

I MOVIMENTI FRANOSI DI CASTEL DELL'ALPI

C. ELMI*

L'alta valle del T. Savena e l'abitato di Castel dell'Alpi sono stati colpiti da grandi eventi franosi che alternandosi dagli opposti versanti si sono ripetuti con ritmicità di circa quarant'anni. Il processo è attivato periodicamente dall'incisione e dallo scalzamento operato dal corso d'acqua al piede del versante. Come conseguenza delle frane si ha la formazione di laghi di sbarramento, di durata relativamente breve sia per fenomeni di interrimento sia per l'incisione della soglia. Le indagini svolte hanno riguardato la ricostruzione storica degli eventi franosi, della geometria e delle condizioni attuali di stabilità delle frane più recenti, nonché la previsione dei tempi di interrimento del lago formatosi a seguito della frana del 1951.

1. PREMESSA

La zona di Castel dell'Alpi, situata nell'alto bacino del T. Savena in provincia di Bologna, è stata più volte colpita da grandi frane che muovendo alternatamente da un versante e dall'altro, con un ritmo abbastanza regolare di circa 40 anni, hanno interrotto il corso del torrente e formato laghi di sbarramento più o meno effimeri. L'ultimo evento si è verificato nel febbraio 1951 e la configurazione odierna dei luoghi è sostanzialmente quella che risale a tale data, salvo cambiamenti marginali, per lo più di carattere antropico (Fig. 1). La località, ai sensi della legge 445 del 1908, è compresa nell'elenco degli abitati da consolidare, con decreto n. 1982 del 30/11/1933.

Gli studi e le analisi qui sviluppati fanno riferimento ai movimenti franosi, alla ricostruzione degli eventi ed al controllo delle condizioni attuali; riguardano inoltre i problemi dell'invaso lacustre, la cui conservazione riveste un non minore interesse dal punto di vista della sicurezza dell'abitato e dei caratteri ambientali.

* Prof. Associato di Geologia – Fac. di Ingegneria. Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna. U.O. 2. 11.

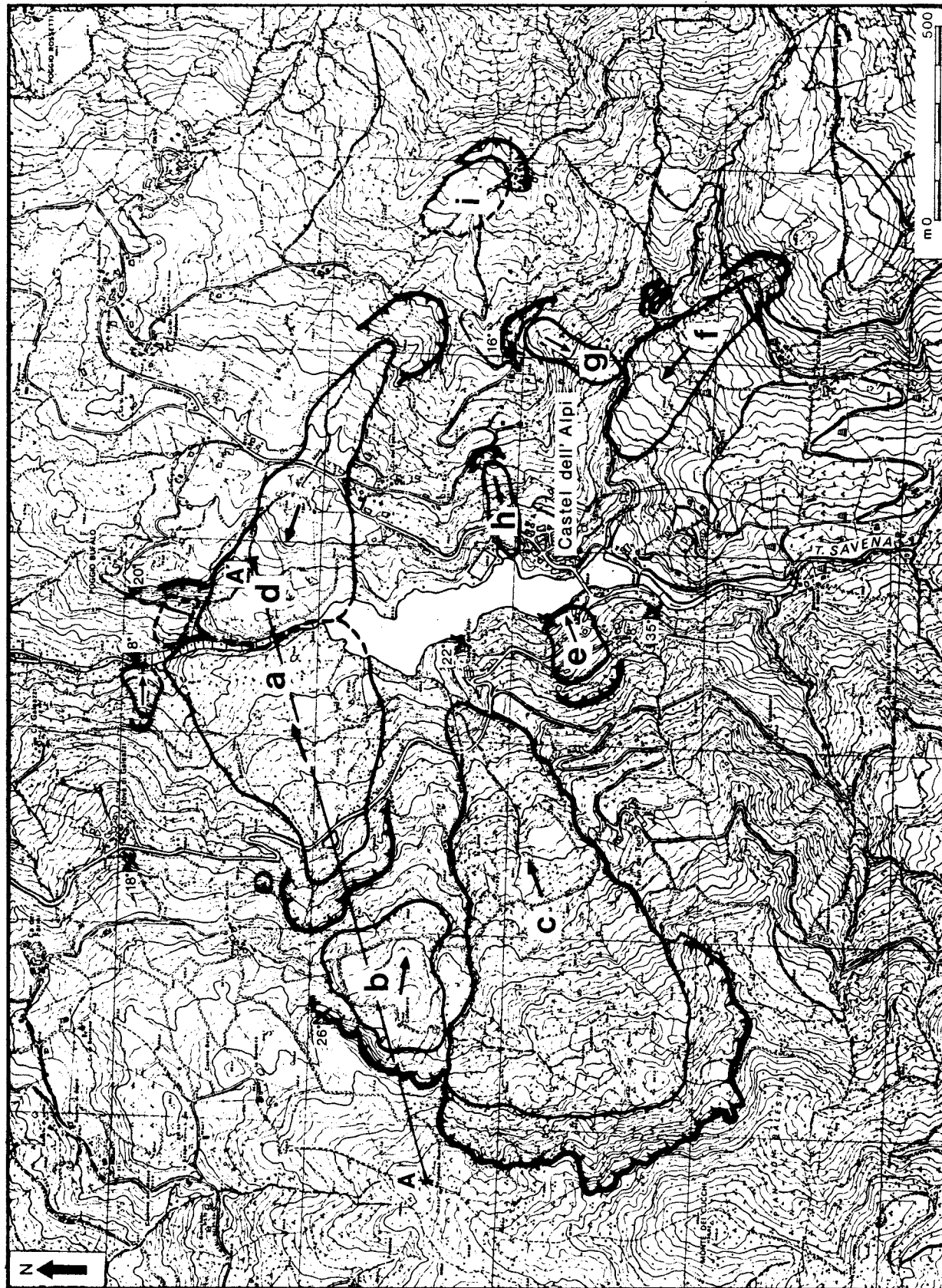


Fig. 1. Planimetria generale dell'area di Castel dell'Alpi; a, b, c: frane del 1895-1909; d: frana del 1870; e - i: altre frane di età non nota. A-A': traccia della sezione di fig. 6.

2. SUCCESSIONE DEGLI EVENTI FRANOSI

Dati i rapporti complessi che intercorrono tra i diversi eventi, una necessaria premessa all'analisi geologica e geomorfologica dell'area è la loro ricostruzione storica e ciò sia per la individuazione delle cause dei dissesti, sia per la progettazione degli interventi di sistemazione.

In una Pianta del Dipartimento del Reno (CANTONI, 1799) compare l'indicazione dell'esistenza di un lago presso Castel dell'Alpi, creato da una frana staccatasi dal versante sinistro del T. Savena.

I dati geomorfologici rilevabili dalla cartografia attuale mostrano un grande accumulo di frana in destra (contiguo al macereto di una frana più recente) che è con ogni evidenza anteriore al 1870, ossia al primo dissesto di cui si hanno notizie più ampiamente documentate. Questo è avvenuto sul versante sinistro nel gennaio del 1870, in un'area all'incirca coincidente con la frana recente del 1951 (v. frana «a» di Fig. 1). L'area coinvolta misurava circa 500 m di larghezza; il lago formatosi in conseguenza dell'ostruzione del corso fluviale era lungo circa 1 km, largo 400 m ed aveva la profondità massima di 30 m. Il lago scomparve definitivamente dopo 23 anni, nel 1893, a seguito di una grande piena del Savena, anche se già in precedenza si era ridotto notevolmente sia per il forte trasporto solido del torrente, sia soprattutto per la sopravvenuta incisione del corpo di frana. Di tale lago si ha documentazione cartografica nel rilievo dell'I.G.M. del 1884 (Fig. 2).

Dopo solo due anni, nel 1895, si produsse sul versante opposto, ossia in destra, in posizione simmetrica rispetto alla frana del 1870, un nuovo movimento franoso, che investì diverse borgate (Fig. 1, lettera d). L'area coinvolta misurava 850 m di lunghezza e 350 m di larghezza; il materiale franato non raggiunse il fondo valle.

Nel 1909, sempre sul versante destro, si ebbe una ripresa del movimento, che sembra aver coinvolto un'area più vasta della precedente frana del 1895, ossia più di 1 km di lunghezza e 500 m di larghezza. Si formò un lago che in alcuni punti raggiunse una larghezza di 200-300 m e una profondità di 15 m. La sua esistenza fu di soli tre anni, e non ne resta alcuna documentazione cartografica. Le due frane ora citate e cioè la frana sul versante sinistro del 1870 e la frana in destra del 1895-1909 sono invece riconoscibili nel rilievo IGM 1/25000 del 1934 (Fig. 3).

