

# Il dissesto idrogeologico in Emilia Romagna: analisi di un tipico movimento franoso in argille strutturalmente complesse (Frana della Maranina, Gaggio Montano - BO)

**Mara Marafioti**

Geologo, Libero Professionista

## 1) INTRODUZIONE

Il territorio della Valle del fiume Reno è caratterizzato da una franosità molto elevata: circa il 90% dei dissesti possono essere classificati come riattivazioni e per quanto i movimenti franosi siano diffusi e frequenti, le condizioni idrauliche che portano all'innescio di tali movimenti non sono di fatto note, nonostante siano uno dei fattori scatenanti più importanti.

Studi recenti inerenti le condizioni idrauliche che portano a rottura un versante (Iverson & Major, 1987; Iverson, 2000) hanno dimostrato che la direzione dei vettori di flusso varia continuamente nel tempo e nello spazio e che la permeabilità dei terreni, così come la pressione interstiziale, non possono essere considerate costanti.

Da questi temi ha preso spunto il lavoro di analisi geologico-tecnica della "Frana della Maranina", situata nel Comune di Gaggio Montano (Bologna), 5 Km a SW di Vergato, (vedi fig. 1, 2) la cui ultima riattivazione importante è datata Febbraio 1996. Scopo princi-

pale del lavoro è stato la ricostruzione delle condizioni idrauliche che hanno portato il versante a rottura, in relazione alle caratteristiche di resistenza dei terreni disponibili.



Figura 2 - Ubicazione area di studio.



Figura 1 - Inquadramento della frana della Maranina (fonte Google Earth).

## 2) INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL SITO

L'alta valle del F. Reno si inserisce in un contesto geologico che risulta caratterizzato dalla presenza di litologie riconducibili al dominio Toscano ed a quello Ligure (Bettelli & Panini, 1987; 1991). Nell'area in esame, affiorano estesamente litotipi appartenenti al Supergruppo del Sambro (Dominio Ligure Esterno); in particolare, il movimento franoso ha coinvolto le *Argille a Palombini della Val Scoltenna* (Cretaceo inf - Cenomaniano), for-

mazione costituita da argille e argilliti strutturalmente complesse di colore grigio scure o nerastre con intercalazioni di strati torbiditici da medi a spessi costituiti da calcilutiti grigie, la formazione si presenta sempre intensamente deformata. Le Argille a Palombini sono meglio conosciute come *Argille Scagliose* o *Argille del Complesso Caotico* (Penta, 1950; Merla, 1951; Bettelli & Panini, 1987; 1991) vedi fig.3 - stralcio carta geologica Regione Emilia Romagna.

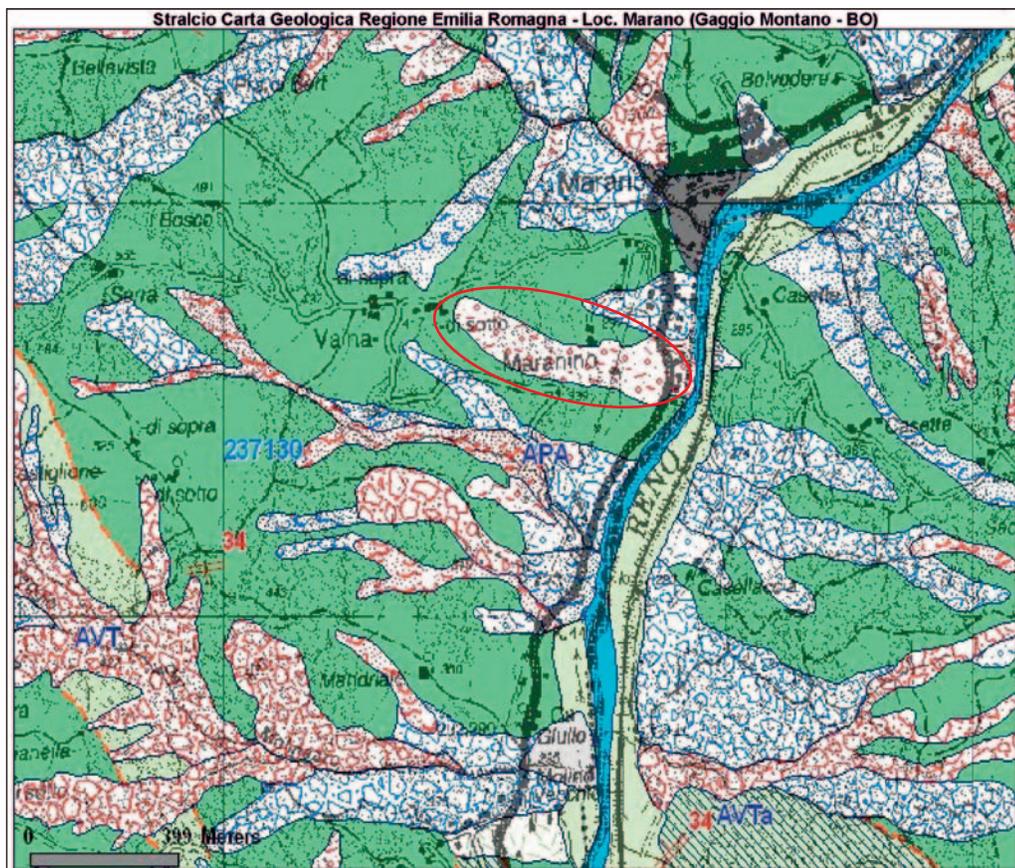


Figura 3 - Stralcio Carta Geologica Regione Emilia Romagna.

