunto, la mappa di distribuzione spaziale del fattore di sicurezza FS, ovvero la stabilità relativa dei versanti nelle condizioni assunte al contorno dai calcoli valida per l'ambito esaminato.

4.3. I limiti del metodo LEM applicato al "pendio indefinito"

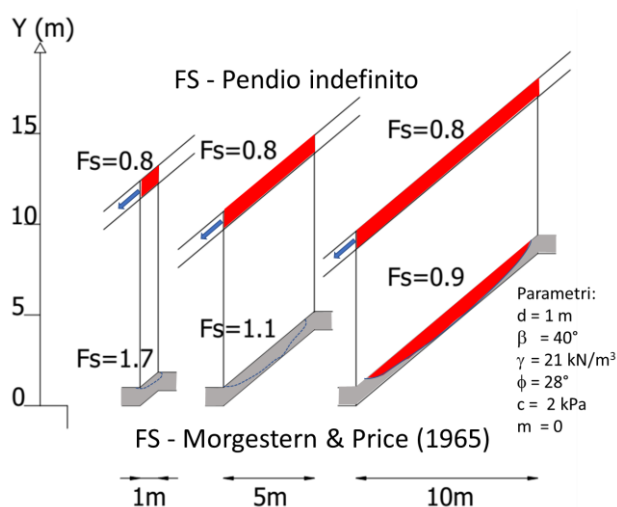
Il metodo di verifica all'equilibrio limite (LEM) riferito al "pendio indefinito" utilizzato dal presente sistema è valido per un terreno a comportamento rigido perfettamente plastico ove è applicabile il criterio di rottura di Mohr-Coulomb.

In sintesi viene calcolato il fattore di sicurezza di un versante considerato planare ed indefinitamente esteso nello spazio confrontando le forze resistenti con quelle mobilitanti lungo la superficie di scorrimento alla base supposta anch'essa planare e parallela alla superficie topografica nonché posizionata alla massima profondità possibile (in quanto la più sfavorevole in termini di calcolo) che, nel caso specifico, si localizza al contatto tra la copertura granulare mobilitabile ed il sottostante substrato rigido. Si fa notare che tale metodo, per la citata particolarità geometrica assunta, non tiene conto nei calcoli delle forze resistenti al contorno ed interne al terreno (ovvero le forze di attrito di bordo e di interconciò) in quanto, nel caso specifico, queste si annullano tra loro e, pertanto, a parità di spessore e di pendenza del terreno, il risultato, in questo caso, è indipendente dalle dimensioni laterali (lunghezza e larghezza).

Tutto ciò, da un lato permette di ridurre il numero di incognite semplificando notevolmente le formule e d'altro lato gioca un ruolo conservativo a favore della sicurezza "sovrastimando" l'instabilità locale.

Nella *Figura 19*, a parità di parametri assunti, viene confrontato il coefficiente FS calcolato con il metodo semplificato del "pendio indefinito" rispetto a quello ricavato con il criterio rigoroso di Morgenstern & Price (1965) che, invece, considera le suddette forze resistenti al contorno e quelle interne al terreno (e quindi simula meglio il comportamento reale). Si evidenzia, da parte del metodo del "pendio indefinito", la tendenza alla "sovrastima" dell'instabilità (ovvero la sottostima di FS) che risulta tanto

Figura 19 – Confronto del fattore di sicurezza FS calcolato con il metodo semplificato del "pendio indefinito" rispetto a quello calcolato con il metodo rigoroso di Morgenstern & Price (1965) a parità di condizioni al contorno.



maggiore, a parità di spessore delle coltri, quanto minore è la lunghezza del versante reale poiché, in tal caso, nel terreno aumenta il contributo della superficie resistente in rapporto alla massa destabilizzante in virtù proprio delle suddette forze di attrito di bordo e di inter-concilio non considerate nel suddetto sistema di calcolo.

Dalle semplici problematiche teoriche sopra riportate emerge pertanto che l'utilizzo di un modello tridimensionale di analisi di stabilità dei versanti (su griglia georeferenziata gestito da sistema GIS) basato sulla metodologia di calcolo *LEM* applicata al "pendio indefinito" può condurre a grossolane imprecisioni, soprattutto in termini di "sovrastima" dei fenomeni franosi e di dispersione spaziale dei dati ("*falsi allarmi*"), qualora non vengano adottati particolari accorgimenti e soprattutto non vengano attentamente valutate e correttamente applicate al calcolo tutte le variabili spaziali in gioco.

4.4. Il parametro 'slope angle (β°)' e la risoluzione spaziale del DTM

Il parametro pendenza o *slope angle* (β°) (inteso come angolo d'inclinazione del pendio sull'orizzontale, espresso in gradi) è un fattore determinante per l'innescio di fenomeni franosi.

Esso costituisce un dato fondamentale nella determinazione di FS col metodo del "*pendio indefinito*" essendo presente (all'interno di funzioni trigonometriche) in tutti i termini dell'espressione matematica **(1)**.

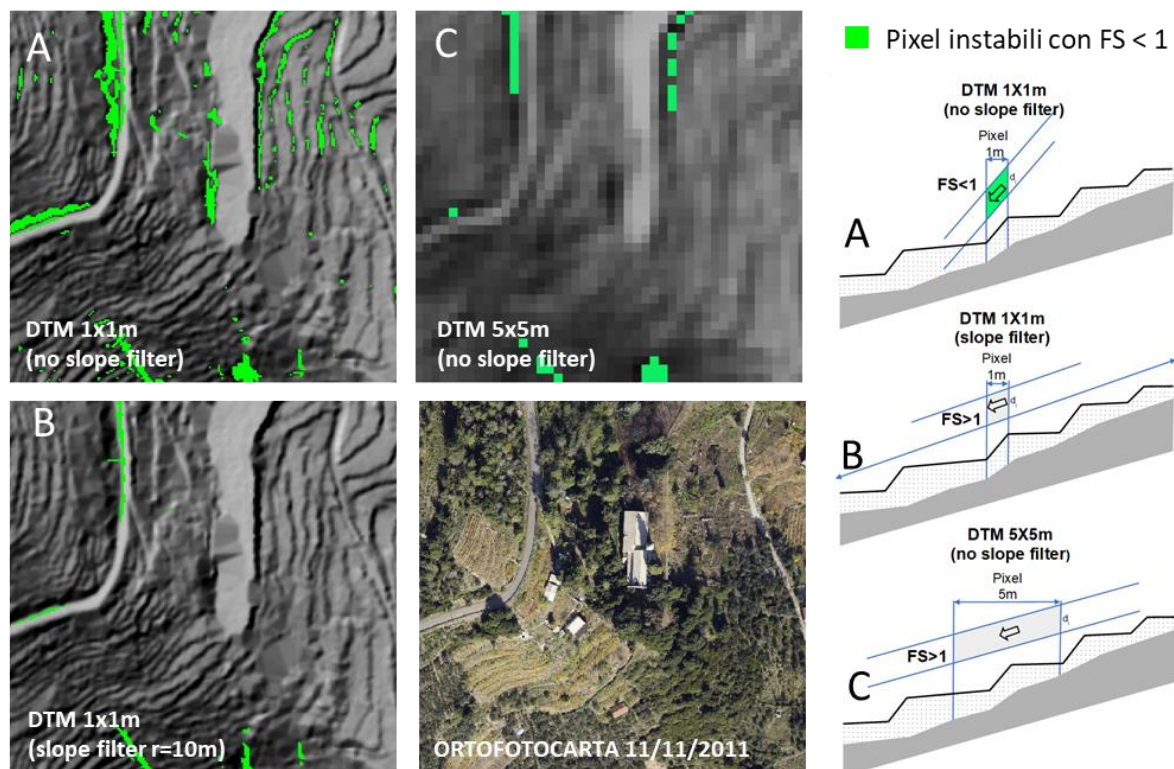
In ambito GIS tale parametro è una variabile spaziale derivata, di primo ordine, estratta dal *grid* del modello di elevazione digitale del terreno (*DTM*). In pratica, viene calcolata usando una finestra di 3x3 celle (centrata su quella da determinare) combinando due filtri di tipo direzionale high-pass ognuno dei quali rappresenta la componente della derivata della quota altimetrica lungo gli assi principali di tale intorno.

La capacità di questo parametro di cogliere le variazioni di pendenza lungo un versante aumenta con l'aumentare del grado di risoluzione a terra del *DTM* (molto utile nell'analisi morfologica).

L'utilizzo di un *DTM* di elevato dettaglio però, se applicato ad un modello di calcolo di FS col metodo *LEM* del "pendio indefinito", può generare "*falsi allarmi*". Infatti, come già visto in precedenza, mentre nella realtà, a parità d'inclinazione e di spessore del suolo, la stabilità di un terreno è sensibile alla lunghezza e ampiezza del fronte, quella calcolata col metodo *LEM* del "*pendio indefinito*" non tiene conto di tali grandezze fisiche. Ogni pixel analizzato dal sistema, infatti, viene considerato come riferito ad un pendio indefinito di inclinazione e spessore dati. Tutto ciò porta a sovrastimare l'instabilità di piccole volumetrie di terreno con elevati angoli d'inclinazione anche se nella realtà sono stabili (come nel caso delle modeste scarpate di raccordo delle piane terrazzate).

Nella *Figura 20* viene visualizzato un settore di versante (poco acclive) del bacino di Vernazza che nella realtà non ha subito alcuna frana a seguito dell'evento alluvionale del 25/10/11.

Figura 20 – Effetto morfologico di disturbo nel calcolo di FS col metodo del “pendio indefinito” dipendente dalla risoluzione a terra del DTM utilizzato nel processo: **(A)** Pixel instabili FS <1 in aree terrazzate stabili (“falsi allarmi”) dovuti all’utilizzo di un DTM 1x1m senza applicazione di filtri. **(B)** Eliminazione del “rumore morfologico” nella situazione precedente utilizzando un pre-filtro di raggio 10 m sul DTM prima del calcolo del parametro Slope (Slope filter) **(C)** Situazione generata da DTM 5x5m senza uso di filtri.



Nel riquadro (A) è mostrato, (sovrapposto all’hillshade), il raster di uscita del fattore di sicurezza FS calcolato col metodo suddetto utilizzando i valori di pendenza derivati dal DTM con risoluzione a terra 1x1m, ove con il colore verde sono indicati i pixel con FS<1 (instabili). Si nota in questo caso il proliferare di pixel verdi i quali sono localizzati prevalentemente sulle scarpate di raccordo delle piane terrazzate. Si tratta, in realtà, di “falsi allarmi” dovuti al citato “rumore morfologico”.

Nel riquadro (C) a fianco è mostrato lo stesso calcolo basato, invece, sui dati del DTM con risoluzione a terra 5x5m. In questo caso le dispersioni risultano notevolmente ridotte in quanto il dato di pendenza utilizzato per il calcolo di FS risulta “mediato” dalla minor risoluzione del DTM (maglia di 25 mq).

Nel riquadro (B), infine, viene riportata l’uscita calcolata adottando quale parametro β^* per il calcolo di FS un nuovo raster derivato da una operazione di filtraggio dei dati originari (qui chiamata “slope filter”) utilizzata nel presente modello di simulazione sperimentale.

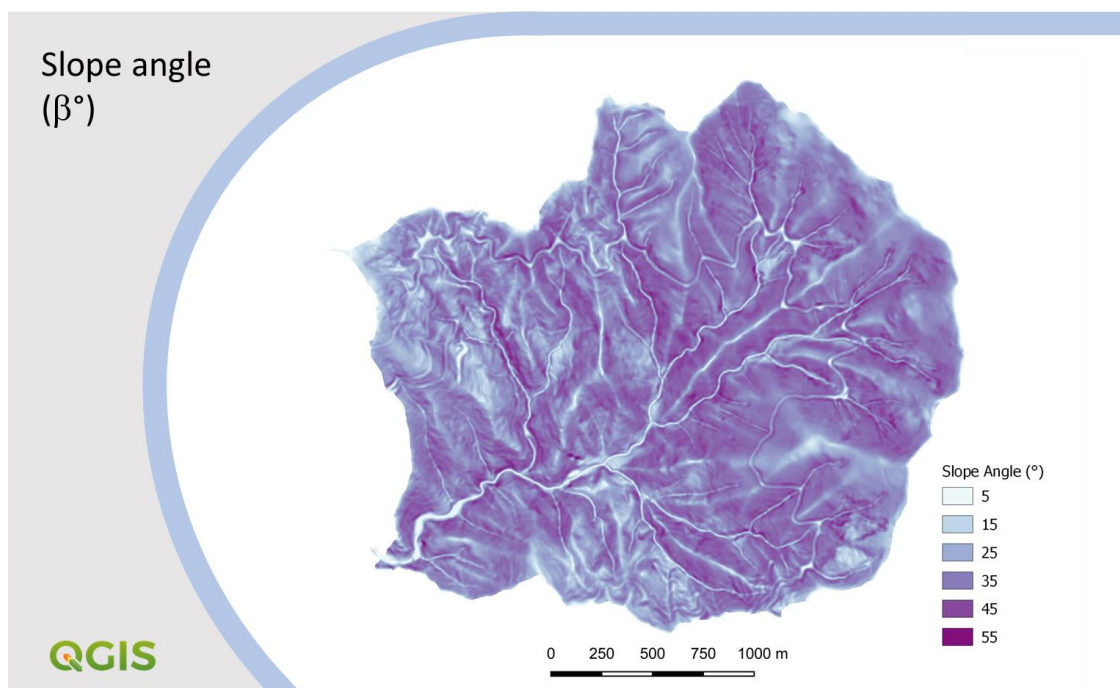
Tale procedimento, in sostanza, usando una funzione focale, assegna ad ogni cella del raster originario il valore statistico medio delle celle circostanti comprese in un intorno di raggio (r) definibile dall'utente stesso (nel caso specifico $r=10m$).

Il risultato, come si vede, migliora il dato ottenuto dal calcolo basato sul DTM 5x5m mantenendo inoltre i vantaggi derivati dalla maggior definizione spaziale offerta dal DTM 1x1m.

Tale procedimento di filtrazione può essere applicato direttamente al raster delle pendenze derivato dal *DTM* (mediando pertanto le pendenze nell'intorno scelto) oppure può essere applicato preliminarmente al *DTM* (mediando le quote altimetriche nell'intorno scelto) e calcolando successivamente il raster derivato della pendenza. Entrambi i procedimenti possono essere utilizzati a scelta dall'utente tenendo presente che il primo conduce ad una alterazione dei valori nelle zone di fondovalle (soprattutto per valli strette) attribuendo a queste ultime (generalmente poco acclivi) la pendenza media dei versanti laterali.

Per concludere, tenuto conto delle considerazioni suddette, è stato possibile calcolare il primo parametro spaziale (utile al modello) sotto forma di layer raster (chiamato *Slope angle β°*) in grado di fornire per ogni pixel georeferenziato i valori di pendenza dei versanti (opportunamente filtrati e corretti) da utilizzare successivamente nei processi di "map algebra" in ambiente GIS per il calcolo del fattore di sicurezza FS.

Figura 21 – Layer raster del parametro spaziale angolo d'inclinazione del pendio – "Slope angle" (β°) calcolato per il bacino di Vernazza



4.5. Il parametro 'vertical thickness o depth (d)'

Lo spessore di un terreno granulare permeabile potenzialmente mobilizzabile è ampiamente riconosciuto, assieme alla pendenza, come un importante fattore di controllo per l'innescò di processi geomorfologici superficiali e sub-superficiali di versante (Heimsath et al., 1997; 2001).

Tale parametro, qui misurato sulla verticale e denominato *depth* ('*d*'), compare nell'espressione matematica **(1)** direttamente al denominatore del primo termine (coesivo) ed indirettamente nell'ultimo termine (idrologico), in quanto inserito nel rapporto che definisce il coefficiente '*m*'.

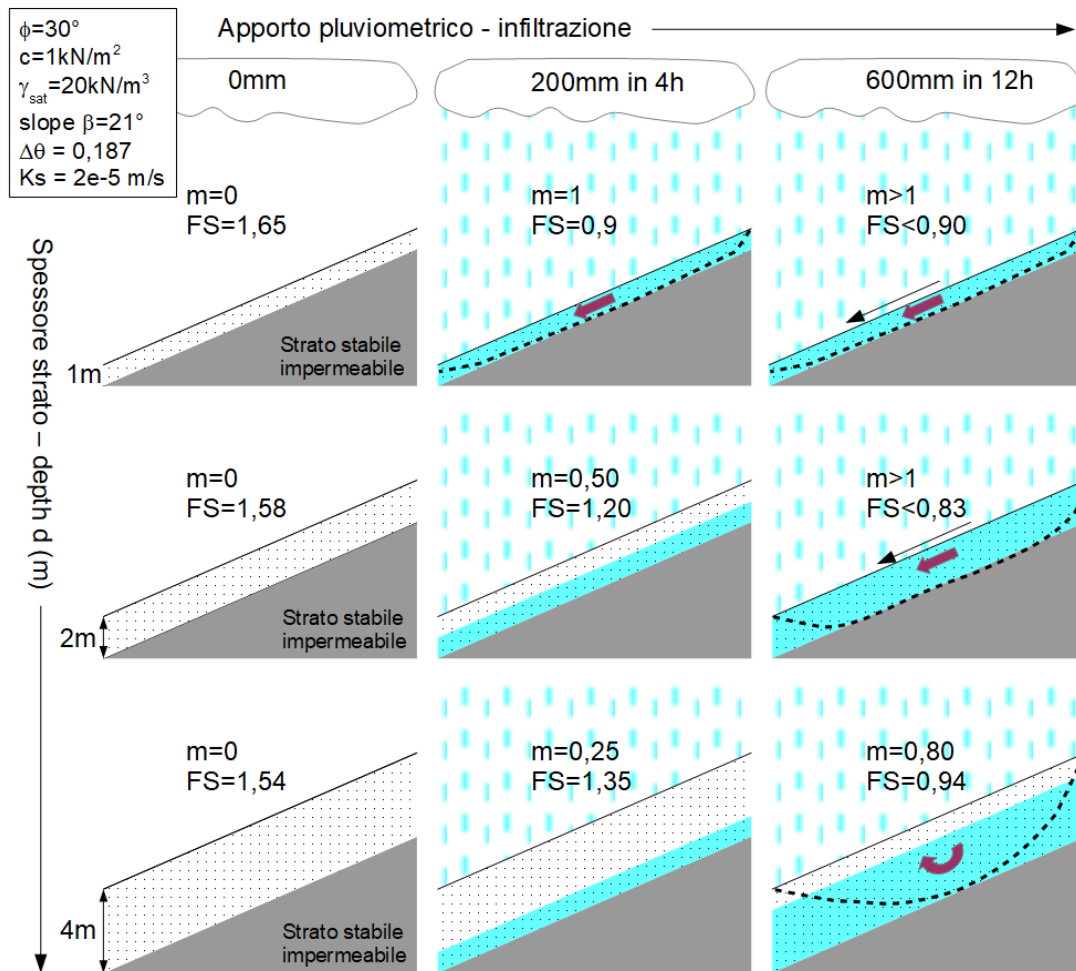
Con particolare riferimento a quest'ultimo punto si sottolinea l'influenza determinante del parametro '*d*', a parità degli altri fattori geometrici geotecnici ed idrogeologici, nel definire la velocità di saturazione di un terreno granulare in funzione delle precipitazioni o apporti idrici esterni, (ovvero la capacità di raggiungere in breve tempo condizioni inter-granulari di pressione di poro con filtrazione idrica, in grado di ridurre drasticamente il fattore di sicurezza FS).

Di conseguenza tale parametro assume importanza fondamentale nel definire la suscettibilità a franare di una porzione di versante (caratterizzata da coperture detritiche sciolte potenzialmente mobilizzabili), avendo anche una influenza di tipo discriminante sulla tipologia del fenomeno franoso atteso.