L'ultimo evento franoso è avvenuto, come detto, nel febbraio del 1951 sul versante sinistro. Le cronache del tempo parlano di diversi segni premonitori che si ebbero nel settembre del 1950: fessure nel terreno, vibrazioni di tipo sismico, scomparsa di sorgenti, ecc. Le misure pluviometriche riportano per il mese di gennaio 1951 una piovosità particolarmente elevata, tre volte superiore alla media del ventennio precedente; le punte massime si hanno alla data del

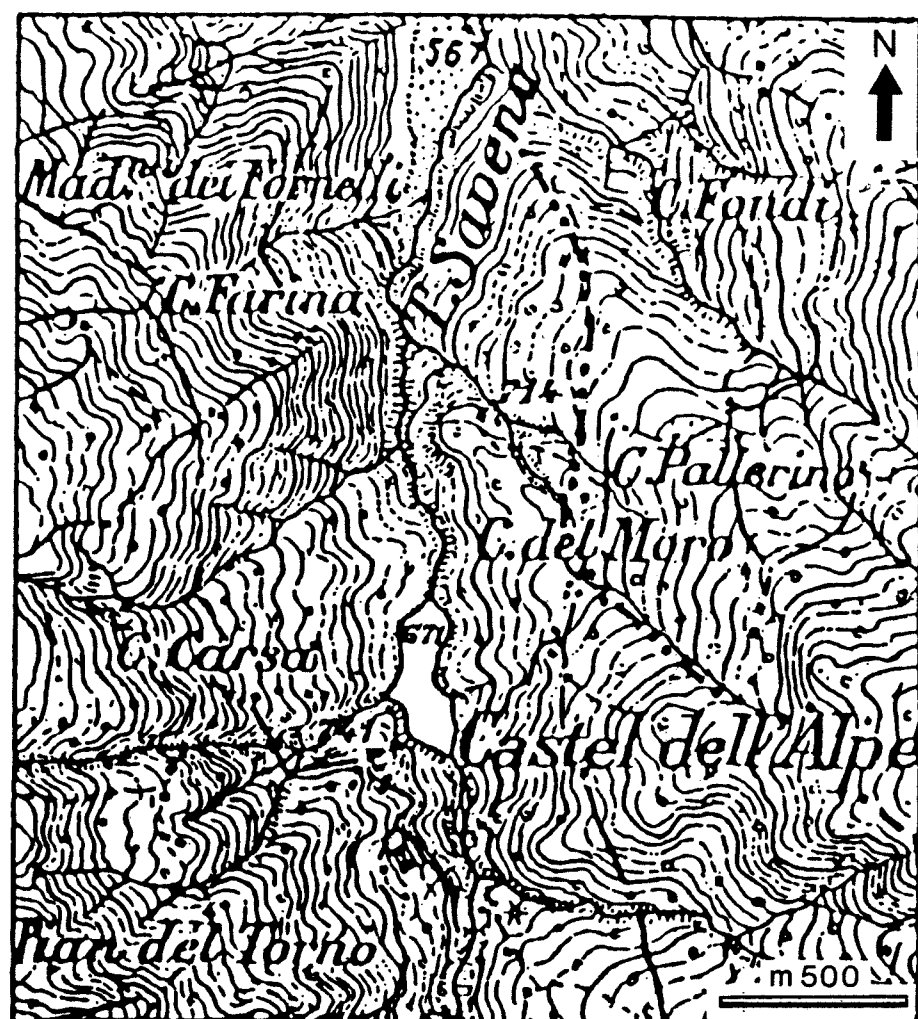


Fig. 2. Rilievo IGM del 1884, con i resti del lago prodotto dalla frana del 1870.

5 febbraio e le precipitazioni sono prolungate e praticamente ininterrotte per oltre due settimane.

Inizialmente il movimento fu molto lento, con una velocità stimata di circa 5-10 cm al giorno, fino a 20 m/giorno alla fine del mese di febbraio. Al termine del movimento, l'accumulo di frana raggiunse l'alveo del Savena e ne ostruì il corso; venne così a formarsi un laghetto delle dimensioni iniziali di 150 m di lunghezza e 40 m di larghezza. Il movimento continuò per tutto il mese di marzo, con spostamenti di pochi centimetri al giorno. Quando si arrestò completamente, si era formato un lago di oltre 900 m di lunghezza, che giungeva sino alla quota 695. Successivamente il torrente incise la diga naturale ed il livello del lago si abbassò di circa 2 m. Gli interventi di sistemazione posti in atto sul corpo di frana hanno arrestato il processo di incisione della diga e non si sono più registrate modificazioni di rilievo nel versante.

Il dissesto, formato in realtà da tre movimenti franosi arealmente distinti anche

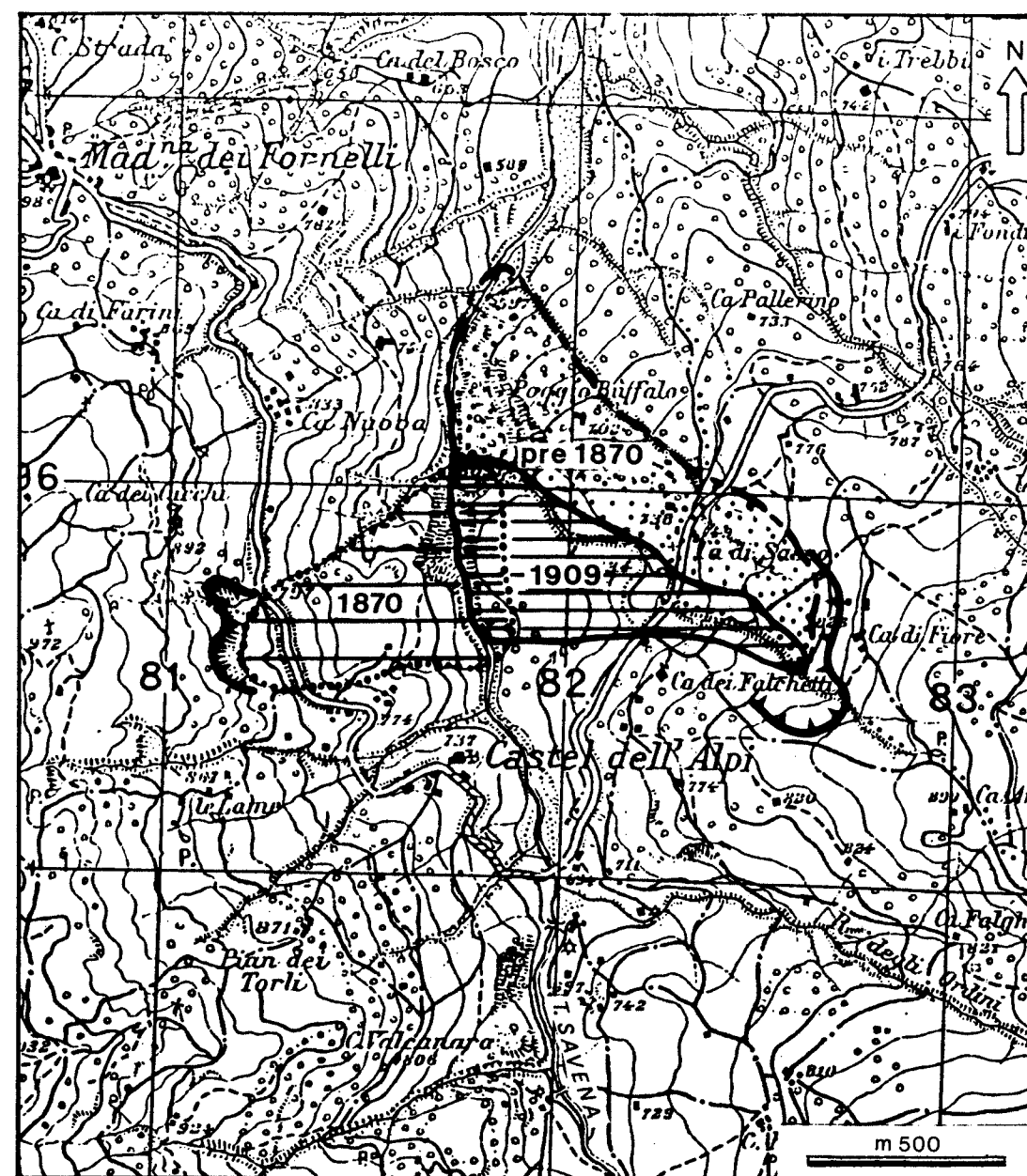


Fig. 3. Rilievo IGM del 1934 con ubicazione delle frane del 1909, del 1870 e, con limiti approssimati, di una frana di età non nota, forse della prima metà del secolo scorso.

se contemporanei (Fig. 1), ha coinvolto un'area di forma subtriangolare, con un fronte di circa 500 m lungo il letto del Savena e una lunghezza di circa 1500 m. Cronologicamente quindi la successione degli eventi è stata:

- frana in destra, non documentata, di età posteriore al 1799 e anteriore al 1870;
- frana 1870, in sinistra con spostamento dell'alveo in destra;
- incisione del nuovo alveo e scalzamento al piede del versante destro;
- frana del versante destro nel 1895, con ripresa nel 1909 e spostamento del fiume in sinistra;

- incisione dell'accumulo della paleofrana del 1870 e scalzamento al piede del versante sinistro;
- nuova frana del versante sinistro (1951), con spostamento dell'alveo verso il versante destro e parziale incisione dell'accumulo di frana.

Dalla successione degli eventi citati, si rileva che le frane si sono staccate alternatamente dai due versanti opposti, come conseguenza dell'incisione completa da parte del torrente della frana precedente. Le frane hanno prodotto ogni volta laghi di sbarramento simili per dimensioni e in parte per ubicazione a quello attuale, la cui durata è sempre stata piuttosto breve per la mancanza di opere di sistemazione del corpo di frana e dell'alveo del torrente.

