

**EVOLUZIONE MORFODINAMICA E FENOMENI FRANOSI
NEL SETTORE PERIADRIATICO DELL'ABRUZZO SETTENTRIONALE(****)**

INDICE.

RIASSUNTO	pag.	9
ABSTRACT	"	9
INTRODUZIONE	"	10
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	"	10
INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	"	12
EVOLUZIONE MORFODINAMICA	"	15
DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI	"	16
MORFOMETRIA DEI MOVIMENTI FRANOSI	"	16
ESEMPI SIGNIFICATIVI DI MOVIMENTI FRANOSI NEI SETTORI CONSIDERATI	"	19
DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	"	22
BIBLIOGRAFIA	"	26

RIASSUNTO

Nel settore nord orientale dell'Abruzzo sono diffusi movimenti di versante che si manifestano con meccanismi differenti e riconducibili a deformazioni gravitative profonde, a scorrimenti rotazionali e traslazionali ed infine a colate. Le possibili cause che influenzano i meccanismi di frana osservati sono da ascrivere in primo luogo alla differente evoluzione morfodinamica che ha interessato distinti settori dell'area esaminata ed inoltre ai caratteri litologici delle formazioni affioranti nonché al loro assetto strutturale.

In tal senso sono stati individuati tre settori principali, caratterizzati da differenti stadi morfoevolutivi da connettersi alla evoluzione morfostrutturale e al differente tasso di sollevamento subito in relazione alla attività tettonica plio-quadernaria.

- Il settore montano, in cui sono prevalenti i fenomeni di frana per scorrimento traslazionale, le cui superfici di rottura sono individuabili negli orizzonti francamente pelitici, ai quali si aggiungono scorrimenti rotazionali, nonché deformazioni gravitative profonde che coinvolgono i versanti compresi tra le superfici sommitali relitte ed i fondivalle.

- Il settore alto-collinare, in cui sono prevalenti i movimenti per scorrimento rotazionale e traslazionale e, laddove la componente pelitica è prevalente, le colate.

- Il settore collinare, interessato da una minore frequenza di movimenti franosi che si manifestano con tipologie di colamento nelle zone più interne e si concentrano prevalentemente

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza", Roma.

(**) Dipartimento Servizi Tecnici Nazionali, Presidenza Consiglio dei Ministri.

(***) Istituto di Geologia applicata, Università degli Studi di Urbino.

(****) Lavoro presentato a GEOITALIA 1997, Bellaria (Rimini), 5-9 ottobre 1997; eseguito con contributi M.U.R.S.T. 40% e 60%, responsabile E. Centamore, e contributi CNR, responsabile A. Prestininzi.

lungo la fascia litorale con modalità di frana per scorrimento rotazionale multiplo, anche di grandi dimensioni.

Ulteriore conferma del differente stato di evoluzione morfologica, che contraddistingue ciascun settore, proviene dall'analisi dello stato di attività dei fenomeni franosi individuati. Infatti, si osserva una progressiva diminuzione dei valori dell'indice di attività dal settore più interno a quelli più orientali, anche se in corrispondenza del litorale adriatico sono evidenti repentini incrementi dello stesso. Pertanto, la presenza di deformazioni gravitative profonde e di scorrimenti traslazionali e rotazionali nel settore occidentale è da porre in relazione a un tasso di sollevamento più elevato e di conseguenza ad una maggiore intensità dell'erosione lineare rispetto al settore centrale che ha subito sollevamenti di minore entità. Inoltre, la notevole franosità lungo la fascia costiera è da collegarsi, oltre che all'assetto strutturale dei depositi e all'azione di sistemi di faglie dirette che bordano il litorale adriatico, all'attuale strutturazione della dorsale costiera che provoca la riattivazione della scarpata di falesia.

Infine, per una più circostanziata definizione dei parametri morfometrici che caratterizzano ciascun movimento di versante, sono stati analizzati alcuni casi esemplificativi per ciascun settore individuato: la frana di Pietracamela, la frana del Fosso di S. Pietro e Paolo e la frana di Silvi. I tre movimenti franosi sono presenti nei tre distinti settori esaminati, in condizioni geologico-strutturali differenti.

ABSTRACT

In northeastern Abruzzo slope movements such as Slope Deep Gravitational Deformation, rotational and translational slide and flows are widespread. In the study area, within the Vomano and Fino-Saline watersheds, terrigenous deposits ascribed to the Miocene and Lower Pliocene foretrench outcrop in the western side, while in the eastern one Plio-Pleistocene marine sediments ascribed to a satellite basin are present.

Among the factors which affect the observed differences in landslide mechanisms, the most influencing appear to be the different morphologic evolution underwent by distinct zones within the study area and the lithological and structural characters of the outcropping deposits.

As a consequence, three different zones can be distinguished on the basis of morphoevolutive conditions related to different uplift rates during the Plio-Quaternary evolution.

1. The mountain area, where the outcropping Miocene formations are made of alternating sandstones and marly clays overlying calcareous formations and a general syncline structure is observed yielding downslope attitude of strata. Here, translational slides are frequent, having sliding surface along clayey levels; other observed slope movements are rotational slides and secondarily falls and topples. In addition, Deep Gravitational Deformation controlled by large tectonically originated surfaces are present.

2. The central area, where the Messinian and Pliocene deposits outcrop, is mainly interested by arenaceous and clayey associations. In this area, rotational slides and translational mudslides are widespread.

3. In the hilly area, close to the Adriatic shoreline, the Plio-Pleistocene deposits outcrop. They are represented by clays and in the coastal area by top deposits of sandy conglomerates. The slope movements are concentrated along the coastal ridge where multiple, retrogressive landslides yield high hazard conditions for many hilltop towns such as Silvi and Città Sant'Angelo.

Further information about the remarkable differences as regards the morphological evolution of each area is given by the analysis of the activity state of observed landslide phenomena. There is evidence of a significant decrease in the activity ratio (active landslide area/total landslide area) towards the eastern area, even if in coastal zones there is a sharp increase of the ratio. Thereafter, the landslide typology and activity ratio in the mountain area is closely linked to a higher uplift rate and consequent denudation processes compared with the central and outer areas which are characterized by lower uplift ratios. The relevant landslide activity in areas close to the Adriatic shoreline is due to the uplift of the coastal range and to the geological setting of the outcropping deposits which induce the reactivation of the scarp.

Finally, for each one of the examined areas, a representative landslide case record has been analyzed in order to further define the geomorphological parameters which influence the landslide activity and typology.

PAROLE CHIAVE: Frane, Tettonica, Evoluzione morfotettonica, Abruzzo settentrionale.

KEY WORDS: Landslide, Tectonics, Morphotectonic evolution, North Abruzzo.

INTRODUZIONE

I movimenti di versante sono molto diffusi nel settore nord-orientale dell'Abruzzo (MORI, 1967; MORTARI, 1974; CANCELLI *et alii*, 1984a; BUCCOLINI & SCIARRA, 1989; D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991), dove si manifestano con meccanismi riconducibili a distinti tipi di frana e a differenti stati di attività, e si concentrano in particolare in alcune aree del settore esaminato. Questa nota ha lo scopo di individuare le relazioni che intercorrono tra i dissesti gravitativi ed i fattori che governano tali fenomeni nonché la loro intensità, distribuzione e le principali caratteristiche morfologiche.

L'area studiata si presta in modo particolare a tale scopo sia perché i fenomeni di instabilità sono diffusi e presentano una notevole varietà tipologica in relazione alla litologia, alle caratteristiche strutturali e meccaniche delle formazioni coinvolte, sia per gli effetti del sollevamento e basculamento regionale, della tettonica recente e delle variazioni climatiche.

Le considerazioni proposte per l'area studiata possono essere estrapolabili anche all'attigua porzione settentrionale della fascia periadriatica che presenta strette analogie geologiche, strutturali e geomorfologiche con l'area in esame.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Questa fa parte del settore orientale dell'orogene appenninico (Fig. 1), strutturatosi nella parte alta del Pliocene inferiore in un complesso edificio a *thrust*, qui rappresentato dalla sovrapposizione, tramite importanti sovrascorrimenti, di tre principali unità stratigrafico-strutturali, a loro volta suddivise in unità minori da altri sovrascorrimenti.

Le unità in questione sono: l'*Unità del Gran Sasso*, che è quella più alta e più interna, l'*Unità della Laga*, in posizione intermedia, e l'*Unità del Cellino* che costituisce l'elemento inferiore e più esterno.

La prima unità è formata quasi esclusivamente da depositi carbonatici di scarpata mesozoico-paleogenico-inframiocenici, oltre a limitati lembi di depositi liassici di piattaforma.

L'*Unità della Laga* è costituita, a parte ristrette aree di affioramento di depositi di bacino del Miocene inferiore-medio (*Bisciario-Marne con Cerrognana, Marne ad Orbulina*), dalle torbiditi silicoclastiche della *Formazione della Laga*, depositatesi durante il Messiniano in un bacino di avanfossa piuttosto articolato, per gli effetti della tettonica sinsedimentaria. In tale formazione sono stati distinti tre membri, *preevaporitico*, *evaporitico* e *postevaporitico* costituiti da diverse associazioni di facies (CENTAMORE *et alii*, 1990; 1992; 1993). Nel membro basale prevalgono le facies arenacee massive, in quello intermedio si osservano alternanze di orizzonti arenacei ed arenaceo-pelitici, mentre in quello superiore prevale la facies pelitico-arenacea. Dell'unità in esame fanno parte anche i depositi di bacino satellite (*Marne del Vomano-Conglomerati di Rigopiano*) del Pliocene inferiore che chiudono la successione marina del bacino della Laga.

L'*Unità del Cellino* è costituita quasi per intero da torbiditi silicoclastiche della *Formazione Cellino* depositatesi durante il Pliocene inferiore in una avanfossa più esterna, al di sopra delle *Argille del Cigno* messiniane. Anche all'interno della *Formazione Cellino* sono stati distinti tre membri: quello basale prevalentemente arenaceo, quello intermedio costituito da una associazione pelitico-arenacea, in cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti arenaceo-pelitici, tra i quali è particolarmente importante l'orizzonte di Appignano, e infine quello superiore rappresentato da depositi arenacei, che poggiano in leggera discordanza sulle sottostanti peliti.

Nella porzione più orientale dell'area studiata, al di sopra delle torbiditi di avanfossa della *Formazione Cellino*, affiora in trasgressione e con una netta discordanza angolare la *Formazione Mutignano*, depositatesi dal Pliocene medio al Pleistocene basale in un bacino satellite la cui morfologia era articolata dalla presenza di due dorsali longitudinali (Bellante-Cellino Attanasio e Campomare-Montesilvano) (CASNEDI, 1986; CASNEDI, 1991; CASNEDI & SERAFINI, 1994; CENTAMORE *et alii* 1990; 1993; ORI *et alii*, 1991) localizzate al fronte di altrettanti sovrascorrimenti, impostatesi durante l'acme della fase orogenica della parte alta del Pliocene inferiore, e da sistemi di faglie trasversali ed oblique, che frammentano il bacino stesso in una serie di depressioni minori caratterizzate da subsidenza differenziata. La con-