### Legenda Formazioni Geologiche presenti nella carta sopra riportata

**AVT – ARGILLE VARIEGATE DI GRIZZANA MORANDI** Argilliti e argille rosso violacee, verdastre, grigio-scure e grigio azzurrognole, con subordinate siltiti grigio-scure o nere manganesifere, in strati sottili o molto sottili e calcilutiti grigio-verdi in strati sottili e medi. Formazione intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento. Pelagiti e torbiditi distali di ambiente di piana abissale. Contatto inferiore non preservato. Potenza fino a 200 m circa. Da: Cenomaniano A: Santoniano superiore

**AVTa - litozona argillitica:**

Argilliti fissili grigio-bluastre, verdi e rossastre, con subordinate arenarie risedimentate grigie, fini e finissime e con siltiti nerastre fratturate. Silicizzazione intensa e diffusa. Deformazione molto intensa con pieghe isoclinali, boudinage e trasposizioni degli strati competenti; assetto complessivo caotico. Localmente sono presenti lembi con scarsa foliazione, parziale preservazione della stratificazione primaria e colore da rosso a grigio.

**APA - ARGILLE A PALOMBINI** Argilliti ed argilliti siltose grigio scure, più raramente verdi, rossastre o grigio-azzurrognole, fissili (nella pelite è spesso presente un clivaggio scaglioso a carattere pervasivo), alternate a calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi, biancastre in superficie alterata, talvolta con base arenitica da fine a grossolana, in strati da medi a spessi (molto spesso discontinui per motivi tettonici) e più rari calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi. Rapporto Argilla/Calcare quasi sempre >1. Frequenti intercalazioni di siltiti ed arenarie torbiditiche fini (talora manganesifere) a tetto pelitico in letti molto sottili e sottili di colore grigio scuro (o beige se alterate) e di calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. La formazione in genere è intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento; gli strati calcilutitici sono spesso "boudinati", a luoghi silicizzati, pervasivamente fratturati e caratterizzati da una fitta rete di vene di calcite, spalmature verdastre sulle superfici di strato e frattura concoide. All'interno della formazione sono talora stati cartografati lembi di ofioliti (of) giurassiche, fino a decametrici, spesso distinte in: breccie ofiolitiche (bo), basalti brecciatati (Bb); gabbri: ga, serpentine: Σ. Sedimentazione pelagica argillosa, intervallata da risedimentazione di fanghi carbonatici. Contatti ovunque tettonici o non affioranti. Potenza geometrica variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri. Da: Cretaceo inf. A: Turoniano.

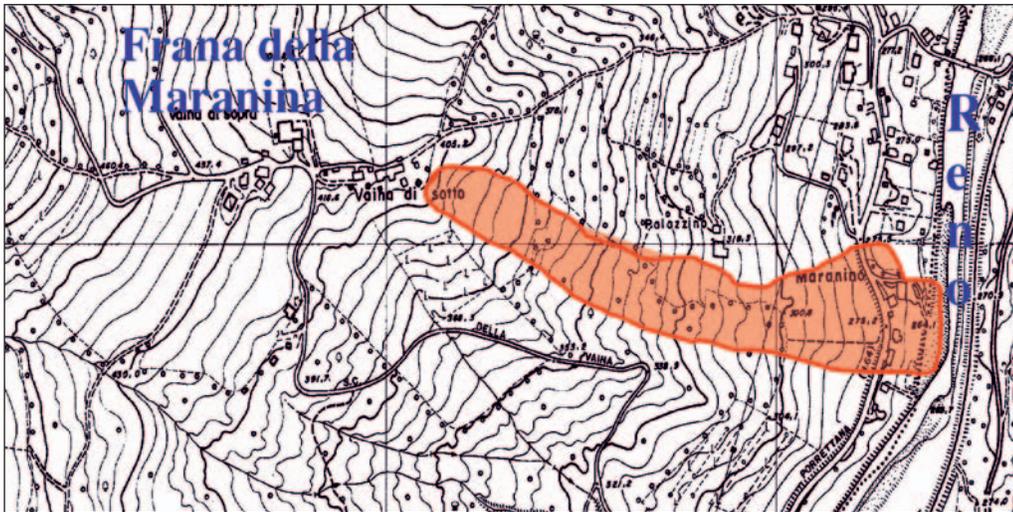


Figura 4 - Perimetrazione Frana della Maranina.

