

F. BALDACCI (\*), A. PETRESI (\*), A. SERANI (\*), M. TRIVELLINI (\*)

## LE PALEOFRANE NELLE VALLI DEI FIUMI MAGRA - VARA (APPENNINO LIGURE - TOSCANO) E LORO IMPLICAZIONI MORFO-NEOTETTONICHE (Nota preliminare)

**Riassunto** - I vasti e diffusi fenomeni franosi riconosciuti nella zona di confluenza delle valli dei Fiumi Magra-Vara e classificati come paleofrane, vengono qui interpretati in base al loro contesto morfo-neotettonico regionale, secondo i due modelli strutturali recentemente elaborati da Bernini, 1991 (in base a Gibbs, 1984) e Carmignani e Kligfield, 1990 (Platt, 1986) per i bacini intermontani, rispettivamente della Lunigiana e della Garfagnana.

Questi bacini sono il risultato delle deformazioni estensionali gravitative, iniziate a partire dal Plio-Pleistocene e tuttora attive, con le quali si è compiuta la strutturazione della catena nord-appenninica.

In questa nota tali modelli strutturali sono stati tradotti in schemi cinematici dei Movimenti Gravitativi di Versante (MGV), introducendo il ruolo dei fenomeni morfologici nell'evoluzione tettonica dei livelli crostali pellicolari. Si è cercato così di evidenziare i riflessi delle fasi tettoniche recenti ed attuali, caratterizzate da strutture a faglie listriche, sulla dinamica dei versanti, che si è esplicata attraverso sia Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) sia fenomenologie più superficiali, e che ha avuto durante i sollevamenti pleistocenici episodi di particolare intensità.

Per questa via si rende altresì esplicita la frequente identificazione, che è possibile stabilire tra DGPV in senso lato o comunque grandi MGV e paleofrane.

**Parole chiave** - Movimenti Gravitativi di Versante (MGV), Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV), paleofrane, evoluzione morfo-neotettonica, Appennino nord-occidentale.

**Abstract** - *Paleo-landslides in the Magra-Vara River Valleys (Ligure-Toscana Apennines) and their morpho-neotectonic implications (Preliminary note)*. Great and widespread landslide phenomena have been recognized in the valleys of the Magra and Vara rivers; they have been classified as paleo-landslides on the basis of the regional morpho-neotectonic framework.

Such phenomena have been interpreted according to two structural models, proposed by Bernini, 1991 (on the basis of Gibbs, 1984) and Carmignani and Kligfield, 1990 (Platt, 1986) for the intramountain basins of Lunigiana and Garfagnana, respectively. These basins derive from the gravity extensional deformations, which started in the Plio-Pleistocene leading the formation of the structure of the North Apennine chain, and are still active today.

These tecto-gravity models have been translated into kinematic patterns of Slope Gravity Movements (SGM), through the consideration of the morphological phenomena in the tectonic evolution of the pellicular crustal levels.

In this paper, it has been tried to evidenziate the influence of the recent tectonic phases, characterized by listric faults, on the slope dynamics, carried out both through Deep-Seated Gravitational Slope Deformations (DGSD) and more superficial landslide phenomena; such influence has been very intense particularly during the Plio-Quaternary uplift.

In this way it is shown the frequent identification between DGSD (s.l.) or great SGM and paleo-landslides.

**Key words** - Slope Gravity Movements (SGM), Deep-Seated Gravitational Slope Deformations (DGSD), paleo-landslides, morpho-neotectonics evolution, north-western Apennines.

### PREMESSA

Numerosi casi di Movimenti Gravitativi di Versante (MGV), connessi al sollevamento recente (plio-quaternario) e all'evoluzione morfo-neotettonica delle catene alpina ed appenninica, sono stati descritti o soltanto segnalati, in tutta Italia. La loro disomogenea distribuzione deriva non soltanto dalle diverse situazioni morfo-evolutive, ma anche dal ritardo con il quale il tema è stato affrontato da parte dei gruppi di ricerca che operano nel territorio nazionale. Sta di fatto che anche nell'Appennino ligure-toscano e in particolare nel settore da noi esaminato, la morfogenesi gravitativa è stata sottovalutata.

Eppure su tutto il versante marittimo dell'Appennino ligure, sono stati riconosciuti, fin dallo scorso secolo (Taramelli, 1899 e successivamente Sestini, 1937, in Fanucci e Nosengo, 1979; Federici 1973 e 1980), gli stretti rapporti tra i più recenti movimenti neotettonici post-pliocenici e fenomeni morfogenetici in generale; tra le forme ed i processi più significativi al riguardo, si segnalano: depositi fluvio-lacustri «terrazzati» e «pensili», meandri incassati epigenetici, catture fluviali e paleofrane.

In relazione alle elevate energie del rilievo ed ai peculiari fattori lito-strutturali, quali le deformazioni tettoniche a carattere distensivo-disgiuntivo, che hanno interessato le successioni geologiche composte da termini a differenti caratteristiche meccaniche ed idrogeologiche, nonché alla sismicità, strettamente connessa con l'attività neotettonica, ed alle severe condizioni meteo-climatiche che si sono verificate

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Via S. Maria, 53, 56126 Pisa.

Ricerca svolta con il contributo C.N.R., Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Linea «Previsione e prevenzione di eventi franosi a grande rischio», Pubbl. n. 1525, U.O. 13 (Resp. prof. P.R. Federici).

almeno in epoca glaciale, si sono avuti nell'Appennino settentrionale fenomeni franosi profondi e di grandi dimensioni.

La concomitanza dei sopraddetti fattori e cause, nonché le condizioni climatiche, che si esplicano sulle varie fenomenologie franose, ha provocato in realtà movimenti gravitativi di versante complessi, che hanno avuto frequentemente una evoluzione in *debris-flows*, con caratteristiche geometriche e sedimentologiche tali che riteniamo possano essere spiegate tramite meccanismi ai limiti e passaggi graduali tra il trasporto in massa e quello in acque correnti. In questo contesto frequente è stata l'identificazione, più o meno esplicitata dai vari Autori, tra DGPV e paleofrane, dal momento che fenomeni franosi di minore entità devono essere stati, almeno in parte, cancellati dal successivo modellamento dei versanti.

Per quanto riguarda i fenomeni franosi ed in particolare le paleofrane, cui specificamente è rivolta questa nota, sono ormai sufficientemente provate le loro relazioni con i più importanti lineamenti tettonici; in particolare ciò si verifica nel caso di attività, o comunque di riattivazione, neotettonica, che si sia tradotta come nell'area esaminata in grandi strutture distensive delimitate da faglie dirette.

Nell'alta Val di Magra sono state descritte e cartografate come DGPV (D'Amato Avanzi e Puccinelli, 1988, 1989, 1991; D'Amato Avanzi, Mazzanti e Puccinelli, 1995; Nardi et al., 1990 a,b) una serie di grandi frane in roccia, alcune delle quali sono comprese nell'area in esame; anche se gli Autori non parlano esplicitamente di paleofrane, tutto il contesto ne giustifica un'attribuzione a questa categoria. Nel settore tosco-ligure esaminato, la morfogenesi gravitativa è stata finora sottovalutata, non soltanto nelle prime esperienze cartografiche (scala 1:100.000) sulla franosità dei versanti (Baldacci e Raggi, 1987) ma, in una certa misura, anche nelle più recenti pubblicazioni (D'Amato Avanzi e Puccinelli, 1989; Nardi et al., 1990 a,b).

Recentemente gli scriventi (1996), prendendo spunto da precedenti indagini condotte in tutta la Val di Vara nell'ambito del Progetto S.C.A.I., hanno riconfermato l'importanza e talvolta la predominanza della morfogenesi gravitativa in questo settore appenninico. Il problema viene ora nuovamente affrontato in una zona che, per le sue peculiari caratteristiche morfoevolutive, si è rivelata particolarmente stimolante per la comprensione di vari aspetti dei Movimenti Gravitativi di Versante. Dato il carattere preliminare di questa nota, non entreremo però specificatamente nel controverso problema delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, se non per evidenziarne, peraltro in maniera non sistematica, alcuni aspetti che riteniamo di notevole interesse, nell'ambito dei casi di studio trattati.

