

**IL RUOLO DEI SOLLEVAMENTI TETTONICI A LARGO RAGGIO
NELLA GENESI DEL RILIEVO APPENNINICO**

INDICE

INTRODUZIONE	pag. 9
ASPETTI OROGRAFICI	" 9
ASPETTI GEOLOGICI GENERALI	" 10
EVIDENZE GEOLOGICHE DEI FENOMENI DI SOLLEVAMENTO	" 11
I FENOMENI DI SOLLEVAMENTO SOTTO L'ASPETTO MORFOLOGICO	" 12
La "paleosuperficie sommitale"	" 12
Il sollevamento post-compressivo	" 12
Il sollevamento generalizzato piú recente	" 13
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	" 13
BIBLIOGRAFIA	" 14

INTRODUZIONE

I meccanismi genetici del rilievo in una catena montuosa costituiscono un tema di grande interesse nel campo di Scienze della Terra; in questo ambito tipicamente interdisciplinare, posto al confine tra geologia e geomorfologia, assumono particolare importanza il significato morfogenetico delle deformazioni tettoniche che hanno determinato l'assetto strutturale del substrato e le relazioni tra sistemi orografici e movimenti verticali a scala regionale. L'analisi di un gran numero di catene montuose in diverse aree geografiche ha messo in evidenza come siano proprio questi ultimi movimenti a svolgere un ruolo prevalente nella costruzione dei rilievi e come spesso non vi siano rapporti diretti tra gli assetti strutturali acquisiti nel corso della tettonogenesi e le forme del rilievo nel loro insieme, tranne che per gli effetti dell'erosione selettiva (OLLIER, 1981 e 1991).

La ricorrente presenza alla sommità dei rilievi di forme di spianamento che costituiscono i resti di antichi paesaggi dalla morfologia poco accidentata, fortemente sollevati e frammentati dall'erosione (PECSI ed., 1970; ADAMS, 1975; KING, 1975), testimonia l'interposizione di discontinuità piú o meno lunghe tra la fase tettonogenetica, le cui strutture sono state piú o meno intensamente troncate in superficie dai processi di denudazione, e la successiva fase di sollevamento (OLLIER, 1991). Per spiegare l'attivazione dei movimenti verticali a grande scala, oltre alla risposta isostatica che da sola però non riesce spesso a giustificarne l'entità (BOUSQUET, 1972), sono state prese in considerazione varie cause quali, ad esempio, compressioni laterali nella crosta per effetto di collisioni di placche, intrusioni e scorrimenti subcrostali di materiale magmatico leggero, anche se i vari aspetti del problema, lungi dall'essere chiariti, sono tuttora oggetto di speculazione (MYERS, 1975; GASSNER, 1983; OLLIER & PAIN, 1988).

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

Forme di spianamento sono state riconosciute da tempo anche alla sommità dei rilievi appenninici (SAWICKI, 1909; DEMANGEOT, 1965; DESPLANQUES, 1969; MARCHETTI *et al.*, 1979; BARTOLINI, 1980; SESTINI, 1980; CALAMITA *et al.*, 1982; CICCACCI *et al.*, 1985). L'analisi geomorfologica di queste forme, con particolare riguardo alla posizione altimetrica ed ai rapporti con altri elementi del paesaggio in esse incassati, consente di delineare la storia evolutiva recente del rilievo, definendo altresì l'importanza relativa dei movimenti verticali a scala regionale e delle dislocazioni "locali", connesse sia con la messa in posto dei *thrusts* nel corso della tettonogenesi compressiva sia con la successiva tettonica distensiva.

Lo studio delle forme del rilievo e dei depositi superficiali a queste correlabili consente anche di mettere in evidenza gli effetti morfogenetici dei processi esogeni e delle variazioni climatiche che ne hanno condizionato l'attività.

Il presente lavoro costituisce una messa a punto dello stato delle conoscenze sul ruolo dei movimenti verticali a grande scala nella genesi del rilievo umbro-marchigiano, anche nell'ambito del piú vasto fenomeno orogenetico che ha portato alla formazione dell'intero rilievo appenninico.