SCHEMA GEOLOGICO DELL'AREA

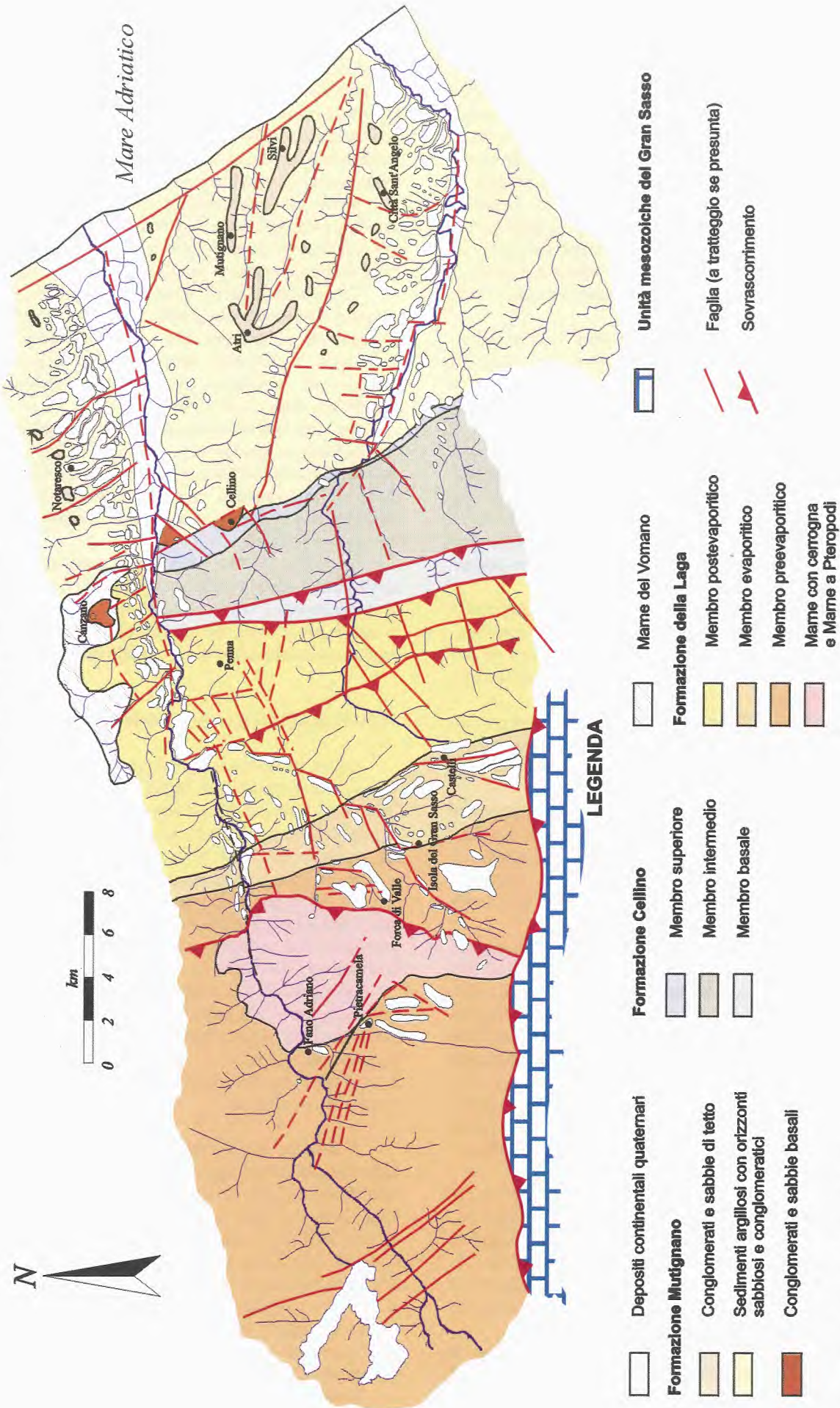


Fig 1 - Schema geologico dell'area di studio.

tinua strutturazione delle dorsali sopra citate ed il progressivo basculamento verso ENE nella fascia periadriatica hanno condizionato non solo la morfologia del bacino ma anche la dinamica deposizionale.

Nella successione marina del Pliocene medio-Pleistocene inferiore si riconoscono diverse sequenze sedimentarie, caratterizzate ai margini delle depressioni da discordanze angolari più o meno marcate e da lacune sedimentarie. La *Formazione Mutignano* è costituita da depositi basali sabbioso-conglomeratici, di ambiente neritico, cui seguono superiormente peliti di piattaforma, entro cui sono intercalati a varie altezze stratigrafiche orizzonti o corpi conglomeratici e/o sabbiosi, a luoghi a geometria lenticolare (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; 1996; BIGI *et alii* 1995; 1996).

I depositi di tetto, che formano corpi tabulari debolmente pendenti verso ENE, sono rappresentati da sabbie e conglomerati di ambiente da marino di transizione a continentale (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; BIGI *et alii* 1995a; 1996).

In tutta l'area sono presenti sedimenti continentali quaternari che nella porzione montana si presentano come brecce, depositi di apparati di conoide alluvionale o depositi fluviali. Scendendo progressivamente di quota, gli stessi passano lateralmente a sedimenti alluvionali terrazzati i quali risultano suddivisi in quattro ordini.

L'assetto strutturale è il risultato di più eventi deformativi che si sono succeduti a partire dal Pliocene inferiore e che hanno portato dapprima alla costruzione dell'edificio a *thrust* e poi al sollevamento ed al basculamento verso est.

Gli effetti della principale fase compressiva prodottasi nella parte alta del Pliocene inferiore sono evidenziati dall'impilamento delle tre principali unità strutturali sopra citate.

L'Unità *Gran Sasso* si accavalla sulla sottostante *Unità della Laga* tramite un piano di sovrascorrimento a direzione E-W, al cui fronte si enuclea una anticlinale rovesciata dislocata da *splays* minori e da sistemi di faglie (BOCCALETTI *et alii*, 1983; BIGI *et alii* 1992; 1995b).

L'Unità *della Laga* è sovrapposta alla più esterna *Unità del Cellino* attraverso un piano a direttrice N-S (*thrust di Teramo*). Al suo interno l'unità in esame è articolata da una serie di sovrascorrimenti minori, sempre a direttrice N-S, caratterizzati al loro fronte da anticlinali vergenti ad est. Da ovest verso est l'assetto strutturale dell'unità in esame è costituito da un ampio sinclinorio che si accavalla verso est alla grande struttura anticlinale Montagna dei Fiori-Montagnone, rovesciata verso est e sovrascorsa sulla più esterna struttura di Miano-Basciano.

Tra questa struttura ed il sovrascorrimento principale (*thrust di Teramo*) si osserva una serie di sovrascorrimenti minori assai ravvicinati tra loro e caratterizzati da strette pieghe anticlinali rovesciate e vergenti ad est.

Le strutture plicative sono accompagnate da sistemi di faglie trasversali ed oblique, generalmente a carattere trascorrente.

Le strutture compressive dell'Unità *Cellino* si estendono nel sottosuolo fino ad oltre l'attuale linea di costa; tra queste, assumono una notevole importanza le

già citate dorsali di Bellante-Cellino Attanasio e Campomare-Montesilvano.

Gli effetti delle fasi tettoniche più recenti sono evidenziate da un generale assetto monoclinale dei depositi della *Formazione Mutignano* in relazione ad un progressivo e continuo basculamento verso ENE della fascia periadriatica e dallo sviluppo di sistemi di faglie, che suddividono la fascia stessa in un insieme di blocchi, caratterizzati da movimenti verticali differenziati.

Molte di queste dislocazioni riprendono vecchie strutture formatesi nelle fasi compressive generalmente con cinematiche diverse; altre sono invece di neoformazione e dislocano spesso quelle più antiche.

Tali sistemi hanno condizionato notevolmente l'andamento del reticolo idrografico ed in molti casi l'attività recente di molte faglie (con orientazioni preferenziali N60°-80°E, N±20°, N30°-40°E, N40°-60°W) ha favorito l'innesco di movimenti gravitativi sia profondi che superficiali (BIGI *et alii* 1996; 1997).

Un altro fattore molto importante che ha controllato l'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area durante l'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene è senz'altro il sollevamento regionale (AMBROSETTI *et alii*, 1982; Dramis, 1992), particolarmente intenso durante il Pleistocene inferiore.

L'entità del sollevamento non è stata però uniforme nell'area considerata; infatti nelle aree più interne il tasso di sollevamento è stato notevolmente maggiore che non in quelle più esterne, favorendo tra l'altro l'evoluzione del basculamento della fascia periadriatica verso ENE.

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area di studio si estende dal massiccio del Gran Sasso e dalla dorsale dei Monti della Laga per 60 km circa verso E fino al litorale adriatico. La varietà del paesaggio è notevole passando da zone montuose (con cime che superano i 2000 m), ed in cui prevalgono forme legate al crioclastismo ed ai processi nivali, a zone pedemontane, in cui il paesaggio predominante è dato da valli strette ed incise, ed in cui è rigogliosa la vegetazione, per passare a zone collinari e subpianeggianti, dove prevalgono i processi fluviali.

In relazione alle caratteristiche morfologiche, ma anche alle forme e ai processi dovuti alla gravità, possiamo distinguere in tutta l'area tre grandi settori (Fig. 2):

1. un settore montano;
2. un settore alto collinare;
3. un settore collinare.

Il settore montano corrisponde alla parte orientale della dorsale della Laga e al versante settentrionale del Gran Sasso e si estende ad est fino agli abitati di Forca di Valle, Isola del Gran Sasso e Tossicia. E' caratterizzato da una morfologia aspra, con una successione di pareti scoscese, localizzate prevalentemente in corrispondenza degli affioramenti di orizzonti a stratificazione massiva o di scarpate tettoniche, e da acclività elevata e brusche rotture di pendio in corrispondenza degli affioramenti degli orizzonti calcarenitici, intercalati a varie altezze stratigrafiche nelle marne meno resistenti all'erosione

In questo settore i fenomeni franosi sono molto dif-

SCHEMA MORFOLOGICO E TIPOLOGIA DEI MOVIMENTI FRANOSI

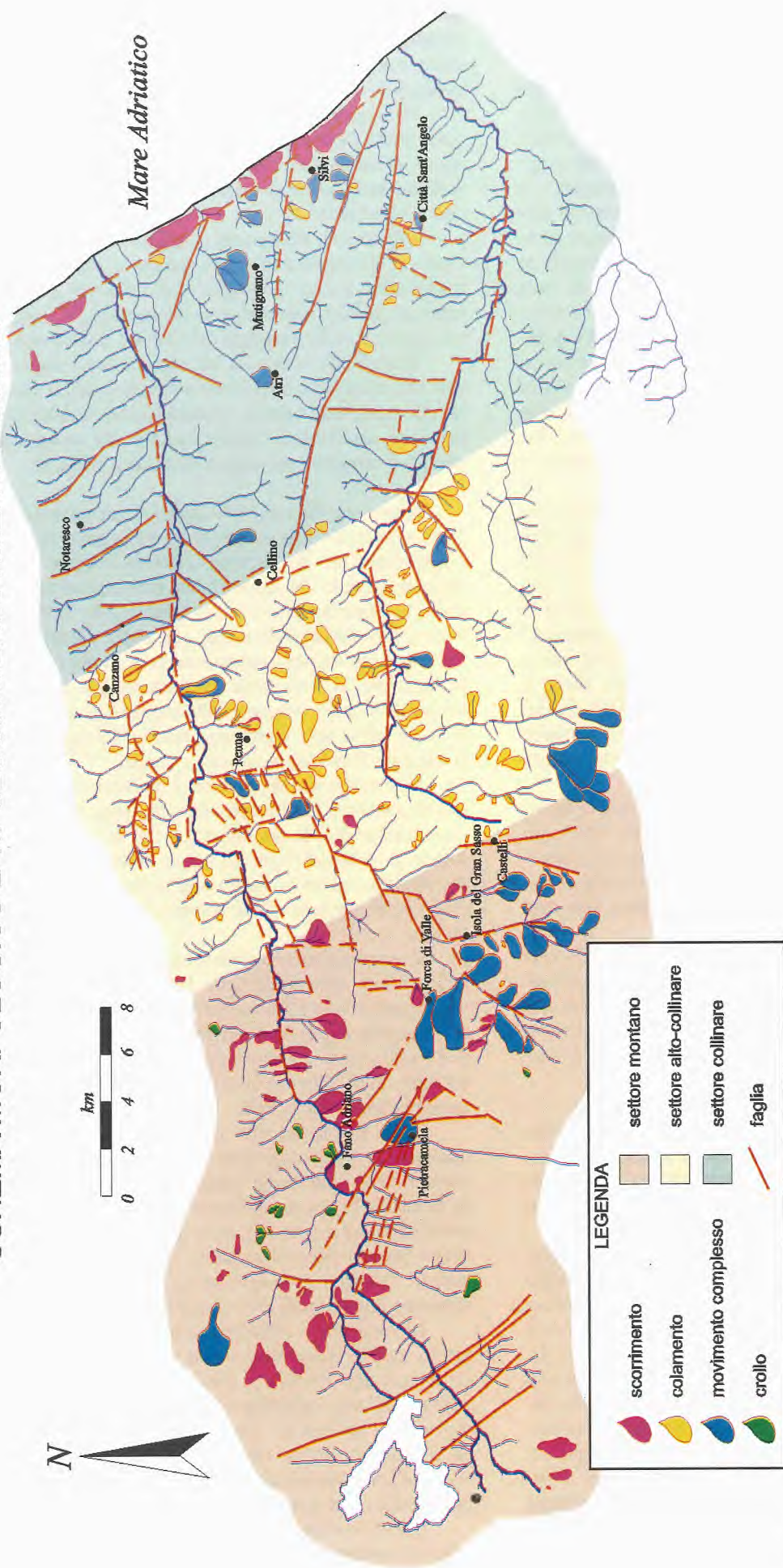


Fig. 2 - Settori geomorfologici e tipologie dei movimenti franosi.

fusi e presentano meccanismi diversi. In particolare si possono distinguere ulteriormente due sottosettori: uno coincidente con la dorsale dei Monti della Laga e con il Montagnone ed uno interno tra le due dorsali. Nel primo sottosettore sono frequenti i movimenti a rapida evoluzione, spesso di notevoli dimensioni, quali *crolli* e *rock slides* (la cui geometria è strettamente connessa all'assetto stratigrafico e strutturale delle masse interessate). Un altro processo importante al riguardo è costituito dal progressivo scalzamento al piede operato nei depositi terrigeni, capace di coinvolgere, mediante retrogressione, le sovrastanti masse litoidi. In presenza di pacchi di strati con debole inclinazione a franapoggio prevalgono fenomeni di scorrimento (di tipo *traslazionale*), mentre quando le pendenze aumentano non sono rari gli *scorrimenti rotazionali*. Sui versanti modellati in corrispondenza delle sequenze torbiditiche (arenaceo-pelitiche), in cui sono elevate energia del rilievo ed intensa fratturazione degli ammassi rocciosi, si osservano spesso scarpate e trincee multiple dovute a fenomeni gravitativi.