3. ASPETTI GEOLOGICI

Nell'alto bacino del T. Savena in cui sono posti il lago e le frane di Castel dell'Alpi, sono presenti le seguenti unità litostratigrafiche, qui di seguito descritte (Fig. 4):

- **Complesso caotico (ce).** È rappresentato da terreni eterogenei prevalentemente argillosi, noti con il termine di «argille scagliose», caratteristicamente formate da argilliti grigio-nerastre, spesso laminate, per lo più in assetto caotico, inglobanti frammenti, lembi o zolle anche notevolmente estese di calcari, arenarie, marne e ofioliti.
- **Formazione di Monghidoro (Mn).** È costituita da un flysch marnoso-arenaceo-calcareo, ossia da arenarie quarzoso-micacee ad abbondante matrice siltoso-argillosa ed a cemento carbonatico, talora da calcareniti, alternate ad argilliti e marne siltose, che talora passano a calcilutiti. La stratificazione è netta e regolare. Affiora in posizione rovesciata in una vasta zona tra lo spartiacque appenninico e Monghidoro, geometricamente sovrapposta ai terreni caotici eterogenei «ce».

Entrambe le unità sopra descritte sono comprese nel cosiddetto «Complesso ligure». Per quanto riguarda l'assetto tettonico generale, i terreni del complesso caotico (ce) presentano una fittissima laminazione di origine meccanica e un elevato grado di caoticità che rende complessa la ricostruzione strutturale. Nella formazione di Monghidoro (Mn) sono presenti motivi strutturali molto articolati, quali l'irregolarità delle giaciture, la posizione rovesciata degli strati e soprattutto l'accentuata fratturazione con faglie e diaclasi molto ravvicinate e frequenti: tutto ciò è legato alla sua posizione «alloctona» ossia alla lunga traslazione subita nell'ambito della coltre di ricoprimento tettonico in cui è compresa.

Il bacino imbrifero sotteso al lago di Castel dell'Alpi è compreso per larga estensione nella Formazione di Monghidoro e in minor parte nei terreni caotici eterogenei. Questi ultimi affiorano in una lingua stretta e allungata, a monte del

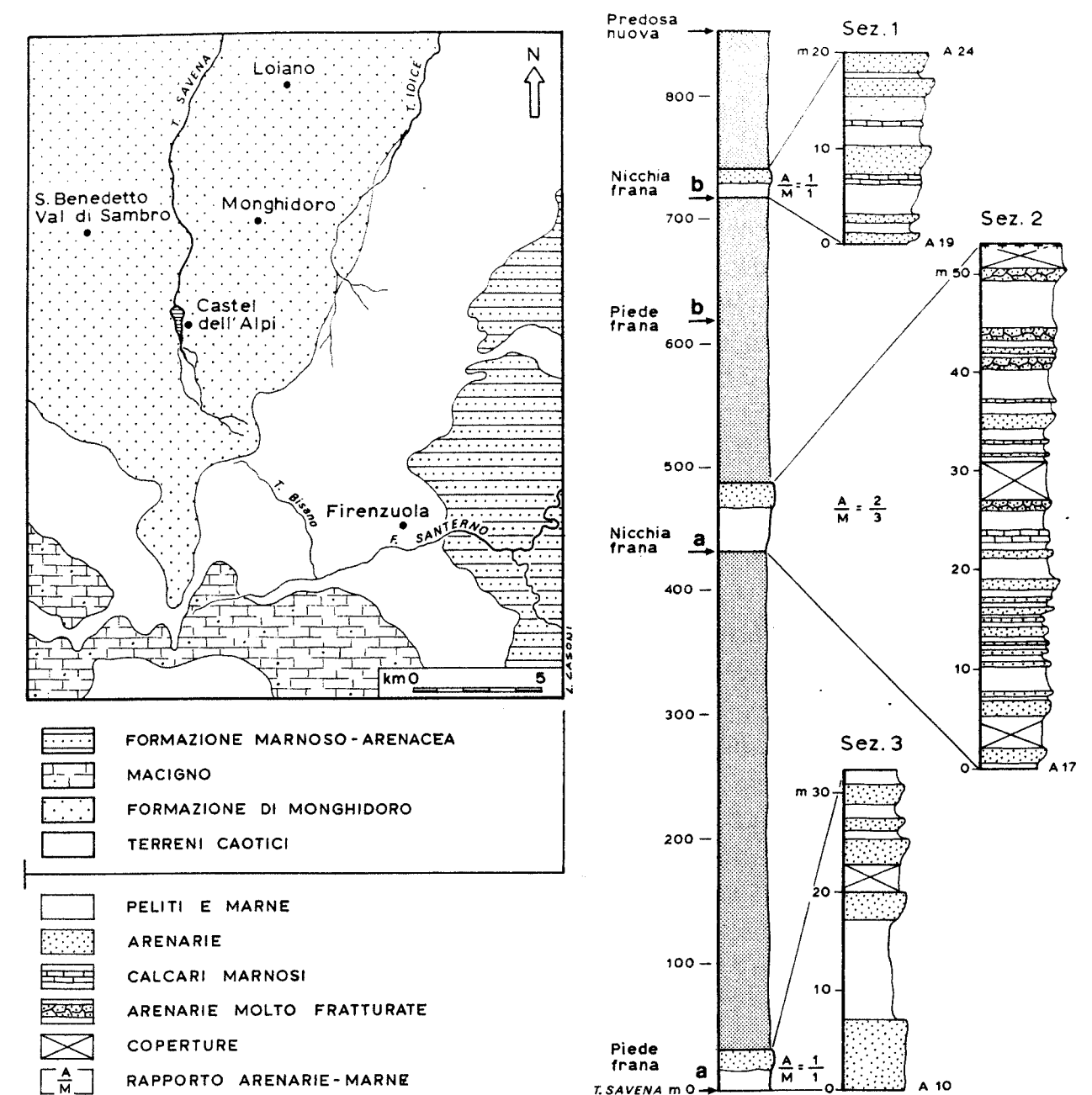


Fig. 4. Schema geologico dell'alta valle del T. Savena; colonna stratigrafica relativa al versante sinistro (in grisé, tratti non affioranti).

lago, lungo l'incisione del torrente. Il lago e le frane che l'hanno formato sono invece interamente compresi nella formazione di Monghidoro.

Gli affioramenti di questa formazione visibili lungo il fianco N della frana «a» del 1951, dall'alveo del Savena a quota 600 m, fino alla linea di spartiacque a quota 1037 m, coprono uno spessore complessivo di oltre 800 m (Fig.4). Il primo tratto tra quota 600 e 800, è caratterizzato da una alternanza di marne e arenarie con strati e banchi di diversi spessori da 1 fino a 12 m. Il rapporto Arenarie/Peliti (A/M) è circa uguale a 1. Le fratture sono di tipo piano, da lisce

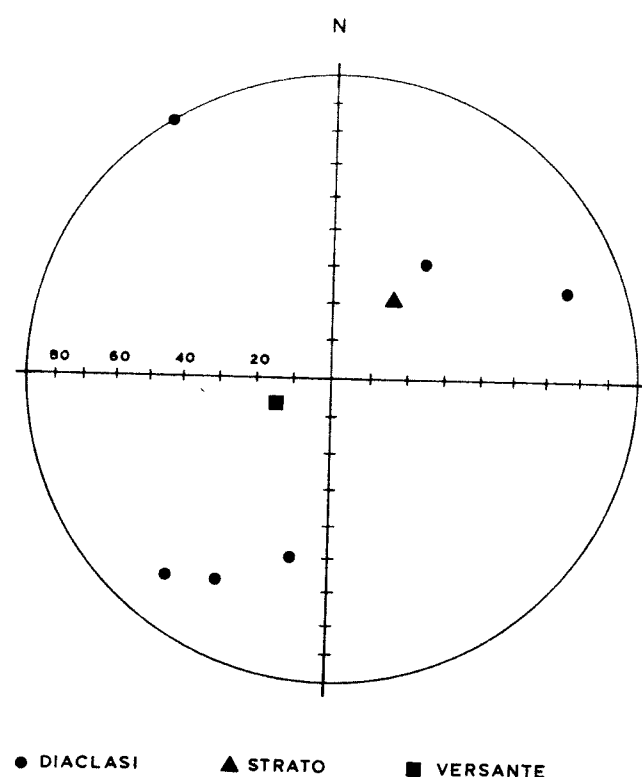


Fig. 5. Poli delle superfici di strato e di frattura e del versante medio.

a scabre, persistenti nelle arenarie, sub- o non-persistenti nelle peliti. La spaziatura varia da «vicina» (6-20 cm) a «distante» (20-60 cm).

Il secondo spezzone da quota 800 m a 850 m, vede una sequenza di strati arenacei e marnosi con spessori modesti, compresi tra 0,5 e 1 m, un rapporto $A/M = 3/2$, con uno scarso grado di cementazione, almeno nella porzione superficiale. Le caratteristiche dell'ammasso roccioso sono come quelle del caso precedente.

