

Modellazione numerica dei meccanismi di riattivazione di grandi frane per scivolamento di terra: l'esempio della frana di Tolara, Appennino settentrionale

Francesco Ronchetti¹, Lisa Borgatti², Federico Cervi¹, Leonardo Piccinini³,
Alessandro Corsini¹

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia, francesco.ronchetti@unimore.it, federico.cervi@unimore.it, alessandro.corsini@unimore.it

²Dipartimento Distart, Facoltà di Ingegneria, Università di Bologna, lisa.borgatti@mail.ing.unibo.it

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara,

Numerical modelling of large earth slide reactivation mechanism: the Tolara landslide, northern Apennines

ABSTRACT: The time and space evolution of large earth slides in weak and complex rockmasses, that characterize the northern Apennines, is depending on geological setting and past climate. At the present the reactivation of these landslides are due to mainly to hydrogeological and geotechnical features. This paper describes the hydrogeological and geotechnical features of these landslides and the reactivations mechanism using coupled 2D hydrogeological numerical model and limit equilibrium analysis (Geoslope, 2004). The case study is the Tolara landslide (Modena Apennines) that resumed activity in 2002. In this landslide some hydrogeological and geotechnical data have been collected from 2003 to date.

Key terms: Reactivation of complex landslide, Hydrogeological and geotechnical modelling, Landslide monitoring, Emilia Apennines

Termini chiave: Riattivazione frane complesse, Modellazione idrogeologica e geotecnica, Monitoraggio frane, Appennino emiliano

Riassunto

L'evoluzione nello spazio e nel tempo di grandi frane per scivolamento di terra in ammassi rocciosi deboli ed eterogenei che affiorano largamente nell'Appennino settentrionale è legata a fattori ereditati, tanto geologici quanto climatici. Nell'attuale contesto morfo-climatico, la riattivazione di tali frane è connessa prevalentemente a fattori idrogeologici e meccanici. La nota descrive le caratteristiche idrogeologiche e geotecniche di questi fenomeni con particolare riguardo ai meccanismi di riattivazione utilizzando una modellazione numerica bidimensionale che accoppia un modello idrogeologico con un'analisi di stabilità all'equilibrio limite (Geoslope, 2004). Lo studio è stato applicato alla frana di Tolara, Appennino modenese, che si è riattivata nel 2002 e riguardo alla quale sono stati raccolti dati di monitoraggio idrogeologico e geotecnico dal 2003 ad oggi.

Introduzione

L'assetto geologico-strutturale, l'evoluzione geomorfologica e le attuali condizioni meteo-climatiche sono le principali cause dell'estesa e differenziata instabilità dei versanti che caratterizza l'Appennino

emiliano, rendendolo uno dei territori a maggior rischio idrogeologico d'Italia (Garberi *et alii*, 1999; Bertolini *et alii*, 2001; Bertolini *et alii*, 2005; Bertolini & Pizziolo, 2006).

Molte delle emergenze di protezione civile che si sono verificate negli ultimi decenni in questo settore di catena sono state causate da riattivazioni totali o parziali di grandi frane complesse preistoriche (tardiglaciali e oloceniche), avvenute dopo periodi decennali o secolari di quiescenza (WP/WLI, 1993; Bertolini *et alii*, 2001; Bertolini, 2003; Soldati *et alii*, 2006). Si tratta nella quasi totalità dei casi di fenomeni che associano scivolamenti rotazionali e traslativi multipli di roccia al coronamento a scivolamenti/colate di terra nella parte medio-inferiore del versante (Cruden & Varnes, 1996) e che raggiungono estensioni di qualche km² e profondità anche superiori a 100 m (Bertolini *et alii*, 2001).

Alcuni recenti studi hanno evidenziato come la riattivazione di queste frane sia connessa prevalentemente a fattori idrogeologici e meccanici (Bertolini & Pellegrini, 2001; Borgatti *et alii*, 2006; Bertolini & Pizziolo, 2006; Corsini *et alii*, 2006; Simoni & Berti, 2007; Borgatti *et alii*, 2007). Esse si sviluppano in versanti caratterizzati da soglie di permeabilità multiple poste tra flysch calcarei e

arenacei permeabili per fratturazione, e formazioni argillose e marnose pressoché impermeabili. Tale assetto idrogeologico concorre a determinare una ricarica idrica sotterranea indiretta dei corpi di frana, per flusso proveniente dagli ammassi rocciosi al contorno e a cui si va a sommare la ricarica diretta per infiltrazione. Questo fa sì che tali fenomeni mostrino una non lineare correlazione precipitazioni-rottura, e che l'infiltrazione efficace, di tipo cumulato su lunghi periodi, sino a mesi, giochi un ruolo fondamentale nel determinare la riattivazione (Mandrone & Torta 2000; Lollino *et alii*, 2001).

Nel presente lavoro saranno valutati gli effetti della ricarica idrica sotterranea e della distribuzione della pressione dei pori nel tempo sulla stabilità di frane di questa tipologia. In particolare, verrà analizzata la frana di Tolara (alta Val Secchia, Appennino emiliano).

In letteratura esistono differenti approcci per valutare la ricarica idrica in versante, la distribuzione della pressione dei pori nel tempo e l'innesco di fenomeni franosi. Molti studi utilizzano simulazioni numeriche che accoppiano modelli idrogeologici con modelli di stabilità dei versanti.

Nel presente studio è stato realizzato un modello numerico bidimensionale che associa un modello flusso idrico sotterraneo, creato con il modulo SEEP/W (Geoslope, 2004), ad un'analisi di stabilità all'equilibrio limite, realizzata con il modulo SLOPE/W (Geoslope, 2004). L'utilizzo di modelli numerici che sfruttano l'accoppiamento di SEEP/W-SLOPE/W è già stato adottato con successo da altri autori (Crosta & Dal Negro, 2003; Casagli *et alii*, 2006; Malet *et alii*, 2005; Rahardjo *et alii*, 2005).

Inquadramento geologico e geomorfologico

La frana di Tolara è ubicata nell'alto Appennino emiliano (Figura 1), nel bacino del Torrente Dragone, affluente del Fiume Secchia, e per le sue caratteristiche geologiche e geomorfologiche può essere ritenuta un fenomeno "tipo" di quest'area. Il rilievo principale dell'area è il M. Modino (1413 m s.l.m.) mentre nel fondovalle si trova l'alveo del T. Dragone (550 m s.l.m.).

La geologia del bacino di frana è caratterizzata dall'affioramento di formazioni cretacee appartenenti alle Unità Liguri, ovvero dal Flysch di Monte Venere e dalle Argille a Palombini, e dalla presenza di coperture quaternarie di varia origine, prevalentemente gravitativa. Il contatto tra le suddette formazioni è di origine tettonica; in alcuni settori per sovrascorrimento ed in altri per faglia. Il Flysch di Monte Venere presenta un rapporto arenaria/pelite maggiore di uno e una stratificazione a reggipoggio. Le Argille a Palombini presentano un assetto caotico e contengono al loro interno Ofioliti.

I depositi superficiali, prevalentemente rappresentati da accumuli di frana attivi e non, sono costituiti da clasti

di varie dimensioni immersi in una matrice limo-argillosa. Falde di detrito sono presenti al piede di scarpate di formazioni flyschoidi, mentre depositi di origine torrentizia affiorano nei fondovalle. Lungo l'alveo del T. Dragone a monte degli accumuli di frana, sono presenti depositi lacustri e/o palustri, generati dallo sbarramento per frana del torrente stesso (Almagià, 1907).

Gli accumuli di frana sono riconducibili a fenomeni dallo stile di attività complesso e composito, con scivolamenti roto-traslativi di roccia nelle zone di coronamento dove affiora il flysch, e scivolamenti/colate di terra dove affiorano le formazioni argillose. Frane di questa tipologia sono frequenti nell'Appennino emiliano e sono prevalentemente di origine preistorica, con età di primo innesco che risalgono anche fino a 14.000 anni cal. BP (Bertolini & Pellegrini, 2001; Soldati *et alii* 2006).

Questi fenomeni sono normalmente caratterizzati da due possibili modalità di riattivazione: parziale o totale (Bertolini *et alii*, 2005; Borgatti *et alii*, 2007); riattivazione parziale quando si generano fenomeni di instabilità localizzati ed interni all'areale di frana, totale quando si generano fenomeni di instabilità inizialmente localizzati ma che nel tempo, attraverso meccanismi di causa-effetto, determinati dal trasferimento di massa e dalla sovrapposizione di corpi attivi su accumuli preesistenti, portano alla riattivazione dell'intero corpo con distribuzione dell'attività in avanzamento (Varnes, 1978). Nel caso della frana di Tolara l'ultima riattivazione totale è avvenuta nel 1959 mentre l'ultima parziale nel 2002.

Per queste frane possono essere riconosciute differenti fasi di attività: fase di quiescenza (durata di inattività decennale); fase di riattivazione (durata di giorni, mesi, stagioni); fase di sospensione (durata di inattività di mesi, stagioni). La transizione dalla fase di sospensione o quiescenza a quella di riattivazione avviene per via graduale e in tempi piuttosto ristretti, con velocità che incrementano in un intervallo temporale di 15-30 giorni da mm fino a metri al giorno. La distinzione qui utilizzata tra fase di riattivazione e di sospensione o quiescenza e viceversa non deve intendersi indicativa di un passaggio tra uno stato di movimento e uno stato di immobilità, in quanto è stato evidenziato come anche nelle fasi di sospensione e quiescenza possono permanere movimenti strumentali di una certa entità e profondità (Bertolini *et alii*, 2001; Bertolini *et alii*, 2005; Corsini *et alii*, 2006; Borgatti *et alii*, 2006; Borgatti *et alii*, 2007). Attualmente la frana di Tolara è nella fase di quiescenza, anche se al suo interno sono presenti settori soggetti a deformazioni di decine di mm/anno.

Altri fenomeni franosi minori e meno frequenti presenti nell'area sono i crolli e i piccoli scivolamenti superficiali che interessano coltri di detrito e porzioni di suolo.

La circolazione idrica sotterranea in questo settore appenninico avviene prevalentemente nelle formazioni

flyschoidi e nei depositi quaternari ed è caratterizzata da flussi attivi e sub-superficiali. Nel caso delle formazioni del substrato la circolazione avviene prevalentemente lungo le fratture e nella parte più superficiale dell'ammasso roccioso, dove le fratture sono maggiormente aperte e frequenti come conseguenza del detensionamento. I flussi più profondi sono tamponati nello scorrimento verso valle attraverso soglie di permeabilità, al contatto con formazioni argillitiche e marnose, e vengono recapitati in superficie o all'interno di depositi quaternari. In questo contesto idrogeologico, sia i flussi superficiali che profondi sono caratterizzati da un'impronta chimico-fisica bicarbonato-calcica: si tratta infatti di acque fredde e a media mineralizzazione (Celico, 1993) e che risentono delle variazioni di temperatura giornaliera e stagionali. Inoltre presentano elevate variabilità di portata connesse a precipitazioni giornaliera e stagionali. I tempi di risposta tra le precipitazioni e gli incrementi dei livelli di falda sono piuttosto limitati (dell'ordine di ore-giorni) e i periodi di

ricarica dei circuiti sotterranei sono dell'ordine di 30-120 giorni, mentre gli esaurimenti si protraggono per periodi più lunghi, sino a 6 mesi, nel caso dell'esaurimento estivo (Borgatti *et alii*, 2007). Circuiti idrogeologici di questo tipo e acque sotterranee con queste caratteristiche sono state riscontrate nel versante della frana di Tolara.

