

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ROMA
“LA SAPIENZA”

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XII CICLO

ANALISI DEL RUOLO DELLE PRECIPITAZIONI
NELLE INSTABILITÀ DI PENDIO AL FINE DELLA VALUTAZIONE
DELLA PERICOLOSITÀ DI FRANA.

DOCENTI GUIDA

Prof. Giovanni VALENTINI

Prof. Alberto PRESTININZI

DOTTORANDO

Dott. Mario FLORIS

COORDINATORE

Prof. Giovanni VALENTINI

Roma, 2000

Dedico la mia Tesi di Dottorato al caro Enrico Cesati
Mario Floris

CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE ALLA TESI DI DOTTORATO	6
1.1 Pericolosità di frana	6
1.2 Base conoscitiva	8
1.2.1 Modelli idrologico-statistici	8
1.2.1.1 Il modello soglia	11
1.2.2 Modelli completi di versante	13
1.3 Obiettivi e sintesi della ricerca	18
 CAPITOLO 2 - CARATTERI GEOLOGICI, CLIMATICI, GEOMORFOLOGICI E IDROGEOLOGICI	 23
2.1 Inquadramento della "Fossa Bradanica"	23
2.1.1 Geologia	23
2.1.2 Clima	45
2.1.3 Geomorfologia	49
2.1.4 Idrogeologia	60
2.2 Criteri di scelta delle aree "campione"	63
2.3 L'area "campione" di Pisticci (Mt)	65
2.4 L'area "campione" di Pomarico (Mt)	87
2.5 L'area "campione" di Montalbano Jonico (Mt)	110
2.6 Relazioni precipitazioni - variazioni pressioni interstiziali	118
2.6.1 Il monitoraggio dell'abitato di Pisticci	120
2.6.2 La stazione di monitoraggio "Poma1"	125
 CAPITOLO 3 - MODELLAZIONE DELLE CONDIZIONI DI STABILITÀ DEI PENDII	 133
3.1 Metodi di analisi di stabilità dei versanti	133
3.2 Il codice di calcolo FLAC	134

3.3 Metodologia di analisi eseguita con FLAC	137
3.4 Il versante di San Donato (Pisticci)	142
3.4.1 Analisi di stabilità con i metodi dell'equilibrio limite globale	160
3.5 Il versante della Fontana Salsa (Pomarico)	164
3.6 Il versante NW di Montalbano Jonico	175
CAPITOLO 4 - MODELLO IDROLOGICO-STATISTICO	177
4.1 Primi risultati	177
4.2 Il modello probabilistico	182
4.3 Applicazione del modello probabilistico alle "aree campione"	185
4.4 Corrispondenza frane-precipitazioni	190
4.4.1 Pisticci	190
4.4.2 Pomarico	196
4.4.3 Montalbano Jonico	199
4.5 Pericolosità di frana: il modello soglia "modificato"	203
CAPITOLO 5 - DISCUSSIONE ED APPLICAZIONE DEI RISULTATI	206
5.1 Il caso di Pisticci	206
5.2 Il caso di Pomarico	209
5.3 Il caso di Montalbano Jonico	211
CAPITOLO 6 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	216
BIBLIOGRAFIA	220
INDICE DELLE FIGURE	227
INDICE DELLE EQUAZIONI	233

Capitolo 1 - Introduzione alla Tesi di dottorato

1.1 Pericolosità di frana

Con il termine pericolosità (o probabilità di occorrenza) di frana si intende la probabilità che la frana avvenga in un dato periodo ed in una data area (rapporto UNESCO di Varnes & IAEG, 1984).

Se si definisce P come la probabilità di occorrenza annuale di un evento franoso di data intensità, il tempo di ritorno T ¹ dell'evento è dato da $1/P$. La pericolosità H , definita come la probabilità di occorrenza dell'evento franoso in un periodo di N anni, è data dall'espressione:

$$\text{Eq. 1} \quad H(N) = 1 - (1 - P)^N = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N$$

Per eventi rari rispetto al numero di anni considerato, ovvero per $N \ll T$, l'espressione si riduce a:

$$\text{Eq. 2} \quad H(N) \cong NP = \frac{N}{T}$$

Le probabilità di occorrenza possono essere determinate sia in termini assoluti (valori di probabilità annuale o tempi di ritorno) oppure secondo scale nominali (es. molto probabile, poco probabile, etc.). A questo proposito una proposta è stata presentata da Fell (1994) ed è illustrata in tabella 1.

Tabella 1 . Scala di pericolosità delle frane in base al tempo di ritorno (da Fell, 1994).

Pericolosità	T(anni)	P(annuale)
ESTREMAMENTE ELEVATA	1	1
MOLTO ELEVATA	5	0.2
ELEVATA	20	0.05
MEDIA	100	0.01
BASSA	1000	0.001
MOLTO BASSA	10000	0.0001

¹ Per periodo (o tempo) di ritorno T di un generico valore x di una variabile statistica X , si intende l'intervallo di tempo che, in media, intercorre tra due superamenti di x .

Attraverso una sintetica revisione della letteratura scientifica sui metodi utilizzati per la stima della probabilità di occorrenza, questi sono stati raggruppati in (Canuti & Casagli, 1996):

- A. *Stima empirica*: la ricorrenza dei fenomeni franosi può essere stimata soggettivamente in base alle informazioni di carattere generale sul quadro della franosità in una determinata zona.
- B. *Analisi di serie temporali relative agli effetti*: dall'analisi di serie temporali di movimenti di versante si stabiliscono direttamente i tempi di ritorno dei fenomeni franosi.
- C. *Analisi di serie temporali relative alle cause*: la correlazione fra eventi franosi e fenomeni naturali innescanti quali piogge, terremoti ed intensa erosione, per i quali si disponga di misure sistematiche nel tempo, permette la stima dei tempi di ritorno dei movimenti.
- D. *Monitoraggio*: l'osservazione strumentale dei livelli piezometrici o delle deformazioni in singoli fenomeni franosi consente la previsione dei movimenti mediante il confronto con soglie e modelli di comportamento predefiniti.

Secondo tali criteri guida generali, nei casi in cui le informazioni sulla cronologia dei movimenti di versante non siano in quantità tale da permettere una stima diretta dei tempi ritorno e, quindi, della probabilità di occorrenza, si può ricorrere anche all'analisi di fenomeni naturali per i quali si disponga di misure sistematiche nel tempo e che siano in qualche modo correlati all'innescamento di movimenti franosi. Diventa, quindi, di fondamentale importanza il riconoscimento delle cause di innescamento dei movimenti di versante sottoposti ad analisi. Ne deriva che la probabilità di un fenomeno franoso è data da:

Eq. 3
$$P = P[\text{precipitazioni}] + P[\text{erosione}] + P[\text{sismi}]$$

La presente Tesi di Dottorato si sofferma sulla probabilità di occorrenza di movimenti franosi in relazione alla probabilità di accadimento di eventi pluviometrici potenzialmente innescanti.

1.2 Base conoscitiva

Le piogge devono essere guardate quale causa ultima di innesco dei movimenti franosi. Infatti, il raggiungimento delle condizioni di precaria stabilità nei pendii deriva dalla mutua e complessa interazione di molteplici fattori; qualora un versante per un complesso di interagenti cause, geologiche, morfologiche, idrogeologiche, geomeccaniche, climatiche, antropiche, abbia raggiunto condizioni al limite di equilibrio, il fattore precipitazioni può essere considerato come l'elemento ultimo che determina il collasso e su di esso possono quindi fondarsi studi previsionali che mirino a prevedere proprio questo "momento" di collasso.

La corrispondenza movimenti di frana - precipitazioni risulta, per lo meno in linea teorica, modellizzabile quando si analizzano riattivazioni di corpi di frana precedentemente dislocati; diventa invece più complessa nel caso di previsione di movimenti cosiddetti di prima generazione che si verificano cioè lungo superfici di scorrimento di neoformazione. Nel caso delle riattivazioni, infatti, la conoscenza delle geometrie dei fenomeni franosi e la possibilità di ipotizzare ragionevolmente lo stato di resistenza del materiale in corrispondenza di superfici di scorrimento preesistenti, risultano di notevole ausilio in fase previsionale.

Quanto detto mette in evidenza l'importanza di una approfondita conoscenza dell'ambiente geologico su cui agisce il fattore innescante piovosità, al fine di discernere il suo reale peso.

In letteratura esistono numerosi studi rivolti alla individuazione delle relazioni fra fenomeni franosi e precipitazioni. Generalmente, infatti, i dati pluviometrici sono di facile acquisizione nei paesi dotati di reti di stazioni meteorologiche sufficientemente articolate. In materia di connessione precipitazioni - movimenti di versante i modelli matematici suggeriti ed applicati (una completa bibliografia sull'argomento è contenuta in un numero monografico della rivista *Environmental Geology*, Vol. 35, No. 2-3, n. 14 articoli di AA. VV., August 1998) sono riconducibili a due categorie principali: *modelli idrologico-statistici* e *modelli completi di versante*.

1.2.1 Modelli idrologico-statistici

Sono basati su relazioni empiriche tra variabili idrologiche e movimenti franosi: si propongono di individuare, all'interno di una regione ben definita e per una particolare

tipologia di frana, i valori di “soglia” delle precipitazioni, o di altre grandezze derivate dalle precipitazioni, al di sopra dei quali è possibile l’innescare di movimenti franosi.

I metodi e le relazioni utilizzate dai vari Autori si basano tutti sulla disponibilità di informazioni storiche relative ai fenomeni franosi, in particolare alla individuazione temporale della loro attivazione, e sulla conoscenza dello scenario idrologico che ha preceduto ed accompagnato la fase di innescare.

I modelli idrologico-statistici studiano il carattere di eccezionalità dell’evento meteorico associabile alla frana mediante lo studio dei massimi valori assunti dalla variabile idrologica prescelta.

La scelta del/i parametro/i idrologico/i in grado di giustificare l’innescare di un movimento di versante è funzione, in prima approssimazione, delle caratteristiche del fenomeno franoso (tipo di movimento, dimensioni, stato di attività) e della permeabilità dei terreni coinvolti. Nel caso di fenomeni di instabilità superficiali in terreni a permeabilità medio-alta, numerosi Autori (tra cui Caine, 1980; Govi et al., 1985; Cancelli & Nova, 1985; Wieczorek & Sarmiento, 1988; Cannon & Ellen, 1988; Jibson, 1989) hanno proposto relazioni fra durata d ed intensità I (in mm/h) delle piogge (fig. 1). Nel caso di frane di scivolamento profonde o di riattivazioni franose di materiali a bassa permeabilità, il parametro preso in considerazione (ad esempio Hutchinson, 1970; Sangrety et al. 1984; Cascini & Versace, 1986 e 1988; Canuti et al., 1985; Capecchi & Focardi, 1988) è l'altezza di pioggia cumulata² su un arco di tempo plurigiornaliero.

Individuata la variabile idrologica significativa, il carattere di eccezionalità dell’evento pluviometrico associato alla frana si può esprimere, grazie a tali modelli, in termini di tempo di ritorno di detta variabile. Tale risultato permette di stabilire con quale ciclicità statistica il pendio è stato soggetto a condizioni idrologiche analoghe a quelle innescanti la frana e può dare indicazioni sulla probabilità di occorrenza del fenomeno franoso studiato.

La disponibilità di notizie storiche su precedenti riattivazioni di uno stesso corpo franoso o di una serie storica di frane assimilabili per tipologia, dimensioni e contesto geologico sufficientemente omogeneo, permette di approfondire la conoscenza della relazione causa-effetto. Comunque, qualora l’influenza delle precipitazioni sia accertata, la determinazione del tempo di ritorno può divenire un utile strumento di previsione, se

² Per piogge cumulate o, semplicemente cumulate, si intende la somma delle piogge verificatesi in un dato numero di giorni consecutivi, antecedenti al giorno considerato (giorno dell’evento franoso).

opportunamente combinato con le notizie provenienti dall'analisi storica sulle frane, e di prevenzione se associato all'individuazione di "soglie idrologiche" di allarme.

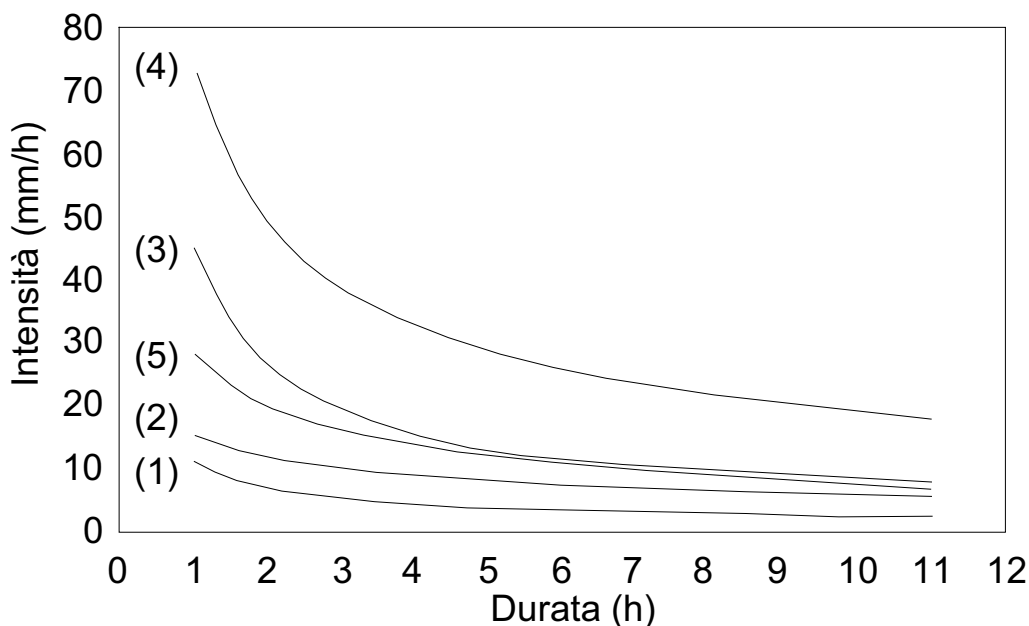


Figura 1. Relazioni intensità - durata per frane superficiali in materiali granulari in diverse parti del mondo. 1) California ([Wieczorek & Sarmiento, 1988](#)); 2) relazione generale ([Caine, 1980](#)); 3) Valtellina ([Cancelli & Nova, 1985](#)); 4) Puerto Rico ([Jibson, 1989](#)); 5) relazione generale ([Jibson, 1989](#)). (Da [Canuti & Casagli, 1996](#); ridisegnato)

Su aree limitate, a rilevante valore socio-economico, come quelle urbanizzate, si può pervenire così alla definizione di un semplice strumento di prevenzione e allarme, di cui il nucleo potrebbe essere una stazione intelligente di monitoraggio in continuo dei parametri termopluviometrici ([Polemio, 1993](#)). Su aree geografiche estese, invece, si può stabilire quale sia la probabilità che si verifichino frane o quale sia la densità per unità di superficie di queste, in occasione di differenti fenomeni pluviometrici ([Fukuoka, 1980](#)).

La possibilità concreta di realizzare un modello idrologico è legata, secondo quanto precedentemente esposto, alla disponibilità di notizie riguardanti i movimenti di versante e di dati idrometeorologici per l'area che si intende analizzare. Nel caso dei movimenti di massa, saranno utili solo le notizie che riportino l'esatta collocazione temporale (anno, mese, giorno e, ove possibile, ora), la localizzazione e la tipologia del fenomeno. La possibilità concreta di reperire informazioni di questo tipo si ha allorché l'evento di frana è avvenuto in prossimità di centri abitati o ha coinvolto direttamente strutture antropiche. Per quanto riguarda i dati pluviometrici, il requisito principale è che

l'osservazione sia avvenuta per un periodo sufficientemente lungo da permettere l'elaborazione statistica di essi e/o di grandezze da loro derivate.

1.2.1.1 Il modello soglia

Il dato fondamentale di ingresso è la serie temporale di intensità di precipitazione $X(t)$, espresse in mm/h o mm/giorno.

L'ipotesi di base è che esiste una qualche funzione di $X(t)$:

$$\text{Eq. 4} \quad Y(t) = f[X(t)]$$

legata all'evento E inizio del movimento franoso. La funzione $Y(t)$ può rappresentare l'altezza di precipitazione cumulata in un certo intervallo oppure uno dei parametri del bilancio idrologico.

In altri termini la probabilità $P[E]$ che si verifichi l'evento E è una funzione di Y. Definito con Y_s il valore di soglia di Y si ha:

$$\text{Eq. 5} \quad P[E | Y < Y_s] = 0$$

$$\text{Eq. 6} \quad P[E | Y \geq Y_s] = 1$$

cioè non c'è movimento per valori non superiori ad Y_s , c'è movimento per valori superiori ad Y_s . In questo caso ovviamente:

$$\text{Eq. 7} \quad P[E] = P[Y \geq Y_s]$$

Può risultare quasi sempre preferibile anziché riferirsi alla variabile Y che è funzione del tempo, considerare la variabile Y_M pari al massimo valore assunto da Y nel corso dell'anno (Lazzari et al, 1990).

Si può in tal modo, con le tecniche dell'inferenza statistica, identificare, attraverso le analisi delle serie storiche dei valori Y_M , la funzione di probabilità cumulata (FPC) di questa variabile aleatoria, ossia la funzione

$$\text{Eq. 8} \quad F_{Y_M}(y) = P[Y_M \leq y]$$

che esprime la probabilità che la variabile Y_M possa assumere un valore non superiore di y, e quindi la probabilità che in un anno il valore y non sia superato.

La probabilità $P[Y_s]$, associata al valore soglia, rappresenta la probabilità di non superamento di Y_s . Il tempo di ritorno del valore soglia, definito dal numero di anni in cui mediamente Y_s è superato una sola volta, è quindi espresso da:

Eq. 9

$$T = \frac{1}{P[Y > Y_s]} = \frac{1}{1 - P[Y_s]}$$

La pericolosità in un numero N di anni è pertanto data da (cfr. eq. 1):

Eq. 10

$$H(N) = 1 - P[Y_s]^N = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N$$

Quindi i problemi principali nell'analisi temporale delle precipitazioni sono tre: 1) la definizione della funzione $Y(t)$, dalla quale estrarre i massimi valori Y_M ; 2) la stima della distribuzione di probabilità della variabile Y_M ; 3) la determinazione della migliore "soglia" di innesco dei fenomeni franosi.

Quanto sinteticamente esposto circa i modelli idrologico-statistici, richiede alcune considerazioni finali.

Si è visto che in generale l'evento franoso è posto in relazione con le piogge immediatamente precedenti (intensità di pioggia nelle ultime t ore oppure nel corso dell'ultimo evento meteorico) e/o con le piogge cumulate in un più lungo periodo precedente all'evento franoso (totale dall'inizio della stagione idrologica oppure totale negli ultimi n giorni). Pur non considerando direttamente i fenomeni fisici che avvengono nei pendii - modelli a "scatola chiusa" - si vede che già a partire dalla scelta della variabile idrologica ritenuta "significativa" per l'innesco delle frane, essi tengono conto di alcuni fattori fisici quali: proprietà dei terreni coinvolti; tipologia, dimensioni e stato di attività dei fenomeni franosi; accumulo negli acquiferi sotterranei. È opportuno, quindi, tenere presente che qualsiasi ipotesi sulle modalità di circolazione, superficiale e sotterranea, delle acque meteoriche e delle conseguenti influenze sulla stabilità dei pendii deve essere verificata sulla base di dati sperimentali. Infatti la sola applicazione di modelli idrologici non consente, in genere, di ottenere risultati soddisfacenti, per cui l'elaborazione di un modello previsionale richiede almeno altri due tipi di informazione: 1) dati provenienti da sistemi di monitoraggio delle pressioni neutre in modo da ricavare relazioni indipendenti fra precipitazioni e risposta piezometrica da un lato e fra quest'ultima e l'occorrenza dei fenomeni franosi, dall'altro; 2) simulazioni delle instabilità dei versanti oggetto di previsione, che riproducano condizioni idrologiche "critiche" che tengano conto dei valori soglia ricavati dai modelli statistici.

La sola applicazione di modelli idrologico-statistici, tuttavia, può risultare particolarmente utile in indagini conoscitive in cui si voglia valutare la periodicità con la

quale possono attivarsi sia fenomeni franosi puntuali, a carattere ripetitivo e stazionario, sia fenomeni diffusi su aree sufficientemente omogenee così da consentire una estrapolazione di tipo spaziale.

1.2.2 Modelli completi di versante

Simulano i fenomeni fisici che avvengono nei pendii e, in particolare, l'andamento degli acquiferi sotterranei e le variazioni delle pressioni interstiziali in funzione degli eventi meteorici. Da un punto di vista concettuale tali modelli forniscono, quindi, la possibilità di mettere in relazione il regime delle pressioni neutre con gli eventi meteorici e, in altre parole, di valutare il ruolo giocato da questi ultimi nei problemi di stabilità.

Le modellazioni proposte dai diversi Ricercatori operanti nel settore si basano sulla legge di continuità del flusso di acqua in terreni saturi e non saturi. L'equazione per il flusso attraverso un elemento di terreno non saturo, è la seguente:

$$\text{Eq. 11} \quad \frac{\delta}{\delta x} \left(k_x \frac{\delta h}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(k_y \frac{\delta h}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(k_z \frac{\delta h}{\delta z} \right) + Q = \left(\frac{\delta \Theta_w}{\delta t} \right)$$

dove h è l'altezza idraulica totale, k_x , k_y e k_z sono la permeabilità nelle direzioni x , y e z rispettivamente. Q è il flusso applicato al contorno (ad es. intensità di pioggia) e Θ_w è il contenuto volumetrico d'acqua. L'equazione 11 afferma che la variazione del flusso nelle direzioni x , y e z è uguale alla variazione del contenuto d'acqua nel tempo. Per terreni saturi in regime stazionario, l'acqua che entra e che esce in un elemento di terreno è la stessa in ogni istante t . Di conseguenza, il termine a destra dell'equazione scompare.

La maggiore differenza tra il flusso nei due tipi di terreno (saturo e non saturo) è che il coefficiente di permeabilità è assunto costante nei terreni saturi, condizione verificata nel caso di eventi pluviometrici innescanti fenomeni franosi ([Hananberg 1991](#)), e dipendente dal contenuto d'acqua (o dalla pressione dell'acqua nei pori) nei terreni non saturi. Il quantitativo di acqua immagazzinato all'interno di un terreno dipende dalla pressione dell'acqua nei pori e dalle caratteristiche di ritenzione che il terreno possiede in virtù della propria struttura (vedi fig. 2). La pendenza della curva di figura 2 rappresenta la variazione di acqua immagazzinata o ceduta dal terreno in seguito ad una variazione di pressione interstiziale.

Nel flusso in terreni non saturi, la permeabilità dipende fortemente dal contenuto d'acqua a causa dell'eterogenea distribuzione dell'acqua di poro all'interno della massa

di terreno. È riconosciuto che il flusso avviene attraverso i canali di interconnessione dei pori, cosicché ad un incremento (decremento) del contenuto d'acqua corrisponde un incremento (decremento) dei canali interconnessi dal quale dipende la capacità del terreno di farsi attraversare dall'acqua. La permeabilità è massima quando il terreno è completamente saturo. Dunque esiste una relazione tra il contenuto d'acqua e la pressione interstiziale, inoltre la permeabilità è anch'essa funzione di detta pressione come mostrato in figura 3.

L'integrazione dell'equazione differenziale 11, per campo di moto saturo non saturo, nel rispetto di appropriate condizioni iniziali ed al contorno, può essere effettuata solo con l'ausilio di procedimenti numerici.

A tale scopo sono utilizzati il metodo delle differenze finite e, per mezzi isotropi ed omogenei, il metodo delle equazioni integrali al contorno (Cascini & Versace, 1986); per la descrizione di tali metodi si rimanda alla vastissima letteratura specifica (Remson et al., 1971), (Trescott et al., 1976), (Neuman, 1973), (Pinder & Gray, 1977), (Brebbia, 1978), (Liggett & Liu, 1983) etc.

Numerosi Ricercatori (tra cui Bertini et al., 1984 e 1986; Cartier & Pouget, 1988; Iverson & Major, 1987; Reid, 1994) hanno preso in considerazione l'andamento della pressione dell'acqua nel sottosuolo e, talora, hanno affrontato il tema della previsione dei movimenti franosi in termini probabilistici, legando la probabilità di un movimento di versante a determinate soglie di pressioni interstiziali o di altezze pluviometriche.

Di notevole interesse risultano quegli studi dove è stato tentato di creare modelli in grado di mettere in relazione le precipitazioni con le variazioni della distribuzione delle pressioni interstiziali e di utilizzare queste ultime in analisi di stabilità condotte generalmente con metodi all'equilibrio limite. Il lavoro di Ng & Shi (1988) ne rappresenta un valido esempio.

I due Autori adottano il programma ad elementi finiti SEEP/W (Geo-slope, 1995) al fine di modellare le condizioni di flusso nei versanti siltoso-argilloso-sabbiosi delle colline di Hong Kong. In figura 4 sono riportate la griglia agli elementi finiti e le condizioni iniziali e al contorno utilizzate nella modellazione. Gli Autori utilizzano valori di precipitazione (*input parameters*) già riconosciuti critici in precedenti studi di tipo idrologico-statistici. Successivamente utilizzano le distribuzioni delle pressioni dei pori calcolate con SEEP/W, in analisi di stabilità eseguite con il metodo di Bishop semplificato.

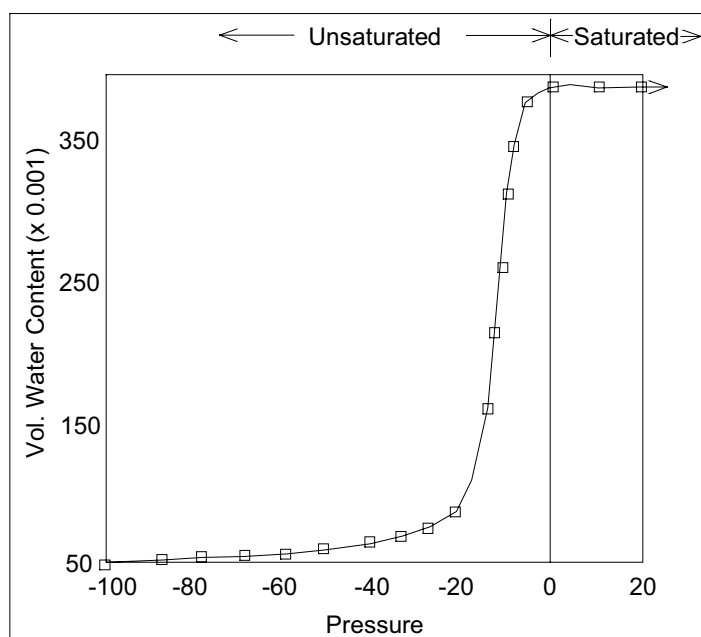


Figura 2. Relazioni tra il contenuto volumetrico d'acqua e la pressione dell'acqua nei pori. (Da Ng & Shi, 1998; ridisegnato)

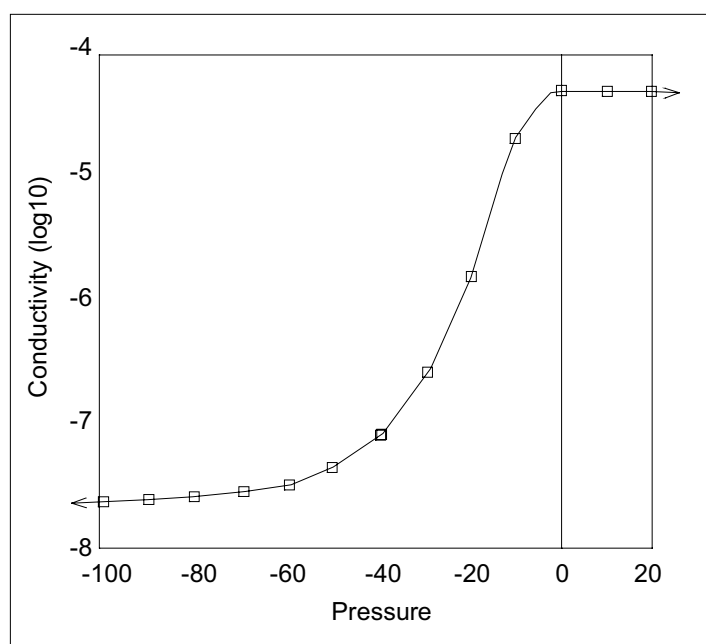


Figura 3. Relazioni tra la permeabilità e la pressione dell'acqua nei pori. (Da Ng & Shi, 1998; ridisegnato)

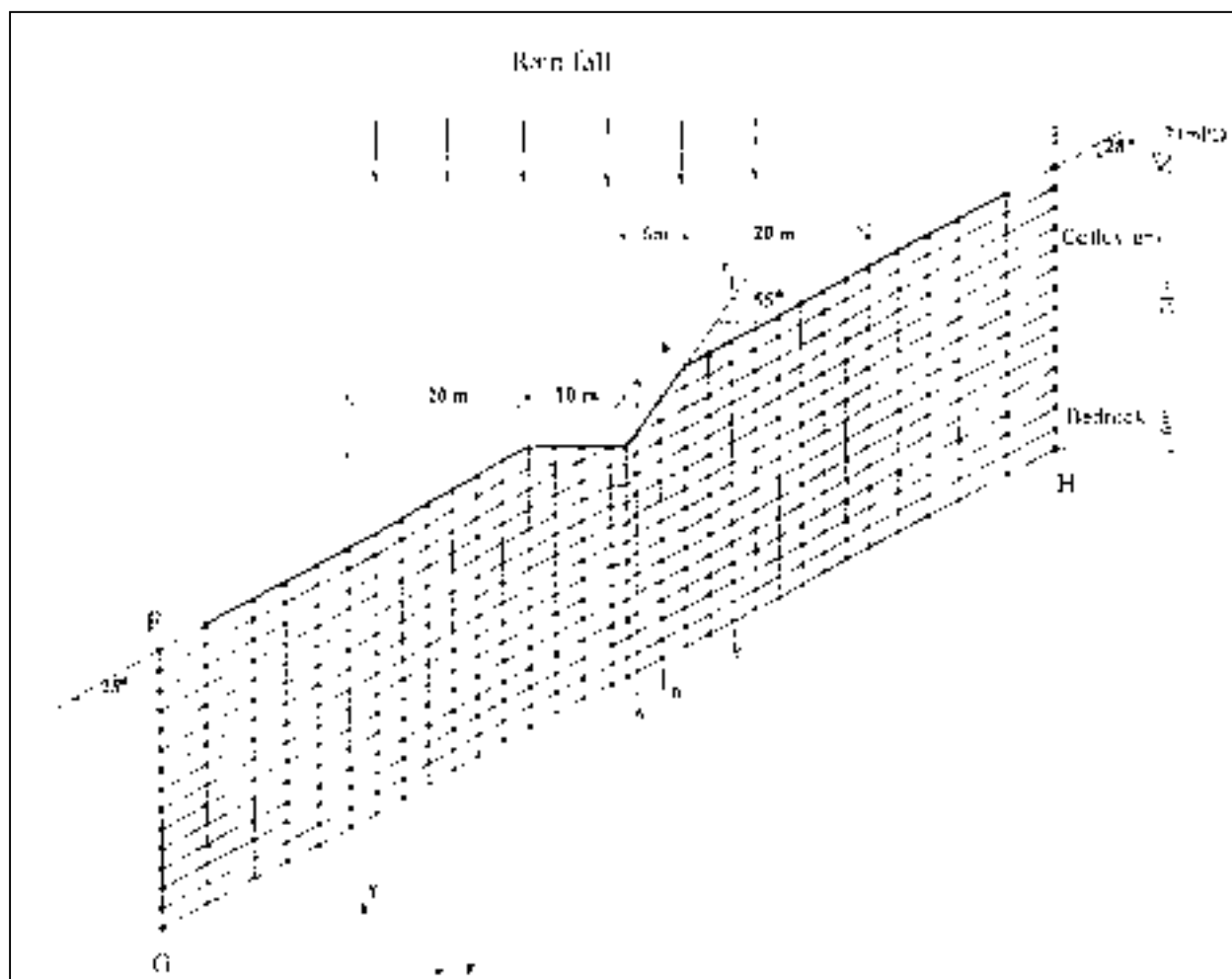


Figura 4. Griglia agli elementi finiti usata nelle analisi di filtrazione. (Da Ng & Shi, 1998)

La sperimentazione effettuata permette di individuare quale fattore destabilizzante sia le precipitazioni di forte intensità e breve durata (*two-hour rainstorm*) sia quelle cumulate in più giorni. Queste ultime provocano, infatti, un aumento della permeabilità del terreno (vedi anche figg. 2 e 3) e una risalita delle falde acquifere sotterranee cosicché un successivo evento piovoso di forte intensità e breve durata causa un notevole decremento del fattore di sicurezza ed una maggiore probabilità di frana.

La revisione di alcuni dei modelli completi di versante proposti in letteratura, ha messo in evidenza che i vari Autori utilizzano modelli idrologici per la previsione delle diverse componenti del bilancio idrico dei versanti (afflussi, deflussi, infiltrazione efficace) e modelli idrogeologici per la previsione dei rapporti fra altezze piezometriche e ricarica della falde. Tali modelli risultano certamente efficaci nello studio della pericolosità di frana, ma esistono delle complicazioni legate alla simulazione dei fenomeni fisici che avvengono nei pendii. Un approccio completo è possibile solo quando si matura una conoscenza globale dei terreni costituenti i pendii. In particolare solo di rado è possibile acquisire dati che permettano di ricostruire le modalità di deflusso superficiale e

sotterraneo, focalizzando, in questo secondo caso, l'attenzione sulla filtrazione sia nella zona satura sia in quella non satura, e ricostruendo le modalità di fluttuazione della falda idrica. Inoltre risulta spesso difficile ricostruire l'effetto indiretto dovuto alle precipitazioni, connesso all'azione delle acque fluenti, in particolare al piede del versante, legato anche alla morfologia del territorio a monte dell'area in studio. In teoria ogni componente dei modelli dovrebbe riflettere le effettive leggi fisiche che regolano il comportamento dell'acqua nel sottosuolo; in pratica, data la complessità del problema, diverse parti di tali modelli si fondano su leggi sostanzialmente empiriche.

Tali relazioni spesso sono ricavabili esclusivamente sulla base di dati provenienti da sperimentazioni dirette quali il monitoraggio delle pressioni dell'acqua nel sottosuolo e degli spostamenti degli ammassi franosi a seguito di eventi pluviometrici. Ma anche in questo caso, come è ben noto, esistono delle grandi difficoltà sia progettuali sia economiche per la strumentazione dei versanti.