## INQUADRAMENTO MORFO-NEOTETTONICO

La confluenza della rete idrografica Magra-Vara (fig. 1) si trova in corrispondenza di un «nodo» strutturale, composto da vari elementi morfo-neotettonici distensivi, che interferiscono con la precedente tettonica compressiva-plicativa (Bernini e Lasagna, 1988; Bernini, 1991), nonché con due delle principali linee tettoniche trasversali dell'Appennino settentrionale (Linea La Spezia-Reggio E.-Concordia, Val Secchia: Fazzini e Gelmini, 1982; Linea Sarzana-Val Secchia: Boccaletti e Coli, 1983). Il significato cinematico e la cronologia di queste ultime (si tratta comunque di antiche strutture «crostali») non sono ancora stati definitivamente chiariti, anche se esse vengono comunemente considerate come un fascio di dislocazioni sinistre, con tratti sfalsati e vicarianti tra di loro; numerosi sono gli elementi morfologici che ne indicano anche un'attività neotettonica, ben documentata peraltro sul margine appenninico-padano (Fazzini e Gelmini, 1982).

Un'altra importante linea tettonica a direzione antiappenninica (LNA nella Fig. 1) è situata sul bordo nord-occidentale del «nucleo metamorfico apuano»; in questo caso, secondo Carmignani et al. (1992) che pur ammettono limitati spostamenti orizzontali, «è da ritenere assai probabile che il suo rigetto sia prevalentemente verticale e che essa abbia avuto la funzione di favorire il «decoiffement» delle Unità alloctone verso nord-ovest, in conseguenza del sollevamento delle Apuane ...», svincolando così la struttura apuana dall'adiacente (verso NW) «Graben della Lunigiana»<sup>1)</sup>.

La riattivazione plio-quadernaria fino all'Attuale (Federici, 1980; Bartolini et al., 1982), come è provato dalla sismicità della zona, delle strutture distensive-disgiuntive ne giustifica la netta influenza sui principali lineamenti morfologici positivi e negativi, corrispondenti a precedenti strutture compressive-plicative di egual segno (vedi fig. 7, in Bernini, 1991). La figura 1 mette così in evidenza l'origine tettonica delle valli longitudinali dell'alto e del basso Fiume Magra nei rispettivi «graben» intra-appenninici, separati dal pilastro M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso<sup>2)</sup>. Le due depressioni morfo-strutturali, la cui evoluzione è passata attraverso fasi di bacino lacustre (Federici, 1973 e 1978; Raggi, 1985), sono raccordate da un tratto trasversale, impostato sulla linea La Spezia-Reggio E.; quest'ultimo tronco è quindi da considerare essenzialmente, al contrario dei due precedenti, come una valle di erosione, che incide la dorsale M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso, presumibilmente per un fenomeno di antecedenza.

Andamento trasversale ed origine erosionale hanno anche i principali affluenti dei due suddetti corsi d'acqua, con un *pattern* parallelo divergente rispetto alla dorsale tra loro interposta, controllato appunto

<sup>1)</sup> Comprensivo del «Graben» dell'Alta Val di Magra (AVM), di Bernini.

<sup>2)</sup> È da notare che esistono due cime montuose con questa stessa denominazione, sulle opposte sponde del F. Magra.

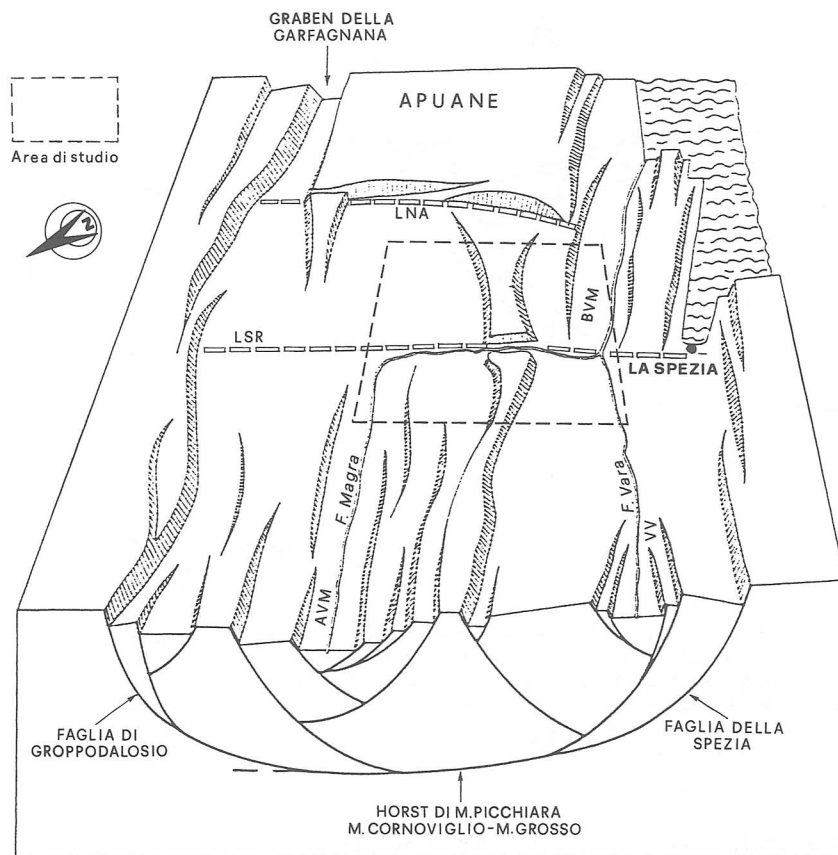


Fig. 1 - Stereogramma schematico che illustra la struttura estensionale della Lunigiana, visto da Nord-Ovest (da Bernini, 1991 con lievi modifiche).

dalla tettonica trasversale; la morfologia di molte valli ha però attualmente una forte impronta gravitativa, come verrà illustrato nel successivo paragrafo.

Per il tema trattato in questa nota, è importante mettere in evidenza che l'evoluzione morfo-neotettonica delle strutture estensionali comporta quanto esposto nei seguenti punti:

a) È ragionevole supporre che i sollevamenti neotettonici differenziali (Federici, 1980; Bartolini *et al.*, 1982) abbiano dato origine ad una elevata energia del rilievo (attualmente ridotta dai convergenti successivi processi di degradazione e di accumulo), sia direttamente, in corrispondenza di versanti di faglia, sia indirettamente, come conseguenza della ripresa dei fenomeni erosivi.

b) La geometria a faglie listriche (compensate a livelli superficiali), propria della struttura estensionale della Lunigiana (e più in generale delle fosse tettoniche intra-appenniniche), favorisce la loro intersezione con la superficie topografica e quindi la formazione di potenziali superfici di scorrimento gravitativo di versante, nel caso che esse assumano una disposizione a frana-poggio.

c) Le faglie listriche utilizzano, ai livelli strutturali superiori, le superfici o le fasce di minore resistenza

meccanica delle precedenti strutture compressive-plicative, mentre verso il basso sembrano seguire le discontinuità dei sistemi di sovrascorrimento tettonico.

Nella figura 2 (quadro A) è illustrato il modello concettuale di un «graben asimmetrico» secondo Gibbs (1984), applicato da Bernini (op. cit.) all'alta Val di Magra; esso mostra come un diverso grado di approfondimento erosivo della valle e/o una diversa forma dei versanti possa dare origine a differenti situazioni morfo-strutturali, e fornisce così una ragionevole spiegazione alle cinematiche gravitative:

– Nella fase morfo-evolutiva 1, che interessa livelli strutturali più superficiali, sugli opposti versanti della valle si verificano situazioni diverse, rispettivamente di frana-poggio (versante a), di contro-poggio e reggi-poggio (versante b).