L'area di studio presenta una temperatura media annuale di 10.2 °C. I mesi più caldi sono luglio ed agosto mentre i mesi più freddi sono gennaio e febbraio. Le precipitazioni sono distribuite nell'anno secondo 2 massimi, uno in autunno (solitamente Novembre) e uno in primavera (solitamente Aprile), e 2 minimi, uno in estate molto accentuato (solitamente Luglio) ed uno in inverno (solitamente Febbraio). Inoltre è da ricordare l'importanza nel bilancio idrologico dell'apporto idrico dovuto allo scioglimento delle nevi, che in questo settore dell'Appennino è rilevante, anche se difficile da quantificare. In media nei mesi invernali cade al suolo una altezza cumulata di neve pari a 2-4 metri.

I calcoli dell'evapotraspirazione, effettuati con il

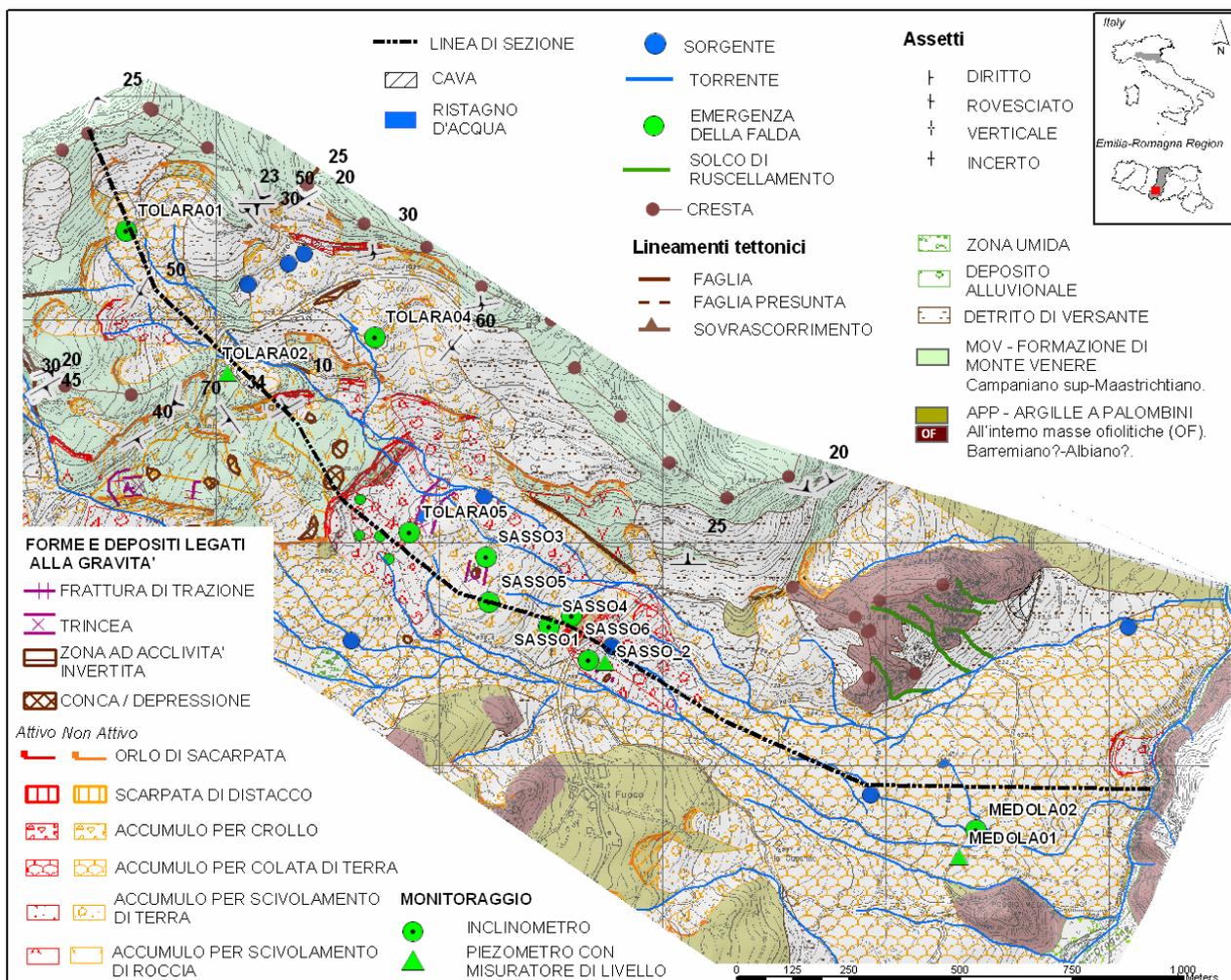


Figura 1: Carta del dissesto del versante di Tolara.

Figure 1: Slope instability map of the Tolara slope.

metodo di Thornthwaite (1948) su valori medi 1961-1993, per una stazione prossima all'area di studio e alla stessa quota media, evidenziano come su 1340 mm di pioggia medi annui 710 mm (ovvero il 54%) rimangono disponibili per infiltrarsi e dare luogo a ruscellamento superficiale. Da questo calcolo emerge anche come nei mesi estivi la pioggia efficace assuma valori prossimi a zero.

La Frana di Tolara

Secondo la classificazione di Cruden & Varnes (1996) la frana di Tolara è una frana dallo stile di attività complesso e composito, che associa scivolamenti roto-traslativi di roccia a fenomeni di scivolamento e colata di terra (Figura 1). Il fenomeno franoso ha uno sviluppo di 2900 m, una larghezza massima di 500 m e un dislivello di 500 m. Il volume complessivo presunto è di circa $24 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Le formazioni geologiche che affiorano lungo il versante di frana sono: la Formazione di M. Venere (MOV) e la Formazione delle Argille a Palombini (APP). La MOV occupa la parte più rilevata del versante, sino a quota 900 m circa, ed è sovrapposta alle APP, che affiorano sino alla base del versante, attraverso un contatto principalmente a reggipoggio lievemente inclinato verso NW e in alcuni settori per faglia ad alto angolo (Figura 2).

La frana di Tolara ha avuto diverse riattivazioni storiche, di cui 4 negli ultimi 125 anni, con un tempo di ritorno di circa 40 anni. Tra queste si ricorda quella del 1959, probabilmente una delle maggiori, dove a seguito di abbondanti precipitazioni nel mese di dicembre (500 mm) la frana si riattivò per tutta la sua estensione.

L'ultima riattivazione è avvenuta nel dicembre 2002, a seguito di abbondanti precipitazioni nel mese precedente, circa 300 mm, che si sono andate a sommare ad un'estate e anni precedenti umidi. La riattivazione ha interessato due settori di frana, uno al passaggio tra lo scivolamento di roccia e lo scivolamento di terra (quota 950 m) e uno internamente allo scivolamento di terra in corrispondenza della SP486 (quota 780 m). Una descrizione della riattivazione che ha coinvolto la SP486 è stata fornita dalla Provincia di Modena:

1. inizio dicembre 2002: primi segnali di rottura alla strada SP486;
2. 8-9/12: la strada diventa non più transitabile a causa delle consistenti deformazioni;
3. 10/12: la strada è scesa a valle di circa 5 m rispetto alla posizione originale;
4. 12/12: la strada è scesa a valle di circa 10 m rispetto alla posizione originale;
5. 14/12: la strada è scesa a valle di circa 150 m rispetto alla posizione originale (velocità massima 30 m/g).

Gli scivolamenti di roccia si hanno prevalentemente nella parte sommitale della frana, da quota 1000 a 900 m; mentre si hanno scivolamenti/colate di terra da 900 m

sino al T. Dragone (580 m).

All'interno dell'area di frana si può individuare un'ampia zona di coronamento e testata, dove si ha la dinamica degli scivolamenti di roccia, caratterizzata da due ordini di scarpate verticali con altezze sino a 50 m, e trincee gravitative impostate lungo faglie e fratture preesistenti, che separano ripiani subpianeggianti talvolta "tiltati" verso monte. Dove si ha la dinamica per scivolamento di terra il pendio è invece caratterizzato da limitate pendenze, ondulazioni superficiali e scarpate secondarie. All'interno degli scivolamenti di terra si può riconoscere un vasto bacino di alimentazione (passaggio tra la frana in roccia e in terra), un ampio canale di flusso (in cui avviene prevalentemente il trasferimento di massa) e un vasto accumulo a forma di ventaglio ruotato secondo la direzione della corrente del torrente Dragone.

Il passaggio tra gli scivolamenti di roccia e quelli di terra è marcato da un'elevata scarpata secondaria, dove a seguito dello sviluppo di nuove superfici di distacco, interne agli accumuli preesistenti o di separazione tra gli accumuli e il substrato, il materiale degli scivolamenti in roccia viene preso in carico e trasferito a valle sotto forma di scivolamenti di terra. La velocità di deformazione della massa in movimento è normalmente lenta e ad impulsi, ma durante gli eventi parossistici quando la massa si satura d'acqua e vengono completamente distrutte le strutture interne agli accumuli, passando dallo stato di consistenza plastico a quello liquido, si possono raggiungere velocità di spostamento elevate (sino a 10 m/giorno).

Gli scivolamenti così riattivati si propagano a valle sovrapponendosi ad accumuli di frana preesistenti, creando spinte e conseguenti trascinalamenti ed esercitando sovraccarichi non drenati, portando allo sviluppo di nuove superfici di scivolamento (Hutchinson & Bhandari, 1971; Sassa, 1984; Hutchinson, 1986; Sassa *et alii*, 2004; Comegna *et alii*, 2007). Durante gli eventi parossistici, corrispondenti alle condizioni meteorologiche più sfavorevoli, questa dinamica si estende sino alle zone di minore quota nel versante e talvolta raggiunge il torrente principale sbarrandolo.

