

**RAPPORTI TRA DEFORMAZIONI FRAGILI PLIO-QUATERNARIE E MORFOGENESI GRAVITATIVA
NELLA FASCIA ALTO-COLLINARE DELLE MARCHE CENTRO-MERIDIONALI**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 421
ABSTRACT	" 421
LINEAMENTI GEOGRAFICI E SCOPO DEL LAVORO	" 421
GENERALITA' E LINEAMENTI STRATI- GRAFICO-STRUTTURALI	" 422
Osservazioni geologiche e discussione	" 425
Evidenze stratigrafiche	" 425
Fratturazione dei corpi rocciosi	" 426
EVIDENZE GEOMORFOLOGICHE E DI- SCUSSIONE	" 427
Assetto geomorfologico	" 427
Elementi geomorfologici lineari	" 429
La rete idrografica	" 429
Le scarpate strutturali	" 430
Aspetti morfodinamici	" 430
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	" 433
BIBLIOGRAFIA	" 434

RIASSUNTO

La presente nota analizza i principali lineamenti morfostrutturali e morfodinamici dei rilievi alto-collinari delle Marche centro-meridionali, scolpiti nelle unità litoidi plioceniche (trasgressive sulle meno resistenti torbiditi pelitico-arenacee messiniane) dove i fenomeni gravitativi, passati e in atto, assumono un ruolo fondamentale nell'evoluzione geomorfologica dell'area.

I fattori predisponenti e di controllo di tale intensa evoluzione morfodinamica, vengono individuati nel recente sollevamento tettonico dell'area e nell'assetto lito-strutturale del substrato roccioso.

Al primo sono legati i forti dislivelli topografici, gli elevati valori dell'energia del rilievo e l'intensa fratturazione dei corpi rocciosi; quest'ultima, che esercita un forte controllo sui fenomeni gravitativi, è stata generata direttamente dall'attività tettonica nel corso della strutturazione della monoclinale, intensificata da fenomeni di tettonica gravitativa e, a luoghi, esaltata da *joints* puramente gravitativi.

Al secondo fattore è connessa la caratteristica sovrapposizione di corpi rocciosi rigidi (arenarie e calcareniti) su più duttili livelli marnoso-argillosi, disposti a monoclinale; di tali discontinuità stratigrafiche, la superficie di erosione pre-trasgressiva riveste importanza fondamentale, in quanto lungo di essa si realizzano i principali piani e/o zone di scorrimento.

ABSTRACT

The main morphostructural and morphodynamic features of high hills in the central-southern portion of the Marche region are analyzed. The area is modelled on Pliocene lithofacies in transgressive contact over the low resistance pelitic-arenaceous turbidites.

Different development of hills is strongly connected with the tectonic-sedimentary evolution of the area. Very impor-

tant on the same evolution are also the meridian joint-sets, cutting overall the more rigid and thin rock masses.

However, evolutive factors in this area are tectonic-gravitational rock fractures, stratigraphic-structural setting and overall stratigraphic discontinuity surfaces. The pre-transgressive erosional surface is fundamental: along this there main sliding planes and/or shear zones are located.

PAROLE CHIAVE: Monoclinale, Contatto trasgressivo, Neotettonica, Fasci di fratture, Marche centro-meridionali.

KEY WORDS: Monocline, Transgressive contact, Neotectonics, Joints sets, Central-southern Marche.

LINEAMENTI GEOGRAFICI E SCOPO DEL LAVORO

Il territorio marchigiano è stato oggetto, soprattutto negli ultimi due decenni, di numerosi studi geologici a carattere sedimentologico-stratigrafico, strutturale, geomorfologico ed idrogeologico.

Il presente studio geomorfologico prende in considerazione i rilievi alto-collinari delle Marche centro-meridionali, posti 15-20 Km ad oriente della dorsale calcarea dei Monti Sibillini (Appennino centrale) e ricadenti su di un'ampia fascia (circa 150 Km² di estensione) ad essa pressoché parallela, compresa tra i fiumi Tenna e Tronto. E' possibile distinguervi quattro allineamenti orografici principali: A) Penna S. Giovanni/M. S. Martino/M. Falcone; B) Poggio Faete/Force/M. Moro; C) Santa Vittoria in Matenano/Colle della Torre/M. dell'Ascensione; D) Monteleone/Montelparo/Rovetino (Figg. 1 e 2). Questi emergono dal paesaggio circostante per effetto dell'erosione differenziale che li ha scolpiti nelle unità litoidi plioceniche, date in prevalenza da litofacies arenaceo-calcarenitiche disposte a monoclinale con pendenza orientale e trasgressive sulle meno resistenti torbiditi pelitico-arenacee messiniane della *Formazione della Laga*. Lo studio ha messo in evidenza il decisivo condizionamento esercitato dai caratteri stratigrafico-strutturali sull'evoluzione geomorfologica passata, recente e in atto dell'area; detto condizionamento risulta tanto evidente e chiaro, che l'area stessa può essere considerata un importante campione per l'approfondimento di studi e ricerche di geomorfologia strutturale e dinamica.

Accanto all'assetto geomorfologico d'insieme, sono stati analizzati gli elementi geologici e geomorfologici che più direttamente controllano le modificazioni del paesaggio, al fine di definire il ruolo (attivo e/o passivo) dell'attività tettonica nell'evoluzione quaternaria dell'area. Tra i primi, le osservazioni hanno riguardato, in particolare, i rapporti (stratigrafici e/o tettonici) tra i diversi corpi rocciosi e lo stato di fratturazione di questi ultimi; tra i secondi sono stati analizzati il trac-

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

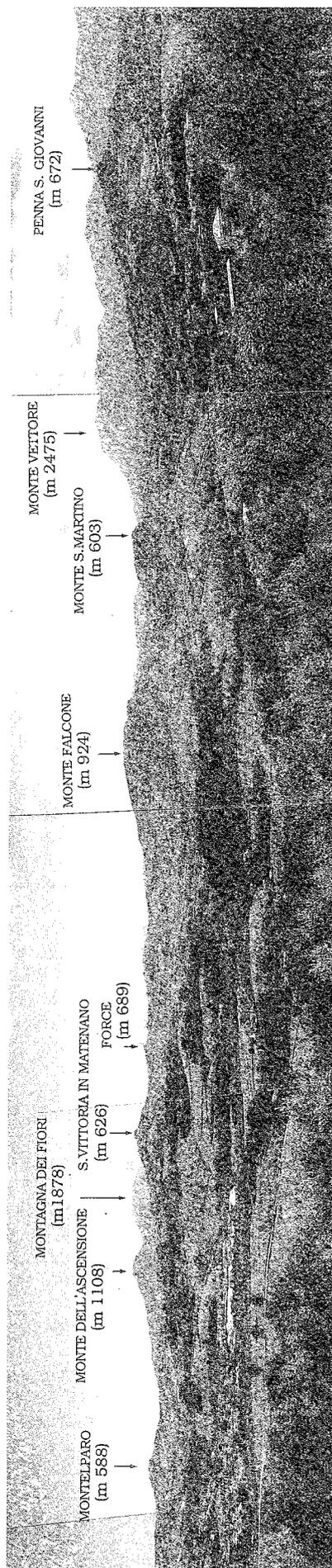


Fig. 1 - Veduta panoramica (da nord) dell'area di studio.

ciato della rete idrografica, la distribuzione e l'orientamento delle scarpate strutturali e le fondamentali condizioni dinamiche dei versanti.

Dopo il completamento delle indagini geomorfologiche in corso, sarà forse possibile ricostruire un più puntuale quadro delle tappe evolutive quaternarie dell'area.

GENERALITA' E LINEAMENTI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

L'area di studio è parte di un vasto bacino sedimentario in cui si è depositata, a partire dal Pliocene inferiore finale e medio (rispettivamente nei tratti settentrionale e meridionale) una sequenza terrigena, trasgressiva sulle sottostanti torbiditi della *Formazione della Laga* (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE, 1986; CARLONI *et alii*, 1990).

La successione litologica (Fig. 3a) nella quale è scolpito il rilievo dell'area, è di norma costituita, dal basso verso l'alto, da: alternanze di arenarie (a diverso grado di cementazione), calcareniti e, in subordine, conglomerati e rari livelli pelitici, attribuibili a depositi di spiaggia emersa, intertidale e sommersa; depositi pelitici di piattaforma, ricchi in macrofossili; peliti entro cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, depositi clastici grossolani. Questi ultimi sono rappresentati da conglomerati poligenici o da sabbie, a geometria lenticolare (corpi canalizzati) e, in subordine, da alternanze pelitico-sabbiose, non canalizzate; i conglomerati, per lo più scarsamente cementati, sono costituiti, in prevalenza, da ciottoli calcareo-marnosi della "Successione umbro-marchigiana" e, meno frequentemente, da elementi della *Formazione della Laga* (CANTALAMESSA *et alii*, 1986).