1.3 Obiettivi e sintesi della ricerca

L'area in studio ricade nel versante ionico della regione Basilicata, geologicamente nota come "Fossa Bradanica" (figg. 5 e 7).

Obiettivo sintetico della ricerca è l'elaborazione di un modello di versante in grado, per l'area in esame, di interpretare le relazioni tra precipitazioni e movimenti di versante.

La realizzazione del modello è basata su dati reali che hanno fatto quindi riferimento a quanto realmente accaduto in passato sul territorio. In altre parole, la formulazione analitica di esso è fondata su informazioni inerenti ai movimenti di versante accaduti, al contesto geologico in cui si sono verificati e alle condizioni pluviometriche ad essi coniugate, al fine di poter avanzare previsioni sulle evoluzioni future, in relazione alla possibilità di accadimento di ben determinati eventi idrometeorologici.

La ricerca è finalizzata all'individuazione di una metodologia che permetta di definire una zonazione della pericolosità di frana in relazione ad eventi di precipitazione. A tale scopo ho ritenuto opportuno combinare i risultati dell'applicazione di due tipi di modelli suggeriti in letteratura, modelli "completi di versante" e modelli "idrologico-statistici", al fine di mettere a punto uno strumento di valutazione del diverso "peso" che il fattore innescante piovosità assume in relazione ai fattori geologici, morfologici, idraulici, geomeccanici ed antropici, la cui combinazione determina il raggiungimento delle condizioni di rottura nei versanti (fig. 6).

La necessità di combinare i due tipi di modelli nasce dalla scarsa efficacia, in studi a carattere previsionale, dell'applicazione di ciascuno di essi separatamente. I modelli completi di versante risultano, una volta definiti il gran numero di parametri che concorrono nei fenomeni fisici che avvengono nei pendii, di notevole validità, ma la possibilità di valutare la ricorrenza di condizioni critiche di stabilità in relazione ad eventi di pioggia, deriva dall'utilizzo di metodologie e tecniche proprie dei modelli idrologico-statistici. D'altro canto, la sola applicazione di questi ultimi non permette di ottenere chiare indicazioni sulle modalità di risposta dei singoli versanti in relazione alle differenti condizioni idrologiche a cui sono soggetti; a tal fine, quindi, si rende indispensabile la definizione dello scenario geologico-tecnico in cui si verificano movimenti di masse instabili, di cui si voglia descrivere lo scenario idrologico che precede ed accompagna la fase di collasso.

Nel corso della ricerca, in base alla documentazione storica e tecnica reperita e ai primi rilevamenti di campagna, sono state scelte alcune tra le aree in frana censite, sulle quali

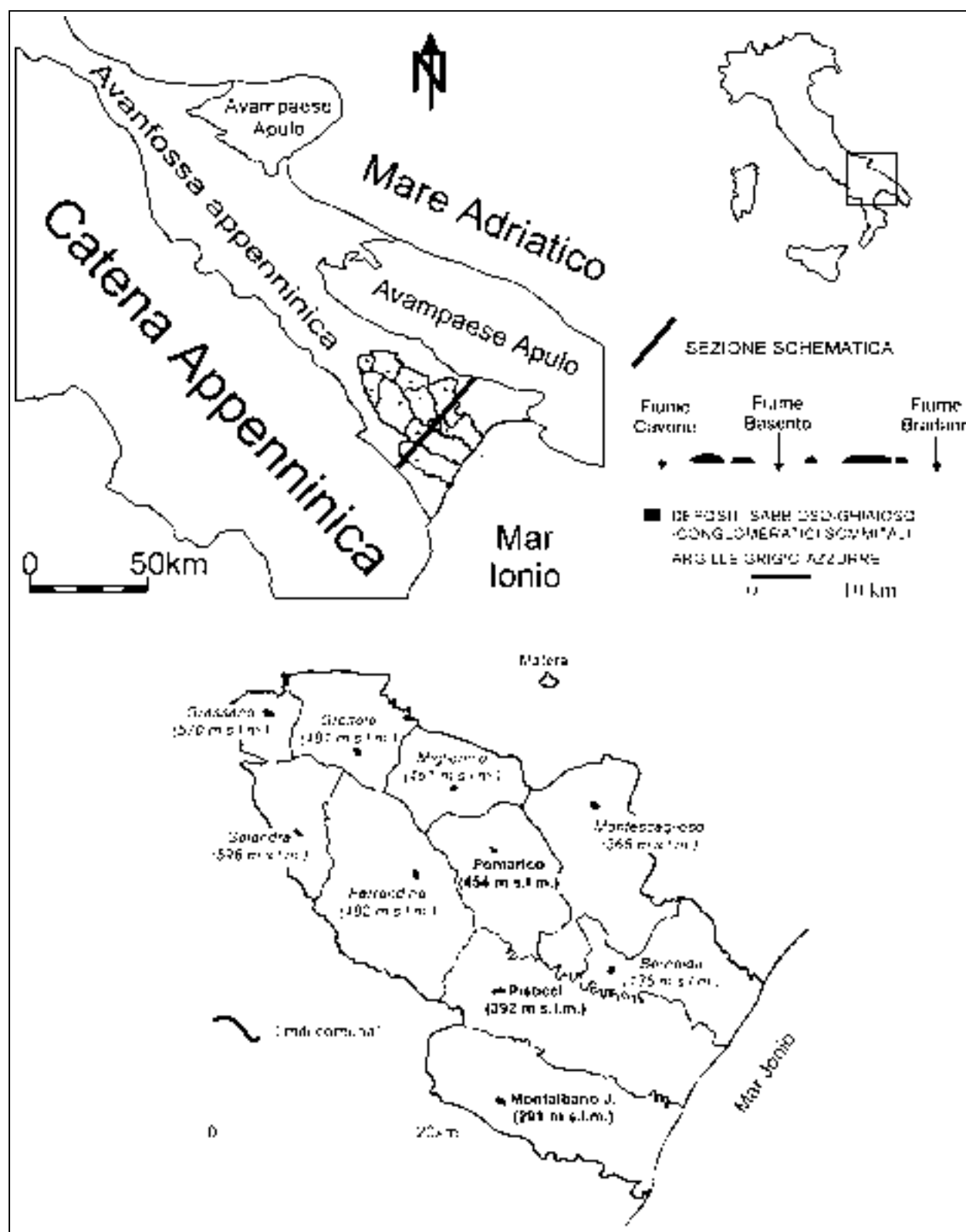


Figura 5. Ubicazione dell'area di ricerca.

verificare gli effetti dei valori critici delle precipitazioni. A partire dalle reali situazioni di terreno desunte dalle indagini geologica, geomorfologica, idrogeologica e geotecnica, e sulla base dei dati di monitoraggio delle piogge e delle pressioni dell'acqua nel sottosuolo, sono state condotte analisi di stabilità con metodi matematici, finalizzate a

simulare gli stati tensio-deformativi in diverse condizioni di filtrazione. Tali indagini hanno consentito la definizione della variabile idrologica in grado di "giustificare" l'innesco dei movimenti di versante censiti (fig. 6) a cui è seguita una valutazione, su base probabilistica, della corrispondenza frane-precipitazioni e della ricorrenza di valori "soglia" delle precipitazioni oltre i quali è possibile l'innesco di instabilità di pendio.

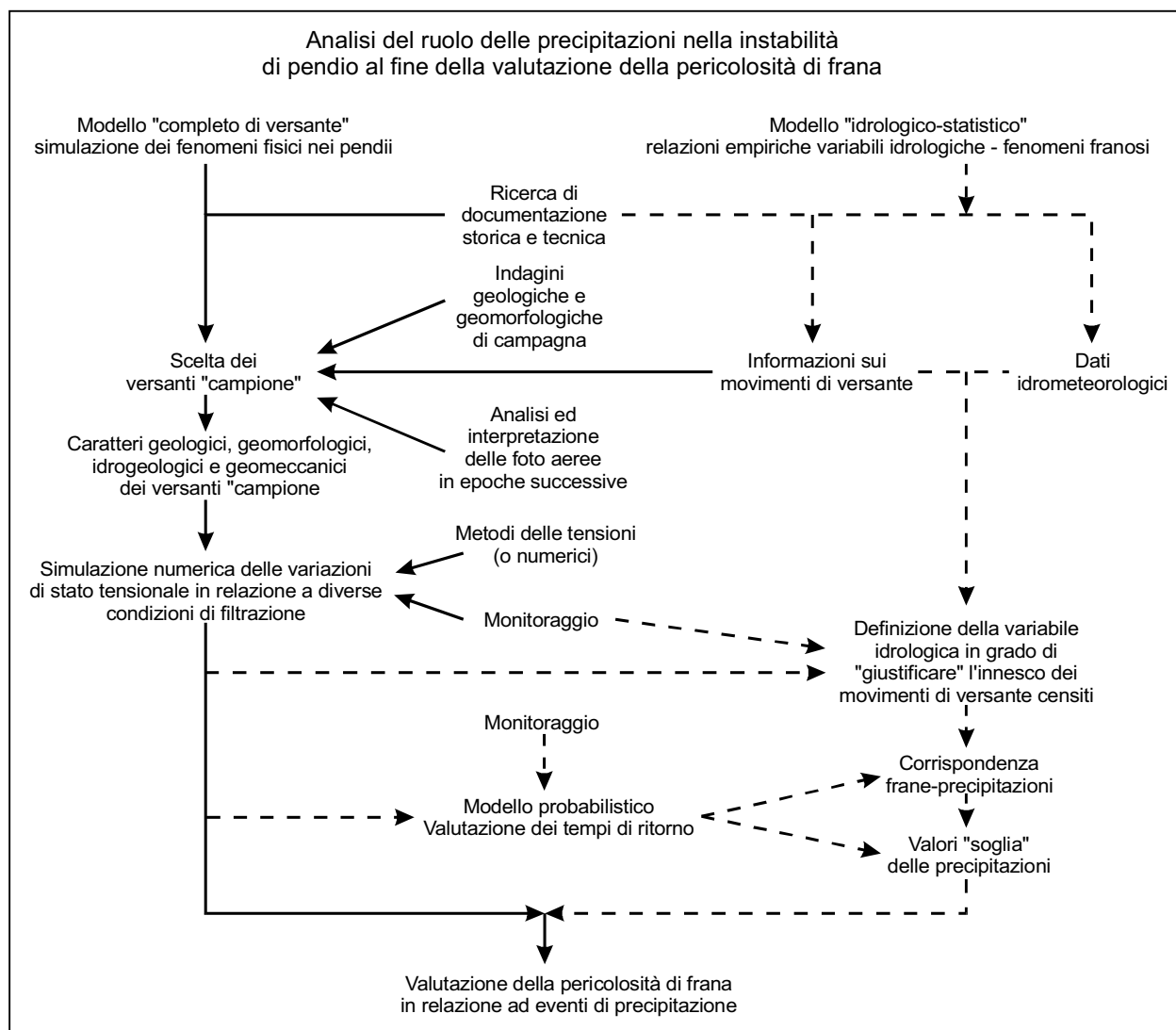


Figura 6. Obiettivi e sintesi della ricerca.

In ultima analisi, la ricorrenza delle "soglie" pluviometriche di innesco, espressa in termini di tempi di ritorno, opportunamente combinata con le notizie provenienti dall'analisi storica sulle frane, rappresenta un valido strumento previsionale della probabilità di occorrenza di un fenomeno franoso in relazione ad eventi di precipitazione.

Nel corso degli approfondimenti sulle "aree campione", l'elevata franosità registrata a partire dagli anni '50 in concomitanza con il progressivo aumento della pressione

antropica sull'intero territorio nazionale, ha indotto la messa a punto di metodologie finalizzate alla valutazione dell'incidenza del fattore antropico "centro abitato" sulla recente evoluzione morfologica delle aree in studio e quindi all'individuazione del campo di impiego delle serie storiche di frana per analisi previsionali estese ad aree non urbanizzate. Tali studi, i cui risultati sono riportati nel capitolo 5, si sono resi necessari per non giungere ad una erronea valutazione, in particolare ad una sovrastima, della pericolosità di frana in relazione ad eventi di precipitazione.

L'elaborazione del modello di interpretazione ha comportato, quindi, lo svolgimento dei seguenti stadi di attività:

- Censimento dei movimenti di versante avvenuti nell'area: costruzione di un database di riferimento dei movimenti franosi datati. La raccolta di informazioni sui movimenti di versante ha usufruito di dati provenienti da più fonti: dati di letteratura (Guerricchio & Melidoro, 1979; Guzzetti et al., 1994, Del Prete, 1981; Benedini & Gisotti, 1985; Lazzari et al., 1990; Catenacci, 1990; Del Prete et al., 1992a; 1992b; Cotecchia & Del Prete, 1986), Archivi Statali, archivi degli Uffici Tecnici provinciali e comunali, archivi di strutture operative in caso di eventi calamitosi (Comando dei Vigili del Fuoco di Matera), archivi di enti predisposti alla manutenzione di infrastrutture antropiche (ACI, ANAS, ENEL, SIP-TELECOM), fonti cronachistiche e testimonianze dirette. Le informazioni ottenute sono state verificate ed integrate sulla base di rilevamenti in sito e di interpretazione aerofotogeologica. Ai fini di questa ricerca sono state utilizzate notizie che riportavano l'esatta collocazione temporale (anno, mese, giorno e, ove possibile, ora), la localizzazione e la tipologia del fenomeno franoso.
- Definizione dello scenario idrologico relativo a ciascun movimento di versante censito. L'acquisizione dei dati idrologici è stata effettuata consultando gli Annali Idrologici del Servizio Idrografico Nazionale, nei quali è riportata, ed opportunamente verificata, la serie di osservazioni pluviometriche giornaliere misurate dalla rete di pluviometri in funzione sull'intero territorio nazionale. Gli Annali raccolgono, inoltre, i valori giornalieri delle temperature ed altre informazioni quali: precipitazioni massime con durata da uno a cinque giorni consecutivi, precipitazioni di forte intensità e breve durata registrate ai pluviografi, precipitazioni nevose e misure di portata dei maggiori corsi d'acqua.
- Scelta delle "aree campione". La scelta è stata basata su di un criterio di rappresentatività dei fattori geologici, geomorfologici e geomeccanici.

- Caratterizzazione di dettaglio dei versanti “campione”. Lo scenario geologico in cui si sono verificati gli eventi franosi individuati nella prima fase della ricerca (censimento), è stato definito in base al rilevamento geologico, geomorfologico ed idrogeologico a grande scala dei versanti. L'analisi e l'interpretazione di foto aeree, realizzate in epoche diverse, ha permesso di valutare la storia evolutiva dei versanti in frana e lo stadio in cui allo stato attuale essi si trovano; a tal fine si sono rese indispensabili le notizie provenienti dall'analisi storica dei fenomeni che hanno colpito i centri abitati.
- Simulazione della risposta dei versanti “campione” alle precipitazioni in termini di variazione della distribuzione delle pressioni interstiziali. Si è proceduto al censimento ed al monitoraggio dei pozzi e delle emergenze presenti nella zona. Il monitoraggio è stato effettuato attraverso una campagna di indagini che ha tenuto conto delle condizioni climatiche dell'area e dell'accadimento di fenomeni meteorologici a carattere eccezionale che si sono verificati nel corso della ricerca. In questa fase, a partire dal 12/02/1999, è stato attrezzato uno dei versanti delle "aree campione" con piezometri in grado di registrare direttamente dati di variazioni di pressioni interstiziali in relazione ad eventi meteorici. Di notevole importanza sono stati i dati provenienti dalla letteratura circa le fluttuazioni dei livelli di falda nei versanti.
- Simulazione numerica delle conseguenti variazioni di stato tensionale all'interno dei versanti “campione” e formulazione di ipotesi sulle condizioni di precipitazione in grado di determinare il superamento delle condizioni di stabilità. Per determinati versanti (scelti per la loro rappresentatività), la stima di valori critici di pressione interstiziale attraverso analisi di stabilità, assieme all'utilizzo di relazioni tra variabili idrologiche e pressioni dell'acqua, ha consentito di individuare gli eventi pluviometrici potenzialmente destabilizzanti.
- Definizione dei parametri idrologici in grado di “giustificare” l'innescò dei movimenti di versante censiti. Sulla base delle elaborazioni del modello completo di versante, dei dati di monitoraggio, delle informazioni di letteratura e dell'osservazione che solo in un caso, tra gli eventi di frana censiti, è piovuto il giorno della frana, la variabile idrologica scelta è stata la “pioggia giornaliera cumulata”.
- Valutazione della pericolosità di frana in relazione ad eventi di precipitazione. La valutazione, su base probabilistica, della corrispondenza tra frane e piogge cumulate e dei valori soglia delle precipitazioni oltre cui è possibile l'innescò di movimenti di versante, ha permesso di valutare la pericolosità dei versanti "campione" effettuata combinando la periodicità dei valori soglia con quella dei fenomeni franosi censiti.

Capitolo 2 - Caratteri geologici, climatici, geomorfologici e idrogeologici

2.1 Inquadramento della "Fossa Bradanica"

2.1.1 Geologia

La Fossa Bradanica (Migliorini, 1937) rappresenta un bacino di sedimentazione plio-pleistocenico compreso fra la catena appenninica meridionale ad ovest e l'avampaese apulo (Gargano e Murge) ad est (figg. 7 e 8). Essa corrisponde alla parte meridionale dell'Avanfossa adriatica, in altre parole all'Avanfossa appenninica post-messiniana (Crescenti, 1975).

La storia tettonica e sedimentaria della Fossa Bradanica va inquadrata nel più ampio contesto evolutivo dell'orogenesi appenninica. Questa prevede un sistema catena-avanfossa-avampaese generatosi a causa della subduzione con retroflessione verso E della placca adriatica (per trazione gravitativa, secondo Royden et al., 1987; per opposizione al flusso nel mantello, secondo Doglioni, 1991) e migrato, per successive fasi deformative, verso E-NE durante il Plio-Pleistocene (Ciaranfi et al., 1979; Casnedi, 1988).

Attualmente, gran parte del bacino che nel Pliocene inferiore costituiva l'Avanfossa appenninica è sepolto sotto al margine esterno della Catena, come evidenziato dalle numerose prospezioni petrolifere condotte nell'area (fig. 8). In tale area la deformazione è avvenuta progressivamente da W verso E sino al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore e successivamente da NW verso SE (Patacca et al., 1990).

I depositi pliocenici, in quasi tutta la Fossa Bradanica, poggiano direttamente sui sedimenti della piattaforma apula il cui tetto è costituito da calcari del Cretacico superiore o da calcareniti paleogenico-mioceniche (Crescenti, 1975). In alcuni settori i sedimenti pliocenici bradanici poggiano sia sui terreni alloctoni miocenici connessi alla traslazione delle coltri appenniniche sia sui terreni delle piattaforme interne che, dopo una fase di parziale emersione alla fine del Cretacico, tornarono ad essere sommerse nel Pliocene inferiore (Casnedi, 1988) (Fig. 8).

Successivamente alla compressione determinata dallo spostamento della Catena, il mare che invadeva l'Avanfossa si approfondì ed iniziò a delinearsi l'attuale Fossa Bradanica s.s. (Pliocene superiore). Iniziò così un periodo di intensa sedimentazione in

cui gli apporti trasversali dalla catena e dall'Avampaese murgiano si alternarono con quelli longitudinali di tipo torbido.

La migrazione del fronte appenninico verso la Fossa, secondo sistemi di faglie inverse, determinò l'accumulo di notevoli quantità di materiali alloctoni. La subsidenza causata dal peso dei depositi provocò, nel settore più esterno della Fossa, l'instaurarsi di flussi torbido-sabbiosi-argillosi provenienti dal settore nordoccidentale (alto del Fortore di Casnedi et al., 1982). Contemporaneamente, la deformazione di tipo compressivo indusse un richiamo distensivo nell'Avampaese determinando la formazione di faglie dirette a gradinata con andamento NW-SE (Ricchetti & Scandone, 1979).

Durante il Pliocene superiore la Fossa Bradanica si separò definitivamente dal Bacino molisano tramite una struttura di tipo *horst* generatosi a seguito delle fasi deformative del Gargano. Tale struttura, in prossimità del Fortore, risulta rilevata trasversalmente rispetto all'Avanfossa e ricoperta da sedimenti argillosi di limitato spessore (Casnedi, 1988).

Successivamente si verificò uno spostamento del depocentro dell'avanfossa verso il mar Jonio che determinò la formazione di un alto strutturale che segna il passaggio dal Bacino pugliese a quello lucano (Balduzzi et al., 1982) (fig. 9).

Il Pliocene terminò con manifestazioni vulcaniche probabilmente connesse all'attività del Vulture che, secondo Boenzi et al. (1987), iniziò invece nel Pleistocene medio. Nel Pleistocene l'Avanfossa continuò la sua migrazione verso SE (fig. 9) determinando lo sprofondamento della Fossa di Salandra e l'erosione degli alti strutturali formati durante il Pliocene superiore. Si accumularono così spessori di sedimenti di oltre 1500 metri, messi in evidenza da perforazioni, che danno origine ai campi gassiferi di Grottole, Ferrandina, Pisticci e Pomarico, tuttora attivi.

Successivamente si verificò un graduale sollevamento dell'intero settore con ulteriore migrazione dell'asse di sedimentazione verso SE fino al Golfo di Taranto, ove attualmente risiede (Ciaranfi et al., 1983). La sedimentazione attuale in tale settore è costituita da un'alternanza di depositi sabbioso-siltosi e pelitici, messi in posto da flussi gravitativi (correnti di torbida) (Senatore et al., 1982).

Il sollevamento della Fossa Bradanica non è stato omogeneo in tutta l'area ma ha seguito due direttrici principali: la prima lungo l'asse della Fossa con direzione NW-SE, la seconda perpendicolare ad essa secondo una combinazione detta "a bilancia" (Ciaranfi et al., 1979).

Figura 7. Stralcio della "Carta geologica dell'Appennino meridionale", scala 1:250000 (da Bonardi et al., 1988).



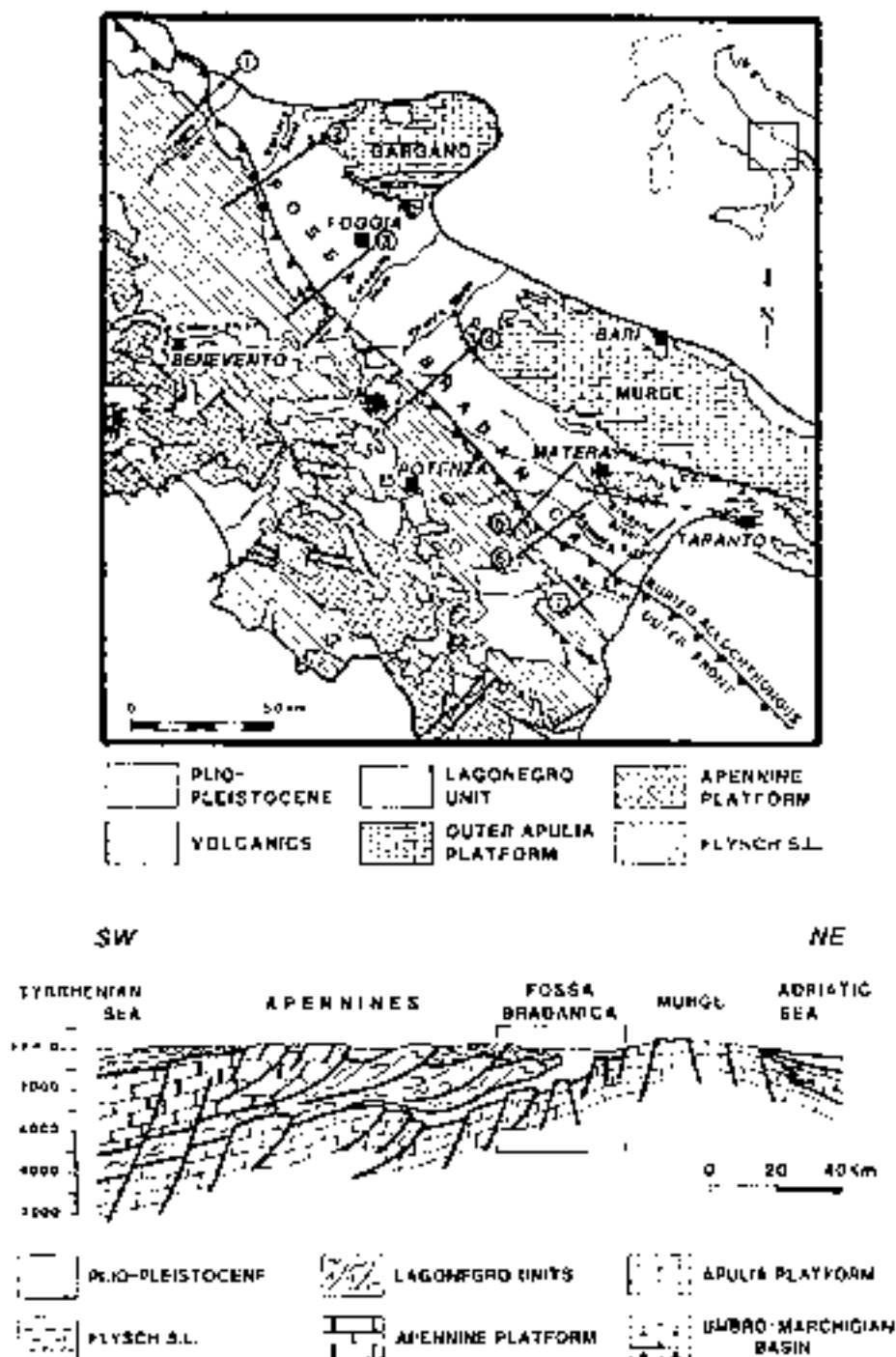


Figura 8. Schema geologico e sezione dell'Appennino Meridionale (da Sella et al., 1988).

Nel Pleistocene inferiore si è avuta una parziale emersione della Fossa Bradanica a partire dai settori settentrionali più interni fino all'attuale Mar Jonio. Come conseguenza del sollevamento differenziato, in prossimità della Catena si è avuto il massimo sollevamento mentre è risultato minimo a ridosso dell'Avampaese. A tale motivo se ne contrappone un altro in direzione ortogonale, che ha consentito un innalzamento maggiore nelle aree più interne rispetto a quelle prossime al Mar Jonio.

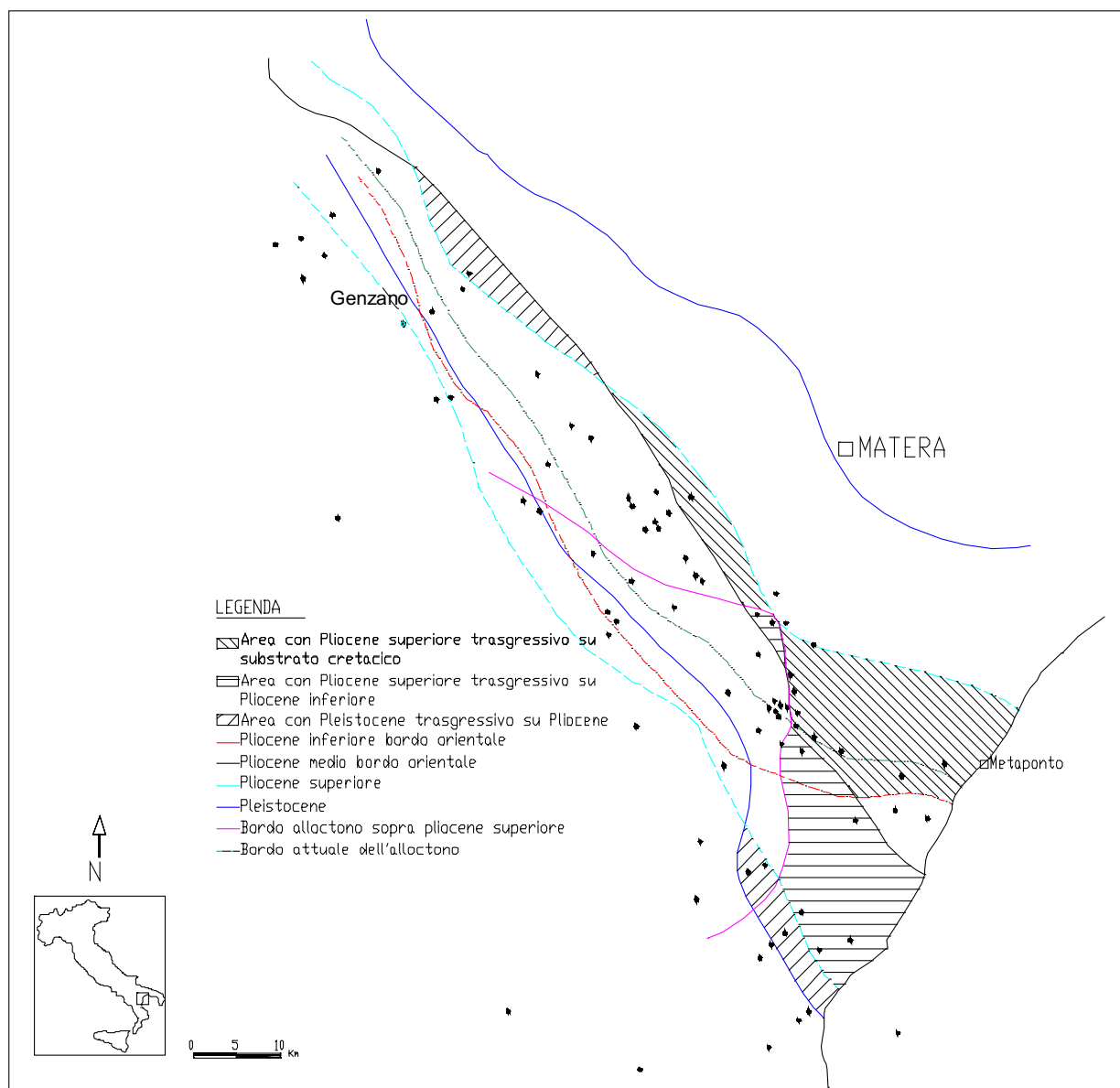


Figura 9. Evoluzione paleogeografica della "Fossa Bradanica" tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene (da Balduzzi et al., 1982; ridisegnato).

È in questo periodo che ha inizio l'attività vulcanica del Vulture, evento particolarmente importante per la geodinamica del settore meridionale. L'attività vulcanica del M. Vulture, databile tra 0.8 e 0.5 Ma, ubicata in corrispondenza del margine appenninico di bordo dell'Avanfossa, sarebbe una conseguenza dell'estensione del *rifting* tirrenico (Cortini, 1975). La presenza o l'assenza di minerali riconducibili all'evento parossistico del Vulture ha consentito di differenziare i depositi regressivi, in cui tali minerali sono assenti, da quelli più recenti, caratterizzati da un'abbondante presenza (De Marco, 1990).

Al sollevamento ed al basculamento (*tilting*) della Fossa Bradanica sono correlabili le riattivazioni di sistemi di faglie, in genere dirette, con piani subverticali e rigetti di

modesta entità. Sono state riconosciute discontinuità con direzioni NW-SE, NE-SW, E-W, N-S sulla base di indizi morfologici rilevabili dall'esame delle fotografie aeree (Ciaranfi et al., 1983) (fig. 10).

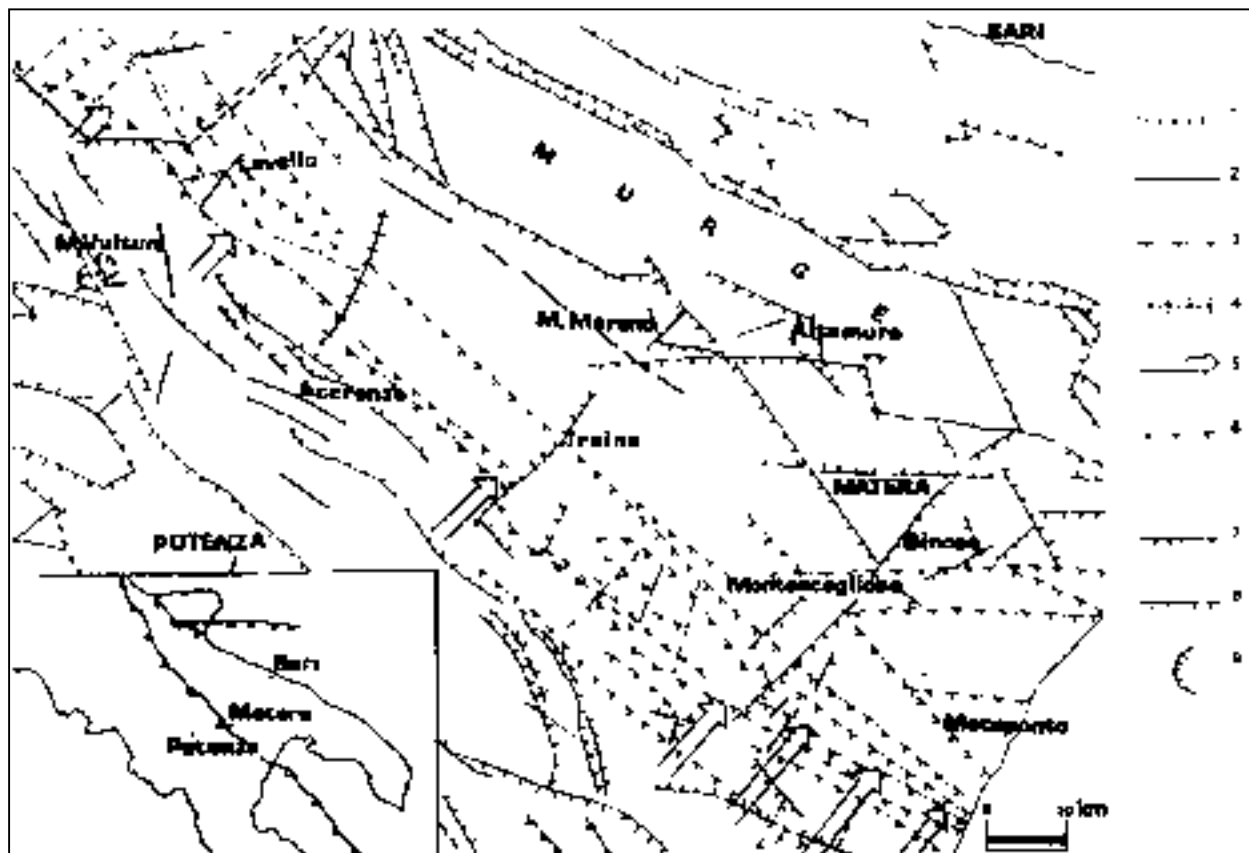


Figura 10. Schema neotettonico della Fossa Bradanica. 1. Faglie normali; 2. Faglie di tipo indefinito; 3. Faglie probabili; 4. Asse di sollevamento; 5. Spostamento orizzontale; 6. Spinte laterali; 7. Faglie normali con periodo di attività compreso tra il Pleistocene medio e l'Olocene; Faglie normali con periodo di attività compreso tra il Pliocene e il Pleistocene; 9. Bordo di caldera. (Da Ambrosetti et al., 1983 - ridisegnato)

Nell'area murgiana sono state localizzate faglie normali con immersione a SW che hanno dislocato anche la copertura pleistocenica, probabilmente riattivate lungo precedenti sistemi (Iannone et al., 1980). Sul bordo appenninico si è avuta la dislocazione della coltre alloctona lungo faglie dirette in risposta al sollevamento dell'area con alcuni allineamenti, ubicati a nord di Guardia Perticara, a sud dell'abitato di Craco e a Tempa Petrolla, da ritenersi tuttora attivi (Ciaranfi et al., 1979). Anche nei depositi superiori del ciclo bradanico e nei sedimenti dei terrazzi marini si possono rilevare le evidenze di sistemi di faglie. Ad esempio in località Cava le Serre, in prossimità di Pomarico, il conglomerato regressivo è interessato da sistemi coniugati NW-SE; anche nei depositi marini di località Vaccheria San Basilio è stato rilevato un

sistema di discontinuità con direzione NNW-SSE. I rigetti di queste ultime faglie sono sempre molto modesti (dell'ordine di qualche metro).