L'ultimo tratto, fino allo spartiacque, mostra ancora strati alternati di arenarie e marne, con un rapporto quasi unitario, con spessori che variano da 30 cm a poco più di 2 m. Gli strati si presentano ancora molto fratturati, con parametri geometrici delle discontinuità (orientamento, spaziature) analoghi a quelli dei tratti precedenti.

Nella proiezione stereografica polare di Fig. 5 si distinguono tre sistemi di fratture misurati lungo la sezione ora descritta. Le diaclasi, disposte a franapoggio, hanno tutte una inclinazione maggiore di quella del pendio. Si può concludere che sul versante sinistro possono prodursi fenomeni di scorrimento rotazionale, come già si è verificato in passato (1870, 1951). Sul versante destro si sono prodotti in prevalenza (1895, 1909) o possono verificarsi movimenti legati alla giacitura degli strati, ossia scorrimenti traslativi di roccia in blocco e scivolamenti di blocchi.

4. ASPETTI GEOMORFOLOGICI

L'alta valle del T. Savena, nel tratto rappresentato nella Tav. 1, mostra il tipico profilo a «V», sia pure con versanti sensibilmente irregolari e asimmetrici. Le forme sono condizionate in prevalenza dall'assetto strutturale, ossia giaciture degli strati: gli strati infatti, come già accennato, hanno giacitura a reggipoggio sul versante sinistro e a franapoggio su quello destro. Le pendenze sono maggiori nel primo e variano dai 16° ai 21° con punte massime di 30° ; nel secondo sono più basse e vanno dagli 8° ai 12° con punte di 15° . Tali valori subiscono una apprezzabile riduzione in corrispondenza degli accumuli di frana: sul versante sinistro i valori di acclività passano da 16° (pre-frana) a 13° (post-frana), da 18° a 14° e da 21° a 15° (fig. 6).

Il versante sinistro, su cui si è sviluppato l'ultimo movimento franoso, presenta isoipse e profili ad andamento convesso, che testimonia la predominanza di movimenti di massa e la sua notevole instabilità. Frequenti sono le zone in contropendenza, con formazione di laghetti di frana.

L'alveo appare sinuoso a causa dei movimenti dei versanti e degli accumuli franosi che giungono sino al fondovalle nonché della variabile resistenza dei fianchi.

Nel tratto rappresentato in Fig. 1, l'alveo ha una pendenza media del 4%.

5. LE FRANE

Le principali frane che sono state rilevate nei dintorni del lago vengono qui di seguito elencate e brevemente descritte; la classificazione adottata è quella di VARNES 1978, modificata da CARRARA et al. 1984. Per la loro ubicazione e identificazione si rimanda alla Fig. 1.

Frana «a»

Si tratta della frana che ha sbarrato il letto del T. Savena durante l'evento franoso del 1951; la nicchia è ben visibile a q. 875, mentre l'accumulo si allarga sul fondo-valle per un fronte di circa 500 m. Il corpo di frana comprende con ogni evidenza anche l'accumulo della precedente frana del 1870. È classificabile come uno scorrimento rotazionale (tipo «g»), seguito da una cospicua traslazione dell'accumulo di frana. Immediatamente a ridosso del suo fianco sinistro, si osserva un'altra frana dello stesso tipo, ma di dimensioni molto più contenute.

Frana «b» e frana «c»

Si tratta di due movimenti del versante sinistro, ancora del tipo scoscendimento rotazionale, che si sono prodotti contemporaneamente alla frana «a» sopra

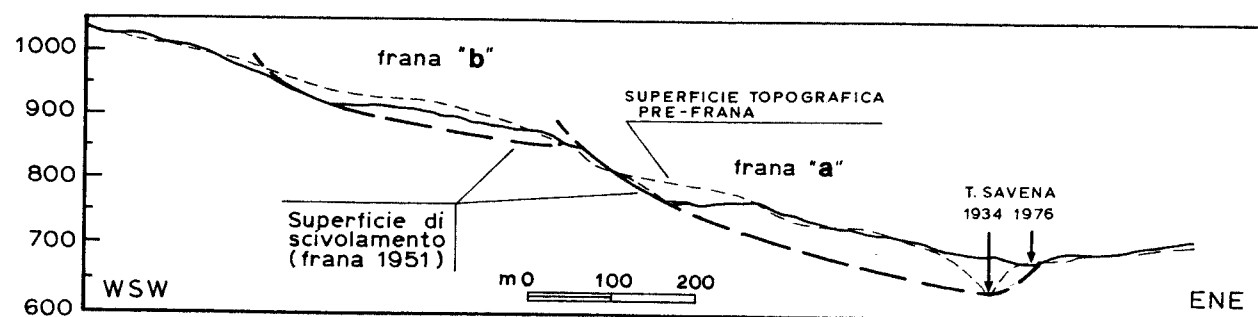
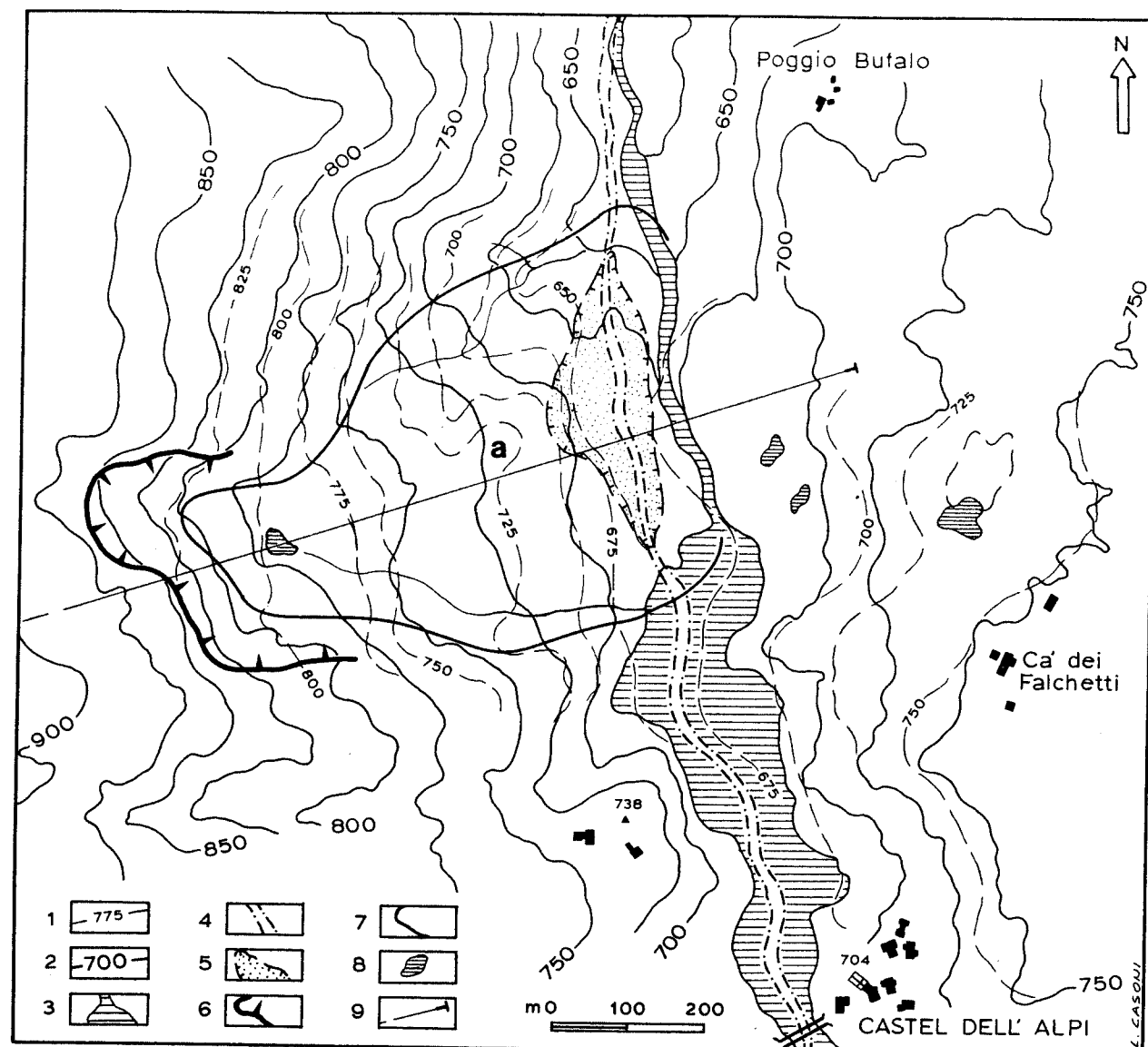


Fig. 6. Frana del 1951. Planimetria: 1) isoipse pre frana (1934); 2) isoipse post frana (1976); 3) lago di sbarramento; 4) alveo del T. Savena anteriore alla frana del 1951; 5) incisione prodotta dal T. Savena al piede della frana del 1909 (versante destro); 6) scarpata di frana; 7) limite del corpo di frana del 1951; 8) laghetti di frana; 9) traccia della sezione. Sezione: comprende anche la frana «b» e parte della frana «d», non rappresentate in planimetria. Si rimanda alla fig. 1.

descritta. Le loro nicchie, in pratica contigue, ben marcate e conservate, si aprono in prossimità del crinale da 975 m a 1075 m di quota, con uno sviluppo planimetrico di quasi 2500 m. L'accumulo della prima (frana «b») giunge in prossimità della sottostante frana «a», mentre quello della seconda (frana «c») ha subito probabilmente una ripresa del movimento nella sua parte inferiore.