La strutturazione del substrato pre-trasgressivo si è realizzata essenzialmente nel Pliocene inferiore ed è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti, affioranti o sepolti, ad orientamento nord-sud (Figg. 3b, 4) che interessano i terreni messiniani e premessiniani. L'attività compressiva è proseguita nel Quaternario (sia pure in modo meno intenso) lungo la costa attuale, riattivando le suddette strutture e producendo l'ulteriore sollevamento ed emersione della fascia periadriatica (CENTAMORE *et alii*, 1980; PALTRINIERI *et alii*, 1982; CANTALAMESSA *et alii*, 1987). In questa zona le strutture compressive sarebbero ancora attive, come indicato dalle soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti registrati a largo della costa marchigiana (RIGUZZI *et alii*, 1989). Alla tettonica distensiva è invece connessa la sismicità della più occidentale dorsale appenninica (CALAMITA & PIZZI, 1993), mentre non si hanno ancora dati chiari sui meccanismi focali dei terremoti con epicentri nella fascia alto-collinare in esame.

Al generalizzato sollevamento, che ha interessato l'area in esame a partire dal Pleistocene inferiore (AMBROSETTI *et alii*, 1982), viene connesso l'assetto monoclinale dei sedimenti pliocenici. La loro inclinazione è compresa tra 15° e 20° nell'area in esame e diminuisce progressivamente (fino a 5°) nella fascia costiera orientale (Fig. 3b); anche l'immersione varia passando da ENE a NE. La struttura assume pertanto, in superficie, la configurazione complessiva di una doppia flessura, con concavità rivolta in alto, i cui assi (principale e secondario) sono orientati rispettivamente in direzione circa appenninica ed est-ovest (INVERNIZZI,

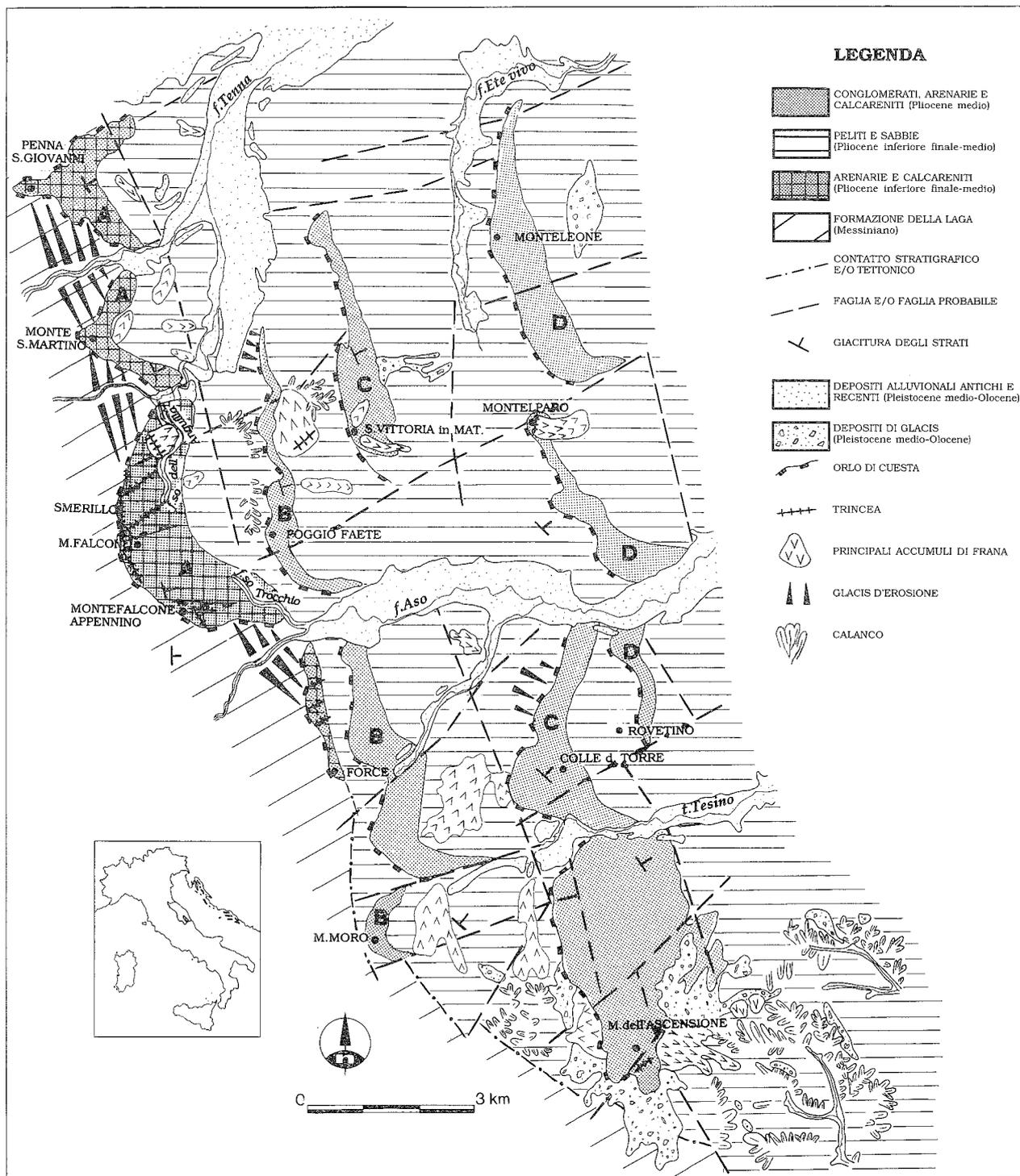


Fig. 2 - Schema geomorfologico dell'area (da CENTAMORE, 1986, modificato); A) B) C) D) allineamenti orografici principali.

1992). E' piú complessa in profondità (DEIANA & PIALI, 1994) (Fig. 3b), visto che i sedimenti del Pliocene inferiore e medio, scompaiono immediatamente ad est dell'area di studio (dove raggiungono oltre 1000 m di quota) e riaffiorano circa 30 Km piú ad oriente in prossimità della costa adriatica (CANTALAMESSA *et alii*, 1987).

La genesi di tale doppia flessurazione viene individuata in sollevamenti differenziati sviluppatisi, sia in direzione antiappenninica che, subordinatamente, in senso circa meridiano, per effetto: del riequilibrio isostatico in relazione alla diversa entità dei raccorciamenti della catena (INVERNIZZI, 1992); dell'attività dei thrusts

profondi, esplicitasi in tempi diversi e con diversi assi di compressione; del condizionamento operato da elementi strutturali trasversali (DRAMIS *et alii*, 1991 e 1993), verosimilmente attivi fino a tempi recenti, nel corso di movimenti verticali ad ampio raggio, indipendenti dall'assetto strutturale del substrato (DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992).

Faglie dirette, il cui rigetto verticale massimo raramente raggiunge o supera la decina di metri, orientate in prevalenza in senso appenninico ed antiappenninico, dislocano la struttura monoclinica in parola (CENTAMORE, 1986).



Fig. 4 - Contatto trasgressivo (Monte San Martino) tra le torbiditi del Pliocene inferiore finale e Messiniane (Formazione della Laga). Su queste ultime è modellato il tratto di versante regolarizzato compreso tra le due scarpate.

Osservazioni meso e microstrutturali nei terreni del Pliocene medio e del Pleistocene inferiore, mettono in evidenza un'intensa fratturazione dei corpi rocciosi secondo due sistemi principali (Fig. 5): $N70^\circ \pm 15^\circ - N150^\circ \pm 15^\circ$ (I) e $N20^\circ \pm 15^\circ - N100^\circ \pm 10^\circ$ (II). La loro genesi è associata alla sopra citata doppia flessurazione della struttura monoclinale: alla flessura principale (ad asse circa appenninico) sarebbe connesso il primo sistema di *joints*, alla secondaria (ad asse circa E-W), il secondo sistema. I *joints* del primo sistema sono, di norma, cronologicamente anteriori a quelli del secondo; questi ultimi infatti, frequentemente si interrompono sui primi (INVERNIZZI, 1992).

Osservazioni geologiche e discussione

Evidenze stratigrafiche

In corrispondenza delle strette vallive della porzione nord-occidentale dell'area ed alla base delle elevate scarpate che la bordano verso i quadranti occidentali, è possibile osservare, secondo l'immersione degli strati ($15^\circ - 20^\circ$ ad ENE), il contatto tra i sedimenti marini post-trasgressivi e pre-trasgressivi, marcato da una superficie di erosione (subaerea e/o subacquea?), parallela ai piani di strato dei primi (Figg. 2b e 4). Non rilevando, almeno per i tratti in cui detto contatto è esposto, geometrie *on lap*, è da ritenere che tale superficie erosiva fosse originariamente circa suborizzontale ed estesa, verso l'interno, molto di più dell'attuale posizione dei suoi lembi relitti. Nel corso delle osservazioni eseguite sui depositi alluvionali e su ampi tratti dei versanti posti a monte dei siti in parola, sono stati infatti rinvenuti, fino a circa 4 Km ad ovest, ciottoli arenaceo-calcarenici, appartenenti con ogni probabilità ai sedimenti post-trasgressivi del Pliocene inferiore finale.

L'andamento della stessa superficie di erosione, secondo la direzione degli strati ($N160^\circ - 170^\circ$), anche se piuttosto regolare, mostra una generale depressione verso i quadranti settentrionali; l'inclinazione media supera di poco i 2° a Monte San Martino e Penna San Giovanni, mentre sensibili incrementi si registrano più a Sud ($3^\circ - 4^\circ$ a M. Falcone e Force). Il contatto in parola, risulterebbe quindi di tipo *on lap* lungo direzioni circa meridiane; osservazioni eseguite sul versante meridionale di M. Falcone, dove detto contatto risulta esposto per un breve tratto, lo confermerebbero.