Lo spessore del corpo di frana, ricostruito da indagini sismiche e da sondaggi geognostici, è molto variabile. Nella zona degli scivolamenti di roccia le tomografie sismiche hanno evidenziato un accumulo di frana con spessore massimo di 45 m, mentre nella zona di bacino di alimentazione degli scivolamenti di terra gli spessori raggiungono i 35 m, e nella parte mediana dell'accumulo i 46 m. Questo settore, come il piede della frana, presenta uno spessore notevole dovuto, alla sovrapposizione di successivi corpi di frana di diversa età. Dall'incrocio delle stratigrafie dei sondaggi con le indagini sismiche emerge come solo gli inclinometri Tol.3, Sasso3 e Sasso1 attraversano completamente gli accumuli di frana, mentre gli altri sondaggi attraversano solamente gli accumuli più recenti (Figura 2).

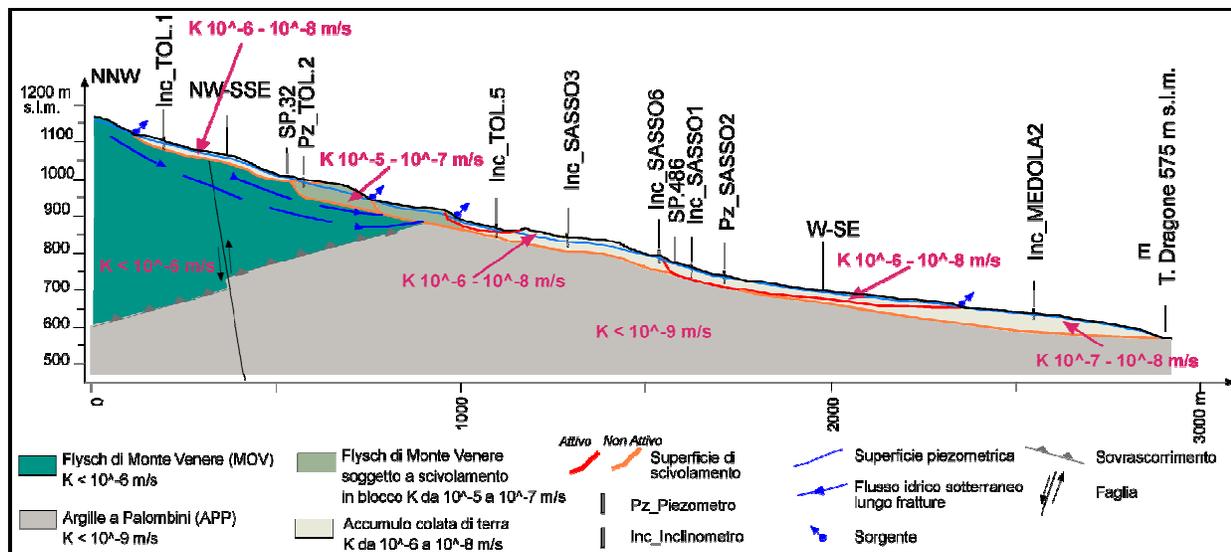


Figura 2: Sezione frana Tolara lungo la traccia riportata in Figura 1.
 Figure 2: Cross section of Tolara Landslide along the trace depicted in Figure 1.

Caratteristiche geologico-tecniche

Le caratteristiche geomeccaniche del substrato sono state determinate attraverso rilievi geomeccanici e da bibliografia (Hoek & Brown, 1997; Marinos & Hoek, 2001) (Tabella 1). Le caratteristiche geotecniche dell’accumulo di frana sono state determinate attraverso prove in foro (SPT) e prove di laboratorio condotte su campioni prelevati in foro di sondaggio (Tabella 2).

Le litologie coinvolte nel movimento franoso sono essenzialmente:

1. porzioni decametriche dislocate di MOV e blocchi di dimensione metrica, fratturati ed immersi in una matrice di limo con sabbia, dove si hanno gli scivolamenti di roccia;
2. blocchi di dimensione metrica e decimetrica, immersi in una matrice di limo con argilla a bassa plasticità, dove si hanno gli scivolamenti di terra.

Caratteristiche idrogeologiche

Le caratteristiche idrogeologiche del substrato sono state determinate attraverso l’elaborazione di rilievi geomeccanici per quanto riguarda la MOV e da bibliografia per quanto riguarda le APP (Lee & Farmer, 1993; Scesi *et alii* 2003; Civita, 2005; Gattinoni *et alii* 2005). La metodologia utilizzata per stimare la permeabilità della formazione flyschoida non è propriamente ottimale, in quanto la formazione è eterogenea ed anisotropa, ma può fornire una prima stima della permeabilità dell’ammasso roccioso. La permeabilità della MOV risulta compresa tra 10^{-6} e 10^{-8} m/s. Le APP sono state considerate pressoché impermeabili così come evidenziato da altri Autori (Lee & Farmer, 1993; Celico, 1993; Scesi *et alii*, 2003; Civita, 2005; Gattinoni *et alii*, 2005).

Le caratteristiche idrogeologiche degli accumuli di

frana sono state determinate attraverso prove in foro di sondaggio (prove Lefranc) e slug-test in piezometri (Tabella 3).

Tabella 1: Parametri geomeccanici del substrato (Hoek & Brown, 1997; Marinos & Hoek, 2001).

Table 1: Geomechanical parameters of the bedrock. GSI: geological strength index. m_i : intact rock parameter. C' : peak coesion. Φ_i' : peak frictional angle (Hoek & Brown, 1997; Marinos & Hoek, 2001).

PARAMETRI	FORMAZIONI	
	MOV	APP
GSI	41	15
m_i	17	6
Peso dell’unità di volume [kN/m ³]	26	21
C' [kN/m ²]	883	205
Φ_i' [°]	50	27

In generale, come in altri siti studiati (Borgatti *et alii*, 2007), si può notare una diminuzione della permeabilità spostandosi lateralmente nel corpo di frana, da 10^{-6} m/s dalla zona di coronamento (scivolamenti di roccia) a 10^{-8} m/s al piede di frana (scivolamenti di terra); coerentemente con la variazione litologica. Inoltre, si ha una diminuzione di permeabilità al passaggio tra corpi attivi e non, dovuta alla variazione dello stato di consolidazione degli accumuli.

Monitoraggio

Successivamente alla riattivazione del 2002 sono stati installati nel corpo di frana strumenti di monitoraggio delle deformazioni e dei livelli piezometrici.

Negli anni 2003 e 2005 sono stati installati 7

inclinometri, mentre nel 2005 sono stati installati 3 piezometri a tubo aperto successivamente attrezzati con misuratori di livello dotati di *datalogger*.

Inoltre è stato condotto, a partire dal 2004, un monitoraggio idrogeologico continuo e semi-continuo nel tempo di sorgenti e di opere drenanti ubicate internamente ed esternamente all'area di frana.

Monitoraggio idrogeologico

Oltre alla raccolta di dati di monitoraggio di portata di opere drenanti, delle sorgenti e dei livelli piezometrici, è stata effettuata una serie di misure di portata discontinue nel tempo dei fossi e il censimento delle zone umide

presenti in frana. Questi dati sono stati utilizzati al fine di ricostruire l'andamento della falda nel corpo di frana, che tende ad avvicinarsi al piano campagna in corrispondenza di bruschi cambi di pendenza del pendio.

I tre piezometri (Figura 3), di cui uno nello scivolamento di roccia e due in quello di terra, sono fessurati da profondità di 3-6 m dal piano campagna fino a fondo foro. In generale, all'interno del corpo di frana, la soggiacenza della falda, le fluttuazioni successive agli eventi di pioggia, la velocità di incremento e decremento delle variazioni, diminuiscono da monte a valle passando dagli scivolamenti di roccia a quelli di terra, e all'interno

Tabella 2: Parametri geotecnici di laboratorio. P.P.: coesione non drenata da penetrometro tascabile. V.T.: coesione non drenata da scissometro tascabile. Psw: peso specifico campione ad umidità naturale. W: umidità. C': coesione efficace. Phi': angolo attrito efficace. Cr: coesione residua. Phir: angolo di attrito residuo.

Table 2: Laboratory geotechnical parameters: P.P.: undrained cohesion by pocket penetrometer. V.T.: undrained cohesion by pocket vane test. Psw: weight at natural volumetric water content. W: volumetric water content. C': peak cohesion. Phi': peak frictional angle. Phir: residual frictional angle.

Sondaggio	Profondità	Campione	P.P [kN/m ²]	V.T. [kN/m ²]	Psw [kN/m ³]	W [%]	C' [kN/m ²]	Phi'	Phir
Sasso1	3,20-3,70	C1			19.3	28.16	8.83	18.4	14.1
Sasso2	3-3,30	C1			21.7	13.31	7.54	17.2	13.5
Sasso4	3,80-4,20	C1			19	24.28	6.25	15.7	13.9
Tolara1	4,35-4,6	C1	5.3		20.76	5.9	31.42	24	
Tolara1	14-14,25	C2			20.83	9.6	6.83	30	
Tolara4	2-2,5	C1	4.5	1.6	20.66	16	0	40	
Tolara4	8,5-9	C2	5	0.9	19.52	7.2	24.9	25	
Tolara2	5,5-6	C1	2.8	1.2	21.81	11.3	13.99	22	
Tolara2	11,2-11,6	C2	2.8	1.2	21.76	9.3	40.83	22	
Medola1	3,4-4	C1	1	0.4	21.35	15.2	6.34	26	
Medola1	16,5-17	C2	2.2	0.6	21.64	14.8	2.16	24	
Medola1	25,5-26	C3	3.1		21.71	13.4	8.96	22	

Tabella 3 - Permeabilità dei litotipi di frana.

Table 3 - Hydraulic conductivity of landslide material.

	Ubicazione	Litologia	Sondaggio	K [m/s]	Metodo	Formula	Prof. prova p.c.[m]	Pp/Ps	Data Esecuzione
	SRC	MOV (A/P>1)	Tolara2	1.080E-06	ST	HV	6 25,2	0.347	Set 05
	SRC	MOV (A/P>1)	Tolara2	6.610E-06	CV	HV	11 12	0.256	Set 05
	STCA	FT	Sasso2	2.520E-08	ST	HV	1,5 25	0.883	Ott 05
	STPN	FT	Medola1	5.100E-08	ST	HV	4 18,5	0.375	Lug 05
	STPN	FT	Medola1	7.550E-08	ST	HV	4 18,5	0.375	Lug 05
	STPN	FT	Medola2	1.180E-07	CV	HV	12 13	0.417	Giu 05
	STPN	FT	Medola2	2.650E-07	CV	HV	19,6 21	0.677	Giu 05
<i>Ubicazione</i>	STCA	sciv. terra Canale attivo			<i>Metodo</i>	CV	carico variabile durante sondaggio		
	STPN	sciv. terra Piede non attivo				ST	slug-test in piezometri		
	SRC	sciv. roccia Corona							
<i>Litologia</i>	FT	frana terra			<i>Formula</i>	HV	Hvorslev (1951)		
	MOV	Venere rapporto Arenarie/Pelite > 0 < 1							
<i>Pp/Ps</i>	Rapporto indicativo della profondità prova (Pp) rispetto profondità superficie di scivolamento frana (Ps) se valore > 1 la prova è sotto superficie di sciv. se valore < 1 la prova è sopra superficie di sciv. se valore = 1 la prova è lungo superficie di sciv.								

di questi ultimi al passaggio tra corpi a diverso stato di consolidamento (vedi Pz. Sasso 2 e Medola 2 in Figura 3), ovvero a differente tempo di quiescenza.