Frana «d»

Si sviluppa sul versante destro tra le quote 800 ed il fondovalle (frana di Ca' del Moro). Il suo primo movimento risale al 1895, seguito da una successiva ripresa nel 1909: questa portò allo sbarramento della valle e alla formazione di un lago simile a quello attuale. Il movimento è del tipo «scorrimento traslativo di roccia in blocco (j-2)» ossia franamento lungo superfici di strato seguito da scivolamento di blocchi (j-3). A N ed in contiguità di questa, è osservabile un grande accumulo di frana, che giunge sino al fondovalle e che devia l'alveo del torrente: pur in mancanza di precise indicazioni e ricostruzioni storiche, si presume trattarsi di una frana più antica, di età compresa tra le date delle due frane riscontrate in sinistra nel 1799 e nel 1870.

Frana «e»

Si ritrova sul versante sinistro, tra quota 750 e il bordo-lago, in prossimità del ponte di Castel dell'Alpi. Ha uno sviluppo di 250 m in lunghezza e di poco più di 200 in larghezza. La frana, del tipo «g» o «scoscendimento rotazionale», interessa in gran parte materiale detritico sciolto, ed in parte, probabilmente, il substrato roccioso, con meccanismo analogo a quello delle frane «a», «b» e «c» ora descritte. Non è nota la data del dissesto, che si riconosce solamente in base alla conformazione del pendio (profilo convesso e andamento anomalo o divergente delle isoipse). Attualmente la frana è quiescente ma non si escludono sue eventuali riprese, in connessione con la morfologia del versante che tende a concentrare le acque nella zona di accumulo.

Frana «f»

È posta sul versante sinistro del Rio degli Ordini. Ha forma allungata e si sviluppa da quota 830 a quota 725, per una lunghezza tra testa e piede di 700 m ed una larghezza massima di 200 (tipo j-2). Con ogni evidenza prosegue con movimenti accessori anche al di sopra della nicchia segnata in fig. 1, fino a quota 900, dove il versante assume la forma di un ampio anfiteatro. Il suo movimento, probabilmente contemporaneo alla frana «a», ha prodotto una accentuata deviazione del Rio degli Ordini. Anche se appare in gran parte ricoperto da vegetazione, l'accumulo di frana può essere responsabile dell'elevato trasporto solido del Rio e della forte velocità di interrimento del lago:

sul suo fianco destro infatti, il torrente appare in netta erosione regressiva, in quanto tende a rimodellare il suo profilo modificato dalla frana. Questa ripresa erosiva produce tra l'altro degli scoscendimenti più ridotti sul versante destro del rio stesso (frana «g»).

Frana «g»

È posta sul versante destro del Rio degli Ordini, da q. 825 a q. 725: scoscendimento rotazionale con ampia nicchia di oltre 200 m e sviluppo come colata di detrito sino al rio (tipo s-5).

Frana «h»

Versante destro del T. Savena, a N dell'abitato di Castel dell'Alpi: è riconoscibile solo dagli indizi geomorfologici (nicchia, irregolarità delle isoipse) e non da effetti su costruzioni o strade. Potrebbe rimobilizzarsi in quanto è posta nel tratto inferiore di un impluvio.

In sintesi, le frane descritte sono ascrivibili a due tipi fondamentali, ossia scorrimenti traslativi e scorrimenti rotazionali, complicati poi da movimenti ulteriori del tipo colata. I primi, ubicati di preferenza sul versante destro, presentano forma allungata, nicchia di distacco e larghezza limitate, rapporto lunghezza/larghezza di circa 3,5. I secondi, definiti come scoscendimenti rotazionali, hanno ampia nicchia di distacco e rapporto lunghezza/larghezza inferiore, compreso tra 1 e 2.

6. LA FRANA DEL FEBBRAIO 1951

Riguardo al dissesto «a», ossia quello di maggiore interesse ai fini della conservazione del lago e della sicurezza dell'intera area, si può fare una ricostruzione più dettagliata del corpo di frana, mediante il confronto tra le carte del 1934 (IGM 1/25000) e del 1976 (CTR 1/5000) (Fig. 6).

La prima carta (IGM 1/25000) ricostruisce la situazione precedente la frana del 1951 e posteriore a:

- evento franoso del 1870 (frana sul versante sinistro all'incirca coincidente con la frana «a»);
- movimenti franosi del 1895-1909 (frana «d» del versante destro);
- successivo processo di incisione ed asporto operato dal T. Savena dell'accumulo della frana «d» e del piede della frana «a» del 1870.

La seconda carta (C.T.R. 1/5000) ricostruisce la situazione attuale, posteriore cioè all'evento del 1951.

Nella sezione di Fig. 6, dove sono rappresentati e confrontati i profili posteriori e precedenti al 1951, è evidente l'irregolarità dei versanti particolarmente acclivi in prossimità dell'alveo; si nota il sensibile spostamento che ha subito

l'alveo, pari in alcuni punti a oltre 90 m. La sezione comprende oltre alla frana «a», anche la «b»; si tratta di due frane distinte, risalenti entrambe al dissesto del 1951, che possono essere avvenute simultaneamente, anche se al riguardo non si hanno notizie certe. L'area coinvolta, nel suo insieme, comprende oltre alle zone indicate con «a» e con «b», la frana «c».

Il confronto diretto delle due carte mostra (Fig. 6):

- la frana del 1951 ha prodotto uno spostamento verso destra dell'asse fluviale di 50-90 m;
- prima della frana del 1951 esisteva al piede del versante che sarebbe successivamente franato una incisione della profondità massima di oltre 60 m per un fronte di circa 400 m;
- la traslazione del materiale ha prodotto abbassamenti dell'ordine di 25 m nella parte alta prossima alla nicchia di distacco e innalzamenti superiori a 50 m nella parte inferiore del versante.

Le misure ricavabili dai dati topografici disponibili, dalle sezioni geologiche e dai sondaggi eseguiti, danno per la frana «a» una superficie di 240.000 m² e un volume di 8.445.000 m³.

Le opere di sistemazione attuate sono rappresentate da: briglie in gabbioni e in muratura lungo l'alveo del T. Savena al piede del corpo di frana, per arrestarne l'erosione; briglie a monte del lago sia lungo l'alveo principale sia lungo gli affluenti maggiori, per ridurre l'interrimento del lago; drenaggi superficiali e canalizzazione delle acque sul corpo di frana; briglie lungo i corsi d'acqua a lato della frana; rimboschimento su parte dell'accumulo di frana.

La frana appare completamente stabilizzata: i controlli topografici e inclinometrici recenti (BARBARELLA et al., 1988) non hanno rivelato, in un periodo di osservazione di circa due anni, alcun indizio di movimenti.

7. SONDAGGI E MISURE

I sondaggi geognostici eseguiti (n. 9 per complessivi 360 m) hanno fornito alcune indicazioni limitate in pratica al piede della frana e nelle zone immediatamente adiacenti. Due sondaggi (n. 4 e n. 6, Fig. 7) sono ubicati sul versante sinistro, a circa 50 m dall'alveo attuale, che può essere considerato come il piede della frana 1951; uno (sond. n. 1) è posto sul versante destro, al piede della frana precedente (frana del 1895-1909). I restanti sono posti in asse con l'alveo attuale e non sempre raggiungono il substrato della frana.

I risultati dei sondaggi sono stati ripresi ed interpretati nelle sezioni di Fig. 7, dove è ricostruito il tetto del substrato inalterato, riconosciuto nei sondaggi. Compare altresì la posizione dell'alveo del T. Savena, anteriore all'evento franoso del 1951, così come è ubicabile in base alla carta IGM di Fig. 3. Il massimo spessore del corpo franoso, trovato in corrispondenza del sondaggio