Nell'area del M. dell'Ascensione, alle torbiditi Messiniane segue, verso l'alto, il membro pelitico del Pliocene medio basale e non le torbiditi prevalentemente arenacee del Pliocene inferiore finale, caratteristiche dell'area settentrionale appena citata (Figg. 2 e 3a). L'assenza in superficie di questi ultimi termini della sequenza sedimentaria, viene attribuita al loro ribassamento verso oriente, operato da faglie ad andamento appenninico (CENTAMORE, 1986), o ad una lacuna stratigrafica tra i depositi messiniani e quelli del Pliocene medio (CARLONI *et alii*, 1990).

Se il contatto fosse tettonico, le dislocazioni dovrebbero presentare cospicui rigetti per poter obliterare le unità litostratigrafiche del Pliocene inferiore finale, spesse 150-200 metri. Le osservazioni geologiche e geomorfologiche, effettuate nelle profonde incisioni circostanti il rilievo in parola, non hanno però evidenziato elementi tali da confermare la presenza di faglie di detta entità. L'ipotesi di un contatto trasgressivo sarebbe invece rafforzata dalla citata depressione verso

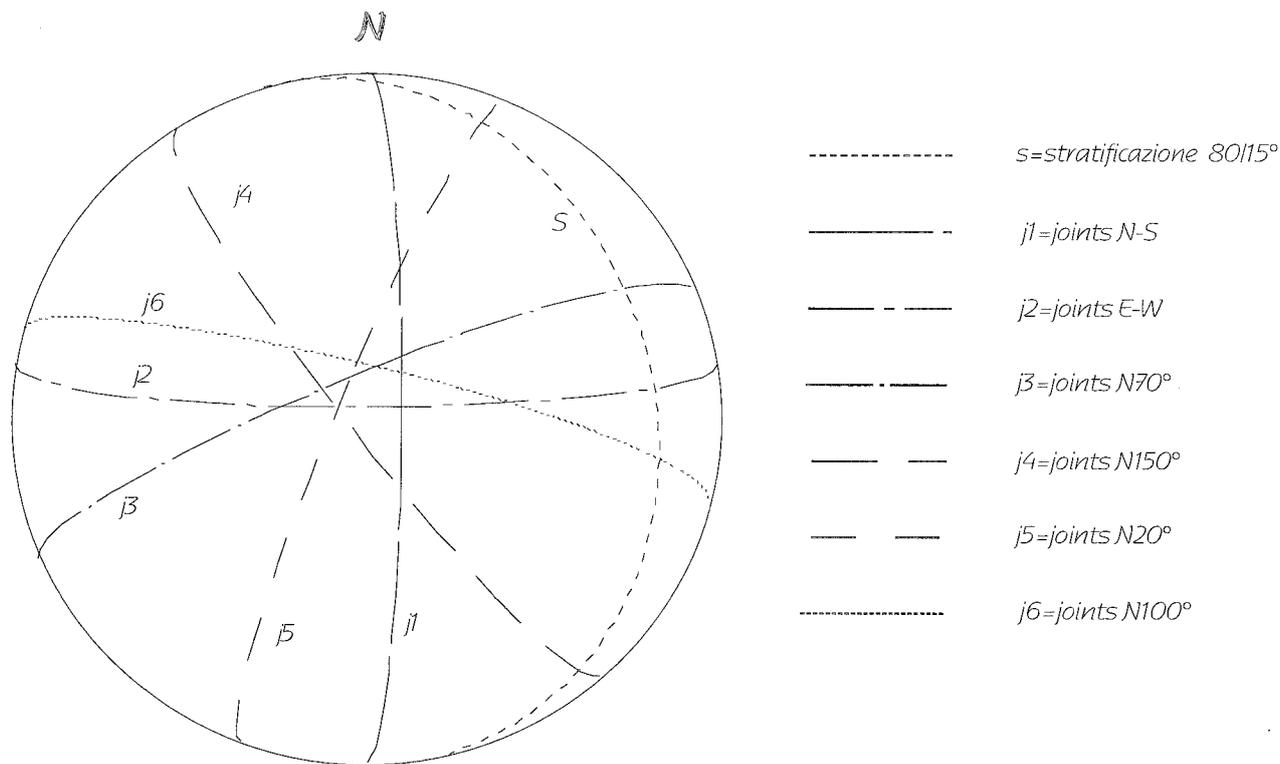


Fig. 5 - Proiezione stereografica: stratificazione e joints.

settentrione della superficie di erosione, precedente la trasgressione del Pliocene inferiore finale.

Durante tale periodo, quando più a nord si depositavano le torbiditi prevalentemente sabbiose dei rilievi alto-collinari occidentali (Fig. 2, allineamento A), l'area del Monte dell'Ascensione molto probabilmente era emersa o quantomeno costituiva un alto strutturale; non si possono però escludere più complessi meccanismi tettonico-sedimentari che giustificerebbero, viceversa, la presenza di una marcata depressione antiappenninica.

Fratturazione dei corpi rocciosi

Nel corso del presente studio, oltre ai due sistemi di fratturazione sopra citati (I e II), è stata osservata, nei corpi arenaceo-calcarei, la presenza di un terzo sistema di joints, a carattere estensivo, orientati in direzione circa N-S ed E-W.

La massima frequenza delle fratture meridiane si registra in corrispondenza della fascia più occidentale dei rilievi (A); alcune di esse la percorrono con continuità (per 10 Km circa). Immergono generalmente di 70°-80° verso ovest, attraversano la successione "post-trasgressione" (configurabile come una "placca" rigida) per il suo intero spessore (Fig. 6a, b) e talora continuano nei sottostanti sedimenti pre-irrasgressivi; la loro spaziatura, dell'ordine di alcune decine di metri, è pressoché costante su ampi tratti dei rilievi, mentre si riduce anche fortemente in prossimità degli orli delle più elevate scarpate, dove si rilevano anche fratture verticali. In nessun caso sono stati rilevati rigetti, mentre talora è stata osservata una stretta corrispondenza con faglie N-S interessanti il sottostante "substrato" Messiniano.

Minore frequenza e continuità, disposizione per lo più verticale ed irregolare distribuzione areale (forte addensamento verso gli orli delle placche), caratterizzano le fratture ad orientamento E-W.

La frequenza dei joints di questo terzo sistema diminuisce sensibilmente verso oriente dove gli stessi, non sempre direttamente osservabili, sono stati per lo più desunti da considerazioni geomorfologiche. Nei sedimenti sabbioso-conglomeratici pleistocenici dell'alta fascia costiera, dove ricorrono faglie ad andamento meridiano (CENTAMORE, 1986), si rilevano nuovamente fasci di fratture ad orientamento nord-sud (Fig. 6c).

Visto che le fratture in parola interessano di preferenza i corpi rocciosi più rigidi e le aree in cui i sedimenti pliocenici presentano più ridotto spessore, la loro genesi va individuata, come suggerito da diversi autori (DRAMIS *et alii*, 1982a; WISE *et alii*, 1985; CALAMITA & INVERNIZZI, 1991; HANCOCK, in stampa), essenzialmente nei processi di denudazione ed espansione del rilievo, conseguenti ai rapidi ed intensi fenomeni di sollevamento che hanno interessato l'area nel Pleistocene. Inoltre un ruolo importante deve essere stato svolto dalla elevata sismicità dell'area, nonché dal controllo esercitato dalle più profonde strutture del substrato prepliocenico, sviluppate nella stessa direzione. Queste avrebbero esercitato un ruolo attivo nel jointing della fascia costiera, dove la loro origine è più recente, mentre nelle aree più interne (area in esame e di catena) tale loro diretta azione è meno probabile, anche se non viene del tutto esclusa (CALAMITA & DEIANA, 1996). In questo contesto potrebbero essere infatti inquadrare le deformazioni delle più antiche superfici di erosione (GENTILI & PAMBIANCHI, in prep.), osservate sia nell'area in parola che nelle zone di catena.