ASPETTI OROGRAFICI

L'Appennino umbro-marchigiano è suddiviso, muovendosi da ovest verso est, in: preappennino umbro, dorsale appenninica (Appennino umbro-marchigiano propriamente detto) e fascia pedemontana adriatica. Esso è costituito da due dorsali montuose calcaree (dorsali "umbro-marchigiana" e "marchigiana"), le cui sommità superano spesso i 1500 metri, separate da una fascia di colline terrigene (bacino "marchigiano interno") con cime che di rado superano i 600 metri. Verso sud le dorsali si fondono a costituire il Massiccio dei Monti Sibillini, dove si raggiungono le quote piú elevate (M. Priora, 2332 m; M. Vettore, 2476 m). L'area preappenninica umbra, costituita in prevalenza da rilievi arenacei di altitudine anche superiori ai 1000 metri, comprende caratteristiche depressioni lacustri attualmente estinte e piú o meno profondamente incise dall'erosione nonché alcuni rilievi calcarei isolati (M. Subasio, 1290 m; M. Martani, 1028 m; M. Tezio, 961 m; M. Peglia, 837 m; M. di Gubbio, 983 m). Vaste dorsali calcaree minori (M. della Cesana, 648 m; M. Acuto, 1688 m; Montagna dei Fiori, 1814 m; M. Conero, 572 m) affiorano anche all'interno della fascia collinare compresa tra le dorsali appenniniche principali e, piú ad est, nella vasta fascia subappenninica periadriatica. In quest'ultima area sono presenti in prevalenza rilievi argilloso-sabbioso-arenaceo-conglomeratici di quota non elevata, tranne che nella sua porzione

meridionale (M. Ascensione, 1103 m) e, più all'interno, nel gruppo montuoso della Laga (Pizzo di Sevo, 2419 m; M. Gorzano, 2455 m).

La catena presenta nel suo insieme una caratteristica forma ad arco: infatti, mentre la sua porzione settentrionale ha un orientamento NW-SE, quella meridionale ruota progressivamente in senso orario fino ad assumere alla sua estremità un andamento dapprima meridiano e quindi SW-NE.

I fiumi principali che scorrono verso il litorale adriatico percorrono la fascia collinare orientale con andamenti pressoché rettilinei e attraversano le dorsali calcaree all'interno di profonde chiusure. A ovest, i sistemi fluviali presentano assetti più complessi con prevalenza delle direzioni appenniniche.

Un aspetto particolare di questo tratto della catena è la non coincidenza dell'allineamento delle massime altitudini (M. Catria, 1701 m; M. Cucco, 1567 m) con la linea di spartiacque che, nella parte settentrionale, risulta spostata nettamente più ad ovest (MARNELLI, 1926; GIANNINI & PEDRESCHI, 1949).

ASPETTI GEOLOGICI GENERALI

Sotto l'aspetto strutturale l'Appennino umbromarchigiano costituisce un sistema a pieghe e sovrascorrimenti costruito, a partire dal Miocene inferiore, a spese del paleomargine africano assottigliato dalla distensione giurassica (BOCCALETTI, 1977). Durante questo intervallo di tempo, un sistema catena-avanfossa, già attivato più ad occidente nell'Oligocene superiore e in migrazione verso est, interessava il dominio umbromarchigiano dove dal Lias medio fino a tutto l'Oligocene si era realizzata una sedimentazione pelagica prevalentemente calcarea. Veniva così a formarsi, ad ovest, il bacino umbro dove si depositava una spessa sequenza torbiditica (Formazione marnoso-arenacea, Burdigaliano p.p. - Tortoniano p.p.) mentre, più ad est, si depositavano le emipelagiti del Bisciaro e dello Schlier (Messiniano inf. - Aquitaniano).

Nel Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, l'area marchigiana si articolava in bacini minori alimentati, attraverso depressioni trasversali alle dorsali sottomarine di probabile significato strutturale, da flussi torbiditici provenienti dall'area occidentale già emersa (BOCCALETTI *et al.*, 1983). La sedimentazione torbiditica dei bacini minori veniva sostituita nel Messiniano medio da una evaporitica in relazione alla crisi di salinità del Mediterraneo.