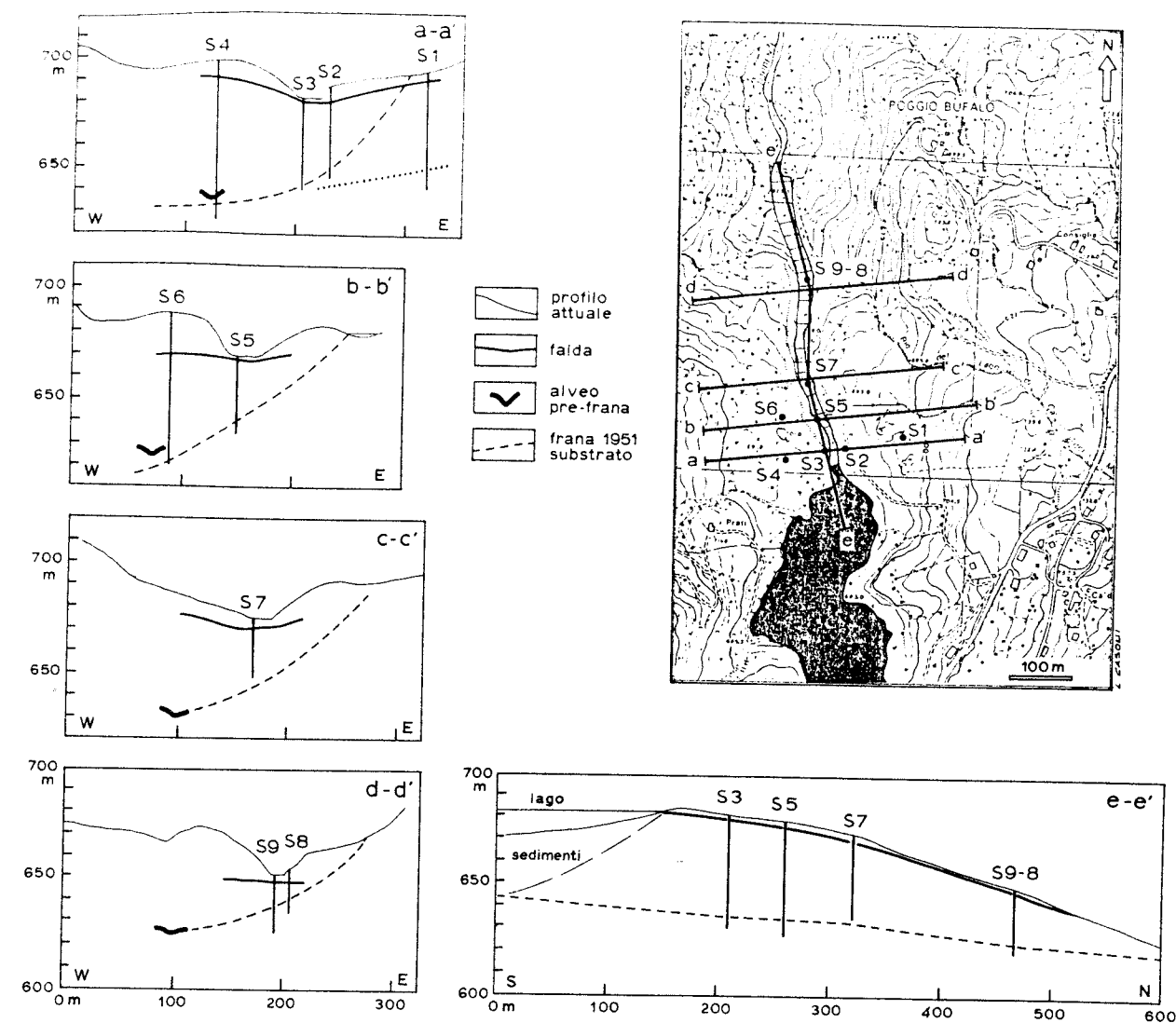


Fig. 7. Ricostruzione del piede di frana e dell'andamento della falda.

4, è di oltre 60 m e si mantiene sui 40-50 m negli altri sondaggi. Le ultime tre terebrazioni sono state invece localizzate nelle immediate vicinanze delle opere idrauliche di sistemazione dell'alveo, allo scopo di ottenere soprattutto informazioni sui moti di filtrazione sotterranea e sulle conducibilità idrauliche dei terreni. I valori ottenuti sono riportati nella Tabella 1 (ELMI et al., 1989). L'andamento della superficie piezometrica, ricostruita in base ai dati dei sondaggi limitatamente alla stretta fascia adiacente all'alveo attuale, è riportato nelle sezioni della Fig. 7, dove sono indicati anche i valori di K . Questi presentano valori minimi (10^{-3}) nel livello superficiale, di subalveo, più intensamente dilavato; seguono poi valori intermedi, ($10^{-5} - 10^{-6}$) nel livello immediatamente sottostante; infine il valore minore (10^{-7}) sui 25 m di profondità. Quindi si può concludere che la permeabilità decresce sia pure in maniera irregolare con la profondità, come d'altra parte è logico attendersi sulla scorta

Tabella 1.

Sondaggio n.	Prova n.	Profondità della prova da m a m		K m/sec.
		da m	a m	
2	1	10.0	11.0	$1 \cdot 10^{-6}$
3	1	18.0	21.0	$5 \cdot 10^{-6}$
4	1	7.0	9.0	$1 \cdot 10^{-5}$
	2	24.0	26.0	$1 \cdot 10^{-5}$
5	1	9.0	9.3	$1 \cdot 10^{-3}$
7	1	2.0	2.7	$5 \cdot 10^{-5}$
	2	5.0	5.7	$1 \cdot 10^{-5}$
	3	8.0	8.7	$1 \cdot 10^{-4}$
	4	11.0	11.7	$1 \cdot 10^{-4}$
	5	15.5	16.0	$1 \cdot 10^{-4}$
	6	20.0	20.7	$1 \cdot 10^{-4}$
	7	24.2	25.0	$5 \cdot 10^{-5}$
8	1	2.8	3.7	$1 \cdot 10^{-3}$
	2	6.0	7.0	$1 \cdot 10^{-4}$
	3	11.0	13.0	$5 \cdot 10^{-5}$
9	1	3.0	4.0	$1 \cdot 10^{-4}$
	2	6.0	7.0	$5 \cdot 10^{-6}$
	3	9.0	10.0	$5 \cdot 10^{-6}$
	4	12.0	13.0	$1 \cdot 10^{-5}$
	5	17.0	18.0	$1 \cdot 10^{-4}$
	6	21.0	23.0	$1 \cdot 10^{-7}$

dei processi morfologici e idrologici che si sono prodotti nella zona.

8. ASPETTI GEOMECCANICI

Ricostruendo in sezione la geometria del versante prima della frana del 1951 e risalendo alle condizioni realizzatesi all'inizio del movimento, ossia con fattore di sicurezza $F = 1$, risulta che i parametri di resistenza al taglio mobilitati (con superficie piezometrica coincidente con il piano di campagna), sono (RIGHI, 1989):

$$\varphi' = 13^\circ; c' = 3 \text{ t/m}^2$$

Il basso valore di φ può facilmente spiegarsi con il fatto che trattandosi di un vecchio movimento franoso l'angolo d'attrito mobilitato è quello «residuo» e non quello di «picco». La coesione sensibilmente elevata può giustificarsi con

il lungo periodo di stabilità intercorso tra i due movimenti del 1870 e del 1951, durante il quale è ragionevole pensare che si siano prodotti fenomeni tissoripici con un conseguente recupero della coesione (RIGHI, 1989).

La situazione attuale è praticamente quella immediatamente successiva al dissesto, in quanto gli interventi di sistemazione posti in atto hanno impedito erosioni e scalzamenti eccessivi del piede di frana. Nella relativa verifica di stabilità, assumendo un angolo d'attrito interno pari a quello ottenuto dalla precedente analisi e trascurando la coesione, si ottiene un F di 1,34. La superficie di scorrimento imposta per la verifica coincide in larga parte con quella ricostruita per la frana del 1951. Altre superfici critiche, diverse da quella imposta e situate a profondità più ridotta, presentano F minori (1,27), ma risultano meno attendibili, in quanto su superfici differenti da quella di frana è assai improbabile che l'angolo d'attrito sia sceso al valore residuo.

È evidente che la stabilità attuale del corpo di frana è legata al mantenimento dell'attuale morfologia: infatti una nuova incisione dell'accumulo di frana porterebbe ad una situazione simile a quella del 1951 o dei precedenti eventi franosi e quindi a incrementi elevati degli sforzi di taglio.

9. CAUSA DELLE FRANE

Limitiamoci alla frana del 1951, di cui si hanno informazioni e dati più approfonditi. Dalla successione degli eventi e dall'alternanza dei movimenti da un versante all'altro, risulta che la causa predisponente, oltre allo stato di notevole fratturazione della compagine rocciosa e alla sua natura, è lo scalzamento, ad opera dal torrente, al piede del versante, formato indifferentemente da roccia in posto più o meno integra, come nella frana del 1870, o formato da un accumulo più o meno stabilizzato di frana, come nel caso del dissesto del 1951.

La causa scatenante è con ogni evidenza un evento meteorologico particolarmente sfavorevole, legato non solo a prolungate piovosità, ma anche a fasi «preparatorie» non meno efficaci, come periodi autunno-invernali siccitosi o come abbondanti nevicate tardive.

L'alternanza delle frane sull'uno e sull'altro versante – fenomeno per il quale si potrebbe introdurre il termine di «frane alterne» o «riflesse» (o «see-saw slides») – è prodotta dallo spostamento del percorso del torrente verso l'opposto versante; questo viene successivamente scalzato al piede dai processi erosivi d'alveo. Come si è più sopra detto, nel caso della frana del 1951, l'asse del torrente è stato spostato verso la sponda opposta dai 50 ai 90 m.