Per chiarire tali concetti si può fare riferimento alla *Figura 23* dove, relativamente al modello di terreno adottato, a parità di condizioni geometriche, geotecniche ed idrogeologiche (non considerando particolarità e differenze in termini di apporti sotterranei locali o di alimentazione da monte), viene mostrato come varia in un caso ipotetico il fattore di sicurezza FS calcolato al variare dello spessore delle coltri sulla verticale '*d*' in funzione degli apporti pluviometrici esterni connessi all'infiltrazione locale. Come si nota osservando la *Figura 23* la presenza di ridotti spessori delle coltri granulari di copertura (su un substrato impermeabile, stabile) determina un abbassamento della soglia pluviometrica d'innescò dei fenomeni franosi in quanto vengono raggiunte più velocemente condizioni limite di saturazione, sovrappressione di poro e filtrazione idrica nei terreni. In questo caso inoltre la tipologia di mobilizzazione prevalente è caratterizzata da frane rapide (inizialmente di scivolamento) innescate dalle piogge in grado di mobilizzare tale materiale sciolto saturo per lunghe distanze e di evolvere, durante il percorso, in flussi detritici (debris flow/avalanches). In tal caso infatti la superficie di scorrimento posta alla base (linea tratteggiata), non potendo estendersi in profondità (per la presenza del substrato roccioso impermeabile), risulta allungata e parallela alla superficie del versante, essendo quindi ben approssimata dal modello del '*pendio indefinito*'.

Sempre con riferimento alla *Figura 23* nel caso di elevati spessori delle coltri (a parità di tutte le altre condizioni) si osserva invece, oltre all'innalzamento delle soglie pluviometriche d'innescò, la tendenza al verificarsi di un movimento franoso di tipo rotazionale, più lento, che coinvolge masse profonde, ove la superficie di scorrimento e le resistenze interne al terreno assumono un maggior peso da considerare nella valutazione dell'equilibrio limite.

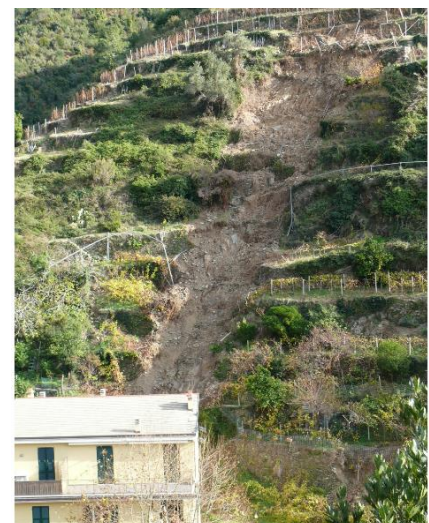
Figura 23 - Variazione del fattore di sicurezza (in un pendio indefinito) diagrammato in funzione dello spessore delle coltri e dell'infiltrazione idrica nel terreno dovuta agli apporti pluviometrici



Tornando al caso generale del bacino di Vernazza, caratterizzato dalla presenza di coltri di ridotto spessore (compreso mediamente tra 1 e 2 m), lo schema riportato nella *Figura 23* sebbene molto semplificato) simula in maniera soddisfacente la tipologia dei dissesti realmente osservati e censiti, (tutti riconducibili a debris flow, d. avalanches d. slide) e, d'altro lato, conferma la bontà del modello adottato nel presente lavoro per la simulazione matematica di tali fenomeni.

Per le finalità di questo lavoro assume, pertanto, notevole importanza la conoscenza della distribuzione del parametro spaziale 'd', ovvero poter disporre di una carta (o meglio un 'layer') degli spessori delle coltri detritiche per l'ambito territoriale in oggetto. Purtroppo, nonostante l'elevato numero di prospezioni geognostiche

Figura 22 - Debris avalanche su versante terrazzato a monte della zona urbanizzata di Vernazza



effettuate in sito, permane una ridotta densità areale di queste ultime rispetto all'estensione del bacino. Inoltre, vi è da considerare che tali prospezioni consentono di ottenere esclusivamente informazioni di natura puntuale dello spessore dello strato superficiale. Infine, vista l'estrema variabilità del dato anche in relazione a brevi distanze, dovuta a molteplici cause, (in ogni punto del bacino lo spessore dei terreni detritici eluvio-colluviali è il risultato di complessi processi geomorfologici di produzione, erosione, trasporto e deposito lungo i versanti, a cui si aggiunge il rimaneggiamento per cause antropiche), l'interpolazione semplice delle suddette misure non consentirebbe di ottenere una cartografia affidabile di tale parametro (spessore delle coltri).

In teoria, la variazione (nel tempo) dello spessore del suolo in un punto del versante è da porre in relazione alla produzione verticale di materiale derivata dalla dissoluzione del bed-rock cui deve essere sottratta la divergenza del flusso dovuto al trasporto di massa superficiale e sub-superficiale (trascurando eventuali perdite per dissoluzione). Tale relazione viene espressa dalla seguente equazione di continuità di conservazione di massa (Heimsath et al., 1997)

$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} = -\rho_r \frac{\partial z_b}{\partial t} - \nabla q_s \quad (2)$$

dove:

ρ_s, ρ_r costituiscono

rispettivamente la densità del suolo e della roccia;

$\frac{\partial h}{\partial t}, \frac{\partial z_b}{\partial t}$ - esprimono la variazione

di altezza del suolo e l'abbassamento del limite del bed-rock;

q_s - rappresenta il flusso di trasporto.

Il flusso q_s , che esprime la perdita di suolo lungo il versante, dipende a sua volta, in misura prevalente, dalla pendenza del versante (slope) potendo essere espressa dalla seguente relazione in termini lineari (Dietrich et al. 1995):

$$q_s = -\rho_s K \nabla z \quad (3)$$

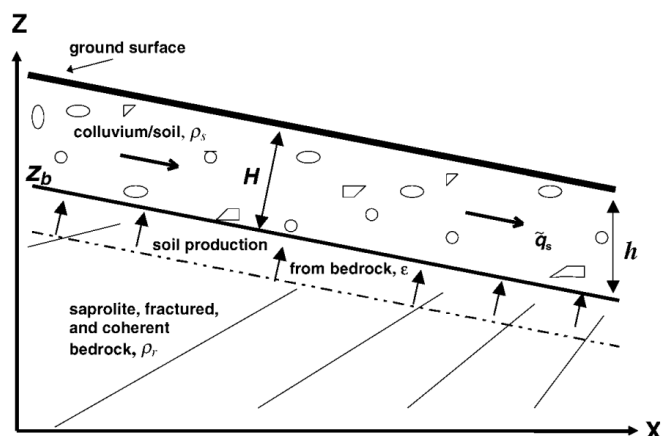
dove:

K è un coefficiente di diffusione di dimensione $L^2 T^{-1}$

z è la quota di elevazione di superficie.

Sostituendo l'espressione (3) nella (2) si ottiene:

Figura 24 – Schema concettuale dello spessore del suolo usato da Heimsath et al. (1997). La variazione di massa in una colonna di suolo nel tempo è pari alla produzione proveniente dal substrato roccioso meno la divergenza del flusso di trasporto.



$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} = -\rho_r \frac{\partial z_b}{\partial t} - \rho_s K \nabla^2 z \quad (4)$$

ove tale espressione lega la variazione di spessore del suolo alla curvatura laplaciana ovvero all'assetto morfologico-geometrico del terreno in termini di convessità o concavità in grado di influire sulla divergenza o convergenza dei flussi e/o processi di trasporto di massa e quindi sugli equilibri suddetti.

Tali ipotesi definite su basi teoriche sono state supportate da vari esperimenti ed osservazioni in campo [Heimsath et al., 1999, 2001a; Braun et al., 2001] che hanno dimostrato l'effettiva correlazione tra curvatura del pendio e spessore delle coltri di copertura.

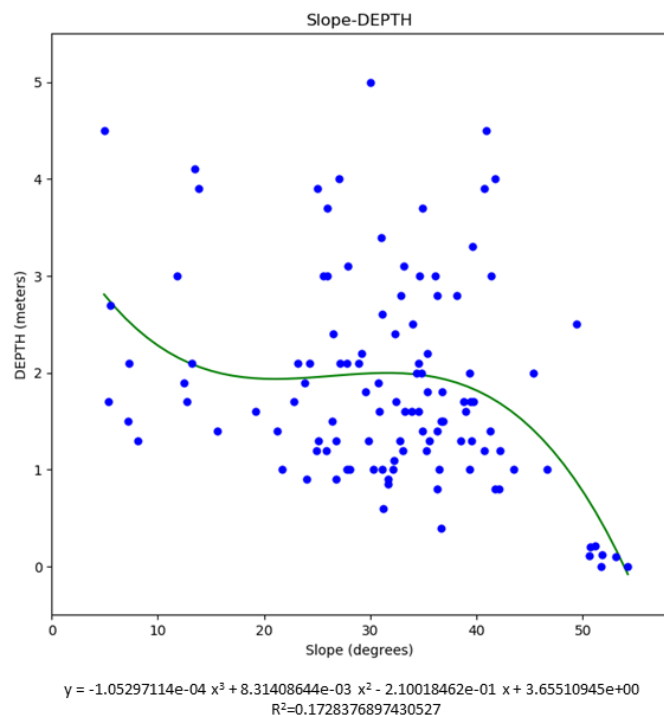
Tuttavia, la curvatura costituisce solo una parte del problema. Infatti, l'equazione suddetta non tiene conto della posizione del punto osservato lungo il versante (ovvero rispetto a valli e creste orografiche) fattore che invece, a parità di pendenza e di curvatura, determina notevoli differenze in termini di area di alimentazione a monte e quindi di contributi di massa da parte di processi geomorfologici attivi (comprese le frane) dipendenti anche dalla lunghezza del versante.

Inoltre, nel caso del bacino di Vernazza, circa il 50% dell'area risulta modellata a terrazze dall'azione antropica, ovvero modificata artificialmente, in modo talvolta imprevedibile, dall'uomo per quel che concerne gli spessori delle coltri detritiche. Tutto ciò si traduce in severe limitazioni per quanto riguarda l'affidabilità dell'output qualora si faccia riferimento unicamente su un'equazione matematica di conservazione di massa.

Per i suddetti motivi, con il presente modello sperimentale si è scelto di affidare la previsione della distribuzione del parametro 'd' ad un metodo geostatistico basato sui dati direttamente misurati in sito, che viene sinteticamente illustrato di seguito.

Quale primo step della procedura, tutti i dati misurati sono stati riportati su un grafico cartesiano, come mostrato nella *Figura 25*. Sull'asse delle ascisse è indicato l'angolo d'inclinazione del terreno (in gradi sull'orizzontale; slope angle 'β°) ricavato da DTM con risoluzione a terra 1x1m mediato con filtro raster nell'intorno di

Figura 25 – Grafico angolo d'inclinazione del versante (Slope) in gradi vs. spessore sulla verticale delle coltri detritiche (Depth) in metri considerando tutte le misure in sito effettuate nel bacino di Vernazza



raggio 10 m; sull'asse delle ordinate è riportata la profondità dello strato (depth 'd') misurata in sito (nel caso specifico ricavata dal citato database associato al layer di punti georeferenziati).

A conferma della teoria sopra menzionata, dal grafico della *Figura 25* si può osservare una certa correlazione tra inclinazione del versante e spessore delle coltri detritiche (tuttavia non lineare), nonostante la notevole dispersione dei dati, dovuta ai motivi sopraccitati. Con linea continua verde nella stessa figura viene anche indicata la curva di regressione polinomiale di terzo grado che approssima col metodo dei minimi quadrati tali punti sperimentali misurati, mentre in basso è mostrata la relativa equazione matematica ed il coefficiente di determinazione R^2 .

La *Figura 25* è stata elaborata inserendo tutti i dati a disposizione (vedi layer DB Prospezioni geognostiche *Figura 6*), la maggior parte dei quali riferiti alle zone terrazzate, mentre la *Figura 26* riporta una selezione delle misurazioni effettuate in ambito (naturale) occupato da "bosco" (vedi layer DB uso del suolo *Figura 7*)

In *Figura 26* si nota una migliore corrispondenza tra profondità 'd' e 'Slope angle 'b'', sebbene il numero di dati sia nettamente minore in tali zone (pertanto statisticamente meno significativo).

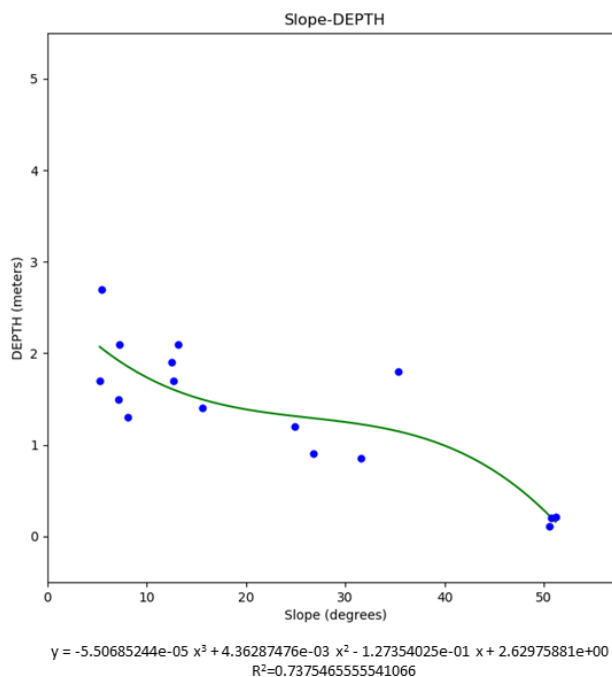
In questo caso si può inoltre notare che lo spessore delle coltri detritiche risulta mediamente inferiore rispetto al grafico precedente, in particolare, nel range d'inclinazione del versante compreso tra 30° e 40° gradi.

Tuttavia, come detto in precedenza, il gradiente d'inclinazione del versante non è l'unico fattore morfologico in grado di influire sullo spessore delle coltri detritiche eluvio-colluviali, assumendo notevole importanza anche la curvatura e la posizione topografica del punto considerato rispetto ai fattori orografici e morfologici di controllo dei flussi idrici nonché dei processi gravitativi legati al trasporto di massa.

Per tener conto di ciò è stato utilizzato, in ambito GIS, un particolare algoritmo denominato Topographic Position Index (TPI) che fu proposto, per altri scopi, da A.D. Weiss (2000).

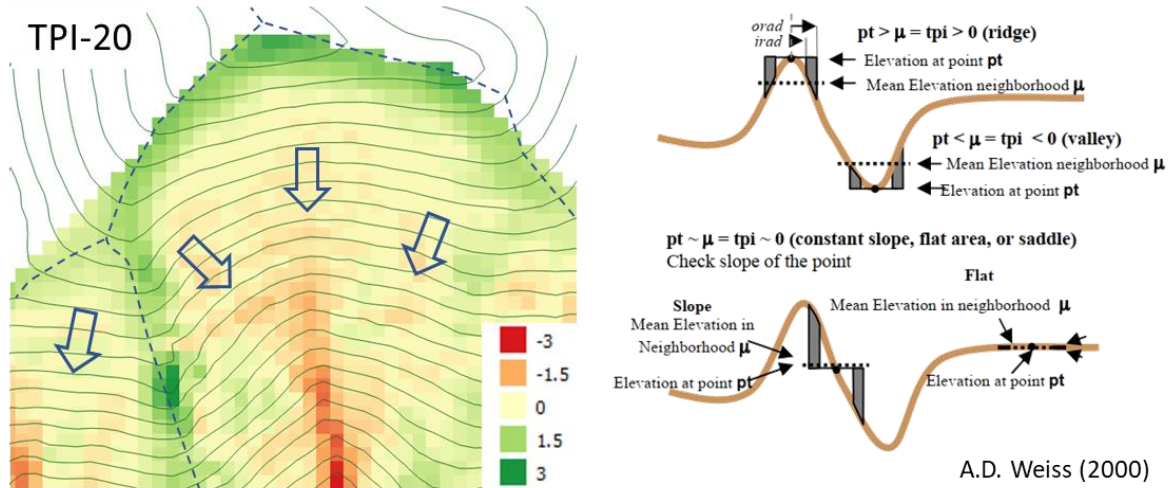
Tale modulo è in grado di effettuare una comparazione fra la quota altimetrica di ogni cella di un DTM e quella della media degli altri pixel posti in un intorno circolare (o anulare) di raggio scelto dall'utente.

Figura 26 – Grafico angolo d'inclinazione del versante (Slope) vs. profondità del terreno di copertura (Depth) considerando solo le misure effettuate nelle zone boscate del bacino di Vernazza



Valori positivi di *TPI* rappresentano punti più elevati rispetto alla quota media di quelli circostanti e, pertanto, sono indicativi di zone di spartiacque morfologico, di displuvio e divergenza dei flussi, scarsamente alimentate da monte; mentre valori negativi sono, invece, indicativi di zone di impluvio e di recapito dei flussi nonché sottese da una più ampia area di ricarica a monte (vedi *Figura 27*).

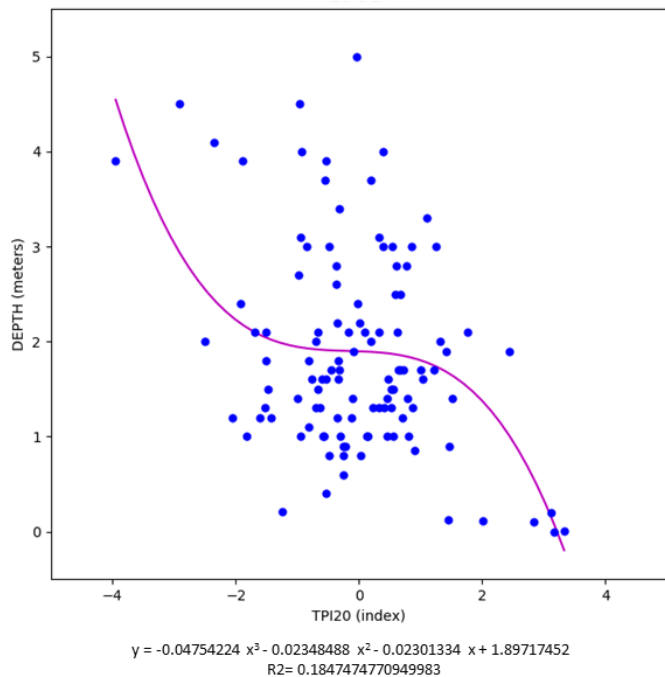
Figura 27 - *Indice di posizione topografica, Topographic Position Index (TPI)*



Si ricorda che la scelta del raggio dell'intorno circolare da utilizzare per il calcolo condiziona la scala d'indagine, ovvero la sensibilità del parametro stesso nei confronti dell'ampiezza spaziale delle variazioni morfologiche circostanti (avendo comunque quale limite inferiore quello della dimensione minima del pixel del DTM usato per l'analisi).

Nel caso specifico, volendo mitigare gli effetti di disturbo morfologico ad alta frequenza spaziale legati alla presenza delle piane artificiali terrazze, è stato scelto, per tale raggio, un valore ottimale di 20 m (da cui TPI20) compatibile con le dimensioni medie delle valli e degli impluvi presenti nel bacino idrologico in esame. Tutto ciò al fine di favorire la sensibilità dello strumento verso forme morfologiche più ampie responsabili dell'evoluzione degli spessori del suolo, nonché indicatrici di processi geomorfologici tendenti all'equilibrio in un più esteso arco spazio-temporale in funzione dell'andamento climatico e delle forze esogene ed endogene locali.

Figura 28 - *Grafico - Topographic Position Index raggio20m (TPI20) vs. spessore del terreno sulla verticale (Depth) - riferito a tutte le misure effettuate nel bacino di Vernazza.*



Riportando i dati relativi allo spessore dei terreni misurati in sito in funzione dell'indice TPI20 (vedi Figura 28) si nota una certa correlazione tra i suddetti parametri. Come in precedenza, considerando nel grafico solamente i punti di misura effettuati nelle zone naturali censite a bosco (ovvero trascurando quelli rilevati nelle zone artificialmente terrazzate) la correlazione tra il parametro TPI20 e lo spessore delle coltri aumenta in modo evidente (vedi *Figura 29*), nonostante la minor variabilità e la minor significatività statistica in termini numerici di tale dato.

Nello specifico si nota che per valori positivi dell'indice TPI20 (ovvero punti situati nelle zone di spartiacque e di divergenza dei flussi

scarsamente alimentate da monte) gli spessori delle coltri tendono a diminuire (principalmente per il prevalere dell'erosione ed asporto del materiale sull'alimentazione e produzione dello stesso), mentre per valori negativi (di tale indice) avviene il contrario.

In realtà entrambi i parametri 'TPI20' e 'Slope angle β° ' possono considerarsi due covariabili spaziali tra loro indipendenti, a loro volta espressione di fattori di controllo morfometrico, in grado di influire sulla variabile dipendente spessore del terreno o *depth* 'd'.

Adottando un modello statistico di regressione multipla si è cercato di approssimare tale relazione con una funzione matematica semplice di tipo polinomiale di grado 'i'.