Nell'area in esame, dette strutture profonde avrebbero inoltre agito passivamente quali discontinuità del "substrato", favorendo la sconnessione delle rigide placche sovrastanti, per effetto di assestamenti gravitativi, conseguenti sia al rapido e generalizzato sollevamento (tettonica gravitativa) che alle più intense

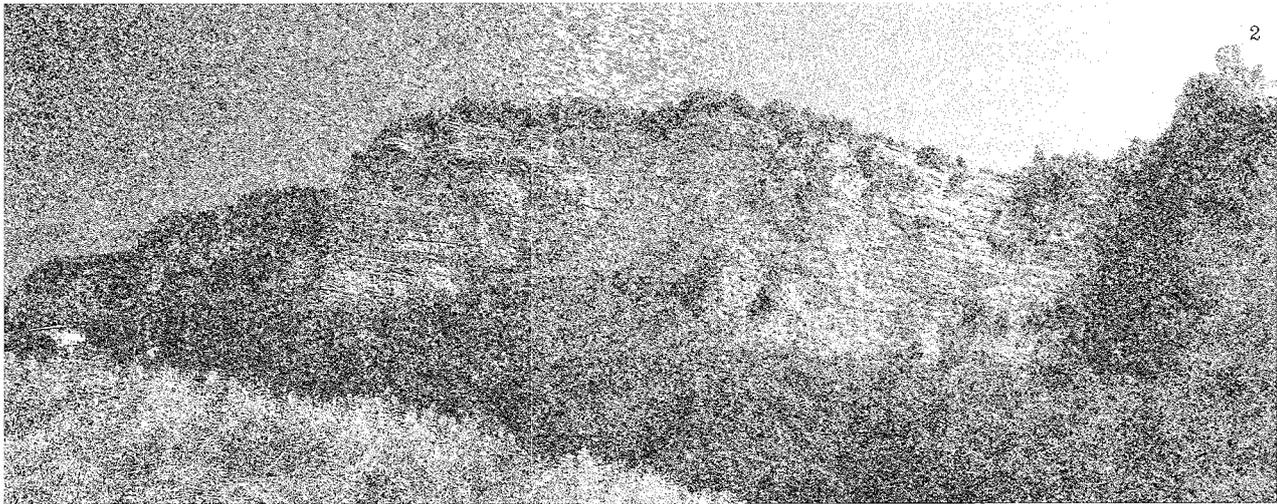


Figura 6a - 1) Panoramica della scarpata meridionale di Montefalcone: vallecicole asimmetriche impostate su fratture N-S; 2) particolare dell'estrema porzione occidentale.

crisi sismiche. Fratture più recenti, essenzialmente gravitative, si aggiungono a quelle dei sistemi sopra descritti, generando più densi fasci nei tratti bordieri delle placche.

EVIDENZE GEOMORFOLOGICHE E DISCUSSIONE

Assetto geomorfologico

Gli allineamenti di rilievi (A, B, C, D - Fig. 2), citati in premessa, sono costituiti da alte colline dalla forma nettamente asimmetrica; sono infatti delimitati da elevate scarpate sui quadranti occidentali e da versanti piuttosto regolari, ad oriente. Il loro orientamento, NNW-SSE, è pressoché costante; sono ben distinti nel tratto settentrionale dell'area, mentre verso sud scompare l'allineamento più occidentale (A) e quelli orientali (C, D)

tendono a fondersi nel rilievo del M. dell'Ascensione (Fig. 2). Le quote, pur variabili, sono generalmente comprese tra 500 e 700 m e mostrano un generale e sensibile incremento da nord a sud, dove raggiungono i 1110 m al M. dell'Ascensione; generale, ma meno marcato, incremento delle quote si registra passando dalla fascia orientale (D) a quella occidentale (A). Le altezze maggiori delle scarpate si registrano sul limite occidentale dell'area, dove più evidente è il contrasto morfologico; raggiungono e superano i 300 m al M. dell'Ascensione, mentre sono generalmente comprese tra 50 m e 150 m nelle restanti porzioni dell'area. Le basi delle scarpate bordiere nord-occidentali, incise come già detto nelle unità litoidi del Pliocene inferiore finale, si raccordano ai principali fondivalle tramite versanti impostati nelle torbiditi della *Formazione della Laga*, la cui acclività media varia tra 7° e 11° (Fig. 2); sono generalmente regolarizzati nei tratti medio-bassi, mentre mostrano blande convessità alla base delle scarpate.



Figura 6b

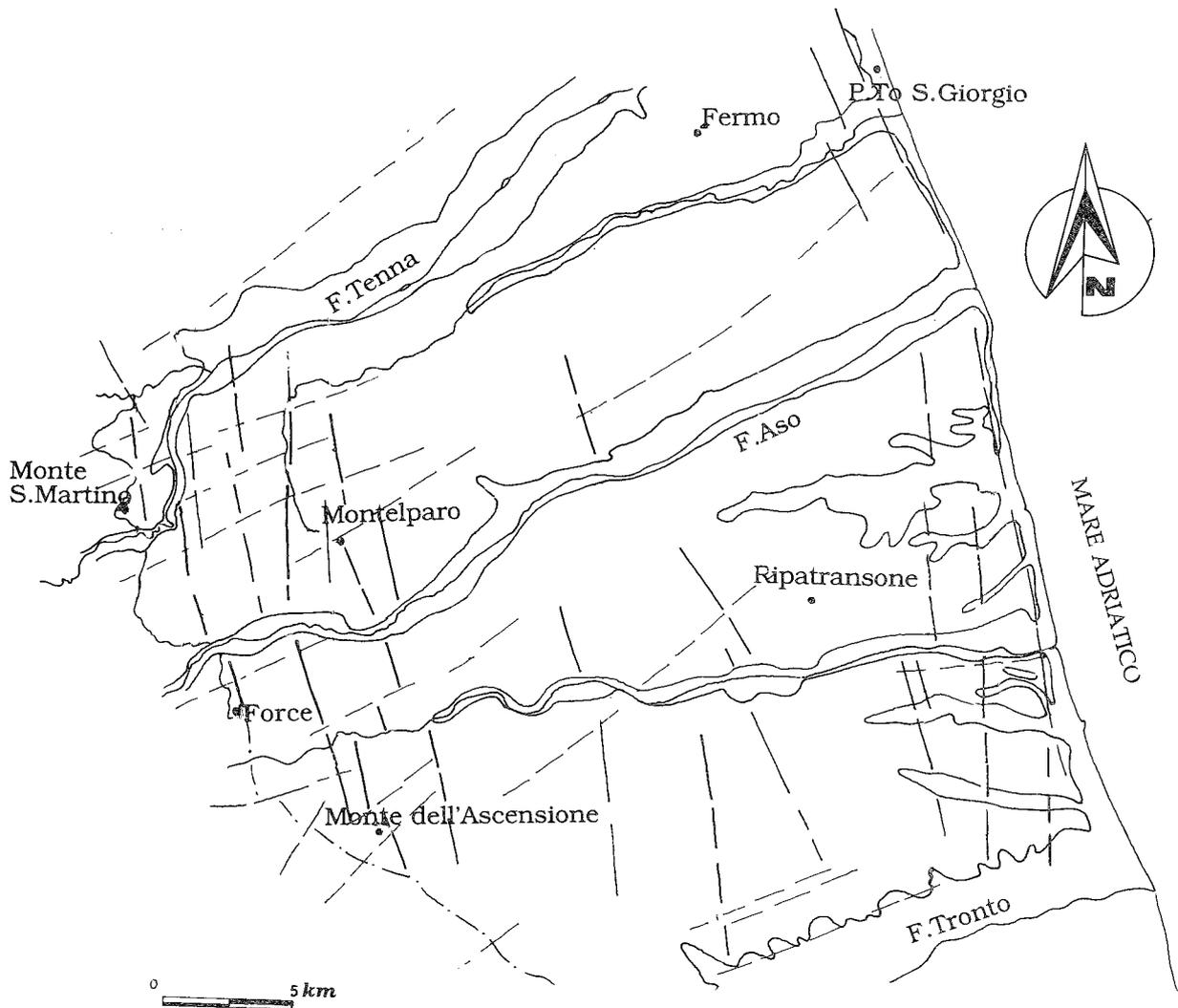


Figura 6c

Fig. 6 b,c - Fratture sulla scarpata di Force (b); distribuzione dei "fasci" di fratture nell'area periadriatica (c).

Netto ed evidente risulta il controllo litostrutturale sulla morfologia dell'area, caratterizzata da valli principali conseguenti, e da valli minori, susseguenti. I fiumi Tenna, Aso, Tesino e Tronto, l'attraversano da ovest ad est; più articolato è il percorso del Tenna, il quale incide con detta direzione il tratto iniziale della monoclinale, quindi scorre da sud verso nord per 5 Km circa, e riprende poi l'iniziale direzione. Strette vallive profonde e pressoché simmetriche, il cui fondo è percorso da alvei di poche decine di metri di larghezza, sinuosi ed incassati nel substrato roccioso, caratterizzano la fascia occidentale dell'area di studio; corsi più ampi e rettilinei, incisi nei depositi alluvionali o anche nel substrato roccioso a prevalente componente pelitica, contraddistinguono i tratti più a valle. Caratteristica è la marcata asimmetria delle valli minori, generalmente incise nei più erodibili livelli pelitici. L'approfondimento della rete idrografica ha articolato l'estesa monoclinale in una successione di morfostrutture dalla tipica forma planimetrica triangolare, con le basi rivolte ad oriente e bordate ad occidente da elevate scarpate strutturali, che conferiscono all'area la tipica morfologia a "cuestas" (Figg. 1 e 2).

Le coperture continentali più significative dell'area (Fig. 2) sono rappresentate dalle alluvioni fluviali e dai più rari depositi di *glacis*; importanti sono inoltre gli accumuli gravitativi, di cui verrà data una dettagliata descrizione, più avanti.

I depositi alluvionali attuali, recenti e terrazzati (Olocene - Pleistocene medio), presentano di norma estensione e spessore molto ridotti; nell'area in esame, la sequenza completa dei quattro ordini di terrazzamento, caratteristica dei fiumi marchigiani (COLTORTI *et alii*, 1991), si osserva solo nel tratto ricadente nel bacino del Tenna.