– Durante l'approfondimento della valle dalla fase 1 alla fase 2, si può invece verificare il passaggio dal frana-poggio al reggi-poggio (versante «a»), o quello dal contro-poggio al frana-poggio (versante «b»). Sulla base di numerose osservazioni condotte in analoghe condizioni morfo-lito-strutturali in tutta la Val di Vara e soprattutto in quella del Serchio (studi inediti di F. Baldacci) si deve ammettere che, oltre alle suddette principali superfici di potenziale scorrimento, anche gli orizzonti duttili delle successioni

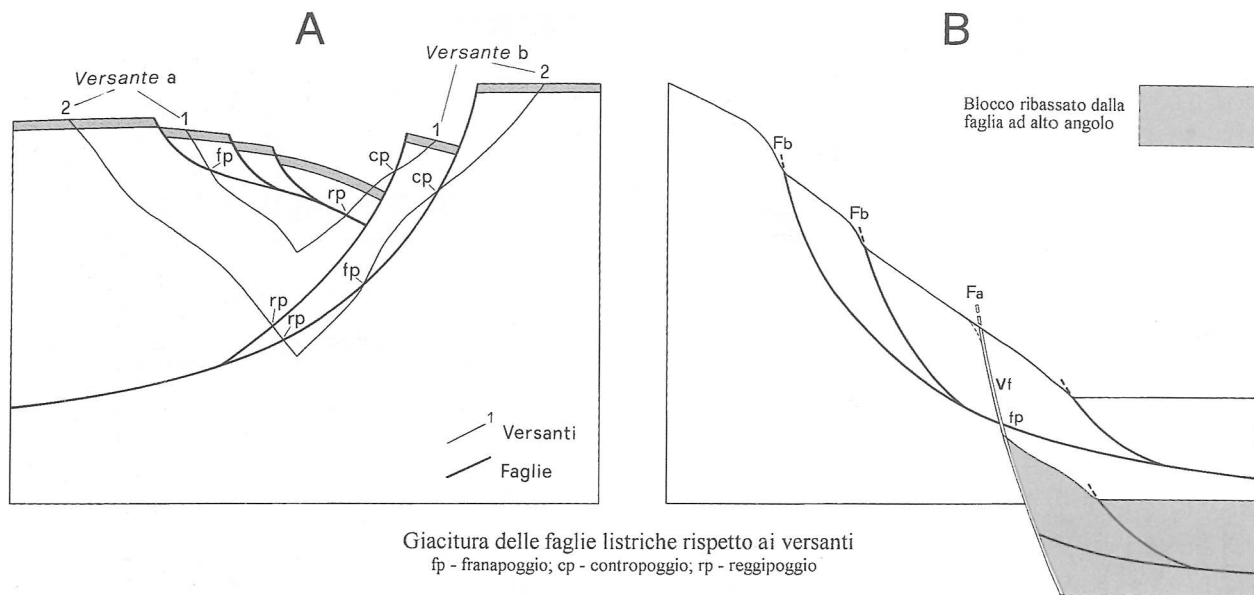


Fig. 2 - Modelli concettuali di graben asimmetrico (A: modificato da Bernini - Gibbs, 1991) e di versante di faglia (B: elaborato in base a Carmignani e Kligfield - Platt, 1990), tradotti in termini di movimenti gravitativi di versante.

LEGENDA Quadro A: Successive fasi di approfondimento (1 e 2) di una valle incisa in corrispondenza di un graben asimmetrico. Quadro B: Evoluzione morfo-neotettonica di un versante per effetto di una faglia ad alto angolo (Fa), che taglia una precedente faglia a basso angolo (Fb); sul tratto di versante di faglia (Vf) in tal modo originatasi, la superficie della faglia "superficiale" a basso angolo (Fb) assume una giacitura a franapoggio.

stratigrafiche-strutturali, nonché i contatti tra orizzonti a differenti proprietà meccaniche ed idrauliche, abbiano giocato un ruolo importante nel controllo delle tipologie dei MGTV, osservati nei vari settori dell'area di studio. Ipotizzando, inoltre, l'evoluzione cinematica spazio-temporale del modello di Platt (1986), proposta da Carmignani e Kligfield (1990) per il «Graben della Val di Serchio» (quadro B della fig. 2) si può prevedere la formazione di ripidi versanti di faglia (faglie ad alto angolo), che taglino le precedenti faglie a basso angolo, determinandone una giacitura a frana-poggio; tali discontinuità strutturali possono quindi aver funzionato da superfici di scorrimento, generalmente profonde (ovviamente a scala geomorfologica), per movimenti gravitativi di versante estesi a vaste aree.

In conclusione, dai più recenti modelli sulle deformazioni estensionali *post-nappe* che, a partire dal Pliocene inferiore, hanno dato origine ai bacini intermontani dell'Appennino nord-occidentale (alta e bassa Val di Magra, Val di Vara e Val di Serchio), viene più o meno esplicitamente e/o integralmente accettata una tettonica gravitativa fragile, con cinematiche a faglie dirette (antitetiche e sintetiche) ed a geometria listrica. Le superfici di scollamento-sviluppo sono compensate a livelli strutturali crescenti, a partire dalla base della pila stratigrafica-strutturale (Calcere cavernoso della Successione toscana non metamorfica), fino a quelli pellicolari, in accordo con la sismicità attuale e storica della regione considerata (Eva et al., 1978).

In questo contesto è implicito un importante controllo

morfo-neotettonico sulla evoluzione dei versanti, attraverso meccanismi di movimenti gravitativi analoghi a quelli della tettonica estensionale, che si realizzano laddove le potenziali superfici di scorrimento, preesistenti e/o di neoformazione, intersecano o sono prossime alla superficie topografica, svincolando così lo spostamento verso il basso di ingenti masse rocciose.

Il quadro morfo-evolutivo sopra prospettato, oltre agli altrettanto importanti fattori spazio-temporali di scala, offre lo spunto per la ricerca di una spiegazione di uno dei più controversi aspetti delle problematiche sulle DGPV, e cioè quello del limite tra questi fenomeni e la tettonica.

#### I MOVIMENTI GRAVITATIVI DI VERSANTE

Il paesaggio dell'area presa in esame, di cui lo schema lito-strutturale della Tav. 1 f.t non può che riflettere una visione indiretta e non immediatamente rappresentativa (e del quale le immagini fotografiche che seguono offrono solo degli scorci, peraltro significativi), mostra una marcata impronta morfo-gravitativa, caratterizzata cioè da imponenti forme di degradazione e di accumulo, dovute a movimenti di versante; in queste si possono riconoscere i segni sia delle DGPV sia dei fenomeni franosi più superficiali; all'accumulo di questi ultimi possono in varia misura contribuire i meccanismi del trasporto in acque correnti.

L'evoluzione morfo-neotettonica regionale, tratteg-

giata nel Capitolo precedente, e le caratteristiche litostutturali illustrate nella Tav. 1 f.t., compendiate anche nella relativa Legenda avente carattere esplicativo, suggeriscono ora una chiave interpretativa dei MGV osservati.

I modelli cinematici morfo-gravitativi della precedente figura 2, in base ai quali possono essere spiegate le principali tipologie dei fenomeni franosi ricorrenti e più imponenti, derivano dai modelli tetto-gravitativi a deformazione disgiuntiva, con sistemi di faglie listriche. Essi mettono in evidenza come nelle fosse tettoniche dove le faglie listriche siano superficiali il riequilibrio gravitativo, che unitamente a quello erosivo si contrappone alla «crescita» del rilievo montuoso, possa aver giocato un ruolo fondamentale nella dinamica dei versanti; ciò sia come conseguenza dello stesso approfondimento erosivo delle valli (caso A), sia per effetto di movimenti tettonici lungo faglie ad alto angolo (con formazione di versanti di faglia), che intersechino precedenti faglie listriche (caso B).