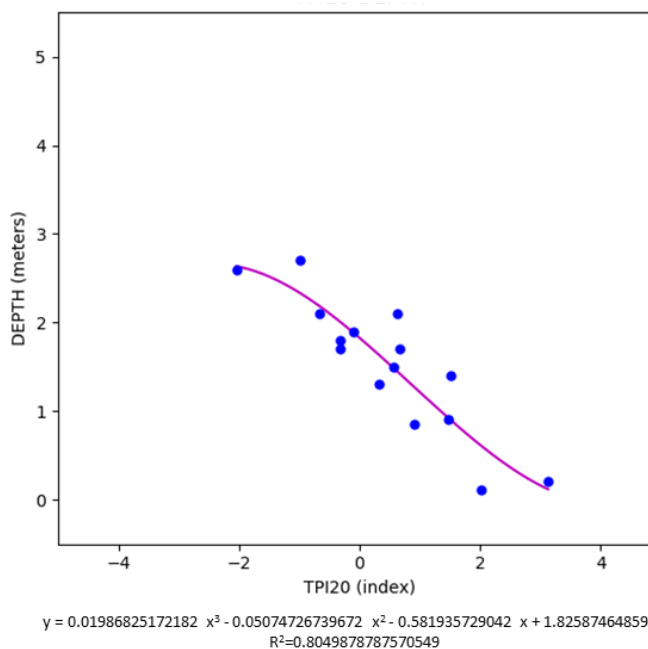
Tale espressione, nel caso generale di uno spazio 'n+1' dimensionale con 'n' covariabili ed una variabile dipendente, rappresenta l'equazione della iper-superficie di regressione che approssima i suddetti punti di misura. Ad esempio, nel caso di due variabili indipendenti (o predittori) x e y ed una variabile dipendente z, adottando un polinomio di terzo grado, il modello di regressione lineare multipla assume la forma seguente:

$$z = \beta_0 + \beta_1 * x + \beta_2 * y + \beta_3 * x^2 + \beta_4 * x * y + \beta_5 * y^2 + \beta_6 * x^3 + \beta_7 * x^2 * y + \beta_8 * x * y^2 + \beta_9 * y^3 + \varepsilon \quad (5)$$

dove $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_9$ sono i coefficienti di regressione e ε il valore della quantità casuale di errore.

Senza entrare nel dettaglio degli sviluppi matematici o in quelli di programmazione informatica, si ricorda comunque che nel presente lavoro, realizzato dallo scrivente, l'equazione di regressione è stata

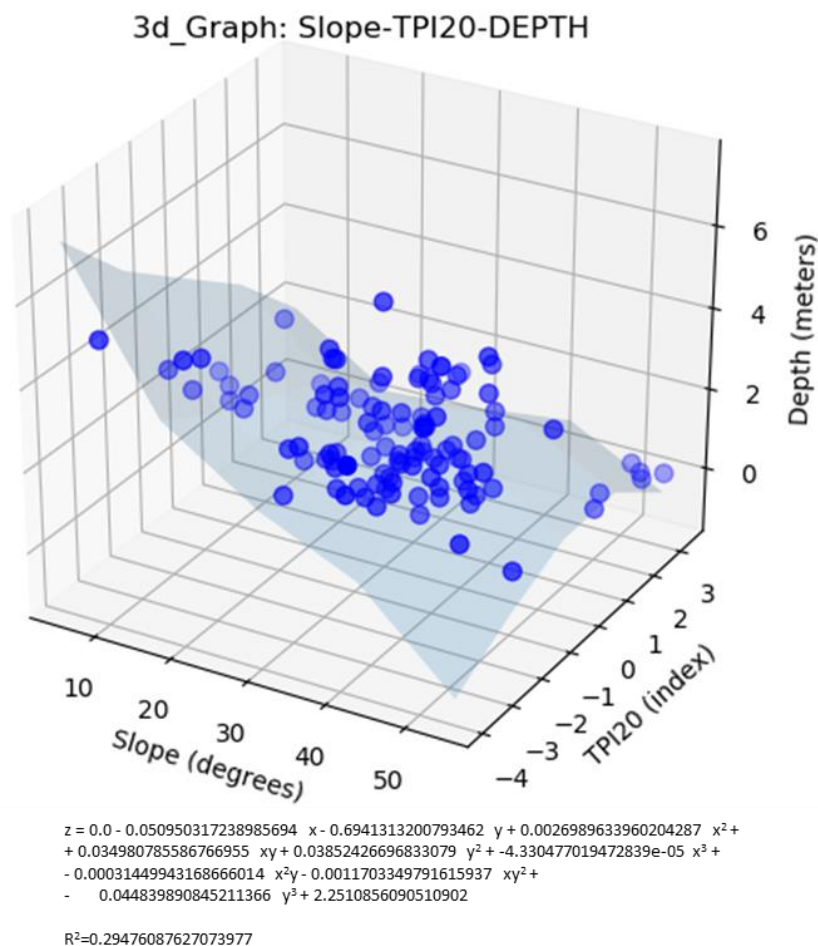
Figura 29 – Grafico - Topographic Position Index raggio 20m (TPI20) vs. spessore del terreno sulla verticale (Depth) - riferito a misure effettuate nelle zone naturali boscate del bacino di Vernazza.



ricavata utilizzando strumenti di calcolo matriciale in ambiente computerizzato dedicato. In particolare, è stato elaborato uno specifico 'script' (o codice eseguibile di programmazione) in ambito PyQGIS utilizzando la libreria open source di apprendimento automatico per il linguaggio di programmazione Python denominata 'scikit-learn: machine learning', contenente vari algoritmi di classificazione, regressione, clustering, macchine a vettori di supporto e regressione logistica, progettato per operare con le librerie NumPy e SciPy.

Nel grafico 3d della *Figura 30* viene mostrata la distribuzione, nello spazio tridimensionale, dei punti di misura di 'depth' effettuati nel bacino di Vernazza espressi in funzione delle tre variabili sopraccitate assieme alla superficie di regressione polinomiale multipla di terzo grado calcolata dal programma.

Figura 30 – Grafico tridimensionale: Slope angle (in gradi) – TPI20 (indice) - Spessore delle coperture sulla verticale DEPTH (in metri), riferito a tutte le misure effettuate nel bacino di Vernazza, ove è mostrata la superficie di regressione polinomiale multipla, la relativa equazione matematica ed il coefficiente di determinazione R^2 .

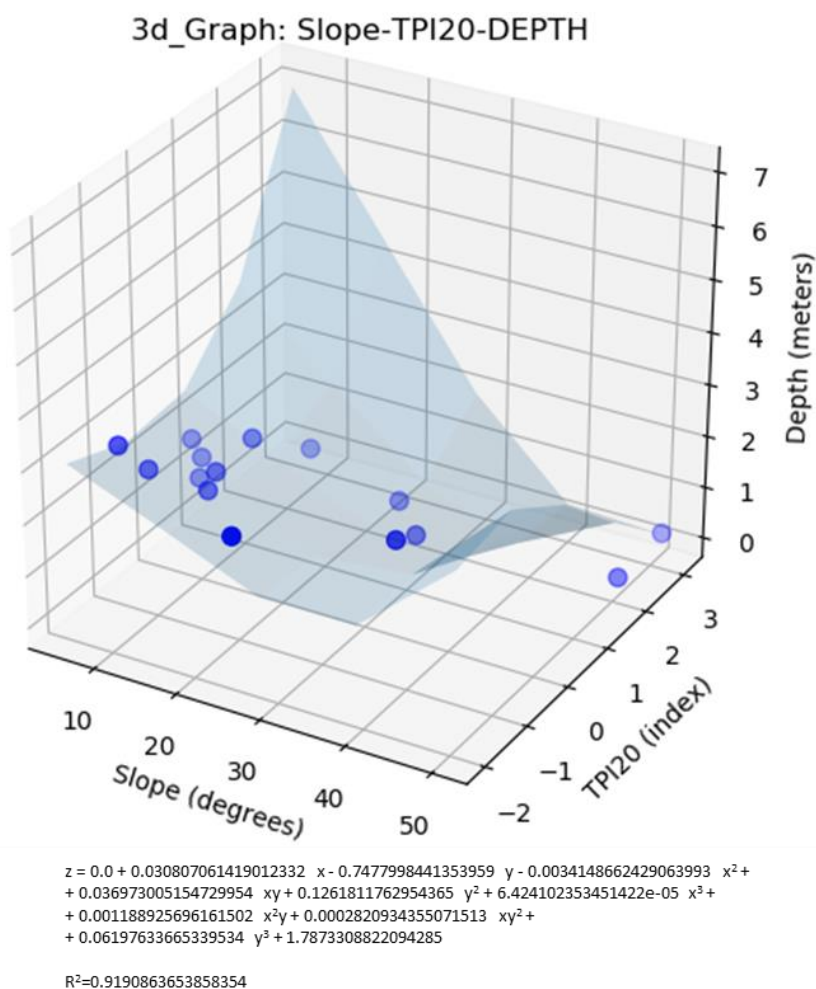


In basso nella stessa figura è riportata la relativa equazione di regressione con indicato il coefficiente di determinazione multiplo R^2 (indice variabile da 0 a 1), ove quest'ultimo rappresenta la parte

della devianza totale della variabile statistica dipendente z (*depth*) determinata dalla supposta relazione con le variabili statistiche indipendenti x e y (*Slope* e *TPI20*).

Come in precedenza, gli stessi calcoli sono stati condotti considerando solamente i dati derivati dalle misure effettuate nelle zone naturali censite a bosco il cui grafico 3d è riportato nella Figura 31. In quest'ultimo caso il coefficiente di determinazione è molto più elevato significando (come nel caso bidimensionale) una minor devianza della superficie di regressione rispetto ai punti interpolati (nonostante in questo caso, come già detto, bisogna considerare la minor significatività dei punti in termini numerici e di variabilità del dato).

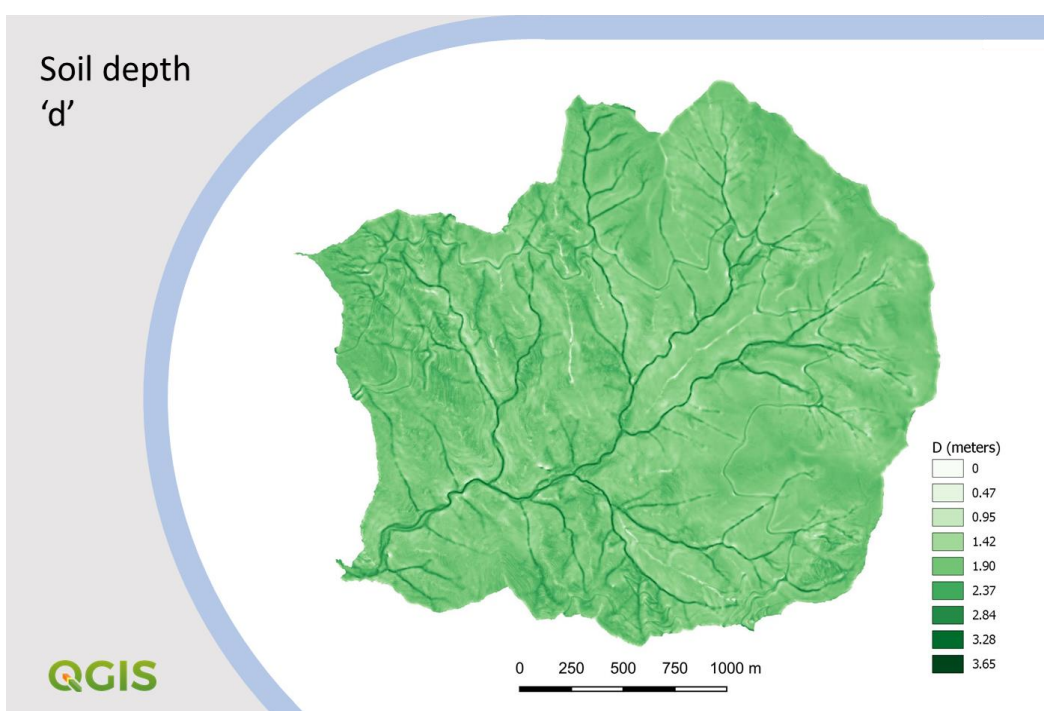
Figura 31 - Grafico tridimensionale: *Slope angle* (in gradi) – *TPI20* (indice) - *Spessore delle coperture sulla verticale DEPTH* (in metri), riferito alle misure effettuate nelle zone naturali boscate del bacino di Vernazza, ove è mostrata la superficie di regressione polinomiale multipla, la relativa equazione matematica ed il coefficiente di determinazione R^2 .



In definitiva, nonostante la dispersione dei dati, nello specifico imputabile principalmente alla citata azione antropica di modellamento artificiale del terreno naturale, l'utilizzo di tale tecnica previsionale

geostatistica, basata su misure numericamente e qualitativamente rappresentative in sito, ha permesso di giungere alla definizione di una funzione matematica di approssimazione dei dati reali (effettivamente misurati) in grado di prevedere in ogni punto del bacino lo spessore delle coltri detritiche sulla verticale (*soil depth 'd'*) noti l'angolo d'inclinazione del pendio (*slope ' β° '*) e l'indice di posizione topografico (*TPI20*). Per inciso si sottolinea che, in presenza di una distribuzione di punti ascrivibili ad una funzione matematica a cui si sovrappone un disturbo di tipo casuale (come nel caso del parametro 'd' per l'ambito terrazzato) il fatto di registrare un basso valore dell'indice di determinazione R^2 non fa perdere significatività statistica alla superficie di regressione che, infatti, costituisce comunque il valore previsionale più probabile in termini di scarto quadratico minimo tra i punti analizzati. Pertanto, nel caso in esame con riferimento esclusivo ai dati forniti al processo di calcolo, tale superficie rappresenta la miglior approssimazione statistica del parametro 'd', valido per l'area, tenendo conto dell'influenza di disturbo di tipo casuale (random) dovuta all'azione antropica sul territorio.

Figura 32 – Layer raster del parametro spaziale "d" (Soil depth) in metri.



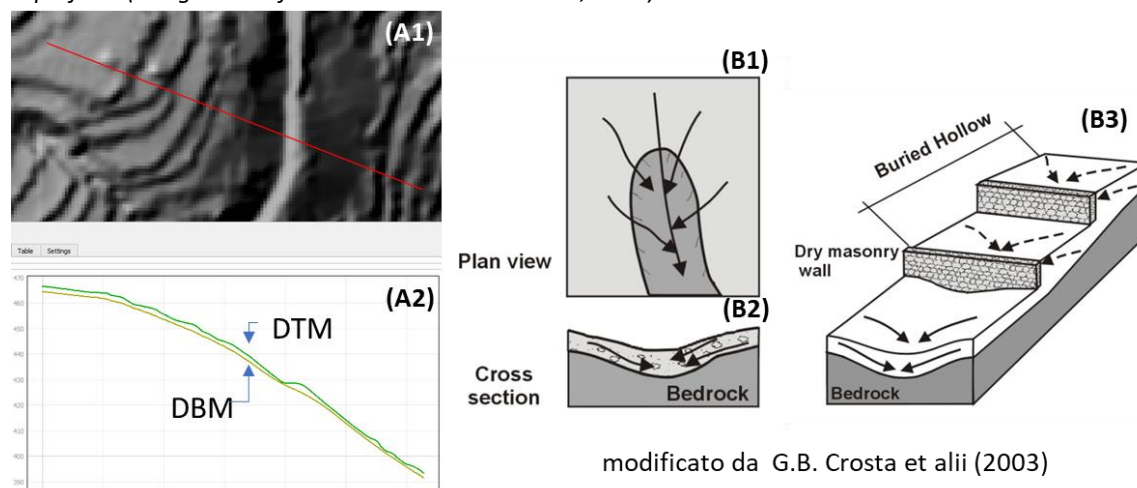
Tutto ciò ha permesso di ottenere il raster dello spessore delle coltri sulla verticale (*soil depth 'd'*) che risulta fondamentale nei successivi calcoli per la valutazione del fattore di sicurezza FS.

La conoscenza dello spessore del terreno, riferita ad ogni pixel del raster, consente inoltre, per semplice sottrazione dal DTM (opportunamente filtrato), di ricavare un modello digitale derivato delle quote altimetriche del substrato roccioso di base, qui chiamato DBM (*"Digital Bed rock Model"*).

Considerando le modalità di calcolo del dato previsionale spaziale *soil depth 'd'*, basato, come visto, sul fattore di controllo '*TPI20*' (particolarmente sensibile alle zone di alimentazione e di convergenza dei flussi superficiali e sotterranei), tale elaborato può risultare anche utile nell'individuazione di possibili solchi o

zone di convergenza idrica sotterranea sepolte, obliterate dalla presenza di coperture detritiche, che costituiscono aree maggiormente suscettibili di dissesto (Crosta et. al., 2003)

Figura 33 – (A1) - Raste DTM 1x1m di un settore di versante e traccia della sezione in rosso. (A2) - Profilo del versante lungo la suddetta traccia che mostra la superficie topografica DTM e quella del substrato DBM (quest'ultimo ottenuto sottraendo dal DTM il raster "d" Soil depth). (B1)(B2)(B3) – Rispettivamente pianta, sezione trasversale e sezione longitudinale tridimensionale di un'area terrazzata propensa al dissesto per la presenza in profondità di un solco di drenaggio o asse vallivo sepolto non (direttamente) osservabile in superficie. (disegno modificato tratto da Crosta et al., 2003)



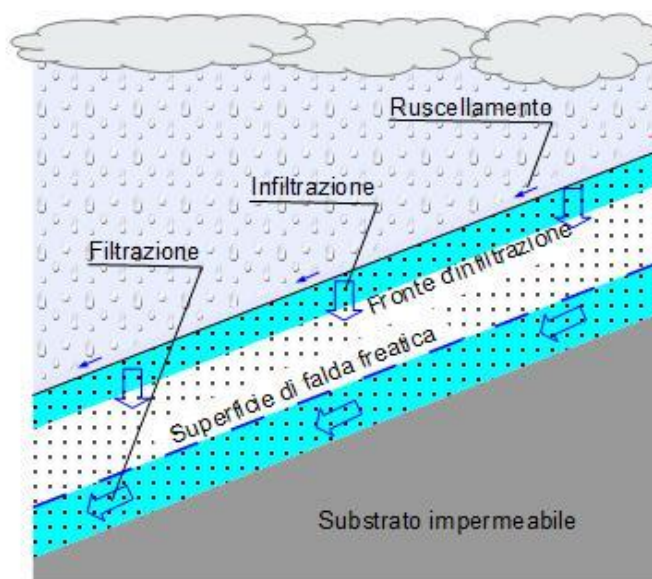
4.6. Il parametro di saturazione di strato ' (m)'

Il modello idrogeologico di base assunto per la simulazione dei processi di infiltrazione, saturazione e filtrazione idrica sotterranea nei terreni granulari porosi di copertura riveste importanza fondamentale per l'analisi di stabilità dei versanti.

Nell'area di studio si ricorda infatti che la totalità dei fenomeni franosi osservati sono riconducibili a mobilitazione di masse detritiche di copertura, sature o parzialmente saturate d'acqua, lungo ripidi pendii.

Come già accennato in precedenza, lo schema geometrico-idrogeologico adottato nel presente sistema è piuttosto semplice (ma, al contempo, abbastanza efficace e rappresentativo dello stato reale) distinguendo uno strato superficiale di depositi detritici granulari, permeabili per porosità primaria (acquiferi o acquitardi) sovrapposti ad un substrato roccioso rigido ed impermeabile (acquiclide) con

Figura 34 – Modello idrogeologico di base assunto per la simulazione dei processi di infiltrazione, saturazione e filtrazione lungo i versanti.



disposizione della superficie di contatto pseudo-parallela a quella topografica esterna (modello del pendio indefinito).

I suddetti depositi granulari porosi, da un punto di vista idrogeologico, sono considerati omogenei, isotropi e continui, ove in essi risulta applicabile la legge di Darcy.

Tali terreni, pertanto, sono in grado di assorbire acque dall'esterno per infiltrazione, di ospitare una falda acquifera (libera) di tipo freatico e di consentire una circolazione idrica sotterranea con moto di filtrazione pseudo-parallela alla superficie topografica del versante (essendo infatti impedita verso il basso dal sottostante acquiclude).

Ai fini dei calcoli del fattore di sicurezza FS secondo l'equazione (1) adottata nel presente modello, si fa notare che la presenza d'acqua nei terreni (in termini di altezza piezometrica della zona satura relativa allo spessore di strato) è definita per ogni pixel dal coefficiente di saturazione di strato m_i (compreso tra 0 e 1) che compare nell'ultimo termine (idrologico) di tale espressione.