Il più importante deposito di versante, descritto da diversi autori (CASTIGLIONI, 1935; DEMANGEOT, 1965; DRAMIS *et alii*, 1982b; FARABOLLINI *et alii*, 1992), è rappresentato dall'accumulo di *glacis*, in parte eroso e smembrato, che si osserva (su di un'area di oltre 10 Km²) intorno al rilievo del M. dell'Ascensione. Lo spessore medio del deposito è di 20 m circa; clasti subarrotolati ghiaioso-ciottolosi, in strati lenticolari decimetrici, inclinati di circa 15°, prevalgono nei tratti medio-alti dei versanti, allontanandosi dal rilievo si registrano marcate diminuzioni di granulometria e di inclinazione degli strati (5° circa). Esso regolarizza in genere vallecicole, incise nelle argille grigio-azzurre plioceniche, che percorrono in senso radiale il rilievo fino in prossimità della cima; lembi isolati dello stesso *glacis* o di depositi analoghi, si rinvencono soprattutto sul versante orientale e sono per lo più situati in corrispondenza degli spartiacque. Questi ultimi rappresentano evidentemente i più antichi resti del deposito detritico, posto a copertura della "superficie di spianamento villafranchiana" da cui emergeva l'*inselberg* del M. dell'Ascensione (DEMANGEOT, 1965) e, molto probabilmente gli omologhi rilievi alto-collinari nord-occidentali (COLTORTI *et alii*, 1991). Depositati analoghi, di spessore medio comparabile (20 m circa), ma molto meno estesi del precedente (circa 0,15-0,30 Km²), si osservano poco ad oriente di Santa Vittoria in Matenano e Monteleone (Fig. 2).

Nell'assetto geomorfologico d'insieme dell'area, l'elemento più evidente è rappresentato dal minore sviluppo longitudinale dell'allineamento collinare occidentale (A) (Fig. 2). L'interruzione di esso a sud dell'Aso,

è da connettere prevalentemente a fattori geomorfologici, nel tratto compreso tra detto corso d'acqua e Force ed a fattori geologici, a sud di quest'ultimo rilievo. Intensi processi erosivi avrebbero smantellato pressoché completamente la placca arenaceo-calcareo-nitica di Force, appartenente alla stessa unità litostratigrafica delle morfostrutture della dorsale in parola (A), spostandone ad oriente la sommità del rilievo; non si rilevano evidenze tettoniche a cui attribuire tale condizione morfologica. Pertanto quest'ultimo rilievo, che per caratteristiche geologiche apparirebbe all'allineamento (A), viene compreso, per considerazioni morfologiche, nell'allineamento (B) (Fig. 2). A sud di Force, l'assenza della dorsale (A) è conseguente alla mancanza di affioramenti torbiditici del Pliocene inferiore finale.

Elementi geomorfologici lineari

La rete idrografica

Il tracciato della rete idrografica è l'elemento geomorfologico tra i più sensibili al condizionamento tettonico (AVENA & LUPA PALMIERI, 1969; COX & HARRISON, 1979). Ciò è stato ampiamente evidenziato per i reticoli idrografici dell'intera area umbro-marchigiana dove, in conseguenza dell'intenso sollevamento pleistocenico, si sono verificati forti approfondimenti dell'erosione lineare che hanno condizionato in modo fondamentale l'evoluzione dei sistemi idrografici. Infatti, i tratti principali sono per lo più impostati in corrispondenza di linee tettoniche trasversali, mentre alle dislocazioni appenniniche corrispondono spesso i tratti minori (BOCCALETTI *et alii*, 1983; BISCI *et alii*, 1988; DRAMIS *et alii*, 1993; COLTORTI *et alii*, 1996).

E' stata eseguita una dettagliata analisi della geometria del drenaggio, attraverso i dati desunti da carte topografiche (in scala 1:25.000), relativa ai diversi ordini di aste fluviali presenti nell'area (1°, 2°, 3° e 4° ordine). Considerando singolarmente le aree collinari pre- e post-trasgressiva, sono risultati, rispettivamente, i seguenti orientamenti:

- le direzioni N-S, E-W e N110°-130° prevalgono nelle aste di 1° e 2° ordine; N40°, N70°, e N160°-N170°, rappresentano i picchi secondari; il 3° ordine si differenzia per la scomparsa della direzione E-W, mentre la stessa e le N50°-N130° divengono prevalenti nelle aste di 4° ordine; distribuzione analoga ai tratti di 1° e 2° ordine, si osserva nel grafico relativo all'insieme delle aste di diverso ordine considerate (Fig. 7a);
- nella seconda area (rilievi monoclinali post-trasgressivi), l'insieme dei diversi ordini di reticolo, come anche i singoli ordini, mostrano ben cinque direzioni con frequenze pressoché analoghe: N10°-15°, E-W, N60°, N140° e N170° (quest'ultima non compare nelle aste di 4° ordine), (Fig. 7 b).

I dati relativi a più vaste aree dell'Italia centrale (BISCI *et alii*, 1988 e dati inediti forniti da C. BISCI e P. LUDOVICI), rilevati alla scala 1:100.000, mostrano prevalente la direzione N-S e subordinate le direzioni N35° ed E-W, per l'insieme dei tratti di 1° e 2° ordine; circa N35° e N130°, N70° (antiappenninica) e N160° (appenninica), rappresentano rispettivamente i picchi principali e secondari delle direzioni delle aste fluviali di 3° e 4° ordine.

Vi è quindi buona corrispondenza tra questi ultimi e gli orientamenti sopra descritti; le differenze più marcate si rilevano per la fascia post-trasgressiva (area

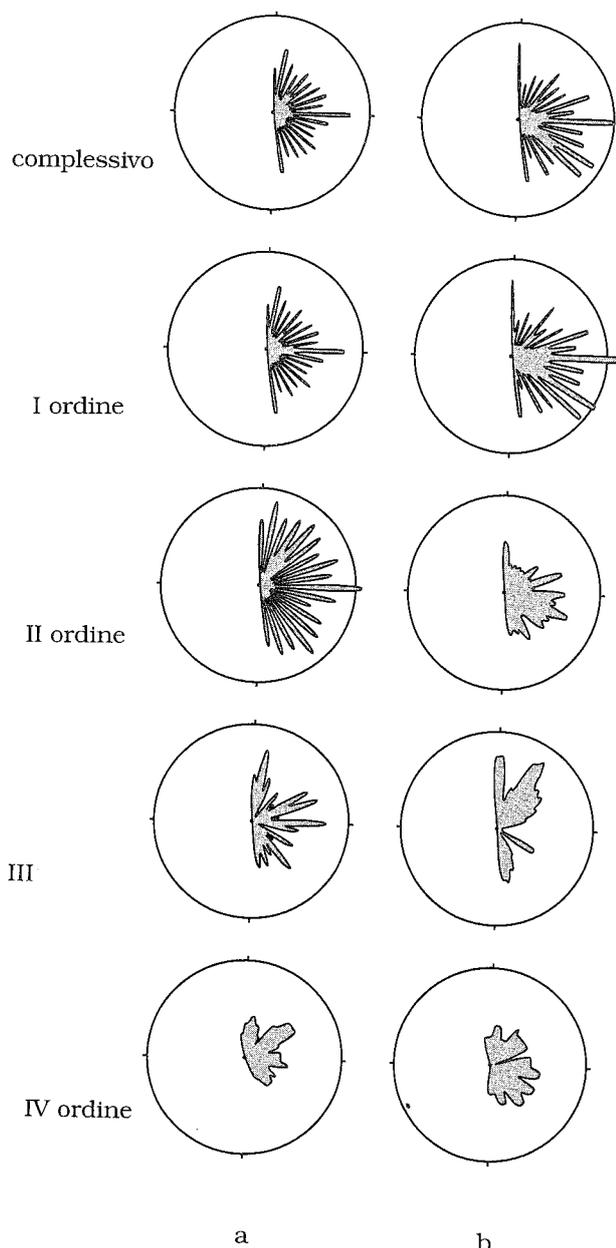


Fig. 7 - Orientamento aste fluviali: aree collinari pre-trasgressiva e post-trasgressiva, (a) e (b).

in esame), dove rari sono i tratti di reticolo orientati in direzione N-S.

Le scarpate strutturali

Anche di questi elementi, come per la rete idrografica, è stata analizzata la distribuzione e l'orientamento, facendo riferimento all'intera area e alle singole zone collinari, pre- e post-trasgressiva, in essa comprese. Inoltre, all'interno della seconda zona, le stesse analisi sono state eseguite singolarmente per le principali morfostrutture presenti. Sono risultati gli orientamenti seguenti:

- circa N-S, N20°, E-W e N170°, sono le direzioni più frequenti e N70°, N140° le secondarie, dell'intero territorio studiato (Fig. 8a);
- le direzioni N10°-20°, E-W e N170° (più frequenti) e N70°, N40° (subordinate), caratterizzano le scarpate della fascia pre-trasgressiva (Fig. 8b);

— picco principale in direzione N-S, frequenti, anche se subordinate alla prima, le direzioni E-W, N20° e N170°, meno frequenti, ma significative, le direzioni N70° e N160° (Fig. 8c, fascia post-trasgressiva - area di studio);

— le direzioni prevalenti, riscontrate nei singoli, principali rilievi "monoclinicali", presentano variazioni anche sensibili nella frequenza percentuale dei diversi orientamenti, ma non mostrano forti discordanze con quelle della fascia cui appartengono; vi si possono riconoscere due gruppi con orientamenti molto simili: Penna S. Giovanni - M. S. Martino - M. dell'Ascensione e M. Falcone - Force (Fig. 8d).