I depositi del settore centro-orientale della Fossa Bradanica appartengono a due cicli sedimentari principali. Il primo è quello di Calandrio-Serra del Cavallo che, secondo alcuni Autori (Mostardini et al., 1966), è riferibile esclusivamente alla parte alta del Pliocene inferiore, mentre per altri può estendersi fino alla parte inferiore del Pliocene medio, sicuramente prima della trasgressione medio-pliocenica (Lentini, 1967). I depositi riconducibili a questo ciclo affiorano lungo una fascia orientata NW-SE da Serra del Croce fino a Serra del Cavallo, in sinistra Agri, e nei pressi di Rotondella (Mostardini et al., 1966). Localmente affiorano in prossimità di Craco, a Tempa Petrolla e a Cozzo Iazzitelli. Lo spessore è compreso tra pochi metri fino a 250. I sedimenti del suddetto ciclo sono costituiti, dal basso verso l'alto da:

- conglomerati basali trasgressivi sui termini pre-pliocenici;
- argille marnoso-sabbiose grigio-biancastre contenenti una frazione diatomitica;
- sabbie e calcareniti grossolane giallastre a stratificazione incrociata.

Per il ciclo di Gannano, il secondo ciclo in questione, non esiste un unanime giudizio circa l'esatta collocazione temporale. Infatti, se per Lentini (1969) la sezione studiata presso Gannano si estenderebbe tra la parte alta del Pliocene inferiore e, parzialmente, quello superiore, Ricchetti e Scandone (1979) individuano un'età compresa tra Pliocene medio e medio-superiore. I depositi del Ciclo di Gannano affiorano tra il F. Agri ed il T. Salandrella-F. Cavone. I litotipi presenti, dal basso verso l'alto, sono i seguenti:

- argille salmastre indicative della trasgressione;
- sabbie argillose;
- argille diatomitiche;
- argille con intercalazioni sabbiose (Mostardini et al., 1966).

Le argille sommitali sono il litotipo più diffuso arealmente ed anche il più potente (500-600 m); le facies sono di mare profondo.

Il riempimento della depressione strutturale alto-pliocenica è riconducibile quasi completamente ad un ciclo sedimentario che, secondo diversi Autori, può datarsi tra la parte alta del Pliocene superiore ed il Pleistocene (Lentini, 1967). Tale ciclo è denominato "ciclo bradanico s.l.".

La successione sedimentaria appartenente al suddetto ciclo rappresenta il riempimento del Bacino lucano nel momento della sua massima estensione areale e dell'estremo approfondimento (Balduzzi et al., 1982). Verso la fine la successione assume connotati

tipicamente regressivi, legati alle fasi di sollevamento dell'area dalla fine del Pleistocene inferiore.

I termini sommitali delle Sabbie di Monte Marano e del Conglomerato di Irsina testimoniano la definitiva emersione di tutto il settore di Avanfossa e, lungo una sezione trasversale alla Fossa, i sedimenti del ciclo bradanico descrivono un prisma sedimentario profondo oltre 3000 metri, nella parte centrale non raggiunta dal fronte dell'Alloctono. Lo spessore dei sedimenti va riducendosi procedendo verso NE ed arriva quasi ad annullarsi completamente in prossimità dell'Avampaese murgiano (Ricchetti & Scandone, 1979).

In prossimità del bordo appenninico il contatto con i depositi del sottostante ciclo è incerto (Lentini 1969). Spesso i depositi bradanici si trovano a contatto con formazioni preplioceniche appartenenti ad unità appenniniche (Hippolyte et al., 1994).

In gran parte dell'avanfossa il termine più frequentemente affiorante di questo ciclo è costituito dalle Argille Subappennine (Argille grigio-azzurre). Le eccezioni sono costituite, in prossimità del centro abitato di Tursi, da una potente lente costituita da sabbie stratificate (Sabbie di Tursi) di colore giallo ocra a grana fine in cui si alternano banchi arenacei e lenti conglomeratiche. Lo spessore, massimo a Tursi (490 metri), tende a diminuire fino a scomparire procedendo verso E, SE, NE. Altra eccezione è costituita dalla presenza, in sinistra orografica del F. Basento e in prossimità di Tricarico, di una lente conglomeratica (Conglomerato di Serra del Cedro) potente fino a 500 metri. È costituito da bancate conglomeratiche di ciottoli poligenici ed eterometrici di chiara provenienza appenninica, con intercalazioni sabbiose discontinue. La deposizione, da ricondurre presumibilmente all'Emiliano, è da mettersi in relazione con un ambiente fluvio-deltizio situato sul margine appenninico (Gambassini, 1967).

L'inizio della sedimentazione marina pleistocenica sul lato dell'avampaese è generalmente rappresentata dalla formazione delle Calcareniti di Gravina, in parziale eteropia laterale con le Argille Subappennine (fig. 11). La trasgressione basale, in netta discordanza angolare con i calcari dell'Avampaese, è marcata dalla locale presenza di un conglomerato dello spessore di circa un metro passante, verso l'alto, alle calcareniti. Si tratta di calcareniti di colore biancastro, organogene e ricche di fossili. Dove le Calcareniti mancano, il contatto con i calcari dell'Avampaese avviene mediante le Argille Subappennine o le Calcareniti di Monte Castiglione (Cantelli, 1960).

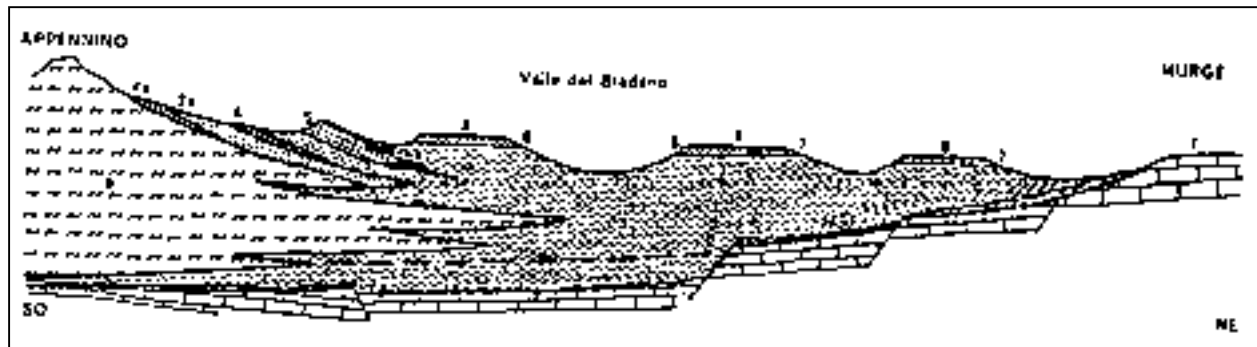


Figura 11. Schema dei rapporti stratigrafici fra le formazioni del Pliocene e del Pleistocene nella Fossa Bradanica (Valduga, 1968). 1) Basamento; 2) Calcareniti di Gravina; 3) Argille Subappennine; 3a) Argille Subappennine non radicate; 4) Sabbione di Garaguso; 4a) Sabbioni in lembi non radicati; 5) Conglomerato di Serra del Cedro; 6) Sabbie di Monte Marano; 7) Calcareniti di M. Castiglione; 8) Sabbie dello Statuto e Conglomerato di Irsina; 9) Limite Pliocene-Calabrianiano; a) Lembi non radicati di formazioni preplioceniche.

Al tetto delle Argille Subappennine, presenti uniformemente in tutta la Fossa Bradanica, troviamo le Sabbie di Monte Marano e il Conglomerato d'Irsina nell'entroterra della depressione lucana e depositi dei cicli sedimentari dei terrazzi marini nella zona prossima al mare (fig. 12).

La Formazione delle Argille Subappennine è costituita da una successione di argille marnoso-siltose a frattura concoide di colore variabile tra il grigio e il giallastro quando alterate e tra il grigio e l'azzurro al taglio fresco (foto 1-4). La stratificazione è in genere poco evidente anche se a volte risulta evidenziata da sottili livelli limoso-sabbiosi di colore giallo-arancio intercalati nelle Argille. Le intercalazioni si fanno sempre più frequenti nella parte alta della formazione, parallelamente alla comparsa di orizzonti ricchi di macrofossili. Tali orizzonti sono chiaramente visibili a contatto con le formazioni di chiusura del "ciclo bradanico" o dei terrazzi marini (Cantelli, 1960; Moroni, 1967; De Castro Coppa et al., 1979; Guerricchio & Melidoro, 1979; Sgarrella et al., 1979) (foto 5 e 6). Dal punto di vista mineralogico abbonda la percentuale dei minerali argillosi rispetto a quelle di quarzo, feldspati, calcite e dolomite. L'associazione mineralogica delle frazioni fini è costituita quasi completamente da illite, montmorillonite, caolinite e clorite (Pozzuoli et al., 1979; Pozzuoli et al., 1980; Di Pierro, 1981).

Sono presenti, a varie altezze, livelli tufitici biancastri potenti non più di 30 cm ma sufficientemente continui lateralmente. Metodologie assolute di datazione ne hanno fornito età prossime a 1.1 Ma (Capaldi et al., 1979).

L'ambiente di sedimentazione delle Argille Subappennine (o Argille grigio-azzurre) doveva essere un bacino profondo oltre 1000 metri nel periodo di massima subsidenza e progressivamente meno profondo (De Castro Coppa et al., 1979). Gli scenari

deposizionali sono riconducibili a correnti di torbida nella parte inferiore, ad emipelagali nella parte superiore e ad ambiente infranertico procedendo verso l'Avampaese (Balduzzi et al., 1982).

L'assetto glaciale è monodinalico con immersione verso NE e pendenza variabile tra 10° e 20° in relazione al basculamento subito dall'area. L'ammasso argilloso risulta, a luoghi, intensamente fratturato anche in profondità.

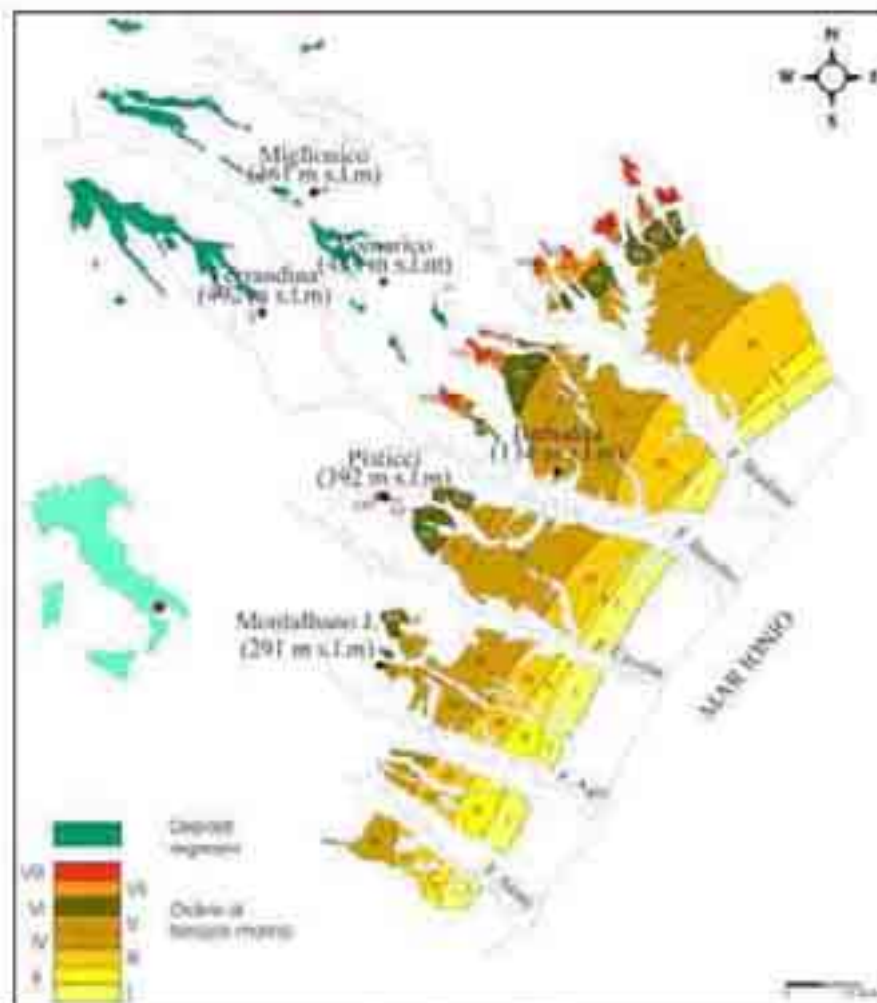


Figura 12. Carta dei terrazzi marini e delle aree di affioramento dei depositi regressivi.

Foto 1. Argille Subappennine in affioramento alla base della collina di Pistici.



Foto 2. L'imbocco nord della galleria in Argille grigio-azzurre che passa sotto l'abitato di Pistici.



Foto 3. Primo piano di un taglio fresco in Argille grigio-azzurre.



Foto 4. Frattura concorde in Argille grigio-azzurre.



Foto 5. Alleanze limo-sabbiose e sabbioso-limosi della parte alta delle Argille grigio-azzurre.



Foto 6. Particolare della foto precedente. Si noti l'intensa frutturazione del livello silto-sabbioso.



Lo spessore massimo delle argille in affioramento è di 400 metri; la potenza della formazione, invece, supera i tremila metri ma risulta molto variabile in relazione alla complessità strutturale del substrato su cui poggia.

L'età della formazione è compresa tra il Pliocene e il Pleistocene.

Il passaggio tra le Argille Subappennine e le sovrastanti Sabbie di Monte Marano è segnato da una fitta alternanza di strati argillosi e sabbiosi per una potenza che supera anche i dieci metri.

La formazione delle Sabbie di Monte Marano è rappresentata da sabbie poco cementate intercalate da orizzonti argilloso-limosi e livelli arenitici con potenze che possono raggiungere anche il metro. La successione, riconducibile ad un ciclo regressivo, è rappresentata da sabbie giallo-ocra con dimensione dei granuli crescenti fino a diventare sabbie grosse. I minerali costituenti sono quarzo, calcite, feldspati e miche (Pozzuoli et al., 1979; Pozzuoli et al., 1980; Di Piero, 1981).

Gli ambienti deposizionali si differenziano all'interno della successione in quanto si passa da un ambiente di transizione circa-litorale ad uno infralitorale ed infine ad ambienti di spiaggia sommersa ed emersa. Tale variabilità è necessariamente connessa al continuo modificarsi del livello marino.

La giacitura della formazione è concordante con le sottostanti Argille Subappennine. Gli spessori variano tra i 10 e gli 80 metri; in prossimità dell'Avampaese murgiano le Sabbie di Monte Marano sono in contatto eteropico con le Calcareni di Monte Castiglione. Tale formazione dello spessore di 20 metri si riduce a qualche metro a contatto con i calcari dell'Avampaese murgiano (Ricchetti, 1965). L'età di entrambe le formazioni è riferibile al Pleistocene.

Il passaggio dalle Sabbie di Monte Marano al Conglomerato di Irsina è marcato da sottili intercalazioni ghiaiose non sempre presenti. Il conglomerato appare ben cementato e di colore dal giallo al rossastro. Le dimensioni dei ciottoli sono molto variabili fino a raggiungere i 30-40 cm di diametro. La natura dei ciottoli è di evidente provenienza appenninica. L'ambiente di sedimentazione è di transizione tra il marino e il continentale; superiormente sono stati riconosciuti ambienti di deposizione fluvio-deltizi (Massari & Prea, 1990b).

La stratificazione, non sempre presente, localmente può testimoniare *foreset* di delta (Massari & Prea, 1990a; Neboit, 1975). La messa in posto segue la tendenza regionale di basculamento verso NE: lo spessore, massimo nella zona centrale della Fossa Bradanica può raggiungere gli 80 metri, mentre si riduce verso la Catena e

l'Avampaese dove, localmente, passa in eteropia laterale alle Sabbie dello Statuto ed alle Argille Calcigne (Ricchetti, 1967). L'età della formazione è pleistocenica.

Successivamente alla chiusura del ciclo sedimentario bradanico la regressione marina, pur proseguendo fino all'Attuale a seguito del sollevamento regionale della Fossa, si manifesta con una serie di eventi ingressivi e regressivi alla concomitante azione tettonica ed eustatica (Cinque et al., 1995). Ha avuto luogo così la nota serie dei depositi marini terrazzati. La denominazione globale di questa serie di eventi sedimentari va sotto il nome di cicli "post-Irsina" o dei terrazzi marini. Disposti in fasce continue, degradanti verso il mare e separati tra loro da scarpate parallele all'attuale linea di costa, assumono la forma di un grande anfiteatro (figg. 12 e 13). La continuità dei terrazzi è interrotta trasversalmente dai cinque grandi corsi d'acqua che solcano la Fossa Bradanica e che sono, da NE verso SW, il F. Bradano, il F. Basento, il F. Cavone, il F. Agri ed il F. Sinni (fig. 12). A questi si aggiungono altri corsi d'acqua minori, tributari dei primi, che hanno contribuito all'evoluzione morfologica dell'area.

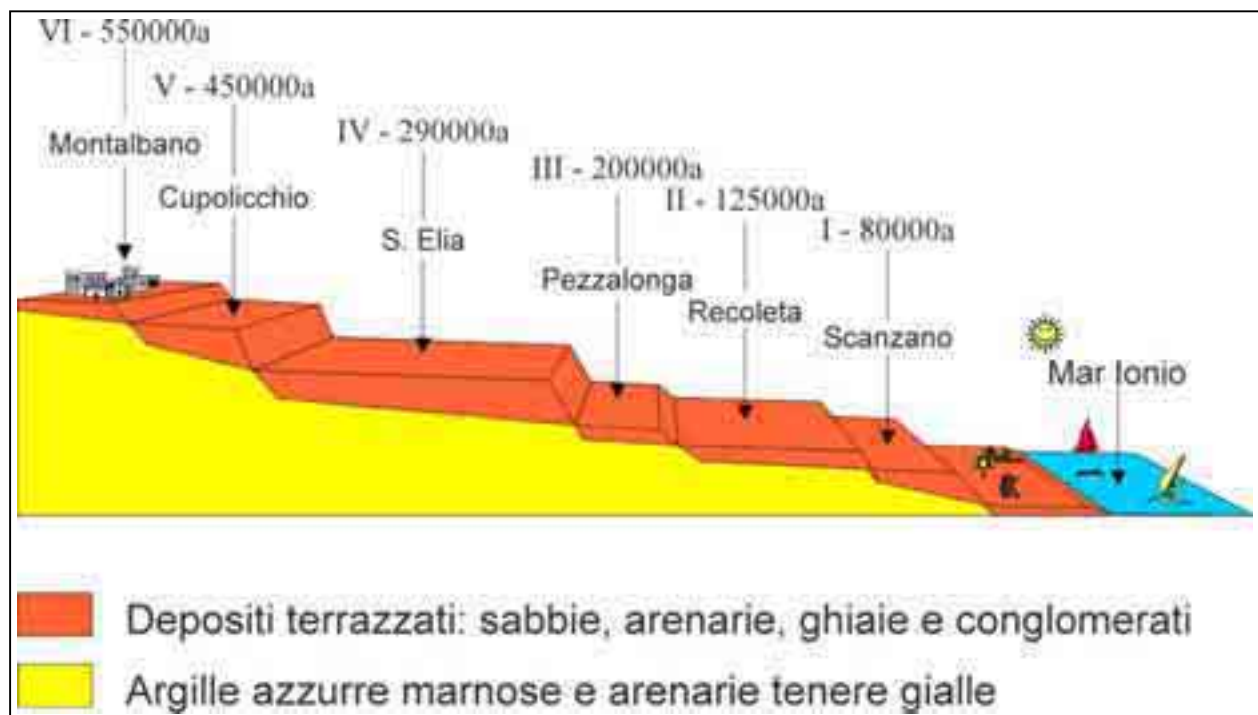


Figura 13. Rappresentazione schematica dei terrazzi marini tra Montalbano J. e il mare.

Le quote topografiche dei terrazzi marini decrescono dall'Appennino verso l'Avampaese (fig. 14), con variazioni maggiori per i più antichi rispetto ai più recenti (fig 15) a causa del sollevamento differenziato dell'area dall'emersione ad oggi (Carobene, 1980).

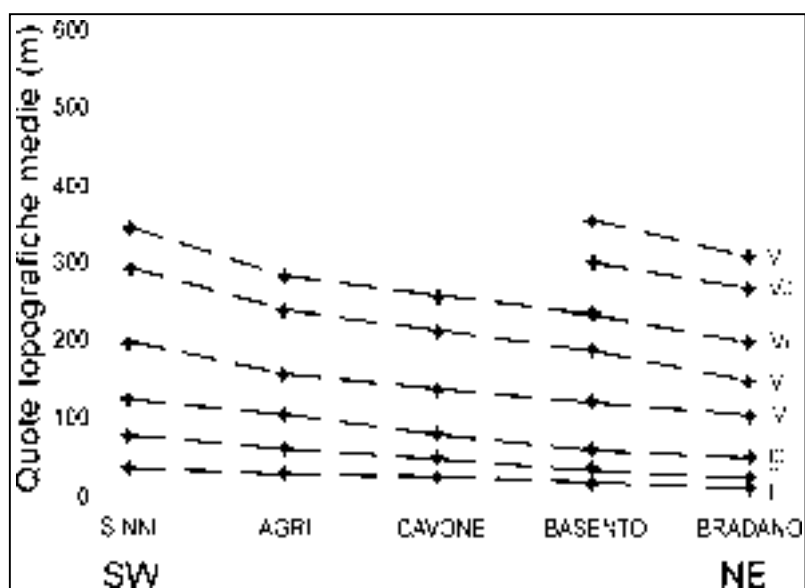


Figura 14. Diagramma rappresentativo delle quote topografiche medie dei singoli ordini di terrazzamento marino in una sezione trasversale all'asse dell'avanfossa. (Da Valentini, 1995)

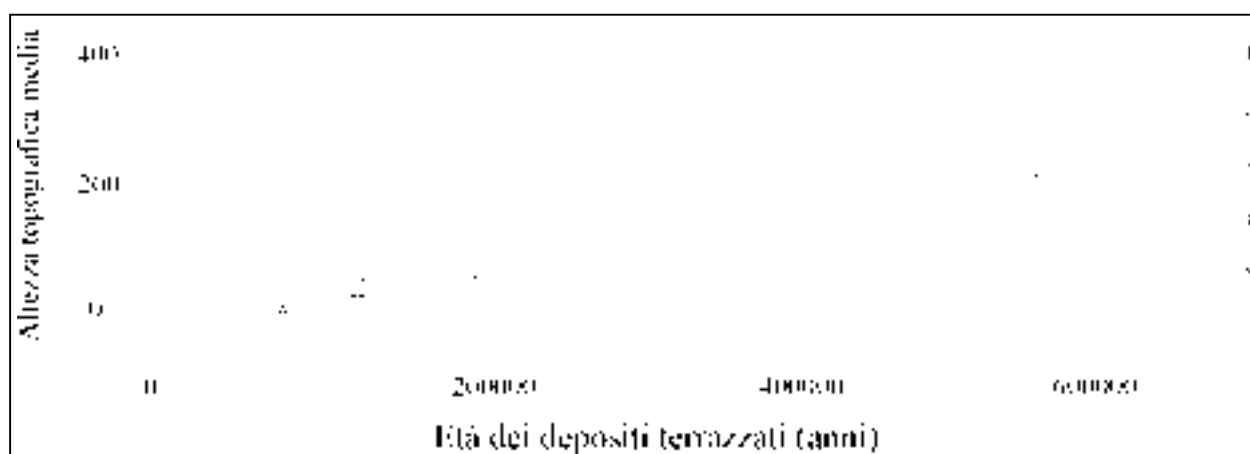


Figura 15. Diagramma rappresentativo delle quote topografiche medie dei singoli ordini di terrazzamento marino nei cinque bacini idrografici e relative rette di interpolazione. Bacino idrografico: 1) F. Sinni; 2) F. Agri; 3) F. Cavone; 4) F. Basento; 5) F. Bradano. (da Bozzano e Scarascia Mugnozza, 1994).

L'individuazione dei diversi ordini, fondata su basi morfologiche e geologiche, è stata condotta in modo differente per i vari Autori. Vezzani (1967) distingue al massimo sette ordini; Cotecchia & Magri (1967) riconoscono otto antiche linee di costa sulla dorsale tra Pisticci e il Mar Jonio; Neboit (1975), invece, oltre ad adottare una numerazione opposta rispetto a quella adottata dagli Autori italiani, crescente con l'età, inserisce l'VIII ordine. Nel 1980 Bruckner riconosce fino a dieci ordini di terrazzamento. Nel corso di recenti rilevamenti non sono state riscontrate chiare evidenze riguardo agli ordini di terrazzamento più antichi; infatti i relitti sono talmente ridotti arealmente e talmente aggrediti da processi erosivi che qualunque correlazione appare soltanto ipotetica (Bozzano, 1992). Westaway nel 1993 studiò quota ed età dei terrazzi marini,

considerandoli evidenze del loro innalzamento e della loro progressiva erosione. Egli arrivò a stimare un tasso di innalzamento medio regionale di circa 1 mm/anno.

I depositi dei terrazzi marini sono in trasgressione sulle Argille Subappennine. La superficie di contatto, generalmente ondulata, si riconosce localmente dalla presenza di ciottolame oppure da un misto di argilla rimaneggiata, sabbia ed inclusi litici. (Foto 7)

Foto 7. Contatto erosivo tra le Argille Subappennine e i depositi marini e continentali terrazzati nei pressi di Pomarico.



La litologia e lo spessore dei depositi sommitali dei terrazzi marini è variabile. Generalmente sabbioso-conglomeratici anche se la predominanza dell'uno e dell'altro tipo granulometrico varia in relazione all'ordine di terrazzo ed alla distanza rispetto alle

aste fluviali principali; in prossimità dell'Avampaese è frequente la presenza di calcareniti (ad esempio nell'area di Montescaglioso).

Gli elementi che compongono le ghiaie ed i conglomerati sono di natura arenacea, calcarea e silicea. L'abbondante matrice sabbiosa risulta a volte completamente assente. Spesso si rinvencono orizzonti costituiti da sabbie e/o arenarie con spessori che a volte superano il metro. Le sabbie di colore giallastro hanno composizione granulometrica variabile tra le sabbie fini e quelle grossolane; si presentano sciolte oppure cementate e non è rara la presenza di intercalazioni arenacee e lenti ghiaiose. La presenza di calcareniti è più frequente nei terrazzi compresi tra Ginosa e il Bradano (De Marco, 1990). Le strutture sedimentarie riconosciute sono numerose: dalla laminazione piano parallela a quella inclinata a basso angolo; dalla laminazione "a lisca di pesce" ai *ripples* (Bozzano, 1992).

La deposizione è avvenuta in un ambiente marino costiero con cospicue influenze legate all'apporto di materiali ad opera dei corsi d'acqua. I depositi sommitali, costituiti da accumuli di materiale per lo più detritico e di tipico colore da bruno a rossastro, sono riconducibili a sedimentazione di ambiente continentale avvenuta probabilmente dopo la completa emersione dell'area (Lazzari & Lentini, 1980).

La pendenza media dei livelli sabbiosi e conglomeratici è di pochi gradi verso SE anche se non mancano variazioni locali dovute all'ambiente di sedimentazione.

Lo spessore dei depositi marini terrazzati è molto variabile in quanto sembra dipendere dall'ordine di terrazzo, dalla presenza di importanti direttrici di apporto di materiale e da fattori locali. La tendenza generale è un aumento dello spessore in prossimità delle maggiori aste fluviali.

Sulla base delle quote topografiche dei diversi ordini di terrazzamento e delle corrispondenti datazioni esistenti in letteratura sono state avanzate stime delle velocità di sollevamento medie per ciascun bacino (Bozzano & Scarascia Mugnozza, 1994) (tab. 2).

L'alternarsi di regressioni ed ingressioni marine hanno avuto come conseguenza diretta continue variazioni del livello di base dei fiumi lucani con conseguente variazione del loro profilo di equilibrio. Per tale motivo si è avuta una serie di eventi alluvionali intercalati da periodi di reincisione. Indizi morfologici delle fasi di alluvionamento sono costituite dai terrazzi fluviali i cui relitti possono essere rilevati nelle valli principali ed in quelle secondarie. Le fasi di incisione, invece, sono testimoniate da un notevole approfondimento della quota dell'alveo tra il momento dell'emersione ad oggi.

Tabella 2. Velocità di sollevamento medie nei cinque bacini idrografici (Bozzano & Scarascia Mugnozza, 1994)

	Età dei depositi (anni)	Bacino del F. Bradano	Bacino del F. Basento	Bacino del F. Cavone	Bacino del F. Agri	Bacino del F. Sinni
		(m/1000 anni)				
I ordine	80.000	0.13	0.23	0.33	0.36	0.47
II ordine	125.000	0.19	0.27	0.39	0.50	0.63
III ordine	200.000	0.25	0.30	0.40	0.53	0.63
IV ordine	250.000-325.000	0.37	0.42	0.48	0.55	0.70
V ordine	400.000-500.000	0.33	0.42	0.48	0.53	0.65
VI ordine	500.000-600.000	0.36	0.42	0.47	0.51	0.63
VII ordine	600.000	0.45	0.50			
VIII ordine	650.000	0.47	0.54			

I depositi alluvionali non costituiscono un vero e proprio ciclo sedimentario anche se rappresentano un momento importante nella formazione dei sedimenti che ricoprono estesi settori della Fossa Bradanica. Affiorano in modo estremamente frammentario e disomogeneo; ciò sia perché i litotipi sono estremamente erodibili sia perché il rapido evolversi della morfologia dei versanti su cui essi giacciono spesso ne oblitera le evidenze morfologiche (Neboit, 1977). Un elevato numero di ordini è stato rilevato nel medio tratto dei fiumi Bradano, Basento e Cavone mentre nell'area dei terrazzi marini i residui sono scarsi.

La composizione litologica dei sedimenti fluviali è varia: si passa da termini sabbioso-conglomeratici a termini sabbiosi e limosi. Il ciottolame ha una chiara provenienza appenninica anche se in molti casi è riconducibile al rimaneggiamento delle formazioni del Conglomerato di Irsina o dei depositi marini terrazzati (Pieri et al., 1994).

Nell'ambito delle diverse successioni alluvionali possono notarsi la predominanza, in basso, di ghiaie anche grossolane mentre procedendo verso l'alto aumenta la presenza di limi (Neboit, 1975; Boenzi et al., 1978; Massari & Parea, 1990a e 1990b); i sedimenti attuali sono costituiti da ciottoli con intercalazioni sabbiose e/o limose.

Lo spessore dei sedimenti alluvionali è variabile tra i cinque ed i trenta metri con la tendenza all'ispessimento in corrispondenza dell'asta fluviale. Gli spessori più cospicui si rinvencono nel medio-basso corso dei fiumi Bradano, Basento, Cavone, Agri e Sinni (Bozzano, 1992).

La datazione dei depositi alluvionali è molto incerta in quanto gli Autori ritengono che gli eventi deposizionali siano correlabili con le modificazioni climatiche legate alle

glaciazioni Mindel, Riss e Wurm (Boenzi et al., 1978). Per quel che riguarda la piana alluvionale si ritiene che l'età di formazione possa essere compresa tra l'inizio dell'Olocene ed il III secolo d.C. (Neboit, 1975).

2.1.2 Clima

La regione Basilicata può essere divisa in tre fasce altimetriche: zone montuose oltre i 700 m s.l.m., collinari tra 300 e 700 m e pianure sotto i 300 m. La variazione topografica gioca un ruolo importante per quanto riguarda il clima. La piovosità media annua oscilla tra i 600 e gli 800 mm, mentre sale fino ai 2000 mm in prossimità dell'orogeno appenninico. Piove dai 70 ai 100 giorni in un anno, soprattutto nei mesi invernali mentre risultano isolati ed occasionali i temporali estivi. La distribuzione delle precipitazioni è quindi molto irregolare: a periodi secchi, fanno seguito altri molto piovosi durante i quali non sono rari violenti nubifragi, quasi tutti caratterizzati da piogge intense che spesso hanno durata di poche ore o, eccezionalmente, di giorni.

Per quanto riguarda l'area in studio sono stati presi in considerazione i dati e le elaborazioni relativi alle stazioni pluviometriche di Bernalda, Ferrandina, Grassano, Grottole, Miglionico, Montescaglioso, Montalbano Jonico, Pisticci, Pomarico e Salandra (fig. 5 e 7).

I valori di temperatura si riferiscono alle stazioni termometriche di Montalbano Jonico e di Metaponto.