Il secondo sottosettore, contraddistinto quasi esclusivamente dall'affioramento del *membro preevaporitico* della *Formazione della Laga* (prevalentemente in facies canalizzate e subordinatamente in facies di lobo) e disposto secondo una struttura sinclinalica con i fianchi a debole pendenza, presenta dissesti localizzati soprattutto in corrispondenza delle zone ad acclività maggiore e lungo le maggiori dislocazioni. Si osservano frane di crollo per scalzamento al piede lungo le incisioni fluviali e *scorrimenti traslazionali* o *rotazionali* sui versanti; mentre nelle aree dove prevale la componente pelitica possono manifestarsi frane per *colamento*.

Nel settore in esame non sono inoltre rare le deformazioni gravitative profonde (DRAMIS *et alii*, 1987). Gli elementi morfologici che caratterizzano queste deformazioni sono doppie creste, grandi scarpate, contropendenze, trincee e lineazioni generalmente parallele alla direzione del versante.

Infatti, nel caso di alternanze di rocce a differente rigidità le forme più ricorrenti sono fratture di tensione, con direzione normale alla linea di massimo pendio e parallele ai piani di discontinuità, che in condizioni di elevati stati tensionali possono assumere l'aspetto di vere e proprie trincee (PRESTININZI, 1984).

Il settore *alto collinare* coincide con l'area di affioramento della *Formazione della Laga* (*membri evaporitico e postevaporitico*) e con la *Formazione Cellino*. Esso è caratterizzato da una minore diffusione dei dissesti, che presentano in genere dimensioni minori.

L'assetto strutturale dei depositi esercita un marcato controllo sulle caratteristiche del rilievo: la morfologia infatti è tipo *cuesta* per gli effetti dell'erosione selettiva su alternanze pelitico-arenacee. Non mancano tuttavia incisioni fluviali strette e profonde e versanti acclivi. Le valli principali tagliano le strutture secondo un motivo conseguente e si presentano simmetriche e molto incise; le valli secondarie sono generalmente impostate su direttrici N-S o NE-SW, secondo un motivo susseguente. Quest'ultime incidono nella maggior parte dei casi depositi più facilmente erodibili e risultano marcatamente asimmetriche.

I fenomeni gravitativi, localizzati prevalentemente

nelle aree di affioramento della porzione medio-superiore della successione, in cui la componente pelitica è maggiore, sono in prevalenza movimenti di tipo *complesso, colamenti e scorrimenti rotazionali*.

Nelle aree di affioramento del *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga*, costituito da alternanze arenaceo-pelitiche, si osservano frane di crollo per scalzamento al piede su orizzonti più competenti con giaciture suborizzontali.

I dissesti di dimensioni maggiori, con tipologie di *crollo* e di *scorrimento traslazionale* o *rotazionale*, si manifestano in corrispondenza degli orizzonti arenacei o arenaceo-pelitici, intercalati nella successione pelitica, specialmente dove l'energia del rilievo è più elevata.

Procedendo verso est ad una minore energia del rilievo corrispondono *scorrimenti traslazionali* o *rotazionali* di dimensioni minori, in corrispondenza delle facies arenacee canalizzate, mentre laddove la componente pelitica è maggiore prevalgono le frane complesse.

Il settore *collinare*, dove affiora la successione plio-pleistocenica, è costituito per la massima parte da argille e superiormente da depositi sabbioso-conglomeratici, disposti secondo una monoclinale debolmente pendente verso Est. Questo settore è caratterizzato da forme piuttosto dolci e debolmente incise, con ampie vallate fluviali. Data la natura prevalentemente pelitica dei depositi, i processi erosivi sono particolarmente intensi, in particolare modo con lo sviluppo delle morfologie calanchive. L'energia del rilievo è piuttosto debole e i processi dovuti alla gravità risultano pertanto attenuati.

Vi si osservano in prevalenza fenomeni di *colamento* e di *soliflusso* (nell'orizzonte di massima infiltrazione e saturazione dell'acqua fino a 0,5-1 m di spessore assumendo a volte la forma di colate localizzate), che si manifestano anche su pendii non molto acclivi e per lo più in corrispondenza delle potenti coperture eluvio-colluviali.

In questo settore è visibile una marcata asimmetria delle sezioni trasversali delle valli con un versante a debole pendenza e l'altro a pendenza maggiore. I versanti a maggiore pendenza sono generalmente quelli esposti verso i quadranti settentrionali, dove affiorano prevalentemente coltri eluvio-colluviali in cui si manifestano movimenti gravitativi lenti.

Lenti movimenti tipo soliflusso interessano questi materiali, in particolare nelle aree di impluvio dove gli spessori della coltre sono maggiori (fino ad alcune decine di metri). Essi si manifestano in superficie con tipiche ondulazioni ad ampio raggio, e mancano sempre sia un vero e proprio ciglio di distacco sia rotture evidenti sul terreno. I confini delle aree in movimento sono sempre sfumati e non individuabili con precisione.

I movimenti si manifestano con velocità di spostamento molto basse con valori di 0,02-0,03 m/anno (D'ELIA *et alii*, 1985), e la profondità del fenomeno può arrivare ad una quindicina di metri. Generalmente il movimento avviene al contatto tra la superficie alterata ed il substrato intatto (BERTINI *et alii*, 1980); pertanto anche la parte più superficiale ed alterata delle formazioni sottostanti può essere interessata dalle deformazioni.

Questi movimenti mostrano variazioni stagionali di velocità, esaurendosi sempre durante l'estate per poi

rimobilizzarsi durante l'inverno con l'incremento delle precipitazioni e sono governati dai valori residui della resistenza al taglio dei terreni e dal regime delle acque sotterranee.

Dove affiora la successione sabbioso-conglomeratica di tetto si manifestano fenomeni di *crollo* per scalzamento al piede degli orizzonti sabbioso-conglomeratici, e talora *frane rotazionali* che coinvolgono progressivamente l'intero versante. Vistosi fenomeni di questo tipo sono presenti nei pressi dei principali centri abitati, localizzati sulla parte superiore della successione di tetto: Città Sant'Angelo, Silvi, Pianacce, Colle di Sale.

Sulla fascia costiera in corrispondenza dell'antica falesia si impostano frane per *scorrimento rotazionale* e di *tipo complesso*, estese a volte per alcuni chilometri lungo il litorale (COLESELLI & COLOSIMO, 1977; CRESCENTI *et alii*, 1983; CANCELLI, 1977; CANCELLI *et alii*, 1984 a, b).

L'effetto di questi fenomeni è una tipica morfologia a *terrazzi di frana* degradanti verso la costa, caratterizzata da trincee parallele al versante e da contropendenze verso monte.

EVOLUZIONE MORFODINAMICA

Dopo la fase finale dell'orogenesi appenninica della parte alta del Pliocene inferiore, in cui si è strutturato in un complesso edificio a *thrust* anche il settore più esterno dell'Appennino, nella porzione occidentale dell'area in esame un lento e progressivo sollevamento regionale favorisce il modellamento di un primo paesaggio, mentre un bacino subsidente si imposta sulla parte più esterna della catena.

Tra il Pliocene medio e il Pleistocene basale nell'area più interna, che continua ancora a sollevarsi predominano ancora i fenomeni di erosione areale in condizioni climatiche subaride; successivamente in condizioni climatiche e morfodinamiche diverse si impostano processi di erosione lineare (SUC, 1982). Pertanto incassati nel primitivo paesaggio, *Superficie sommitale* (DEMANGEOT, 1965), si rinvergono lembi di *superfici relitte* organizzate in vari ordini altimetrici, di difficile definizione temporale per l'assenza di elementi diagnostici o di correlazione.

L'attività tettonica unitamente alle oscillazioni climatiche verificatesi per tutto il Quaternario fa sì che alle fasi erosionali si alternino fasi deposizionali. Infatti le variazioni climatiche in senso freddo provocano la produzione di una grande quantità di detrito, che si accumulava alle pendici dei diversi rilievi montuosi e che veniva in parte mobilitato e trasportato verso valle, subendo notevole elaborazione (DUFAURE *et alii*, 1988; BERNARDINI *et alii*, 1995; FARABOLLINI & NISIO, 1996).

La morfologia del bacino è notevolmente controllata dagli effetti della tettonica plio-quaternaria, evidenziati dallo sviluppo di due dorsali longitudinali, in crescita progressiva formatesi in corrispondenza di strette anticlinali al fronte di due principali sovrascorrimenti, e dall'attività di fasce di faglie trasversali od oblique, che suddividono il *bacino periadriatico* in alcuni settori a subsidenza differenziata, caratterizzati da proprie e distinte successioni sedimentarie.

Alla fine del Pleistocene inferiore il sollevamento regionale, che si era già sviluppato nelle zone più interne, si estende infatti con maggiore intensità e rapidità anche al settore più esterno che, per effetto di un'ulteriore progressione del basculamento, si dispone secondo un assetto monoclinale.

A partire dal Pleistocene medio ("*Crotoniano*" *Auct.*) anche la porzione orientale dell'area in esame era completamente emersa e si registra una nuova ed intensa fase erosionale a scala regionale, con l'ulteriore basculamento verso Est della fascia periadriatica; il continuo sollevamento e l'alternarsi delle fasi climatiche hanno favorito la formazione di quattro ordini di terrazzi.

Gli effetti della tettonica estensionale, associata al sollevamento, sono evidenziati nell'area in esame da anomalie del reticolo idrografico, in cui si registrano catture e deviazioni a gomito, da allineamenti con concentrazioni anomale dei fluidi gassosi, da basculamenti e dislocazioni dei terrazzi e dei depositi continentali antichi.

L'attività tettonica quaternaria si esplica con faglie dirette di neoformazione o con la riattivazione in senso normale di sistemi di dislocazione più antichi, anche a diversa cinematica. Sono presenti però, anche se in misura minore, fenomeni compressivi evidenziati dal blando piegamento dei depositi di tetto, in seguito all'ulteriore strutturazione della dorsale di Montesilvano-Campomare.

I sistemi di faglie distensive quaternarie riconosciuti nell'area sono i seguenti $N_{\pm 20^{\circ}}$, $N60^{\circ}-80^{\circ}E$, $N40^{\circ}-60^{\circ}W$, $N30^{\circ}-40^{\circ}E$ (CENTAMORE *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1997; DRAMIS *et alii*, 1991; NISIO, 1997). Essi non sono sempre contemporanei e spesso mostrano indizi di riattivazione in più momenti, anche se però non sempre si riesce a definire con precisione i rapporti cronologici esistenti.