Le principali tipologie di movimento che ne derivano sono riconducibili agli scorrimenti planari e rotazionali; questi a loro volta possono in varia misura evolvere in frane complesse di scorrimento → colamento. Sono riconoscibili anche scorrimenti che hanno preso origine non da versanti planari, ma dalla cresta o dall'interfluvio di dorsali; in questi casi, in mancanza degli aspetti morfologici «canonici» dei movimenti franosi, in particolare può mancare la nicchia di distacco, si pongono problemi interpretativi e possono restare alcuni margini di incertezza.

L'alimentazione delle colate, oltre che dai suddetti meccanismi primari ad evoluzione regressiva (verso la scarpata principale), può essere fornita da ampliamenti sui versanti laterali; anche da ciò deriva la forma lobata e/o ramificata delle frane incanalate, che normalmente ricalcano precedenti sistemi vallivi. In particolare, nelle fenomenologie di transizione tra i movimenti di massa ed il trasporto in acque correnti, si deve ammettere che il materiale di frana venga in diversa proporzione alimentato anche da processi erosivi.

I vari parametri in gioco nelle condizioni di equilibrio delle masse rocciose sui versanti, possono essere sintetizzati nei seguenti punti.

– Elevata energia del rilievo (fattore acclività), dovuta sia ai forti dislivelli tettonici in corrispondenza di versanti di faglia (di solito gradinate di faglie), sia alla conseguente ripresa di intensi processi erosivi.

– Caratteristiche lito-stratigrafiche-strutturali (fattori litologia e giacitura) che implicano: a) alternanze, a varia scala, di rocce duttili-impermeabili e fragili-permeabili, con numerose discontinuità, sia stratigrafiche che tettoniche (ed associate fasce cataclastiche); b) frequenti rapporti geometrici, tra versanti e superfici di discontinuità, sfavorevoli alla stabilità (frana-poggio); c) associazioni di discontinuità, talvolta isorientate, talvolta variamente distribuite, che costituiscono potenziali (disposizione a frana-poggio) superfici di movimenti morfo-gravitativi, o possono guidare le superfici di neoformazione.

– Condizioni meteo-climatiche-vegetazionali parti-

colarmente severe, legate all'epoca glaciale ed alla «Piccola Età glaciale».

– Le principali cause innescanti, potendosi tra di loro variamente combinare e interagire con esaltazione degli effetti, sono le seguenti: a) modificazioni delle caratteristiche meccaniche delle rocce, dovute anche ad incremento delle pressioni interstiziali, con conseguente caduta degli attriti; b) spinte idrostatiche, dovute all'infiltrazione di acque meteoriche e/o di ruscellamento superficiale; c) effetti dinamici delle scosse sismiche.

Con queste premesse di carattere generale, la seguente descrizione dei fenomeni franosi potrà essere svolta, su comuni basi metodologiche, in maniera sistematica, sintetica e non ripetitiva; alcune ricostruzioni cinematiche restano peraltro in diversa misura interpretative. L'esposizione verrà, inoltre, articolata in settori ad analoghe caratteristiche morfo-strutturali, che condizionano le diverse tipologie franose, ma seguirà anche criteri comparativi.

Ammettendo che almeno in prima approssimazione le condizioni climatiche siano omogenee su tutta l'area di studio e non consentendo, inoltre, le conoscenze attuali di ipotizzare una diversa risposta sismica dei versanti rispetto ai fenomeni franosi, saranno analizzati ed enfatizzati soprattutto i rapporti fattori/tipologie nei vari settori morfo-lito-strutturali presi in considerazione. Si deve infine aggiungere che, ancora in accordo con il carattere di questa nota, sono stati cartografati soltanto i movimenti gravitativi di versante più significativi, tralasciando anche i lembi residuali di coperture antiche che hanno ormai perduto almeno in parte la loro identità morfologica di fenomeno franoso.

#### *Settore di confluenza tra il Fiume Magra e il Torrente Cisolagna*

In questo settore sono compresi i versanti nord-occidentale e nord-orientale di M. Croce del Bastione (versante destro rispettivamente del T. Cisolagna e del F. Magra), quasi interamente occupati da due grandi paleofrane, che sono state descritte congiuntamente per contiguità areale e per la reciproca interferenza, anche se la loro situazione morfo-lito-strutturale ed evolutiva è nettamente differenziata.

Per meglio comprendere le diverse fenomenologie delle due frane ed i loro rapporti, occorre richiamare il fatto che la Valle del F. Magra è longitudinale e la sua evoluzione è stata controllata dalla tettonica, mentre quella del T. Cisolagna risulta presumibilmente impostata su un sistema di fratture connesse alle linee tettoniche trasversali e deve essenzialmente ai processi erosivi la sua genesi. L'approfondimento di quest'ultima è inoltre probabilmente legato e successivo alla creazione del dislivello della fossa tettonica del F. Magra; la stessa successione temporale può pertanto essere ipotizzata per i due rispettivi fenomeni franosi. Ciò sembra confermato dai rapporti di precedenza tra le due frane, con quella del Cisolagna che è posteriore a quella del Magra, in quanto il margine della prima interrompe quello della seconda.



Fig. 3 - La paleofrana sul versante destro del T. Cisolagna, vista dal versante sinistro; è da notare come la corona sia pressoché corrispondente alla sommità del versante. A sinistra della foto si osserva la parte frontale del movimento franoso situato sull'opposto versante (fuori dell'area di studio); è degno di nota il contrasto di antropizzazione sulle due paleofrane.

La *Paleofrana del T. Cisolagna* (fig. 3), già descritta ("fenomeni di tipo rock slide, rock block slide e rock slump") in D'Amato Avanzi e Puccinelli (1989), ha preso origine da un versante costituito dal Flysch ad Elmintoidi (CS<sub>3</sub>, 2), con giacitura in generale conforme a quella del pendio; è presumibile che il movimento sia avvenuto lungo più superfici di scorrimento, blandamente rotazionali, che hanno utilizzato il sistema di discontinuità stratigrafiche e strutturali tra loro intersecantisi, tagliando una serie di dorsali comprese tra gli affluenti (di tipo conseguente) del T. Cisolagna.

Al piede della frana, secondo Nardi et al. (1990), affiora il substrato reinciso da una limitata scarpata<sup>3)</sup>, che testimonia la prosecuzione dell'erosione fluviale successiva alla frana e, nello stesso tempo, la cessazione del movimento gravitativo, ad esclusione di un limitato tratto nella parte mediana del suo fronte, che raggiunge il fondovalle. Il corpo di frana viene così a trovarsi in una posizione, sopraelevata rispetto al talweg, che possiamo definire «pensile»; situazioni analoghe sono state in effetti da noi osservate in un'ampia casistica regionale, con esempi ancora più significativi, che rispecchia questo tipo di evoluzione dei versanti. Proponiamo pertanto di introdurre questa definizione qualora non sia già in uso, al contrario di quanto a nostra conoscenza, oltretutto per il seguito di questa nota, anche nella corrente terminologia geomorfologica.

La situazione originaria del versante, sul quale si è sviluppata la paleofrana della Val di Magra, che per comodità espositiva denominiamo di Aulla<sup>4)</sup> (Fig. 4), era presumibilmente diversa da quella del T. Cisolagna.

Nel secondo caso infatti l'intero versante, salvo un limitato tratto presso la confluenza nel F. Magra, doveva essere costituito dal Flysch ad Elmintoidi (CS<sub>3</sub>, 2), mentre nel primo caso alla base del versante affiorava con ogni probabilità un complesso argillitico; ciò è avvalorato, non solo dalle indicazioni indirette derivanti dalle caratteristiche dei due fenomeni franosi, ma anche dalla Carta geologica di Monteforti e Raggi (1975), che riportano questo orizzonte, geometricamente sottostante all'Unità CS<sub>3</sub>, 2, come «Brecce poligeniche e sedimentarie» (br).