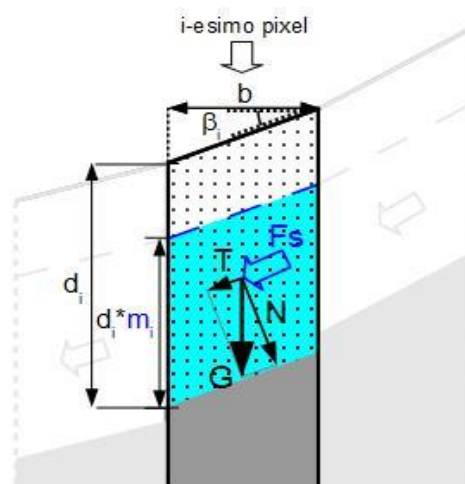
Il prodotto di tale coefficiente per lo spessore d_i dello strato nel punto i-esimo fornisce l'altezza di falda, ovvero lo spessore della porzione di terreno saturo interessato da carico idraulico in cui si registra l'incremento delle pressioni interstiziali di poro e l'instaurazione di un moto di filtrazione pseudo-parallelo al versante. Tali fattori, come già visto, sono in grado di diminuire rispettivamente le forze resistenti al taglio e di incrementare le forze mobilitanti lungo la potenziale superficie di scorrimento alla base.

Nel caso del presente modello di simulazione pertanto, per il calcolo del fattore di sicurezza FS esteso a tutti i punti del bacino in esame, è necessario conoscere la distribuzione di tale parametro (m), variabile nello spazio e nel tempo, dipendente dall'alimentazione idrica superficiale e sotterranea locale. Per fare ciò abbiamo bisogno di una funzione matematica basata su dati di input di carattere pluviometrico ed idrogeologico da applicare al suddetto dominio spaziale che sia in grado di predire tale valore in ogni punto (pixel) del bacino nel tempo.

Data l'estrema difficoltà di gestire da sistema tale formulazione teorico-matematica, il presente modello, per risolvere il problema, adotta delle semplificazioni teorico-metodologiche in modo da raggiungere comunque un risultato accettabile cercando allo stesso tempo di semplificare e ridurre al minimo i parametri di input necessari.

Nello specifico, le oscillazioni di falda osservabili nel terreno in qualsiasi punto del bacino in esame possono essere ricondotte all'influenza di due forme di apporto idrogeologico sotterraneo entrambe dipendenti dalle precipitazioni ma con modalità e tempi di risposta diversi:

Figura 35 – Schema grafico di calcolo del sistema per ogni pixel in presenza di acqua nel terreno. Definizione di m_i 'indice di saturazione percentuale riferita a d_i '



- la prima, qui chiamata “*transiente*”, ovvero in regime transitorio dipendente dalla durata temporale, oltre che dall'intensità, di un evento pluviometrico, con modalità d'alimentazione dall'alto, legata all'infiltrazione prevalentemente verticale connessa a fenomeni piovosi intensi con tempi di risposta brevi;
- la seconda, detta “*stazionaria*”, riconducibile ad un regime quasi permanente, con alimentazione per redistribuzione e diffusione laterale connessa alla circolazione sotterranea lenta legata al regime pluviometrico stagionale, con tempi di risposta lunghi.

Con riferimento all'infiltrazione nel suolo dovuta alle precipitazioni meteoriche, come noto in letteratura, Iverson (2000) ha risolto la formulazione matematico-teorica di Richards applicandola al modello di un pendio indefinito per descrivere la pressione idraulica che si sviluppa nel terreno poroso di un versante in risposta a piogge di varia intensità e durata, indicando due espressioni per il calcolo dei tempi minimi di trasmissione della pressione di poro per le due sopracitate forme d'alimentazione idrica sotterranea in funzione di parametri morfometrici medi:

$$t_{(transiente)}=H^2/D_0$$

che indica il tempo minimo per la trasmissione della pressione di poro dalla superficie alla profondità H

$$t_{(stazionario)}=A/D_0$$

che indica il tempo minimo per la trasmissione della pressione di poro dall'area A al punto sotteso a valle dove:

H=spessore dello strato di terreno;

A=area contribuyente, ovvero area del bacino di alimentazione sottesa a monte del punto;

D₀=diffusività idraulica caratteristica del terreno (dipendente dalla conducibilità idraulica, dallo spessore dello strato e dal coefficiente di immagazzinamento)

Nel caso del bacino di Vernazza considerando i valori medi ponderati dei suddetti parametri geometrici ed idrogeologici derivati da misurazioni ed osservazioni effettuate in sito, si ottiene:

$$t_{(transiente)}=(1,8 \text{ m})^2/(9,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})=5,6 \text{ ore};$$

$$t_{(stazionario)}=2500 \text{ m}^2/(9,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})=311 \text{ giorni.}$$

In pratica ciò significa che, in tale ambito, in presenza di piogge intense e prolungate con relativa infiltrazione nel terreno, il tempo minimo previsto per la saturazione e la trasmissione della pressione di poro dalla superficie alla base dello strato, qui assunta mediamente di 1.8 m, è dell'ordine di 5,6 ore (tempo comunque tendente al ribasso in caso di suolo già parzialmente saturato ovvero in presenza di falda), mentre per quanto riguarda l'alimentazione idrica sotterranea per diffusione laterale, riferita in questo caso ad un'area contribuyente di 2500 m², sono necessari tempi di ben 311 giorni, ovvero di tipo stagionale, per la trasmissione della pressione di poro da tale zona di alimentazione al punto sotteso a valle.

Nel presente modello sperimentale, il calcolo del coefficiente di saturazione di strato $'m_i'$ è stato pertanto suddiviso in due parti denominate appunto: $'mt_i'$ (transitorio) e $'ms_i'$ (stazionario) con riferimento alle suddette due modalità d'alimentazione idrica sotterranea in grado di influenzare, con tempi differenti, la pressione di poro interstiziale nei terreni granulari accumulati lungo i pendii e di conseguenza favorire i processi di destabilizzazione.

Nello specifico, il coefficiente $'mt_i'$ (transitorio) dovuto all'infiltrazione (prevalentemente verticale) connessa ad episodi pluviometrici di durata limitata nel tempo, per ogni pixel del bacino in oggetto, viene calcolato dal sistema geografico informatizzato GIS (debitamente programmato dallo scrivente) utilizzando la relazione di seguito indicata:

$$mt_i = \frac{h_i}{d_i} \quad (6)$$

dove $'d_i'$ è lo spessore sulla verticale dello strato ($'depth'$) nel punto considerato mentre $'h_i'$ è l'altezza del fronte d'infiltrazione d'acqua nel terreno misurata dalla superficie prevista dall'elaborazione dei dati di input. Quest'ultima altezza (h_i) nello specifico viene calcolata attraverso il metodo basato sulla teoria di infiltrazione di Green & Ampt (1911) utilizzando i parametri idrogeologici del terreno ed, in particolare: la conducibilità idraulica del terreno saturo (K_s), la disponibilità volumetrica ($\Delta\theta$) ed il potenziale di suzione alla base del fronte (ψ), direttamente misurati in sito o derivati da bibliografia, associati ai parametri pluviometrici di intensità (i) e durata (T) degli episodi piovosi che devono essere assunti dall'utente per la simulazione (vedi schema di calcolo e relative formule riportate nella *Figura 36*).

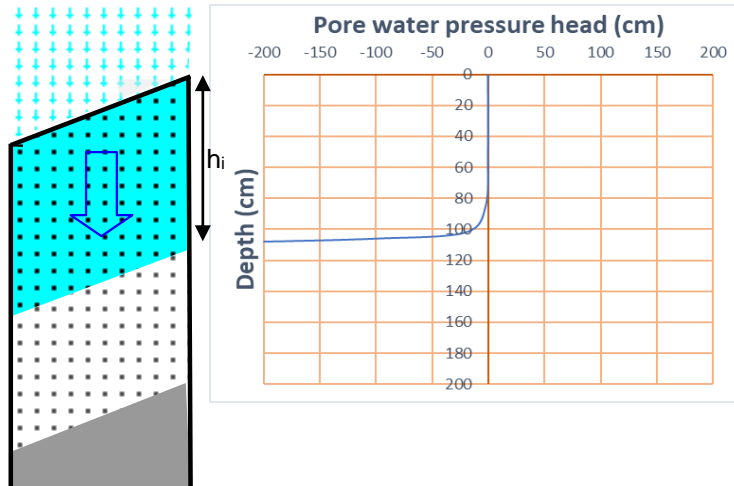
Si ricorda che il modello di Green & Ampt (1911) rappresenta una semplificazione del processo d'infiltrazione descritto dalle più rigorose equazioni di Richards, ed è applicabile ad un suolo ideale, omogeneo, con profilo di umidità costante con la profondità, ove si ipotizza un movimento verticale a pistone del fronte di bagnatura condizionato da un potenziale di suzione alla base e da un coefficiente di conducibilità idraulica supposti costanti per tutto il processo.

Tale metodo, nonostante le suddette semplificazioni, conduce a risultati accettabili sebbene tendenti a sovrastimare l'altezza di infiltrazione nel suolo rispetto ai sistemi basati su equazioni matematiche più rigorose (Richards) essendo pertanto, in questo caso, a favore della sicurezza.

A tal proposito, ai fini della valutazione delle forze destabilizzanti indotte dall'infiltrazione verticale, con riferimento al grafico "pore water pressure head" della *Figura 36*, si fa notare come, durante il processo d'infiltrazione delle acque nel terreno le pressioni di poro rimangono prossime a zero mentre sul fronte bagnato è presente una pressione negativa dovuta al potenziale di suzione (coesione apparente). L'innalzamento del carico idraulico, con conseguente aumento della pressione di poro e l'instaurazione di un moto di filtrazione parallela al pendio, infatti, non si verifica sino a che il fronte bagnato non ha raggiunto il substrato impermeabile oppure la superficie piezometrica di una eventuale falda già presente alla base. Tutto ciò necessita di un certo periodo di tempo (come già visto e calcolato in precedenza) che è diverso per ogni punto del bacino in funzione delle caratteristiche idrogeologiche e geometriche locali.

Figura 36 – Alimentazione idrica per infiltrazione (regime transitorio) modello di Green & Ampt (1911) – definizione dei parametri d'ingresso, delle formule matematiche di calcolo e dei dati in uscita.

Alimentazione idrica in regime transitorio
Modello di infiltrazione di Green & Ampt (1911)



Dati di input:

i = intensità precipitazione [L/T]

T = durata della precipitazione [T]

K_s = conducibilità idraulica terreno saturo [L/T]

$\Delta\theta$ = disponibilità volumetrica unitaria del suolo [V/V]

ψ = potenziale di suzione alla base del fronte umido [L]

Dati di output:

f = capacità d'infiltrazione [L/T]

FF = infiltrazione cumulata [L]

h_i = altezza d'infiltrazione [L]

$$f = K_s \cdot \left(1 + \frac{\Delta\theta \cdot \psi}{FF}\right)$$

se $i < f$ allora $FF = iT$;

se $i > f$ allora $FF = F_p + K_s(T - T_p) + \Delta\theta \cdot \psi \cdot \ln\left(\frac{FF + \Delta\theta \cdot \psi}{F_p + \Delta\theta \cdot \psi}\right)$

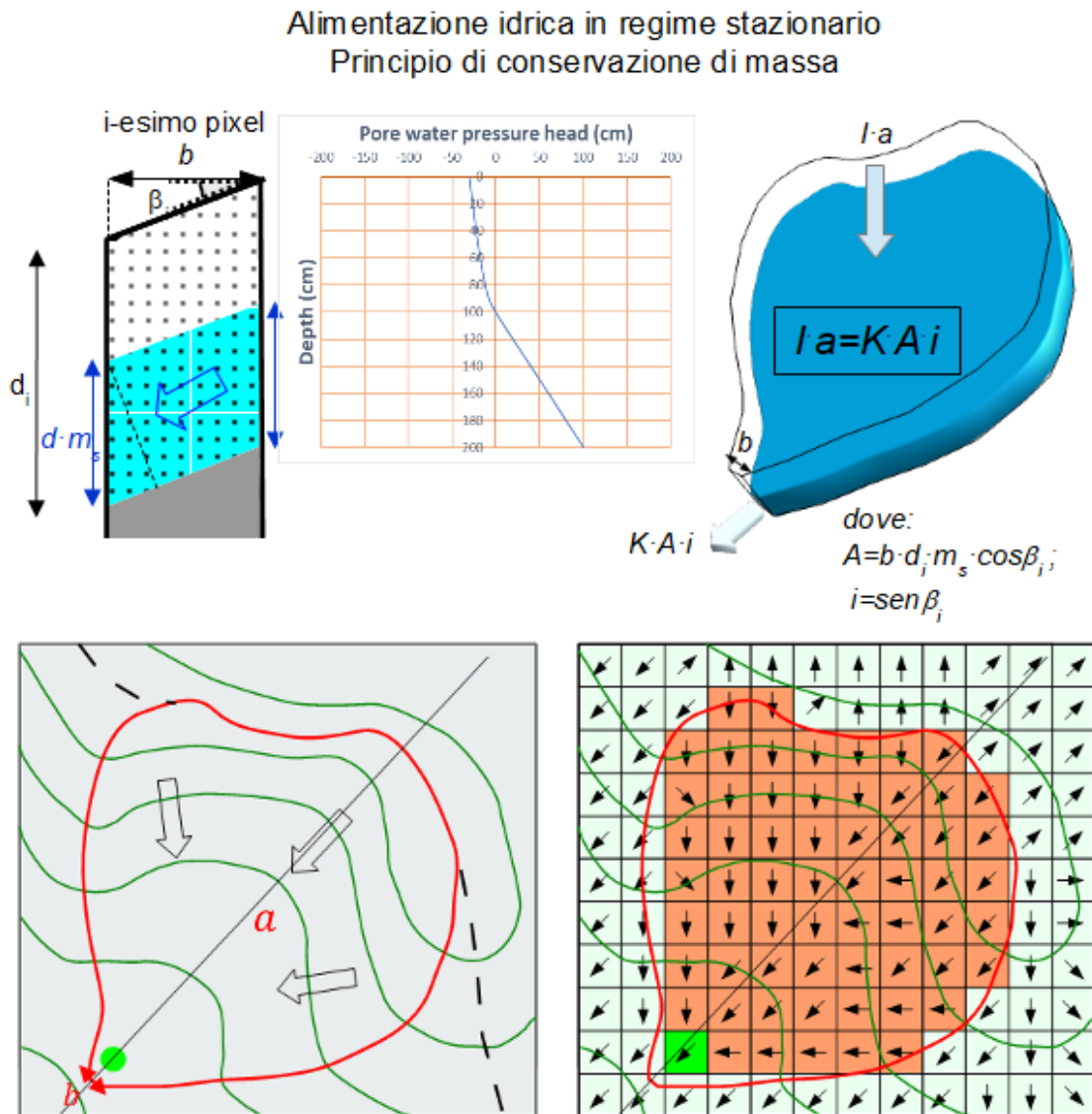
dove $h_p = \frac{K_s \cdot \psi}{(i - K_s)}$; $F_p = h_p \cdot \Delta\theta$; $T_p = \frac{F_p}{i}$

$$h_i = \frac{FF}{\Delta\theta} \quad (7)$$

Per quanto riguarda invece il calcolo del coefficiente ' ms_i ' in condizione stazionaria, legato all'alimentazione della falda sotterranea per redistribuzione laterale delle acque di circolazione infiltrate su un lungo periodo (ovvero con riferimento al ciclo stagionale), il presente modello utilizza la relazione

derivata dal principio di conservazione di massa che, in sostanza, è un'equazione di bilancio, mediata appunto su tempi molto lunghi, tra la variazione dei quantitativi idrici entranti e quelli uscenti dal dominio acquifero sotterraneo considerato.

Figura 37 - Alimentazione idrogeologica sotterranea (in regime stazionario) – equazione riferita al principio di conservazione di massa.



In particolare, considerando per ogni pixel di risoluzione $b \times b$ appartenente al bacino in esame la relativa area d'alimentazione (di ricarica) posta a monte (a) ed eguagliando per tale dominio l'infiltrazione efficace stagionale media (I) con la portata sotterranea uscente dalla sezione di chiusura (espressa dalla legge di Darcy), si ottiene la seguente espressione:

$$I \cdot a = K \cdot A \cdot i \quad \text{dove: } A = b \cdot d_i \cdot m_s \cdot \cos \beta_i; \quad i = \text{sen } \beta_i \quad (8)$$

in cui:

I = infiltrazione efficace stagionale

a_i = area contribuente (di alimentazione idrica) a monte del punto (pixel) d'uscita

K_i = coefficiente di conducibilità idraulica del terreno saturo

i = gradiente idraulico nel punto (considerando la superficie piezometrica parallela al versante)

b = larghezza del pixel

d_i = spessore dello strato poroso misurato sulla verticale

ms_i = coefficiente di saturazione di strato per la parte riferita al regime stazionario

β_i = angolo di inclinazione del pendio sull'orizzontale

da cui si ricava la sottostante equazione per il calcolo di ' m_s ':

$$ms_i = \frac{I \cdot a_i}{K_i \cdot d_i \cdot b \cdot \cos \beta_i \cdot \sin \beta_i} \quad (9)$$

Nello specifico, per l'utilizzo di tale formula in ambiente GIS, per il calcolo dell'area contribuente a monte di ogni pixel rappresentativo del bacino è stato utilizzato il modulo di processing *SAGA "catchment area (recursive)"*, che è un algoritmo in grado di analizzare in maniera ricorsiva ascendente, per ogni punto della griglia spaziale, le direzioni di flusso delle celle a monte e fornirne il valore totale delle aree (note le dimensioni del pixel del raster).

Dopo aver calcolato (per ogni pixel) i coefficienti ' mt_i ' (transitorio) e ' ms_i ' (stazionario) con le formule suddette utilizzando i dati pluviometrici prescelti, si ottiene il valore di ' m_i ' (ovvero il coefficiente di saturazione di strato) attraverso la somma dei due coefficienti precedenti:

$$m_i = ms_i + mt_i \quad (10)$$

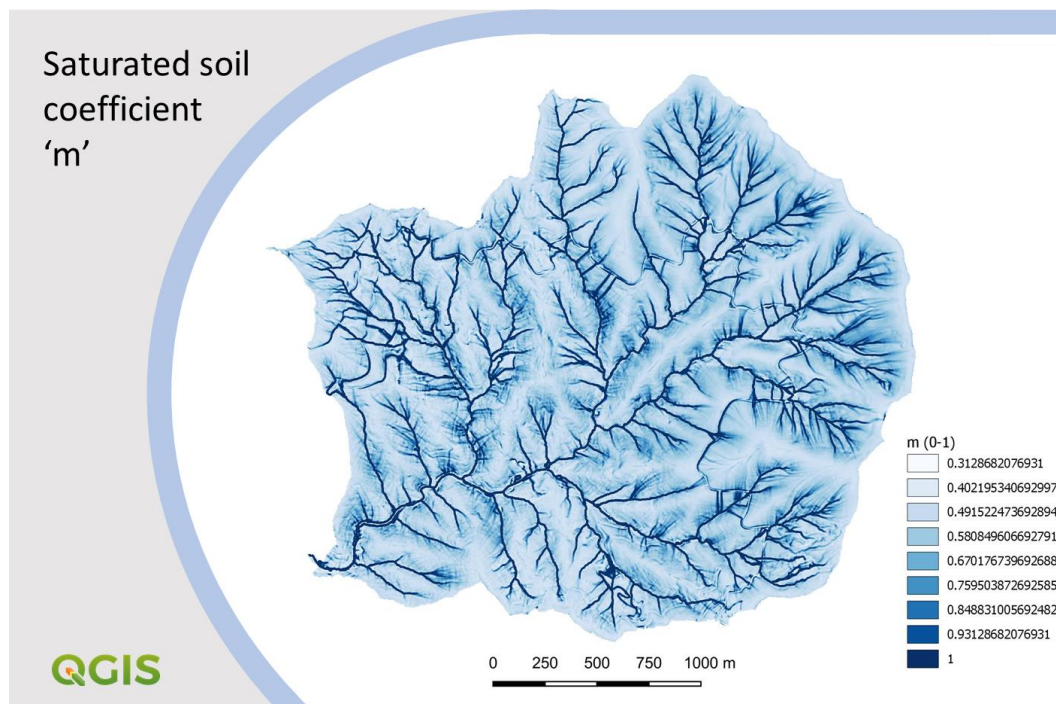
Nel caso specifico del bacino di Vernazza, per la simulazione dell'evento alluvionale del 25/10/2011 sono stati scelti i seguenti dati pluviometrici di input:

- per la condizione transiente: una precipitazione cumulata di 300 mm in 6 ore (compatibile con i dati registrati dalle stazioni pluviometriche limitrofe alla data del suddetto evento meteorico)
- per la condizione stazionaria: un apporto pluviometrico in termini di infiltrazione mensile di 72 mm (compatibile con la precipitazione efficace locale riferita al periodo autunnale, stagione nella quale si è manifestato l'evento)

Dopo la scrittura di un opportuno codice macchina, per far eseguire al sistema computerizzato GIS le operazioni suddette, è stato possibile ottenere il raster del parametro ' m ', valido per le condizioni pluviometriche al contorno scelte.