Il primo sistema ($N_{\pm 20^{\circ}}$) è riconoscibile in tutta l'area studiata e per lo meno in due distinte fasi di attività, la prima al passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio e la seconda nel Pleistocene superiore. A quest'ultima fase sono attribuite le faglie, che dislocano i depositi marini plio-pleistocenici ed i terrazzi del I ordine, in sinistra idrografica del F. Vomano; quelle che regolano l'andamento del corso del T. Mavone. A questo sistema appartengono anche le dislocazioni che bordano il litorale adriatico, favorendo l'innesco di movimenti gravitativi sia profondi che superficiali.

Il sistema trasversale ($N60^{\circ}-80^{\circ}E$) condiziona l'evoluzione sedimentaria del bacino periadriatico plio-pleistocenico, frammentandolo in blocchi a subsidenza differenziata, viene riattivato in più fasi, caratterizzate talora da inversione di tendenza dei movimenti verticali, impostato su antiche *tear faults* legate alle fasi compressive.

All'attività di tale sistema è probabilmente legato sia il basculamento verso sud dei terrazzi del I ordine, in sinistra idrografica del F. Vomano, sia il progressivo spostamento verso sud dello stesso corso d'acqua, nonché del ribassamento a gradinata verso Nord del versante destro della bassa valle del F. Fino.

Il sistema appenninico ($N40^{\circ}-60^{\circ}W$) prevale nell'alta valle del Vomano, dove oltre i depositi più antichi disloca anche le *superfici relitte* e le unità deposizionali del I e del II ordine.

Lo stesso si riconosce anche nella parte più orientale dell'area tra il F. Piomba ed il F. Fino.

Il sistema N30°-40°E prevale nella valle del Fiume Fino e nella destra idrografica della bassa valle del F. Vomano. Le faglie dirette con questo andamento ribassano a gradinata verso il mare le dorsali ad andamento appenninico su cui poggiano i lembi dei depositi della sequenza di tetto.

In definitiva, l'attività tettonica quaternaria si è esplicata nell'area in esame con modalità ed orientazioni diverse da zona a zona (CENTAMORE *et alii*, 1996; NISIO, 1997); si riconoscono pertanto alcuni settori con differenti caratteristiche tettoniche:

l'alta Valle del Vomano in cui prevalgono orientazioni N40°-60°W, subordinatamente N±20° e N50°E;

la media Valle del Vomano e la valle del torrente Mavone in cui prevalgono orientazioni N±20°, N70°W e subordinatamente E-W;

la sinistra idrografica della bassa Valle del Vomano (la faglia su cui si è impostato il fiume funge da elemento separatore) dove sono più diffuse le N20°-30°W e subordinatamente E-W;

La destra idrografica della bassa Valle del Vomano e la media e bassa valle del fiume Fino in cui si osservano sistemi NW-SE, N30°E, e subordinatamente N-S e E-W.

L'interazione dei diversi sistemi di faglie ha suddiviso l'area in un mosaico di blocchi a differente tasso di sollevamento e caratterizzati da una diversa energia del rilievo (Fig. 3).

Inoltre le fasi tettoniche molto recenti (nel Pleistocene medio si sviluppa una intensa fase tettonica) generano gomiti di deviazione o catture dei sistemi fluviali, secondo le principali direttrici tettoniche attive in quel momento, (con direzioni N-S nel tratto superiore del Vomano, e N-S e N80E lungo il corso superiore del Mavone) e basculamenti differenziati. Questi movimenti oltre a contribuire alla formazione di deviazioni dei corsi d'acqua, favoriscono la formazione di valli asimmetriche e il progressivo spostamento delle aste fluviali verso il fianco più acclive delle valli, come è evidente nel corso medio-inferiore del Vomano e del Fino, che mostrano uno spostamento dell'asta fluviale verso sud rispetto ai corrispettivi tratti di drenaggio precedente, incisi nella piattaforma marina. Contemporaneamente si impostano movimenti gravitativi profondi e frane complesse visibili oggi come depositi di paleofrana sul versante orientale del Montagnone.

DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI

Con l'intento di enucleare parametri quantitativi sulla franosità è stato determinato l'indice di franosità (*If*) espresso dal rapporto tra area instabile ed area totale in affioramento. In tale ambito sono stati calcolati gli indici di franosità relativi agli stati attivo e quiescente per ciascun settore individuato (Tab. 1) e rappresentati in Fig. 4 e Fig. 5. Il settore montano è quello più interessato dai dissesti in relazione anche ad una maggiore energia del rilievo. Inoltre, i movimenti all'interno del settore montano prevalgono su due fasce: l'estremo bordo

occidentale dell'area e il versante orientale del Montagnone (la fascia a contatto tra le *Marne con Cerrognana* e il membro preevaporitico della *Formazione della Laga*). In particolare, l'indice di franosità del membro preevaporitico del sottobacino occidentale è risultato pari a 13,7%, valore notevolmente maggiore rispetto a quello del sottobacino orientale (5.1%). Nel settore altocollinare l'indice di franosità risulta pari al 5,3%, poiché i fenomeni franosi sono più scarsi e presentano dimensioni minori, in quanto sono dovuti per lo più a fenomeni di colamento o a movimenti complessi più superficiali. Il settore collinare presenta il più basso indice di franosità (2%), in quanto i movimenti, di piccole dimensioni, sono localizzati solo in corrispondenza degli strati superficiali; tuttavia l'area interessata da frane attive copre il 58% dell'area totale in frana. Si deve inoltre considerare che in questo settore si ha la massima estensione delle coltri eluvio-colluviali, sulle quali si impostano movimenti di versante.

MORFOMETRIA DEI MOVIMENTI FRANOSI

Per una migliore definizione dei movimenti franosi presenti, sono stati misurati e confrontati, per i differenti tipi, i parametri morfometrici di maggiore significatività.

Il rapporto tra la lunghezza e la larghezza media (*coefficiente di forma*) delle frane sia attive che quiescenti rilevate, indipendentemente dalla tipologia, per i diversi settori è mostrato nella tabella 2.

Tale rapporto risulta maggiore nel settore alto collinare, dove si sviluppano prevalentemente colamenti o movimenti di tipo complesso con caratteristica forma a "goccia", mentre risulta minore nel settore collinare dove, in corrispondenza della falesia, le frane si estendono lateralmente con una marcata forma a ventaglio. Sono stati calcolati inoltre i valori medi della lunghezza e della larghezza dei fenomeni franosi nei tre settori esaminati (Tab. 3).

I movimenti franosi di lunghezza maggiore risultano nel settore montano (la lunghezza media è pari a 910 m), le larghezze medie più elevate si riscontrano invece nel settore collinare, in prossimità della costa adriatica dove per coalescenza di frane individuali i movimenti franosi si estendono a quasi tutto il litorale. Inoltre, sono stati calcolati gli indici di franosità ed i coefficienti di forma nei diversi settori in base alla tipologia di frana rilevata (Tabb. 4, 5, 6).

Nel settore montano prevalgono gli scorrimenti che sono caratterizzati da coefficienti di forma medi di 2,28; nel settore alto-collinare il tipo più diffuso è il colamento, con coefficienti di forma di 2,61; infine, nel settore collinare il tipo più diffuso è lo scorrimento rotazionale. In quest'ultimo settore i movimenti per scorrimento si concentrano lungo il litorale adriatico, dove presentano forme a ventaglio risultanti dalla coalescenza di più movimenti individuali. Pertanto, le larghezze medie aumentano sensibilmente lungo la costa (897 m) rispetto alle lunghezze (286 m) e di conseguenza i coefficienti di forma medi dell'intero settore risultano più bassi (1,92), ma il coefficiente di forma relativo solo al litorale adriatico è per questo motivo inferiore all'unità e pari a 0,32.