L'area bradanica è contraddistinta da un clima semi-arido con precipitazioni medie annue che nel periodo 1922-1994 sono dell'ordine di 620 mm (fig. 16) e temperature medie annue che nel medesimo intervallo sono di circa 16°. Le precipitazioni massime mensili, ricavate come valore medio dei massimi registrati in 8 stazioni pluviometriche, associata ad una stima della evapotraspirazione potenziale calcolata con la formula di Thornthwaite (fig. 17), pone in risalto un surplus idrico principalmente nei mesi autunno-invernali (novembre - dicembre - gennaio - febbraio).

In figura 18 sono diagrammate le medie mensili e la media mensile dei giorni piovosi per ogni singola stazione nel periodo di funzionamento. La figura mostra una distribuzione omogenea delle precipitazioni in tutta l'area con massimi di precipitazione concentrati nei mesi di novembre-dicembre e minimi in luglio-agosto. Le stazioni di Salandra e Montalbano Jonico mostrano medie più alte delle rimanenti a causa della loro maggiore vicinanza alla catena appenninica.

Il regime idrologico dei corsi d'acqua lucani, come conseguenza di una tale distribuzione delle precipitazioni, è molto irregolare. Si può definire di tipo torrentizio, con valori più elevati delle portate registrati in concomitanza del semestre più piovoso e valori minimi nel periodo estivo. Il trasporto solido, operato dai corsi d'acqua, risulta

rilevante, anche se discontinuo, per l'eccezionale portata durante le piene. Inoltre per gran parte degli affluenti, i cui bacini di alimentazione ricadono principalmente in terreni argillosi, lo scorrimento superficiale di acqua avviene occasionalmente in coincidenza di eventi meteorici di una certa durata e di quelli che si susseguono a brevi intervalli l'uno dall'altro. Particolare importanza ai fini erosivi riveste l'andamento della torbidità durante le piene che non è legato all'entità degli afflussi meteorici ma a molteplici fattori quali le condizioni di bacino secco od umido, la durata dell'evento meteorico, il tipo e grado di copertura vegetale e quindi la storia del bacino antecedente all'evento (Calò et al., 1992).

In periodi estivi di siccità, anche per il corso dei fiumi Bradano e Basento sono state segnalate portate nulle, ad eccezione del magro apporto di subalveo.

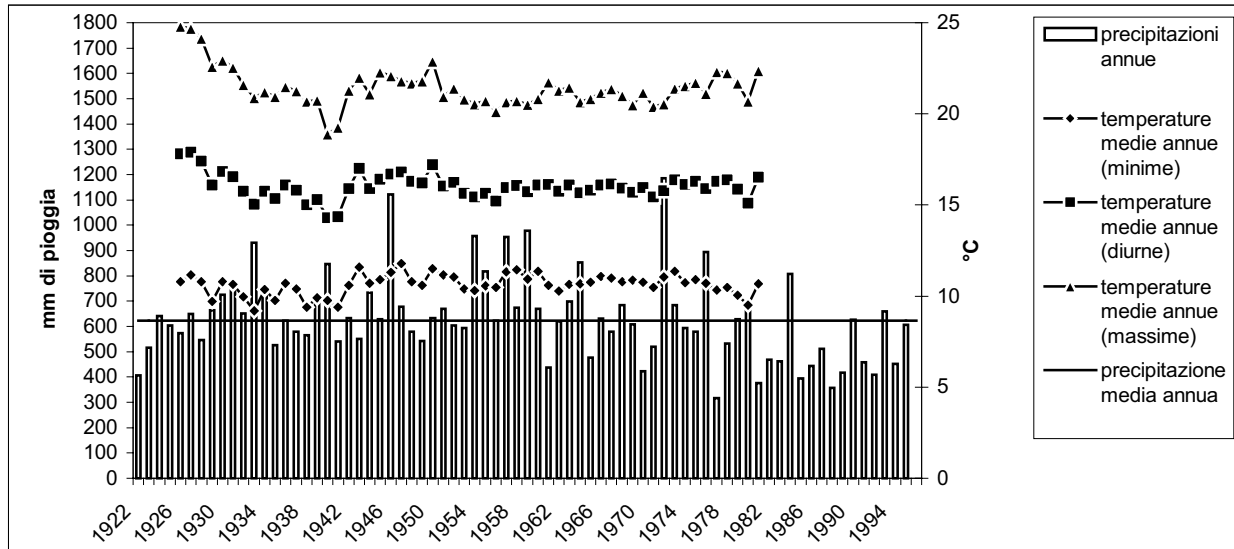


Figura 16. Precipitazioni annuali e temperature medie annue nel periodo 1922-1994.

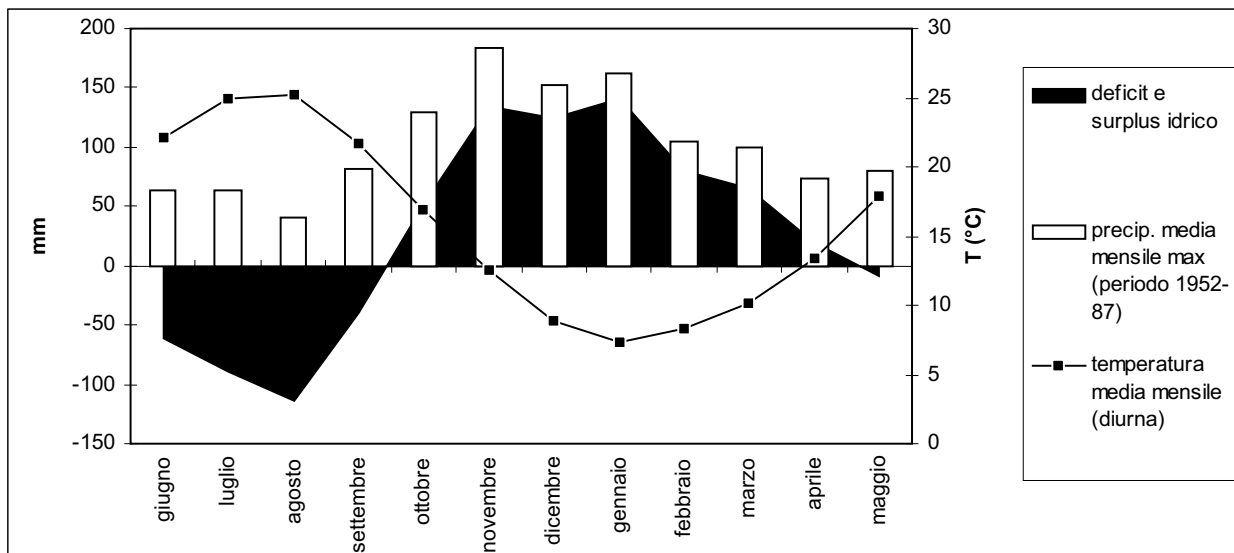


Figura 17. Precipitazioni medie massime mensili, temperature medie mensili e surplus-deficit idrico per l'area bradanica tra il 1922 ed il 1994.

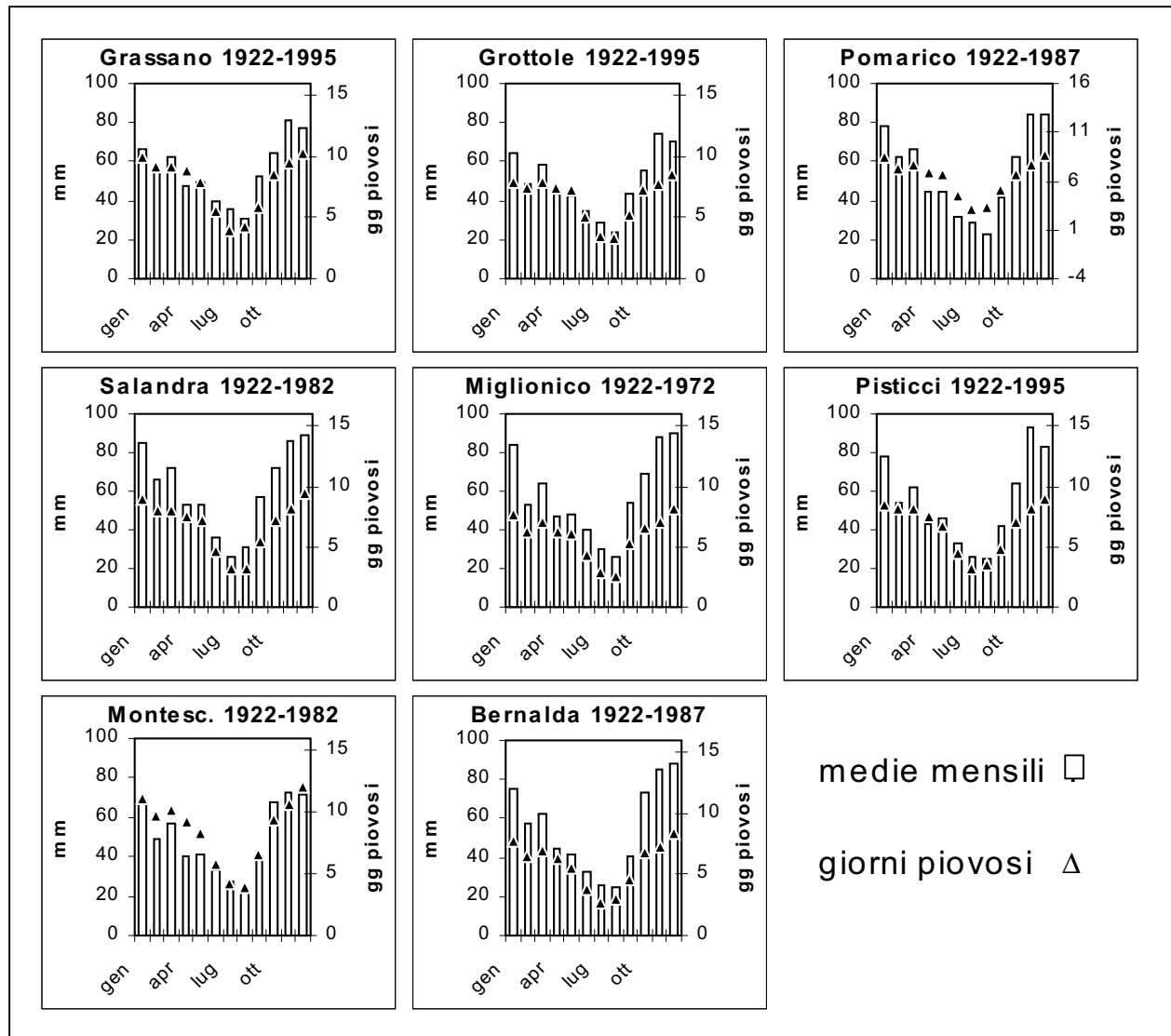


Figura 18. Distribuzione delle precipitazioni nell'area bradanica.

2.1.3 Geomorfologia

Il territorio bradanico è caratterizzato da frequenti forme calanchive quale prodotto morfologico di intensa erosione su terreni a prevalente costituzione limoso-argillosa (foto 8 e 9). In Basilicata il fenomeno calanchivo si sviluppa, in modo più o meno accentuato, su circa 3000 km² di territorio corrispondente al 30% della regione. I versanti in erosione ricadono quasi integralmente nell'Avanfossa Bradanica e nel Bacino di Sant'Arcangelo ove affiora la successione marina. Le argille grigio-azzurre, in particolare, risultano profondamente incise dai reticoli fluviali sul versante ionico lucano. Le forme tipiche dei fenomeni erosivi sono: i calanchi, i solchi, le "creste a lama di coltello", le forme mammellonari e cupuliformi, i cunicoli di escavazione ipogea, le forme intermedie ed infine i "fossi" delle aree pianeggianti. I calanchi si concentrano su pendii argillosi piuttosto acclivi, ben sviluppati sia in altezza sia in estensione: essi sono costituiti da profonde incisioni a V separate da ripide pareti (foto 8 e 9). Le "creste a lama di coltello" indicano un esasperato infittimento del reticolo calanchivo mentre i solchi, più stretti e meno profondi si impostano sui versanti di più limitato sviluppo e altezza. Hanno, invece, morfologia mammellonare o cupuliforme piccoli rilievi tondeggianti con drenaggio a sviluppo radiale, sovente alla base dei versanti ma anche ad altezze differenti, ove in generale costituiscono rilievi residui in aree spianate. Rappresentano forme derivate dal pendio calanchivo per erosione trasversale degli interfluvii nel processo di regressione parallela ai pendii (Del Prete et al., 1994). Tale progressivo arretramento è accelerato da scorrimenti traslazionali per rapida saturazione delle croste argillose alterate superficiali durante i periodi piovosi mentre l'origine e l'approfondimento dei solchi calanchivi deriva da effetti combinati di erosione superficiale (disseccamento e "*rain splashes*") e sotterranea (effetto piping) (figg. 19 e 20) (Del Prete et al., 1997).

L'effetto dell'erosione determina un progressivo arretramento dei versanti secondo configurazioni paraboliche che risultano notevolmente influenzate dai caratteri litologici dei depositi sommitali (Guerricchio & Valentini, 1975) e legate a processi ciclici di genesi, asportazione e rinnovo della copertura corticale degradata (Del Prete et al., 1995). Sui fianchi delle dorsali, allungate in direzione NW-SE, le Argille grigio-azzurre sono sovrastate, nei rilievi più alti, dai depositi sabbioso-ghiaioso-conglomeratici regressivi o del ciclo dei terrazzi marini. A causa di queste differenze litologiche e strutturali il profilo dei versanti risulta a pendenza variabile: le dorsali dove affiorano i

Foto 8. Area calanchiva a sud di Pisticci.



Foto 9. Area calanchiva a NW di Montalbano Jonico.



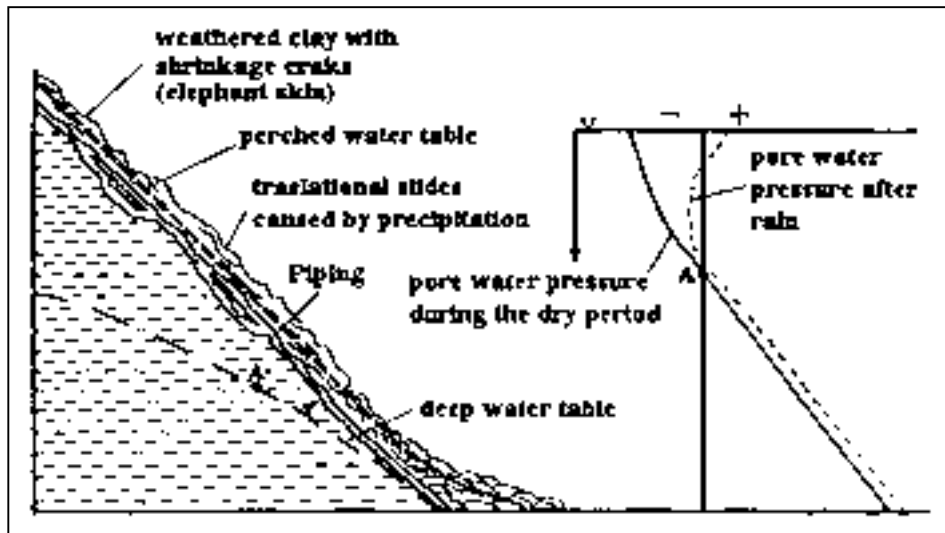


Figura 19. Modello evolutivo dei pendii calanchivi in relazione al flusso sotterraneo. (Da Del Prete et al., 1997).

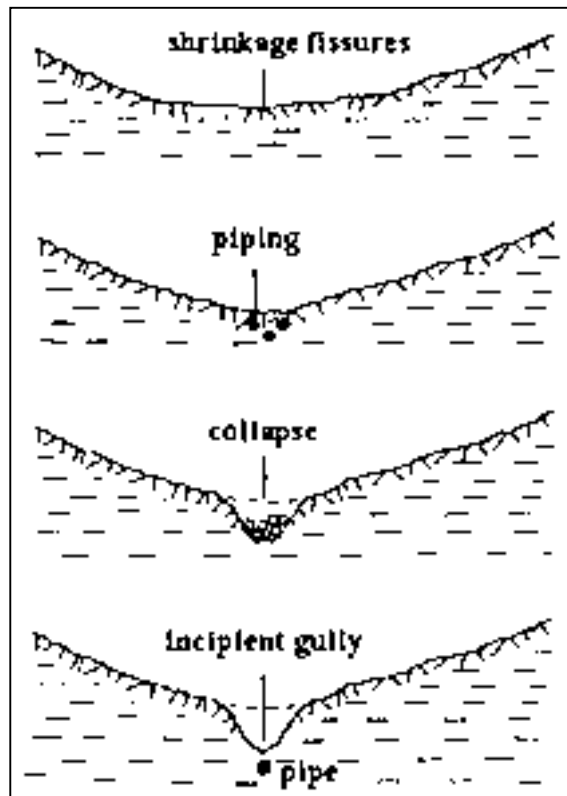


Figura 20. Origine e approfondimento dei solchi calanchivi. (Da Del Prete et al., 1997).

termini sabbioso-conglomeratici hanno sommità pianeggianti e sono limitate da gradini subverticali (foto 8 e 9). Il profilo prosegue quindi, verso il basso, con tratti meno inclinati corrispondenti all'affioramento delle Argille. Nei settori in cui l'erosione ha asportato completamente la copertura sabbioso-conglomeratica, l'erosione procede con velocità maggiori smantellando le dorsali in tempi rapidissimi.

Nella fascia di territorio che si estende dall'attuale linea di costa verso l'interno per circa venti chilometri, la morfologia del territorio è caratterizzata dalla presenza di otto ordini di terrazzamento marino. Questi formano spianate disposte a gradinata, allungate parallelamente al litorale ionico, limitate verso mare da scarpate di erosione marina che rappresentano le antiche linee di costa (figg. 12 e 13). Terrazzi e scarpate mantengono una certa continuità laterale; soprattutto quelli di età più recente si mostrano interrotti quasi esclusivamente in corrispondenza delle maggiori aste fluviali ed in alcune incisioni torrentizie.

Per quanto riguarda il settore più interno, ove sono in affioramento i depositi di chiusura del ciclo bradanico, l'elevato spessore di questi, l'abbondante presenza di termini conglomeratici e di un maggior grado di cementazione hanno reso possibile una conservazione ancora unitaria della superficie sommitale che delinea una cresta tra le quote 600 e 500 metri s.l.m. parallelamente ai corsi d'acqua principali.

L'ampiezza dei tavolati è in relazione all'erosione subita, che è a sua volta connessa all'età e alla quota topografica delle superfici. La percentuale di distruzione, espressa dal rapporto tra l'area di affioramento delle Argille Subappennine e l'originaria ampiezza delle superfici sommitali, esprime quantitativamente la progressiva diminuzione di ampiezza dei tavolati sabbioso-conglomeratici e conseguentemente l'incremento di quella corrispondente all'affioramento delle argille grigio-azzurre (Bozzano et al., 1996) (tab. 3).

L'attenta osservazione delle incisioni fluviali presenti nell'area fornisce indicazioni circa l'entità dei fenomeni erosivi che colpiscono l'intera regione.

Le spianate sommitali delle dorsali sono solcate da linee di drenaggio che rappresentano i relitti dell'antico reticolo idrografico instauratosi sui tratti di fondo marino appena emersi e rimasto poi sospeso sui residui lembi di altopiano dopo il sollevamento ed il rapido approfondimento erosivo operato dai grandi fiumi lucani (Boenzi et al., 1976).

Tabella 3: Indici di distruzione relativi ai differenti ordini di superfici sommitali all'interno dei cinque bacini idrografici (Bozzano et al., 1996):

Ordine di terrazzo	F. Bradano	F. Basento	F. Cavone	F. Agri	F. Sinni
	%	%	%	%	%
I	20.3	43.0	18.8	32.3	54.4
II	12.6	33.1	20.1	32.9	44.1
III	17.5	30.9	38.7	59.5	64.1
IV	37.8	35.5	44.9	57.1	68.3
V	52.7	46.6	57.3	81.6	96.0
VI	50.6	63.9	84.4	88.8	93.8
VII	71.0	78.8	-	-	-
VIII	87.0	88.3	-	-	-

Il reticolo idrografico principale attuale è costituito dai fiumi Bradano, Basento, Cavone, Agri e Sinni che scorrono in valli parallele aventi direzione NW-SE, connesse probabilmente ad importanti linee di disturbo tettonico (Boenzi et al., 1976). Il basculamento ha causato in queste valli una asimmetria che produce una sensibile migrazione dei fiumi verso i versanti nord-orientali. Tale migrazione porta i fiumi ad erodere più intensamente la sponda sinistra, scalzando alla base i depositi argillosi con conseguente arretramento della pareti.

I fondovalle dei maggiori corsi d'acqua, e dei loro tributari, presentano spesse ed estese coltri alluvionali la cui larghezza non cresce regolarmente verso la foce ma, specie lungo il Bradano, dà luogo ad ampie svasature causate probabilmente da un rallentamento nella velocità di deflusso delle acque legato a locali variazioni di pendenza (Boenzi et al., 1976). Nei letti di magra si riconosce un tipico tracciato anastomizzato che evolve a meandriforme in prossimità della costa. Tale conformazione è dovuta alla modesta pendenza del profilo longitudinale e quindi alla bassa energia cinetica delle acque che tendono a depositare materiale ed a trovare nuove vie di deflusso.

L'elevata percentuale di componente pelitica presente nelle formazioni conferisce permeabilità generalmente basse, dando luogo ad un diffuso ruscellamento che alimenta collettori estremamente ramificati e molto spesso sinuosi tali da rendere il reticolo idrografico di tipo dendritico.

L'irregolarità delle portate, conseguenti alla variabilità delle precipitazioni, induce quei processi meccanici (erosioni, abrasioni e perfino cavitazioni) che giocano un ruolo fondamentale nella degradazione dei versanti.

Tra i fattori che contribuiscono alla rapida evoluzione morfologica dell'area in studio, il clima della regione lucana, come precedentemente sottolineato, risulta particolarmente determinante. Contribuiscono, inoltre, la scarsa presenza di manto vegetale, legata sia a modificazioni naturali sia all'intensa opera di disboscamento avvenuta nel secolo scorso, ed infine gli antichi movimenti di versante che, con la rimobilizzazione e il rimaneggiamento di grosse masse di terreno, favoriscono l'aggressione da parte degli agenti erosivi.

Numerose evidenze morfologiche testimoniano l'elevato grado di franosità dell'area. I fenomeni franosi possono essere distinti, in prima approssimazione, nelle seguenti fenomenologie:

SCORRIMENTI ROTAZIONALI (foto 10). Si tratta di una tipologia largamente rappresentata nell'area, principalmente ai bordi dei tavolati sommitali; infatti tali tavolati, su cui sorge la quasi totalità dei centri abitati lucani, appaiono chiaramente circoscritti, lungo tutto il loro perimetro, dalla giustapposizione di forme ad anfiteatro generatesi in conseguenza di ripetuti scorrimenti (vedi ad esempio fig. 36).

Gli elementi morfologici che compongono questi movimenti franosi sono: la corona, rappresentante il prolungamento della superficie di rottura al di sopra del materiale spostato, il corpo frana con una o più scarpate secondarie; terrazzi di frana con giaciture in contropendenza. La parte terminale della frana spesso è coinvolta in una colata.

Le scarpate di frana si attestano generalmente in corrispondenza dei depositi grossolani sommitali e le superfici di scivolamento si sviluppano in gran parte all'interno delle Argille grigio-azzurre. La profondità delle superfici di rottura (in genere di neoformazione con forma cicloidale o circolare), l'entità degli arretramenti prodotti nei tavolati sommitali e quindi i volumi delle masse dislocate variano da caso a caso, con una diretta dipendenza dallo spessore e dalla tipologia delle coperture relativamente più rigide rispetto alle sottostanti argille (Bozzano et al., 1996).

SCORRIMENTI TRASLAZIONALI (foto 11). Coinvolgono le coperture detritiche presenti estesamente lungo i versanti e la cui origine è legata principalmente a fenomeni di frana per scorrimento rotazionale o rototraslazionale. Le coltri detritiche sono composte da miscele, più o meno eterogenee, di frammenti litoidi inglobati in una matrice che può essere a prevalente componente sabbiosa, siltosa o argillosa, in dipendenza dei litotipi

Foto 10. Frana per scontro rotazionale (territorio comunale di Pomarico, inverno 1994-95).



Foto 11. Riattivazione di uno scivolamento traslazionale di coltre di detrito (territorio comunale di Pomarico, febbraio 1998).



originari e del grado morfo-evolutivo dei versanti; contengono spesso lembi stratificati parzialmente integri dei depositi sommitali, dislocati dalla loro posizione stratigrafica.

Uno degli elementi peculiari di queste frane, rispetto a quelle appartenenti alle altre classi, è che il movimento delle masse avviene lungo superfici di rottura preesistenti, la cui profondità può raggiungere i 25-30 m.

L'accadimento di successive e ripetute riattivazioni è da considerarsi uno degli elementi responsabili delle instabilità che, nelle zone sommitali, interessano i tavolati su cui sono edificati i centri abitati.

Rilevamenti diretti e dati di letteratura hanno evidenziato l'elevata diffusione e frequenza di riattivazione di questo tipo di frane; di conseguenza gli approfondimenti della presente Tesi di Dottorato si riferiscono principalmente a tale tipologia franosa.

CROLLI (foto 12). Sono generalmente localizzati in corrispondenza delle scarpate subverticali intagliate nei depositi sommitali, talune delle quali generatisi a seguito di scorrimenti rotazionali. I materiali coinvolti nei franamenti subiscono una caduta od uno spostamento estremamente rapido, compiono il loro percorso di caduta in aria o rotolando lungo le pendici e determinano accumuli caotici ai piedi delle stesse. Ben evidente è la nicchia di distacco.

FENOMENI "PREMONITORI" (foto 13). Consistono di fenomeni che hanno preceduto il verificarsi di eventi franosi come, ad esempio, l'apertura di grandi fratture e fenomeni di ribassamento in corrispondenza di settori successivamente coinvolti da movimenti dei tipi precedentemente descritti.

COLAMENTI. E' la tipologia di frana meno rappresentata, risulta essere concentrata in aree di affioramento di Argille grigio-azzurre. Colate, anche di notevoli dimensioni, sono spesso presenti, incanalate in incisioni preesistenti, a costituire la parte terminale di frane per scorrimento rotazionale, come già detto precedentemente.

Le indagini di campagna hanno evidenziato che, in numerosi casi, i versanti dell'area bradanica sono modellati da fenomeni franosi non chiaramente ascrivibili ad una delle tipologie sopra descritte, ma piuttosto ad una combinazione spaziale e/o temporale (frane composite e complesse nella accezione di Cruden & Varnes, 1996).

Foto 12. Scarpata di frana per crollo (Extramurale Castelfidardo, Montalbano Jonico).



Foto 13. Fenomeni "premonitori" (Extramurale del Mulino, Montalbano Jonico).



I dati ottenuti nel corso della ricerca storica sulle frane che hanno afflitto alcuni dei centri abitati dell'area bradanica, evidenziano l'elevato grado di franosità dell'area ed il conseguente ruolo primario di tali fenomeni nella dinamica dei pendii lucani.

L'indagine storica eseguita ha avuto lo scopo di creare una banca dati in cui fossero raccolte notizie riguardanti gli eventi franosi che hanno colpito i centri abitati nel corso della loro storia. L'indagine è stata effettuata consultando le biblioteche provinciali e comunali dell'area in studio, l'Archivio di Stato di Matera, gli uffici tecnici dell'ANAS, della Guardia Forestale di Stato di Potenza, il Genio Civile di Matera, gli Uffici Tecnici dei comuni.

Gli elementi reperiti sono costituiti da: archivi specifici di calamità geologiche (Guzzetti et al., 1994), pubblicazioni storiche e scientifiche (Almagià, 1910; Guerricchio & Melidoro, 1979; Del Prete, 1981; Benedini & Gisotti, 1985; Cotecchia & Del Prete, 1986; Lazzari, 1989; Lazzari et al., 1990; Catenacci, 1990; Del Prete et al., 1992a; 1992b; 1997), relazioni professionali effettuate a cura del Servizio Geologico Italiano e di altri enti (Genio Civile, Cassa per il Mezzogiorno, Consorzio di Bonifica ed Uffici Tecnici Comunali), Piani Regolatori curati dal Comune e progetti di Pianificazione Territoriale promossi dalla Regione soprattutto sul problema del consolidamento e del trasferimento, parziale e totale, degli insediamenti abitativi, fonti cronachistiche e testimonianze dirette.

Le indagini eseguite hanno permesso di individuare 227 notizie di evento. In figura 21 sono riportati gli eventi per i quali è noto almeno l'anno. Occorre sottolineare che gli eventi di frana censiti rappresentano un campione degli eventi totali dell'area, in quanto la possibilità di reperire informazioni su di un movimento franoso si ha solamente nel caso in cui questo abbia coinvolto direttamente strutture e infrastrutture antropiche.

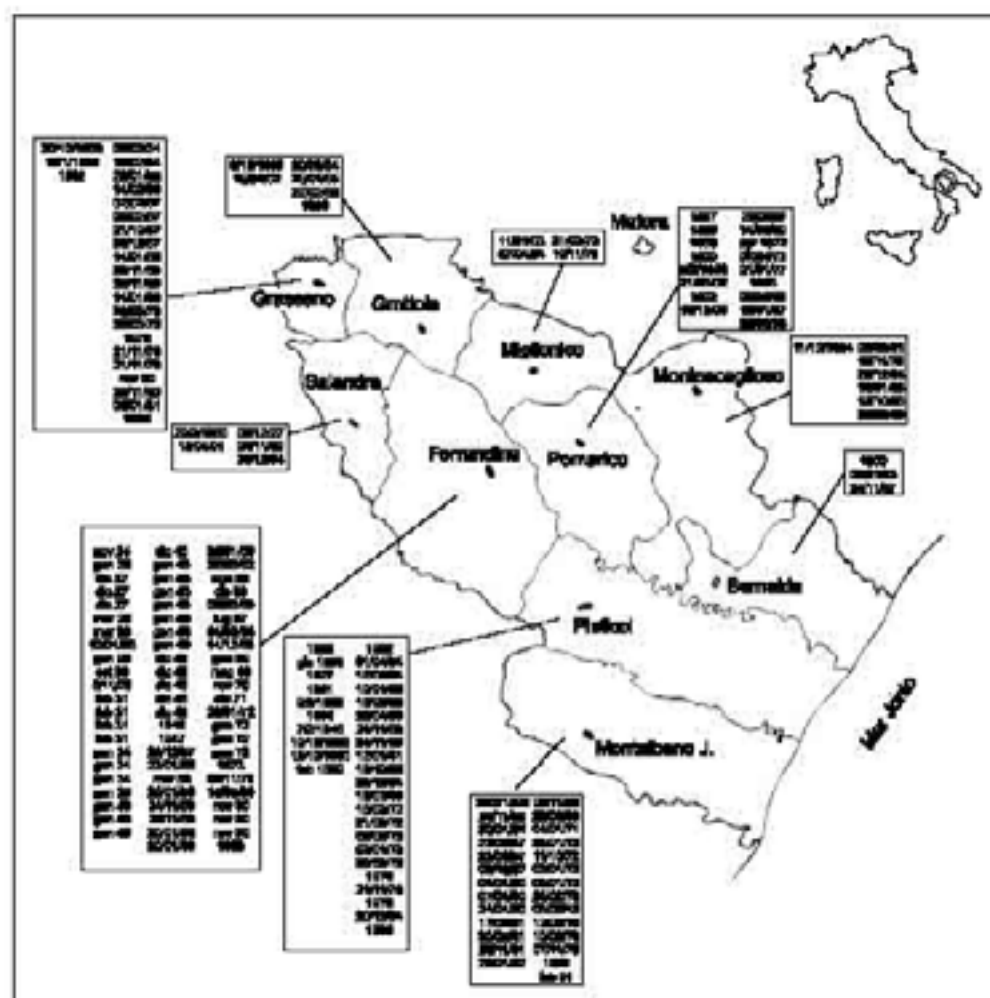


Figura 21. Eventi censiti nel corso dell'analisi storica.

2.1.4 Idrogeologia

Dal punto di vista idrogeologico si possono considerare da scarsamente permeabili a permeabili i depositi alluvionali recenti ed attuali ($k \cong 10^{-4} - 10^{-2}$ cm/s); a permeabilità fortemente irregolare e molto scarsa i detriti di frana ($k \cong 10^{-6} - 10^{-5}$ cm/s); scarsamente permeabili per porosità primaria le sabbie e i conglomerati regressivi ed i depositi marini terrazzati ($k \cong 10^{-5} - 10^{-4}$ cm/s); a bassissima permeabilità le argille grigio-azzurre ($k < 10^{-7}$ cm/s) (Calò et al., 1992).

Modeste falde acquifere sono localizzate nei terreni a più elevata permeabilità. La loro emergenza, localizzata al passaggio con le formazioni a permeabilità relativa più bassa, dà luogo a sorgenti di portata generalmente molto bassa. Un ottimo esempio di tale confine è rappresentato dal contatto tra le Argille grigio-azzurre ed i sovrastanti depositi sabbioso-ghiaiosi. Questo limite, noto in letteratura come *spring-line* (Baldassare & Radina, 1971), dà origine ad una serie di sorgenti a carattere stagionale, con portate che oscillano dai 0.01 a 1 l/s.

Le fluttuazioni stagionali dei livelli idrici sotterranei sono contenute entro 1-4 m nelle falde dei crinali sabbioso-conglomeratici e, in 0.3-0.8 m, nelle falde contenute nei depositi alluvionali recenti (Calò et al., 1992).

Un tipo di acquifero di importanza locale è rappresentato dagli accumuli di frana che affiorano estesamente lungo i versanti della Fossa Bradanica. In questo caso l'infiltrazione, la circolazione ipogea e l'entità dei deflussi delle acque risulta condizionata principalmente dalla granulometria delle coperture detritiche, dalla loro variabilità spaziale e distribuzione areale. Tali acquiferi alimentano sorgenti localizzate a varie quote lungo i pendii. Le portate di dette emergenze sono del tutto simili a quelle degli acquiferi precedentemente descritti ma risultano essere continue nel corso delle diverse stagioni.