Nell'arco dell'anno idrologico la circolazione idrica sotterranea presenta due picchi di massimo stagionale, in autunno e in primavera, e due di minimo, in inverno e in estate. I maggiori incrementi delle falde sono stati individuati durante i periodi con precipitazioni più intense e prolungate. In generale i picchi mostrano un'ampiezza e un'altezza proporzionale alla durata dell'evento pluviometrico e risultano essere più ampi e pronunciati durante le stagioni umide. Il tempo di ritardo tra gli input pluviometrici e gli incrementi della superficie piezometrica è maggiore in estate e diminuisce con il progredire della stagione umida, quando la precipitazione efficace e il contenuto volumetrico d'acqua nell'insaturo risultano essere maggiori (Figura 3).

Alcune opere drenanti mostrano variazioni di deflusso simili alle variazioni dei livelli osservati nei piezometri, mentre altre hanno un carattere intermittente nel tempo, registrando deflusso solo durante gli eventi meteorici e durante la stagione umida. Gli indici di variabilità delle portate (R_v , rapporto tra la differenza portata massima e minima e la portata media) (Civita, 2005) danno evidenze di un flusso impulsivo e variabile, e il valore di R_v diminuisce dalle opere situate negli scivolamenti di roccia a quelle negli scivolamenti di terra.

Monitoraggio delle deformazioni

Successivamente alla riattivazione del 2002 sono stati installati 5 inclinometri nel 2003 e 2 nel 2005. In generale la frana di Tolara ha registrato deformazioni solo internamente e al contorno dei settori già attivati nel 2002

(Figura 3, inclinometri Sasso1, Sasso4, Sasso6). Dal grafico del monitoraggio si osserva come le deformazioni in profondità sono condizionate dal livello piezometrico e in particolare presentano incrementi di velocità corrispondenti ad incrementi piezometrici. Le deformazioni di maggiore entità sono state registrate nell'autunno 2005, lungo piani di scivolamento compresi tra le profondità di 5 e 28 m.

Modello idrogeologico e geomeccanico

Il modello è stato costruito in due dimensioni a partire da una sezione geologo-tecnica longitudinale e assiale al corpo di frana. Il profilo topografico della sezione è derivato da un DEM con equidistanza di 5 m ottenuto da un rilevamento aereo del 2003 e successivo alla riattivazione della frana del dicembre 2002.

La traccia di sezione è lunga 2950 m e si estende dal crinale principale (quota 1205 m) all'alveo del T. Dragone (quota 570 m).

Il modello è stato realizzato con l'utilizzo del software Geo-Studio di Geoslope (2004), che permette di accoppiare un modello di flusso idrico sotterraneo (SEEP/W; Krahn, 2004 a) con un modello di stabilità all'equilibrio limite (SLOPE/W; Krahn, 2004 b).

Modello idrogeologico

Lo scopo del modello idrogeologico realizzato è quello di simulare il flusso idrico sotterraneo in due dimensioni e in regime transitorio nel versante della frana di Tolara.

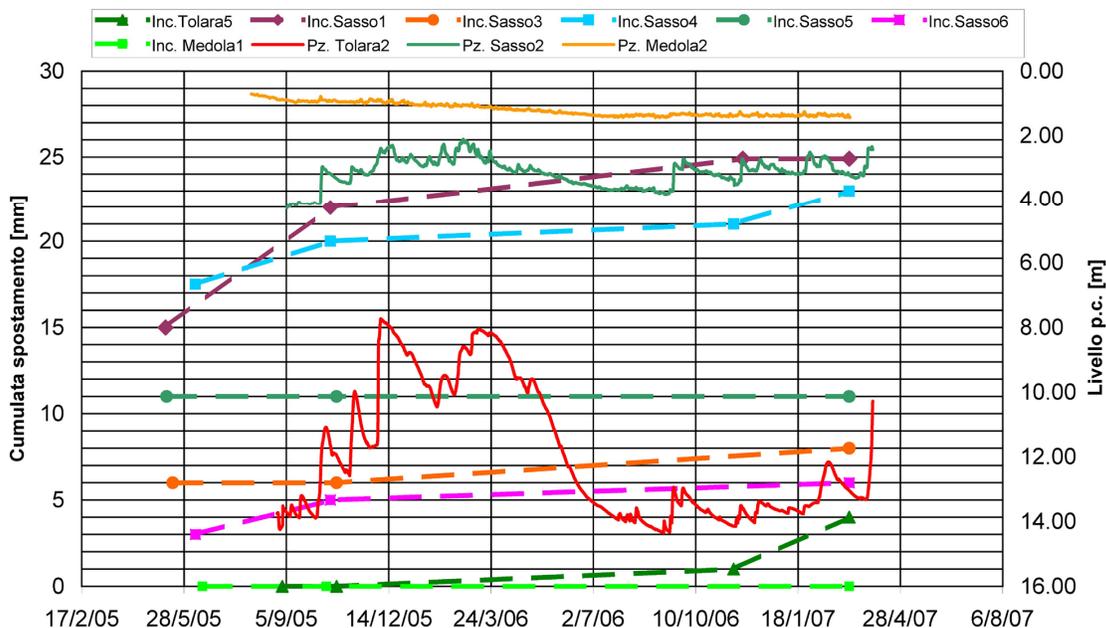


Figura 3: Monitoraggio inclinometrico e piezometrico.
Figure 3: Monitoring data from inclinometers and piezometers.

Dato che il modello fa riferimento a litologie porose e fratturate e che il codice utilizzato è nato per l'analisi di mezzi porosi, gli ammassi rocciosi fratturati sono analizzati come mezzo poroso equivalente (*Equivalent Porous Media* - EPM).

Per simulazioni a scala chilometrica come nel caso del sito in studio e dove le zone di maggiore interesse coincidono con ammassi rocciosi in frana, si ritiene più che ragionevole adottare la metodologia EPM.

La costruzione del modello si basa su un modello idrogeologico concettuale realizzato a partire dalla raccolta ed analisi dei rilievi di campo e dei dati di monitoraggio.

Per la costruzione del modello sono state riprodotte, discretizzandole in regioni, le geometrie del substrato e del corpo di frana (Figura 4). Ogni regione è poi stata suddivisa in maglie quadrangolari di dimensione 10•10 m e 10•5 m, in base alla morfologia del versante e agli spessori della regione stessa. Le regioni sono poi state raggruppate in 5 tipi, aventi costanti caratteristiche idrogeologiche:

1. substrato flyschoido;
2. substrato argillitico-marnoso;
3. corpo di frana di scivolamento di roccia (corrispondente alla testata della frana);
4. corpo di frana di scivolamento di terra recente (corrispondente al bacino di alimentazione e al canale di flusso della frana);
5. corpo di frana di scivolamento di terra antico (corrispondente al piede della frana).

Ad ogni gruppo sono state attribuite le proprietà idrauliche del mezzo: funzione della permeabilità e del contenuto volumetrico d'acqua (*Volumetric Water Content*, VWC). Queste funzioni descrivono il comportamento idraulico del mezzo al variare della suzione. Per la costruzione delle funzioni di permeabilità e del VWC sono state utilizzate formule empiriche (Krahn, 2004 a) che si basano sui valori di permeabilità satura, contenuto volumetrico d'acqua alla saturazione, curva granulometrica, coefficiente di compressibilità

volumetrica del materiale, limiti di Attemberg e altre grandezze indice. Per tali grandezze, inoltre, sono state prese in considerazione curve sperimentali ottenute da altri Autori in litologie simili (Geoslope, 2004; Biavati & Simoni, 2006; Casagli *et alii*, 2006). Le curve e i valori finali utilizzati (permeabilità, VWC, rapporto permeabilità verticale-orizzontale) sono stati ottenuti attraverso un'analisi a ritroso, ovvero utilizzando parametri che hanno permesso di ottenere sia la convergenza del modello che la concordanza tra i livelli realmente misurati in sito e quelli calcolati dal modello stesso (Tabella 4). I valori di permeabilità satura utilizzati per i depositi di frana nel modello presentano valori prossimi a quelli ottenuti dalle prove di permeabilità di campo, mentre i valori di permeabilità satura utilizzati per il substrato sono simili ai valori di permeabilità stimati dai rilievi geomeccanici e derivati da bibliografia.

Nella modellazione si è simulato l'andamento nel tempo del livello piezometrico misurato in sito, riproducendo le variazioni dovute alle precipitazioni e allo svuotamento dei circuiti idrici sotterranei (a meno di qualche discrepanza di ordine metrico e decimetrico), che per un modello come questo, con dimensioni e complessità geometriche rilevanti, risulta più che accettabile. In particolare, per riprodurre al meglio l'andamento della falda all'interno degli scivolamenti in roccia si è resa necessaria utilizzare una permeabilità verticale 1.8 volte maggiore di quella orizzontale ($K_v = 9 \cdot 10^{-6}$ m/s); tale valore è giustificabile in ragione dell'elevato numero di trincee e fratture di trazione presenti in questo settore di frana. Per gli altri litotipi di frana, scivolamenti di terra antichi e recenti, questo rapporto è stato mantenuto uguale a 1.

Le condizioni al contorno utilizzate nel modello sono:

1. una ricarica q [m/s] che rappresenta la pioggia efficace, applicata alla superficie topografica lungo il versante;
2. un livello medio annuale del torrente Dragone H [m], in corrispondenza dell'alveo;

Tabella 4: Parametri idrogeologici utilizzati nel modello. Permeabilità satura (K_{sat}); Contenuto volumetrico d'acqua alla saturazione (Θ_s); Diametro efficace granuli (D_{10} , D_{60}); Rapporto permeabilità verticale e orizzontale (K_v/K_h); Coefficiente di compressibilità volumetrica (M_v).

Table: Hydrogeological parameters used in the model. Hydraulic conductivity at saturation (K_{sat}); Volumetric water content at saturation (Θ_s); Grain size (D_{10} , D_{60}); Hydraulic conductivity ratio (K_v/K_h); Coefficient of volume compressibility (M_v).