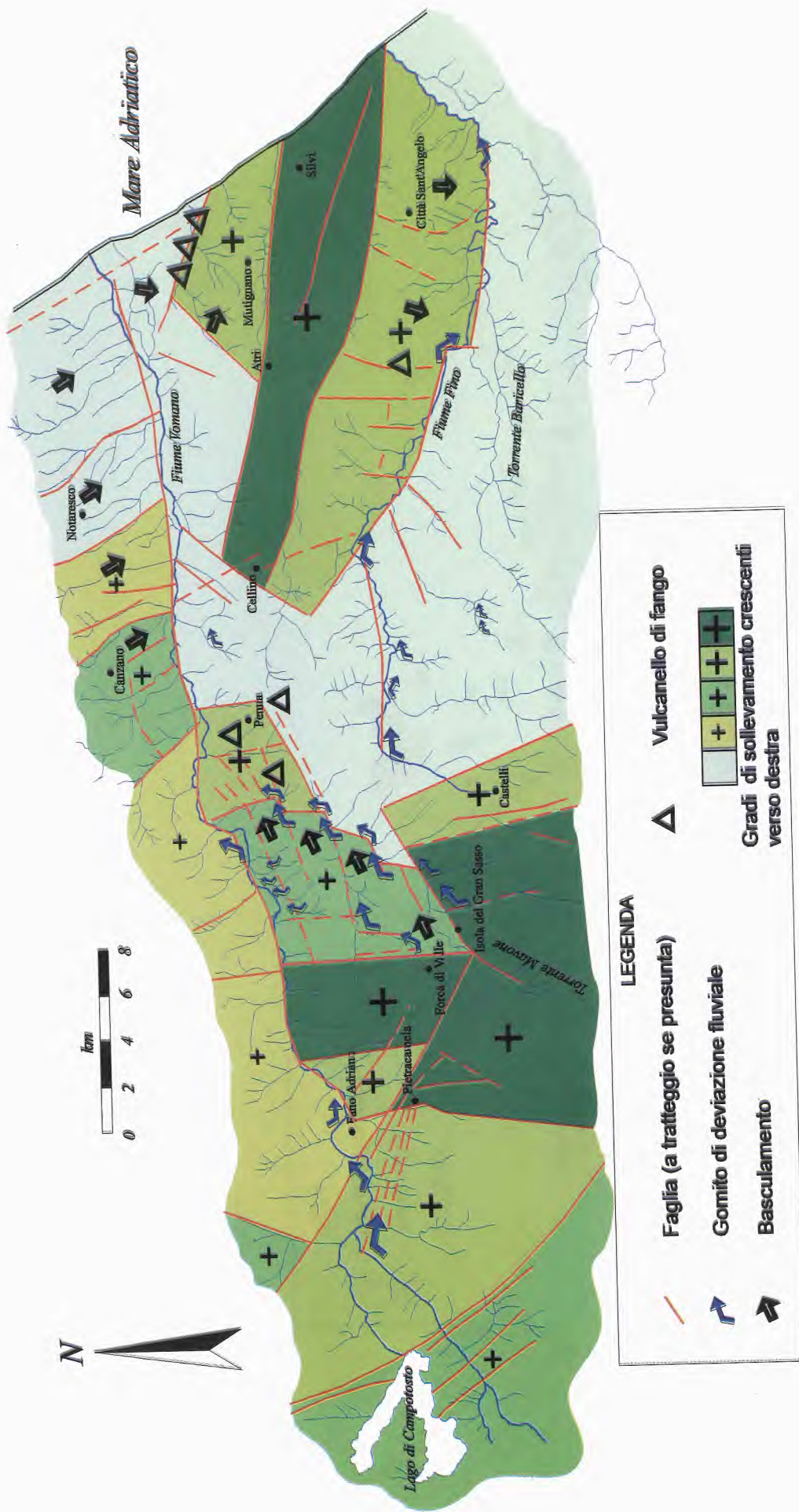


Fig. 3 - Schema tettonico a blocchi dell'area di studio

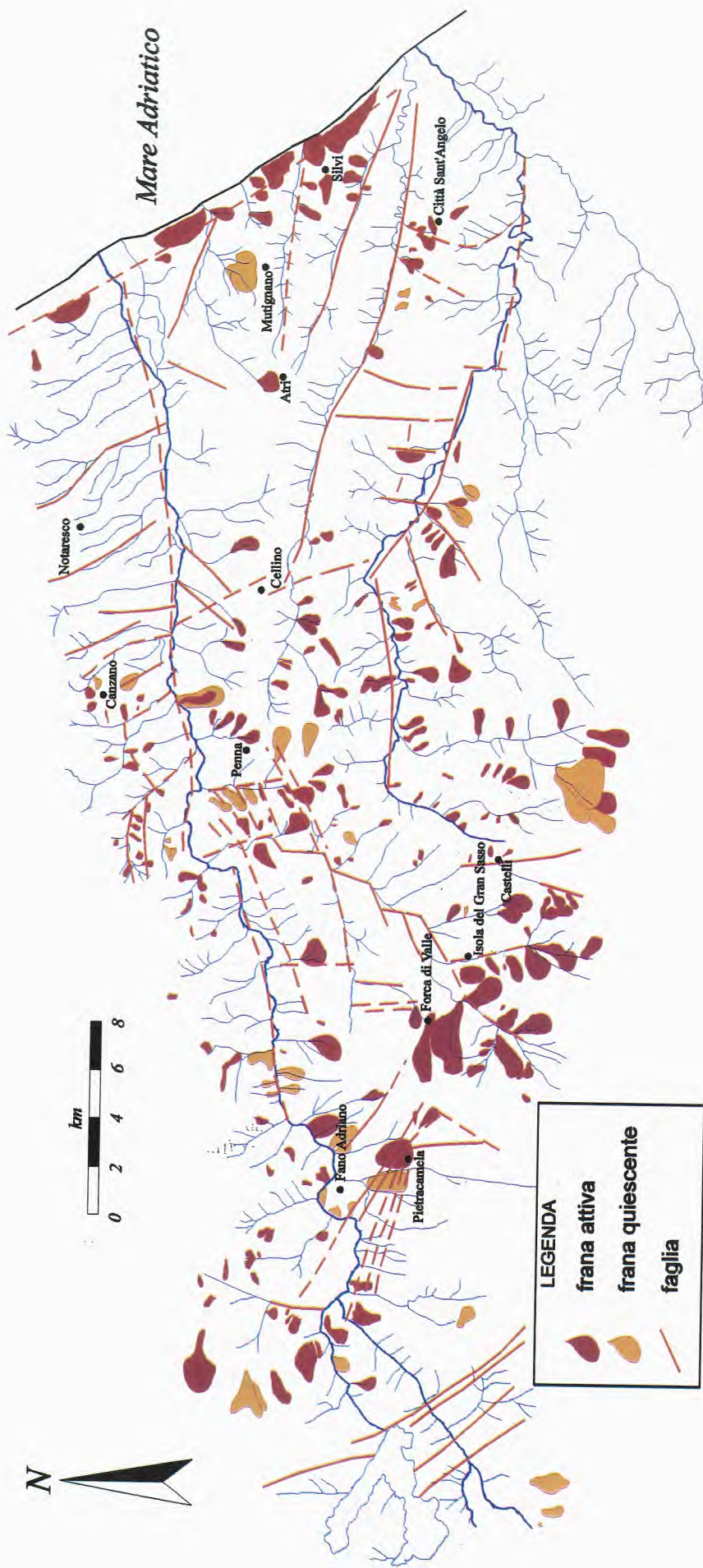


Fig. 4 - Stato di attività dei movimenti franosi



Fig. 5 - Panoramica della frana di Pietracamela

Tab. 1 - Estensione delle aree di affioramento ed instabili dei diversi settori ed Indici di franosità totale, quiescente ed attivo.

Settore	Area totale in affioramento (km ²)	Area totale instabile (km ²)	If %	Area frane quiescenti (km ²)	If q%	Area frane attive (km ²)	If a%
Montano	392,8	27,8	7,1	11,1	2,8	16,6	4,2
Alto collinare	353,4	18,8	5,3	5,6	1,6	13,1	3,7
Collinare	363,6	7,3	2,0	3,15	0,9	4,2	1,2
Totale	1109,8	53,9	4,9	19,9	1,8	34,0	3,1

Tab. 2 - Coefficienti di forma delle frane presenti nei tre settori esaminati.

Settore	coeff. di forma	Scarto q.medio
Montano	2,85	1,5
Alto collinare	3,17	1,5
Collinare	2,15	2,2

Tab. 3 - Parametri morfometrici delle frane i settori esaminati.

Settore	Lungh. media (m)	Scar. q. med.	Largh. Media (m)	Scar. q. med
Montano	910	410	388	187
Alto collinare	720	301	274	133
Collinare	525	245	585	589

I valori medi dei parametri morfometrici delle differenti tipologie di movimento nell'intera area studiata sono riportati in tabella 7.

ESEMPI SIGNIFICATIVI DI MOVIMENTI FRANOSI NEI SETTORI CONSIDERATI

Sulla base delle condizioni morfologiche e tenuto

Tab. 4 - Settore Montano: distribuzione delle tipologie di movimenti franosi e relativi coefficienti di forma. (Ifs = indice di franosità per scorrimento; Ifc = indice di franosità per colamento; Ifcr = indice di franosità per crollo; Ifm = indice di franosità dei movimenti complessi; s = scarto quadratico medio).

Settore Montano

tipologia del movimento	A (km ²)	If	L (m)	B (m)	cf
scorrimenti	13,16	3,35 Ifs=47,4	926	405	2,28
colamenti	0,22	0,06 Ifc=0,79	512,5	162,5	3,15
crolli	5,13	1,31 Ifcr=18,5	897	334	2,68
movimenti complessi	9,26	2,36 Ifm=33,43	1261	599	2,1

conto degli assetti litostratigrafici individuati nei tre settori, sono stati esaminati in dettaglio tre esempi ritenuti rappresentativi delle tipologie di frana (HUTCHINSON, 1988) nell'ambito di ciascun settore di appartenenza.

Il settore montano: la frana di Pietracamela

Nel versante dissestato e nei dintorni dell'area affiora una successione stratigrafica costituita, dal basso verso l'alto, dalla porzione medio-superiore delle *Marne con Cerrognà*, dalle *Marne a Pteropodi*, dalla porzione

Tab. 5 - Settore Alto collinare: distribuzione delle tipologie di movimenti franosi e relativi coefficienti di forma. (Ifs = indice di franosità per scorrimento; Ifc = indice di franosità per colamento; Ifcr = indice di franosità per crollo; Ifm = indice di franosità dei movimenti complessi; s = scarto quadratico medio).

tipologia del movimento	A (km ²)	If	L (m)	B (m)	cf
scorrimenti	4,01	1,44 Ifs=21,39	906	343	2,65
colamenti	9,5	2,69 Ifc=53,46	627	240	2,61
movimenti complessi	4,87	1,38 Ifm=25,95	991	362	2,74

Tab. 6 - Settore Collinare: distribuzione delle tipologie di movimenti franosi e relativi coefficienti di forma. (Ifs = indice di franosità per scorrimento; Ifc = indice di franosità per colamento; Ifcr = indice di franosità per crollo; Ifm = indice di franosità dei movimenti complessi; s = scarto quadratico medio).

Settore Collinare

tipologia del movimento	A (km ²)	If	L (m)	B (m)	cf
scorrimenti	4,865	1,338 Ifs=66,19	286	897	1,92
colamenti	1,82	0,50 Ifc=24,76	581	333	2,573
crolli	0,4	0,11 Ifcr=5,44	500	800	0,625
movimenti complessi	0,59	0,16 Ifm=8,03	1000	450	1,45

Tab. 7 - Parametri morfometrici medi per ciascuna tipologia di frana.

tipologia del movimento	L (m)	B (m)	Cf
scorrimenti	826	463	2,589
colamenti	581	216	3,034
movimenti complessi	1058	476	2,761

basale della *Formazione della Laga* ed infine dalle *Brecce di Pietracamela*. Le *Marne con Cerrogna* sono localmente costituite da marne e marne calcaree alternate a calcareniti e calciruditi. Questi ultimi depositi sono talvolta associati tra loro in orizzonti di notevole spessore tra cui spicca quello superiore, circa al passaggio con l'unità soprastante, costituito da cinque livelli pressoché saldati tra loro. Il passaggio con le *Marne a Pteropodi* è caratterizzato da marne e marne argillose. L'intera formazione presenta un notevole grado di deformazione, per gli effetti della tettonica a carattere compressivo, miopliocenica, che conferisce all'intero ammasso roccioso caratteristiche tecniche scadenti dovute ad un clivaggio notevolmente diffuso, *boudinage*, intensa fratturazione, mesopieghie e piani di taglio. Le *Marne a Pteropodi* sono costituite da marne e marne argillose in cui si osserva un clivaggio molto meno intenso. La porzione basale della *Formazione della Laga* è costituita inferiormente da un orizzonte arenaceo dello spessore di poche decine di metri, cui seguono superiormente alternanze di orizzonti arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei. In essa si rinviene

un orizzonte di marne argilloso-siltose, spesso qualche decina di metri, che risulta particolarmente importante nell'evoluzione del complesso franoso, poiché costituisce un ulteriore livello di scollamento, oltre ai depositi di tetto delle *Marne con Cerrogna* e alle *Marne a Pteropodi*.

L'area di Pietracamela (Fig. 5), come del resto quelle adiacenti, è stata intensamente dislocata durante le fasi tettoniche distensive, da diversi sistemi di faglie, la cui attività recente ha controllato notevolmente l'evoluzione del fenomeno franoso, sia per quanto riguarda lo sviluppo di deformazioni gravitative profonde, probabilmente associate all'attività recente di alcune di queste dislocazioni, sia il condizionamento di movimenti franosi più superficiali (Fig. 6).

La frana è di tipo scorrimento composto multiplo (HUTCHINSON, 1988) ed al suo interno vi si riconoscono tre fasce a differente grado di deformazione, sovrapposte tra loro (Fig. 7):

una fascia superiore, di spessore massimo pari a 30 m, estesa dalla porzione basale della *Formazione della Laga*, alle *Marne a Pteropodi*, fino al tetto delle *Marne con Cerrogna*, in cui si osservano i movimenti franosi superficiali più vistosi;

una fascia intermedia, caratterizzata da movimenti traslazionali di una certa entità, particolarmente evidenti nella parte più orientale dell'area in frana;

una fascia inferiore, collocata nella restante parte delle *Marne con Cerrogna*, in cui sono stati osservati, mediante registrazioni inclinometriche, gli effetti dell'attività di deformazioni gravitative profonde.

Nella fascia superiore è stato riconosciuto un corpo franoso complesso, che si estende dalla base di Colle Cepito, a circa 1200 m di quota, fino al versante di Le Fonti, a circa 850 m di quota. Esso è localizzato tra la dorsale di Collelungo e il Rio Arno, in una depressione tettonica bordata da faglie a prevalente componente normale (a direzione NW-SE e circa N-S) e dissecata da altre faglie dirette a direzione circa E-W. Il movimento franoso in questione si è sviluppato su una morfologia incassata nelle superfici erosionali del primo e del secondo ordine (*superfici relitte di Arapietra* e di *Pietracamela*; BERNARDINI *et alii*, 1995, FARABOLLINI & NISIO, 1996), dislocate dalle faglie sopra descritte, che probabilmente hanno condizionato anche l'evoluzione del movimento gravitativo.

In base ai tipi di movimento, sono stati identificati fenomeni di *deformazioni lente, colate e scorrimenti rototraslazionali*. Le prime sono sviluppate a valle della strada provinciale, tra località Le Fonti e Rio Arno. La colata, che coinvolge oltre che la coltre detritica di alterazione superficiale, anche un modesto spessore di substrato, si estende per una lunghezza di circa 3 km, da quota 1150 m a quota 850 m, lungo l'alveo del torrente Cannavine. I movimenti di tipo *rototraslazionale* sono stati individuati nel corpo franoso più esterno, su cui è stato costruito l'abitato di Pietracamela che risente degli effetti di tali movimenti.