Buona corrispondenza risulta dal confronto tra i sistemi di fratturazione e le direzioni caratteristiche delle aste fluviali di diverso ordine, considerando complessivamente le aree pre- e post-trasgressiva (Figg. 5 e 7a,b); viene pertanto confermato il condizionamento tettonico sull'impostazione e lo sviluppo della rete idrografica, almeno per i tratti di ordine inferiore, mentre per quelli di ordine superiore, significativo appare anche il controllo dei gradienti topografici locali e regionali.

Gli andamenti delle scarpate mostrano più strette correlazioni con gli orientamenti delle fratture del I (circa N70°/N160°) e soprattutto del III (N-S/E-W) sistema (Figg. 5 e 8a).

Limitando il confronto alla sola fascia "monoclinica", orientamenti diversi del reticolo idrografico e delle scarpate strutturali, rispetto ai precedenti, si rilevano in corrispondenza del quadrante settentrionale (Figg. 5, 7b e 8c): per il primo elemento la direzione prevalente è rappresentata da N10°-20°, mentre per il secondo, un evidente picco corrisponde alla direzione N-S. I rari tratti di reticolo così orientati sono per lo più sospesi, evidenziando quindi una più recente origine delle fratture meridiane che ne hanno guidato l'impostazione.

Da notare, infine, l'andamento planimetrico delle scarpate dei singoli rilievi principali: nel complesso è piuttosto regolare quando nell'orientamento dei loro tratti, prevalgono le direzioni del III sistema di fratturazione (M. Falcone, Force); risultano invece generalmente articolate a "denti di sega" (Penna S. Giovanni, M. S. Martino, M. dell'Ascensione), quando sono presenti con percentuali significative, anche i joints del I e II sistema (Figg. 5 e 8d).

Aspetti morfodinamici

Alla base delle scarpate sono di norma presenti in tutta l'area accumuli detritici, in fasce strette e di spessore estremamente variabile, costituiti da massi e ciottoli, generati dall'arretramento per gravità delle scarpate stesse. I depositi più significativi, oltre a quello del M. dell'Ascensione descritto in precedenza, si osservano in corrispondenza dei rilievi nord-occidentali; sono relativamente estesi, il loro spessore raggiunge e supera, in qualche caso, i 50 metri. Verso valle gli accumuli, sempre legati alla gravità (DRAMIS *et alii*, 1979), divengono discontinui e si riducono spesso a massi isolati di 10-20 m ed oltre di lato, osservabili anche all'interno degli alvei fluviali.

La rimobilizzazione per movimenti di massa di taluni di essi, o di coperture a prevalente componente pelitica e di più o meno spesse porzioni alterate del substrato, produce, come nel passato, frequenti e temporanei sbarramenti e/o diversioni delle aste fluviali (CONTI

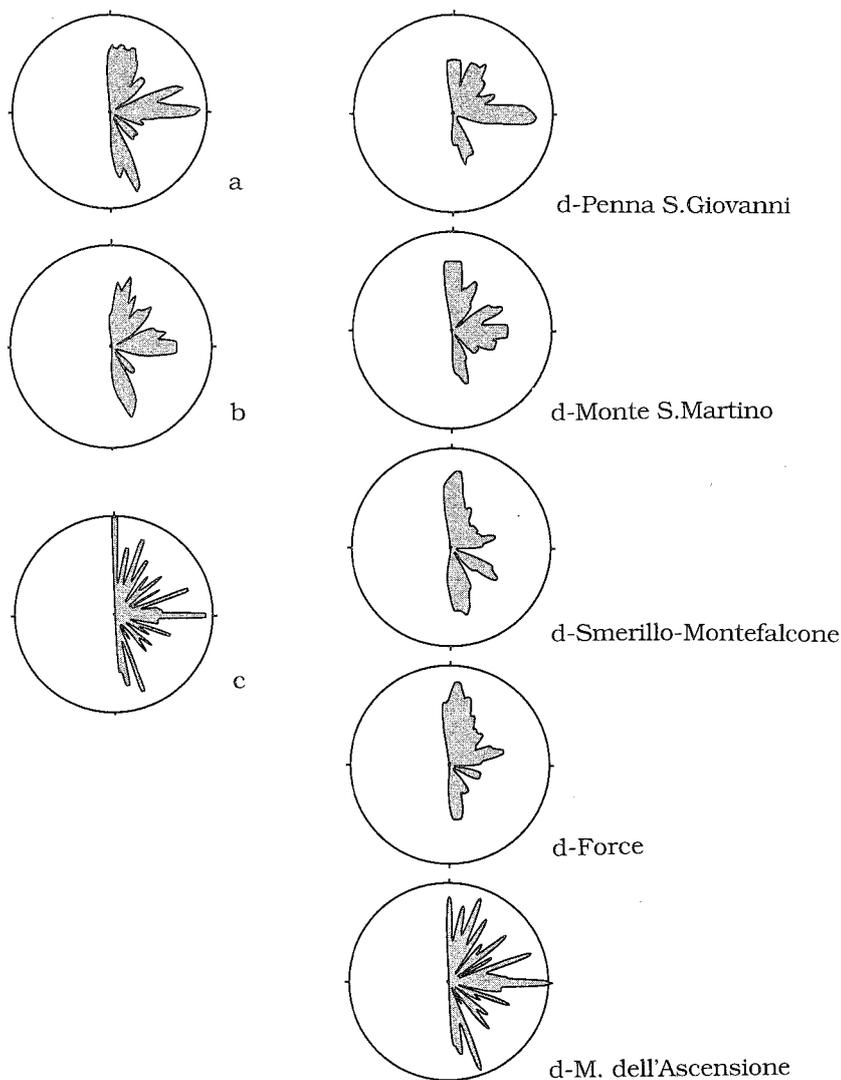


Fig. 8 - Orientamenti scarpate: dell'intero territorio studiato (a), delle aree collinari pre- e post-trasgressiva (b) e (c), dei principali rilievi monoclinali post-trasgressivi (d).

et alii, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987, 1988). Fenomeni dello stesso tipo si registrano anche in corrispondenza della rete idrografica minore, incisa nelle argille grigio-azzurre, dove i versanti a reggipoggio sono oggetto di intensa erosione calanchiva, ad attività intermittente (BISCI & DRAMIS, 1991), o di più rari scorrimenti rotazionali; i versanti a franapoggio ed a clinopoggio sono sede di scorrimenti traslazionali e colamenti, talora di dimensioni medio-grandi (DRAMIS *et alii*, 1982 b e 1992; DRAMIS & GENTILI, 1988).

Anche la meno intensa evoluzione morfodinamica dei rilievi costituiti dalle unità litoidi, è controllata, per ampi tratti, da movimenti di massa; crolli e/o ribaltamenti, talora di grandi dimensioni (blocchi di alcune decine di metri di lato) e caduta di detriti (clasti centimetrici e decimetrici), regolano l'arretramento delle scarpate con strati disposti a reggipoggio ed a traversopoggio; gli scorrimenti traslazionali dissestano spesso, anche se con minore frequenza dei precedenti, ampie porzioni dei versanti a franapoggio, costituiti sia dalle rigide placche litoidi che dai potenti detriti di versante; la frana che dissesta l'abitato di Montelparo (Fig. 9) ne costituisce l'esempio più vistoso e di maggiore

interesse pratico (ANGELI *et alii*, 1996). Sono stati inoltre riconosciuti alcuni fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante, a diverso stadio evolutivo, di cui nella figura 2 si rappresentano gli elementi più significativi (trincee).

La maggiore frequenza ed intensità dei processi gravitativi si registra in corrispondenza dei rilievi nord-occidentali e del M. dell'Ascensione. La morfogenesi gravitativa assume la massima significatività nel rilievo di M. Falcone, dove si rilevano movimenti di massa sui diversi lati dello stesso. Un "complesso" fenomeno deformativo dissesta pressoché completamente il rilievo in direzione circa nord-sud; le evidenze più chiare si osservano sul bordo meridionale della placca, debolmente ribassata e meno acclive, dove sorge l'antico centro urbano (X sec.) di Montefalcone Appennino (Fig. 10a). Questa è interessata da fratture e fessure verticali, trincee e gradini ad andamento circa est-ovest, pressoché parallelo al versante (Fig. 10b) ed è interrotta verso oriente dal F.so Trocchio, che la incide per il suo intero spessore in direzione N150°. Meno chiare sono le evidenze sul versante settentrionale, dove sorge il centro urbano di Smerillo (X sec.). La



Fig. 9 - Trincea (T) ad andamento nord-sud, connessa a scorrimento traslazionale che divide in due porzioni l'abitato di Montelparo.

placca risulta dissecata da incisioni orientate circa N20° alle quali corrispondono trincee e gradini in prossimità della cresta, che si interrompono a valle nello stretto (10-30 m) e profondo (fino a 150 m circa) alveo del F.so dell'Anguilla (Fig. 2 e Fig. 10b); la sua incisione da sud a nord, nella placca arenaceo-calcarenitica, fino in prossimità del contatto trasgressivo tra questa ed i sottostanti sedimenti pelitico-arenacei, ne svincola la porzione di monte.