### 3) FRANA DELLA MARANINA: TIPOLOGIA DI DISSESTO ED EVOLUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DEL FENOMENO

#### 3.1) Tipologia di dissesto

La frana della Maranina (fig. 4) è classificabile come frana complessa in terra (Varnes, 1978), caratterizzata da scorrimenti roto-traslativi che evolvono in colata nella parte bassa del versante. Il fenomeno del 1996 è una riattivazione di un vecchio corpo di frana: dal punto di vista morfometrico la frana è caratterizzata da una lunghezza di circa 700 m, una larghezza media di 80 m ed una pendenza media di circa 10°. La profondità media del piano di scorrimento è stata valutata tramite indagini dirette e non, e si attesta intorno ai 6–9 m da piano campagna. Il volume di materiale rimobilizzato nell'evento del 1996 è stato stimato in circa  $5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ . Non ci sono notizie storiche di grandi attivazioni del versante prima del 1996; riattivazioni di piccola entità hanno invece periodicamente interessato la sola parte bassa del versante. Dal ritrovamento di materiale organico in un foro di sondaggio nei pressi del piede della frana è stato possibile datare il materiale costituente il deposito di paleofrana (Carboni et al., 2001). La datazione radiometrica ha consentito di stimare l'età calibrata (confidenza del 95 %) che risulta compresa tra il 1000 d.C. e il 1160 d.C. Questa datazione può essere considerata una conferma per le testimonianze di clima freddo e piovoso che probabilmente sussisteva nell'Appennino Emiliano nel periodo compreso tra il IX° e il XII° secolo (Almagià, 1907; Veggiani, 1986).

#### 3.2) Evoluzione spazio-temporale del fenomeno

L'1 febbraio del 1996, dopo un periodo di intense precipitazioni, sia a carattere piovoso che nevoso, si osservarono i primi segni di movimento nella porzione alta della frana quiescente.

La rottura iniziale si propagò da monte verso valle con evo-

luzione molto rapida, e nel giro di soli 6 giorni portò all'instabilità dell'intero versante. Il 7 febbraio l'area in frana si estendeva da Vaina di Sotto (405 m s.l.m.) al fondo valle (260 m s.l.m.).

L'evoluzione spazio temporale del fenomeno è stata seguita fin dai primi giorni dai tecnici della Comunità Montana Alta e Media Valle del Reno e le informazioni raccolte hanno permesso di ricostruire con buon dettaglio l'intero processo di riattivazione (vedi fig. 5).

Il quadro evolutivo che emerge da tali informazioni (fig. 5) e dai dati complessivamente raccolti a fine lavoro può, essere schematizzato nei seguenti punti (le quote altimetriche riportate in seguito sono tutte relative al livello del mare):

- 01/02/1996: innesco del movimento franoso. In questo primo giorno è stata coinvolta la parte più alta del versante: la nicchia si è sviluppata a quota 403 m e la quota di uscita del piede è di 295 m. La lunghezza di questo primo movimento raggiunge i 500 m per una larghezza di 75 – 50 m.
- 02/02/1996: il movimento ha interessato porzioni laterali al materiale coinvolto il giorno precedente, da quota 345 m a quota 300 m sul lato nord e da quota 335 m a quota 285 m sul lato sud. Il fenomeno è progredito verso valle fino a quota 285.
- 03/02/1996: è stato coinvolto nuovo materiale verso nord, da quota 332 m fino a quota 300 m, arrivando ad affiancare uno degli edifici della località Palazzino. Anche verso valle è stato coinvolto nuovo materiale fino ad arrivare a quota 280 m, a poca distanza dalla S.S. 64 Porrettana.
- 04/02/1996: il fenomeno, coinvolgendo nuovo materiale a valle, arriva a ridosso della S.S. 64 Porrettana, senza provocarle nessun danno.
- 05/02/1996: il movimento franoso giunge a valle fino al F. Reno, restringendo il suo corso. Quest'ultimo movimento interessa inoltre la S.S. 64 Porrettana e quattro edifici ubicati nelle vicinanze del F. Reno. Il fronte del piede a questo punto è largo circa 100 m.

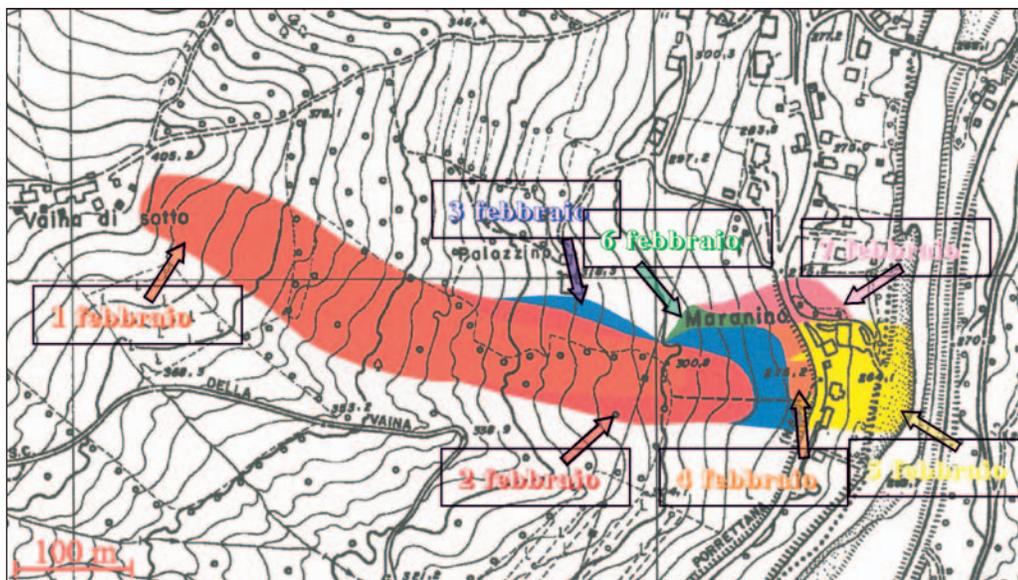


Figura 5 - Evoluzione spazio-temporale del dissesto.