Tali rapporti di sovrapposizione tra Unità Litotecniche (U.L.) a differente comportamento meccanico-idraulico, intersecate dal sistema di faglie bordiere della fossa tettonica (gradinata di faglie listriche conformi), nel modello morfo-evolutivo proposto comportano una forte instabilità del versante e ne giustificano il coinvolgimento nell'imponente fenomeno franoso; nel caso specifico, l'alluvionamento recente ed attuale, da parte del F. Magra, ha seppellito il fronte della frana, mascherandone in parte i caratteri morfologici distintivi.

L'aspetto generale in entrambi i casi è quello di fenomeni franosi poco evoluti, che non modificano sostanzialmente la precedente forma d'insieme del versante, assimilabile ad una «faccetta triangolare», ed è probabilmente per questo che sono stati paragonati o considerati come «versanti di faglia» (op. cit.). Le caratteristiche morfologiche del «versante» prospiciente la Val di Magra sono peraltro maggiormente di tipo «gravitativo», come mostra la foto della Figura 4; in ciò soprattutto, se si tiene inoltre conto della parte frontale sepolta, trova una spiegazione la

<sup>3)</sup> Ciò è in contraddizione con lo schema morfologico e con la descrizione in D'Amato Avanzi e Puccinelli, 1989.

<sup>4)</sup> Tale fenomeno franoso, al contrario di quello del T. Cisolagna, non era stato considerato come tale dagli Autori sopracitati, ma come un «tipico versante di faglia».

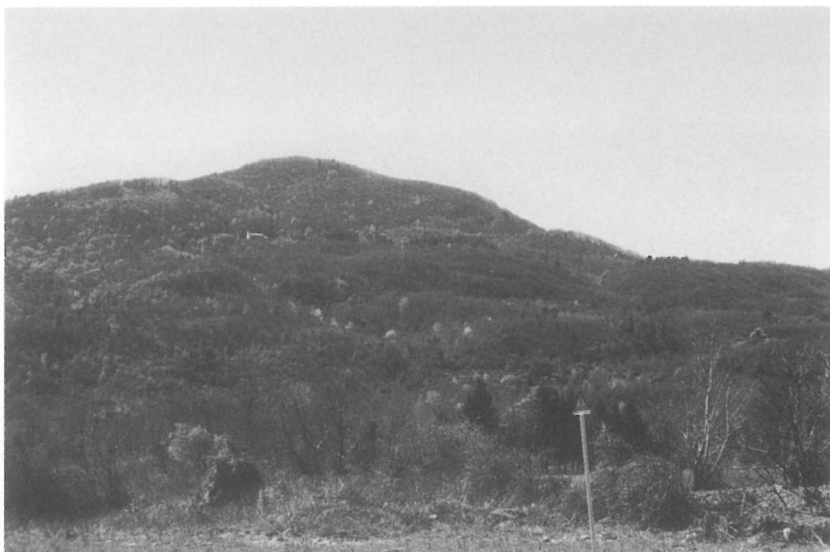


Fig. 4 - La paleofrana di Aulla, sul versante nord-orientale di M. Croce del Bastione vista da NE, con evidenti segni della morfogenesi gravitativa.

diversità della nostra interpretazione rispetto a quella dei sopracitati Autori.

È degna di nota ai fini di una valutazione dello stato di attività delle due paleofrane, anche se l'argomento non viene qui sviluppato, la loro scarsa antropizzazione.

#### *Valle del Fiume Magra tra Aulla e S. Stefano M.*

Il tratto che costituisce il raccordo tra l'alta e la bassa Val di Magra è impostato in una profonda reincisione di questo corso d'acqua, in corrispondenza della fascia di deformazione tettonica trasversale La Spezia-Reggio E..

È già stato osservato, da Federici (1973), da Raggi (1985) e da D'Amato Avanzi e Puccinelli (1989), che in questo tratto la valle presenta alcuni caratteri giovanili, derivanti dalla sua probabile recente evoluzione per fenomeni di antecedenza; il che ci trova concordi, ma a nostro avviso è da verificare l'ipotesi epigenetica dei meandri incastrati, che caratterizzano questo tronco fluviale. Il tema sarebbe di estremo interesse, anche per l'interpretazione dei fenomeni franosi ma, anche in questo caso, il carattere preliminare della nota non ci consente un suo approfondimento.

Nel territorio del Comune di Podenzana, sul versante sud-orientale del M. Croce del Bastione (versante destro del F. Magra), sono stati già descritti grandi fenomeni franosi (D'Amato Avanzi e Puccinelli, 1989), cui gli Autori attribuiscono caratteristiche più o meno evidenti di DGPV, al contrario di quelli situati sull'altro versante dell'interfluvio. Dal loro confronto si possono cogliere indubbie analogie, per esempio meccanismi legati alle fasce di deformazione trasversali, ma anche differenze tra i fattori lito-strutturali, che si riflettono manifestamente nei loro aspetti morfologici.

I caratteri distintivi delle paleofrane della Val di Magra (fig. 5) rispetto a quella del T. Cisolagna, quest'ultima classificabile come scorrimento di roccia in blocco (*rock block slide*), possono essere così riassunti: si tratta di un movimento franoso complesso, tipo scorrimento → colata, originato dalla sovrapposizione di una formazione geologica competente-permeabile (CS<sub>3</sub> 2) su di un substrato duttile-impermeabile; anche la forma di insieme, allungata e tendente ad espandersi sul fondovalle, oltre a quelle a scala minore, differisce nettamente da quella della *Paleofrana del T. Cisolagna* dove si possono riscontrare analogie con un versante di faglia.

Nel tratto più a valle del versante destro (territorio di Albiano), le tipologie cambiano sostanzialmente, in relazione ad una diversa combinazione dei fattori lito-strutturali; vi sono stati infatti ipotizzati anche scorrimenti rotazionali, che taglino contrafforti interposti ad una idrografia di tipo conseguente. Restano comunque alcune incertezze di interpretazione, probabilmente per due opposti motivi: a forme molto evolute, che modificano e mascherano le caratteristiche dei movimenti gravitativi, si contrappongono infatti forme che rispecchiano fenomeni di scorrimento incipiente, non ancora ben espressi.

Anche nel tratto intermedio rimangono parzialmente irrisolti i problemi (trasporto in massa o fluviale?) relativi agli estesi «depositi» che, nello schema lito-strutturale, sono stati inseriti nelle forme-processi di transizione tra i colamenti ed i depositi alluvionali-colluviali, come fenomeni di convergenza morfologica.

Saranno quindi necessarie ulteriori indagini, locali e regionali, per un approfondimento di queste tematiche, che rivestono un notevole interesse, sia per le deformazioni gravitative profonde di versante, sia per le suddette fenomenologie di transizione tra il trasporto gravitativo in massa e quello in acque correnti.

Le tre grandi paleofrane, che arrivano al fondovalle del versante sinistro, vengono di seguito denomina-



Fig. 5 - Panoramica del versante sud-orientale di M. Croce del Bastione (versante destro della Val di Magra), con le paleofrane del territorio di Podenzana; sono da notare le estese forme spianate, dovute ad un marcato rimodellamento antropico.

te: «*M. della Liccia*», «*M. Porro*» e «*Caprigliola*», a partire da monte verso valle; esse hanno prevalente carattere di colate (con planimetria allungata e che si apre a ventaglio sul fondovalle), che si adattano longitudinalmente al contatto per sovrascorrimento tettonico o per faglia tra il Macigno (CS<sub>3</sub>, 4) e varie U.L. appartenenti alle Liguridi s.l., o tra formazioni diverse delle Liguridi stesse. Le differenze dipendono quindi essenzialmente dal tipo di meccanismo primario, dal quale prendono origine le colate e che a sua volta ne condiziona il tipo di evoluzione; questa in genere è regressiva con una componente di alimentazione laterale di diversa entità.