Nella *Figura 38* viene riportato il layer ottenuto che mostra appunto il grado di saturazione del terreno rapportato allo spessore dello strato calcolato in ogni punto (pixel) georeferenziato del bacino di Vernazza ponendosi nelle suddette condizioni idrogeologiche e pluviometriche al contorno.

Figura 38 - Layer raster del parametro spaziale coefficiente di saturazione di strato 'm'



Come si vede dalla *Figura 38* (dove con $m=1$ si intende strato completamente saturo con quota di falda prossima o superiore alla superficie topografica e con $m = 0$ strato asciutto in assenza di falda) alla fine dell'evento pluviometrico del 25/10/11 tutti i terreni del bacino, secondo tale simulazione, si sarebbero trovati in condizioni da parzialmente a completamente saturati con grado variabile da 31% a 100%.

4.7. I parametri fisico-meccanici ed idrogeologici dei terreni

Per concludere la disamina delle variabili che entrano nell'espressione matematica **(1)** all'equilibrio limite (LEM) utilizzata da questo modello di simulazione, rimangono da analizzare i parametri fisici e geotecnici (γ_{sat} , φ° , C') dei terreni che rivestono un ruolo fondamentale nell'influenzare il rapporto tra le forze d'attrito del materiale resistenti e quelle mobilitanti dovute al peso e, pertanto, nel condizionare il fattore di sicurezza FS.

Tali parametri comunque, in questo caso, sono da considerarsi come fattori matematici (utilizzati dalla suddetta espressione per il calcolo di FS) indicativi di caratteristiche (fisico-meccanico-idrauliche) medie dei terreni estese alla scala globale dei fenomeni. Ciò può comportare differenze tra il dato misurato, ottenuto

da analisi in sito o di laboratorio a piccola scala, rispetto alla situazione reale di versante condizionata anche da altre variabili spesso difficilmente analizzabili in sito o riproducibili in laboratorio.

Riferendosi al parametro peso di volume del terreno saturo ' γ_{sat} ', (il cui valore misurato nell'ambito di bacino spazia da 17.5 a 21 kN/m³), questa variabile compare al denominatore sia del termine '*coesivo*' che di quello '*idrologico*' dell'equazione **(1)** ove questi termini presentano segno opposto.

Dallo sviluppo dei calcoli si nota che l'influenza di tale fattore sul coefficiente di sicurezza FS risulta molto bassa.

Ponendosi infatti in condizioni di saturazione sfavorevoli alla stabilità, nel range di pendenza $20^\circ < \beta < 50^\circ$ (in cui sono ricomprese tutte le frane osservate in sito) nonché considerando per gli altri parametri i valori medi misurati validi per l'ambito ($d=1.8m$, $\varphi=30^\circ$, $c=9kPa$), si nota che nel caso di una variazione con uno scarto di ben due unità di tale parametro (ad esempio da 19 kN/m³ a 21 kN/m³) il valore del fattore di sicurezza FS si modifica in maniera piuttosto trascurabile (nei due valori estremi di pendenza) da 0,008 a 0,02.

Uguualmente a quanto sopra accade per il parametro angolo d'attrito interno del terreno ' φ° ', (il cui valore misurato nell'area in studio varia da 27° a 34° gradi), ove tale fattore compare nell'espressione **(1)** come tangente trigonometrica sia al numeratore del termine '*attritivo*' che di quello '*idrologico*' aventi anche in questo caso segno opposto.

Similmente al caso precedente, ponendosi nelle suddette condizioni di variabilità e considerando uno scarto di tale parametro di due unità (ad esempio da 30° a 32°) il fattore di sicurezza FS si modifica in modo trascurabile da 0,06 a 0,02.

Nel presente modello pertanto, vista la ridotta variabilità e la scarsa influenza nel modificare il fattore FS (in caso di approssimazione entro certi limiti), per tali *parametri* ' γ_{sat} ' e ' φ° ' sono stati adottati valori medi o caratteristici cautelativi (a favore di sicurezza) assunti costanti e ritenuti validi per l'intero areale, rispettivamente $\varphi^\circ=30^\circ$ e $\gamma_{sat}=21$ kN/m³, semplificando in tal modo anche i calcoli.

Contrariamente ai precedenti, invece, il parametro coesione totale apparente ' C ' (o '*total cohesion*'), che compare al numeratore del primo termine '*coesivo*' dell'espressione **(1)**, esercita una certa influenza sul risultato ove infatti, ponendosi sempre nelle condizioni di variabilità suddette e considerando una variazione di due unità (ad es. da 9 kPa a 11 kPa) si generano modifiche abbastanza apprezzabili nel fattore FS da 0,11 a 0,16.

Riguardo al suddetto parametro coesione totale ' C ' si ricorda che, alla scala globale di versante, il suo valore è dato dal contributo di almeno due fattori, esprimibile con la seguente relazione:

$$C = c + \Delta s \quad (11)$$

Dove:

C rappresenta la coesione (di matrice) del terreno, misurabile da prove di taglio in laboratorio o in sito

Δs rappresenta la coesione aggiuntiva dovuta alla presenza di radici o di rinforzi al suo interno.

Come evidenziato da numerosi studi [Cammeraat *et al.*, 2005; Van Beek *et al.*, 2005, Schwarz, 2009; Giadrossich *et al.*, 2010], si ricorda che l'incremento di resistenza al taglio dei terreni dovuto all'aumento di radici o rinforzi fibrosi al suo interno è indipendente dall'angolo d'attrito interno.

Tale coesione aggiuntiva Δs è esprimibile secondo il modello di Wu *et alii* (1979) con la seguente relazione:

$$\Delta s = k \cdot Tr \cdot (Ar/A) \cdot (\sin \theta + \cos \theta \sin \varphi) \quad (12)$$

Dove:

' Tr ' è la media della resistenza a trazione delle radici, generalmente posta in relazione al diametro (D) e ai fattori a e b dipendenti dalla specie di pianta utilizzata nonché espressa secondo la seguente relazione (Norris 2005; Bischetti *et al.* 2005; Tosi 2007;):

$$Tr = a \cdot D^{-b}$$

(Ar/A) è il rapporto tra la somma dell'area delle radici che attraversano il piano di taglio e l'area del terreno considerato, solitamente chiamato *RAR (Root Area Ratio)*,

' θ ' è l'angolo di distorsione della radice nella zona di taglio (solitamente considerata 45°),

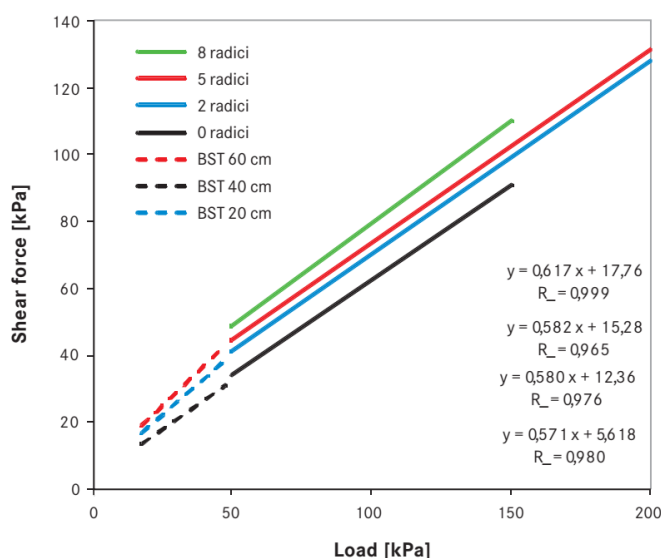
' φ ' è l'angolo d'attrito interno del terreno,

' k ' è un coefficiente di riduzione consigliato da alcuni autori (Preti – 2006)

Nella *Figura 39* tratta da Giadrossich *et al.* (2010), sono riportati, sul grafico cartesiano di Mohr (σ - τ), i risultati delle prove di taglio effettuate su un terreno (molto simile a quello dell'ambito in studio) ricostituito in laboratorio aumentando progressivamente il numero di radici al suo interno, utilizzando per questo fibre di piante di 'Robinia' e 'Castagno'.

Si noti il progressivo incremento della coesione apparente all'aumentare del numero di radici (determinata dall'intercetta sull'asse delle ordinate delle linee a tratto continuo), sino addirittura a triplicare il valore del suolo nudo. Si può anche notare (come già detto) l'invariabilità dell'angolo d'attrito del terreno

Figura 39 – Relazione tra la resistenza a rottura τ (kPa) sulle ordinate e carico normale σ (kPa) sulle ascisse per provini di terreno ricostruiti in laboratorio incrementando il numero di radici al loro interno metodo PPT (linea continua). Con linea tratteggiata prove BST in sito. (da Giadrossich *et al.* 2010)



all'aumentare dei rinforzi fibrosi al suo interno (come testimoniato dalla pendenza costante delle rette di interpolazione).

Tornando al modello oggetto di sperimentazione, le misurazioni BST effettuate nell'area di studio hanno consentito di conoscere il range di variabilità (da 5,9 e 9,7 kPa) ed il valore medio (7.8 kPa) della coesione (di matrice) 'c' dei terreni di copertura riferiti a vari rilevamenti distribuiti nell'areale condotti sugli strati più superficiali (profondità < 0.8 m).

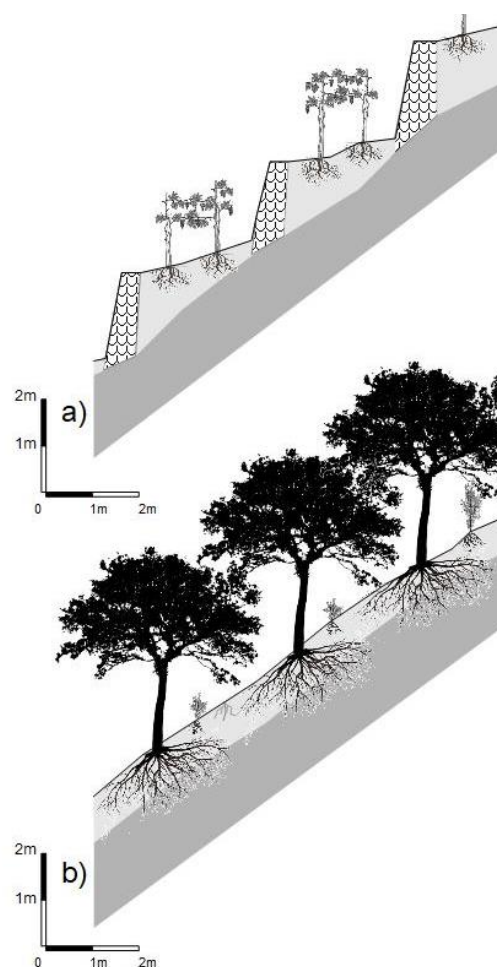
Per quanto riguarda il parametro ΔS , invece, si è tentato di fornire una stima di massima di tale valore con riferimento agli ambiti a diversa destinazione d'uso del suolo presenti nel bacino in esame che, come già visto, sono riconducibili essenzialmente a due tipi: l'ambito terrazzato e quello boschivo, ognuno dei quali occupa circa metà del territorio con varianti intermedie tra loro.

In particolare, come si percepisce anche solo guardando la *Figura 40*, esiste una notevole differenza tra l'ambito terrazzato, dove il terreno (spesso dissodato per consentire le pratiche agricole) viene mantenuto dall'uomo privo di piante infestanti e di vegetazione arboreo-arbustiva spontanea nonché sorretto da muri a secco in pietra, rispetto al bosco allo stato naturale ove, invece, il terreno è mantenuto saldo grazie all'insediamento di una fitta vegetazione arborea ed arbustiva spontanea con radici insinuate in profondità nel substrato roccioso stabile fratturato alla ricerca d'acqua.

Per le zone boschive del bacino in esame, costituite essenzialmente da specie arboree miste, comprendenti pini marittimi, lecci e querce, è stato stimato un RAR cautelativo di 0.0001 alla profondità di 1.3 m (spessore medio delle coltri per tali aree).

Utilizzando i valori di resistenza a trazione delle radici per il genere *Quercus* e *Picea*, tratti da bibliografia, è stato quindi possibile, con la metodologia suddetta, calcolare il parametro di coesione aggiuntiva ΔS che è risultato rispettivamente di 4,8 kPa per il genere *Quercus* e di 1,9 kPa per il genere *Picea*, con un valore medio di coesione aggiuntiva pertanto adottato per tali zone pari a $\Delta S = 3,35$ kPa.

Figura 40 – Ambiti a diverso uso del suolo presenti del bacino di Vernazza: **a)** Ambito terrazzato. **b)** Ambito boscato

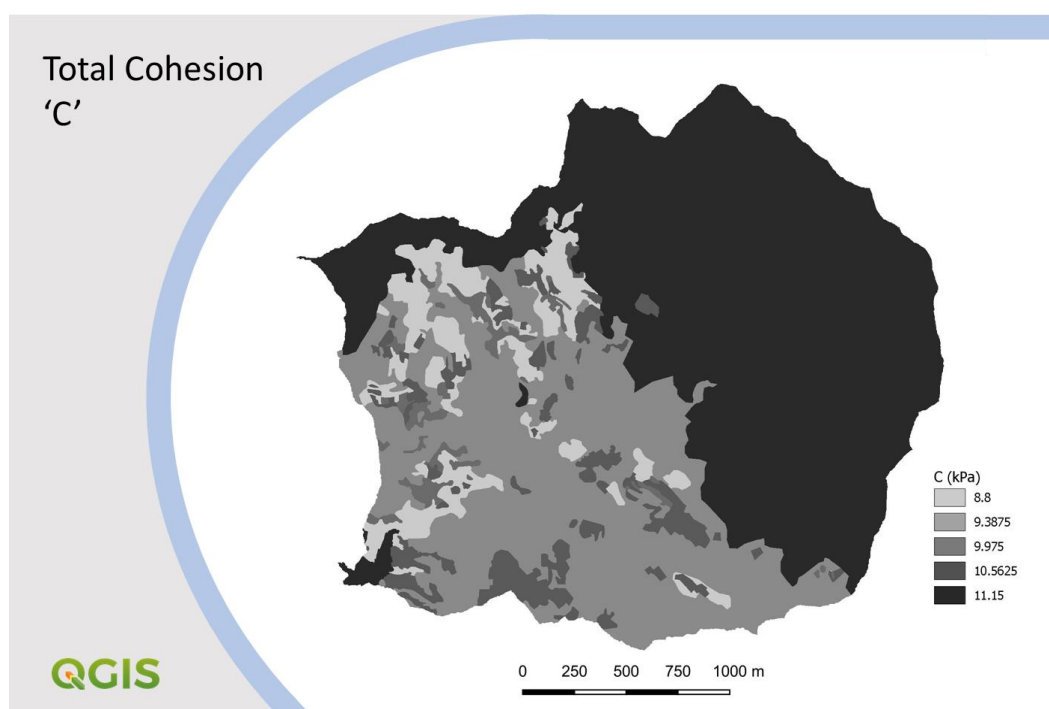


Per l'ambiente terrazzato, con spessori medi delle coltri detritiche di 1,95 m, (quindi più elevate del caso precedente), è stato stimato un parametro globale di coesione aggiuntiva ΔS di 1,0 kPa, valore cautelativo dovuto più ai rinforzi artificiali dei muri di sostegno che agli apparati radicali profondi abbastanza scarsi, ove tale valore limite inferiore può essere attribuito ad un terrazzato non più mantenuto nelle murature a secco (pertanto prossime al crollo) insediato da scarsa o nulla vegetazione spontanea.

Per i due ambiti limite suddetti pertanto il fattore di coesione totale apparente 'C' risulta rispettivamente di 8.8 kPa per il terrazzato e di 11.15 kPa per il boscato.

Ai fini dell'utilizzo dei dati nel modello sperimentale in oggetto, i due valori di coesione apparente 'C' sopracitati sono stati ripartiti tra i termini intermedi degli ambiti vegetazionali censiti e riportati nel già citato layer 'DB uso del Suolo', distinguendo dal maggiore al minore: *zona urbanizzata, bosco, macchia arbustiva, oliveto terrazzato, antico terrazzamento abbandonato insediato da vegetazione spontanea, vigneto terrazzato mantenuto ed infine terrazzamento incolto recentemente abbandonato.*

Figura 41 – Layer raster del parametro spaziale coesione totale 'C'



In tal modo è stato possibile generare il raster finale della distribuzione spaziale della coesione totale apparente 'C' (vedi Figura 41) che lega tale parametro sia al dato di coesione di matrice del terreno che all'incremento di resistenza che si registra alla scala di versante dovuto all'assetto vegetazionale e all'uso del suolo.

Per concludere l'analisi dei parametri del terreno su cui si basa il presente modello deterministico, bisogna ricordare infine l'importanza delle caratteristiche idrogeologiche dei depositi granulari di copertura nell'influenzare l'infiltrazione e la circolazione idrica e, di conseguenza, l'indice di saturazione di strato m' .

A parità delle condizioni al contorno, infatti, considerando come in precedenza valori caratteristici dei parametri ($d=1.8\text{m}$, $\varphi=30^\circ$, $c=9\text{kPa}$) e ponendosi nel range di variazione dell'angolo d'inclinazione del versante $20^\circ < \beta < 50^\circ$, si nota che ad un errore di 0,2 nella valutazione di m' (ovvero un quinto del valore del suddetto indice adimensionale) corrisponde una variazione del fattore FS rispettivamente (per le due pendenze estreme) di 0,15 e 0,05.

Riguardo ai parametri idrogeologici, fatta eccezione per la conducibilità idraulica satura K , per l'areale in studio non esistono dati disponibili. A causa della mancanza di idonea strumentazione non è stato possibile effettuare misurazioni dei valori reali di porosità efficace p_e' , del contenuto d'acqua iniziale θ' e del potenziale matriciale (di suzione) ψ' del terreno, fattori importanti nel definire i processi d'infiltrazione, circolazione e saturazione.

Pertanto, nel modello di simulazione sperimentale in oggetto, per tali parametri si è fatto riferimento ai valori medi rappresentativi delle caratteristiche idrogeologiche del terreno tratti dalla letteratura scientifica, assunti costanti e rappresentativi per tutto l'areale.

Ciò ha impedito di analizzare la reale distribuzione spaziale e di testare l'influenza di tali dati sul calcolo di FS, rimandando tali iniziative ad uno sviluppo futuro della ricerca.

5. L'applicazione del metodo e la valutazione dei risultati del modello sperimentale

5.1. Il raster d'uscita del modello

Nella *Tabella 4* vengono riportati a titolo riassuntivo il tipo, il supporto informatico, i valori e la sorgente dei dati assunti per il modello di simulazione per il calcolo del fattore FS nell'ambito locale del bacino di Vernazza.

Tabella 4

Tabella dei parametri di input del modello

	Data type /data medium	Value	Source
Terrain geotechnical parameters			
Friction angle ' ϕ ' (°)	Constant value	30	Med. measured data
Total cohesion 'C' (kPa)	Raster (original method)	8.8-11.15	Land use interpolat.
Terrain saturated weight ' γ_s ' (kN/m ³)	Constant value	21	Max measured data
Water weight ' γ_w ' (kN/m ³)	Constant value	10	Bibliographical data
Terrain geometric parameters			
Depth 'd' (m)	Raster (original method)	0-3.65	DTM+TPI20 regress.
Slope angle ' β ' (°)	Raster (Slope GDAL alg.)	0-55	DTM
Contributing area 'a' (m ²)	Raster (C.A. SAGA alg.)		DTM
Terrain hydrogeological parameters			
Saturated hydraulic conductivity 'K' (m/s)	Constant value	2.00E+05	Med. measured data
Soil capillarity drive ' ψ ' (m)	Constant value	0.5	Local litterature data
Effective porosity ' p_e '	Constant value	0.42	Local litterature data
Initial soil water content ' θ '	Constant value	0.033	Local litterature data
Rainfall parameters for simulation			
Med. seasonal r. infiltration 'I' (mm/month)	Input value	72	Input value
Transient rainfall infiltration 'i' (mm/h)	Input value	50	Input value
Transient rainfall duration time 't' (h)	Input value	6	Input value

Per far eseguire al sistema computerizzato GIS le complesse operazioni di calcolo vettoriale e 'map algebra' descritte nei paragrafi precedenti, nonché il calcolo finale del fattore di sicurezza all'equilibrio limite LEM basato sull'espressione matematica (1), è stato scritto un codice macchina in linguaggio Python specifico per l'ambiente QGIS (utilizzando classi e metodi della QGIS Python API).