Litologia	K_{sat} [m/s]	Θ_s	D_{10} [mm]	D_{60} [mm]	K_v/K_h	M_v [1/kPa]
Sc. Roccia	5E-6	0.45	0.001	2	1.8	1E-7
Sc. Terra recente	7E-8	0.35	0.0008	0.35	1	9E-5
Sc. Terra antico	1E-8	0.35	0.0008	0.35	1	5E-5
MOV	1E-7	-	-	-	1	-
APP	1E-9	-	-	-	1	-

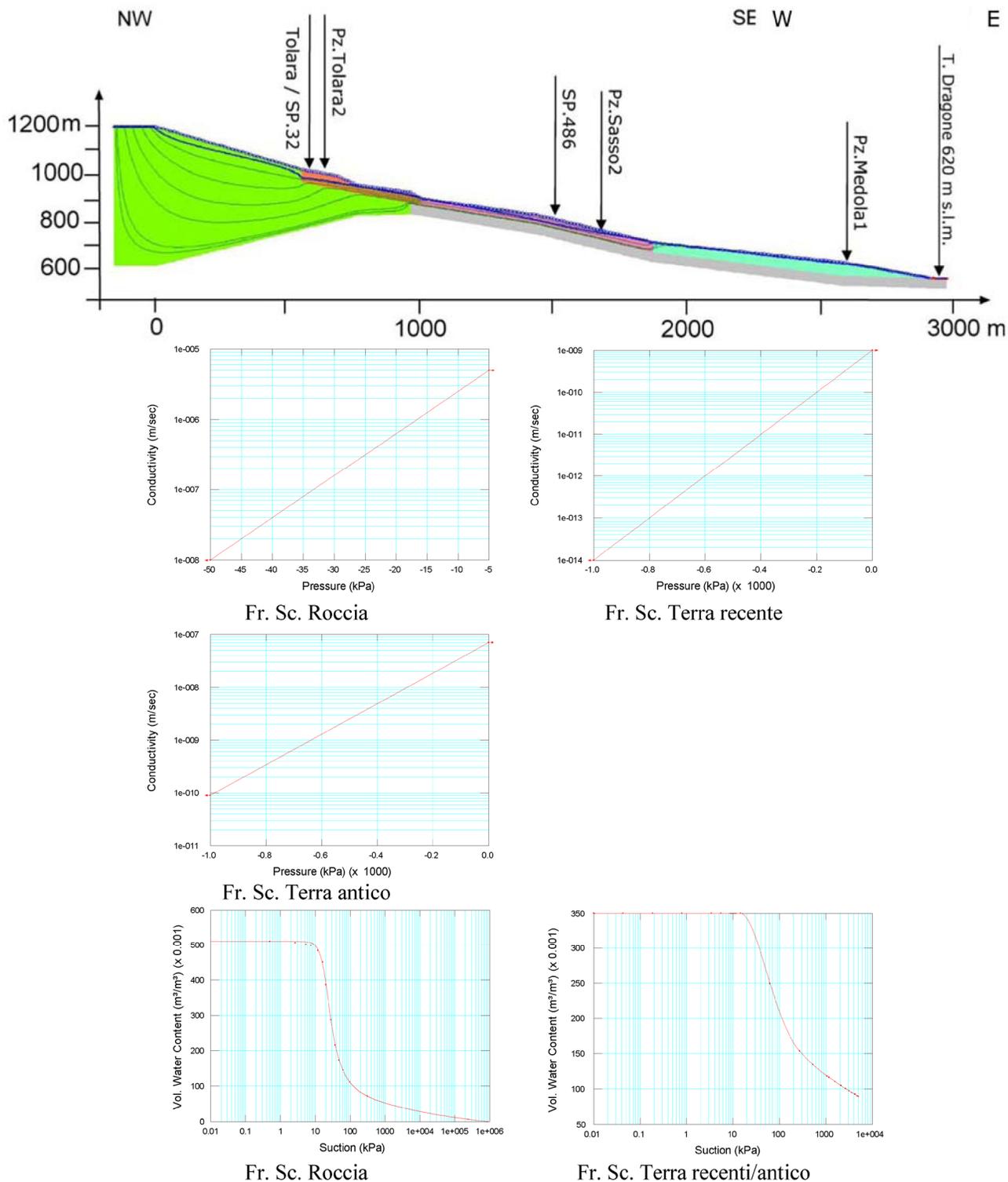


Figura 4: Modello idrogeologico e curve di permeabilità e contenuto volumetrico d'acqua. MOV (regione verde); APP (regione grigia); Sc. Roccia (regione arancio); Sc. Terra recente (regione rosa); Sc. Terra antico (regione azzurra); Livello piezometrico (linea blu); Linee flusso idrico (linee verdi).

Figure 4: Hydrogeological model, permeability and volumetric water content curves. MOV (green region); APP (gray region); Rock slide (orange region); Recent earth slide (pink region); Old earth slide (sky-blue region); Piezometric level (blue line); Flux lines (green line).

3. “assenza di flusso” $q = 0$ [m/s], sui limiti verticali di monte e di valle, per simulare l’assenza di travasi tra un bacino e quello contiguo;
4. “assenza di flusso” $q = 0$ [m/s], sul limite di base del modello, in quanto coincidente con la formazione argillitica.

Inoltre, sulla superficie del modello è stata utilizzata la funzione “*boundary-review*” (Geoslope, 2004), che consente di allontanare l’acqua in eccesso da ogni cella superficiale qualora il livello piezometrico sia superiore alla superficie topografica, in tal modo viene simulato lo scorrimento superficiale, evitando ristagni d’acqua lungo il versante.

Nella prima fase, il modello è stato implementato e calibrato in *regime stazionario* applicando una ricarica costante nel tempo corrispondente alla pioggia efficace annuale, corrispondente alla pioggia caduta nell’anno idrologico 2004-2005, depurata dell’evapotraspirazione potenziale (Thornthwaite, 1948). Successivamente, sono state condotte due analisi in *regime transitorio*, applicando due serie di pioggia efficace giornaliera (Blaney & Criddle, 1950) corrispondenti agli intervalli temporali:

1. dal 1/8/05 al 1/8/06 per un totale di 365 giorni, periodo in cui sono stati raccolti sia dati di monitoraggio idrogeologico in continuo che di deformazioni nel corpo

di frana, al fine di calibrare e verificare il modello;
 2. dal 1/8/02 al 18/12/02 per un totale 140 giorni, periodo precedente all’ultimo evento di frana (9/12/02).

I valori di precipitazione, temperatura e vento utilizzati per stimare la ricarica sono stati ottenuti dalle stazioni ARPA - Regione Emilia Romagna, prossime al sito di studio.

La falda generata dal modello nella simulazione del 2005-06 presenta un andamento simile a quello reale misurato in sito, caratterizzato da ampie e rapide escursioni negli scivolamenti di roccia e limitate e lente escursioni negli scivolamenti di terra (Figura 5). Inoltre, la soggiacenza varia lungo il versante coerentemente con la distribuzione delle zone umide. Come si può osservare dalla Figura 5, l’andamento dei livelli calcolati dal modello e quelli misurati in sito presentano un andamento simile, con solo lievi discrepanze.

La distribuzione della pressione dei pori, funzione dei livelli misurati nelle simulazioni del 2002 e del 2005, è stata successivamente utilizzata come dato di *input* per le analisi di stabilità all’equilibrio limite.

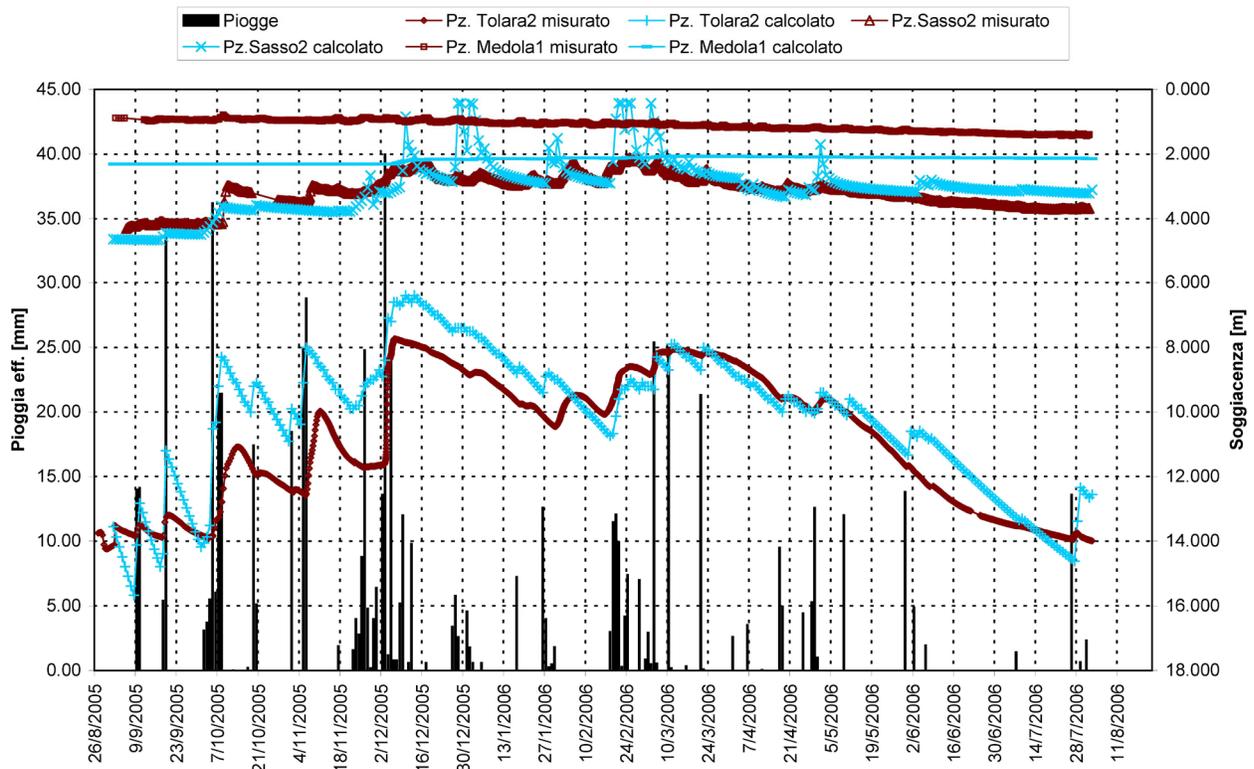


Figura 5: Confronto tra livello piezometrico misurato in sito e calcolato dal modello, relativa al periodo 26/08/2005 – 30/07/2006.

Figure 5: Comparison between piezometric level calculated from the model and piezometric level measured on the field, 26/08/2005 – 30/07/2006.

Analisi all'equilibrio limite

Le geometrie del versante utilizzate nell'analisi all'equilibrio limite sono le stesse utilizzate nel modello idrogeologico. Nella sezione sono state individuate 5 regioni a diverse caratteristiche geotecniche (Figura 6). La distribuzione della pressione dei pori (funzione del livello di falda) utilizzata nell'analisi è quella generata dal modello idrogeologico in regime transitorio, nelle simulazioni dell'anno 2005 e dell'anno 2002 (anno in cui si è riattivata la frana). Dato che la variazione del profilo topografico prima e dopo l'evento del 2002, ottenuta per differenza di DEM, non mostra notevoli cambiamenti, nelle analisi di stabilità si è mantenuta la stessa topografia del 2003.