Dal confronto tra la *Paleofrana di M. della Liccia* (fig. 6) e quella di *M. Porro* (fig. 7) risulta che la prima è stata interessata da un rimodellamento più

marcato, come è evidenziato in particolare dalla sua parte frontale, sulla quale si è esercitata l'erosione laterale del F. Magra. Ciò significa, in altri termini, che la *Paleofrana di M. della Liccia* si trova in uno stadio evolutivo più avanzato di quella di *M. Porro*. La foto della figura 8 evidenzia l'intensa antropizzazione della frana di Caprigliola; essa mette inoltre in risalto le forme di erosione della vicina Valle del Can.le dei Molini, in contrasto con quelle gravitative della paleofrana.

#### *Bassa Valle del Fiume Vara e del Fiume Magra*

Questa zona comprende i due versanti sinistri delle Valli del F. Vara (a monte) e del F. Magra, tra loro



Fig. 6 - La paleofrana di M. della Liccia, vista da Podenzana.





Fig. 7 - La paleofrana di M. Porro, vista da Podenzana.



Fig. 8 - La paleofrana di Caprigliola, il cui abitato è osservabile a sinistra della foto, vista dall'opposto versante; è da notare la profonda incisione del Can.le dei Molini che, per confronto, mette in evidenza le nette differenze tra le forme di erosione e quelle gravitative.

allineati e separati dal tratto trasversale di quest'ultima, che corrisponde alla linea tettonica La Spezia-Reggio Emilia.

È già stato osservato (Federici, 1980) come, in generale, le linee tettoniche trasversali sembrano riflettersi maggiormente sugli elementi morfologici che non sui lineamenti geologici-strutturali; questi ultimi infatti si raccordano nell'insieme sugli opposti versanti della Val di Magra.

Quello che differenzia invece le due zone in modo significativo, anche per le implicazioni sulla franosità dei versanti, è lo spessore delle varie formazioni (e delle corrispondenti U.L.) che costituiscono la successione stratigrafica-strutturale e, ancora più importante, la diversa disposizione delle varie Unità

Litotecniche a differenti proprietà meccaniche-idrauliche, rispetto ai principali elementi morfologici (versanti, dorsali, valli, spartiacque, talweg, etc.); è importante inoltre sottolineare che il crinale corre in gran parte lungo la formazione del Macigno ( $CS_3, 4$ ) nel settore della *Paleofrana di Carignano*, mentre negli altri settori corrisponde prevalentemente alle Argille e calcari ( $S_3, C_4$ ). Ciò determina situazioni lito-strutturali differenziate nella fascia sommitale dei versanti dove si sviluppano i meccanismi primari, attraverso i quali vengono più in basso alimentate le colate nelle frane complesse, quali sono in generale le paleofrane di cui si tratta.

L'analogia maggiormente degna di nota tra le paleofrane situate sui due suddetti versanti è il fatto che le



Fig. 9 - Veduta parziale del «bacino di alimentazione» della paleofrana di Bolano, vista da WSW.

«lingue» delle colate hanno in genere un «bacino di alimentazione» molto ampio (vedi ad esempio quello della *Paleofrana di Bolano* nella fig. 9), spesso composto da più nicchie di distacco, in varia misura rimodellate, disposte ad anfiteatro.

Un'ultima osservazione riguarda l'allungamento delle colate rispetto alle direzioni strutturali: sul versante della Val di Vara esse si sviluppano prevalentemente in direzione trasversale, mentre su quello della Val di Magra la direzione è prevalentemente longitudinale o in varia misura obliqua.

Nella fascia medio-superiore del versante sinistro della Val di Vara, è in netto risalto la sopraddetta paleofrana, denominata di Bolano, che occupa gran parte del bacino idrografico del R. di Ceparana; da tale corrispondenza planimetrica deriva appunto la definizione di «bacino di alimentazione delle colate» sopra adottata.

Nella fascia basale si sviluppano invece tipologie franose riferibili ai colamenti, con transizioni al trasporto in acque correnti.

L'evoluzione morfologica di questo settore si è verosimilmente compiuta, secondo la nostra interpretazione, in due fasi.

– In una prima fase si sono sviluppati, nella fascia superiore del versante, meccanismi di scorrimento legati alla sovrapposizione, o quasi-giustapposizione, per sovrascorrimento tettonico o per faglia diretta, di un complesso litologico ad elevata componente argillitica (costituito dalle Unità tettoniche sub-liguri e liguri) sulle arenarie Macigno (CS<sub>3</sub>, 4); ciò ha generato accumuli di frana facilmente plasticizzabili, che sono quindi evoluti in grandi colate, incanalate nel sottostante sistema vallivo. I movimenti primari si sono probabilmente realizzati secondo due modalità: sia con tipologie complesse (scorrimenti planari e rotazionali, scivolamenti di cunei rocciosi, etc.),

che a tratti hanno prodotto l'arretramento di versanti di faglia planari, sia utilizzando superfici rotazionali, che hanno tagliato rilievi conformati a contrafforti.

– La seconda fase presuppone una ripresa dei fenomeni erosivi in seguito a sollevamenti neotettonici, con re-incisione anche dei precedenti corpi di frana e formazione di una nuova rete di canali e vallecole, più gerarchizzata, anche se «disordinata», in terreni facilmente erodibili, anche per la loro frequente posizione su scarpate di degradazione. In questo nuovo paesaggio deve essersi creato l'insieme dei parametri favorevoli alle fenomenologie, che abbiamo precedentemente definito come un «continuum tra i meccanismi di trasporto gravitativo e quelli in acque correnti incanalate». Anche le scarse e non sistematiche osservazioni sedimentologiche compiute in proposito confermano una componente di trasporto in massa, in «accumuli» per altri aspetti attribuibili ai depositi fluviali.

Il risultato finale sembra essere quello di due «ordini» di accumuli gravitativi incanalati, con tipologie di colate, che configurano una morfologia a «terrazzi incastrati». Anche in questo caso e sulla base di altri numerosi esempi riscontrabili a scala regionale, viene suggerita una nuova, o da noi ritenuta tale, definizione («frane incastrate») che rientra nelle fenomenologie di convergenza morfologica.

Sul versante sinistro della Val di Magra si individuano due grandi paleofrane, situate negli ampi impluvi da cui hanno origine i bacini fluviali del T. Amola e di uno dei due rami principali del T. Calcondola; esse vengono di seguito indicate rispettivamente con il nome dei due centri abitati di Falcinello, fuori della frana, e di Carignano che invece, secondo la nostra ricostruzione, ne fa parte.

Numerosi sono anche i lembi residuali di paleofra-



Fig. 10 - La paleofrana di Carignano, vista longitudinale.

ne, smembrate da successivi fenomeni erosivi; essi sono distribuiti su gran parte del versante ed in particolare, oltretutto nel bacino del T. Amola, in quello del R. del Ghiaretolo (Baldacci et al., 1996).

La *Paleofrana di Falcinello* si presenta in realtà, non come un elemento morfologico unitario, ma come un fenomeno complesso (idem), non facilmente decifrabile, verosimilmente a causa della sua lunga storia di rimodellamento naturale ed antropico; ed è per questo che erano inizialmente rimasti alcuni margini di incertezza sulla sua natura di MGV antico, giunto ormai allo stadio finale della sua evoluzione e quindi nell'insieme inattivo o, per contro, sulla possibilità di una sua rimobilizzazione retrogressiva (presenza di trincee il cui stato di attività è mal valutabile).

Le successive osservazioni specifiche sulla *Paleofrana di Carignano*, nel generale contesto regionale di evoluzione morfo-gravitativa dei versanti, ci hanno consentito di avvalorare le conclusioni cui eravamo giunti.

La seconda appare infatti come emblematica (fig. 10) del tipo di frana complessa, con una grande colata che trae origine non già da una singola, per quanto ampia, nicchia di distacco, ma da un insieme di nicchie (o comunque zone) di distacco minori, disposte ad anfiteatro (come quelli glaciali), che è stato in precedenza definito come «bacino di alimentazione» della lingua di frana.