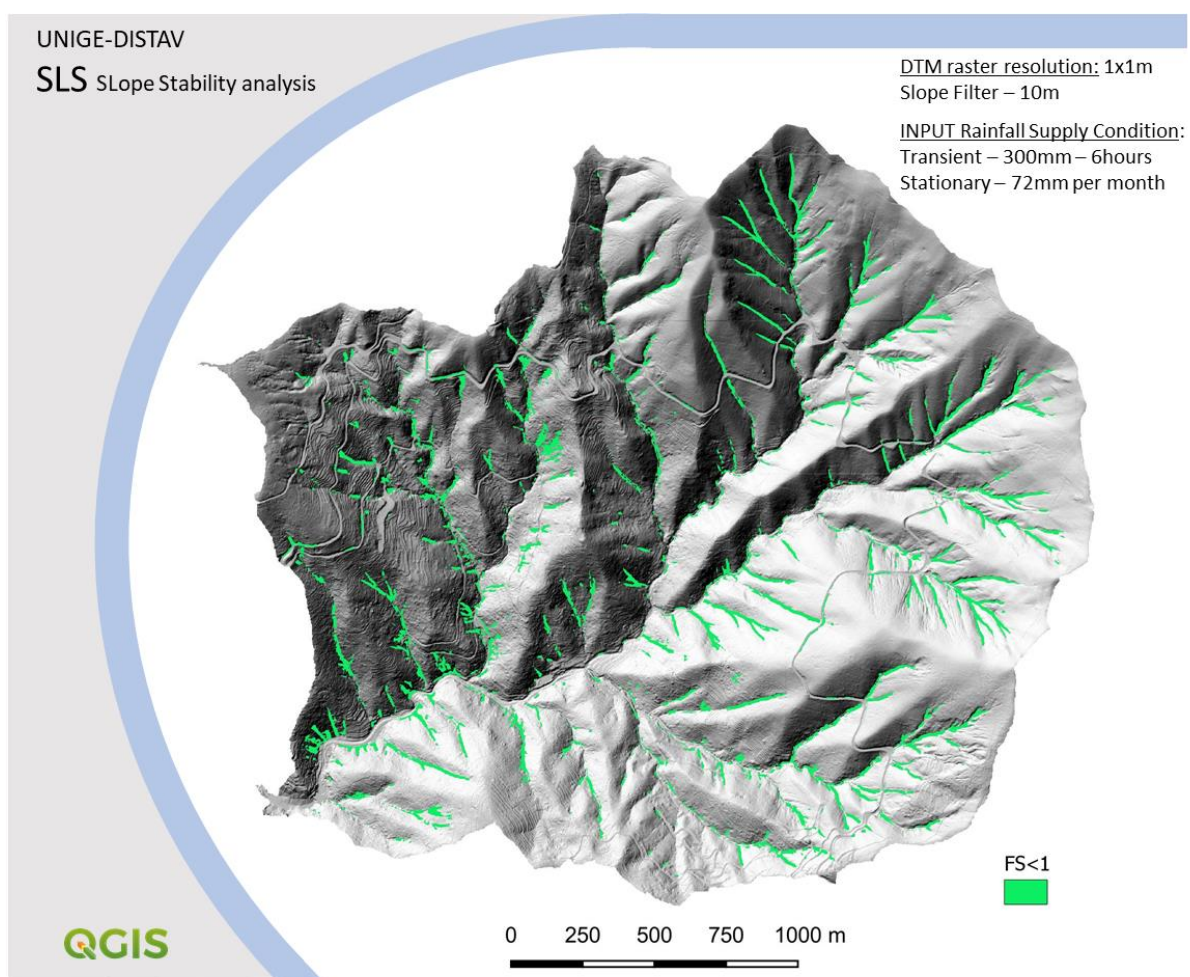
Tale codice, scritto in blocchi separati per ogni compito da svolgere (per facilitare il *debugging* e consentire il *testing* del software), per il momento è stato lasciato suddiviso in parti a loro volta salvate sotto forma di "scripts", ovvero di programmi di calcolo dotati di una semplice interfaccia utente (GUI) avviabili dal "tool di processing" della stessa piattaforma QGIS.

In sostanza, il presente modello di simulazione sperimentale partendo dai dati puntuali di tipo geotecnico, fisico, idrogeologico e di uso del suolo (derivati da misure in sito o da altre fonti) è in grado di compiere una verifica di stabilità di tutti i versanti di un dominio territoriale in funzione dei dati pluviometrici di input (di carattere transiente e stazionario) scelti dall'utente fornendo come output una carta (layer raster) 3D del fattore di sicurezza FS che rappresenta appunto lo scenario di dissesto simulato riferito alle suddette condizioni al contorno.

Nel caso specifico del bacino di Vernazza viene riportata in *Figura 42* la carta 3D di stabilità ottenuta con il presente modello utilizzando un *DTM* con risoluzione 1x1m, adottando un filtro 10 m sul *DTM* solo per il calcolo del parametro ' β ' e ponendosi nelle condizioni di simulazione dell'evento piovoso del 25/10/2011, ovvero assumendo 300 mm di pioggia in 6 ore per la condizione transiente (riferita all'evento) quale parametro di precipitazione d'ingresso e 72 mm al mese (legata al periodo stagionale) quale apporto aggiuntivo stazionario in termini di infiltrazione.

Nella *Figura 42* con il colore verde sono mostrati i pixel instabili (ovvero con $FS < 1$) calcolati dal programma nelle suddette condizioni al contorno.

Figura 42 – Raster di uscita del programma riferito all'analisi di stabilità areale condotta nelle condizioni pluviometriche di apporto (transiente e stazionario) indicate in alto a destra utilizzando come base un *DTM* 1x1m. Con pixel di colore verde sono segnalate le aree instabili, ovvero con un fattore di sicurezza $FS < 1$ (derivato dai calcoli nelle condizioni assunte).



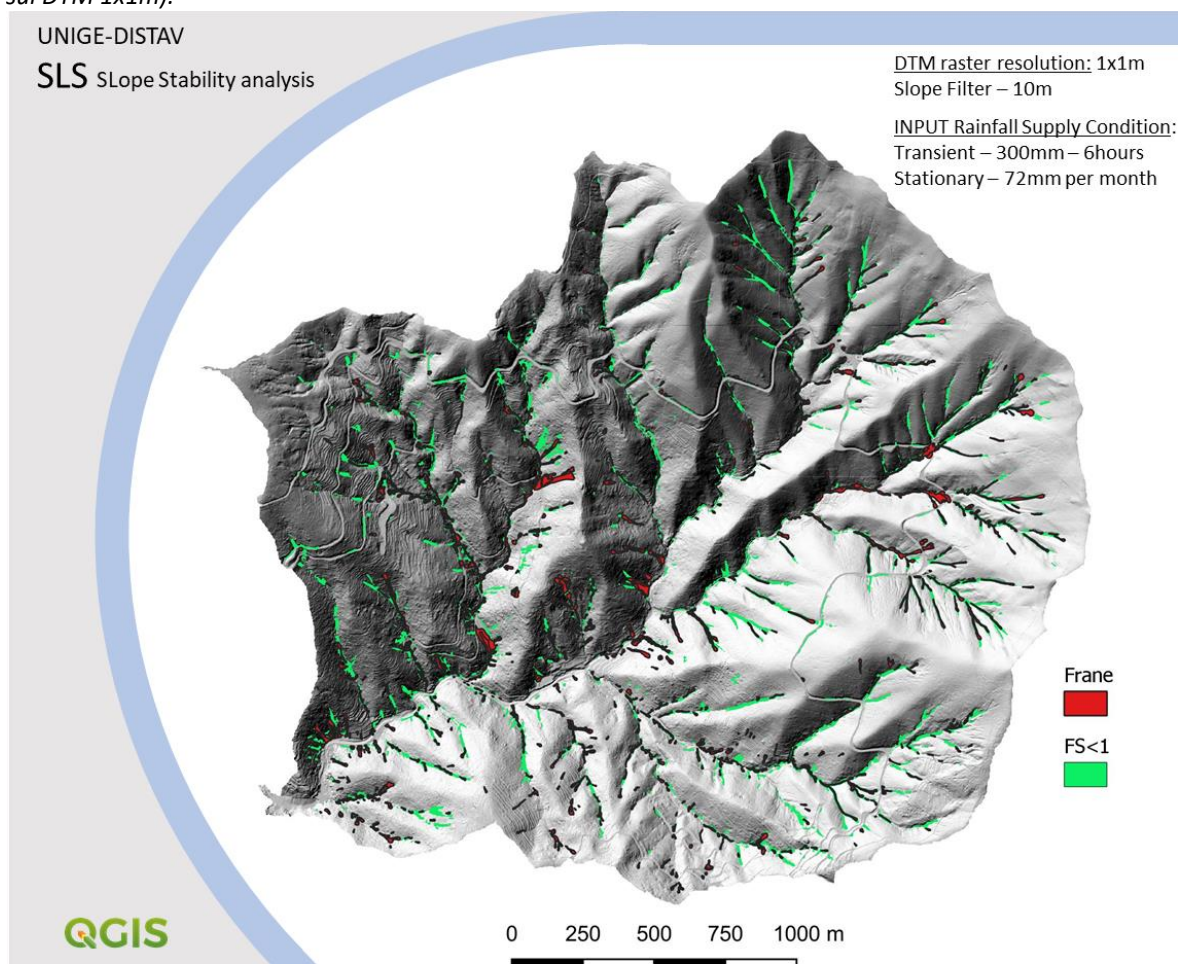
Come si vede dal grafico la distribuzione dei pixel con $FS < 1$ all'interno del dominio spaziale analizzato si addensa attorno ad aree specifiche posizionate sui versanti o nelle valli ove i calcoli hanno rilevato situazioni di disequilibrio delle coltri di copertura nelle condizioni al contorno scelte.

Dalla *Figura 42* si può anche notare che le aree predette con $FS < 1$ sono spesso posizionate entro impluvi, in zone di convergenza dei flussi, o lungo i versanti in settori caratterizzati da condizioni di acclività, spessore delle coltri e alimentazione sfavorevoli, ovvero da porre in relazione, sovente, all'esistenza di assi di drenaggio o zone di convergenza sepolte (come già citato), spesso non visibili all'osservazione, ma che gli algoritmi associati ai controllori morfometrici o legati all'uso del suolo (*TPI20*, *SLOPE*, *CA* e *C*) utilizzati nei processi di calcolo sperimentati pare siano stati invece in grado di localizzare.

5.2. Il confronto fra il raster di uscita del modello con l'inventario dei fenomeni franosi del 25/10/2011

Per valutare la capacità predittiva del modello elaborato sono stati confrontati i dati ottenuti con l'inventario dei fenomeni franosi innescati in seguito all'evento alluvionale del 25/10/2011.

Figura 43 – Forme vettoriali georeferenziate dell'inventario dei fenomeni franosi occorsi il 25/10/2011 (poligoni rossi) sovrapposte al raster d'uscita del programma con pixel instabili $FS < 1$ di colore verde (basato sul DTM 1x1m).



In definitiva, al raster del fattore di sicurezza FS è stato sovrapposto il layer vettoriale georeferenziato (*DB inventario delle frane*) precedentemente creato e contenente le frane superficiali rilevate attraverso

fotointerpretazione e rilievi in sito, escludendo gli accumuli detritici depositati sul fondovalle, in quanto non pertinenti con l'analisi spaziale del fattore FS di stabilità dei versanti condotta nell'area.

La relativa schermata di raffronto viene riportata nella *Figura 43*.

Attraverso un primo confronto a livello visivo si può osservare che le frane superficiali censite nell'inventario (colorate in rosso) risultano in gran parte sovrapposte o collocate in prossimità dei pixel classificati instabili ($FS < 1$, colorati in verde) predetti dal sistema, denotando che la capacità predittiva del modello pare piuttosto buona.

5.3. Valutazione della capacità predittiva del modello sperimentale attraverso metodo statistico areale

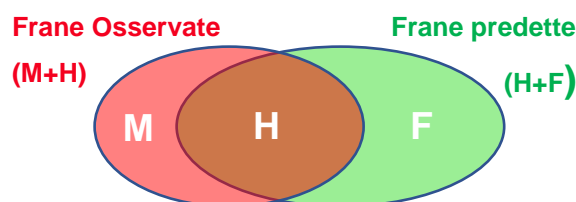
Per valutare la capacità predittiva del modello sperimentale è stato utilizzato un metodo statistico areale rivisitato, già proposto da Erbert et al. (2007) nonché utilizzato da Z. Liao (2011) per testare l'output del modello deterministico MaTRIGS (recente versione adattata per Matlab del modello dell'USGS -United State Geological Survey - denominato TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope stability analysis - codificato in Fortran, da Baum et al. 2008, applicato ad un'area di studio sita nel North Carolina, USA).

Tale metodo, associato ad una procedura reiterata in ambito GIS, che verrà descritta di seguito, è in grado di analizzare non solo la capacità predittiva del modello (in termini di sovrapposizione di pixel classificati instabili con le aree in frana osservate) ma, soprattutto, la convergenza dell'output del programma attorno alle aree focali.

Nello schema di *Figura 44* viene riassunta la concezione teorica di tale metodo di valutazione statistico-insiemistico, di grande semplicità ed immediatezza, basato (come già accennato) sull'analisi della sovrapposizione delle aree predette dal sistema con quelle realmente osservate in sito, ove si individuano tre domini:

Figura 44 – Metodo statistico di sovrapposizione areale e relativi indici utilizzati per la valutazione della capacità predittiva del modello (modificato da Erbert et. al., 2007; Liao et al., 2011)

Valutazione sovrapposizione areale



H = Aree in frana realmente occorse e correttamente predette dal modello (colpite)

M = Aree in frana realmente occorse ma non predette dal modello (mancate)

F = Aree in frana non occorse ma predette dal modello (falsi allarmi)

Statistical index	Equation	Perfect value
Probability of detection (POD)	$POD = \frac{H}{H + M}$	1
True prediction ratio (TPR)	$TPR = \frac{H}{H + F}$	1
False alarm ratio (FAR)	$FAR = \frac{F}{H + F}$	0
Critical succesfull index (CSI)	$CSI = \frac{H}{H + M + F}$	1

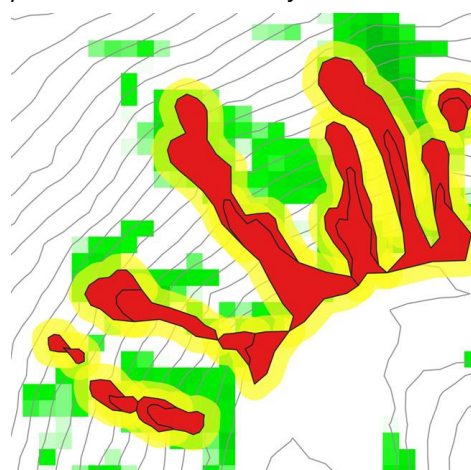
- “M” (Miss) – Aree in frana “*mancate*”, ovvero sito realmente occorse ma non predette dal modello;
- “H” (Hit) – Aree in frana “*colpite*”, ovvero predette dal modello e realmente occorse;
- “F” (False alarm) – Aree in frana predette dal modello ma non realmente occorse, “*falsi allarmi*”.

Nello schema vengono inoltre riportati gli indici statistici di riferimento, con le relative formule, per la valutazione della capacità predittiva del modello dove:

- *POD* (Probability of detection) – rappresenta la capacità d'individuazione del sistema (ovvero la percentuale di aree in frana colpite rispetto al totale delle aree in frana osservate);
- *TPR* (True prediction ratio) – rappresenta la probabilità d'individuazione (ovvero la percentuale delle aree colpite rispetto al totale delle aree predette dal sistema);
- *FAR* (False alarm ratio) – è l'inverso del precedente, e rappresenta l'incertezza d'individuazione (ovvero la percentuale dei falsi allarmi rispetto al totale delle aree predette come instabili);
- *CSI* (Critical succesfull index) – è l'indice critico di successo (variabile da 0 a 1), che rappresenta una percentuale mediata il cui valore massimo (ottimale) si ottiene quando la somma frane “*mancate*” (M) + “*falsi allarmi*” (F) è minima (essendo 1 quando non esistono *falsi allarmi* né frane *mancate* ovvero quando l'insieme delle frane predette coincide esattamente con quello delle frane osservate).

Per analizzare la bontà di un sistema geografico nel simulare ed individuare le aree suscettibili di dissesto in un ambito territoriale, comunque, è importante testare non solo la corrispondenza fra i pixel instabili e le frane realmente occorse, (aspetto sensibile di errori intrinseci di posizionamento e congruenza di tipo grafico a causa della diversa forma e scala di risoluzione della griglia raster rispetto ai poligoni di frana cartografati) ma, soprattutto, è importante conoscere se la distribuzione spaziale dei pixel classificati quali “*falsi allarmi*” si localizza entro un certo intorno rispetto alle frane realmente occorse oppure è sparsa casualmente nell'areale di riferimento. Risulta evidente che una distribuzione delle aree predette quali instabili entro un certo intorno rispetto alle frane realmente occorse è da preferire rispetto ad un sistema che presenti una

Figura 45 – Disegno esemplificativo ove sono mostrati i pixel con $FS < 1$ predetti dal modello (quadrati verdi), le forme vettoriali (shapes) delle frane osservate (poligoni rossi) ed i buffers (aree gialle) attorno alle forme utilizzati per testare la convergenza dei pixel predetti attorno alle aree focali.

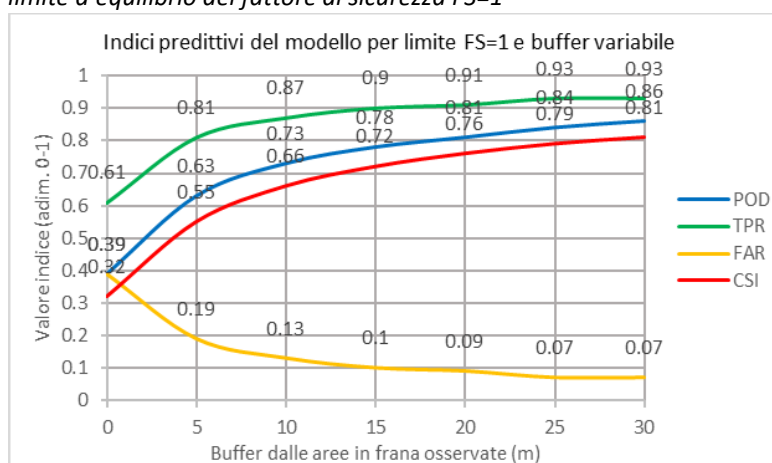


vasta dispersione geografica dei pixel classificati come “falsi allarmi”. Quest’ultima situazione renderebbe il modello poco (o per nulla) attendibile qualora utilizzato come sistema di allerta per fini di protezione civile ma anche scarsamente utile ai fini previsionali per la prevenzione del rischio geo-idrologico.

Per valutare la convergenza spaziale dei pixel instabili attorno alle frane realmente occorse, il presente sistema utilizza dei “buffers” (ovvero aree cuscinetto) di raggio crescente attorno ai poligoni di frana (vedi Figura 45). Successivamente, ed in riferimento alle nuove condizioni considerate, vengono ricalcolati gli indici statistici POD, TPR, FAR, CSI.

Se il sistema di previsione è spazialmente convergente attorno alle zone focali (frane realmente occorse), con l'aumento dei valori dei buffers si dovrà osservare una rapida crescita degli indici *POD*, *TPR* e *CSI* ed una (altrettanto rapida) diminuzione dell'indice *FAR* legato ai “falsi allarmi”; in

Figura 46 – Grafico degli indici areali statistici del modello con DTM 1x1m all'aumentare del buffer attorno alle zone focali per valore del limite d'equilibrio del fattore di sicurezza FS=1



caso contrario il sistema di simulazione è dispersivo e dotato di scarsa capacità predittiva (ovvero i pixel indice di *falso allarme* ottenuti dal calcolo sono posizionati in zone geograficamente non pertinenti, avulse e lontane da quelle delle frane realmente occorse).