Le superfici di scivolamento indagate nell'analisi sono quelle riattivate nell'evento del 2002 e che attualmente continuano a dare deformazioni. Le due superfici sono state ricostruite in base alle indagini geofisiche e geognostiche e sono state identificate come superfici della:

1. Frana Alta, ubicata a valle dell'abitato di Tolara, tra il piezometro Pz. Tolara2 e l'inclinometro Sasso3;

2. Frana Bassa, ubicata a valle dell'inclinometro Sasso3.

I parametri di resistenza al taglio e le grandezze indice utilizzate hanno valori compresi nei range di variabilità ottenuti dalle prove di laboratorio e permettono di simulare correttamente le deformazioni misurate in sito (Tabella 5). Le analisi all'equilibrio limite sono state condotte con il metodo di calcolo *General Limit Equilibrium* (GLE) (Fredlund & Krahn, 1977).

In generale valori del fattore di sicurezza (F_s) ottenuti dalle analisi presentano una certa variabilità nel tempo, funzione della ricarica idrica nel versante.

Analisi 2005

I risultati delle analisi riferite all'anno 2005 hanno mostrato come il fattore di sicurezza (F_s) delle due superfici indagate diminuisca nel tempo da circa 1.07 a valori inferiori di 1 all'aumentare della ricarica idrica interna al versante. Inoltre, come F_s subisca continue oscillazioni nel tempo coincidenti con le precipitazioni, registrando valori minimi durante gli eventi (Figure 7, 8)

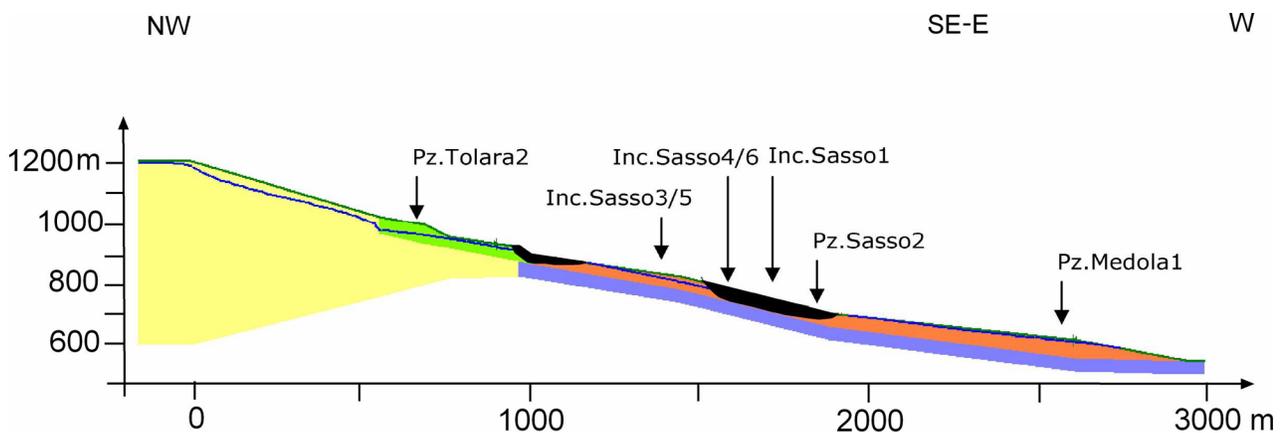


Figura 6: Sezione analizzata all'equilibrio limite. MOV (regione gialla); APP (regione viola); Sc. Roccia (regione verde); Sc. Terra (regione arancione); Geometria di frana analizzata (regione nera).

Figure 6: Cross section for the limit equilibrium analysis. MOV (yellow region); APP (violet region); Rock slide (green region); Earth slide (orange region); Analyzed landslide body (black region).

Tabella 5: Parametri geotecniche utilizzati nell'analisi di stabilità. Peso dell'unità di volume (γ); Peso dell'unità di volume saturo (γ_{sat}) e secco (γ_d); Coesione (c'); Angolo di attrito di picco (ϕ'); Coesione mobilizzata (c_{mob}); Angolo di attrito mobilizzato (ϕ_{mob}); Angolo di attrito dovuto alla suzione (ϕ_b).

Table 5: Geotechnical parameters used in limit equilibrium analysis. Weight (γ); Saturated weight (γ_{sat}) and dry weight (γ_d); Peak cohesion (c'); Peak frictional angle (ϕ'); Mobilized cohesion (c_{mob}); Mobilized frictional angle (ϕ_{mob}); Frictional angle due to negative pore-water pressure (ϕ_b).

Litologia	γ [kN/m ³]	γ_{sat} [kN/m ³]	γ_d [kN/m ³]	c' [kPa]	ϕ' [°]	c_{mob} [kPa]	ϕ_{mob} [°]	ϕ_b [°]	c_r [kPa]	ϕ_r [°]
Fm. M. Venere	26	-	-	880	50	-	-	-	-	-
Fm. Argille a Palombini	21	-	-	205	27	-	-	-	-	-
Sciv. Roccia	-	23	18	-	-	0.5	29.5	10	-	-
Sciv. Terra	-	21.3	17.5	-	-	1	20.5	13	0.5	13.5

Confrontando l'andamento del livello di falda nei piezometri e il F_s si evidenzia come vi siano differenti F_s in corrispondenza dello stesso livello. Questo particolare andamento è dovuto alla diversa geometria (direzione di flusso e soggiacenza) che assume la falda nel tempo a causa della ricarica nel versante e che modifica l'equilibrio tra forze stabilizzanti e destabilizzanti (Figura 7, Figura 8).

I F_s delle due superfici di scivolamento divengono prossimi all'unità in periodi in cui gli inclinometri ubicati all'interno dei settori di frana indagati hanno dato segni di movimento e nello stesso periodo in cui sono state evidenziate la formazione di crepe nel pendio e lievi lesioni a strade e a manufatti. Gli inclinometri ubicati nella frana Bassa (Sasso1, Sasso4, Sasso6) e letti nel periodo analizzato dal modello, hanno evidenziato deformazioni lungo la superficie di scivolamento dell'ordine di circa 5 mm.

Analisi 2002

Le analisi condotte con la piezometria precedente all'evento del 2002 mostrano come il F_s diminuisca nel tempo in modo differente per i 2 settori di frana (Frana Alta, Frana Bassa) (Figura 9). Nella Frana Alta il F_s diminuisce con andamento parabolico e diviene prossimo

all'unità già il 22/09/02 e, successivamente, subisce fluttuazioni prossime all'unità. A fine novembre, dopo un lungo periodo piovoso il F_s scende a valori inferiori all'unità, raggiungendo il valore minimo il 5/12/02. Nella Frana Bassa, F_s diminuisce con andamento lineare e diviene minore dell'unità ad inizio dicembre. Per entrambi le superfici indagate l'andamento del F_s coincide con la descrizione dell'evento del 2002 fornita dalla Provincia di Modena e riportata nel presente lavoro.

Per entrambe le analisi, 2005 e 2002, si è osservato come F_s risulti differente nei due settori di frana indagati. L'instabilità nella Frana Bassa è raggiunta lentamente all'aumentare della cumulata di infiltrazione efficace nel versante e su lunghi periodi, ovvero nei mesi precedenti l'evento. Nella Frana Alta il F_s diminuisce bruscamente con la prima ricarica nel versante e nel breve periodo per poi attestarsi su valori prossimi all'unità, raggiungendo valori inferiori in occasione di eventi caratterizzati da giorni consecutivi di pioggia.

Questo particolare andamento del F_s è determinato dalle diverse caratteristiche morfologiche del versante nei settori indagati e dalle diverse caratteristiche idrogeologiche dei litotipi analizzati. Ad esempio, nella

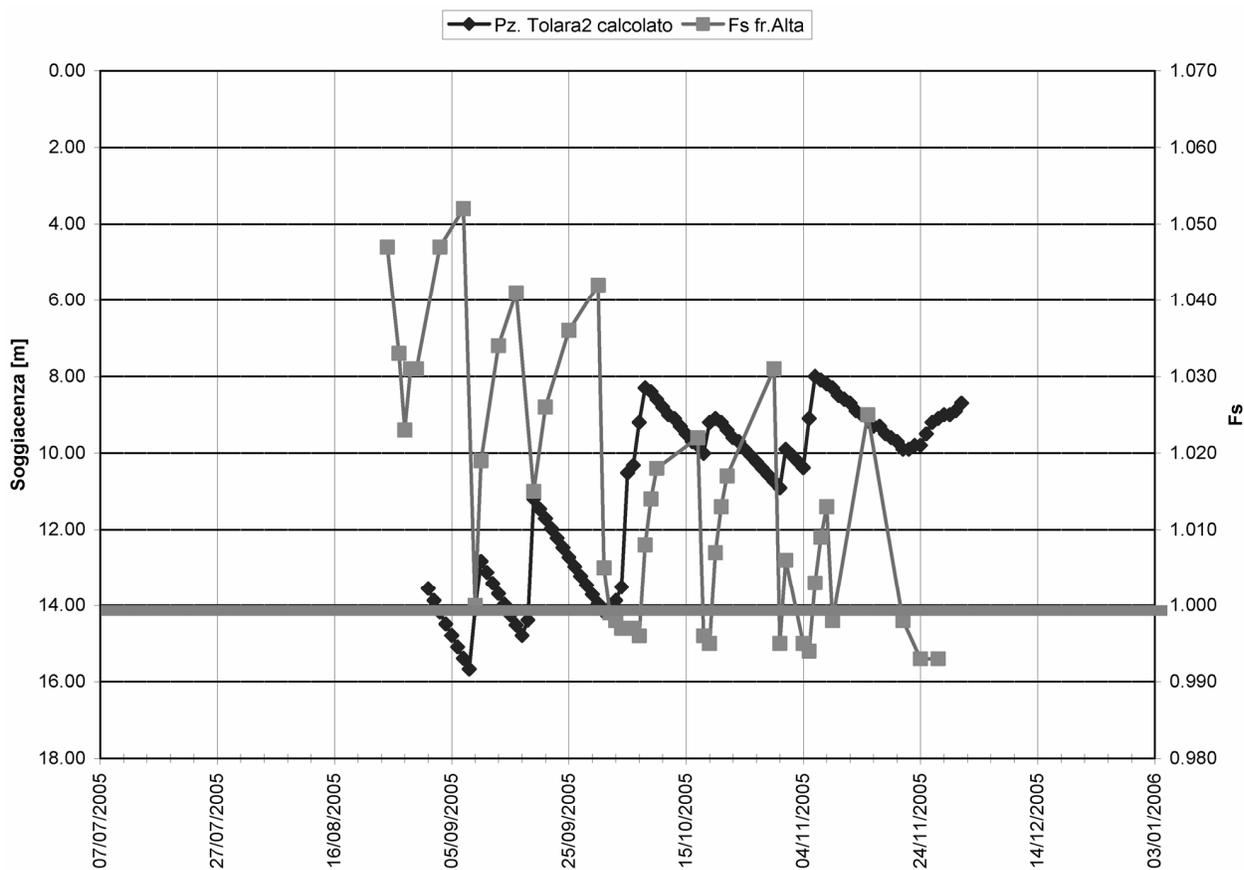


Figura 7: Confronto tra il livello piezometrico e fattore di sicurezza (F_s) nella Frana Alta (Analisi 2005).
 Figure 7: Piezometric level and safety factor (F_s) referred to the Frana Alta (Year 2005).