All'interno del corpo di frana principale sono presenti altre superfici di rottura minori, evidenti sul terreno, quali trincee, piccole spianate in contropendenza (specialmente in corrispondenza di blocchi arenacei), risorgive e ristagni d'acqua. Nel corpo franoso principale l'atti-

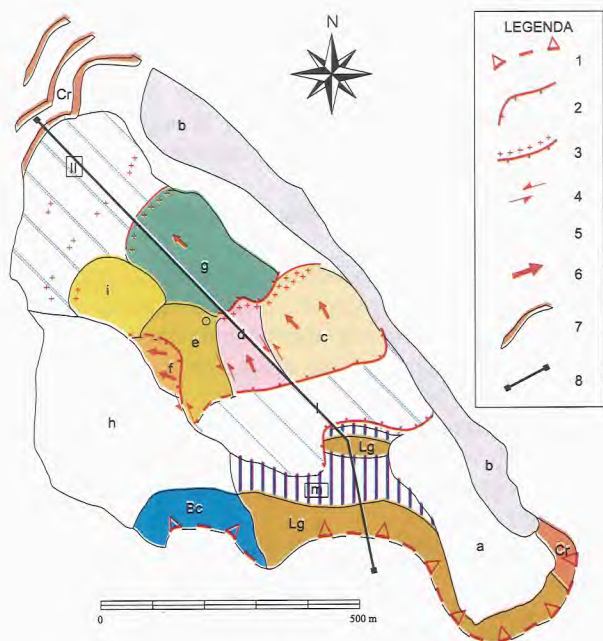


Fig. 6 - Schema geomorfologico del fenomeno franoso di Pietracamela. 1: coronamento; 2: orli di scarpate secondarie; 3: zone in compressione; 4: zone di taglio; 5: ubicazione sondaggi; 6: direzioni spostamento; 7: livelli calcarenitici. Cr: Marne con Cerrognia; Lg: Formazione della Laga; Bc: Breccie. a,b,c m: settori distinti della frana individuati mediante indagini di superficie e sottosuolo; 8: traccia della sezione.

e da una moderata attività rotazionale. Nella seconda si osservano invece fenomeni di compressione a valle e di trazione a monte.

In conclusione, si può sostenere che la frana di Pietracamela si è innescata dopo la fase erosionale che ha intaccato sia la *superficie relitta* che le *breccie di Pietracamela*, probabilmente, collegata con una brusca ed intensa riattivazione dei sollevamenti in un'area che presentava fattori litologici e strutturali favorevoli al dissesto.

Il settore alto collinare: la frana del Fosso S. Pietro e Paolo (Penna Sant'Andrea)

Il fenomeno franoso ritenuto rappresentativo è di tipo complesso (rototraslazionale-colata; Fig. 8) ed è ubicato laddove affiora il membro postevaporitico della *Formazione della Laga*, qui costituito dalla facies pelitico-arenacea entro cui sono intercalati alcuni orizzonti arenaceo-pelitici (Fig. 9).

Dal punto di vista strutturale lungo il Fosso Pietro e Paolo è localizzato l'asse di una struttura anticlinale, il cui fianco orizzontale è ribaltato e sovrascorso verso W; l'asse della piega ed il piano di retroscorrimento hanno direttrici N-S. Il corpo di frana è incanalato nella depressione valliva del Fosso con una caratteristica forma a goccia (Figg. 10a, 10b). La morfologia del deposito di frana mostra contropendenze nella porzione sommitale ed è costituito da avvallamenti e rigonfiamenti nella zona

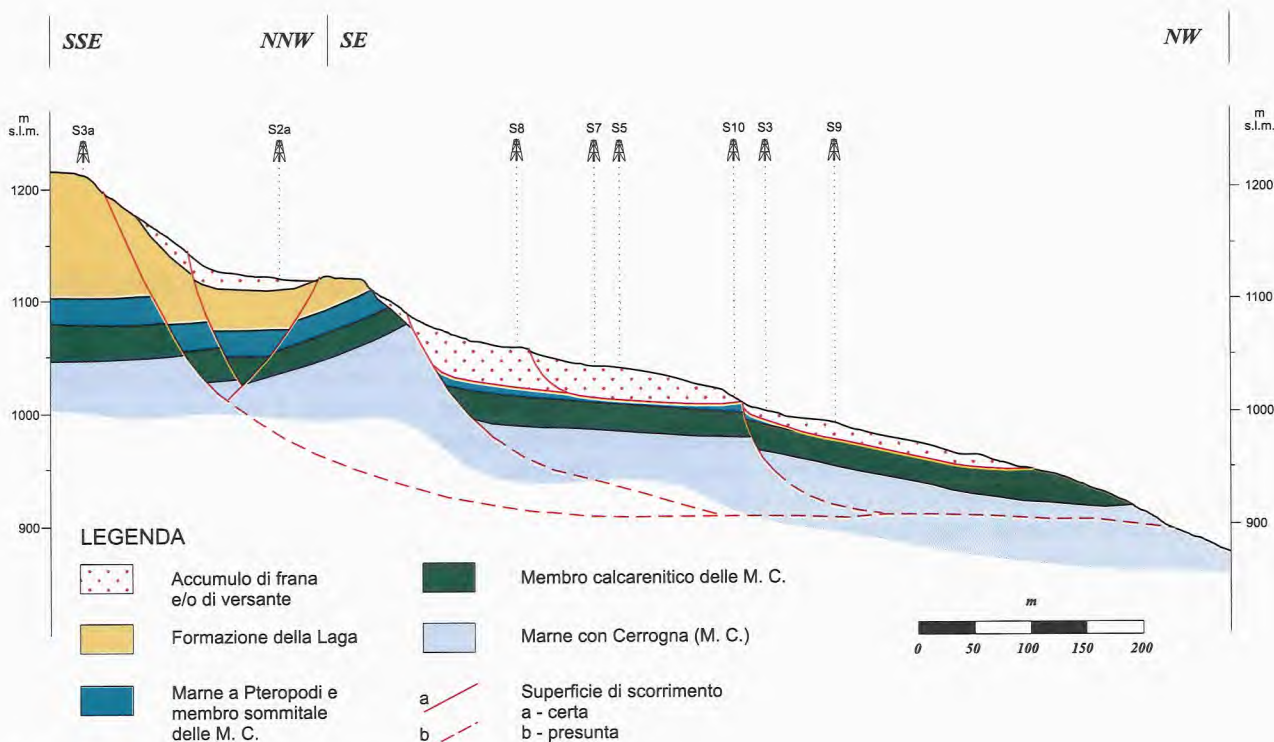


Fig. 7 - Profilo longitudinale del movimento franoso di Pietracamela

vità recente è concentrata principalmente in due aree, la prima posta al margine orientale dell'abitato, lungo una fascia orientata circa N35°W e la seconda localizzata in corrispondenza del nucleo abitato secondo una direttrice circa N60°-70°W. Nella prima area sono manifesti fenomeni caratterizzati da significativa componente traslativa

di accumulo. Il ciglio di distacco presenta scarpate con inclinazione di 50°-60°, il canale di frana ha larghezza media di 300 m circa e lunghezza di 1,1 km (Fig. 11).

Il settore collinare: la frana di Silvi

I tipi di frana osservati lungo il litorale abruzzese tra Roseto degli Abruzzi e Montesilvano sono ascrivibili a



Fig. 8 - Panoramica della colata di Cermignano-Penna S.Andrea.

fenomeni di *scorrimento rotazionale* ed in particolare a *frane rotazionali multiple* (HUTCHINSON, 1988) che hanno la tendenza ad una grande estensione laterale, spesso risultante dalla coalescenza di più frane individuali. Queste frane si determinano con la retrogressione di un singolo fenomeno e si compongono di più blocchi caratterizzati da superfici di scorrimento curve, concave verso l'alto, che si raccordano in profondità.

Tutte le frane osservate presentano scarpate principali grandi ed arcuate, con pareti subverticali nelle sabbie e nei conglomerati al tetto delle argille, e notevoli abbassamenti di blocchi con formazione di veri e propri *graben* (CANCELLI *et alii*, 1984 a, b). Le cause della diffusione di questi fenomeni lungo la costa sono da ricercarsi, oltre che nell'assetto litologico, nell'aumento dell'energia di rilievo dovuto al sollevamento ancora in atto della fascia periadriatica ed in particolare alla continua evoluzione della *dorsale costiera* su cui si è imposta l'antica falesia, nelle variazioni climatiche ed eustatiche avvenute nel Quaternario e nell'approfondimento delle aste fluviali.

Un vistoso esempio di tali scorrimenti rotazionali, frequenti su tutto il litorale abruzzese, è quello che si sviluppa al di sotto dell'abitato di Silvi (Fig. 11); il versante in frana si estende per altri 2.8 km a S, oltre località Forchetta, ed è visibile ancora 3 km a N, dove interessa il tratto litorale tra Scerne e Pineto, al di sotto di Colle Morino, e dove presenta un'estensione laterale di 1,4 km ed una marcata forma a ventaglio. Nel caso in esame si osserva la sovrapposizione stratigrafica di una

placca lapidea costituita da 24 m di conglomerati e da 12 m di arenarie, nella porzione superiore, e da sabbie a debolissima cementazione nella porzione inferiore, con giacitura suborizzontale, sul substrato argilloso plio-pleistocenico, costituito da 200 m di argille limose, a luoghi laminate, o massive, con immersione di 10°-12° verso E.

Le tipologie dei movimenti presenti possono riassumersi in:

a) crolli lungo il bordo della placca conglomeratica con superfici di distacco verticali; la loro frequenza, spaziale e temporale, è legata alla distribuzione ed intensità delle piogge e subordinatamente all'azione meccanica della vegetazione arborea;

b) deformazioni lente della coltre detritica accumulatasi sul versante e delle sottostanti argille alterate (movimenti che si riattivano in concomitanza con eventi piovosi di una certa entità);

c) frane rotazionali multiple che coinvolgono l'intero versante.

La nicchia di distacco del corpo franoso riportato in figura 12 è visibile per oltre 150 m al di sotto dell'abitato stesso (264 m s.l.m.), dove si osserva anche il limite con le sottostanti argille. Il corpo di frana presenta larghezza di 1100 m e lunghezza di 450 m verso il mare. CANCELLI *et alii* (1984a) segnalano che la zona di accumulo, in questi tipi di frane, potrebbe estendersi sul fondale adriatico fino a 100-200 m dalla costa. E' possibile individuare lungo il versante alcuni blocchi di orizzonti sabbioso-conglomeratici separati da scarpate sub-parallele interpretati come terrazzi di frana, tutti in contropendenza verso monte (Fig. 13). Nella porzione terminale del versante la frana evolve in movimenti di colata. Grande rilevanza nel fenomeno è senz'altro attribuita alla attività recente di un fascio di dislocazioni N30°W parallele alla attuale linea di costa.

DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nel settore settentrionale dell'Abruzzo compreso nei bacini dei Fiumi Vomano e Fino-Saline sono particolarmente diffusi i movimenti di versante che presentano un'ampia gamma di tipologie e una variabilità di distribuzione.

La distribuzione dei movimenti franosi all'interno dell'area di studio mostra una maggiore concentrazione nei settori montano ed alto collinare dei bacini del F. Vomano e del F. Fino che coincidono con i settori a maggior tasso di sollevamento, e principalmente dove prevalgono gli affioramenti di orizzonti calcarenitici e di quelli arenaceo-pelitici, intercalati nell'associazione pelitico-arenacea o pelitica, dei depositi dell'avanfossa messiniano-pleistocenica, mentre sono molto meno frequenti i fenomeni gravitativi nelle zone più orientali in cui affiorano i depositi prevalentemente pelitici della *Formazione Mutignano*.