I meccanismi regressivi che alimentano la colata sembrano essere prevalentemente di tipo scorrimento rotazionale, con debole basculamento verso monte di blocchi rocciosi; le irregolarità e le contropendenze che debbono esserne derivate, sono state regolarizzate dal rimodellamento antropico in forme terrazzate (terrazzi di frana).

Movimenti gravitativi di versante si sono sviluppati anche a partire dalle opposte sponde della colata principale, ampliando lateralmente nell'insieme la paleofrana in forme complesse; a ciò corrisponde però

un marcato restringimento nella parte mediana della colata, come è ben evidente nell'immagine della Figura 10.

Per quanto la paleofrana sia stata soggetta ad un accentuato rimodellamento, sono ancora osservabili indicazioni di un'evoluzione progressiva, oltre a quelle regressiva e laterale sopra descritte.

In definitiva, quanto precedentemente esposto circa le caratteristiche lito-strutturali delle due paleofrane, considerandone inoltre la comune evoluzione morfo-neotettonica, ci porta alla conclusione che la *Paleofrana di Falcinello* rappresenti un movimento gravitativo di versante nella fase finale di un'evoluzione, passata anche attraverso uno stadio che oggi è «fotografato» dalla *Paleofrana di Carignano*.

#### CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Da tutto quanto precedentemente esposto emerge che il modellamento dei versanti, nelle fasi morfogenetiche che hanno dato origine ai bacini intermontani dell'Appennino ligure-toscano, è stato fortemente condizionato dai movimenti gravitativi. Appare anche evidente che i due processi sono tra di loro strettamente connessi e che, a loro volta, essi sono l'espressione superficiale delle deformazioni estensionali tetto-gravitative, che nel Pleistocene hanno portato ad un generale sollevamento (o comunque creato accentuati dislivelli tettonici) della catena.

L'ulteriore rapporto di causa-effetto tra sollevamenti e condizioni climatiche, nonché tra movimenti tettonici ed attività sismica, giustifica l'intensa dinamica dei versanti nel periodo di cui si tratta.

Combinando il tipo di MGV e l'età (Pleistocene-Olocene?) nella quale si sono realizzati, si deve dedurre che gli imponenti accumuli di frana osservati nell'area di studio rientrano nella categoria delle «paleofrane».

Le strutture a faglie listriche dei «semi-graben», successivamente tagliate da faglie dirette ad alto angolo (secondo la ricostruzione di Carmignani e Kligfield, 1990), unitamente alle caratteristiche meccanico-idrauliche dei *multilayers* litologici, hanno notevolmente favorito i fenomeni franosi, condizionandone le tipologie, che vanno dalle deformazioni gravitative profonde di versante ai movimenti visco-plastici superficiali propri delle colate.

Nei processi di degradazione, attraverso i quali sono stati riequilibrati i forti dislivelli morfologici ad elevata energia del rilievo, hanno giocato un importante ruolo anche il trasporto in acque correnti e, presumibilmente, anche quelli che si collocano in un *continuum* tra quest'ultimo ed i movimenti gravitativi di versante.

Riteniamo che il quadro morfo-evolutivo prospettato (oltre agli altrettanto importanti fattori spazio-temporali di scala) possa contribuire alla spiegazione di uno dei più controversi aspetti delle problematiche inerenti le DGPV, e cioè quello del limite tra questi fenomeni e la tettonica.

Quanto più superficiali sono i sistemi di faglie listriche, originariamente e/o col procedere dello smantellamento del rilievo, tanto più esse interagiscono con la dinamica dei versanti, fino ad evolvere in potenziali superfici di scorrimento morfo-gravitativo, quando intersecano la superficie topografica.

Circa lo stato e le modalità di attività delle paleofrane, per quanto l'argomento non rientri negli scopi di questo lavoro, l'importanza pratica di una loro valutazione ci induce a formulare alcune osservazioni conclusive, che comunque possono avere soltanto il valore di una ipotesi di lavoro per ulteriori studi e ricerche.

Discutendo la possibilità di una riattivazione di porzioni più o meno grandi delle paleofrane e dei loro eventuali meccanismi, D'Amato Avanzi e Puccinelli (1989), che non fanno peraltro esplicito riferimento a questa categoria, così si esprimono: «Tuttavia la permanenza della maggior parte delle cause illustrate non esclude la possibilità che aumenti l'estensione delle aree interessate dalle deformazioni e l'eventualità che alcuni dei fenomeni osservati evolvano verso il collasso».

Pur accettando queste conclusioni, si deve d'altra parte osservare che l'evoluzione morfologica successiva alle paleofrane, spesso con un loro notevole rimodellamento, tende a ristabilire un «equilibrio topografico» e che la riduzione di acclività dei versanti può trasformare giaciture di frana-poggio in contro-poggio.

Ultimo, ma non meno importante, è il fatto che l'attuale fase meteo-climatico-vegetazionale differisce sostanzialmente dalle condizioni presumibilmente di reistasia, nelle quali le paleofrane si sono originate.

Il problema scientifico generale è comunque di difficile soluzione, se non irrisolvibile con accettabili margini di errore, in quanto rientra nel campo dei sistemi naturali complessi, che si svolgono alla sca-

la dei tempi geologici d'ordine di grandezza diverso da quelli storici. Soltanto in alcuni casi pratici, la mitigazione dei rischi e lo scongiuramento delle grandi catastrofi naturali possono essere perseguiti attraverso il concorso delle molteplici discipline interessate, con l'ausilio anche di osservazioni e misure strumentali.

#### BIBLIOGRAFIA

- Baldacci, F., Petresi, A., Serani, A. e Trivellini, M., 1996. Condizioni di stabilità dei centri abitati di Ponzano Superiore, Falcinello e del loro territorio (Provincia della Spezia). Mem. Accad. Lunig. Sci. «G. Capellini», Vol. LXIV-LXV 1994-1995: 7-32.
- Bartolini, C. et al., 1982. Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative. Boll. Soc. geol. ital., 101: 523-549.
- Bernini, M., 1991. Le strutture estensionali della Lunigiana: proposta di un modello deformativo. Atti ticin. Sci. Terra, 34: note brevi, 29-38.
- Bernini, M. e Lasagna, S., 1988. Rilevamento geologico e analisi strutturale del bacino dell'alta Val di Magra tra M.Orsaro e Pontremoli (App. sett.). Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem. (Ser. A), 95: 139-183.
- Boccaletti, M. e Coli, M., 1983. La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione. Mem. Soc. geol. ital., n° 25: 51-62.
- Carmignani, L. e Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. Tectonics, 9: N° 6, 1275-1303.
- Carmignani, L., Cerrina Feroni, A., Del Tredici, S., Fantozzi, P.L., Giglia, G., Martinelli, P., Meccheri, M. e Robbiano, A., 1992. Considerazioni sul profilo La Spezia - Reggio Emilia. Studi geol. camerti. vol. spec., (1992/2). Appendice, CROP-1A: 17-29.
- D'Amato Avanzi, G. e Puccinelli, A., 1988. Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in Val di Magra fra Aulla e Villafranca in Lunigiana. Mem. Accad. Lunig. Sci. «G. Capellini», vol. LVII - LVIII: 27-41.
- D'Amato Avanzi, G. e Puccinelli, A., 1989. Geologia e franosità del territorio di Aulla. Boll. Museo St. Nat. Lunigiana: 6-7, 21-27, Aulla.
- D'Amato Avanzi, G. e Puccinelli, A., 1991. La franosità nei sedimenti neogenici e quaternari: i casi di Toiano, Casciana Alta, Morrona, Volterra, Montecatini Val di Cecina, Pomarance, Querceto (Provincia di Pisa). Estratto dal volume: La gestione delle aree franose collinari argillose e sabbiose. Edizioni delle Autonomie s.r.l., Roma.
- D'Amato Avanzi, G., Mazzanti, G. e Puccinelli, A., 1995. Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'area a nord-ovest di Bagnone (Massa Carrara). Mem. Soc. geol. ital., 50: 109-121, 9ff.
- Eva, C., Giglia, G., Graziano, F. e Merlanti, F., 1978. Seismicity and its relation with surface structures in the North Western Apennines. Boll. Geofis. teor. appl., 20: 7-9.
- Fanucci, F. e Nosengo, S., 1979. Rapporti tra neotettonica e fenomeni morfogenetici del versante marittimo dell'Appennino Ligure e del margine continentale. Boll. Soc. geol. ital., 96: 41-51.
- Fazzini, P. e Gelmini, R., 1983. Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 24: 299-309, 4ff.
- Federici, P.R., 1973. La tettonica recente dell'Appennino: 1) Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane. Boll. Soc. geol. ital., 2: 287-301.
- Federici, P.R., 1978. La tettonica recente dell'Appennino: 2) Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (alta Val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche. Gruppo di studio del Quaternario padano. Quaderno N° 4: 121-132.
- Federici, P.R., 1980. Note illustrative della neotettonica del foglio 95-La Spezia e del margine meridionale del foglio 84-Pontremoli. C.N.R. - Prog. Final. Geod. sottoprogetto neotetto-