Frana Alta è presente un forte cambio di pendenza al passaggio tra scivolamenti di roccia e scivolamenti di terra, inoltre, si ha un brusco calo di permeabilità nel substrato e nei litotipi di frana che porta la falda in prossimità del piano campagna.

Il particolare andamento del F_s al passaggio tra gli scivolamenti di roccia e di terra (Frana Alta), fa sì che questo settore di frana sia sensibile a brevi periodi di ricarica e singoli eventi di precipitazione (Figura 9). Questa caratteristica riflette la dinamica naturale che normalmente si osserva in frane di questa tipologia, dove si hanno frequenti e localizzati fenomeni di instabilità, principalmente attraverso la retrogressione di scarpate secondarie al passaggio tra gli scivolamenti di roccia e di terra, coincidenti con eventi piovosi anche di breve periodo (Borgatti *et alii*, 2007; Ronchetti *et alii*, 2007). Il materiale così riattivato è normalmente di limitate volumetrie (nell'ordine di circa 10^3 m^3) e viene trasferito nel bacino di alimentazione degli scivolamenti in terra, generando nuova instabilità.

Conclusioni

Nel presente lavoro sono state analizzate alcune peculiarità idrogeologiche e geotecniche dei meccanismi

di riattivazione di settori di grandi frane complesse a cinematica lenta, che associano scivolamenti di roccia a scivolamenti di terra, e che caratterizzano la dinamica recente di versante in Appennino settentrionale (Garberi *et alii*, 1999; Bertolini & Pellegrini, 2001; Bertolini *et alii*, 2005; Bertolini & Pizziolo, 2006).

In particolare, è stata analizzata la frana di Tolara che, per tipologia e modalità di riattivazione e per le caratteristiche litologiche, morfologiche ed idrauliche, può essere ritenuta una frana tipo del contesto appenninico. Lo studio dei meccanismi di riattivazione è stato condotto mediante l'analisi e l'elaborazione dei dati di monitoraggio di sito (raccolti a partire dal 2003) utilizzati successivamente nella modellizzazione idrogeologica bidimensionale e nell'analisi di stabilità all'equilibrio limite del versante in studio.

Particolare attenzione è stata prestata alla circolazione idrica sotterranea del versante della frana di Tolara, dove affiorano litotipi flyschoidi sovrapposti a litotipi argillitici marnosi, situazione comune in gran parte dell'Appennino emiliano (Gargini *et alii*, 2006).

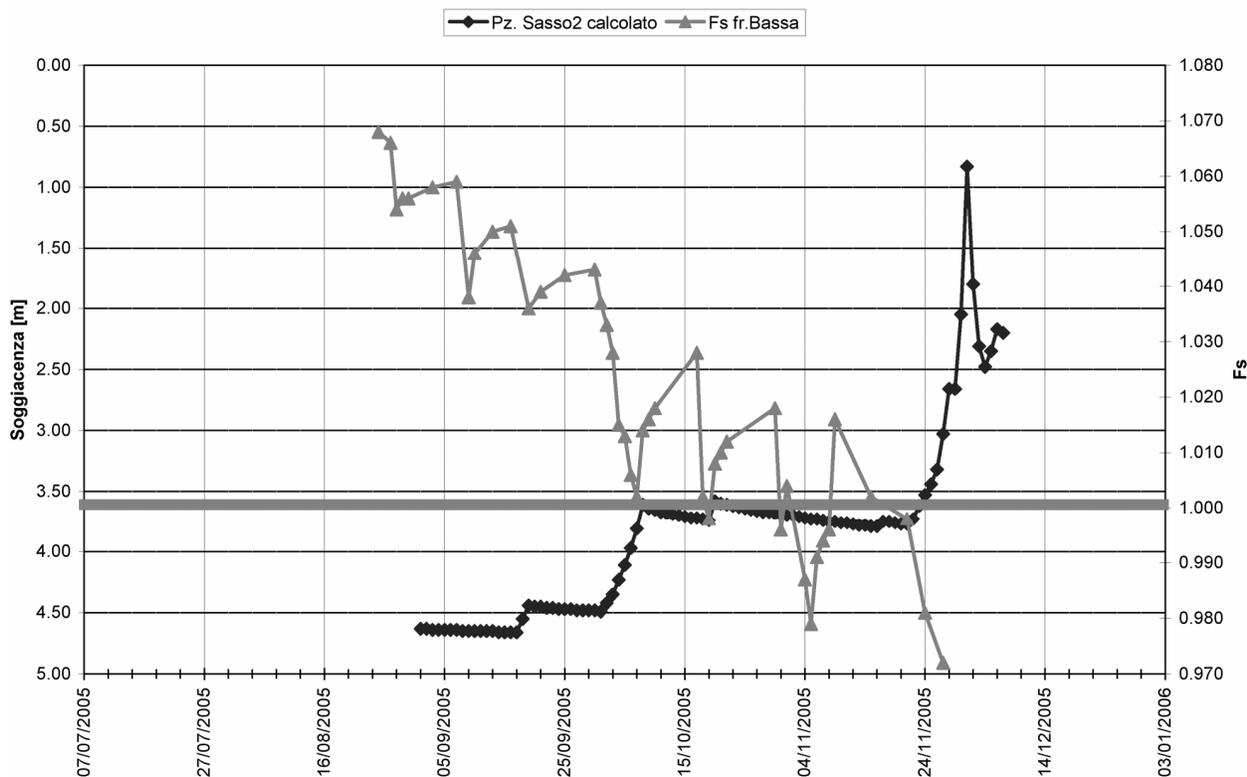


Figura 8: Confronto tra il livello piezometrico e fattore di sicurezza (F_s) nella Frana Bassa (Analisi 2005).
 Figure 8: Piezometric level and safety factor (F_s) referred to the Frana Bassa (Year 2005).

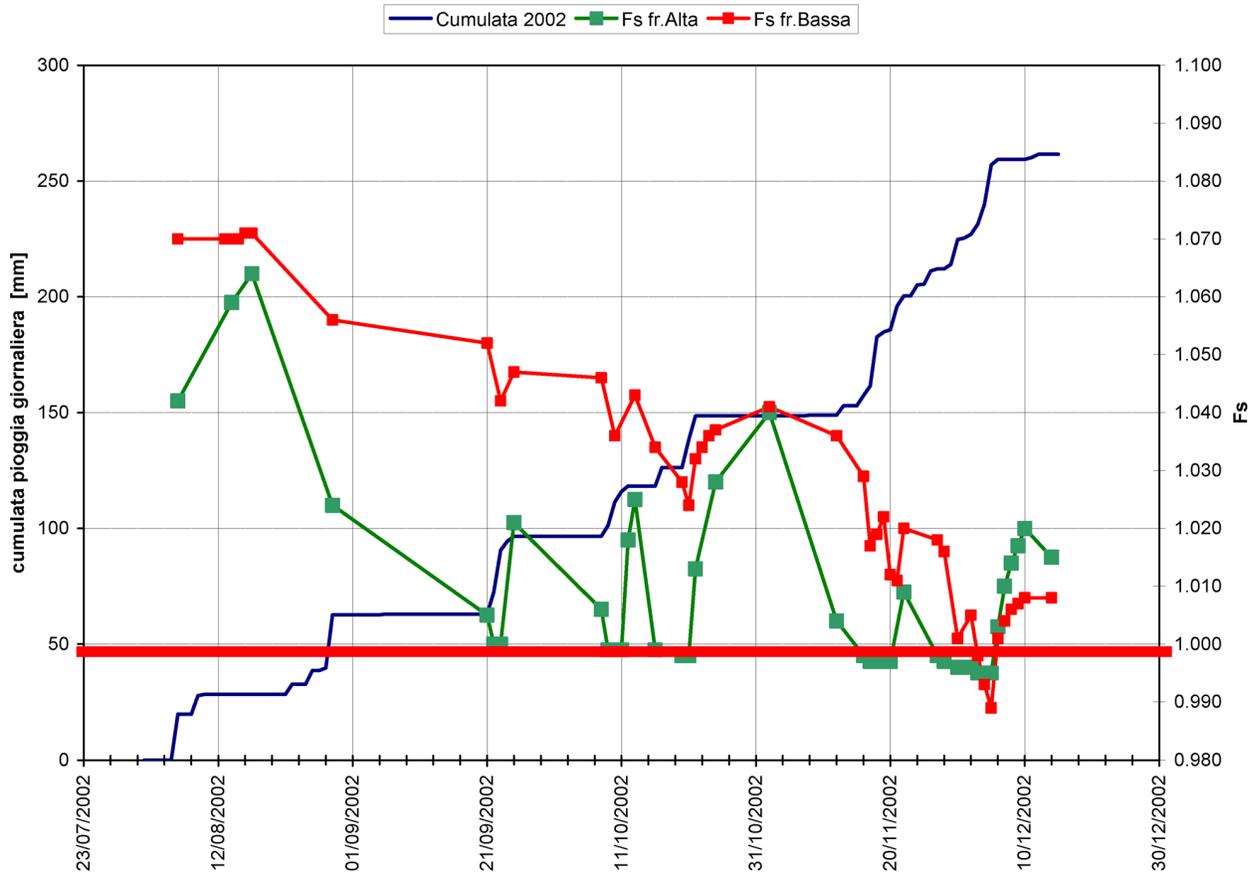


Figura 9: Confronto tra pioggia giornaliera cumulata (linea blu) e fattore di sicurezza (Fs) nella Frana Alta (linea verde) e nella Frana Bassa (linea rossa) (Analisi 2002).

Figure 9: Cumulated daily rainfall (blue line) and safety factor (Fs) in the Frana Bassa (red line) and Frana Alta (green line) (Year 2002).

In tale condizione geologica-strutturale la circolazione idrica è attiva lungo le fratture presenti nella fascia superficiale e decompressa delle formazioni flyschoidi, dove la fratturazione ha caratteristiche di maggior frequenza, apertura e persistenza. La circolazione idrica sotterranea nei flysch è tamponata verso valle da soglie di permeabilità al contatto con litotipi argillosi e viene recapitata in superficie o internamente a depositi quaternari.