- 06/02/1996: il fenomeno evolve in direzione nord, tra quota 300 m e quota 280 m.
- 07/02/1996: nell'ultimo giorno di movimento si ha un ulteriore ampliamento del piede della frana a valle della porzione coinvolta il giorno precedente.

L'evento ha comportato la distruzione della sede stradale SS 64 Porrettana per una lunghezza di circa 200 m, l'interruzione della dorsale di media pressione del metanodotto che alimenta l'area urbana di Porretta Terme, di cavi telefonici, di una linea elettrica di 15 KV, il crollo di 5 fabbricati.

I primi lavori di monitoraggio proposti dai tecnici della

Comunità Montana Alte e Media Valle del Reno, hanno comportato la realizzazione di sondaggi meccanici con prelievo di campioni e la posa in opera di tubi inclinometrici e piezometrici per i monitoraggi post evento, sono state inoltre condotte indagini sismiche e geoelettriche.

#### 4) INDAGINI IN SITO E CARATTERISTICHE FISICO-MECCANICHE DEI TERRENI INTERESSATI DAL DISSESTO

La successione stratigrafica locale è stata ricostruita tramite un elevato numero di indagini geognostiche.

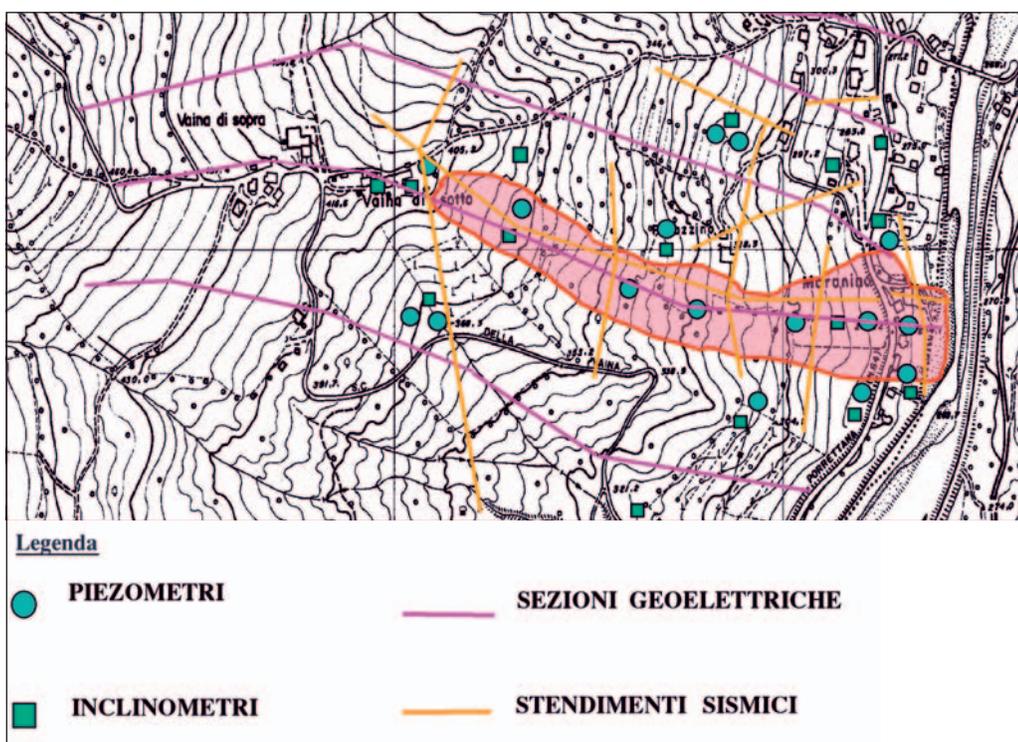


Figura 6 - Ubicazione delle indagini in sito realizzate.

**Tabella 1 - Proprietà dei materiali in esame**

sondaggio	campione	prof.camp.	coltre/ substrato	Wn	$\gamma$	Sr
		(m)		%	kN/m <sup>3</sup>	%
4	1	-2,5 / -3	coltre	21,85	19,8	96,01
7	2	-1,6 / -2,1	coltre	14,03	21,5	93,81
7	3	-2,8 / -3,3	coltre	18,8	21,1	99,8
7	4	-5,6 / -5,8	coltre	9,92	22,7	94,38
11	5	-2,2 / -2,5	coltre	17,21	20,8	99,47
17	6	-12,1/-12,6	coltre	18,4	21,0	99,26

Le indagini sono consistite in sondaggi meccanici e prospezioni geofisiche che hanno interessato sia il corpo di frana che le zone immediatamente adiacenti. Nei fori di sondaggio sono stati successivamente installati piezometri e inclinometri per il monitoraggio strumentale del fenomeno franoso. I dati derivanti dai piezometri relativi a due periodi di monitoraggio saranno analizzati in maniera dettagliata nel prossimo capitolo.

In fig. 6 si riporta uno stralcio di carta topografica con cartografa la frana in esame e l'ubicazione delle indagini eseguite.

Le caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni sono state determinate sui campioni prelevati in quattro fori di sondaggio.

Di seguito si riportano alcune tabelle riassuntive per i principali parametri geotecnici determinati.