La diversa distribuzione dei fenomeni gravitativi dipende, ad eccezione della dorsale costiera, dai fattori strutturali e litologici come le alternanze dei litotipi arenacei e pelitici, con rapporto sabbia/argilla variabile, e dall'energia del rilievo più elevata che contraddistingue il settore montano e quello alto collinare. Nelle aree più

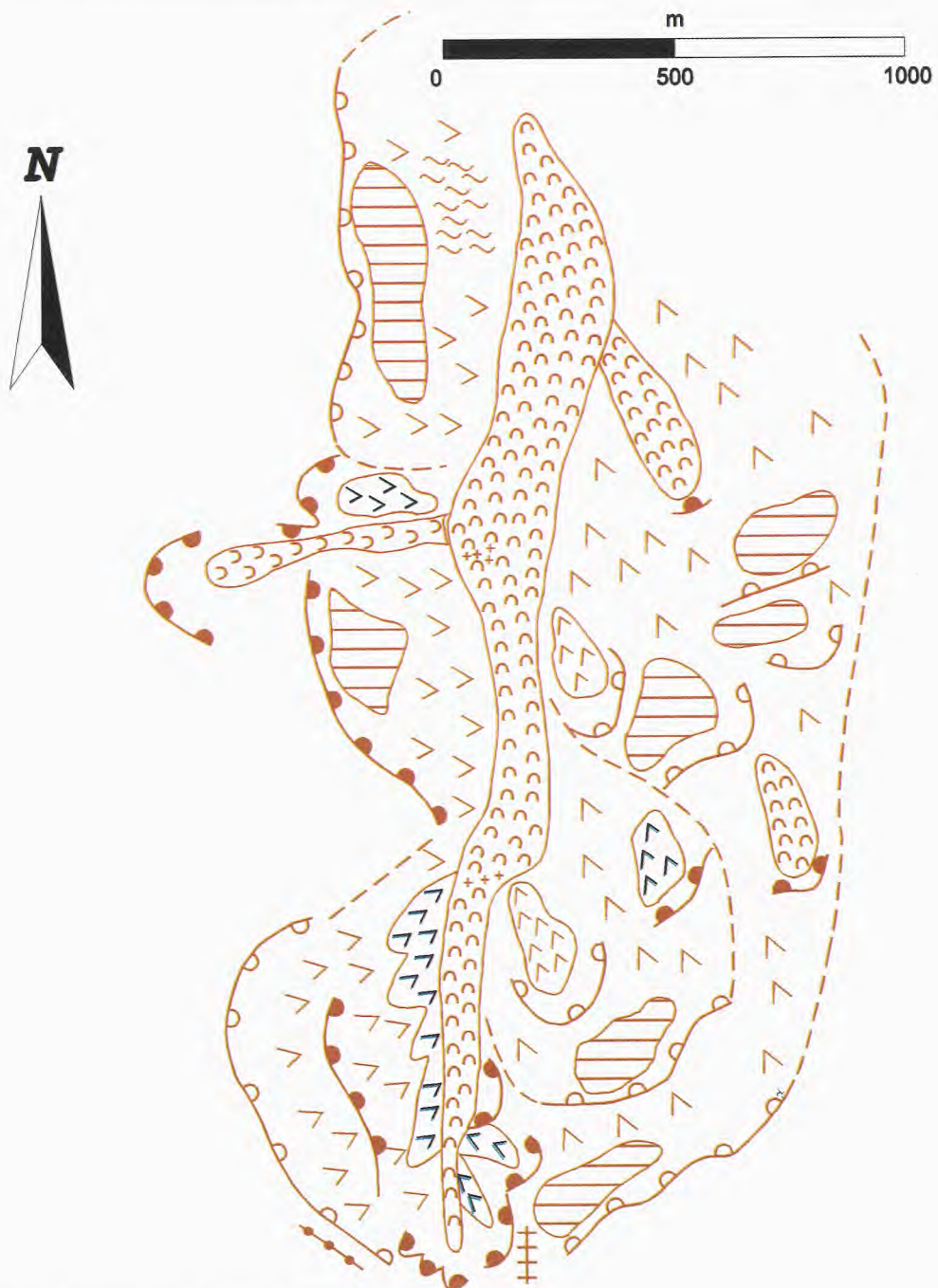


Fig. 9 - Schema geomorfologico della colata di Cermignano-Penna S. Andrea

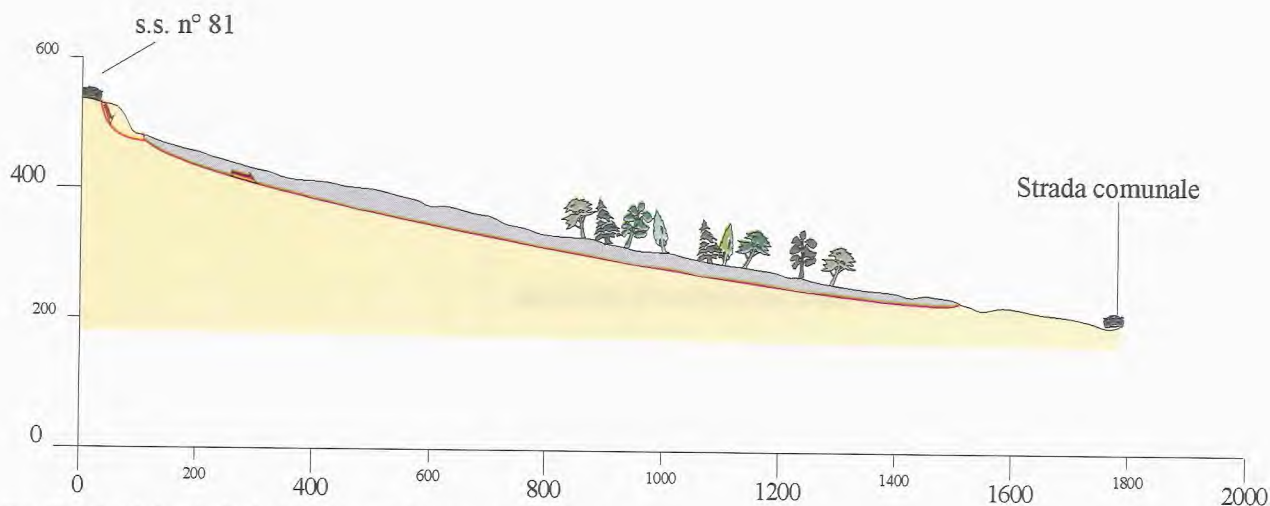


Fig. 10a - Profilo longitudinale della colata di Cermignano- Penna S. Andrea.

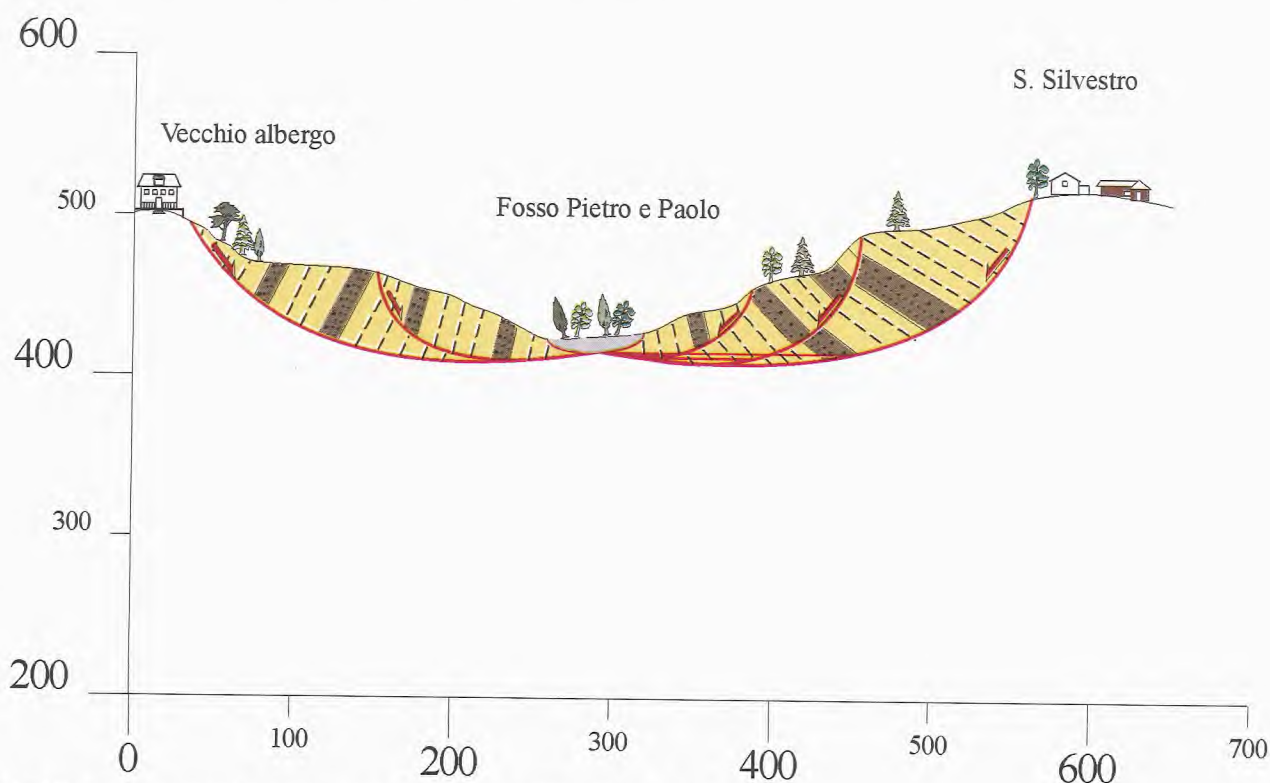


Fig. 10b - Profilo trasversale e schema della colata di Cermignano- Penna S. Andrea.

orientali invece, la minore energia del rilievo, l'assetto strutturale poco complesso, la maggiore uniformità delle litofacies, prevalentemente argillose, contribuiscono a mantenere un relativo equilibrio dei versanti.

Il settore più esterno, prossimo alla costa, e localizzato lungo la dorsale costiera, è invece caratterizzato da frane per scorrimento rotazionale multiple che sono tipiche di aree geologicamente più giovani in cui l'evoluzione geomorfologica è ancora in atto.

La differente distribuzione dei movimenti è anche dovuta al fatto che i diversi settori dell'area studiata hanno subito una differente evoluzione morfodinamica con tassi di sollevamento differenziati.

Il versante settentrionale del Gran Sasso è quello più antico, in cui si sono raggiunti i tassi di sollevamen-

to maggiori e dove le tipologie di frana prevalenti (crolli e movimenti complessi) sono strettamente legate alla evoluzione tettonica del settore e al grado di maturità raggiunto. Nella porzione centro-orientale dell'area di studio, caratterizzata da più basse energie di rilievo, da tassi minori del sollevamento regionale e da affioramenti di rocce prevalentemente argillose, sono più frequenti i fenomeni di colamento.

Per quanto riguarda la franosità e le tipologie dei movimenti in relazione alle caratteristiche fisico-meccaniche rilevate nelle componenti pelitiche delle varie unità affioranti si possono fare le seguenti considerazioni.

I movimenti franosi nella porzione occidentale sono infatti legati allo sviluppo di fenomeni di rottura progressiva legati alla presenza di orizzonti a comportamento