All'interno di questa frana sono stati riconosciuti settori con differenti caratteristiche idrogeologiche e differente suscettibilità a produrre instabilità in risposta a singoli eventi di precipitazione e alla ricarica annuale. Nelle aree caratterizzate dalla presenza di scivolamenti di roccia, i litotipi di frana sono caratterizzati da permeabilità medie (10^{-6} m/s), elevate soggiacenze (intorno a 10 m), elevate variabilità del livello della falda, limitati tempi di risposta agli input di precipitazione. Diversamente, dove si sviluppano gli scivolamenti di terra si hanno permeabilità limitate (minori di 10^{-7} m/s), limitate soggiacenze (qualche metro dal piano campagna), scarse variabilità del livello di falda, tempi di risposta agli

input di precipitazione medio-lunghi (Borgatti *et alii*, 2007). La circolazione idrica attiva negli scivolamenti di roccia è quindi tamponata da una soglia di permeabilità al passaggio verso valle con gli scivolamenti di terra.

Queste caratteristiche idrogeologiche, unitamente ai bruschi cambi di pendenza che si hanno al passaggio tra gli scivolamenti di roccia e di terra e che danno luogo ad alte scarpate, rendono questo settore di frana particolarmente suscettibile a generare instabilità, anche con scarse quantità di piogge cumulate nel tempo; al contrario, i meccanismi di instabilità che si hanno nelle zone interne agli scivolamenti di terra necessitano di lunghi periodi di ricarica idrica sotterranea. Questa peculiarità è peraltro confermata in altri fenomeni franosi di questa tipologia nell'Appennino emiliano (Bertolini & Pizzolo, 2006; Borgatti *et alii*, 2006; Ronchetti *et alii*, 2007).

In conclusione, il presente studio ha quindi permesso di valutare gli effetti dell'utilizzo di modelli numerici idrogeologici e geotecnici accoppiati nell'analisi della riattivazione di grandi frane complesse, dipendenti dalla ricarica idrica nel versante, funzione del tempo.

Ringraziamenti

Il presente lavoro rientra nel Progetto PRIN 2005 "Uso integrato di sistemi di monitoraggio per l'analisi di grandi frane a cinematica lenta". Coordinatore scientifico del Programma di Ricerca: S. Moretti, Università di Firenze; Responsabile Scientifico dell'Unità di Ricerca: M. Pellegrini, Università di Modena e Reggio Emilia.

Si ringraziano la Provincia di Modena e in particolare

il dott. Ivano Campagnoli, la Regione Emilia Romagna e in particolare il dott. Enrico Leuratti, per la cooperazione e per i dati messi a disposizione per l'elaborazione e stesura del manoscritto.

Si ringraziano inoltre i Professori Monica Ghirotti e Alessandro Guericchio per la loro critica supervisione e suggerimenti al manoscritto.

Bibliografia

- Almagià R. (1907). Studi geografici sulle frane in Italia. L'Appennino settentrionale e il Preappennino Tosco-Romano. Mem. Soc. Geol. Geogr. It., 13.
- Bertolini G., Pellegrini M. (2001). The landslides of Emilia Apennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994 - 1999 period and required Civil Protection interventions. Quaderni di Geologia Applicata, 8(1), 27-74.
- Bertolini G., Pellegrini M., Tosatti G., (2001) Le frane della Regione Emilia-Romagna, oggetto di interventi di Protezione Civile nel periodo 1994-1999. Quaderni di Geologia Applicata, 8.
- Bertolini G. (2003). Frane e variazioni climatiche nell'Appennino emiliano. Tesi di Dottorato inedita, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, 157 pp.
- Bertolini G., Guida M., Pizziolo M. (2005). Landslide in Emilia Romagna region (Italy): strategies for hazard assessment and risk management. Landslides, 2, 302-312.
- Bertolini G., Pizziolo M. (2006). Le grandi frane dell'Emilia-Romagna: stato dell'arte. Il Geologo dell'Emilia-Romagna. Bollettino Ufficiale d'Informazione dell'Ordine dei Geologi Regione Emilia-Romagna, Anno VI/2006. N. 23, Nuova Serie, 33-44.
- Biavati G., Simoni A. (2006). Analisi numeriche per la valutazione dell'efficacia di sistemi drenanti in versanti argillosi instabili. *Giornale di Geologia Applicata* 4, 101-108.
- Blaney H. F., Criddle, W. D. (1950). Determining Water Requirements in Irrigated Area from Climatological Irrigation Data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Tech. Pap. No. 96, 48 pp.
- Borgatti L., Corsini A., Barbieri M., Sartini G., Truffelli G., Caputo G., Puglisi C. (2006). Large reactivated landslides in weak rock masses: a case study from the Northern Apennines (Italy). *Landslides*, 3, 115-124.
- Borgatti L., Cervi F., Corsini A., Ronchetti F. & Pellegrini M. (2007). Hydro-mechanical mechanisms of landslide reactivation in heterogeneous rock masses of the northern Apennines (Italy). In: Proceedings of the First North American Landslide Conference, Landslides and Society: Integrated Science, Engineering, Management, and Mitigation, Vail, Colo., June 2007, American Society of Civil Engineers.
- Casagli N., Dapporto S., Ibsen M. L., Tofani V., Vannocci P. (2006). Analysis of the landslide triggering mechanism during the storm of 20th-21st November 2000, in Northern Tuscany. *Landslides*, 3, 13-21.
- Celico P. (1993). *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, Napoli.
- Civita M. (2005). *Idrogeologia applicata e ambientale*. Casa Editrice Ambrosiana, Milano.
- Comegna L., Picarelli L., Urcioli G. (2007). The mechanics of mudslides as a cyclic undrained-drained process. *Landslides*, 4(3), 217-232.
- Corsini A., Borgatti L., Pellegrini M., Ronchetti F. (2006). Monitoraggio di grandi frane riattivate e sospese nella valle del Fiume Secchia (Appennino settentrionale). *Giornale di Geologia Applicata*, 2, 35-44.
- Crosta G.B., Dal Negro P. (2003). Observation and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 53-69.
- Cruden D.M., Varnes D.J. (1996). Landslides Types and Processes. In: Turner AK, Schuster RL (eds) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247, National Academy Press, Washington D.C., 36-75.
- Fredlund D.G., Krahn J. (1977). Comparison of slope stability methods of analysis. *Canadian Geotechnical Journal*, 14, 3, 429-439.
- Garberi M.L., Palumbo A., Pizziolo M. (1999). I numeri sulle frane. Open File Report Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli. http://www.regione.emilia-romagna.it/geologia/FRANE_num.HTM.
- Gargini A., Piccinini L., Martelli L., Rosselli S., Bencini A., Messina A., Canuti P. (2006). Idrogeologia delle unità torbiditiche: un modello concettuale derivato dal rilevamento geologico dell'Appennino Tosco-Emiliano e dal monitoraggio ambientale per il tunnel alta velocità ferroviaria Firenze-Bologna. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 125, 293-327.
- Gattinoni P., Scesi L., Francani V. (2005). Tensore di permeabilità e direzione di flusso preferenziale in un ammasso roccioso fratturato. *Quad. di Geologia Applicata*, 12-1.
- Geoslope (2004). *Geostudio tutorials*. Geoslope International Ltd.
- Hoek E., Brown E.T. (1997). *Practical estimates of rock mass strength*. *Int. J. Rock Mech., Mining Sci., Geomechanics Abstracts*, 34(8), 1165-1186.
- Hutchinson J.N. (1986). A sliding-consolidation model for flow slides. *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 115-126.
- Hutchinson J.N., Bhandari R.H. (1971). Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique*, 21, 353-358.
- Hvorslev M.J. (1951). Time lag soil permeability in ground water observation. U.S. Army Corps of Engineers Waterway Exsperim. Stat., Bull. 36, Vicksburg.
- Krahn J. (2004 a). Seepage Modeling with SEEP/W. GEO-SLOPE International Ltd.
- Krahn J. (2004 b). Stability Modeling with SLOPE/W. GEO-SLOPE International Ltd.
- Lee C.H., Farmer I. (1993). *Fluid flow in discontinuous rocks*. Published by Chapman, Hall, London.
- Lollino G., Brunamonte F., Larini G., Malaguti C. (2001). La sperimentazione del sistema inclinometrico automatizzato nel monitoraggio in continuo della frana di Corniglio (Parma) e ricerca di correlazioni significative fra le precipitazioni e la riattivazione del novembre 1994. *Quad. Geol. Appl.*, 8(2), 159-188.
- Malet J. P., Laigle D., Remaitre A., Maquaire O. (2005). Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology*, 66, 215-235.
- Mandrone G., Torta D. (2000). Modello previsionale per l'innescio di frane da scivolamento planare nelle Langhe: monitoraggio del livello della falda e sua correlazione con i dati meteorologici. *Congr. Nat. Geol. Il territorio fragile*, Roma, 7-10 Dicembre 1999.
- Marinos P., Hoek E. (2001). Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 60, 85-92
- Rahardjo H., Lee T.T., Leong E.C. and Bezaur R.B. (2005). Response of a residual soil slope to rainfall. *Canadian Geotech. Journal*, 42, 340-351.
- Ronchetti F., Borgatti L., Cervi F., Lucente C.C., Veneziano M. & Corsini A. (2007). The Valoria landslide reactivation in 2005-2006 (Northern Apennines, Italy). *Landslides*, 4(2), 189-195.

- Sassa K. (1984). The mechanisms starting liquefied landslides and debris flows. Proc 4th Int Symp Landslides, Toronto, 2, 349-354
- Sassa K., Fukuoka H., Wang G., Ishikawa N. (2004). Undrained dynamic - loading ring-shear apparatus and its application to landslide dynamics. *Landslides*, 1, 7-19.
- Scesi P., Papini M., Gattinoni P. (2003). *Geologia Applicata*. Casa Editrice Ambrosiana.
- Simoni A., Berti M. (2007). Transient hydrological response of weathered clay shale and its implications for slope instability. First North American Landslide Conference, Vail, Colorado June 3-8, 2007.
- Soldati M., Borgatti L., Cavallin A., De Amicis M., Frigerio S., Giardino M., Mortara G., Pellegrini G.B., Ravazzi C., Surian N., Tellini C. Con la collaborazione di Alberto W., Albanese D., Chelli A., Corsini A., Marchetti M., Palomba M., Panizza M. (2006). Geomorphological evolution of slopes and climate changes in Northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29(2), 165-183.
- Thornthwaite C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographic Review*, 38, 55-94.
- Varnes D.J. (1978). Slope movement types and processes. In Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds.), TRB, National Research Council, Washington, D.C., 11-33.
- WP/WLI (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. N 47, pp.53-57.