Contrariamente a quanto ci si potrebbe aspettare le percentuali di argilla dei vari campioni sono estremamente variabili; questo fatto può essere relazionata alla struttura e composizione caratteristica delle Argille a Palombini.

Infatti le scaglie che caratterizzano questi materiali se non sono vengono opportunamente frantumate durante la preparazione del campione possono falsare i risultati del contenuto in argilla e renderli, come successo anche in altri lavori (A.G.I., 1985; D'Elia et al.,1998; Marinelli, 2000), molto variabili.

I risultati relativi ai limiti di Atterberg concordano con quanto riportato in letteratura per terreni di questo tipo-

**Tabella 2 - Percentuali di sabbia, limo ed argilla dei vari campioni**

sondaggio	campione	prof.camp. (m)	sabbia %	limo %	argilla %
4	1	-2,5 / -3	19,5	29,2	35,2
7	2	-1,6 / -2,1	57,4	14,8	8,9
7	3	-2,8 / -3,3	30,2	40,8	22,1
7	4	-5,6 / -5,8	36,4	37,9	14,3
11	5	-2,2 / -2,5	13,6	38,8	41,9
17	6	-12,1/-12,6	28,9	34,8	27,1

**Tabella 3 - Valori di LL, LP ed indice plastico di ogni campione**

sondaggio	campione	prof.camp. (m)	LL %	LP %	IP %
4	1	-2,5 / -3	45	26	19
7	2	-1,6 / -2,1	33	21	12
7	3	-2,8 / -3,3	30	19	11
7	4	-5,6 / -5,8	35	19	16
11	5	-2,2 / -2,5	43	25	18
17	6	-12,1/-12,6	32	21	11

logia (A.G.I., 1985). La variabilità di  $\phi'_r$  può essere attribuita alla complessità litologica e strutturale del materiale in esame ed alle difficoltà di disaggregazione del campione rimaneggiato.

**Tabella 4 - Valori dei parametri c (coesione) e  $\phi$  (angolo di attrito) di picco e residui**

sondaggio	campione	prof.camp.	$\phi'$ picco	coesione di picco	$\phi'$ residuo	coesione residua
		(m)	°	kN/m <sup>2</sup>	°	kN/m <sup>2</sup>
4	1	-2,5 / -3	22,1	14,9	14,6	12,6
7	2	-1,6 / -2,1	23,8	2,1	16	6,0
7	3	-2,8 / -3,3	16,7	6,1	11,1	7,7
7	4	-5,6 / -5,8	16,3	14,3	11,6	16,6
11	5	-2,2 / -2,5	13,9	30,8	10,6	12,8
17	6	-12,1/-12,6	19,2	27,2	14,6	15,1

### 5) ANALISI DELLE CONDIZIONI IDRAULICHE

La rete di piezometri installati nel corso delle varie campagne geognostiche ha permesso di ricostruire le condizioni idrauliche del versante, relative ai periodi Novembre 1996 – Ottobre 1997 e Marzo – Ottobre 2001. Il confronto tra i dati relativi ai due periodi e l'analisi in particolare dei dati piezometrici relativi all'intervallo Novembre 1996 – Ottobre 1997 hanno permesso di stimare le condizioni idrauliche che hanno portato a rottura il versante.

Come è noto, il valore delle pressioni interstiziali dipende dallo spessore della falda ( $Z_w$ ) e dall'orientazione delle linee di flusso (Nash, 1987) e tramite la verifica delle condizioni idrauliche si cerca proprio di determinare l'orientazione dei vettori di flusso, basando l'analisi su dati reali. Di seguito si riportano due grafici relativi al livello di falda di ogni piezometro per i periodi sopra citati.

Analizzando l'andamento del livello piezometrico di ogni piezometro, per tutti e due i periodi, non è possibile individuare un livello di falda comune a tutti i piezometri. Una spiegazione possibile di tale andamento è che la distribuzione delle pressioni dell'acqua non sia idrostatica. Infatti, è solo nel caso di distribuzione idrostatica delle pressioni dell'acqua che piezometri installati a diverse profondità forniscono lo stesso livello di falda. Nel caso sia presente un moto di filtrazione piezometri installati a diverse profondità anche lungo la stessa verticale forniscono altezze dell'acqua differenti.

Per prima cosa è stato determinato il valore medio di pressione ( $u = h_w \times \gamma_w$ ) per ogni piezometro per il periodo Novembre 1996 – Ottobre 1997 e messo in

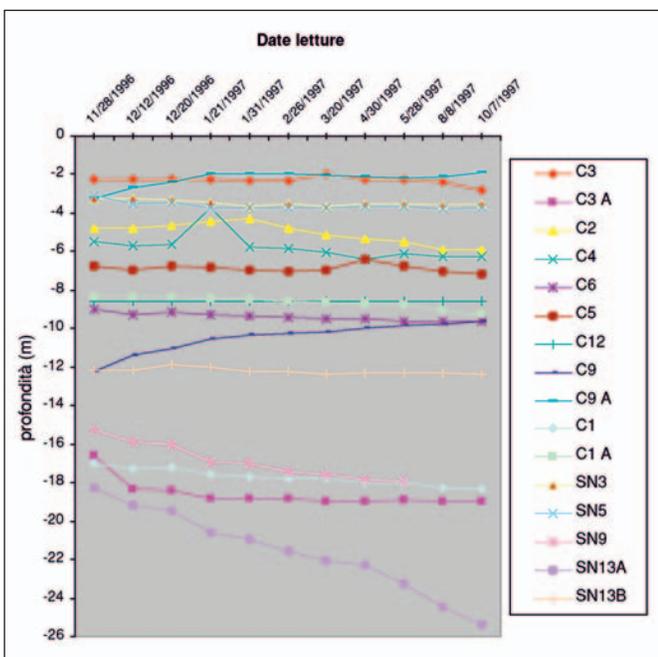


Figura 7 – Andamento del livello di falda 1996-1997.