Le cause a cui imputare la frana e più in generale tutti i dissesti dell'alta valle del T. Savena qui considerati, sono quindi in sintesi:

- natura dei terreni: rocce altamente fratturate alternate a materiali marnoso-

argillosi a bassa permeabilità, con possibile formazione di elevate pressioni interstiziali; nel caso della frana del 1951, materiali fortemente rimaneggiati e scompaginati da precedenti movimenti gravitativi;

- condizioni morfologiche sfavorevoli, quali presenza di larghi impluvi, depressioni e contropendenze richiamanti acque superficiali;
- diminuzione progressiva del piede di appoggio, per l'erosione operata dalla corrente fluviale alla base del pendio;
- anomale condizioni climatiche: la piovosità del mese di gennaio 1951, cioè immediatamente precedente l'evento franoso, ha raggiunto i 122.4 mm, ossia un valore triplo rispetto al ventennio precedente.

10. INTERRIMENTO DEL LAGO

Oltre ai dati geometrici riguardanti il corpo di frana, si sono ricostruiti quelli relativi ai sedimenti accumulati nell'invaso ed alla stima della velocità di sedimentazione: questa offre un notevole interesse per la previsione del tempo di interrimento del lago e di conseguenza per la realizzazione di opere di bonifica e di difesa idraulica per rallentare tale processo.

Ci si è avvalsi allo scopo di tre distinte metodologie, ossia: a) calcolo del volume dei sedimenti mediante la ricostruzione geomorfologica del profilo dell'alveo del Savena, anteriore alla frana del 1951; b) misura degli spessori mediante prove geofisiche; c) calcolo in funzione del trasporto solido unitario ricavato da parametri geomorfologici.

Il primo metodo è basato sulla ricostruzione geomorfologica del profilo dell'alveo prima dell'evento franoso e della formazione del lago (Fig. 8). Si considera che il profilo sia costituito approssimativamente da una retta congiungente due punti a monte e a valle del lago e della frana, rispettivamente a quota 700 e 600, dove è affiorante il substrato roccioso in posto. Confrontato questo con il profilo attuale, ricavato dalla carta topografica e dalla batimetria del lago, si è sviluppata una serie di sezioni trasversali, mediante le quali si sono calcolati i volumi di materiali sedimentati nel lago. Il volume di sedimenti così misurato è di circa 839.000 m³, (pari a 23.300 m³/anno).

Il secondo calcolo è stato fatto utilizzando i risultati di prove geofisiche (BARBARELLA et al., 1988). L'andamento dei profili trasversali e longitudinale ottenuti da dette prove è tracciato nella Fig. 8, dove è confrontato con la ricostruzione geomorfologica. Sono stati riconosciuti tre diversi orizzonti, ossia sedimenti soffici recenti (strato S_1), materiali più consolidati di natura non determinata, in parte sedimenti accumulati nell'alveo prima della frana, in parte forse rocce parzialmente alterate (S_2), substrato roccioso inalterato (S_3). Il volume complessivo di sedimenti (limitatamente al solo strato S_1) risulta essere di circa 591.400 m³, pari a 16428 m³/anno. Quindi in sintesi:

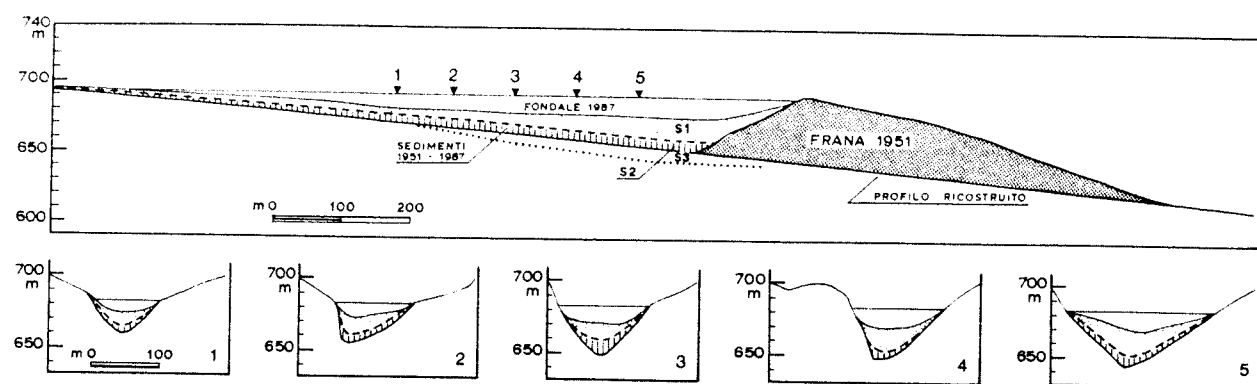


Fig. 8. Sezioni trasversali e longitudinale del lago. S_1 , sedimenti recenti soffici; S_2 , sedimenti più addensati, in parte forse alluvioni pre-frana; S_3 , substrato roccioso. Puntini: limite tra substrato integro e materiali a più bassa velocità, forse roccia alterata o sedimenti dei precedenti laghi di frana. Profilo ricostruito: probabile andamento dell'alveo pre-frana, ottenuto raccorrendo il profilo a monte del lago con quello a valle dell'accumulo di frana del 1951.

- 1) Volume dei sedimenti ricavato dalla ricostruzione geomorfologica del profilo dell'alveo 839000 m^3 ;
- 2) Volume dei sedimenti ricavato dai dati geofisici 591400 m^3 ;
- 3) Volume dell'acqua del lago 641000 m^3 .

Il volume iniziale (1951) dell'acqua del lago risulterà dalla somma dei valori 1 e 3, ossia 1480000 m^3 .

Il terzo metodo è basato sulla misura della densità di drenaggio D , legata al trasporto solido unitario T_u dalla relazione (CICCACCI et al., 1973):

$$\text{Log } T_u = 0,35312D + 1,43225 \quad (1)$$

Il bacino dell'Alto Savena presenta un *pattern* di tipo dendritico, molto ramificato nella parte superiore, più semplice in quella inferiore, a ridosso del lago. I dati sono stati ricavati da carte tecniche alla scala 1/10.000 della Regione Emilia Romagna e della Regione Toscana.

Area totale A	20,32	km^2
Lunghezza totale aste fluviali L	104,30	km
Densità di drenaggio L/A	5,13	

Dalla (1) si ottiene:

$$T_u = 1752.9 \text{ t/kmq/anno}$$

Dall'anno della frana a tutt'oggi (36 anni) pertanto si saranno accumulati nel lago $1752.9 \times 20,32 = 35.618,9 \text{ t/anno}$ e nel periodo trascorso $35.618,9 \times 36 = 1.282.281 \text{ t}$ di sedimenti, che con una densità secca stimata di $1,5 \text{ t/m}^3$ occuperanno 854.850 m^3 circa.

Nella Tabella 2 sono riassunti i risultati conseguiti ed una stima del tempo di interrimento del lago: il volume d'acqua attuale, riferito alla quota di massimo

Tab. 2. Velocità di interrimento (m^3/anno) e tempo di interrimento in anni del lago di C.d.A.

	Sedimentazione annua		Interrimento Tempo (anni*)
	Volume (m^3/anno)	Peso (t/anno)	
(1)	23300	-	27.5
(2)	16400	-	39.1
(3)	23746	35618	27.0
(4)	18788	28182	34.1

(*) Anni a decorrere dal 1987

- (1) Misura basata sulla ricostruzione del profilo longitudinale del torrente
- (2) Misura basata sui volumi dei sedimenti nell'invaso ottenuti dalla ricostruzione geofisica
- (3) Misura basata sul trasporto unitario dedotto dalla densità di drenaggio
- (4) Dati ALBANI, 1954.

invaso di $\text{m}^3 683$, quota della briglia di sfioro, è di circa 641000 m^3 .

La differenza fra i risultati può essere chiarita come segue.

Il dato n. 1, basato sulla ricostruzione geomorfologica del profilo longitudinale del torrente, si basa sul presupposto che all'atto della frana e della chiusura del lago tutti i sedimenti anteriormente accumulati a monte della frana precedente fossero stati erosi e che quindi il profilo del torrente fosse stato ripristinato e interamente «rettificato». Se ciò non è stato, la stima è in eccesso.

Il valore ottenuto dai dati della campagna geofisica (2) forse sottostima il volume, per la difficoltà di distinguere, secondo valori discreti, dei sedimenti che presentano variazioni graduali di addensamento e quindi di velocità delle onde sismiche.