Da segnalare inoltre la presenza sul fondo di detto corso d'acqua, soprattutto in corrispondenza delle citate incisioni, di numerosi punti sorgentizi, che danno luogo a croste calcaree sia in prossimità di essi che in corrispondenza delle numerose piccole cascate presenti lungo tutto l'alveo, dove si rinvencono con frequenza anche ciottoli calcarei. I fenomeni di dissoluzione carsica, tuttora in atto, hanno esaltato con ogni probabilità la fratturazione, contribuendo alla suddivisione in blocchi della placca arenaceo-calcarenitica.

I limitati movimenti verticali ed orizzontali relativi tra i singoli blocchi, e l'assenza di rotazioni permettono di classificare i fenomeni descritti come espansioni laterali (*lateral spreads*) del tipo *deep-seated block slides* (VARNES, 1978; DRAMIS *et alii*, 1987; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994).

Verso oriente una trincea, orientata in direzione nord-sud, delimita a monte un evidente scorrimento traslazionale di roccia in blocco (*rock block slide*) (CARRARA *et alii*, 1985), al cui piede è posto un potente accumulo legato a ribaltamenti e crolli, che modifica il percorso del citato corso d'acqua (F.so dell'Anguilla).

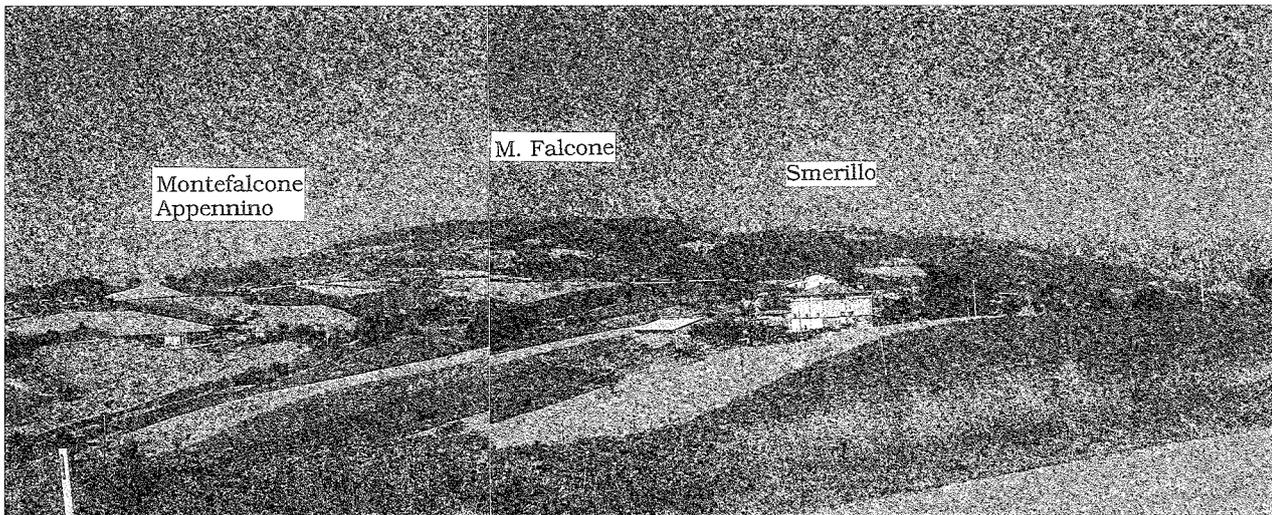
Sul limite occidentale della placca (e talora su tratti di quello meridionale) si osservano imponenti fenomeni

di ribaltamento e/o crollo (*topple and/or fall*), delimitati a monte da vistose trincee (da cui il locale toponimo "le conche"), nettamente orientate in direzione circa nord-sud.

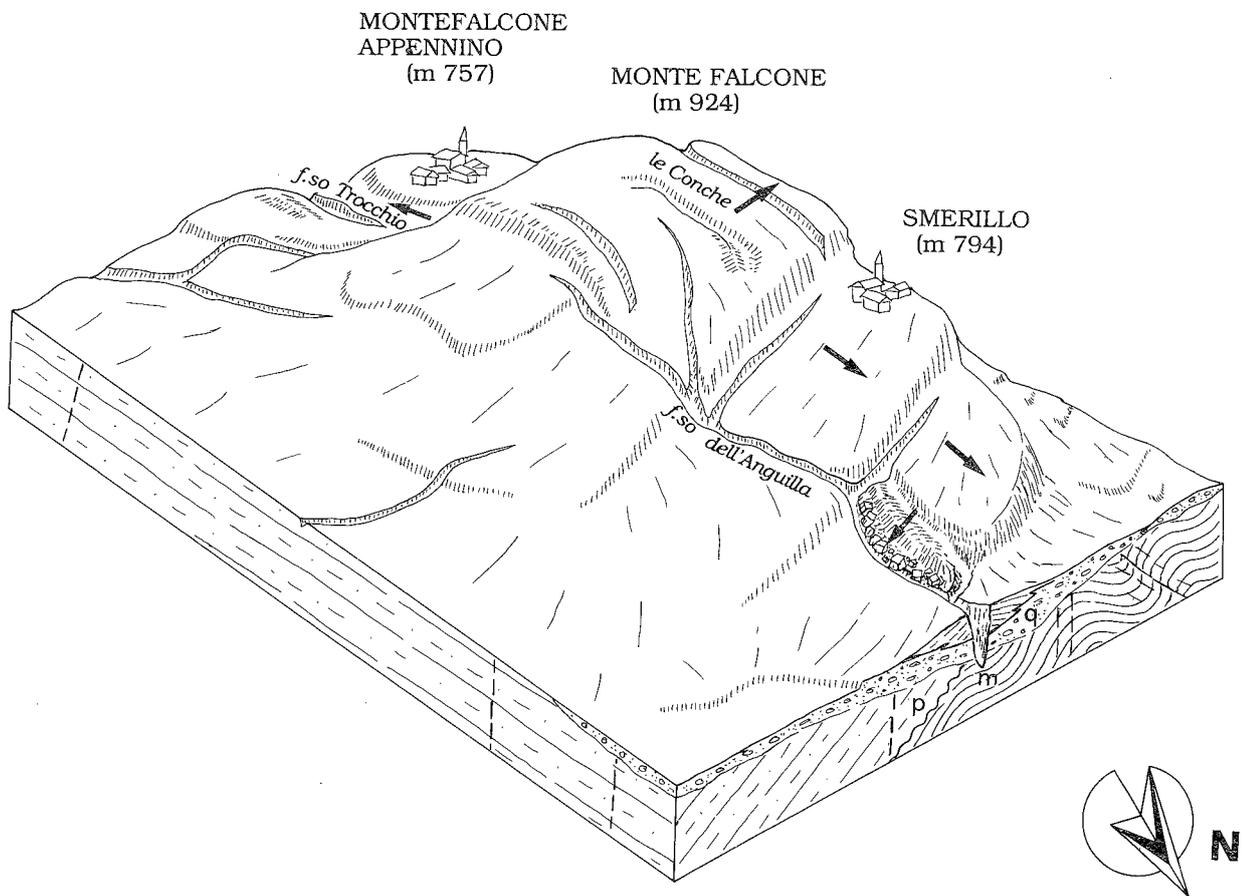
I meccanismi dei fenomeni gravitativi descritti sono illustrati in figura 10b. Essi sono generalmente legati alla ricorrenza di condizioni geologiche favorevoli, costituite dalla sovrapposizione di masse rigide su masse a comportamento plastico (MAHR & NEMCOCK, 1977; DRAMIS, 1984). L'esposizione del loro contatto (trasgressivo) ha permesso l'estrusione laterale delle argilliti (*squeezing-out*, ZARUBA & MENCL, 1969) derivanti dai lunghi processi di alterazione delle peliti sottostanti. Tale alterazione è dovuta probabilmente, oltre che ai carichi, anche al lungo periodo di emersione dei sedimenti messiniani. Dette argilliti sono in parte erose ed in parte costituiscono le zone di rigonfiamento (*bulging*) presenti al piede della placca. Pertanto i cedimenti differenziali conseguenti hanno esaltato le preesistenti fratture tettoniche e ne hanno generate di nuove (CANCELLI *et alii*, 1987), favorendo l'attivazione dei movimenti di massa.

Il fenomeno di deformazione gravitativa profonda illustrato è allo stato di quiescenza, infatti, in occasione dei più intensi e recenti terremoti (1943, 1972; VIII-VI grado MCS, POSTPISCHL, 1985) che hanno prodotto danni anche vistosi sui manufatti, non sono state osservate riattivazioni degli elementi morfologici e tettonici; inoltre i più antichi manufatti (X secolo) dei citati nuclei urbani, prossimi agli orli della placca, risultano abbastanza ben conservati.

La massima intensità dei fenomeni deformativi dovrebbe quindi risalire a tempi preistorici, forse preolocenici.