- nica. Estratto da: Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. Pubbl. N° 356.
- Gibbs, A.D., 1984. Balanced cross section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. struct. Geol.*, 5: N°2, 153-160, 1983.
- Monteforti, B. e Raggi, G., 1975. Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94: 927-943.
- Nardi, R., Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G. e Caredio, F., 1990. Carta della Franosità della Lunigiana (Massa Carrara) degli elementi: Podenzana e Barbarasco (scala 1:10.000). *Dip. Sci. Terra., Univ. di Pisa-G.A.*: 34 -36.
- Nardi, R., Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G., Pellegrino, G. e Biserna, A., 1990. Carta della Franosità della Lunigiana (Massa Carrara) degli elementi: Terrarossa e Aulla (scala 1:10.000). *Dip. Sci. Terra., Univ. di Pisa-G.A.*: 35-37.
- Platt, J. P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. of America. Bull.*, 97: 1037-1053, 9 figg..
- Raggi, G., 1985. Neotettonica ed evoluzione paleogeografica Plio-Pleistocenica del bacino del Fiume Magra. *Mem. Soc. geol. ital.*: 35-62.
- Sestini, A., 1937. Discordanza tra orografia e idrografia nell'Appennino Ligure. *Riv. geog. ital.*, 44.
- Taramelli, T., 1899. Di alcune valli epigenetiche. 3° Cong. geog. ital., 12/17/1898, Firenze.

*(ms. pres. il 14 maggio 1997; ult. bozze il 17 settembre 1997)*

## TAV 1 - SCHEMA LITO-STRUTTURALE

UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE	UNITA' LITOTECNICHE (U.L.)		UNITA' IDROGEOLOGICHE (U.I.)	
	Aree pianeggianti	FRANOSITA' Crescente →	Im	PERMEABILITA' Crescente →
<b>QUATERNARIO</b> <b>At</b> - Depositi alluvionali attuali e recenti; <b>At</b> - idem, terrazzati, talvolta con una componente originata da trasporto in massa. <b>cs</b> - Coperture superficiali detritiche colluviali - eluviali e accumuli di frana e di paleofrana: accumuli eterometrici di composizione variabile, costituiti da frammenti litoidi in matrice argillitica di solito abbondante. <b>fl</b> - Depositi fluviolacustri costituiti alla base da argille ed argille sabbiose con intercalazioni di ghiaie poligeniche che verso l'alto diventano largamente prevalenti.	I			P 1
<b>UNITA' DEL GOTTERO</b> <b>aG</b> - Arenarie del Gottero: sequenze torbiditiche arenaceo - pelitiche costituite da arenarie quarzoso - feldspatiche, argilliti e siltiti in strati medi e spessi; frequenti gli strati arenacei amalgamati. <b>ap</b> - Argille a palombini: alternanza regolare di torbiditi calcarei in strati medi e di emipelagiti in strati medi e spessi.		I - SaP 1	P 2	
<b>UNITA' DI OTTONE - S. STEFANO</b> <b>aMV</b> - Argilliti a blocchi di M.Veri con olistoliti di serpentiniti ( $\Sigma$ ): breccie a matrice argillitica, con clasti di calcari silicei ed olistoliti ofiolitiche. <b>fH</b> - Flysch ad Elmintoidi di Ottone - S. Stefano: sequenze torbiditiche di calcareniti, calcari, calcari marnosi e marne con subordinate argilliti. <b>cb</b> - Complesso di base: <i>Arenarie di Casanova</i> : sequenze torbiditiche arenacee con intercalazioni ed interstrati di siltiti ed argilliti. <i>Breccie di S.Maria</i> : breccie poligeniche con matrice argillitico - siltitica.	C S 1	I - P	Im 2	P 3
<b>UNITA' DI CANETOLO</b> <b>cd</b> - Complesso detritico: <i>Arenarie di Petrignacola</i> : strati e banchi arenacei con discontinui livelli conglomeratici. <i>Arenarie di Ponte Bratica</i> : sequenze torbiditiche di arenarie fini e marne siltose. <b>ac</b> - Argille e calcari: argilliti scure, fissili, con intercalazioni di strati calcarei e siltitici spesso in giacitura caotica.		S <sub>s</sub> C 1	Im 3	sd 1
<b>UNITA' DELLA FALDA TOSCANA</b> <b>mg</b> - Macigno: sequenze torbiditiche di grossi banchi di arenarie con sottili intercalazioni o interstrati di argilliti siltose.		S <sub>s</sub> C 2	Im 4	sd 2
	C S 2			sd 3
		C-S <sub>s</sub> 1		
		S <sub>s</sub> C 3	Im 5	
	C S 3			sd 4
		C-S <sub>s</sub> 2		sd 5
		S <sub>s</sub> C 4	Im 6	
	C S 4			sd 6

- Le scale della franosità e della permeabilità, basate sulle prevalenti rispettive caratteristiche dei litotipi costituenti e delle loro associazioni, sono del tutto qualitative.

- Ciascuna U. L. viene identificata da una sigla alfanumerica (ad es. C S<sub>s</sub> 1) che ne esprime la Classificazione, in base alle caratteristiche meccaniche dei litotipi componenti (lettere e numeri a pedice), ed il numero di ordine che indica la posizione di Unità analoghe nella successione stratigrafica - strutturale. Nelle associazioni di litotipi a diverse caratteristiche meccaniche, l'anteponizione del simbolo esprime la prevalenza del litotipo corrispondente, mentre il trattino ne indica all'incirca l'equivalenza.

- Ciascuna U.I. viene identificata da una sigla alfanumerica (ad es. sd 3), che ne esprime il tipo (o il prevalente tipo) di permeabilità (lettere) e la posizione nella successione stratigrafica - strutturale.

**CARATTERISTICHE MECCANICHE DELLE ROCCE:** C - Coerenti; S - Semicoerenti: 1. per scarsa cementazione; 2. per fratturazione; 3. per elevata fissilità; I - Incoerenti; P - Pseudocoerenti.

**TIPO DI PERMEABILITÀ:** P - Primaria; Sd' - Secondaria decrescente

Im - impermeabile

**LEGENDA** a - Faglie dirette; b - Sovrascorrimenti tettonici; c - Superfici (o presunte superfici) di scorrimento e trincee. **Paleofrane e/o DPGV** (vedi testo): 1. Scivolamenti di roccia in blocco; 2. Frane complesse, in genere di scorrimento → colamento: 2a - prevalentemente in ammassi rocciosi; 2b - prevalentemente in terreni sciolti; 3. Masse rocciose (con figurato delle formazioni coinvolte) dislocate con prevalenti meccanismi di scorrimento; 4. Colamenti, con meccanismi di transizione dal trasporto in massa a quello in acque correnti.