Lo studio idrogeologico e i rilevamenti in sito hanno evidenziato la stretta relazione tra l'evoluzione morfogenetica dei versanti e le modalità di circolazione delle acque sotterranee: infatti il progressivo esplicitarsi di successivi fenomeni gravitativi provoca il graduale spostamento delle sorgenti (Prestininzi, 1995) a partire dal limite depositi sommitali grossolani - Argille Subappennine verso quote via via più basse (fig. 22), da cui nasce la distinzione tra diversi tipi di acquifero. Dalla figura 22 si evince che in assenza di fenomeni franosi (A) la posizione delle sorgenti è al contatto tra i depositi sommitali e le Argille Subappennine: in questo caso si tratta di emergenze a carattere

stagionale a causa principalmente della presenza di un gradiente imposto dal contatto tra i due litotipi. Nel caso B le sorgenti si trovano al contatto tra i detriti di frana e le Argille in posto: nel corso dei rilevamenti, il monitoraggio di esse ha rivelato una continuità delle portate a testimonianza di una continuità idraulica tra i depositi sommitali e le coperture di frana o di una azione di ricarica dell'acquifero contenuto nei detriti, dovuta alla presenza di emergenze al contatto tra i depositi sommitali e le Argille qualora esso intersechi la superficie topografica (B1). L'ultimo caso (C) mostra come la irregolarità della superficie di appoggio del detrito sul substrato argilloso renda possibile la presenza di più sorgenti lungo lo stesso versante.

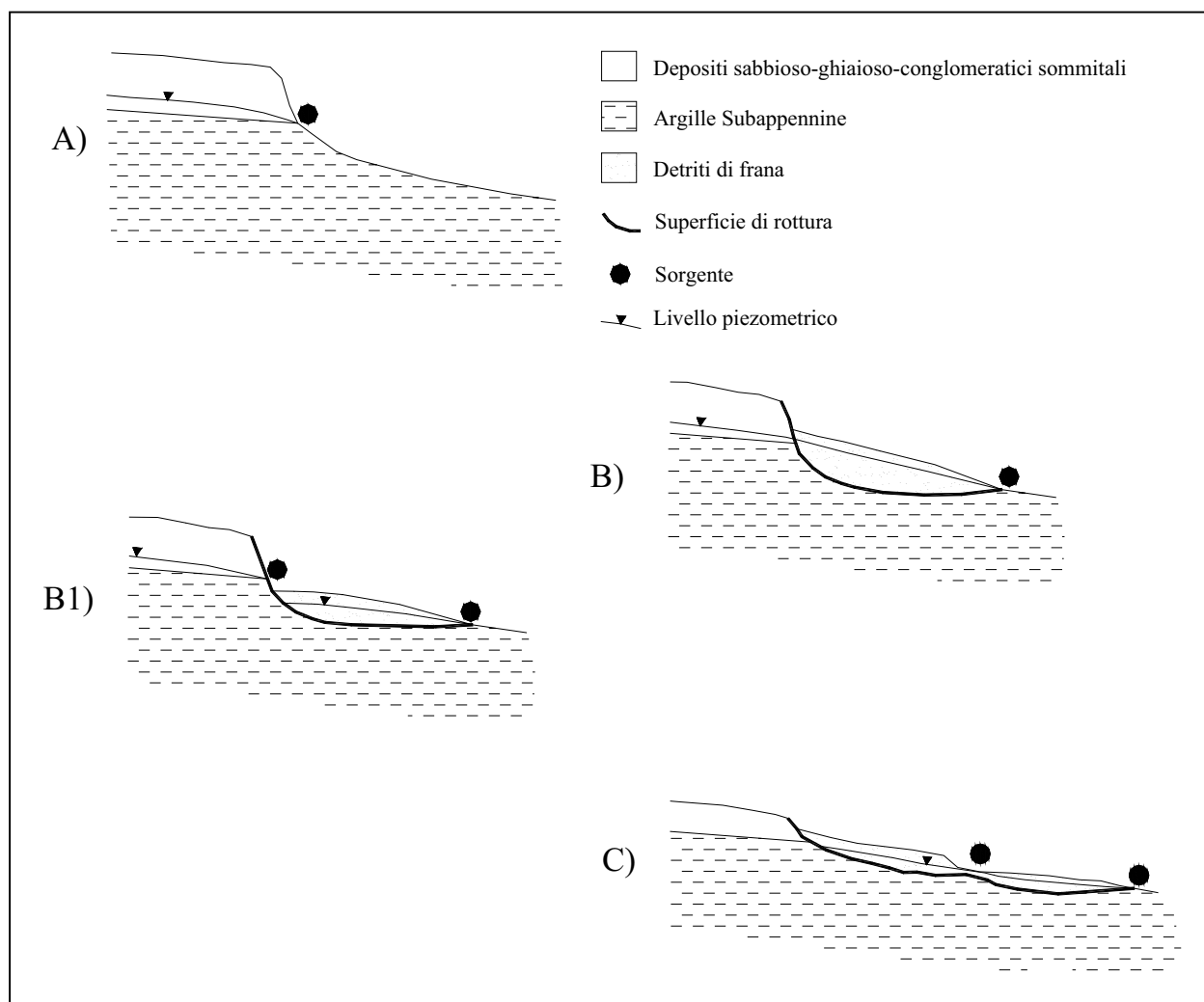


Figura 22. Relazioni tra l'evoluzione dei versanti per frana e lo spostamento delle sorgenti.

Molti Autori (tra cui Hodge & Freeze, 1977; Freeze et al., 1990; Gostelow et al., 1997) hanno indicato il riconoscimento dei tipi di acquifero e dei loro confini con gli acquiclude quale requisito essenziale nella previsione delle instabilità di pendio. Infatti, i dati della letteratura sulla Fossa Bradanica hanno suggerito che il sopracitato contatto tra gli

acquiferi sommitali e le sottostanti Argille (aquicludes) è da considerarsi quale fattore predisponente comune alla maggior parte delle aree instabili. Questa giustapposizione geologica è stata a lungo conosciuta per le sue relazioni con le instabilità di pendio (Witchell, 1868) e le ricerche storiche hanno successivamente confermato che tali condizioni locali di filtrazione sono connesse con la maggior parte degli eventi franosi.

Di notevole importanza, nello studio della franosità dell'area bradanica, sono gli effetti delle discontinuità tettoniche e delle loro direzioni rispetto alla posizione delle sorgenti e delle frane lungo il confine acquifero/aquiclude. In un recente studio sulle condizioni di instabilità dei centri abitati situati sulle colline dell'avanfossa bradanica, Gostelow et al. (1997) hanno dimostrato l'influenza delle faglie sulla distribuzione dei carichi piezometrici nei terreni. In particolare, i citati Autori, hanno individuato lo sviluppo di incrementi dei livelli dell'acqua, dei gradienti idraulici e delle portate delle sorgenti in corrispondenza delle testate delle incisioni di tipo calanchivo originatesi al contatto tra le faglie e i limiti acquifero/aquiclude.

2.2 Criteri di scelta delle aree "campione"

La scelta delle aree "campione" ha tenuto conto dei seguenti fattori: caratteri geologici delle aree investigate, diffusione e frequenza delle principali tipologie franose, dati storico - scientifici disponibili.

Per quanto riguarda i caratteri geologici, i numerosi studi sull'area bradanica (vedi paragrafo precedente) hanno messo in evidenza l'elevata omogeneità delle caratteristiche sedimentologiche e geomeccaniche dei litotipi siltoso-argillosi ascritti alla Formazione delle Argille Subappennine. Al contrario tale omogeneità non è rilevabile nel caso dei depositi regressivi e dei depositi marini terrazzati sommitali, caratterizzati da frequenti variazioni verticali e laterali dei caratteri sedimentologici e da grandi variazioni negli spessori in affioramento. In prima approssimazione i depositi sommitali possono essere suddivisi in tre classi:

1. spessori modesti (fino a 25 m), prevalenza di termini sabbiosi e sabbioso-conglomeratici (es. Montalbano Jonico);
2. spessori elevati (fino a 60 m), prevalenza di termini sabbiosi e siltoso-sabbiosi (es. Pisticci);
3. spessori elevati (fino a 100 m), prevalenza di termini sabbiosi e conglomeratici (es. Pomarico).

Per quanto riguarda le tipologie franose più rappresentative dell'area, l'elevata diffusione e frequenza di fenomeni superficiali ha suggerito di approfondire gli studi sull'area di Montalbano Jonico. Diversamente le aree di Pisticci e di Pomarico risultano rappresentative dei fenomeni franosi (principalmente scorrimenti traslazionali) che coinvolgono le coltri detritiche di origine franosa e eluvio-colluviale in esteso affioramento lungo i pendii di avanfossa. L'elevata diffusione e frequenza di riattivazione di tali coperture detritiche sono alla base degli approfondimenti della presente Tesi di Dottorato.

Certamente le semplici schematizzazioni utilizzate in questo paragrafo non riflettono in maniera esauriente le complicate dinamiche dei pendii bradanici, le quali saranno dettagliatamente descritte nei prossimi paragrafi.

L'ultimo fattore che ha influenzato la scelta delle aree "campione" è la disponibilità di documentazione storico - scientifica sui movimenti di versante. Con il termine storico - scientifico si intendono informazioni generali sull'accadimento delle frane (ad es. ubicazione spaziale e temporale dei fenomeni), relazioni geologico tecniche sulle aree

franose, dati di sondaggio, misure dei livelli piezometrici (in sondaggi e in pozzi per acqua) e dati di monitoraggio delle piogge e delle variazioni delle pressioni interstiziali.

Le indagini storiche e bibliografiche iniziali hanno permesso di ricavare un gran numero di informazioni su tutta l'area, ma tali informazioni sono risultate più complete, ai fini della ricerca, per le aree di Pisticci, Pomarico e Montalbano Jonico.

L'elemento che ha influenzato maggiormente la scelta è la tipologia franosa. Nei capitoli che seguono saranno trattati in maniera particolareggiata i casi dei versanti franosi: San Donato (Pisticci), La Salsa (Pomarico) e NW di Montalbano Jonico. A partire da tali versanti "campione" sarà analizzata, inoltre, la possibilità di estendere le metodologie ed i risultati delle modellazioni ad aree estese dell'avanfossa ed anche ad altri ambienti geologici.

2.3 L'area "campione" di Pisticci (Mt)

La successione stratigrafica locale della collina di Pisticci era stata già individuata da diversi Autori che hanno eseguito studi nell'area ed era stata già rappresentata in una cartografia di dettaglio dell'area (1:5000) riportata da Guerricchio & Melidoro (1979) i quali si sono fondati oltre che sui dati di rilevamento anche sui dati di numerose perforazioni.

A partire dalla base della collina (80 m s.l.m.) fino alla quota di circa 350 metri s.l.m., la successione consiste di livelli di argilla, argilla marnosa e marna argillosa, con locali intercalazioni limose e sabbiose appartenenti alla formazione delle Argille Subappennine (Pleistocene inferiore). Nella parte alta è presente un'alternanza di strati composti da silt sabbiosi e sabbie siltose dello spessore medio di 10 m. A sud del paese si rilevano, intercalati alle argille, livelli tufitici dello spessore di circa 30 centimetri. La formazione è disposta secondo un motivo monoclinale con immersione variabile da NE a SE ed inclinazioni dell'ordine dei 10°-15°. Frequentemente detti litotipi si presentano fessurati (foto 1 - 6).

A partire da quota 350 metri s.l.m. circa affiorano i depositi del terrazzo marino dell'VIII ordine (Bruckner, 1980) in trasgressione discordante sulle Argille Subappennine. Alla base del litotipo, caratterizzato da frequenti eteropie laterali e verticali, si ritrovano sabbie limose con intercalazioni ghiaiose, passanti a limi argillosi giallastri; seguono sabbie fini, con elevato grado di uniformità e con stratificazione spesso incrociata; verso l'alto si passa a sabbie giallastre con livelli calcarenitici e/o arenitici a varia cementazione.

I depositi del terrazzo marino, che risale a 650.000 anni (Bruckner, 1980), sono disposti secondo strati orizzontali o debolmente inclinati di 3°-5° verso ENE; lo spessore massimo è di circa 40 metri. Tali depositi rappresentano il piano di appoggio delle strutture e infrastrutture del centro abitato di Pisticci.

Dai numerosi sondaggi e scavi effettuati si è potuta constatare, al di sopra dei depositi marini, anche la presenza di depositi continentali. In particolare nei solchi d'erosione presenti nella formazione sabbiosa, frequentemente si ritrovano sabbie silicee, sovente rubefatte (Guerricchio & Melidoro, 1979); nei pressi del Cimitero affiorano dei conglomerati rossastri, poggiati direttamente sulla formazione sabbiosa tramite superfici d'erosione.

I rilevamenti iniziati a partire dal marzo 1998 sono stati finalizzati principalmente all'analisi delle coperture detritiche che affiorano lungo i pendii prospicienti all'abitato (fig. 23). Tali coperture risultano di fondamentale importanza nello studio delle condizioni di instabilità dell'abitato in quanto soggette a periodiche riattivazioni di frana secondo una dinamica che verrà di seguito descritta.

La successiva analisi ed interpretazione delle foto aeree recenti (1990) ha permesso di completare le osservazioni di campagna. Un'ulteriore verifica è stata attuata prelevando 12 campioni di detrito su cui è stata eseguita la caratterizzazione granulometrica (figg. 24 e 25).

In base ai differenti caratteri geologici e geomorfologici sono state individuate due tipi di coperture (fig. 23):

DETRITO A PREVALENTE COMPONENTE SABBIOSO-LIMOSA. Si tratta di detriti in cui la componente sabbiosa arriva fino al 70% con grande prevalenza della frazione fine (figg. 24 e 25; foto 14 e 15). Gli affioramenti osservati, di colore dal rosso bruno al marrone e al giallastro, non presentano evidenti stratificazioni; solo in alcuni casi sono stati rinvenuti, a varie quote lungo i pendii, corpi geologici sabbiosi che hanno ben conservato l'integrità stratigrafica, ma la cui giacitura (inclinazioni fino a 45° verso monte) indica chiaramente che si tratta dei depositi sommitali dislocati da fenomeni franosi.

Nel riportare in carta l'areale di affioramento di questo tipo di copertura, per ovvi limiti di rappresentazione, sono state trascurate litologie differenti riconosciute nei tagli delle scarpate. Infatti, nelle granulometrie eseguite (figg. 24 e 40), il campione n°7 prelevato su una di queste scarpate risulta argilloso ma interno ad un'area caratterizzata dall'affioramento di detriti prevalentemente sabbiosi.

Per quanto riguarda la stima degli spessori i dati sono stati desunti da:






















- logs di n. 16 sondaggi eseguiti sulla collina (ubicazione in fig. 23);
- ricostruzioni geofisiche proposte da ICLA (1990) per l'area di S. Donato e da Calcagnile & Canziani (1982) per le aree franose di Pisticci;
- osservazioni di campagna.

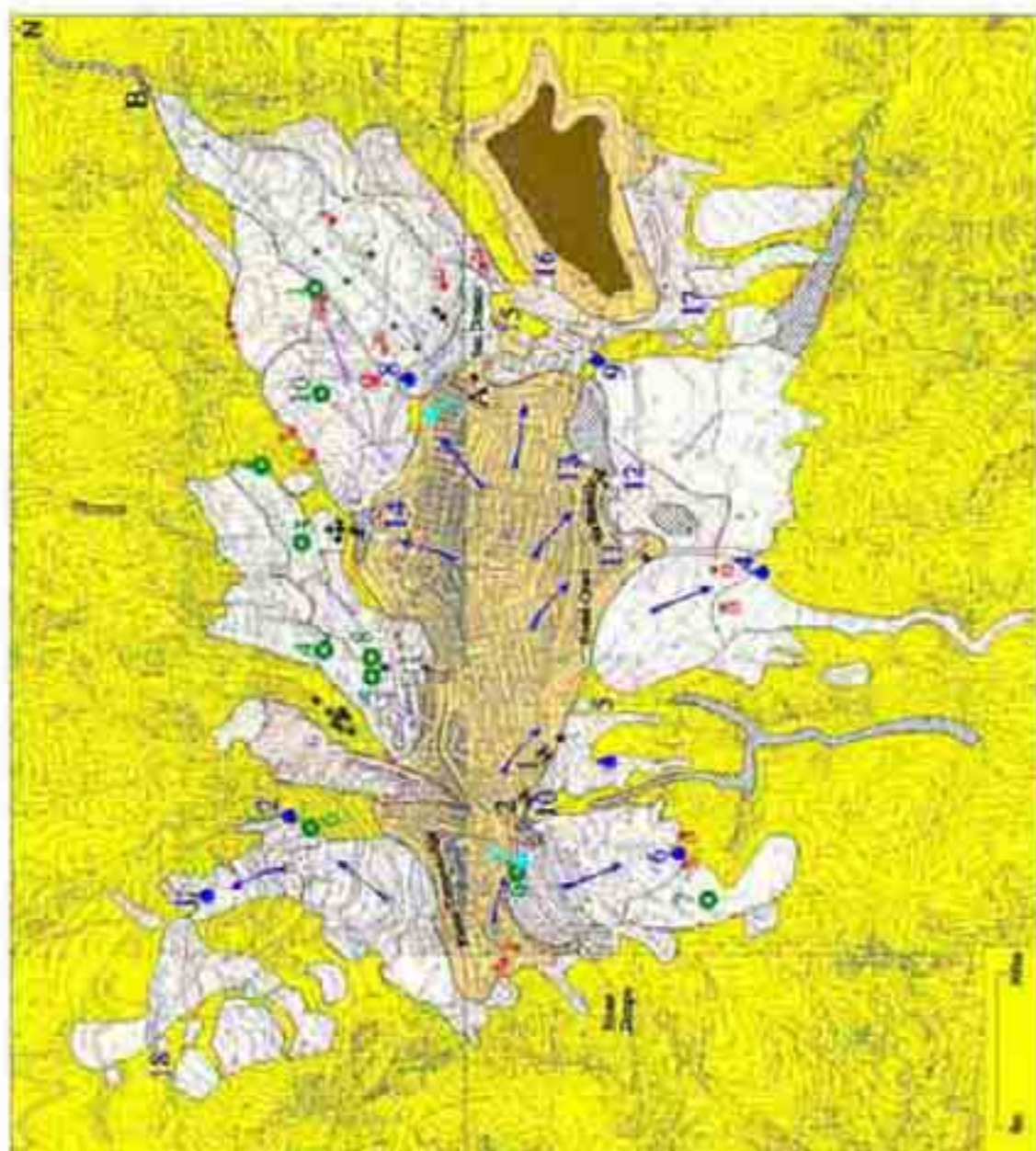
Questa tipologia di detrito è presente soprattutto nella parte alta dei versanti ed in minor misura alla base fino al fondo valle. In prossimità della base della scarpata costituita dalla Sabbie gialle in posto, presenta, spesso, una morfologia pianeggiante.

I caratteri geologici e geomorfologici di questo termine evidenziano chiaramente che si tratta dei depositi sabbiosi sommitali, i quali sono stati dislocati, lungo i versanti fino al

Figura 23. Collina di Pisticci: carta geologica con elementi di idrologia.

LEGENDA

Litologie	Simboli
 Terreni di riparto e riempimenti artificiali dei fossi	 Sorgente perenne.
 Detrito a prevalente componente sabbioso-limosa. Spessore fino a 5 m.	 Sorgente stagionale.
 Detrito a prevalente componente sabbioso-limosa. Spessore da 5 m a 15 m.	 Sorgente drenata artificialmente.
 Detrito a prevalente componente sabbioso-limosa. Spessore oltre 15 m.	 Districi di fiume delle acque sotterranee.
 Detrito a prevalente componente argilloso-limosa. Spessore fino a 5 m.	 Districi presso di fiume delle acque sotterranee.
 Detrito a prevalente componente argilloso-limosa. Spessore da 5 m a 15 m.	 Pozzi.
 Detrito a prevalente componente argilloso-limosa. Spessore oltre 15 m.	 Sondaggi meccanici.
 Conglomerati massivi continentali.	 Sondaggi geofisici.
 Sabbie gialle, talora a stratificazione incrociata, con livelli limosi e calcareatici (Pleistocene medio).	 Probabile discontinuità tettonica.
 Argille marsonne o marne argillose grigio-nerastre con livelli sabbiosi (Pleistocene inferiore-medio).	 Campioni.
	 Traccia attraverso la necropoli di San Donato.



fondovalle, da successivi scorrimenti rotazionali e traslazionali secondo dinamiche che saranno descritte nel seguito.

DETRITO A PREVALENTE COMPONENTE ARGILLOSO-LIMOSA. Fanno parte di questa tipologia le coperture che in base alle osservazioni macroscopiche e alle caratteristiche granulometriche (fig. 39 e 40; foto 14), risultano decisamente pelitiche. I campioni esaminati sono costituiti da materiale fine, che li pone, dal punto di vista granulometrico, nel campo delle argille vere e proprie, al limite con il campo delle argille limose (vedi fig. 40). Si presentano di colore che varia dal grigio chiaro al giallo oca, quando interessati da strutture di disseccamento, e non mostrano chiari segni di stratificazione.

Si rinvencono principalmente a quote inferiori rispetto ai termini prevalentemente sabbiosi e nelle aree morfologicamente più depresse della parte alta della collina (San Donato e versante di Via Paisiello) (fig. 38). Anche la loro posizione è da mettersi in relazione con i fenomeni franosi che hanno modellato i fianchi della collina di Pisticci: infatti, poiché provengono principalmente dai litotipi siltoso-argillosi sottostanti alle Sabbie sommitali a seguito di dislocazioni per frana, essi si ritrovano a quote più basse. Nel caso di San Donato e Via Paisiello, la presenza di un'area morfologicamente depressa indica che gran parte dei termini sabbiosi sono stati asportati da numerosi e successivi fenomeni franosi (principalmente scivolamenti traslazionali), le cui evidenze sono ancora ben visibili lungo i versanti. Tali fenomenologie hanno quindi portato a giorno i termini argillosi sottostanti.

Per quanto riguarda l'assetto tettonico della collina, vanno segnalati i due disturbi trasversali all'asse di allungamento dell'abitato (fig. 38); l'uno passante per Piazza Plebiscito e nel Fosso del Macello, l'altro per San Donato. Si tratta di fratture il cui rigetto è valutabile intorno ai 10 m in base ai sondaggi disponibili e all'osservazione diretta della quota del limite Argilla - depositi terrazzati; infatti tale limite, circa suborizzontale, corre alla quota 360 m nella zona ovest della collina, a quota 350 nella zona centrale dell'abitato e a quota 340 m in prossimità del cimitero (zona est dell'abitato).

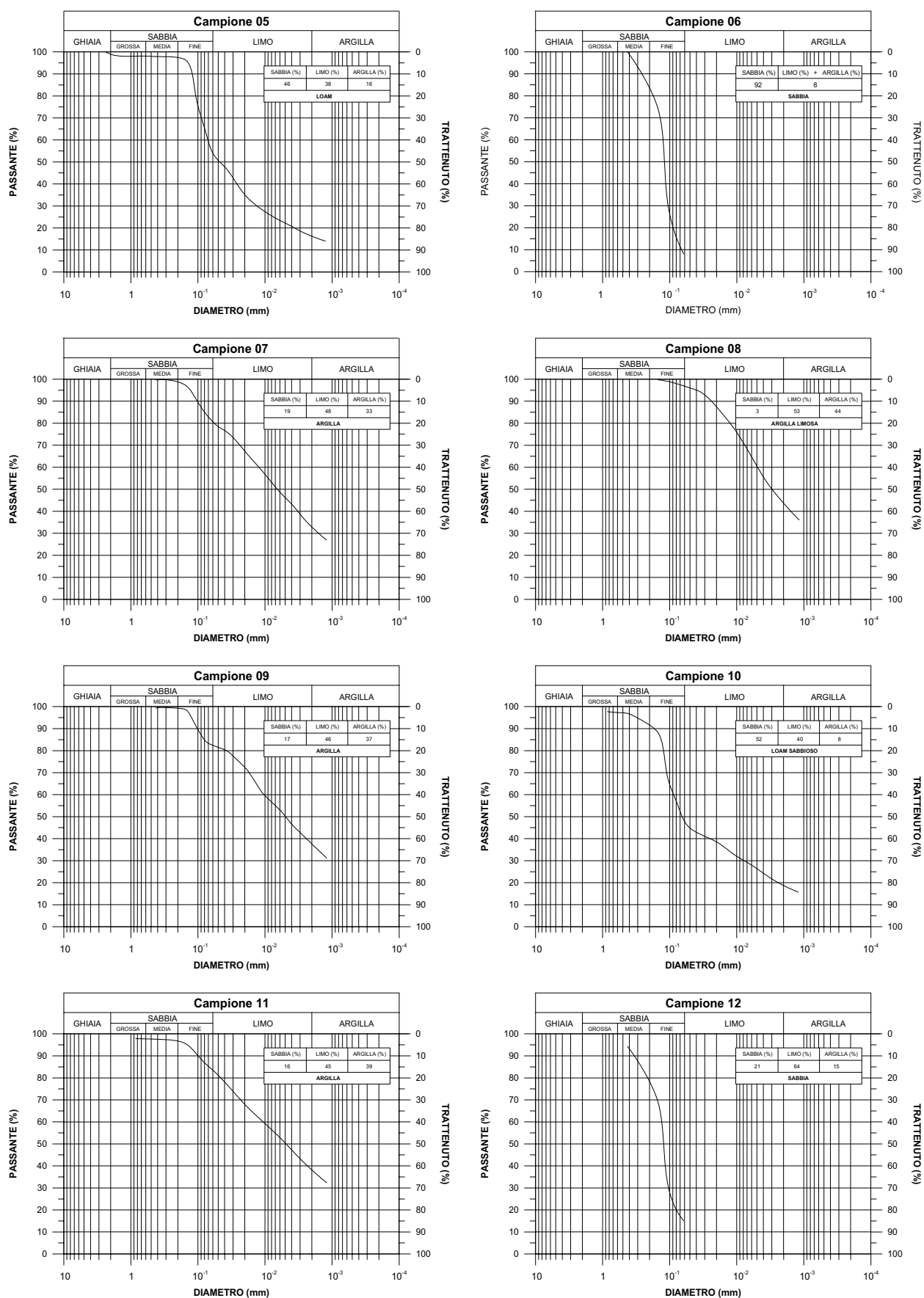


Figura 24 Curve granulometriche relative ai campioni prelevati sui versanti della collina di Pisticci (vedi fig. 23 per l'ubicazione).

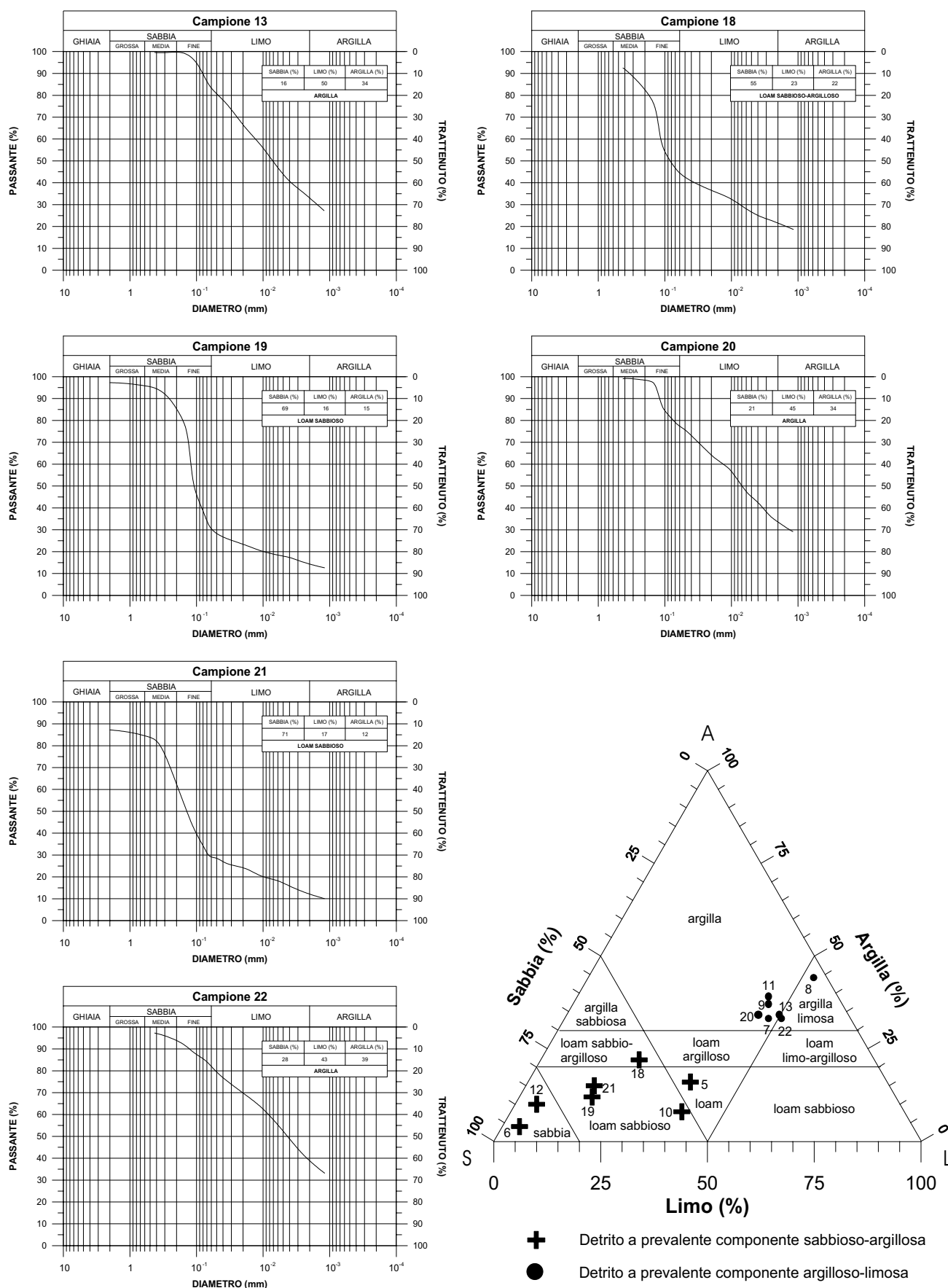


Figura 25. Curve granulometriche e diagramma triangolare relativi ai campioni prelevati sui versanti della collina di Pisticci (vedi fig. 23 per l'ubicazione).

Foto 14. Contatto tra il detrito a prevalente componente sabbioso-limoso (sopra) e quello a prevalente componente argilloso-limoso.



Foto 15. Pacco di strati dei depositi sabbiosi sommitali, inglobato nella coltre detritica di frana.



I principali elementi geomorfologici della collina sono riconducibili a solchi calanchivi e a forme legate all'azione della gravità. I primi danno origine a spettacolari forme d'erosione formanti un sistema di drenaggio profondamente inciso nel substrato argilloso, estremamente gerarchizzato e caratterizzato da interfluvii molto stretti. Le seconde, le cui peculiari evidenze sono ben visibili lungo i pendii dell'intera collina, hanno contribuito in maniera determinante al progressivo arretramento dell'antica superficie pianeggiante del terrazzo marino di VIII ordine (Bruckner, 1980) su cui sorge l'abitato. Infatti la forma stessa dell'abitato, il cui bordo coincide esattamente con quello del terrazzo marino, è descritta dalla sovrapposizione di anfiteatri di precedenti movimenti di versante riconducibili essenzialmente a scorrimenti rotazionali.

In figura 26 sono riportati i movimenti di versante riconosciuti in base ai dati dell'indagine storica, dei rilevamenti in sito e dell'analisi delle foto aeree. I fenomeni franosi censiti sono stati distinti in due principali tipologie franose. Per rendere chiare le evidenze che hanno portato a tale distinzione, di seguito sono riportati due esempi relativi ai più gravosi eventi di frana accaduti nel corso dell'ultimo secolo.

La frana che ha coinvolto il settore centrale del Rione Croci (figg. 23 e 26, foto 16) nel novembre del 1976 rappresenta un esempio di movimento franoso complesso: preceduta da innumerevoli segni premonitori, ha provocato una scarpata di 25 metri di altezza. Da una planimetria rappresentante il Rione si è potuto stimare l'arretramento del terrazzo in circa 40 metri. La scarpata è divisa in due parti principali: la parte superiore, dell'altezza di 10-15 metri, si imposta nelle sabbie con un'inclinazione, a luoghi, vicino alla verticale; la parte restante ha una pendenza più bassa della precedente, ed interessa essenzialmente la formazione delle Argille azzurre. Il corpo di frana è caratterizzato dalla presenza di alcune scarpate secondarie e, nella parte finale, da una colata incanalatasi in un'incisione preesistente.