(a)



(b)

Fig. 10 - Panoramica (a) del rilievo di Monte Falcone interessato da un complesso fenomeno deformativo; blocco diagramma rappresentativo (b): m = Messiniano, p = Pliocene medio, q = Quaternario.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Sulla base dei dati geologici e geomorfologici descritti, è possibile interpretare in senso genetico-evolutivo solamente i principali lineamenti geomorfologici dei rilievi alto-collinari "monoclinali" delle Marche centro-meridionali.

Il limitato sviluppo della fascia alto-collinare occidentale, è molto probabilmente conseguenza del limitato bacino di sedimentazione delle torbiditi del Pliocene inferiore finale, costituito da un ampio golfo, esteso fino ai piedi della dorsale appenninica e compreso tra le aree appena emerse, corrispondenti circa agli attuali spartiacque settentrionale e meridionale.

nale del Tenna e dell'Aso, rispettivamente.

Viene rilevato, oltre ai due sistemi di fratturazione già noti in letteratura, $N70^\circ \pm 15^\circ$ - $N150^\circ \pm 15^\circ$ (I) e $N20^\circ \pm 15^\circ$ - $N100^\circ \pm 10^\circ$ (II) (INVERNIZZI, 1992), un terzo sistema, ad orientamento N-S/E-W, in cui particolare importanza assumono i fasci di fratture con direzione meridiana che interessano di preferenza i corpi rocciosi più rigidi e di spessore minore (Fig. 6c). La loro genesi è da attribuire con ogni probabilità alla tettonica attiva nella fascia periadriatica ed a fenomeni di tettonica gravitativa nelle aree più occidentali della struttura monoclinale, dove talora la densità dei fasci di fratture aumenta per effetto di *joints* puramente gravitativi.

Strette correlazioni con dette fratture si osservano per le scarpate strutturali. Viene inoltre confermato il condizionamento tettonico sull'evoluzione della rete idrografica ed evidenziato inoltre il significativo controllo dell'assetto strutturale e dei gradienti topografici.

Alla fratturazione dei corpi rocciosi, legata alla tettonica quaternaria ed ai fenomeni ad essa connessi (elevate sismicità ed energia del rilievo), all'assetto strutturale dei terreni ed alle loro discontinuità stratigrafiche (tra le quali la superficie di erosione pre-trasgressiva assume importanza fondamentale, in quanto è lungo di essa che si realizzano i principali piani e/o zone di scorrimento) viene legata l'evoluzione morfodinamica dell'area, più intensa sul suo bordo occidentale dove tali elementi raggiungono la massima significatività.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n° 513 del P.F. Geodinamica-CNR.
- ANGELI M.G., BISCI C., BURATTINI F., DRAMIS F., LEOPERDI S., PONTONI F., & PONTONI F. (1996) - *Long term evolution and triggering factors of large-scale landslides affecting built-up areas in the Marche region. (Central Italy)*. Quad. Geol. Appl. 3-1, 131-140.
- AVENA G.C. & LUPIA PALMIERI E. (1969) - *Analisi geomorfica quantitativa*. In: "Idrogeologia dell'alto bacino del Liri". Geol. Romana, 8, 319-377.
- BISCI C. & DRAMIS F. (1991) - *Il concetto di attività in geomorfologia*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14 (2), 193-199.
- BISCI C., CALAMITA F. & DRAMIS F. (1988) - *Analisi computerizzata dell'orientazione di tratti di reticolo idrografico ed implicazioni neotettoniche: un esempio nell'area umbro-marchigiana*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 189-196.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic Neogenic-Quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 581-592.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1996) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quaternari del settore tosco-umbro-marchigiano*. Presente volume.
- CALAMITA F. & INVERNIZZI C. (1991) - *Mesostructural analysis on the conglomerates of the Outer Marche Area (between M. Ascensione and S. Benedetto)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 667-673.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1993) - *Recent and active extensional tectonics in southern Umbro-Marchean Apennines (Central Italy)*. Conv. AIQUA "Le conche intermontane", Roma, 9/1993, Mem. Soc. Geol. It.
- CANCELLI A., PELLEGRINI M. & TOSATTI G. (1987) - *Alcuni esempi di deformazioni gravitative profonde di versante nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 447-466.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F. & POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Ascoli Piceno, Marche)*. Geologica Romana, Vol. XXVI, 359-369.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. & FURANI M. (1990) - *Lineamenti paleogeografici dell'area del Monte dell'Ascensione (Ascoli Piceno) nel Pliocene e nel Pleistocene*. Acta naturalia de "L'Ateneo Parmense" 26, NN. 3-4, 93-128.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol., 20 (2), 223-243.
- CASTIGLIONI B. (1935) - *Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale*. Pubbl. Ist. Geogr. Univ. Roma, ser. A, 4, 160 pp.
- CENTAMORE E. (1986) - *Carta Geologica dei depositi Plio-Pleistocenici tra il F. Tenna e il F. Tronto (scala 1:50.000)*. In "La Geologia delle Marche", Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (73° Congr. S.G.It., Roma, 30 Settembre - 4 Ottobre 1986).
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1980) - *La tettonica recente nell'arco appenninico umbro-marchigiano. Contr. Prelim. alla realizzaz. Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. 356, P.F. Geodinamica-CNR, 273-281.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14 (1), 87-100.
- COLTORTI M., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Geomorphological evidences for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy*. Geomorphology, 15, 33-45.
- CONTI A., DI EUSEBIO L., DRAMIS F. & GENTILI B. (1983) - *Evoluzione geomorfologica recente e processi in atto nell'alveo del Tenna (Marche meridionali)*. Atti XXIII Congr. Geogr. It., 2 (3), 53-66.
- COX J.C. & HARRISON S.S. (1979) - *Fracture-trace influenced stream orientation in glacial drift south-western Pennsylvania*. Can. Journ. Earth Sc., 16, 1511-1514.
- DEIANA G. & PIALI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 473-484.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mem. et Doc. du CNRS, Paris, 1965, pp.403.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., 103 (4), 681-687.
- 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., GARZONIO C.A. & GENTILI B. (1992) - *Deepening of hydrographic pattern and slope stability; some sliding phenomena in the Mio-pliocene terrain of central southern Marche (central Italy)*. Geoökodynamik, Band XIII, 63-78.
- DRAMIS F., GENEVOIS R., PRESTININZI A., LOMBARDI S. & COGNIGNI L. (1982 a) - *Surface fractures connected with the Southern Italy earthquake (november 1980). Distribution and geomorphological implications*. Proc. Fourth Int. Congr. IAEG, New Delhi, sect. 8, vol. 7, 55-66.
- DRAMIS F. & GENTILI B. (1988) - *Cartografia di instabilità di versanti su base geomorfologica: esempi nell'area marchigiana*. Atti Conv. "Cartografia e Monitoraggio dei movimenti franosi" Bologna, 13-19.
- DRAMIS F., GENTILI B., COLTORTI M. & CHERUBINI C. (1982 b) - *Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 38-45.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laguna, Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., 106 (2), 265-271.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1993) - *La depressione morfotutturale di Macerata*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1993, 123-126.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1979) - *La carta geomorfologica del medio bacino del Tenna (Marche centro-meridionali)*. Geol. Appl. Idrogeol., 14, 197-204.
- 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. (1991/2), CROP 11, 287-293.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational*

- slope deformation, related landslides and tectonics. Eng. Geology, 231-243.
- DUFAURE J.J., BOSSOYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Appennin central adriatique*. Bull. Afeq., 3, 151-160.
- FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992) - *Contributo allo studio dei calanchi: due aree campione nelle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. XII, 105-115.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale e attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 204-217.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1988) - *Segnalazione di alcuni episodi fluvio-lacustri nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 11 (1), 59-60.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. - *Esempi di deformazione delle antiche superfici di erosione nell'Appennino Centrale* (in prep.).
- HANCOCK P.L. - *Determining contemporary stress directions from neotectonic joint system*. Trans R. Soc. B. (in stampa).
- INVERNIZZI C. con la collaborazione di CACCIAMANI A. & DIGNANI A. (1992) - *Jointing nell'area marchigiana esterna: caratteristiche geometriche e significato strutturale*. Stud. Geol. Camerti vol.spec.1992/1, 137-144.
- MAHR T. & NEMCOCK A. (1977) - *Deep-seated creep deformation in the crystalline cores of the Tatry Mts.* Bull. IAEG, 16, 104-106.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 233-242.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, Quad. Ric. Scient., 114 (2b), 239 pp..
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A.Z. & GASPARINI C. (1989) - *Study of seismic sequence of Porto San Giorgio (Marche) - 3 July 1987*. Il Nuovo Cimento della Soc. It. di Fisica, 12 (4).
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement: types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.S. (1978), *Landslides analyses and control*. Transp. Res. Board. Spec. Rep., 176, Nat. Acad. of Sc., 11-33.
- WISE D.U., FUNICIELLO R., PAROTTO M. & SALVINI F. (1985) - *Topographic lineament swarms clues to their origin from domain analysis of Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., 96, 952-967.
- ZARUBA Q. & MENCL V. (1969) - *Landslides and their control*. Elsevier, New York and Acad. Praha, 194-202.