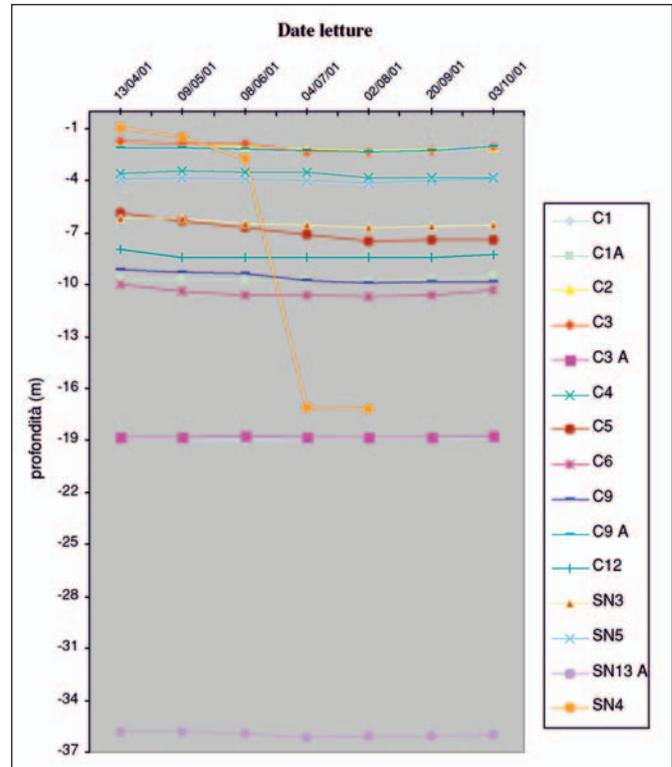


Figura 8 – Andamento del livello di falda 2001.

**Tabella 5 – Valori di pressione in relazione alla profondità della cella piezometrica**

Piezometro	u (Kpa)	Prof. cella piezometrica (m)
C1	172	-19,0
C1A	84	-11,0
C2	49	-7,9
C3	182	-19,0
C3A	23	-4,1
C4	56	-6,4
C5	67	-7,8
C6	92	-10,8
C9	102	-20,0
C9A	21	-8,0
C12	84	-8,6
SN3	34	-7,0
SN5	35	-7,0
SN9	165	-24,0
SN13A	209	-37,1
SN13B	120	-14,0

relazione alla profondità della cella piezometrica (vedi tabella 5). Si è poi costruito un grafico con in ascissa i valori di pressione  $u$  (kPa) ed in ordinata i valori di profondità della cella piezometrica (m), (fig. 9). Inserendo la regressione dei punti del grafico si è visto che questa intercetta l'asse delle profondità a circa  $-1.0$  m rispetto al piano campagna (ovvero che la falda è posizionata poco al di sotto del piano cam-

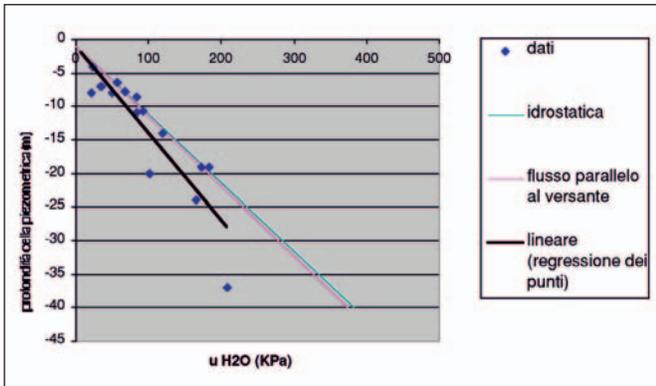


Figura 9 – Andamento dei valori di pressione in relazione alla profondità della cella piezometrica.

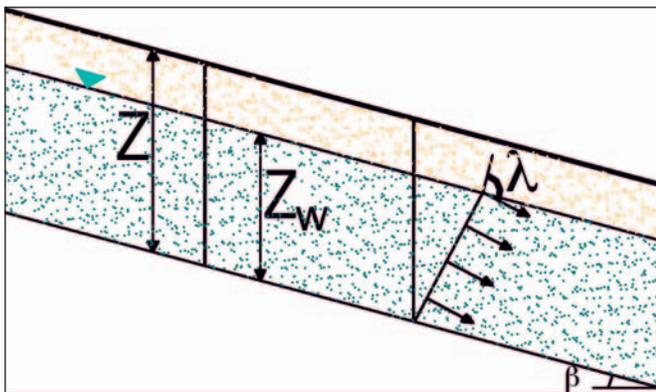


Figura 10 - Schematizzazione dell'orientazione dei vettori di flusso ( $\gamma_d$  = peso di volume del terreno secco  $[kN/m^3]$ ;  $\gamma_s$  = peso di volume del terreno saturo  $[kN/m^3]$ ;  $Z$  = profondità della superficie di scorrimento  $[m]$ ;  $Z_w$  = spessore della falda  $[m]$ ;  $\lambda$  = angolo formato tra la direzione dei vettori di flusso e la normale alla superficie di falda  $[^\circ]$ ;  $\beta$  = inclinazione del pendio  $[^\circ]$ ).

pagna) ma che l'andamento della pressione interstiziale non è idrostatico.