È un tipico esempio di frana complessa, secondo la terminologia suggerita da Cruden & Varnes, (1996), a carattere spiccatamente retrogressivo nella quale il movimento avviene lungo superfici di neoformazione. I meccanismi di rottura di questo tipo di movimento di versante sono da vedersi anche in relazione al contrasto di deformabilità tra la copertura relativamente più rigida del litotipo sabbioso-conglomeratico ed il sottostante substrato, rappresentato dalle argille sovraconsolidate a bassa e media plasticità, tipicamente caratterizzate da un comportamento rammollente (Bozzano et al., 1996), secondo schemi descritti nella letteratura da una piastra rigida su substrato deformabile (Cecere & Lembo Fazio, 1986)

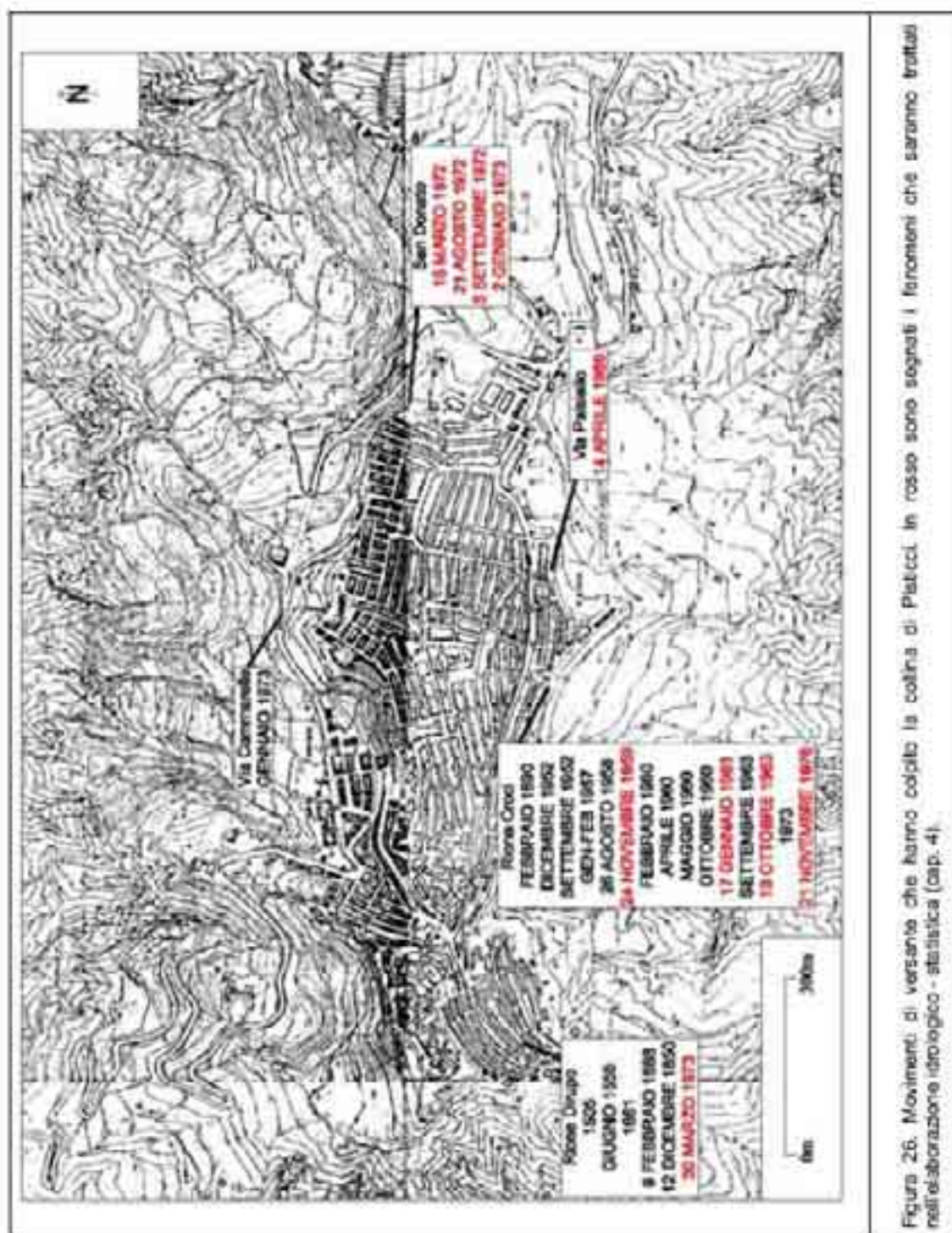
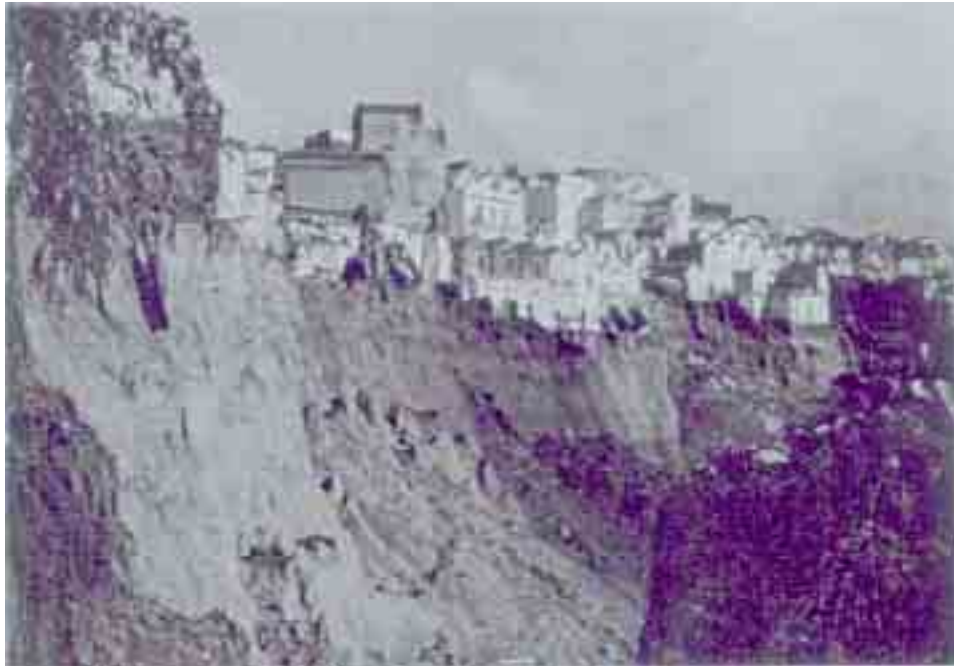


Figura 26. Movimenti di versante che hanno colpito la collina di Platici. In rosso sono segnati i fenomeni che saranno trattati nell'elaborazione idrologico - statistica (cap. 4).

Foto 16. La scarpata della frana Croci appena avvenuta. (Da Guerricchio & Melidoro, 1979)



Un'altra tipologia di frana diffusa sulle pendici della collina è ben rappresentata dal movimento di versante avvenuto nell'arco di tempo '72-'73 in località S. Donato (figg. 23 e 26; foto 17).

Si tratta di un fenomeno estremamente complesso. Infatti in più parti della zona franosa, principalmente alla testata, sono riconoscibili indizi di movimenti per scorrimento rotazionale e le superfici sub-circolari appaiono tagliare i depositi sabbiosi terrazzati, le Argille in posto e, lungo il versante, le coperture detritiche di frana. Tuttavia il movimento è prevalentemente costituito da una serie di scivolamenti lungo una o più superfici parallele al pendio: le probabili superfici di rottura, individuabili in base ai sondaggi e alle prospezioni geo-elettriche (ICLA, 1990) effettuate nell'area di frana, sono state posizionate in corrispondenza del limite argilla in posto – copertura detritica di frana (fig. 27) e sembrano dislocare principalmente quest'ultima.

Lo studio delle foto aeree in successione (1946, 1954, 1967, 1972) e le indagini di campagna, hanno evidenziato l'elevata suscettibilità alla rimobilizzazione delle coperture detritiche di frana affioranti lungo l'intero pendio di San Donato. In figura 28 è riportata una foto aerea della zona nel 1967: chiare evidenze morfologiche testimoniano che l'intero pendio è stato interessato, prima della serie di eventi del '72-'73, da numerosi scivolamenti traslazionali che hanno coinvolto principalmente i detriti di frana; la zona 1 di figura 28 rappresenta uno dei più vistosi fenomeni di questo tipo. Allo stesso modo, nella foto del luglio '72 (fig. 29), che mostra il primo degli eventi del '72-

'73, si può vedere che il movimento interessa principalmente il pendio a partire dalla base della scarpata in sabbia verso quote minori; anche in questo caso sono riconoscibili movimenti di tipo traslazionale che coinvolgono in più parti le coperture detritiche: si vedono chiaramente le traslazioni dei corpi 1 e 2 di figura 28.

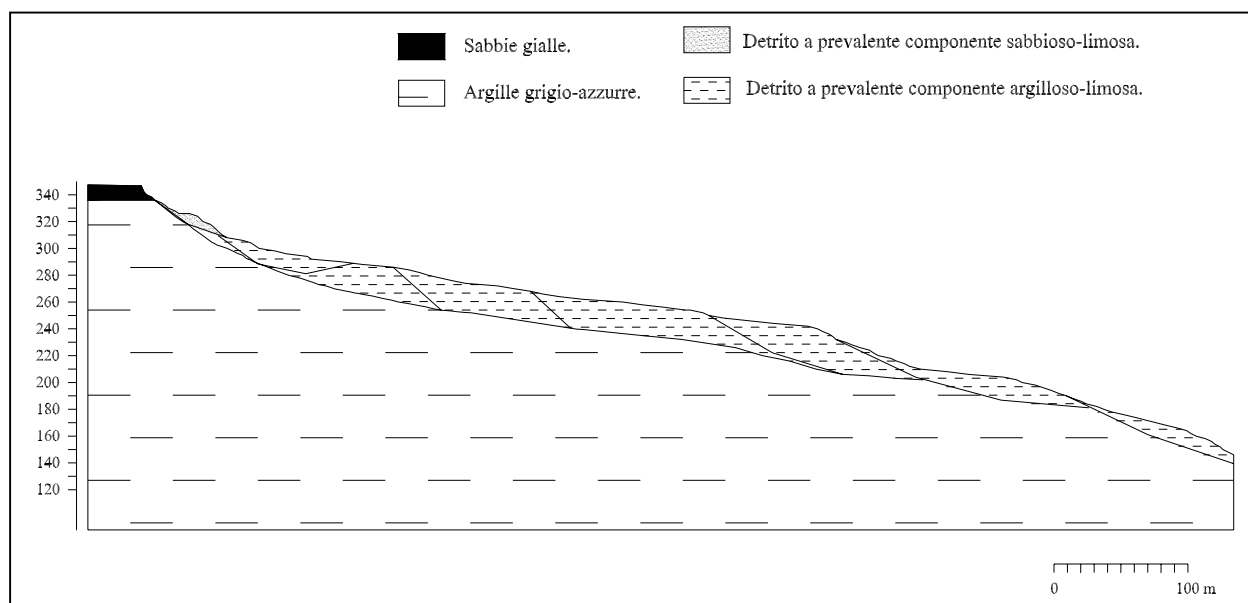


Figura 27. Profilo interpretativo della frana di San Donato (traccia A-B in fig. 23)

Tali osservazioni suggeriscono quale possa essere stata la dinamica del fenomeno franoso. La periodica riattivazione della parte bassa del versante ha indotto condizioni di instabilità nella zona di monte, dove si sono verificati almeno due fenomeni franosi per scorrimento rotazionale che hanno coinvolto i depositi sommitali provocando un arretramento del bordo di terrazzo marino fino ad 8 metri; nella foto 18 è ben visibile uno degli scorrimenti. Nella stessa foto, in basso a destra si può vedere anche parte della scarpata del movimento franoso di figura 29.

La dinamica osservata nel caso della frana di San Donato è assimilabile ad altri casi riportati in letteratura. I primi quattro casi riguardano i fenomeni franosi che hanno colpito i vicini centri abitati di Grassano, Grottole, Ferrandina e Pomarico (Del Prete, 1981; Del Prete et al., 1992; Lazzari, 1989). Il quinto caso è relativo ad un fenomeno franoso avvenuto nel marzo 1998 nel territorio comunale di Pomarico (foto 19). Nel corso dei rilevamenti di campagna ho ritenuto opportuno recarmi presso le località suddette al fine di verificare la similitudine con i fenomeni citati. L'ultimo caso riguarda alcuni eventi di frana localizzati nella parte centro-settentrionale dell'avanfossa appenninica (Baldelli et al., 1998).

Tale tipologia di frana risulta, quindi, diffusa all'intera zona di avanfossa: l'elevata frequenza di riattivazione ha reso necessari gli approfondimenti effettuati nelle successive fasi di ricerca, finalizzate alla valutazione della probabilità di innesco da parte delle precipitazioni (vedi cap. 4).

Foto 17. La zona di monte dell'area franosa di San Donato.





Figura 28. L'area franosa di san Donato in una foto aerea del 1967, (Vedi anche testo)



Figura 29. Il primo degli eventi franosi che hanno colpito l'area di San Donato nel periodo 1972-73, in una foto aerea del luglio '72.

Foto 18. Scorrimento rotazionale alla testata della frana di San Donato (vedi anche testo).



Foto 19. Frana in località Masseria de Pascale (Pomarico).



Lo studio dei caratteri idrogeologici si è basato sul riconoscimento delle aree di ricarica delle falde idriche, dei limiti di permeabilità e dei livelli di base o drenaggio naturale.

Sono state considerate aree di ricarica tutte le zone dove le acque (meteoriche o di scarichi antropici) si infiltrano e circolano nel sottosuolo; considerazioni sulla permeabilità primaria o secondaria e sulla morfologia e i dati di letteratura hanno consentito di definire, almeno in via qualitativa, quelle zone dove avviene tale processo. Qualunque elemento (limiti geologici, discontinuità tettoniche) che separi terreni a permeabilità diversa è stato considerato un limite di flusso. Per livello di base si è considerata la quota a cui emergono le acque sotterranee.

Il metodo è quindi consistito nel mettere in relazione ogni area di ricarica, delimitata da limiti di flusso, con le relative emergenze idriche; il riconoscimento delle principali strutture idrogeologiche e il loro assetto giaciturale, coadiuvato dai dati di sondaggio disponibili in letteratura, ha permesso di ipotizzare i percorsi delle acque nel sottosuolo (direttrici di flusso) (fig. 23).

Per riconoscere gli elementi idrogeologici prima definiti e le loro relazioni, oltre allo studio litologico, è stato necessario il censimento delle sorgenti e dei pozzi per acqua accessibili (tabb. 4 e 5).

Di seguito sono descritte le formazioni e/o i terreni che figurano nella carta di figura 23; di ciascuno sarà indicato il ruolo idrogeologico in funzione della permeabilità primaria o secondaria, dello spessore e della giacitura.

ARGILLE GRIGIO-AZZURRE. La formazione è costituita principalmente da argille e argille marnose (vedi anche prf. 2.1), presenta una permeabilità bassissima ($k < 10^{-7}$ cm/sec) e costituisce per questo il substrato “impermeabile” principale (aquiclude). Al tetto sono presenti intercalazioni limoso-sabbiose che possono contenere acqua gravifica anche a causa dei processi di alterazione subiti nelle fasi erosive precedenti alla deposizione dei sovrastanti depositi marini terrazzati. Le stesse Argille, quando interessate da un fitto reticolo di fessure non molto serrate, possono ospitare una modesta circolazione idrica testimoniata da tracce di alterazione rossastre presenti sulle superfici delle discontinuità (foto 3 e 4). Tale processo ha prodotto, nel tempo, la formazione di canali e cunicoli sotterranei.

DEPOSITI DEL TERRAZZO MARINO. La formazione delle Sabbie gialle presenta una permeabilità variabile in ragione dei litotipi prevalenti, per cui risultano permeabili i livelli ghiaiosi e sabbiosi grossolani ed i livelli arenitico-calcarenitici, mentre risultano meno permeabili i livelli di sabbia fine, ad elevato grado di uniformità e quelli limoso-argillosi.

Tabella 4. Misure di portata delle sorgenti.

S_2					
Data	5-6/4/98	01/05/98	12/05/98	24/07/98	29/09/98
q (l/s)	0.104	0.106	0.106	0.065	0.098
S_3					
Data	5-6/4/98	01/05/98	12/05/98	20/07/98	29/09/98
q1 (l/s)	0.010	0.009	0.008	0.000	0.000
S_4					
Data	5-6/4/98	01/05/98	12/05/98	21/07/98	29/09/98
q1 (l/s)	0.331		0.025	0.000	0.000
S_5					
Data	5-6/4/98	01/05/98	12/05/98		29/09/98
q1 (l/s)	0.125	0.000	0.000	0.000	0.000
S_6					
Data	5-6/4/98	01/05/98	12/05/98	21/07/98	29/09/98
q1 (l/s)	0.129		0.118	0.045	0.075
S_8					
Data				24/07/98	29/09/98
q1 (l/s)				0.15	0.235

Tabella 5. Livello statico (quota s.l.m.) nei pozzi.

pozzo	quota fondo pozzo (m)	5-6/04/98 livello statico (m)	1/05/98 livello statico (m)	12/05/98 livello statico (m)	20-24 luglio livello statico (m)	agosto livello statico (m)	settembre livello statico (m)
pozzo 1	267.3	269.3	inaccessibile	269.3	269.3	inaccessibile	268.9
pozzo 2	285.1	inaccessibile	inaccessibile	inaccessibile	inaccessibil	inaccessibile	inaccessibile
pozzo 3	279.0	289.6	289.6	289.5	288.6	inaccessibile	288.4
pozzo 4	311.0	316.9	inaccessibile	inaccessibile	inaccessibil	inaccessibile	318.4
pozzo 5	315.1	inaccessibile	inaccessibile	316.8	316.9	inaccessibile	317.4
pozzo 6	276.0	276.4	276.3	276.3	276.3	inaccessibile	276.3
pozzo 7	281.0	283.7	inaccessibile	283.4	282.9	inaccessibile	282.5
pozzo 9	317.0	inaccessibile	inaccessibile	inaccessibile	inaccessibil	inaccessibile	inaccessibile

Di conseguenza la permeabilità per porosità in senso verticale è molto ridotta ovvero praticamente nulla, tranne che per fessurazione. Piccole falde freatiche sono sospese sui livelli a più bassa permeabilità e vengono a giorno lateralmente sul pendio oppure, attraverso le principali discontinuità tettoniche, raggiungono la falda avente per sostegno "impermeabile" le Argille grigio azzurre (Regione Basilicata, 1978). La posizione delle sorgenti al contatto Argille - depositi del terrazzo marino e i dati di sondaggio (Guerricchio & Melidoro, 1979) fanno ipotizzare che il deflusso dell'acquifero sommitale è condizionato dai seguenti fattori: immersione verso est del contatto erosivo Argille - depositi sommitali, presenza di una linea spartiacque parallela all'asse di allungamento della collina, direzione e posizione delle principali discontinuità tettoniche rispetto ai limiti di permeabilità, come schematizzato nella carta di figura 23. Per quanto riguarda la provenienza delle acque nel sottosuolo di Pisticci, occorre sottolineare che l'infiltrazione diretta delle precipitazioni meteoriche è molto limitata, trattandosi di una superficie per la massima parte impermeabilizzata dall'urbanizzazione; pertanto si

ritiene che l'alimentazione delle acque sotterranee proviene in gran parte dalle perdite della rete idrica e delle fognature. Il contributo delle vecchie cisterne in disuso è molto ridotto e probabilmente nullo, dal momento che le acque dei pluviali sono state deviate almeno per la massima parte, sui marciapiedi e/o nella rete fognante. Il pessimo stato della rete fognaria negli anni passati, è stato, molto probabilmente, causa di alcuni fenomeni di instabilità che hanno coinvolto le strutture e infrastrutture antropiche situate in prossimità dei bordi del terrazzo marino; tali perdite provocano pericolose concentrazioni nel terreno degli afflussi meteorici. Un eclatante esempio è la lunga fessura perimetrale apertasi nel Rione Croci in corrispondenza dell'alluvione del 1959 (vedi prf. 3.1.1): la frattura seguiva proprio il tracciato della fognatura e le aree di maggior dissesto erano state individuate nei tombini di angolo saltati a causa dell'eccessiva pressione.

DETRITI A PREVALENTE COMPONENTE SABBIOSO-LIMOSA. Le zone dove affiorano sono state considerate aree di ricarica e di attiva circolazione ipogea per la presenza di pozzi per acqua e di emergenze idriche situate al contatto tra essi e le coperture prevalentemente argillose e/o le Argille (fig. 38). Hanno una rilevante importanza dal punto di vista dell'idrogeologia locale poiché, oltre a permettere l'infiltrazione e la circolazione delle acque meteoriche, drenano l'acquifero sommitale nel caso in cui si verifichino condizioni di continuità idraulica con i depositi terrazzati secondo gli schemi di figura 32, delineati nel paragrafo 2.1.3. Ricordo che tale continuità idraulica è possibile nel caso in cui le masse dislocate da successivi franamenti sono rimaste a contatto con i depositi sommitali. Un'ulteriore testimonianza di questo fenomeno è data dalla continuità di portate delle sorgenti 1, 2, 4, 6 e 8 (fig. 38; tab. 4) e dalla stabilità dei livelli piezometrici misurati nei pozzi (tab. 5). Al contrario le emergenze alla base del terrazzo (sorgenti 3 e 7) si distinguono per il loro carattere stagionale dettato da due principali fattori: limitata area di ricarica e presenza di un gradiente imposto dall'andamento del contatto erosivo tra Sabbie e Argille (fig. 32A).

DETRITI A PREVALENTE COMPONENTE ARGILLOSO-LIMOSA. Affiorano a quote più basse ed sono caratterizzati da un coefficiente di permeabilità minore testimoniato dalle emergenze idriche al contatto tra essi e i detriti precedentemente descritti. Nel caso dell'area di San Donato, dove questi termini affiorano estesamente, i pozzi esplorativi eseguiti all'interno del corpo di frana per la costruzione di una galleria, hanno rivelato la presenza di acqua fino ad un metro di profondità dal piano campagna ed inoltre, la necessità di un fitto sistema di drenaggio messo in opera dalla società ICLA

nel 1990, fanno ipotizzare una circolazione sotterranea delle acque. Tali osservazioni evidenziano che questi termini permettono l'infiltrazione e la circolazione delle acque solo nei casi (San Donato) in cui sono stati fortemente disturbati dal verificarsi di numerosi e successivi fenomeni franosi.

2.4 L'area "campione" di Pomarico (Mt)

La collina su cui sorge l'abitato di Pomarico (fig. 7) è caratterizzata dall'affioramento delle Argille Subappennine, dai sovrastanti depositi sabbioso-conglomeratici regressivi e da depositi marini terrazzati trasgressivi sui termini regressivi; a luoghi si ritrovano depositi sabbioso-ghiaiosi rossastri di origine continentale.

Il centro storico (foto 20) è fondato in gran parte sulle Sabbie di M.te Marano (spessore max 50 m) ed in parte su coperture detritiche di frana che affiorano estesamente lungo i pendii, mentre le argille grigio azzurre (o Argille Subappennine) affiorano lungo la parte bassa dei versanti a partire dalla quota 60 m s.l.m. fino a circa 400 m, dove sono poste in evidenza da intensi processi erosivi di tipo calanchivo (foto 21).

Il passaggio stratigrafico tra le Argille Subappennine e i depositi sommitali avviene in modo graduale, attraverso una fitta alternanza di livelli sabbiosi e argillosi in posizione suborizzontale che costituiscono, quindi, un termine di transizione tra i due. Generalmente il termine di passaggio ha spessori che non superano i 10 metri ed è costituito da una alternanza di più livelli, di modesto spessore, di sabbia limosa, limo argilloso e argille limose, di colore giallo scuro tendente al grigio nei livelli più bassi.

L'intera formazione mostra un assetto giaciturale a direzione NW-SE immergente a NE con pendenza compresa tra 10° a 15°. I termini trasgressivi hanno giacitura suborizzontale.

Analogamente alla zona di Pisticci, l'evoluzione dei versanti della dorsale è condizionata dalla presenza di una coltre detritica di origine franosa spessa fino a oltre 20 metri. La vasta estensione areale, la possibilità di immagazzinare acqua su diversi livelli e le scadenti proprietà geotecniche assegnano ad essa un ruolo importante nelle instabilità di pendio. Quindi, i rilevamenti iniziati a partire dal novembre 1997 hanno avuto come scopo principale quello di distinguere tali coperture. La distinzione è stata basata su un'analisi macroscopica dei terreni, finalizzata ad individuare la componente granulometrica pelitica o sabbiosa prevalente e a definire gli spessori dei corpi detritici sulla base di dati di sondaggio (ubic. in fig. 30), dati di letteratura (Lazzari, 1989) e di rilevamenti di campagna su fronti naturali e artificiali (fig. 30).

Le fasce di detrito risultano distribuite abbastanza regolarmente: le coperture prevalentemente sabbiose si rinvencono lungo la zona alta della collina con spessori decrescenti proseguendo verso le quote minori e in prossimità delle incisioni lineari, mentre le coperture prevalentemente argillose sono situate a quote più basse e

Foto 20. Veduta del versante Ne del centro abitato di Pomarico.



Foto 21. Forme calanchive nella zona della Fontana "Salsa".



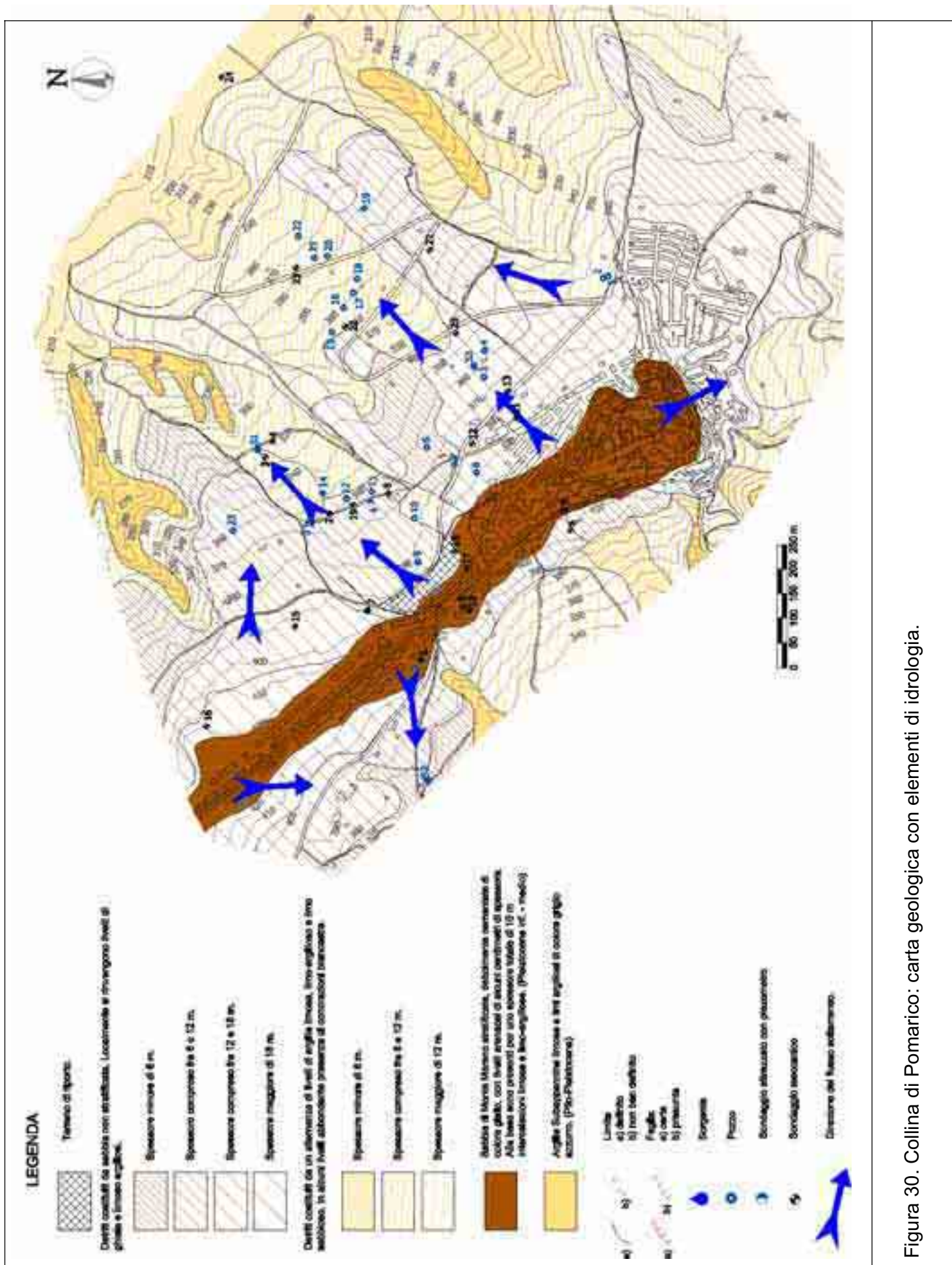


Figura 30. Collina di Pomarico: carta geologica con elementi di idrologia.

nelle zone più depresse. Lo spessore di quest'ultime aumenta salendo di quota verso il paese.

La descrizione macroscopica dei termini riconosciuti è la seguente:

COPERTURA PREVALENTEMENTE ARGILLOSA. È costituita da argilla-limosa, limo-argilloso e limo. Si presenta di colore che varia dal grigio chiaro al giallastro, e non presenta stratificazioni. Frequentemente, negli affioramenti situati a quote più alte, si rinvencono intercalazioni biancastre, probabilmente gesso, a testimoniare una intensa e attiva circolazione dell'acqua. Questo tipo di coperture, si rinviene a quote più elevate lungo il versante SW della collina. La posizione, in ogni caso, è da mettere in relazione con i processi franosi che hanno modellato la dorsale, coinvolgendo i litotipi limoso-argillosi delle Argille Grigio Azzurre sottostanti alle Sabbie sommitali.

COPERTURE PREVALENTEMENTE SABBIOSE. Sono costituite da sabbia non stratificata intervallata da sporadiche inclusioni di ghiaia e limo argilloso. Gli affioramenti osservati si presentano di colore che va dal marrone - rossastro al giallo scuro, non ci sono tracce di stratificazione, e il detrito sabbioso spesso appare fortemente rimaneggiato con una scarsa presenza di ciottoli di varie dimensioni disposti caoticamente. Questi detriti provengono dallo smantellamento della formazione sabbiosa sommitale, a causa dei movimenti di versante di tipo scorrimento rotazionale lungo il ciglio del tabulato sommitale. Si rinvencono principalmente lungo il bordo del paese, ma sono presenti anche a quote più basse in zone morfologicamente più rilevate.

Le caratteristiche litologiche del versante orientale (La Salsa, figg. 31, 32 e 38) sono state verificate inoltre, con l'analisi granulometrica eseguita su 14 campioni prelevati alla profondità di 1m circa dal p.c. (figg. 33 e 34; ubicati in fig. 38). I campioni sono stati suddivisi nel diagramma granulometrico di figura 34, nelle due classi detritiche prima esposte: i punti romboidali corrispondono al detrito argilloso, i cerchi appartengono al detrito sabbioso. Tali analisi, pur considerando i limiti dovuti alla campionatura, hanno confermato i dati ottenuti dal rilevamento (fig. 38), salvo per il campione C7 (cerchio nel campo dell'argilla limosa) che non mostra corrispondenza con la zona in cui è stato prelevato.

La dorsale è interrotta da alcune discontinuità tettoniche con direzione appenninica (NE-SW), prodotte dalle più recenti fasi di sollevamento (Genevois et al., 1987). In base ai dati dei sondaggi, si è realizzato il profilo F-G (fig. 35) che ha evidenziato la presenza di una faglia diretta con direzione ENE-WSW che ribassa il lato NNW di circa 12 m. La

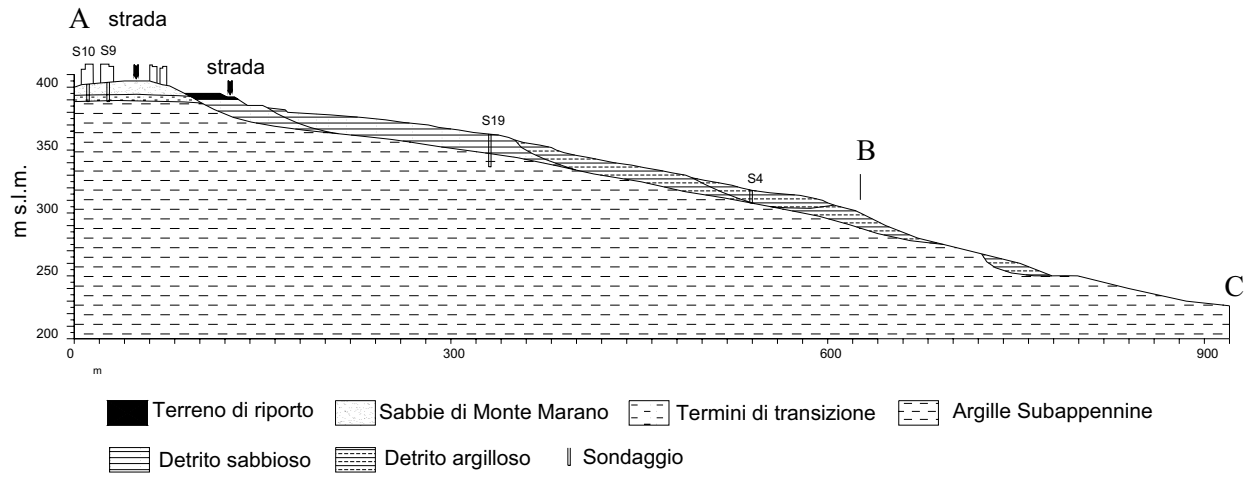


Figura 31. Profilo geologico A –B -C. (Traccia della sezione in fig. 38)

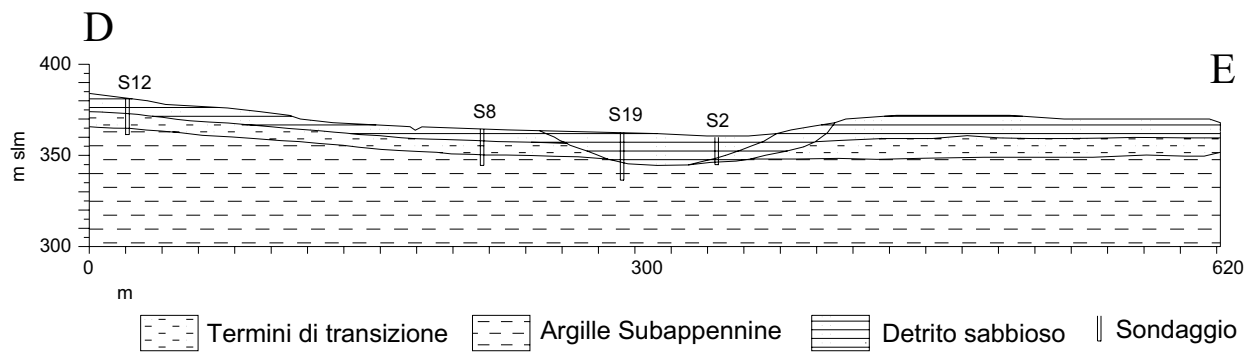


Figura 32. Profilo geologico D –E. (Traccia della sezione in fig. 38)

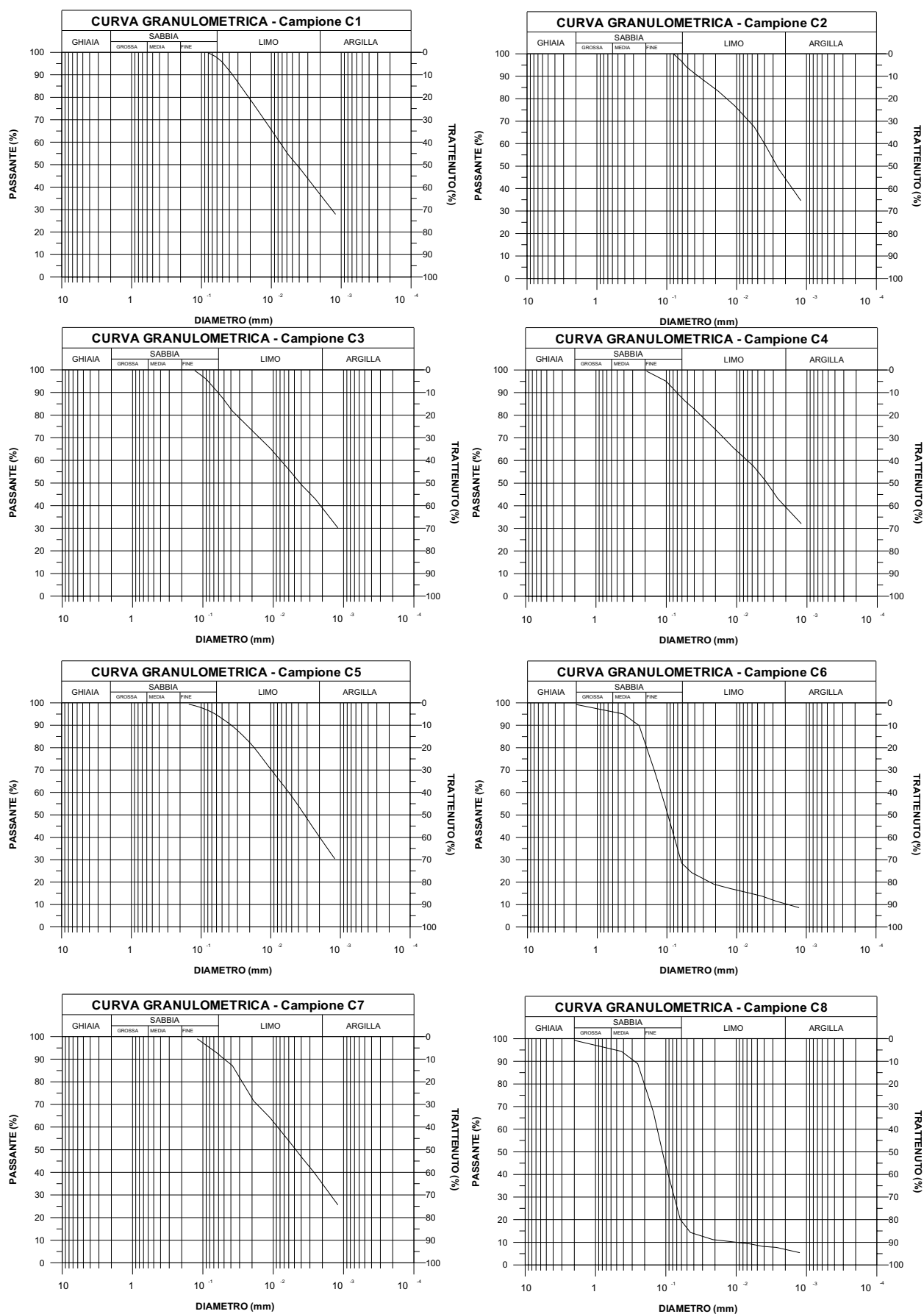


Figura 33. Curve granulometriche.