Nella Figura 46 sono riportati i suddetti indici calcolati dal presente modello, derivati dal conteggio delle aree di frane “mancate” (M), “falso allarme” (F) e frane “colpite” (H) ampliando progressivamente di 5 metri il “buffer” nell'intorno delle frane realmente occorse sino alla distanza massima di 30 m. Si nota la convergenza dei punti predetti instabili dal sistema attorno alle frane realmente occorse. Partendo, infatti, dalla semplice sovrapposizione in assenza di buffer, dove si registra un POD (frane correttamente predette sul totale delle osservate) = 39% ed un FAR (falsi allarmi sul totale delle aree predette) = 39%, ponendosi nella condizione di applicazione di un buffer = 10 m (considerando quindi un intorno di soli 10 metri dalle frane realmente occorse) si raggiungono rapidamente valori di POD=73% e FAR=13%, per giungere infine, alla distanza di 25 m, ad un POD=84% e FAR=7%.

I dati sopra riportati evidenziano l’ottima capacità predittiva e di localizzazione (e quindi la bassa dispersione spaziale) del presente modello sperimentale.

Il modello è stato inoltre testato scegliendo come discriminante per i pixel instabili un valore del limite di equilibrio del fattore di sicurezza FS diverso da quello teorico (che è appunto = 1). Tutto ciò è

risultato utile per valutare la centratura del sistema rispetto all'assunzione teorica (in termini di sovrastima o sottostima dell'instabilità) e, in sostanza, può essere considerato quale test di taratura e valutazione della correttezza dei parametri assunti alla base dei calcoli.

Nella *Figura 47* viene mostrato il variare degli indici statistici POD, TPR, FAR, CSI variando il limite di FS da 0,90 a 1,10 con step di 0,05, e considerando tre diversi intorno con *buffer* rispettivamente di 5, 15 e 25 m. Il risultato ottimale viene individuato in prossimità del valore massimo dell'indice CSI (indice critico di successo, che rappresenta il rapporto che minimizza le frane "mancate" e i "falsi allarmi"). Si può osservare che, in tutti e tre gli intorno scelti (*buffer* = 5m, 15m, 25 m), si ottiene un valore del limite d'equilibrio ottimale compreso tra $1,00 < FS < 1,05$, dove ciò sta ad indicare una buona centratura del presente sistema di simulazione attorno al valore teorico $FS=1$.

Nella *Figura 48* viene mostrato invece l'andamento degli indici statistici suddetti in funzione dell'incremento del *buffer* considerando quale valore limite d'equilibrio $FS=1,05$. In questo caso, rispetto al grafico riportato in *Figura 46* (valore limite di equilibrio $FS=1$), si nota, a fronte di una maggiore attitudine predittiva evidenziata da un aumento dell'indice POD, una minor capacità localizzativa (ovvero maggior dispersione) del modello, con aumento dei falsi allarmi FAR. Considerando, a titolo esemplificativo, un *buffer*=25m dalle zone focali si ottengono infatti, $POD=90\%$; $FAR=12\%$ per $FS=1,05$ e $POD=84\%$; $FAR=7\%$ per $FS=1$.

Figura 47 - Grafico degli indici areali statistici del modello DTM 1x1m al variare del valore assunto come limite d'equilibrio per il fattore di sicurezza FS

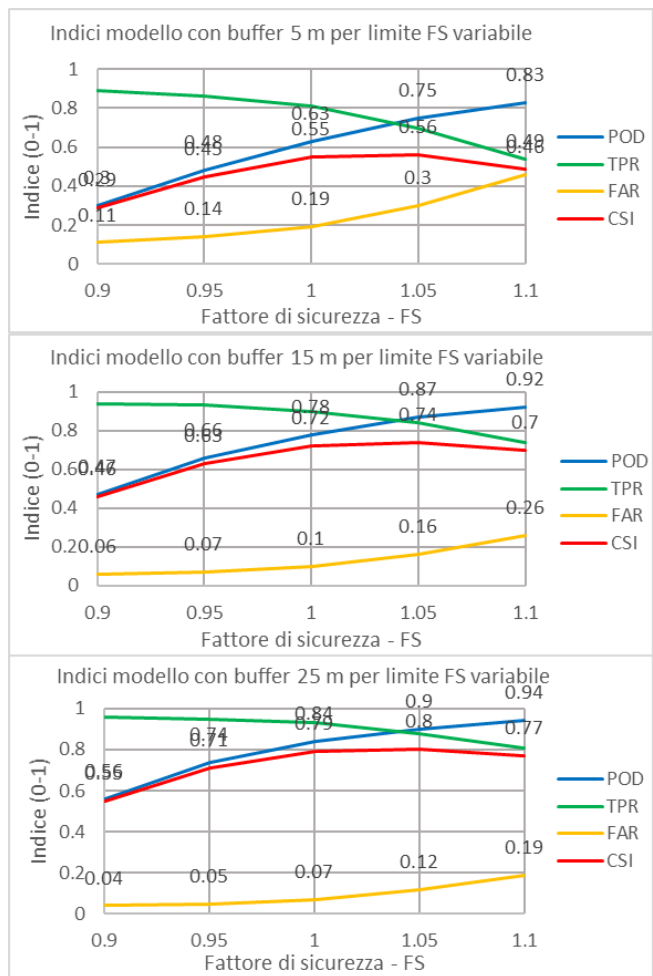
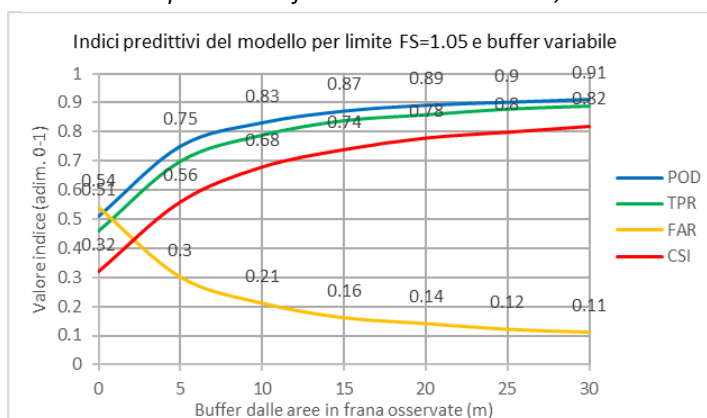
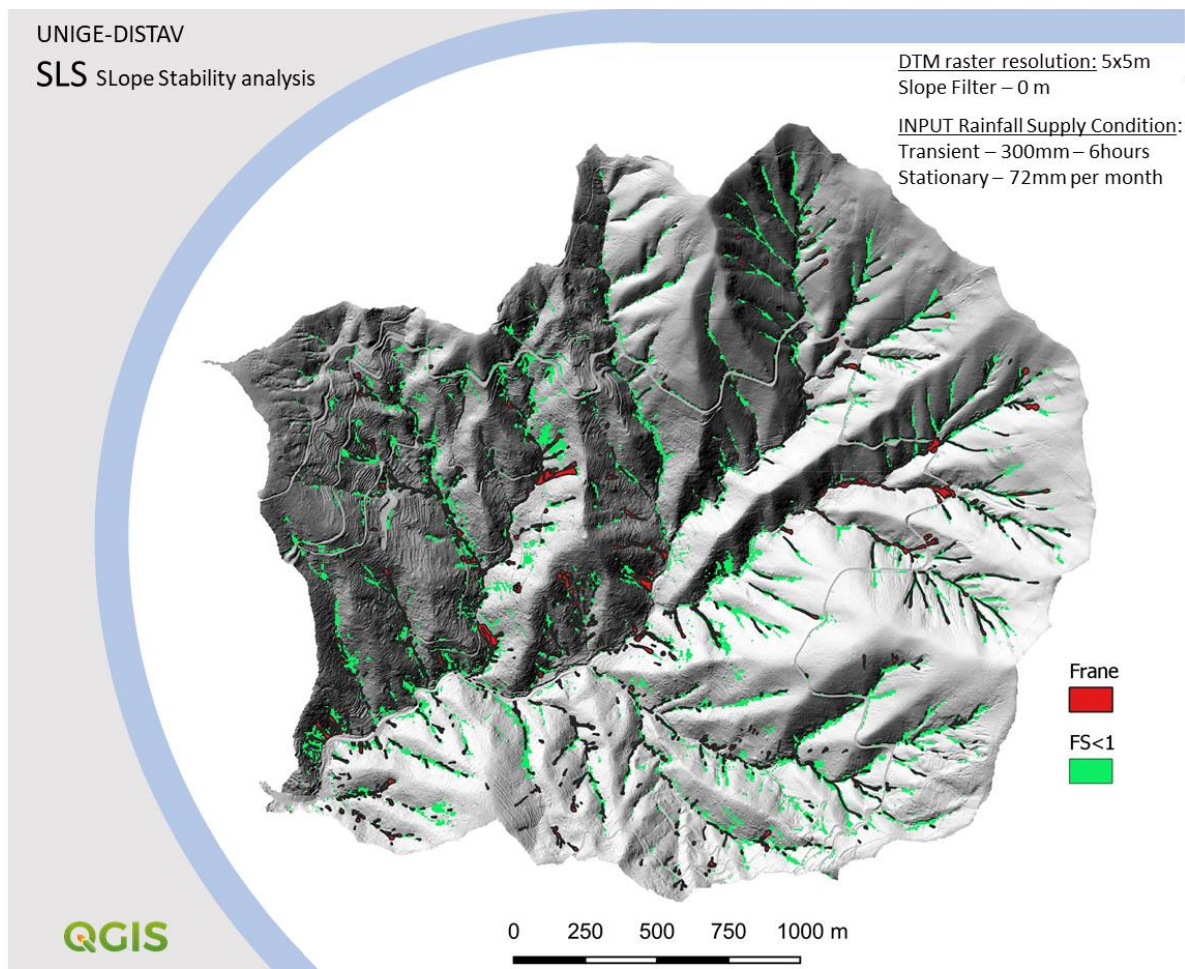


Figura 48 - Grafico degli indici areali statistici del modello DTM 1x1m all'aumentare del *buffer* attorno alle zone focali per valore del limite d'equilibrio del fattore di sicurezza $FS=1,05$



È stata, infine, condotta anche una simulazione modellistica utilizzando quale base topografica digitale un DTM con risoluzione 5x5 m.

Figura 49 - Forme vettoriali dell'inventario dei fenomeni franosi del 25/10/2011 (evidenziate da poligoni rossi) sovrapposte al raster di uscita del programma con pixel instabili FS<1 di colore verde, basato su DTM 5x5 m senza l'uso di "slope filter".

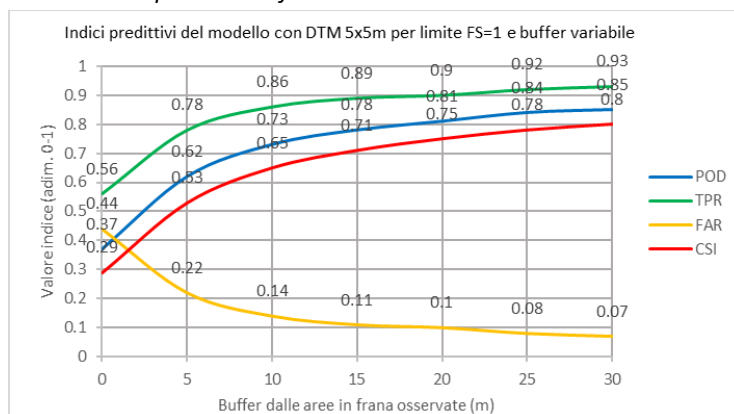


In questo caso non essendo necessario utilizzare la procedura di "slope filter" per il calcolo dell'angolo d'inclinazione del pendio β° (vedi Capitolo 4 Paragrafo 4.4), il procedimento risulta più rapido per il minor numero di pixel da trattare.

Come si può osservare in *Figura 50*, la correlazione tra le frane predette dal modello e quelle realmente occorse rimane pur sempre buona nonostante la perdita di risoluzione del DTM.

Il sistema infatti continua ad essere predittivo e convergente sulle aree focali, come evidenziato dai valori dell'indice POD e FAR (78% e 11%

Figura 50 - Grafico degli indici areali statistici del modello DTM 5x5m all'aumentare del buffer attorno alle zone focali per valore del limite d'equilibrio del fattore di sicurezza FS=1

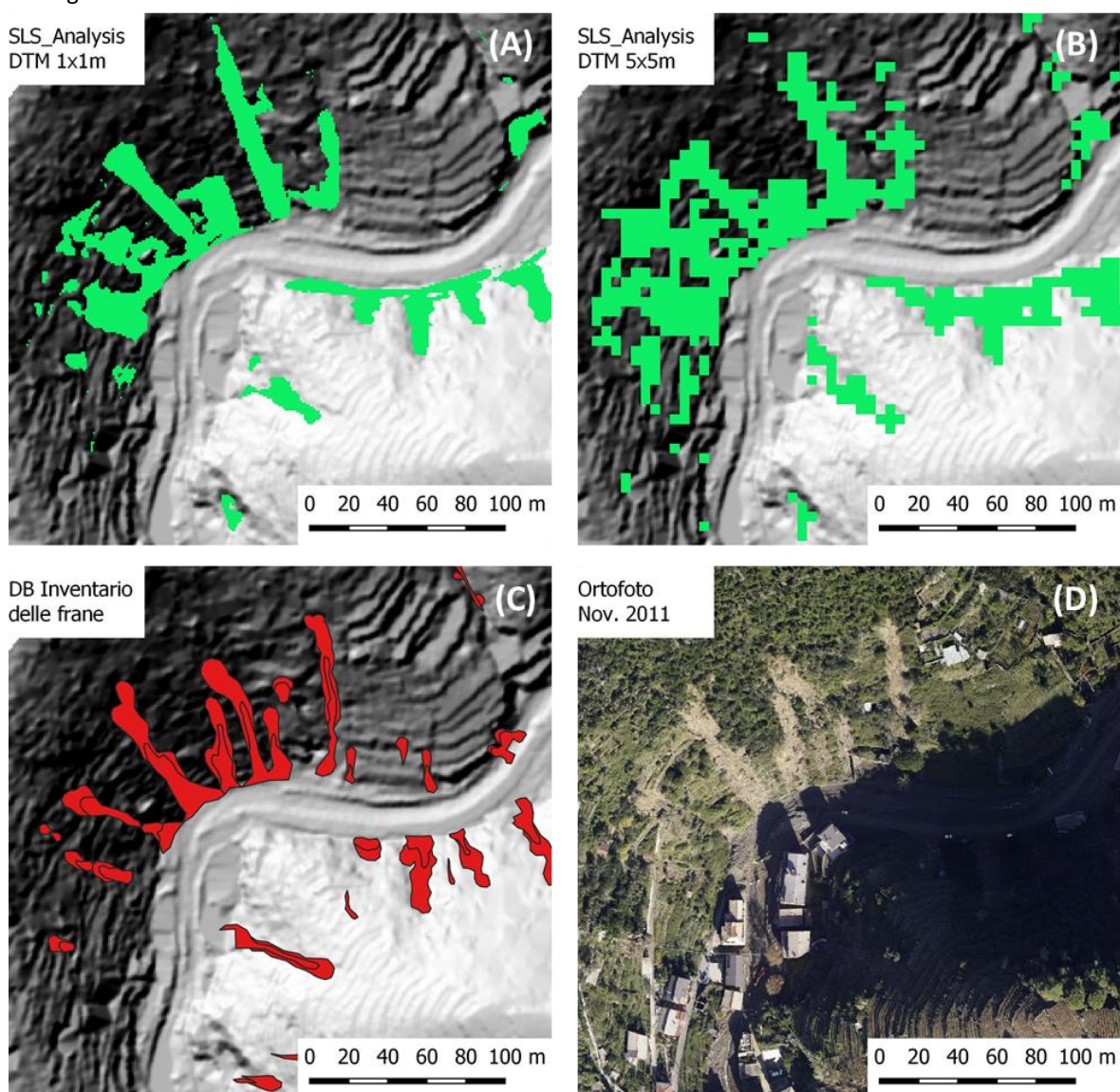


rispettivamente) considerando un 'buffer'=15 m, che migliorano ulteriormente (84% e 8% rispettivamente) considerando un 'buffer'=25 m.

Ciò dimostra che il metodo elaborato consente di condurre un'analisi che può essere considerata attendibile anche utilizzando una base DTM a minor risoluzione (5x5 m), accettando un dettaglio leggermente inferiore. In tal caso sono evidenti i vantaggi in termini di facilitazione nel reperimento dei dati topografici digitali e di risparmio sui tempi di calcolo.

Per consentire di apprezzare visivamente tali differenze, nella *Figura 51*, riferita ad un ristretto settore del bacino di Vernazza ubicato in prossimità della zona urbanizzata, sono posti a confronto i *raster* d'uscita del programma derivati all'analisi partendo come base da un DTM_1x1m e da un DTM 5x5m.

Figura 51 – Visione di dettaglio dei risultati del modello riferiti ad un limitato settore territoriale (località Fontanavecchia - Vernazza): **(A)** – aree instabili predette dal modello basato sul DTM 1x1m; **(B)** aree instabili predette dal modello basato sul DTM 5x5m; **(C)** layer inventario delle frane del 25/10/2011 rilevate; **(D)** ortofoto tratta dal volo effettuato in data 11 novembre 2011 dal Servizio Aereo di Telerilevamento e Sorveglianza della Protezione Civile del Friuli Venezia Giulia.



Nella riquadro (C) della stessa *Figura 51* sono visibili invece i poligoni di frana reali cartografati (derivati dal database DB 'inventario delle frane') e infine nel riquadro (D) è mostrato lo stralcio dell'ortofoto-carta derivata dal volo effettuato in data 11 novembre 2011 eseguito dal Servizio Aereo di Telerilevamento e Sorveglianza della Protezione Civile del Friuli-Venezia-Giulia.

Come si può osservare dalla *Figura 51*, entrambe le simulazioni (riquadri (A) e (B)) condotte con il presente modello sperimentale utilizzando DTM a diversa risoluzione, (partendo da semplici dati deterministici misurati in sito e considerando le condizioni pluviometriche al contorno riferite all'evento del 25/10/2011), sono state in grado di indicare, seppure con differente approssimazione spaziale, delle aree d'instabilità nei versanti che sono poi risultate, in fase di verifica, molto prossime alle zone focali delle frane realmente occorse.

Riguardo alla risoluzione del DTM si ricorda che esiste, comunque, un limite imposto dalle dimensioni spaziali medie dei movimenti franosi di cui è richiesta la simulazione. Nel caso specifico, trattandosi di fenomeni superficiali di estensione modesta, (larghezze sul coronamento variabili da 5 a 20 metri con aree di distacco mediamente inferiori a 100 mq), il DTM 5x5m (con risoluzione a terra di 25 mq) risulta prossimo al termine ammissibile superiore.

6. Conclusioni

La presente ricerca ha consentito di realizzare e testare un modello di simulazione fisico-matematico per la verifica di stabilità di coltri superficiali in relazione a precipitazioni intense. Il modello è stato elaborato in ambiente geografico informatizzato QGIS e consente di effettuare una verifica di stabilità, secondo il metodo all'equilibrio limite (L.E.M.) del pendio indefinito, estesa nello spazio ad un intero dominio territoriale. Il modello è basato su dati fisici, idrogeologici e geotecnici direttamente misurabili in sito nonché sull'uso del suolo e sulle condizioni pluviometriche assumibili al contorno.

La filosofia alla base di quanto sopra si può riassumere nel fatto che ogni dominio idrogeologico (o bacino) è unico in termini di caratteristiche orografiche, geomorfologiche, geologiche, idrogeologiche, climatiche, vegetazionali, di antropizzazione e d'uso del suolo, ove tali fattori di controllo lo rendono unico anche nella risposta alle pressioni dovute ad eventi esterni. Inoltre, i suddetti fattori di controllo influenzano direttamente o indirettamente la distribuzione areale dei parametri (fisici, idrogeologici ecc.) misurabili in sito, che derivano da processi (di produzione, mobilitazione, trasporto e deposito di materia entro tale dominio) indotti dal campo gravitazionale terrestre e pertanto quantificabili (entro soglie di approssimazione accettabili) in termini fisico-matematici scalari e di distribuzione spazio-vettoriale. La corretta calibratura dei suddetti parametri spaziali alla scala del singolo bacino costituisce, a mio avviso, il problema principale da affrontare per quanto riguarda l'attendibilità dei risultati che derivano dall'applicazione di tali modelli deterministici di simulazione.