La linea azzurra infatti rappresenta il caso di andamento idrostatico della pressione; si nota chiaramente come essa si discosti dalla linea di tendenza dei valori misurati. Questo indica che la situazione è piuttosto complessa (e probabilmente complicata da errori sperimentali), ma certamente non si è autorizzati a considerare come perfettamente idrostatica la pressione dell'acqua che agisce sulla superficie di scorrimento.

Con l'ipotesi di flusso parallelo al pendio:

$$u = Z_w \times \gamma_w \times \cos^2 \beta \quad (1)$$

con  $\beta$  angolo medio di pendio che in specifico vale mediamente  $9^\circ$ , la pressione che si determina a  $-40.0m$  di profondità è minore dell'idrostatica alla stessa profondità, ma ancora non è abbastanza bassa da avvicinarsi alla linea di tendenza dei punti misurati. Valori di pressione sensibilmente inferiori a quelli idrostatici e a quelli previsti da un flusso parallelo al versante, si possono avere nel caso di filtra-

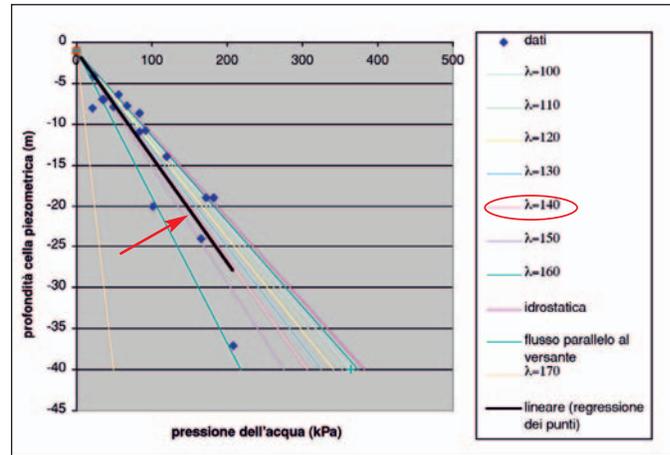


Figura 11 - Punti misurati e linee di tendenza che esprimono  $u$  per differenti valori di  $\lambda$ .

zione dell'acqua diretta verso il basso o, in ogni caso, con vettori di flusso caratterizzati da una componente verso l'interno del versante. La relazione (1), infatti, è solamente un caso particolare di una relazione più generale che fornisce i valori di pressione  $u$  in funzione della posizione della falda e della direzione dei vettori di flusso:

$$u = Z_w \times \gamma_w \times [1 - ((\tan(\lambda + \beta - 90)) / (\tan(90 - \beta) + \tan(\lambda + \beta - 90)))] \quad (2)$$

dove:

$Z_w$  = spessore della falda (m);

$\gamma_w$  = peso di volume dell'acqua ( $kN/m^3$ );

$\beta$  = angolo medio di pendio;

$\lambda$  = angolo formato tra la direzione dei vettori di flusso e la normale alla superficie di falda (parallela alla superficie di scorrimento e al piano campagna).

Come si può notare dalla relazione (2), all'aumentare di  $\lambda$  (flusso progressivamente diretto verso il basso) il valore di pressione interstiziale  $u$  ad una certa profondità (a parità di  $Z_w$ ) diminuisce.

Al fine di valutare le possibili direzioni dei vettori di flusso nel caso in esame si sono presi in considerazione diversi valori di  $\lambda$  e si è visto che **il valore di pressione relativo alla linea di tendenza dei valori misurati è ben approssimato da  $\lambda = 140^\circ$ , cioè da un flusso diretto verso il basso di circa  $50^\circ$  rispetto al versante (fig. 11)**. Alcuni dei punti misurati si collocano addirittura sulla linea teorica di  $\lambda = 160^\circ$  (flusso fortemente diretto verso il basso) ma le incertezze connesse alla misure piezometriche consigliano di considerare questo risultato con grande cautela.

Il fatto che il flusso abbia probabilmente una componente verso il basso fa sì che, ad una certa profondità, la pressione dell'acqua sia minore di quella idrostatica.

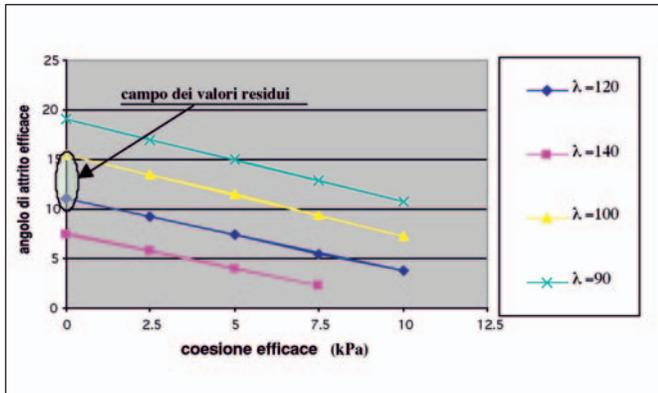


Figura 12 - Parametri di resistenza relativi ai diversi valori di  $\lambda$  ( $\lambda = 90^\circ$  rappresenta il caso di flusso parallelo al versante).