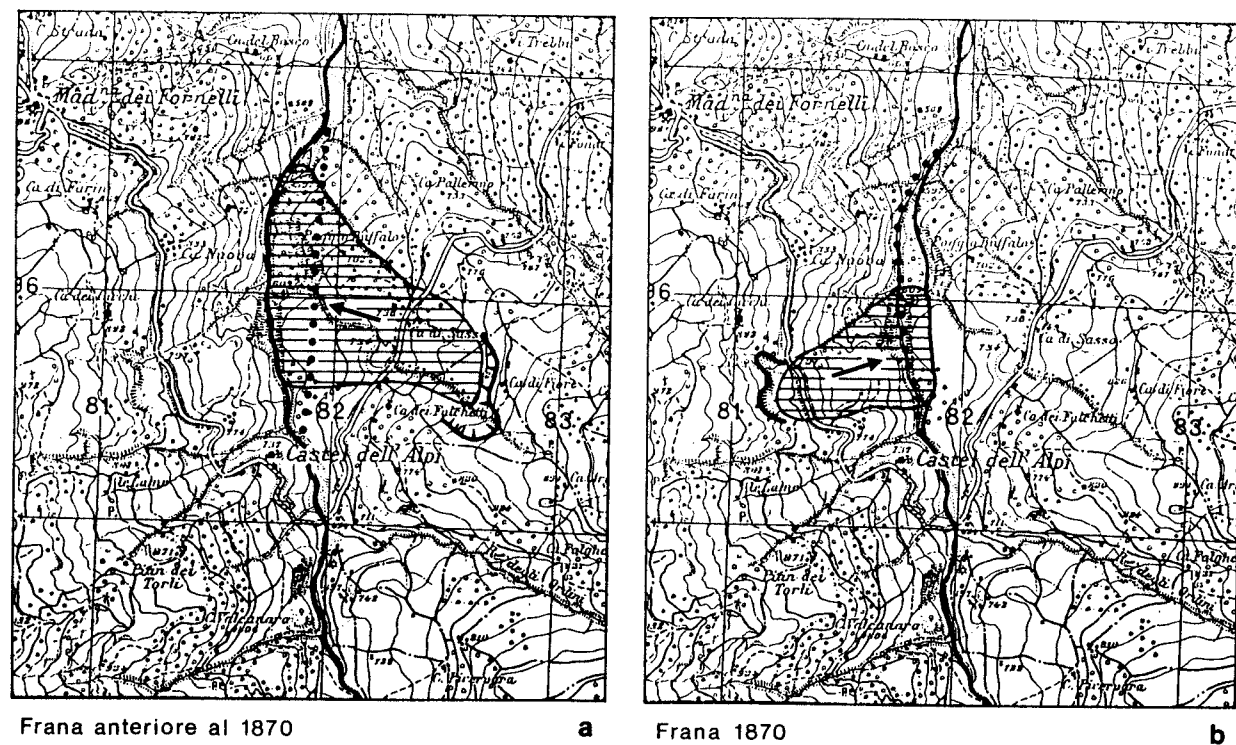
Il terzo valore (3), pur essendo stato ricavato con un metodo indiretto, presenta una sorprendente analogia con il valore (1) e ne conferma quindi l'attendibilità.

Nei dati ALBANI 1954, il volume iniziale dell'invaso era stimato in 950.000 m^3 (contro i $1.480.000$ qui calcolati) e la durata del lago era prevista in 50 anni. La previsione non risulta esatta essendo stato sottostimato il volume dell'invaso.

In ogni caso, adottando i primi tre valori di tab. 2 si può prevedere l'estinzione del lago entro un periodo di tempo compreso tra i 27 ed i 39 anni, alle condizioni attuali.

11. CONCLUSIONI

Le frane di Castel dell'Alpi si possono classificare in due categorie: scorrimenti (o scoscendimenti) rotazionali (rock slumps) e scivolamenti o scorrimenti traslativi (rock slides). Al primo tipo appartengono le frane del versante sinistro, compresa la frana del 1951, dove gli strati hanno giacitura a reggipoggio; al secondo gruppo appartengono quasi tutte le frane che si osservano sul versante destro.

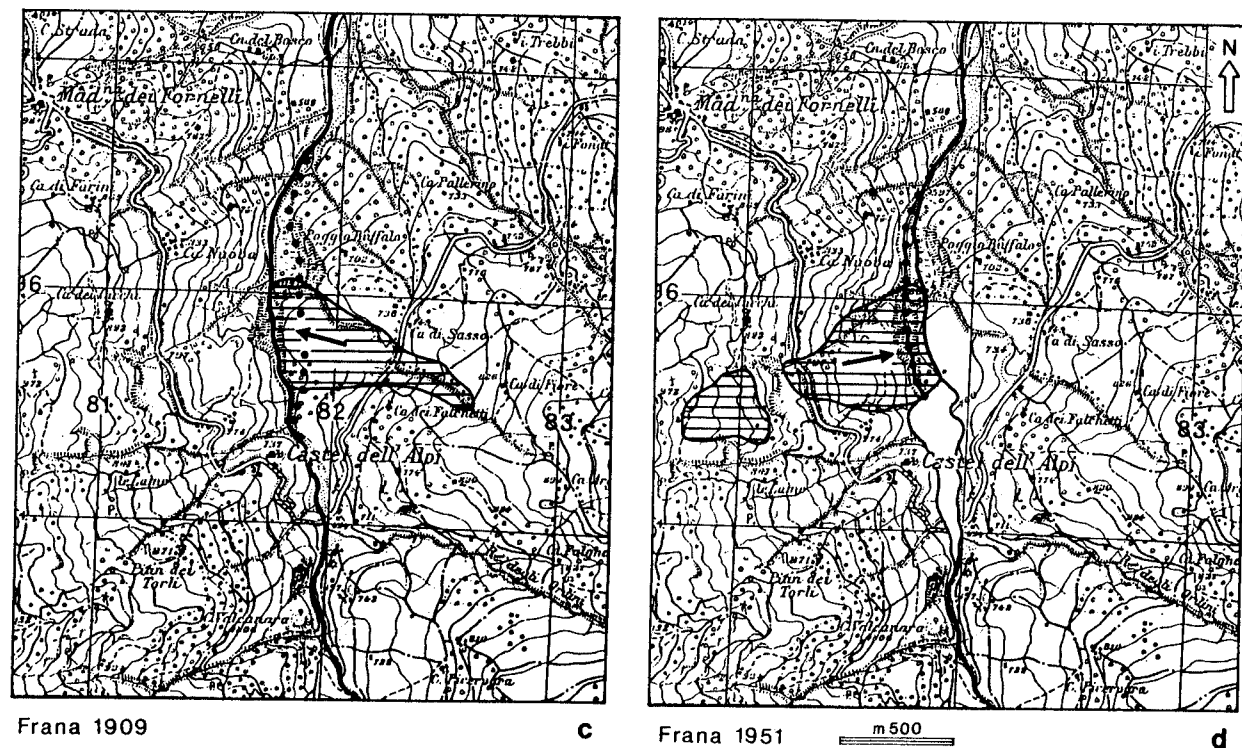


Frana anteriore al 1870

a

Frana 1870

b



Frana 1909

c

Frana 1951

d

Fig. 9. Alternanza dei movimenti franosi sui versanti del T. Savena (frane «alterne» o «see-saw slides»). Tratto continuo: alveo post-frana; puntini: alveo pre-frana.

Storicamente la successione degli eventi che hanno prodotto l'attuale morfologia è stata (Fig. 9):

- frana 1870, in sinistra con spostamento dell'alveo in destra;
- incisione del nuovo alveo nel corpo di frana e scalzamento al piede del versante destro;
- frana del versante destro nel 1895-1909 e spostamento del torrente verso sinistra;
- incisione del nuovo alveo, scalzamento al piede della paleofrana del 1870 e nuova frana del versante sinistro (1951).

I movimenti franosi sono stati sempre piuttosto lenti, almeno nelle fasi iniziali (da cm/giorno a cm/ora).

Le opere di consolidamento sono dirette principalmente alla difesa del piede degli accumuli di frana nei riguardi dell'erosione torrentizia: infatti il ripristino del primitivo profilo dell'alveo, oltre allo svuotamento del lago, riprodurrebbe le condizioni che hanno portato ai dissesti che alternatamente hanno colpito i due versanti.

Contemporaneamente gli interventi di bonifica sono diretti a prevenire l'interimento del lago, alla cui esistenza è in sostanza legata la principale risorsa degli abitanti di Castel dell'Alpi. Il tempo di persistenza del lago, sulla base del volume dei sedimenti accumulati, è prevedibile in un valore compreso tra i 28 ed i 39 anni.

BIBLIOGRAFIA

- ALBANI D., (1954), *La frana ed il lago di Castel dell'Alpi*, Riv. Geograf. It., LXI, 2, 119-136.
- BARBARELLA M., FOLLONI G., LOMBARDINI G., POSTPISCHL D., (1988), *Il rilievo ed il controllo di movimenti franosi: un esempio di applicazione*, Studi e ricerche Ist. Topografia Geod. e Geof. Min., Univ. Bologna, 35-77.
- CANTONI G., (1799), *Pianta del Dipartimento del Reno*, Bologna.
- CARRARA A., D'ELIA B., SEMENZA E., (1983), *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*, Geol. Appl. e Idrogeol., 18, 3, 201-221.
- CHIERICI A., *Indagini geologico-tecniche sulla frana di Castel dell'Alpi*, Tesi di laurea inedita, Univ. di Bologna, AA 1986-87.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E., PUGLIESE F., (1980), *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*, Boll. Soc. Geol. It., 99, 455-516.
- ELMI C., BRIGHENTI G., CHIERICI A., (1989), *Aspetti geomorfologici della frana di Castel dell'Alpi*, In: «Il lago e le frane di Castel dell'Alpi: indagini e studi», Regione Emilia-Romagna, Dip. Ambiente-Territorio, Studi e documentazioni, (in stampa).
- RIGHI P.V., (1989), *Considerazioni sulla stabilità delle sponde del lago di Castel dell'Alpi*, In: «Il lago e le frane di Castel dell'Alpi: indagini e studi», Regione Emilia-Romagna, Dip. Ambiente-Territorio, Studi e documentazioni, (in stampa).