Fig 11- La frana di Silvi versante nord

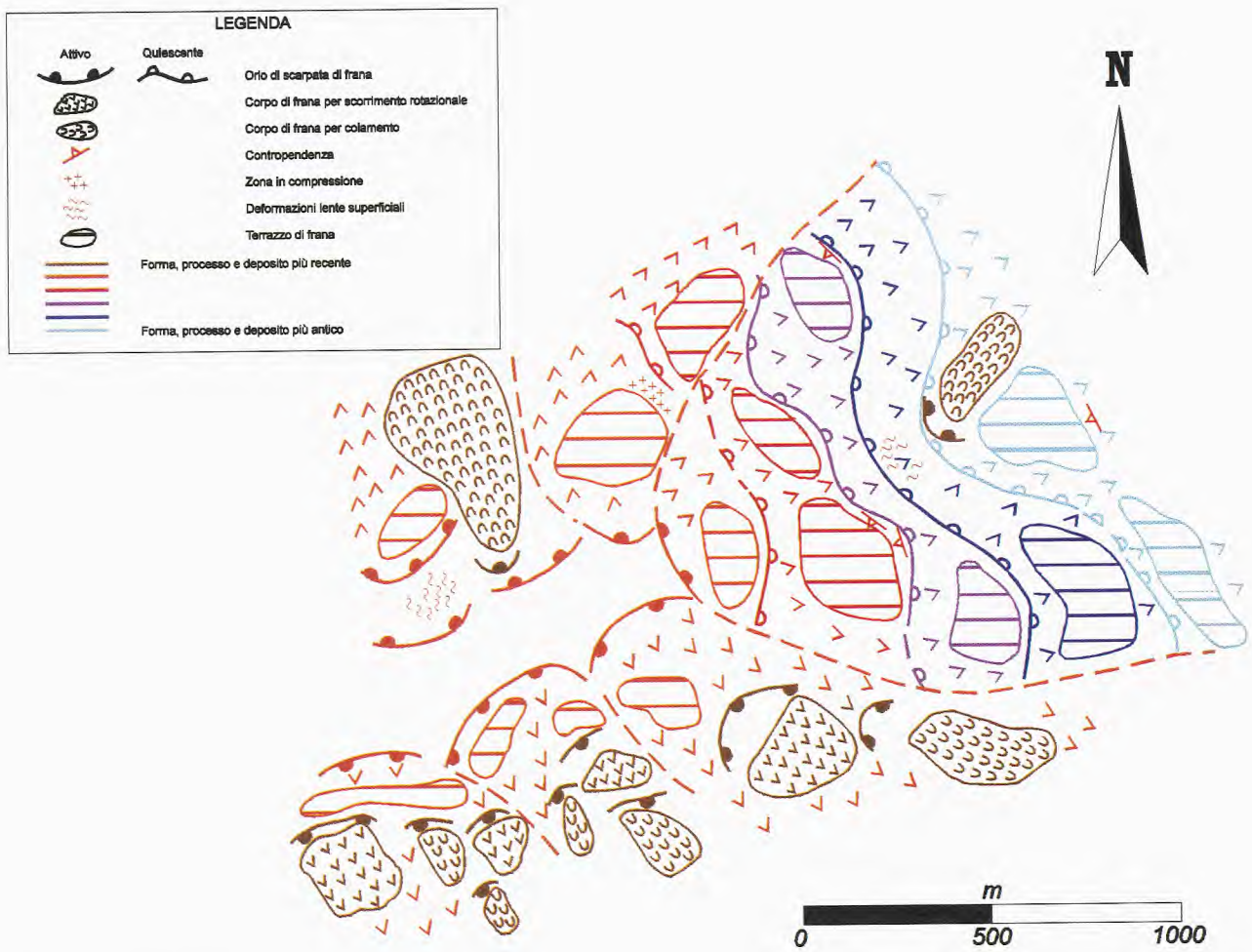


Fig. 12 - Schema geomorfologico della frana di Silvi.

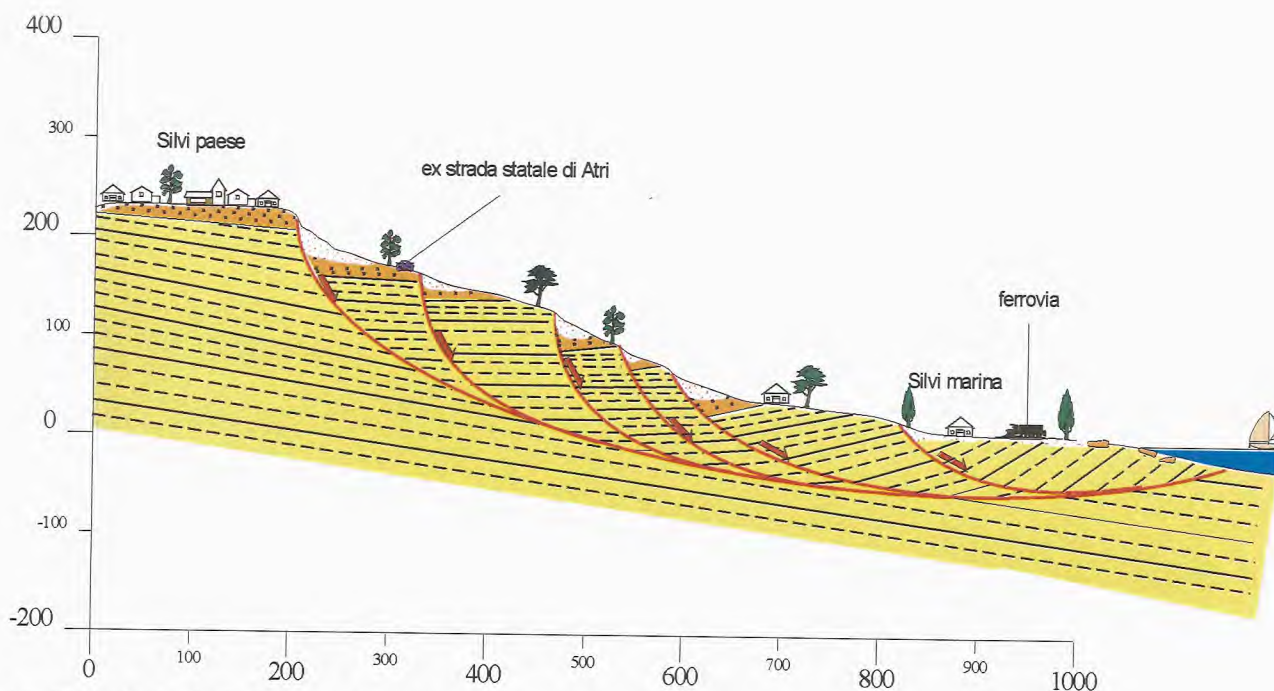


Fig. 13 - Profilo longitudinale e schema della frana di Silvi

differente con elevato rapporto di rigidità.

Se poi si osservano i tipi di movimento si nota che nell'area più interna, dove affiora in prevalenza il membro basale arenaceo della *Formazione della Laga*, prevalgono gli scorrimenti (sia traslazionali che rotazionali), mentre nelle aree di affioramento della porzione medio-superiore della successione messiniana ed in quella della *Formazione Cellino* a più alta componente pelitica prevalgono i colamenti. Nella *Formazione Mutignano* l'indice di franosità è meno elevato che nelle altre formazioni, pur essendo l'unità ad alta componente pelitica, ed i movimenti rappresentati in prevalenza da scorrimenti rototraslazionali, sono concentrati in una stretta fascia, lungo la falesia che borda il litorale adriatico. La notevole franosità rilevata lungo la fascia costiera è da collegare all'assetto strutturale dei depositi interessati e all'erosione marina ma anche all'attività recente di un fascio di faglie normali a direzione N30°W che accompagna l'ulteriore strutturazione della dorsale di Campomare e che ha provocato la riattivazione della scarpata della falesia, con una discreta energia del rilievo.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G., DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inferiore e medio*. Contr. concl. realizz. carta neotettonica d'Italia; P. F. Geodinamica CNR.
- BERNARDINI M., FARABOLLINI P., NISIO S. & PRESTININZI A. (1995) - *Evoluzione geologico-geomorfologica dell'area Isola Gran Sasso-Castelli (TE)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**, 63-66.
- BERTINI T., D'ELIA B., GRISOLIA M., OLIVERO S., & ROSSI DORIA M. (1980) - *Lenti movimenti di coltri colluviali sulle argille marnose della formazione della Laga*. Atti XIV Conv. Naz. Geotecnica, Firenze, **II**, 297-218.
- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M.,

& SALVUCCI R. (1992) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)* Studi Geol. Camerti., vol. spec., **CROP 11**, 21-26.

- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995a) - *La fascia periadriatica Marchigiano-Abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec.
- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995b) - *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1995/2**, 63-66.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NISIO S., PENNESI T. & POTETTI M. (1996) - *L'influenza della tettonica e del clima sugli ambienti e sui processi sedimentari nella fascia periadriatica marchigiano-abruzzese*. Atti Riun. GIS, Catania 10-14 ott., 74-76.
- BIGI S., CENTAMORE E., & NISIO S. (1997) - *Elementi di tettonica quaternaria nella fascia pedeappenninica marchigiano-abruzzese*. Il Quaternario, **10(2)**, 359-362.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrust and wrenching tectonic in a model of ensialic neogenic-quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 581-592.
- BUCCOLINI M. & SCIARRA N. (1989) - *Conoscenze geologico-tecniche dei fenomeni franosi della provincia di Pescara*. Studi Geol. Camerti, **11**, 23-35.
- CANCELLI A. (1977) - *Residual shear strength and stability analysis of a landslide in fissured overconsolidated clays*. Bull. IAEG, **16**, 193-197.
- CANCELLI A., MARABINI F., PELLEGRINI M. & TONNETTI G. (1984a) - *Incidenza delle frane sull'evoluzione della costa adriatica da Pesaro a Vasto*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 555-568.
- CANCELLI A., PELLEGRINI M. & TONNETTI G. (1984b) -

- Geological features of landslides along the Adriatic coast (Central Italy)*. Proc. IV Int. Symp. on Landslides. Toronto, **II**, 7-12.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M. L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche. Il Plio-Pleistocene Marchigiano-Abruzzese (guida all'escursione)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., PENNESI T., POTETTI M., BIGI S., & NISIO S. (1996) - *Ciclicità nella successione marina Plio-Pleistocenica del bacino periadriatico marchigiano-abruzzese*. Soc. Pal. It., Atti XIII Conv. Parma, 10-13 sett.
- CASNEDI R. (1986) - *Effetti della subsidenza sulle geometrie dei corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 157-162.
- CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa Abruzzese tra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti tra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale CROP 11, 375-379.
- CASNEDI R. & SERAFINI G. (1994) - *Interpretazione geologica della sezione sismica nella Valle del Vomano (Abruzzo)*. Atti Tic. Sc. Terra (serie speciale), **2**, 45-49.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MICARELLI A. & MORELLI C. (1992) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di Avanzfossa del pescarese*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 437-447.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., & RIDOLFI M. (1990) - *I depositi terrigeni neogenici di avanzfossa (Messiniano Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 563-568.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., CRISTALLINI C., RIDOLFI M., & MORELLI C. (1993) - *Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni neogenici del teramano (Abruzzo Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 63-81.
- CENTAMORE E., CICCACCI S., DEL MONTE M., FREDI P. & LUPA PALMIERI E. (1996) - *Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of the north eastern Abruzzo (Central Italy)*. Geomorphology, **16**, 127-137.
- COLESELLI F. & COLOSIMO P. (1977) - *Comportamento delle argille plio-pleistoceniche in una falesia del litorale adriatico*. Riv. Ital. Geotec., **11** (1), 5-21.
- CRESCENTI U., CIANCETTI C.D., NANNI T., RAINONE M., TAZIOLI G.S., VIVALDA P., COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B., PAMBIANCHI G., MELIDORO G., SEMENZA E. & SORRISO VALVO M. (1983) - *La grande frana di Ancona del 1982*. Atti 15° Conv. Naz. Geotec., Spoleto, 31-46.
- D'ALESSANDRO L. & PANTALEONE A. (1991) - *Caratteristiche geomorfologiche e dissesti nell'Abruzzo sud-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, 805-821.
- D'ELIA B., BERTINI T. & ROSSI DORIA M. (1985) - *Colate e movimenti lenti*. Geol. Appl. ed Idrogeol. **XX**, 317-335.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Memories et documents 138 pp.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**, 9-15.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino Centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 265-271.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione Marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **CROP 11**, 287-293.
- DUFAURE J.J., BOSSUYT D. & RASSE M. (1988) - *Deformations Quaternaires et morphogenese de l'Apennin Central Adriatique*. Phisio-Geo, **18**, 9-46.
- FARABOLLINI P. & NISIO S. (1996) - *Evoluzione geomorfologica del F. Vomano (Abruzzo settentrionale)*. Il Quaternario, **10**(1), 101-104.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc 5th Int. Symp. on Landslides, Lausanne, **1**, 3-35.
- MORI A. (1967) - *Considerazioni sull'erosione accelerata del suolo in Abruzzo*. Boll. Soc. Geogr. It., 67-78
- MORTARI R. (1974) - *I fenomeni franosi del bacino montano del F. Sinello (Abruzzo) riferiti alla situazione geologica*. 3° Conv. Naz. Di Studi sui problemi di Geol. Appl., 81-88.
- NISIO S. (1997) - *Evoluzione geologica e morfotettonica dell'area compresa tra il Gran Sasso ed il Mare Adriatico*. Geologica Romana, **33**, 13-27.
- ORI G. G., SERAFINI G., VISENTINI C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface Geology*. Conference, Adriatic Foredeep Trip, Guide Book, Florence, Italy.
- PRESTININZI A. (1984) - *Deformazioni gravitative profonde: aspetti cinematici ed analisi dei rapporti con alcuni processi alterativi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 707-716.
- SUC J. (1982) - *Palynostratigraphie et Paleoclimatologie du Pliocene et du Pleistocene inferieur en Mediterranee nord-occidentale*. C.R.Ac. Sc. Paris, ser. 2, **294**, 1003-1008.