## 6) VALUTAZIONE DELLE CONDIZIONI IDRAULICHE A ROTTURA

Una volta verificato che l'andamento delle pressioni dell'acqua nel sottosuolo non è di tipo idrostatico, ma che esiste un moto di filtrazione verso il basso ( $\lambda = 140^\circ$ ), si può stimare il valore di  $\lambda$  al momento dell'innesco della frana.

Questo valore ci permetterà di stabilire se le pressioni dell'acqua erano effettivamente minori di quelle idrostatiche.

Tramite un'analisi di stabilità all'equilibrio limite si sono determinate 5 coppie di valori  $c'-\phi'$  che danno fattore di sicurezza  $F = 1$  per i diversi valori di  $\lambda$ .

E' stato preso in considerazione anche il caso di flusso parallelo al versante.

Come si può vedere le coppie di valori  $c'-\phi'$  relative ai casi di  $\lambda = 100^\circ-120^\circ$ , sono quelle che ricadono nel campo dei valori di resistenza residua, valori compatibili e caratteristici dei materiali analizzati.

## 7) CONCLUSIONI

Il presente lavoro ha riguardato lo studio dettagliato di un dissesto, "Frana della Maranina", situato nell'Alto Appennino Bolognese (comune di Gaggio Montano), dissesto che rappresenta una tipologia di movimento molto frequente.

Scopo principale del lavoro è stato quello di definire le condizioni idrauliche che hanno portato a rottura il versante nel febbraio 1996.

Probabilmente pur considerando possibili imprecisioni verificatosi nelle analisi, le condizioni idrauliche che meglio rappresentano quelle verificatosi al momento della rottura del versante sono quelle descritte da un moto di filtrazione dell'acqua diretto verso il basso, rispetto alla superficie di falda di  $10-30^\circ$  ( $\lambda = 100^\circ-120^\circ$ ).

Come si può notare dalla figura 12, i valori dei parametri di resistenza al taglio relativi al caso di flusso

parallelo al versante ( $\lambda = 90^\circ$ ), invece, si discostano abbastanza dal campo dei valori residui, e quindi un flusso parallelo al versante non rappresenta la condizione idraulica al momento della rottura del versante.

In definitiva, si può ipotizzare che la riattivazione del febbraio 1996 non sia avvenuta semplicemente per innalzamento di una falda freatica con flusso parallelo al versante, ma per una variazione nella direzione dei vettori di flusso (da  $\lambda = 140^\circ$  a  $\lambda = 100^\circ-120^\circ$ ) conseguentemente ad un periodo di intense precipitazioni.

Si può quindi concludere che uno dei fattori più importanti per l'innesco dei fenomeni franosi sia la circolazione idrica subsuperficiale e che quindi il monitoraggio idrogeologico sperimentale debba essere la base degli studi sulla stabilità dei versanti.

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- A.G.I. (Associazione Geotecnica Italiana) (1985) – Geotechnical engineering in Italy. Edizione Italiana.
- Almagià R. (1907) – Studi Geografici sopra le frane in Italia. Mem. Soc. Geogr. It., vol. 13-I°, 342 pp., Roma.
- Carboni R., Catani F., Iotti A., Monti L. (2001) – La frana di Marano (Gaggio Montano, Appennino Bolognese) del febbraio 1996. Quaderni di Geologia Applicata, 8-1.
- D'Elia B., Piccarelli L., Leroueil S., Vaunat J. (1998) – Caratterizzazione geotecnica dei movimenti franosi in terreni strutturalmente complessi ed in argille consistenti giuntate. Rivista Italiana di Geotecnica, vol. 3, pp. 33-48.
- Iverson M.R., Mayor J.J. (1987) – Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, north western California: Physical interpretation of empirical relations. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 99, pp. 579-594.
- Iverson M.R. (2000) – Landslide triggering by rain infiltration. Water Resour. Res., vol. 36, n. 7, pp. 1897-1910.
- Marinelli M. (2000) – Analisi geologico-tecnica della frana di Osteria (Appennino Bolognese). Tesi di laurea inedita.
- Merla G. (1951) – Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., vol. 70, cap. III.
- Nash D. (1987) – A comparative review of limit equilibrium methods of stability analysis. In: "Slope Stability", Anderson M.G. & Richards K.S. eds., John Wiley & Sons, pp. 11-75.
- Penta F. (1950) – Sulle Argille Scagliose. Atti 42° Riunione Soc. It. Progr. Sc. 1949, Roma, 1950.
- Varnes D.J. (1978) – Slope movements types and processes. In: "Landslides: Analysis and Control". Transportation Research Board. Nat. Ac. of Sc., Special Report 176, pp. 11- 33.
- Veggiani A. (1986) – Le fluttuazioni del clima dal XVIII al XX secolo. I cicli di Bruckner. Torricelliana, vol. 37, pp. 107-159, Bologna.