In questo studio sono stati dapprima messi in evidenza i limiti del sopraccitato algoritmo LEM, mirato all'ottenimento del fattore di sicurezza FS, che costituisce il cuore di calcolo della quasi totalità dei modelli deterministici attualmente in uso. Successivamente sono stati analizzati i parametri di ingresso di tale espressione matematica, considerando soprattutto la distribuzione spaziale di questi e il loro rapporto con i fattori morfometrici di controllo locali, nonché è stata testata la loro influenza sui risultati al fine di verificare la capacità del modello di simulare fenomeni e processi geomorfologici reali.

Durante lo studio è stato necessario superare diverse problematiche, fra le quali (i) la corretta gestione dei parametri derivati dal DTM utilizzati dal modello e (ii) la possibilità di estendere i dati derivati da indagini puntuali (in sito) all'intero dominio spaziale di applicazione del modello. In relazione a quest'ultimo punto, ove possibile, sono state utilizzate funzioni matematiche per i termini dipendenti da fattori geo-morfometrici di controllo fisicamente prevedibili. Nel caso, invece, di parametri spaziali influenzati anche da cause meno prevedibili (quali ad esempio la pressione antropica, l'assetto vegetazionale, l'uso del suolo ecc.) sono stati privilegiati metodi geo-statistici fisicamente basati comunque guidati dai citati fattori di controllo dei processi.

Si riassumono, di seguito, alcuni dei principali aspetti/soluzioni in relazione ai diversi parametri utilizzati:

- “gradiente di pendenza dei versanti” (*slope angle* ' β° ') – al fine di evitare effetti di disturbo morfologico derivante dall'utilizzo di un DTM ad alta risoluzione (1x1m) in aree, come quelle terrazzate, caratterizzate da notevoli variazioni pendenza su ambiti ristretti (aspetto che si ripercuote sull'output del modello in termini di sovrastima delle aree unitarie instabili) è stata proposta l'applicazione di un filtro.

- “spessore delle coltri sulla verticale” (*depth* *d*) – per quanto riguarda la distribuzione spaziale di tale parametro è stato codificato un particolare metodo di calcolo geostatistico per l'interpolazione/estrapolazione di dati locali a partire da misure effettuate in sito o da altre informazioni georeferenziate (opportunamente posizionate entro il dominio territoriale in esame), tramite operazioni matematiche di regressione statistica polinomiale multipla considerando alcuni fattori morfometrici di controllo come variabili spaziali indipendenti (*slope angle* e *TPI20*).

- “grado di saturazione di strato” (*m*) - per quanto riguarda la distribuzione areale del parametro è stato proposto un metodo di calcolo che tiene conto sia degli apporti pluviometrici in termini di infiltrazione nel terreno connessi ad episodi piovosi intensi di breve durata (con regime di carattere transitorio), sia dell'alimentazione idrica sotterranea di tipo stagionale connessa ad un regime a più lungo termine (di carattere stazionario), che dipende anche dall'area di ricarica a monte (assunta nell'algoritmo di calcolo come fattore morfometrico spaziale di controllo).

- “coesione totale” del terreno (*C*) - tale parametro è stato considerato come sommatoria di un contributo dovuto alla matrice, alla scala particellare, e di uno apparente, alla scala globale di pendio, ove quest'ultimo è dovuto all'incremento di resistenza per la presenza di rinforzi radicali o strutturali nello strato di copertura essenzialmente legato all'assetto vegetazionale e all'uso del suolo.

Tutte le operazioni basate su algoritmi necessari all'applicazione del presente modello sono state scritte sotto forma di codice di programmazione eseguibile (“script”) in linguaggio *Python* specifico per l'ambiente geografico informatizzato *QGIS* (“open source”) utilizzando classi e metodi della *QGIS Python API*.

Seppure ancora presentato in forma prototipale (privo quindi di un'interfaccia grafica dedicata), il sistema applicativo sviluppato consente già allo stato attuale di condurre una analisi di stabilità dei versanti estesa al dominio spaziale prescelto, tenendo conto delle condizioni al contorno imposte, utilizzando dati derivanti da misure di parametri oggettivi riferiti al sito specifico.

La capacità previsionale del modello è stata testata sul bacino idrografico di Vernazza, interessato in data 25/10/2011 da un evento pluviometrico catastrofico, confrontando i dati spaziali di uscita derivati della simulazione matematica (ponendosi nelle condizioni pluviometriche del suddetto evento) con la distribuzione delle frane superficiali ottenuta da analisi di foto aeree e rilievi in sito.

I risultati ottenuti appaiono molto promettenti per possibili sviluppi futuri. Considerando, ad esempio, un intorno di 25 m di distanza dalle aree focali in frana, tale sistema è stato in grado di prevedere ed individuare l'84% delle frane avvenute con una probabilità del 93% sul totale delle aree predette. Il modello

si è dimostrato quindi uno strumento attendibile, in grado di rendere possibile la previsione e localizzazione dei fenomeni di mobilitazione delle coltri detritiche indotti dalle piogge con un indice di probabilità elevato associato ad una bassa dispersione geografico-spaziale dei dati (producendo solo il 7% di “falsi allarmi”).

Tale strumento, opportunamente testato in altri contesti, potrebbe risultare molto utile nel consentire di individuare porzioni specifiche di territorio sulle quali effettuare azioni di prevenzione dei rischi geoidrologici indotti da eventi pluviometrici intensi nonché attività di informazione ai residenti.

Bibliografia

- Abbate, E., Fanucci, F., Benvenuti, M., Bruni, P., Cipriani, N., Falorni, P., Fazzuoli, M., Morelli, D., Pandeli, E., Papini, M., Sagri, M., Reale, V., & Vannucchi, P. (2005). Note Illustrative Carta Geologica d'Italia. Foglio 248, La Spezia. 1, 1–208.
- Ali, F. H., & Osman, N. (2008). Shear strength of a soil containing vegetation roots. *Soils and Foundations*, 48(4), 587–596. <https://doi.org/10.3208/sandf.48.587>
- Ali, F. H., & Osman, N. (2008). Shear strength of a soil containing vegetation roots. *Soils and Foundations*, 48(4), 587–596. <https://doi.org/10.3208/sandf.48.587>
- B. Turato, A. Cavallo, G. Galvani, F. Giannoni, P. G. (2011). Un anno di meteo alluvione 25 ottobre alluvione 4 novembre. ARPAL-CFMI-PC, 6–20.
- Bartelletti, C., Giannecchini, R., D'Amato Avanzi, G., Galanti, Y., & Mazzali, A. (2017). The influence of geological-morphological and land use settings on shallow landslides in the Pogliaschina T. Basin (northern apennines, Italy). *Journal of Maps*, 13(2), 142–152. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1279082>
- Bartelletti, C., D'Amato Avanzi, G., Galanti, Y., Giannecchini, R., & Mazzali, A. (2015). Assessing shallow landslide susceptibility by using the SHALSTAB model in Eastern Liguria (Italy). *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 35(November), 17–20. <https://doi.org/10.3301/ROL.2015.53>
- Baum, R. L., Savage, W. Z., & Godt, J. W. (2002). TRIGRS—A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Open file report 02-424. 25.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., & Godt, J. W. (2008). TRIGRS — A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Version 2.0. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2008–1159, 75. <https://doi.org/Open-File Report 2008–1159>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bischetti, G. B., Chiaradia, E. A., Simonato, T., Speziali, B., Vitali, B., Vullo, P., & Zocco, A. (2005). Root strength and root area ratio of forest species in lombardy (Northern Italy). *Plant and Soil*, 278(1–2), 11–22. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-0605-4>
- Bordoni, M., Persichillo, M. G., Meisina, C., Cevasco, A., Giannecchini, R., D'Amato Avanzi, G., Galanti, Y., Bartelletti, C., Brandolini, P., & Zizioli, D. (2015). Developing and testing a data-driven methodology for shallow landslide susceptibility assessment: Preliminary results. *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 35, 25–28. <https://doi.org/10.3301/ROL.2015.55>
- Braun, J., Heimsath, A. M., & Chappell, J. (2001). Sediment transport mechanisms on soil-mantled hillslopes. *Geology*, 29(8), 683–686. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0683:STMOSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0683:STMOSM>2.0.CO;2)
- Cammeraat, E., Van Beek, R., & Kooijman, A. (2005). Vegetation succession and its consequences for slope stability in SE Spain. *Plant and Soil*, 278(1–2), 135–147. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-5893-1>
- Canli, E. (2018). Interactive comment on “ Probabilistic landslide ensemble prediction systems : Lessons to be learned from hydrology ” by Ekrem Canli et al . 1–26.

- Casadei, M., Dietrich, W. E., & Miller, N. L. (2003). Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(9), 925–950. <https://doi.org/10.1002/esp.470>
- Catani, F., Segoni, S., & Falorni, G. (2010). An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, 46(5), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008WR007450>
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., & Corsini, A. (2010). Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: A case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, 7(4), 433–444. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0207-y>
- Cevasco, A., & Brandolini, P. (2015). Rapid debris volume estimation by LiDAR data derived Dems: Applications to the 25 October 2011 debris flood event at Vernazza (Cinque Terre, Italy). *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 35(October 2011), 62–65. <https://doi.org/10.3301/ROL.2015.64>
- Cevasco, A., Brandolini, P., Scopesi, C., & Rellini, I. (2013). Relationships between geo-hydrological processes induced by heavy rainfall and land-use: The case of 25 October 2011 in the Vernazza catchment (Cinque Terre, NW Italy). *Journal of Maps*, 9(2), 289–298. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.780188>
- Cevasco, A., Brandolini, P., Scopesi, C., & Rellini, I. (2013). Relationships between geo-hydrological processes induced by heavy rainfall and land-use: The case of 25 October 2011 in the Vernazza catchment (Cinque Terre, NW Italy). *Journal of Maps*, 9(2), 289–298. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.780188>
- Cevasco, A., Pepe, G., & Brandolini, P. (2013). Geotechnical and stratigraphic aspects of shallow landslides at Cinque Terre (Liguria, Italy). *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 24, 52–54.
- Cevasco, A., Pepe, G., & Brandolini, P. (2012). Shallow landslides induced by heavy rainfall on terraced slopes: The case study of the October, 25, 2011 event in the Vernazza catchment (Cinque Terre, NW Italy). *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 21(PART 1), 384–386.
- Cevasco, A., Pepe, G., & Brandolini, P. (2014). The influences of geological and land use settings on shallow landslides triggered by an intense rainfall event in a coastal terraced environment. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(3), 859–875. <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0544-x>
- Crosta, G. B., Dal Negro, P., & Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(1/2), 31–42. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-31-2003>
- Cruden, D.M. and Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. In W. D.C. (Ed.), *Landslides-- Investigation and Mitigation* (In Turner, pp. 36-75.). National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247.
- D'Amato Avanzi, G., Falaschi, F., Giannecchini, R., & Puccinelli, A. (2009). Soil slip susceptibility assessment using mechanical-hydrological approach and GIS techniques: An application in the Apuan Alps (Italy). *Natural Hazards*, 50(3), 591–603. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9357-4>
- De Baets, S., Poesen, J., Reubens, B., Wemans, K., De Baerdemaeker, J., & Muys, B. (2008). Root tensile strength and root distribution of typical Mediterranean plant species and their contribution to soil shear strength. *Plant and Soil*, 305(1–2), 207–226. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9553-0>

- De Vita, P., & Celico, P. (2006). Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare. *Giornale Di Geologia Applicata*, 3, 145–151. <https://doi.org/10.1474/GGA.2006-03.0-19.0112>
- Del Soldato, M., Segoni, S., De Vita, P., Pazzi, V., Tofani, V., & Moretti, S. (2016). Thickness model of pyroclastic soils along mountain slopes of Campania (southern Italy). *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*, 2(June), 797–804. <https://doi.org/10.1201/b21520-93>
- Del Soldato, M., Pazzi, V., Segoni, S., De Vita, P., Tofani, V., & Moretti, S. (2018). Spatial modeling of pyroclastic cover deposit thickness (depth to bedrock) in peri-volcanic areas of Campania (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(9), 1757–1767. <https://doi.org/10.1002/esp.4350>
- Deumlich, D., Schmidt, R., & Sommer, M. (2010). A multiscale soil-landform relationship in the glacial-drift area based on digital terrain analysis and soil attributes. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 173(6), 843–851. <https://doi.org/10.1002/jpln.200900094>
- Dietrich WE, Reiss R, Hsu M-L, M. D. (1995). A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, 9, 383–400.
- Dietrich, W. E., McKean, J., Bellugi, D., & Perron, T. (2007). The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model. *International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Proceedings*, 319–329.
- Ebert, E. E., Janowiak, J. E., & Kidd, C. (2007). Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(1), 47–64. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-1-47>
- Formetta, G., Capparelli, G., Rigon, R., & Versace, P. (2014). Physically based landslide susceptibility models with different degree of complexity: Calibration and verification. *Proceedings - 7th International Congress on Environmental Modelling and Software: Bold Visions for Environmental Modeling, IEMSs 2014*, 2, 635–642.
- Galve, J. P., Cevasco, A., Brandolini, P., & Soldati, M. (2015). Assessment of shallow landslide risk mitigation measures based on land use planning through probabilistic modelling. *Landslides*, 12(1), 101–114. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0478-9>
- Giadrossich, F., Guastini, E., Preti, F., Vannocci, P., Bonaventura, V. S., & Pira, V. G. La. (2010). Metodologie sperimentali per l' esecuzione di prove di taglio diretto su terre rinforzate con radici Experimental methodologies for the direct shear tests. *G*, 4.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., & Finkel, R. C. (2001). Stochastic processes of soil production and transport: Erosion rates, topographic variation and cosmogenic nuclides in the Oregon coast range. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5), 531–552. <https://doi.org/10.1002/esp.209>
- Heimsath, A. M., E. Dietrich, W., Nishiizumi, K., & Finkel, R. C. (1999). Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology*, 27(1–2), 151–172. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00095-6)
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., Finkel, R. C., Mass, A., & National, L. L. (1997). The soil production function and landscape equilibrium. *388(July)*, 358–361.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J., & Hutchinson, J. N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3), 221–238. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.7.3.221>

- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897–1910. <https://doi.org/10.1029/2000WR900090>
- Kuriakose, S. L., Devkota, S., Rossiter, D. G., & Jetten, V. G. (2009). Prediction of soil depth using environmental variables in an anthropogenic landscape, a case study in the Western Ghats of Kerala, India. *Catena*, 79(1), 27–38. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.005>
- Li, & Yang, X. (2015). *Monitoring and Modeling of Global Changes: A Geomatics Perspective*. December, 265–279. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9813-6>
- Liao, Z., Hong, Y., Kirschbaum, D., Adler, R. F., Gourley, J. J., & Wooten, R. (2011). Evaluation of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis)'s predictive skill for hurricane-triggered landslides: A case study in Macon County, North Carolina. *Natural Hazards*, 58(1), 325–339. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9670-y>
- Luo, Y., He, S. ming, Chen, F. zhu, Li, X. po, & He, J. chuan. (2015). A physical model considered the effect of overland water flow on rainfall-induced shallow landslides. *Geoenvironmental Disasters*, 2(1). <https://doi.org/10.1186/s40677-015-0017-6>
- Mergili, M., Schratz, K., Ostermann, A., & Fellin, W. (2012). Physically-based modelling of granular flows with Open Source GIS. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(1), 187–200. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-187-2012>
- Mergili, M., Fellin, W., Moreiras, S. M., & Stötter, J. (2012). Simulation of debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: Possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Natural Hazards*, 61(3), 1051–1081. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9965-7>
- Montgomery, D. R., Sullivan, K., & Greenberg, H. M. (1998). Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*, 12(6), 943–955. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199805\)12:6<943::AID-HYP664>3.0.CO;2-Z](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199805)12:6<943::AID-HYP664>3.0.CO;2-Z)
- Montrasio, L. (2000). Stability analysis of soil-slip. *Management Information Systems*, 357–366.
- Montrasio, L., & Valentino, R. (2008). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(5), 1149–1159. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1149-2008>
- Montrasio, L., Valentino, R., Corina, A., Rossi, L., & Rudari, R. (2014). A prototype system for space–time assessment of rainfall-induced shallow landslides in Italy. *Natural Hazards*, 74(2), 1263–1290. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1239-8>
- Norris, J. E. (2005). Root reinforcement by hawthorn and oak roots on a highway cut-slope in Southern England. *Plant and Soil*, 278(1–2), 43–53. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-1301-0>
- Nyambane, O. S., & Mwea, S. K. (2011). Root tensile strength of 3 typical plant species and their contribution to soil shear strength; a case study: Sasumua Backslope, Nyandarua District, Kenya. *Journal of Civil Engineering Research and Practice*, 8(1), 57–73. <https://doi.org/10.4314/jcerp.v8i1.69525>
- O'Loughlin, E. M. (1987). Reply [to “Comments on ‘Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis’ by E. M. O’Loughlin”]. *Water Resources Research*, 23(8), 1709–1709. <https://doi.org/10.1029/WR023i008p01709>
- Pack, R. T. (2001). Assessing Terrain Stability in a GIS using SINMAP. 15th Annual GIS Conference, GIS 2001, 9.

- Pack, R. T. (1998). The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping. 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, 8.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., & Goodwin, C. N. (1998). Terrain stability mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00. In Terratech Consulting Report (Issue July 2016). <http://hydrology.usu.edu/sinmap/>
- Pepe, G., Mandarino, A., Raso, E., Scarpellini, P., Brandolini, P., & Cevasco, A. (2019). Investigation on farmland abandonment of terraced slopes using multitemporal data sources comparison and its implication on hydro-geomorphological processes. *Water (Switzerland)*, 11(8). <https://doi.org/10.3390/w11081552>
- Preti, F. (2006). Stabilità dei versanti vegetati. 137–168.
- R.Rigon, A. Cozzini, S. Pisoni, G. Bertoldi, A. A. (2014). A new simple method for the determination of the triggering of debris flows. May 2014, 241–250.
- Rosso, R., Rulli, M. C., & Vannucchi, G. (2006). A physically based model for the hydrologic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 42(6). <https://doi.org/10.1029/2005WR004369>
- Salciarini, D., & Conversini, P. (2007). A comparison between analytic approaches to model rainfall-induced development of shallow landslides in the central Apennine of Italy. *Landslides and Climate Change: Challenges and Solutions - Proceedings of the International Conference on Landslides and Climate Change*, May 2007, 185–193. <https://doi.org/10.1201/noe0415443180.ch23>
- Schilirò, L., Cevasco, A., Esposito, C., & Mugnozza, G. S. (2018). Shallow landslide initiation on terraced slopes: Inferences from a physically based approach. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 9(1), 295–324. <https://doi.org/10.1080/19475705.2018.1430066>
- Schwarz, M., Preti, F., Giadrossich, F., Lehmann, P., & Or, D. (2010). Quantifying the role of vegetation in slope stability: A case study in Tuscany (Italy). *Ecological Engineering*, 36(3), 285–291. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.06.014>
- Segoni, S., Rossi, G., & Catani, F. (2012). Improving basin scale shallow landslide modelling using reliable soil thickness maps. *Natural Hazards*, 61(1), 85–101. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9770-3>
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., Mc Innes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., Rusticucci, M., Semenov, V., Alexander, L. V., Allen, S., Benito, G., ... Zwiers, F. W. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 9781107025, 109–230. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177245.006>
- Sharpe, C. F. S. (1938). *Landslides and related phenomena--A study of mass-movements of soil and rock*. In New York, Columbia University Press.
- Tosi, M. (2007). Root tensile strength relationships and their slope stability implications of three shrub species in the Northern Apennines (Italy). *Geomorphology*, 87(4), 268–283. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.019>
- Van Beek, L. P. H., Wint, J., Cammeraat, L. H., & Edwards, J. P. (2005). Observation and simulation of root reinforcement on abandoned mediterranean slopes. *Plant and Soil*, 278(1–2), 55–74. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-7247-4>

Weiss, A. D. (2001). Topographic position and landforms analysis. Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA, 64, 227–245.
https://doi.org/http://www.jennessent.com/downloads/TPI-poster-TNC_18x22.pdf

WU T.H., MCKINNELL W.P., S. D. N. (1979). Strength of tree roots and landslides on Price of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnolgy Journal*, 16, 19–33.