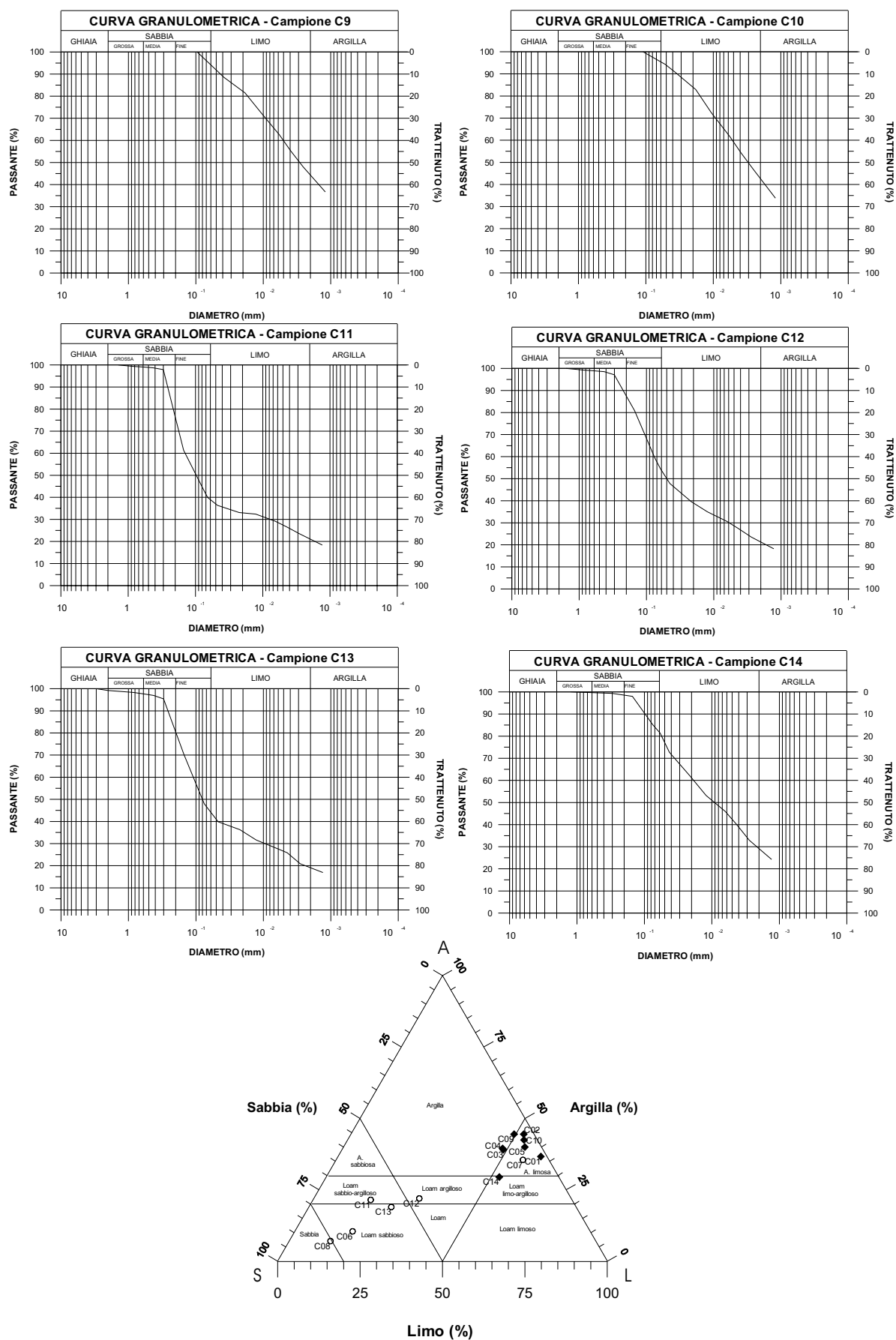


Figura 34. Curve granulometriche e diagramma granulometrico dell'U.S. BUREAU OF SOIL.

superficie di faglia non è visibile, a causa degli insediamenti umani e dalle coperture di detrito.

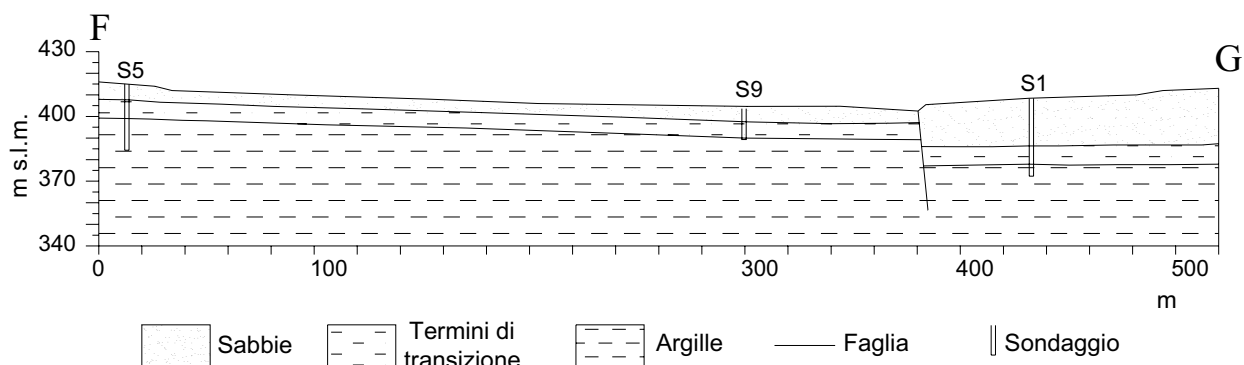


Figura 35. Profilo geologico F-G (traccia della sezione in fig. 38)

Per quanto riguarda i caratteri geomorfologici l'abitato di Pomarico è ubicato su una dorsale di spartiacque, orientata NW-SE, tra il Fosso Pezzillo a SW e il Fosso S. Croce a NE; le acque di questi fossi si uniscono a SW del paese formando un unico torrente (La Canala) che confluisce nel fiume Basento (fig. 21).

I fianchi della dorsale appaiono asimmetrici. Il profilo longitudinale del Fosso Pezzillo (lato SW) è più acclive di quello del Fosso S. Croce (versante NE). Tale fattore ha determinato differenti fenomeni di evoluzione morfologica, come testimoniato dalla maggiore pendenza del versante sud occidentale (foto 20 e 22), quindi dei fossi che vi confluiscono, e dalla presenza di forme calanchive situata a quote più alte rispetto al versante di NE.

I fianchi della dorsale sono sede di movimenti gravitativi complessi del tipo scorrimento roto-traslazionale colata. I relativi cigli di distacco, che spesso denotano masse dislocate e ribassate dell'ordine di qualche decina di metri, lambiscono gran parte del perimetro dell'abitato. Trattasi di fenomeni in alcuni casi stabilizzati, in altri in fase evolutiva retrogressiva, caratterizzati da superfici di rottura profonde e mobilitanti grossi volumi di terreno (figg. 36 e 37).

Fenomeni franosi che minacciano le abitazioni sono localizzati nel quadrante SW (località Fontanelle e Pesco di Nembo), e lungo il versante nord orientale (figg. 36 e 37). In località Fontanelle una frana (documentata da fonti storiche), ha subito alcune riattivazioni dal 1748 in poi. L'area dissestata, nella parte più elevata, presenta forme riferibili a movimenti di tipo rotazionale, mentre più a valle è caratterizzata da un ammasso irregolare che dà luogo ad una colata fangosa. Le abitazioni che si affacciano sulla corona di frana, sono interessate da lesioni disposte concentricamente all'antica

nicchia di distacco. Tali fratture di trazione, testimoniano il carattere retrogressivo del fenomeno e lo stato attuale di attività.

Foto 22. Veduta del versante SW del centro abitato di Pomarico.



Particolare attenzione merita la frana posta a valle della casa comunale di via Kennedy, La Salsa (foto 23) (figg. 36 e 37; dettaglio fig. 38), perché minaccia alcune case e l'unica strada di accesso al centro del paese. Gli spessori del terreno mobilitato sono compresi tra 10 e 15 m (figg. 31 e 32). Circa la dinamica del fenomeno, è stata rilevata un'analogia molto stretta con la frana San Donato di Pisticci (prf. 2.3): l'analisi delle foto aeree (anni 1954, 72, 77 e 90) e la ricerca storica hanno evidenziato, infatti, che la periodica riattivazione, lungo superfici di scorrimento parallele al pendio, della copertura detritica nelle zone di valle, induce fenomeni di instabilità del tipo scorrimento rotazionale in testata causando l'arretramento del ciglio di distacco fino a valle della fila periferica degli edifici. Quindi anche in questo caso si tratta di un movimento prevalentemente traslazionale su superfici precedentemente indebolite, a carattere spiccatamente retrogressivo. All'uopo sono stati effettuati lavori di sistemazione idraulica (fig. 38), mediante canalette di drenaggio nel corpo di frana, la costruzione di briglie nel fosso di SE, opere di contenimento delle spinte a monte con posa di una paratia ancorata al di sotto dell'odierno campo sportivo e infine opere di captazione con la costruzione di cunicoli sotterranei che dalla sorgente S1 si estendono verso sud

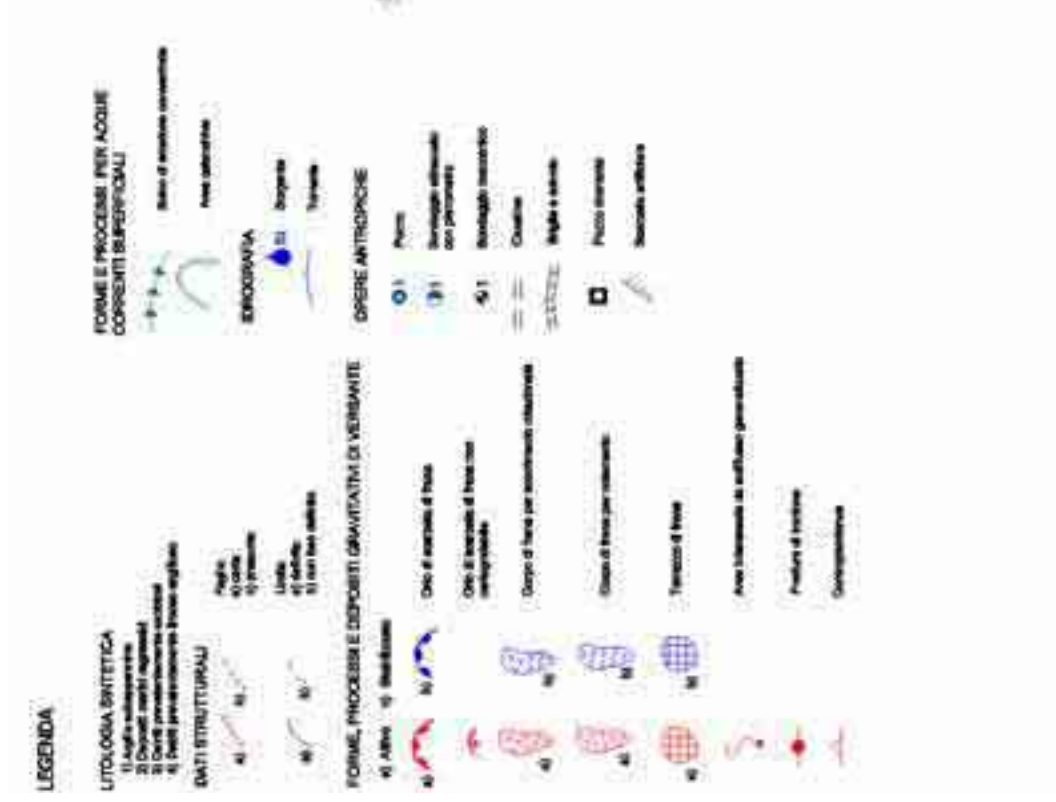


Figura 36. Carta geomorfologica del centro storico di Pomarico.

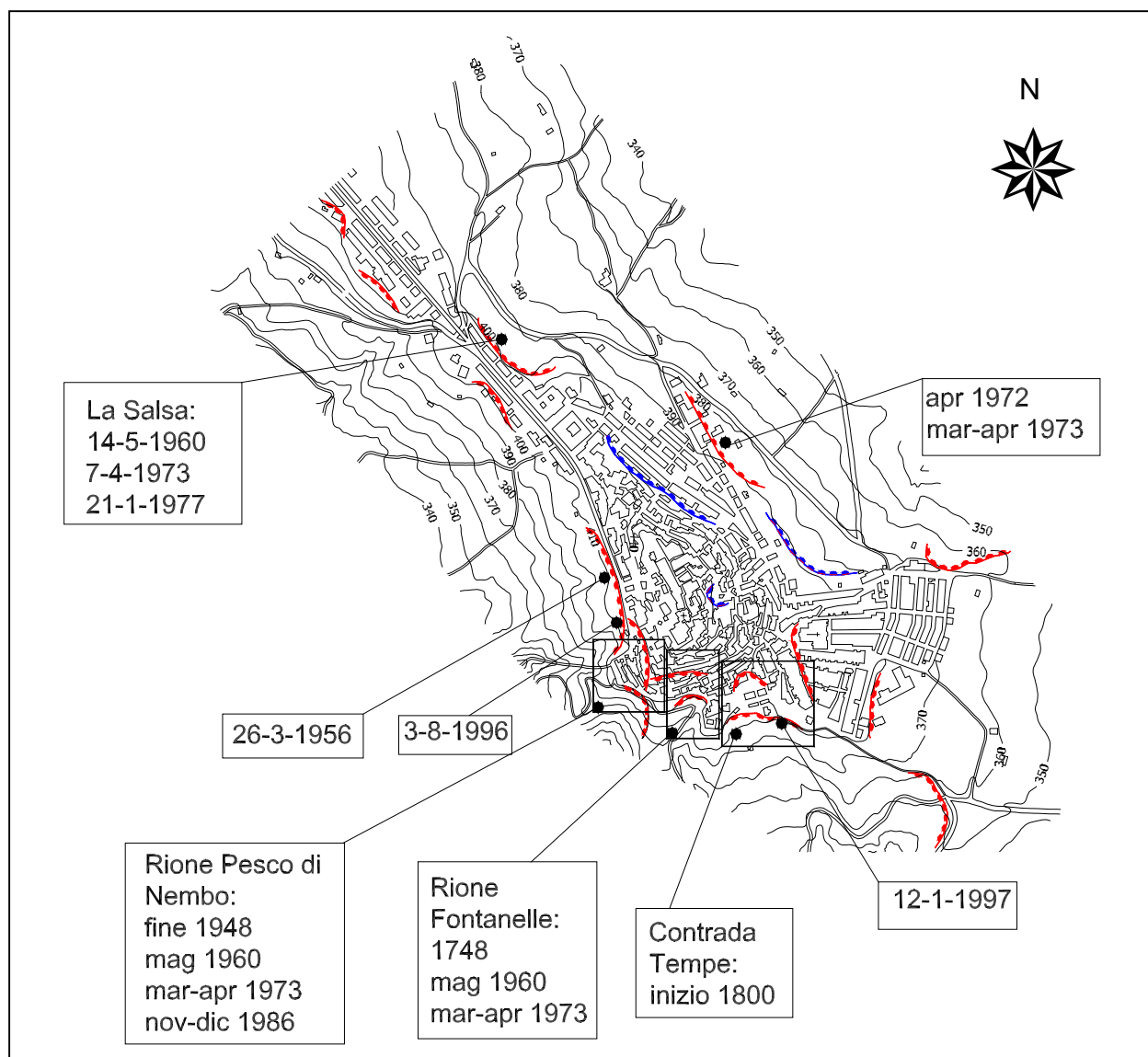


Figura 37. Ubicazione dei fenomeni franosi di cui si ha notizia storica.

quasi a lambire il fosso e verso est poco lontano dal pozzo 23. Dai sondaggi e dal monitoraggio dei pozzi, si è accertata la presenza di una falda a limitata profondità dal piano campagna. Tale presenza d'acqua è risultata incompatibile con la limitata estensione del bacino idrogeologico di alimentazione ipotizzabile. Dall'analisi storica sono infatti emerse costanti e rilevanti perdite d'acqua dal ramo principale della condotta fognaria che passa attraverso via Kennedy, più volte riparata dopo le successive riattivazioni di frana.

































Dall'analisi delle foto aeree, dei voli del 30/6/72 (fig. 39) precedente alla riattivazione del 7/4/1973 e del 20/10/77 (fig. 40) posteriore alle riattivazioni del 21/1/77, è emerso che già nel 1972 l'area identificata nelle figure 38 e 36 quale corpo di frana aveva un assetto

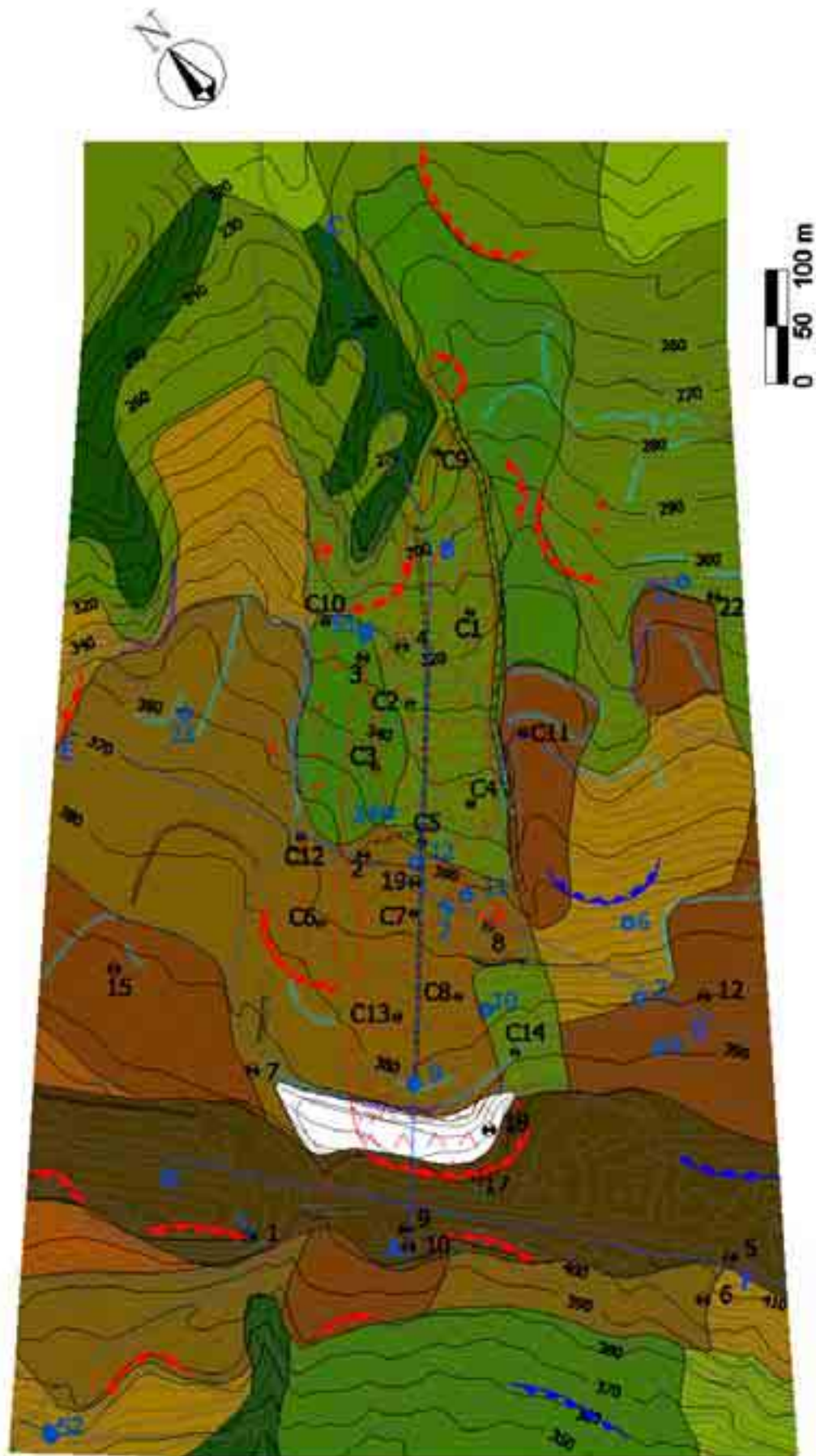
Foto 23. Frana La Salsa.



morfologico caratterizzato dalla presenza di zone più rilevate (zona A) ben evidenti nella parte alta, sopra e immediatamente al di sotto della strada comunale, dalla presenza nella parte centrale di due canali paralleli molto incisi che dall'odierno pozzo 14 (zona C) confluivano nel fosso principale sotto la sorgente S1 (lato N zona D). Nella zona C era evidente una forte depressione probabilmente collegata alla fuoriuscita d'acqua. Nella zona B era presente una piccola corona di frana disposta trasversalmente al movimento generale. Il volo del 1977 (fig. 40) ha messo in evidenza una diversa disposizione del versante, testimoniando un movimento su diverse zone dell'area in frana. La zona A si presentava più ribassata rispetto al volo precedente assumendo una disposizione più caotica. Nella stessa zona si nota, inoltre, la dislocazione di circa 20 m del muro che nella foto precedente era situato a protezione del manto stradale. È stata osservata inoltre la presenza di una corona di frana situata nella zona B. Tale corona era composta da due archi con estensione maggiore per l'arco a nord; il terreno sottostante alla corona maggiore presentava disposizione caotica, mentre la zona (C), sottostante alla corona minore, era completamente svuotata rispetto alla stessa porzione di terreno della foto precedente. Seguendo il profilo topografico, nella zona D si distingue una parte più rilevata a monte della scarpata e una più depressa subito a valle, tale configurazione è imputabile allo smantellamento del piede di frana. Bisogna

Figura 38. Carta geologica e geomorfologica schematica dell'area della Salsa.

<p> Terreno di riporto.</p> <p>Detriti costituiti da sabbie non stratificate. Localmente si rinvenivano livelli di ghiaia e limo-argillosi.</p> <p> Spessore minore di 5 m.</p> <p> Spessore compreso fra 6 e 12 m.</p> <p> Spessore compreso fra 12 e 18 m.</p> <p> Spessore maggiore di 18 m.</p> <p>Detriti costituiti da un alternanza di livelli di argilla limosa, limo-argilloso e limo sabbioso. In alcuni livelli abbondante presenza di concrezioni carbonatiche.</p> <p> Spessore minore di 5 m.</p> <p> Spessore compreso fra 6 e 12 m.</p> <p> Spessore maggiore di 12 m.</p> <p>Sabbie di Monte Marano. Sabbie stratificate, debolmente cementate di colore giallo, con livelli arenacei di alcuni centimetri di spessore. Alla base sono presenti per uno spessore totale di 10 m intercalazioni limose e limo-argillose (Pleistocene inf. - medio).</p> <p></p> <p>Argilla Subappennina. Argilla limosa e limi argillosi di colore grigio scuro (Plio-Pleistocene).</p> <p></p>	<p>LEGENDA</p> <p>DATI STRUTTURALI</p> <p> a) b)</p> <p> a) b)</p> <p>Limiti</p> <p>a) definito b) non ben definito</p> <p>Faglia</p> <p>a) certa b) presunta</p> <p>FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI DI VERSANTE</p> <p> a) b)</p> <p>a) Attivo b) Stabilizzato</p> <p> Orlo di scarpata di frana</p> <p> Orlo di scarpata di frana non configurabile</p> <p> Corpo di frana per scorrimento rotazionale</p> <p> Area interessata da siflusso generalizzato</p> <p> Fessure di trazione</p> <p> Contropendenza</p> <p> Scarpata</p> <p> tra 2 e 3 m</p> <p> tra 3 e 5 m</p> <p> maggiore di 5 m</p>	<p>IDROGRAFIA</p> <p> Sorgente</p> <p>OPERE ANTROPICHE</p> <p> Pozzo</p> <p> Sondaggio allineato con piezometro</p> <p> Sondaggio meccanico</p> <p> Campione</p> <p> Canalina</p> <p> Briglia e solvato</p> <p> Scarpata artificiale</p> <p> Traccia di sezione</p>
--	---	--



notare in ultimo, una parte ribassata nel corpo di frana individuabile nella zona E, probabilmente dovuta a una dislocazione di tipo traslazionale.

Nel paese, inoltre, va ricordato il continuo crollo dei muri di sostegno a protezione delle abitazioni e delle strade, fenomeno che si sviluppa principalmente nei rioni Fontanelle, Pesco di Nembo e contrada Tempe (fig 37). Tali crolli, se analizzati in un contesto più ampio, mettono in evidenza come questi muri si trovino sempre a protezione di zone interessate da movimenti roto-traslazionali. Questi processi di crollo risultano essere fortemente condizionati dalle continue perdite d'acqua della rete idrica e fognaria che attraversa l'intero paese.

Zone instabili con fratture di trazione che interessano strade ed abitazioni, si rilevano altresì sul versante sud e nord orientale. Va notato che dette fratture hanno sempre una distribuzione concentrica ad antiche nicchie di distacco.



Figura 39. Foto aerea del 30-6-1972. In ROSSO sono segnate le scarpate e le corone di frana; in BLU il reticolo idrografico; in GIALLO le zone di maggiore interesse.

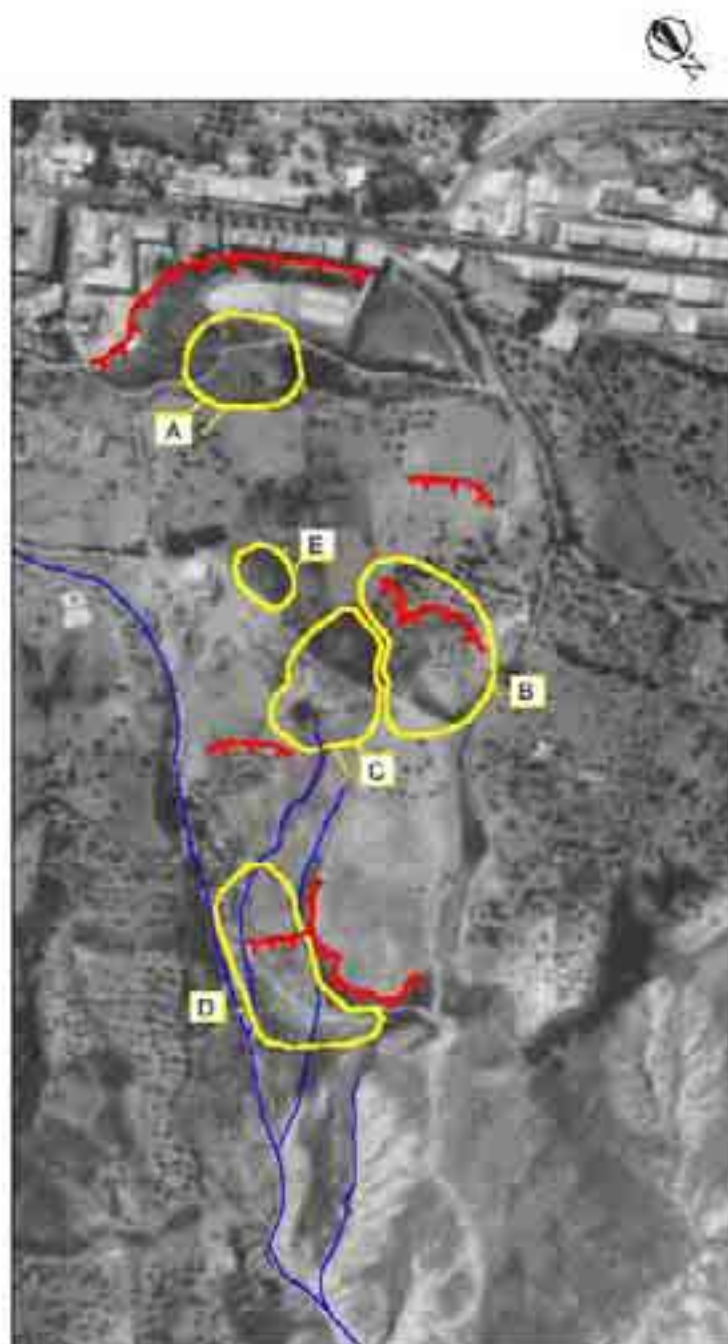


Figura 40. Foto aerea del 20-10-1977. In ROSSO sono segnate le scarpate e le corone di frana, in BLU il reticolo idrografico; in GIALLO le zone di maggiore interesse.

Le osservazioni svolte sulle litologie affioranti, la raccolta di dati idrologici, comprendenti sia quelli relativi ai livelli piezometrici (tabb. 6 e 7), sia i valori di portata delle principali emergenze dell'area (tab. 8), hanno permesso di ipotizzare le principali modalità di circolazione delle acque nel sottosuolo (fig. 30) ed hanno consentito una distinzione schematica delle formazioni in complessi idrogeologici.

COMPLESSO DEI DETRITI DI FRANA E DI VERSANTE. È costituito da depositi di varia natura e con granulometrie che vanno dalle argille alle sabbie. Gli accumuli più potenti delle coperture contengono acquiferi di una certa importanza poiché, oltre ad essere tra le aree di ricarica quelle a maggior estensione, bordano i rilievi collinari sommitali e quindi spesso possono essere in comunicazione idraulica con i sovrastanti depositi della struttura intatta, secondo gli schemi di figura 22. I detriti prevalentemente argillosi, in relazione alla loro permeabilità, possono considerarsi come degli aquicludes e costituiscono uno sbarramento alla circolazione dell'acqua nei detriti a prevalente componente sabbiosa; tuttavia nel caso in cui risultino fortemente rimaneggiati dai fenomeni franosi possono contenere acqua gravifica come nel caso della zona La Salsa. Gli spessori di tale complesso sono variabili e compresi tra qualche metro ed alcune decine di metri.

COMPLESSO DEI DEPOSITI REGRESSIVI SOMMITALI. È costituito da sabbie fini e grossolane, con sottili livelli cementati verso l'alto e con grossi banchi a granulometria uniforme verso la base. Questa formazione presenta una media permeabilità sia primaria sia secondaria, infatti i termini più cementati possono risultare anche fessurati. Rappresenta la parte più elevata della collina e contiene due grandi acquiferi, isolati dalla presenza di una faglia (fig. 30).

COMPLESSO DELLE ARGILLE SUBAPPENNINE. È rappresentato da argille e argille limose, passanti verso l'alto a livelli più limosi e sabbiosi (termini di transizione). Spesso sono frequenti fratture di trazione e nel corso di rilievi di campagna ci si è imbattuti in chiare testimonianze di fenomeni di pseudo-carsismo, costituite da cavità che possono dar luogo a dei veri e propri cunicoli. Considerando inoltre il grado di alterazione e le caratteristiche mineralogiche, le argille hanno mostrato capacità di assorbimento delle piogge del tutto inaspettata. Dall'analisi effettuata sul Bacino del Torrente La Canala da Calò et al. (1985 e 1992) è emerso che la mancata impermeabilità superficiale delle argille è da imputare anche alle loro proprietà di contrarsi o espandersi in funzione della variazione del contenuto d'acqua ed al fatto di essere quasi completamente prive di copertura vegetale. L'instaurarsi di questi fenomeni, favoriti peraltro dalla locale

climatologia, provoca quindi un aumento della capacità di assorbimento d'acqua da parte dei terreni argillosi. Comunque questo complesso rappresenta il limite a flusso nullo (aquicludes) per gli acquiferi contenuti nel complesso sovrastante e nel complesso dei detriti di frana e di versante; più precisamente tale limite è localizzato dal passaggio tra i termini prevalentemente limosi e quelli di transizione ai depositi regressivi sovrastanti.

L'elaborazione dei livelli statici medi ha permesso di ricostruire seppure in via qualitativa, le direttrici fondamentali della circolazione idrica sotterranea. Nelle tabelle 6 e 7 sono sintetizzati i livelli stabilizzati dell'acqua sotterranea rilevati sia dai pozzi aperti che dai piezometri. Nel versante NE la diminuzione dei valori con la profondità (relativa alla superficie) suggerisce che il movimento sia discendente attraverso le coperture detritiche verso il livello d'acqua del sottostante torrente La Canala. In quello di SW la mancanza di pozzi, l'immersione verso NE delle argille e la presenza della faglia fa supporre una scarsa circolazione idrica e diretta verso il versante opposto. Le misure effettuate e la distribuzione stessa dei pozzi (fig. 30) lasciano ipotizzare la presenza di un'unica grande falda contenuta nei detriti, le cui oscillazioni stagionali sono contenute entro i 3 metri.

Nel rione Fontanelle e contrada Tempe, non ci sono delle vere e proprie sorgenti, ma si notano lungo tale porzione di versante diverse fuoriuscite d'acqua imputabili principalmente a perdite della rete idrica e fognaria del paese.

Per quanto riguarda le sorgenti, nella tabella 8 sono riportate le portate monitorate durante il rilevamento. I valori di queste restano praticamente costanti per tutto l'anno. Per la sorgente S1 (La Salsa) sono di un ordine di grandezza maggiore, probabilmente a causa delle opere di captazione eseguite. Tali valori confermano che le coltri detritiche di frana rappresentano un acquifero di importanza locale sia dal punto di vista delle riserve idriche non potabili sia per la corretta simulazione dei fenomeni di instabilità innescati dalle precipitazioni meteoriche.

Tabella 6. Livelli statici dei pozzi e piezometri (P1, P2). A - livello acqua assente; C- pozzo chiuso. Periodo di osservazione nov. 1997 - apr. 1998.

I° TRIMESTRE NOVEMBRE 1997 - GENNAIO 1998								
NUMERO POZZO	QUOTA (m, s.l.m.)	PROFONDITA' POZZO (m, dal p.c.)	LIVELLO DELL'ACQUA					
			Novembre		Dicembre		Gennaio	
			Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)
1	368	4	3.1	364.9	3.2	364.8	2.1	365.9
2	366	5	0.8	365.2	1.4	364.6	1.2	364.8
3	364	4	2.0	362.1	1.1	362.9	0.9	363.1
4	356	19	0.5	355.6	0.9	355.1	0.8	355.2
6	365	7	1.8	363.2	2.0	363.0	1.9	363.1
9	384	4	0.6	383.5	0.9	383.1	0.5	383.5
10	378	6	3.4	374.6	2.2	375.8	1.4	376.6
11	362	13	7.3	354.7	7.3	354.8	7.2	354.8
12	358	5	4.3	353.7	4.7	353.4	4.4	353.6
14	348	6	3.2	344.8	2.7	345.3	2.2	345.8
15	305	5	3.4	301.6	3.2	301.8	3.0	302.0
16	302	5	3.7	298.3	3.3	298.7	3.0	299.0
17	299	3	2.1	296.9	1.9	297.1	1.9	297.1
18	295	7	3.9	291.1	3.7	291.3	3.5	291.5
19	281	9	4.7	276.4	2.5	278.5	2.1	278.9
20	279	2	0.0	279.0	0.0	279.0	0.0	279.0
21	275	4	0.5	274.5	0.7	274.3	0.4	274.6
22	265	2	0.9	264.1	0.9	264.1	C	C
23	360	6	5.4	354.6	5.3	354.7	C	C
P1	410	37	A	A	A	A	A	A
P2	365	30	C	C	8.1	356.9	8.1	357.0

II° TRIMESTRE FEBBRAIO 1998 - APRILE 1998								
NUMERO POZZO	QUOTA (m, s.l.m.)	PROFONDITA' POZZO (m, dal p.c.)	LIVELLO DELL'ACQUA					
			Febbraio		Marzo		Aprile	
			Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)
1	368	4	2.4	365.6	C	C	2.8	365.2
2	366	5	1.1	364.9	1.1	364.9	1.5	364.5
3	364	4	0.9	363.1	0.9	363.1	1.1	363.0
4	356	19	0.8	355.2	0.8	355.2	1.4	354.6
6	365	7	1.9	363.1	1.8	363.2	2.1	362.9
9	384	4	0.5	383.5	0.0	384.0	0.5	383.5
10	378	6	1.7	376.3	1.6	376.5	2.2	375.8
11	362	13	7.9	354.1	7.1	354.9	7.0	355.0
12	358	5	4.2	353.8	4.3	353.7	4.5	353.5
14	348	6	2.2	345.8	2.3	345.7	2.7	345.3
15	305	5	3.0	302.1	1.9	302.7	3.0	302.0
16	302	5	3.0	299.0	2.9	299.1	3.2	298.8
17	299	3	1.8	297.2	2.9	296.1	1.9	297.2
18	295	7	3.1	291.9	2.3	293.2	3.6	291.4
19	281	9	2.5	278.5	2.9	277.7	2.9	278.2
20	279	2	0.0	279.0	2.0	277.1	0.0	279.0
21	275	4	0.6	274.4	0.0	275.0	0.6	274.4
22	265	2	C	C	0.7	265.0	1.8	264.2
23	360	6	4.8	355.2	0.8	359.3	4.8	355.2
P1	410	37	A	A	A	A	A	A
P2	365	30	7.8	357.2	C	C	8.1	356.9

Tabella 7. Livelli statici dei pozzi e piezometri (P1, P2). A- livello acqua assente; C- pozzo chiuso. Periodo di osservazione mag. '98 - ott. '98.

III° TRIMESTRE MAGGIO 1998 - GIUGNO 1998								
NUMERO POZZO	QUOTA (m, s.l.m.)	PROFONDITA' POZZO (m, dal p.c.)	LIVELLO DELL'ACQUA					
			Maggio		Giugno		Luglio	
			Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)
1	368	4	3.2	364.8	3.2	364.8	3.8	364.2
2	366	5	1.4	364.6	4.5	361.5	C	C
3	364	4	1.2	362.8	2.2	361.8	1.9	362.1
4	356	19	2.3	353.7	4.0	352.0	3.9	352.1
6	365	7	2.2	362.8	2.5	362.5	C	C
9	384	4	0.5	383.5	2.4	381.6	0.0	384.0
10	378	6	2.6	375.4	3.5	374.5	C	C
11	362	13	6.9	355.1	7.7	354.3	9.0	353.0
12	358	5	4.7	353.3	5.5	352.5	5.2	352.8
14	348	6	3.0	345.0	3.6	344.4	3.2	344.8
15	305	5	3.0	302.0	3.4	301.6	3.4	301.6
16	302	5	3.2	298.8	3.9	298.1	3.8	298.2
17	299	3	1.8	297.2	2.2	296.8	1.9	297.1
18	295	7	3.2	291.8	3.9	291.1	3.5	291.5
19	281	9	3.1	277.9	4.2	276.8	4.4	276.6
20	279	2	0.0	279.0	0.4	278.6	1.1	277.9
21	275	4	0.8	274.2	C	C	1.0	274.0
22	265	2	0.8	264.2	1.3	263.8	1.3	263.7
23	360	6	4.9	355.1	5.3	354.7	5.4	354.6
P1	410	37	A	A	A	A	A	A
P2	365	30	8.2	356.8	C	C	8.4	356.6

IV° TRIMESTRE AGOSTO 1997 - OTTOBRE 1998								
NUMERO POZZO	QUOTA (m, s.l.m.)	PROFONDITA' POZZO (m, dal p.c.)	LIVELLO DELL'ACQUA					
			Agosto		Settembre		Ottobre	
			Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)	Prof. (m, s.l.m.)	Quota (m, dal p.c.)
1	368	4	3.5	364.5	3.1	364.9	3.1	364.88
2	366	5	4.5	361.5	2.5	363.5	1.7	364.3
3	364	4	2.1	361.9	3.2	360.9	2.6	361.5
4	356	19	3.9	352.1	4.7	351.4	2.6	353.5
6	365	7	2.5	362.5	2.7	362.3	2.3	362.7
9	384	4	1.2	382.8	1.2	382.8	0.9	383.1
10	378	6	3.5	374.5	4.2	373.8	3.8	374.2
11	362	13	8.4	353.6	9.0	353.1	8.1	353.9
12	358	5	5.4	352.6	5.0	353.0	4.7	353.3
14	348	6	3.4	344.6	5.6	342.4	4.4	343.6
15	305	5	3.4	301.6	3.8	301.3	3.6	301.4
16	302	5	3.9	298.1	4.5	297.5	4.1	297.9
17	299	3	2.1	296.9	2.5	296.5	2.3	296.7
18	295	7	3.7	291.3	3.9	291.1	3.9	291.1
19	281	9	4.3	276.7	5.2	275.8	4.9	276.1
20	279	2	0.7	278.3	0.7	278.4	0.3	278.7
21	275	4	1.0	274.0	3.7	271.3	2.1	272.9
22	265	2	1.3	263.7	2.2	262.8	1.5	263.5
23	360	6	5.4	354.7	5.9	354.1	5.7	354.3
P1	410	37	A	A	A	A	A	A
P2	365	30	7.0	388.0	7.3	387.7	7.3	387.7

Tabella 8. Portate (litri/sec), pH, temperature ambientali e dell'acqua. Periodo di osservazione nov. 1997-ott 1998.

SORGENTE S1 (LA SALSA), NOVEMBRE 1997 - OTTOBRE 1998												
Quota topografica 322 m s.l.m.												
Mese	Nov	Dic	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott
Portata (l/s)	0.49	0.47	0.50	0.54	0.53	0.53	0.49	0.50	0.43	0.43	0.50	0.37
pH	7.5	7.8	7.5	7.5	7.8	8.0	7.9	7.6	7.6	7.8	7.7	7.5
Temp ambiente	14	10	9	12	12	6	18	24	29	24	15	12
Temp acqua	16	15	14	15	12	10	13	15	16	15	15	14

SORGENTE S2 (SAN PIETRO), NOVEMBRE 1997 - OTTOBRE 1998												
Quota topografica 360 m s.l.m.												
Mese	Nov	Dic	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott
Portata (l/s)	0.09	0.05	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
pH	7.8	7.9	8.2	8.2	8.1	8.4	8.3	8.0	7.9	8.2	8.2	7.8
Temp ambiente	13	9	8	10	10	8	19	26	33	25	16	12
Temp acqua	17	16	15	15	12	11	14	16	18	16	15	15

2.5 L'area "campione" di Montalbano Jonico (Mt)

Le superfici pianeggianti sommitali su cui sorge l'abitato di Montalbano Jonico (foto 24) costituiscono il residuo di due ordini di terrazzamento marino ubicati rispettivamente a quote medie di 280 m e 250 m s.l.m. (figg. 7 e 41) tra loro separati da una scarpata coincidente con un'antica linea di costa. La pendenza di queste superfici è sia verso SE sia verso NE, per effetto combinato dello spostamento della linea di costa e del sollevamento differenziale di tutta l'area bradanica.

La collina, situata in sinistra idrografica del F. Agri, è caratterizzata nella parte nordoccidentale dall'affioramento della seguente successione tipo (Ciaranfi et al., 1996):

- depositi da siltoso-argillosi a siltosi e sabbioso-argillosi (85 a 275 metri s.l.m.) riconducibili alle Argille Subappennine (Pleistocene inferiore-medio) a cui sono intercalati nove livelli vulcanoclastici;
- sabbie fini giallastre di spessore pari a circa 7 m;
- depositi siltoso-argillosi privi di strutture sedimentarie (1 m);
- depositi marini terrazzati sabbioso-conglomeratici potenti 6-7 metri trasgressivi sui sottostanti terreni;
- depositi sabbioso-conglomeratici di colore rossastro di origine continentale (localmente fino a 2 m di spessore).

Il settore meridionale della collina presenta la superficie di trasgressione a quota 240 m s.l.m.; i depositi marini sono qui costituiti da sabbie potenti 3 m e quindi da conglomerati con spessore di 7 m.

Le Argille Subappennine hanno un'immersione verso SE con pendenza di circa 10° e risultano attraversate da un reticolo di fratture.

I numerosi pozzi per acqua presenti all'interno dell'abitato e i dati provenienti da alcune relazioni tecniche (MIN. LLPP - UFFICIO DEL GENIO CIVILE DI MATERA, 1957; 1971) rivelano la presenza di un acquifero nei depositi sommitali. La presenza di alcune effimere emergenze al contatto tra i due terrazzi marini e i dati dei sondaggi disponibili, mostrano che il drenaggio è verso SE in accordo con l'andamento del contatto tra i litotipi argillosi e i depositi sovrastanti. I livelli piezometrici subiscono delle variazioni nel corso dell'anno anche a causa di perdite locali della rete fognaria e delle condotte dell'acquedotto.

Foto 24. Il versante SW della collina di Montalbano Jonico.

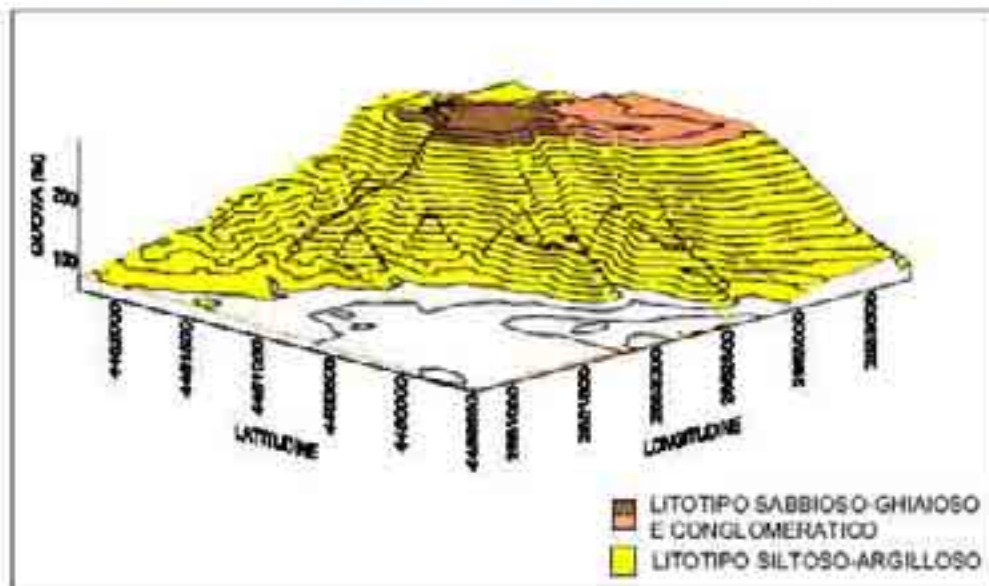


Figura 41. DTM della collina di Montalbano Jonico.

L'assetto geologico sopra descritto genera un brusco incremento della pendenza dei versanti nella loro porzione superiore per l'evidente contrasto di erodibilità tra i litotipi affioranti. Il tratto di versante in Argille Subappennine è intensamente aggredito da processi di erosione calanchiva che danno luogo alle caratteristiche forme di creste a

lama di coltello, mammelloni e forme di erosione ipogea. Questi versanti risultano quasi totalmente privi di vegetazione naturale e soltanto localmente di quella di rimboschimento (foto 24).

Sulla base dei rilevamenti in sito e dell'analisi delle foto aeree (anni 1946, 1954-55, 1967, 1972, 1977 e 1987), i movimenti di versante più diffusi sono stati ricondotti, secondo la terminologia proposta da Cruden & Varnes (1996), a rapidi scorrimenti e crolli di terra, retrogressivi ed in allargamento. Nella parte alta delle scarpate che circondano i plateaux sommitali, il movimento comincia con uno scivolamento rotazionale e il materiale dislocato crolla nel sottostante pendio, disgregandosi completamente (fig. 42, foto 25 e 26). Le superfici di scivolamento sono profonde tra 3 e 11 metri; esse coinvolgono principalmente i depositi marini terrazzati e i litotipi siltoso-sabbiosi della parte alta delle Argille Subappennine.

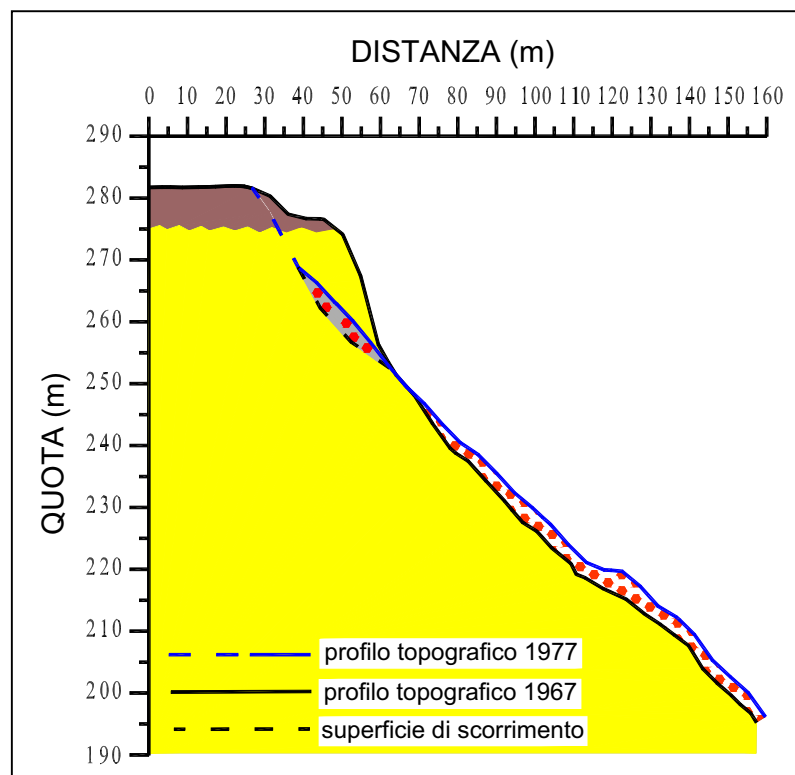


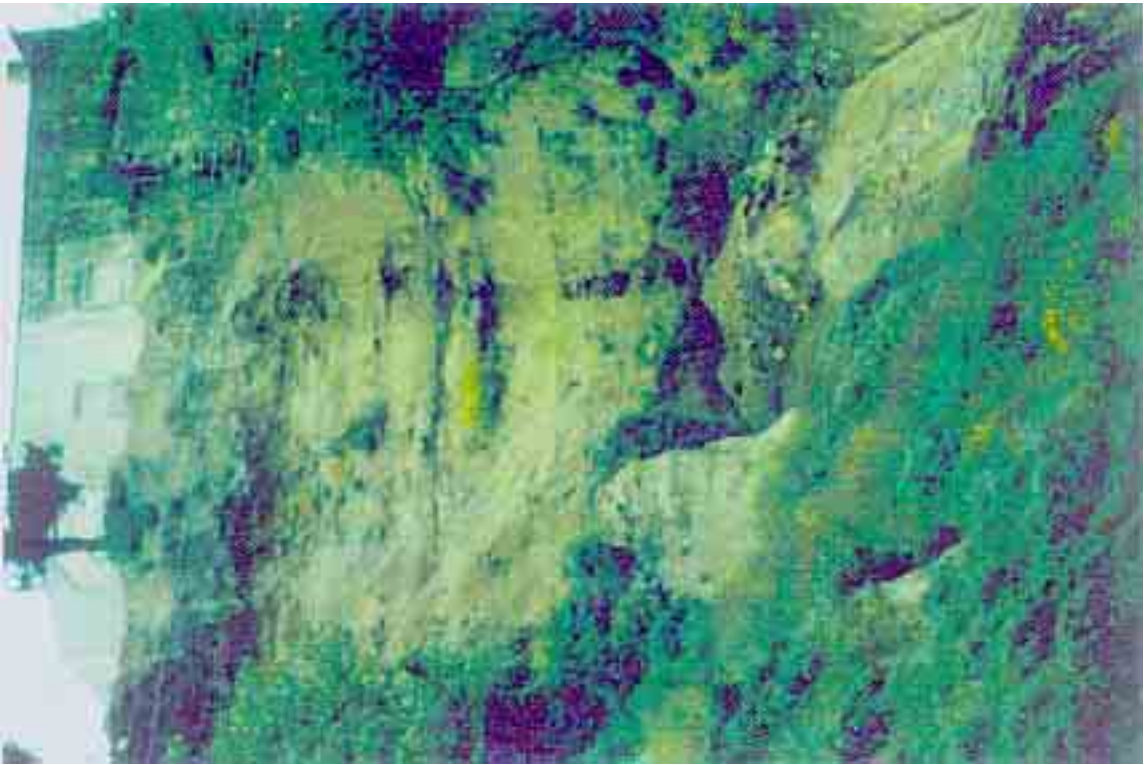
Figura 42. Profili topografici del versante SW di Montalbano Ionico prima e dopo l'evento franoso (Mo6 di fig. 45) del 29/3/69.

Le figure 43 e 44 evidenziano che il limite esterno dell'area urbanizzata coincide su tre lati quasi perfettamente con le ripide scarpate di erosione che costituiscono il bordo dei due tabulati. Di questi bordi, quelli NW e SW esposti verso la valle del F. Agri, sono stati continuamente causa di problemi di stabilità dei versanti per l'abitato di Montalbano. Ad esempio, è probabile che la scomparsa del castello, vista la sua originaria posizione, sia

Foto 25. Un evento franoso che ha colpito il versante NW di Montalbano J. nel febbraio 1998.



Foto 26. Particolare della scarpata di frana dell'evento del febbraio 1998.



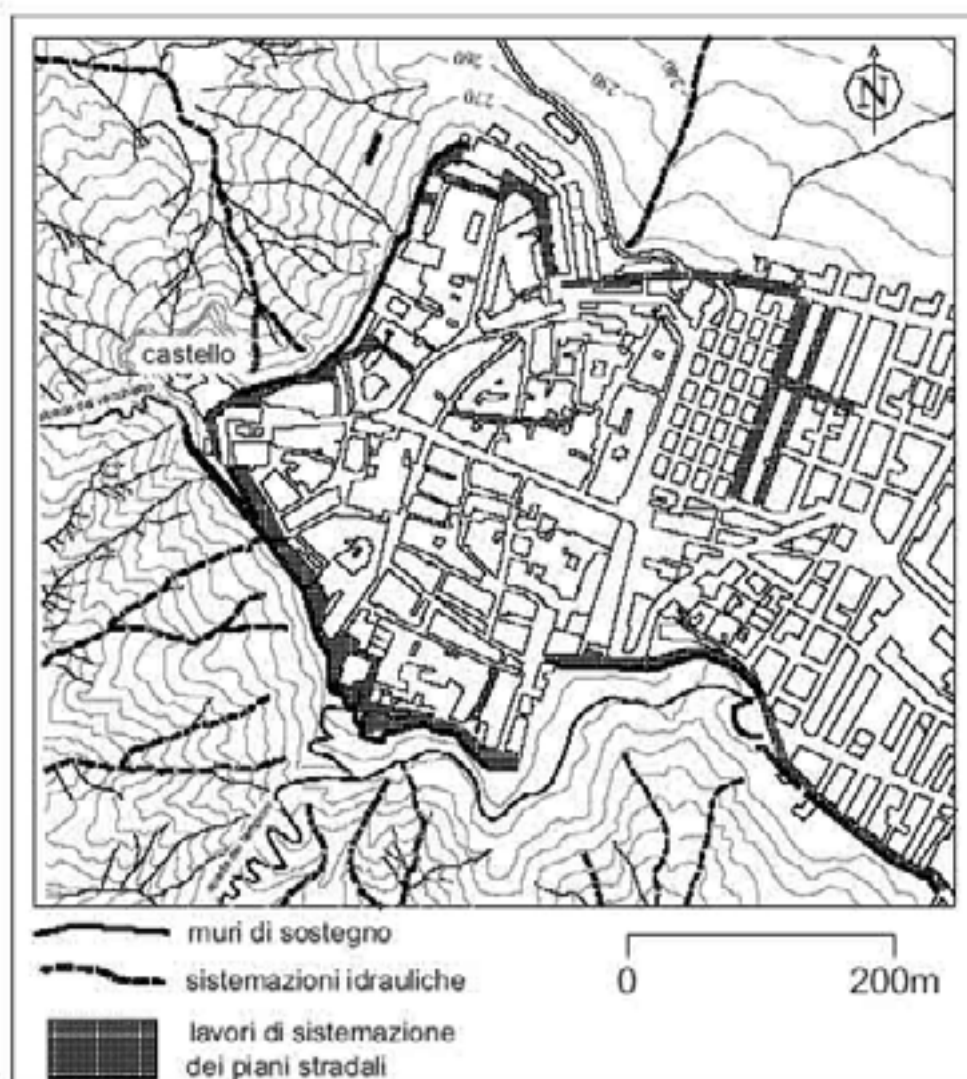


Figura 43. Ubicazione degli interventi per il consolidamento dell'abitato di Montalbano Jonico.

legata al ripetuto verificarsi di movimenti di versante e al conseguente arretramento del bordo di terrazzo. Analogamente lo stato di abbandono e di rovina in cui versano la Strada del Vecchietto e la Strada dei Lampioni che dai rioni Mulino, Amaldo da Brescia e Pietro Micca (lato sudorientale) scendevano verso le campagne si deve, in gran parte, alle frane che negli ultimi cinquant'anni hanno coinvolto questi tratti di pendio pregiudicando anche la stabilità dei suddetti Rioni (fig. 43). E così lo sgombero e

l'abbattimento di numerosi edifici dei rioni immediatamente adiacenti ai bordi di terrazzo sono stati indotti da problemi di franosità.

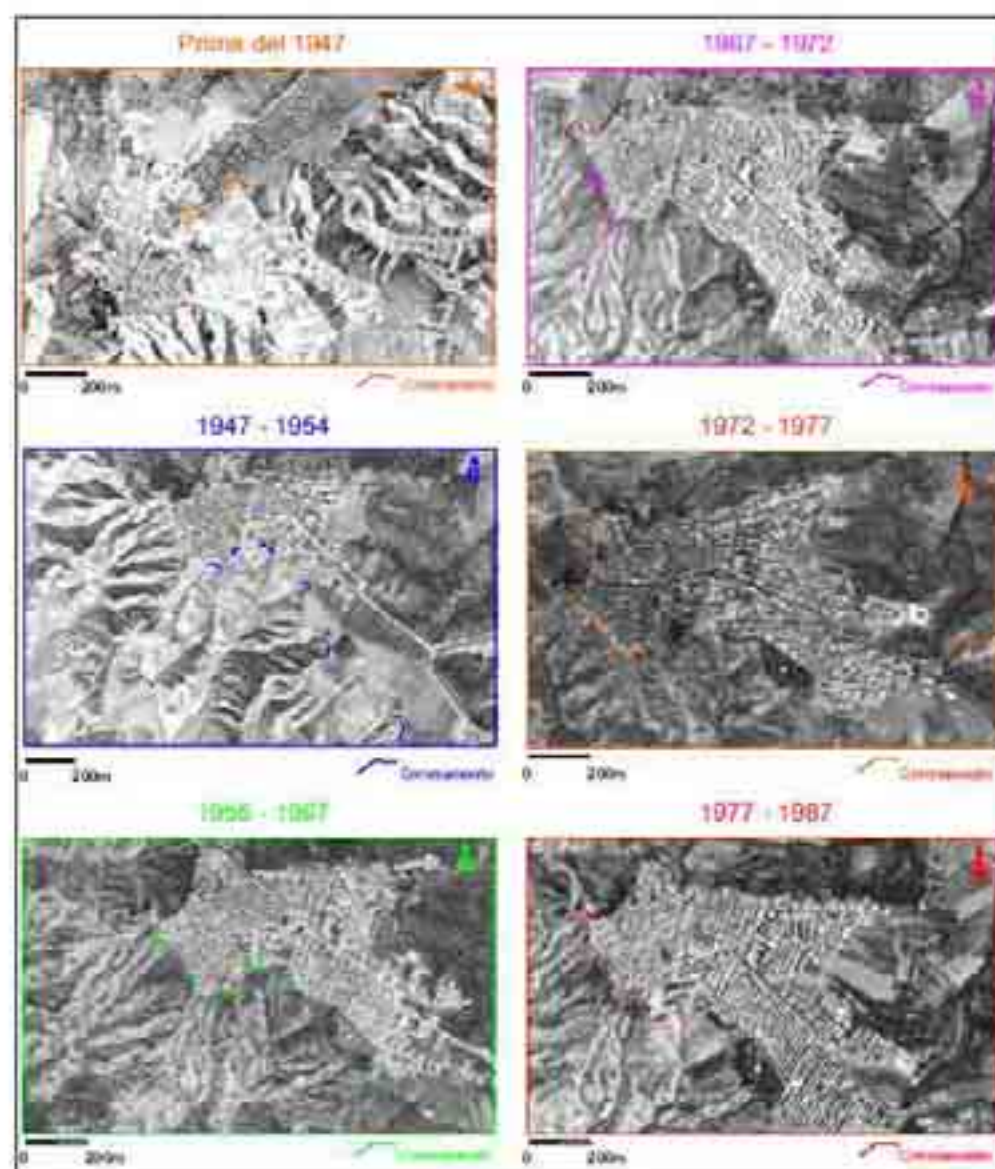


Figura 44. Movimenti franosi dedotti dall'analisi delle foto aeree.

Le figure 44 e 45 riportano le frane individuate nel periodo 1947-1987; si tratta di ben 58 eventi di cui 8 sono avvenuti tra il 1947 e il 1954, 14 nel periodo 1955-1967, 9 tra il 1967 e il 1972, 13 nell'intervallo 1972-1977, 9 tra il 1977 e il 1987, 5 dal 1987 al febbraio 1998. Di questi 13, indicati con la sigla *Mon* in figura 45, sono stati esattamente

datati. I fenomeni franosi sono concentrati prevalentemente in corrispondenza dei principali fossi di erosione e hanno colpito principalmente (80% delle frane) il bordo di terrazzo marino situato a quota maggiore. Ogni singolo evento ha prodotto un arretramento del plateau sommitale tra 3 e 15 metri: la sequenza degli eventi e la loro distribuzione di attività ha provocato, dal 1947, un arretramento massimo del bordo fino a 30 metri.

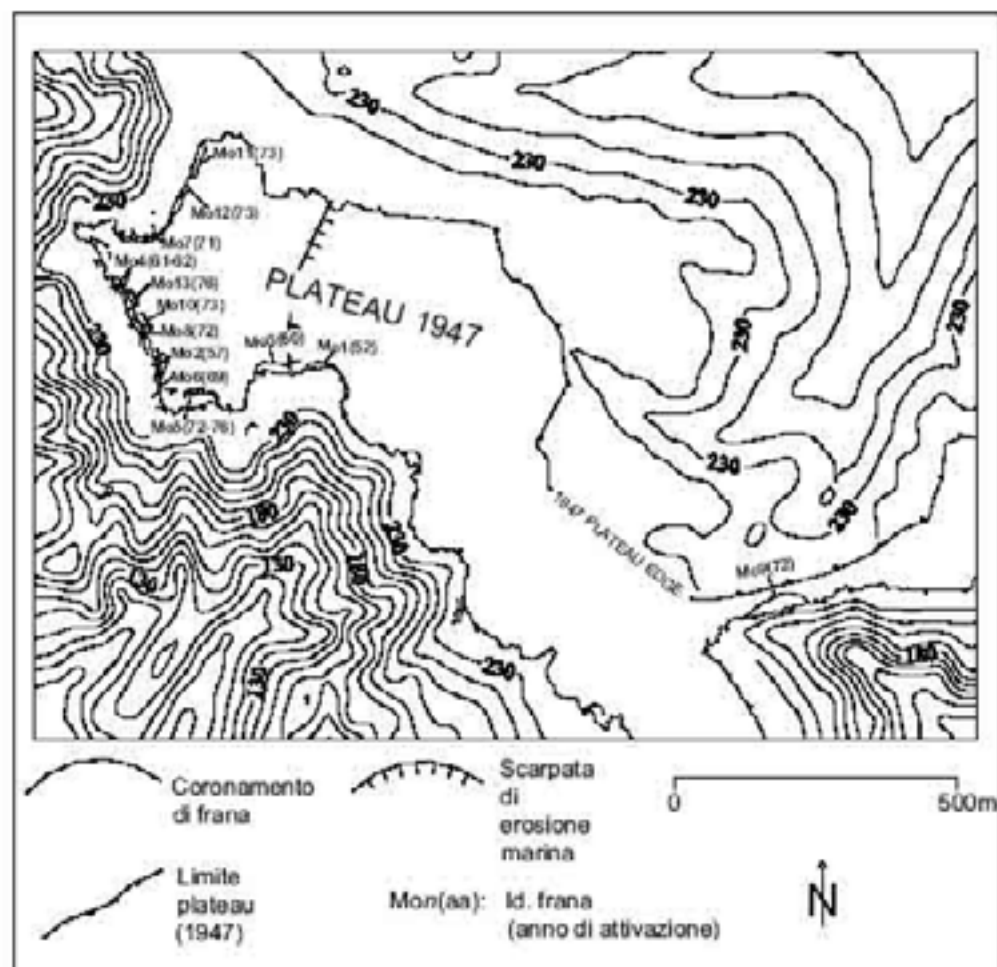


Figura 45. Carta dei movimenti di versante della collina di Montalbano Jonico.

L'analisi della documentazione storica ha evidenziato i principali caratteri evolutivi dei movimenti franosi. A questo proposito si può considerare l'esempio della frana Mo2 (fig 45) che ha colpito il settore SW dell'abitato nel giugno del 1957. I documenti consultati provano che a memoria d'uomo fino alla data della prima attivazione (22/6/57), in quel

pendio non si erano verificati eventi franosi; alcuni anni prima del collasso erano stati registrati solo lievi fenomeni di abbassamento del piano stradale ed alcuni danni agli edifici alle spalle della scarpata. Nel 1957 sette frane colpirono il pendio per una lunghezza di 180 metri: dopo questa crisi sono avvenute altre frane e al momento l'attività franosa è in progresso. Una simile evoluzione può essere applicata anche al lato nordoccidentale dell'abitato. Tale affermazione è confermata dai numerosi interventi di sistemazione dei piani stradali in prossimità delle scarpate (fig. 43).

Diversi interventi di consolidamento sono stati messi in atto per contrastare la tendenza all'arretramento dei versanti (fig. 43). Sono stati costruiti fino agli anni settanta muri in posizione immediatamente sottostante al ciglio delle scarpate; quindi sono state tentate delle regimazioni idrauliche dei fossi volte a contenere l'intensa erosione calanchiva e, con lo stesso scopo, è stato tentato il rimboschimento di parte delle pendici della collina. Per quanto attiene infine ai lavori di sistemazione dei piani stradali questi indicano rifacimenti dovuti o alla rottura e alle conseguenti perdite di condutture o alle sconnessioni della strada; vista la loro concentrazione sui bordi perimetrali dell'abitato, tali dissesti sono l'effetto di movimenti di versante accaduti o delle deformazioni che ne precedono l'accadimento.