Nel corso del Miocene sup. e dell'Oligocene inf. si realizzava la principale strutturazione della catena umbromarchigiana, caratterizzata da forti raccorciamenti (CALAMITA & DELANA, 1988; BALLY *et al.*, 1986), anche se le compressioni hanno continuato ad interessare l'area esterna per tutto il Pliocene (LAVECCHIA *et al.*, 1989; CALAMITA *et al.*, 1991).

Dopo l'esaurirsi degli sforzi compressivi, la catena è stata soggetta ad estensione, essendo stata raggiunta dal *rifting* tirrenico che, migrando verso est, veniva interessando via via le aree già corrugate (CENTAMORE *et al.*, 1980). Per effetto di questo nuovo regime, si sono prodotte faglie normali con direzione prevalente NNW-SSE, i cui effetti si sono manifestati in maniera più intensa nel suo settore sud-occidentale (M. Sibillini). In conseguenza dell'attività di queste faglie, la parte occidentale della catena ha subito forti ribassamenti

verso ovest seguendo il generale motivo a gradinata presente in tutto il versante tirrenico dell'Italia centro-settentrionale.

In molti casi, la tettonica estensionale ha riattivato discontinuità preesistenti, prodottesi nel corso della fase tettonica compressiva (LAVECCHIA *et al.*, 1984; BALLY *et al.*, 1986; LAVECCHIA, 1988; MINELLI & BATTISTONI, 1989; PIZZI, 1992). Si sono così generate faglie a geometria listrica che, nell'insieme, costituiscono un complicato sistema di dislocazioni ubicate a più livelli all'interno della crosta. Le più profonde sono caratterizzate in superficie da grande estensione lineare, fino a diverse decine di Km, da piani molto inclinati e da andamenti abbastanza indipendenti dall'assetto strutturale del substrato attraversato. Quelle più superficiali, meno estese, presentano talora forma arcuata ed hanno piani di scorrimento generalmente meno inclinati, spesso coincidenti con elementi strutturali riconoscibili in affioramento; i rigetti sono molto variabili e raggiungono i valori massimi in corrispondenza dei tratti strutturalmente più rilevati della catena. Anche la direzione delle dislocazioni mostra notevole variabilità, assumendo in più casi andamento parallelo a quello delle strutture compressive.

Nel corso dell'evoluzione estensionale si sono anche prodotte le già citate depressioni tettoniche di Colfiorito, Montelago, Castelluccio, Norcia, Cascia, Leonessa, Rieti e Terni (all'interno della dorsale appenninica) e di Spoleto-Foligno, Gualdo Tadino e Gubbio (nella fascia preappenninica umbra). L'età iniziale dei loro materiali di riempimento, il cui spessore può raggiungere diverse centinaia di metri, è stata riferita per la maggior parte dei casi al Pleistocene inferiore o al Pliocene superiore finale (GEMINA, 1963; RAFFY, 1979; BORSELLI *et al.*, 1988; BLUMETTI & DRAMIS, 1993). L'origine di tali depressioni tettoniche è stata attribuita all'azione congiunta di faglie normali a direzione appenninica e dislocazioni antiappenniniche che hanno funzionato come faglie di trasferimento transtensive (CALAMITA & PIZZI, 1993). Questi motivi antiappenninici risultano in più casi impostati lungo lineamenti trasversali di scala maggiore, la cui presenza è stata ipotizzata in tutto l'appennino umbromarchigiano (C.N.R., 1982; BOCCALETTI *et al.*, 1983). Non si tratta di singole dislocazioni ma piuttosto di fasci di fratture e faglie, per lo più di modesto rigetto, che nell'insieme costituiscono strutture persistenti, presenti prima, durante e dopo la messa in posto dell'edificio a *thrust*. Esse possono essere considerate l'effetto di geofratture "regmatiche" profonde (CAIRE, 1965; DASGUPTA *et al.*, 1987), manifestatesi con modalità diverse nel corso dell'evoluzione appenninica in relazione alle variazioni del campo degli sforzi nel tempo e nello spazio.

Durante il periodo compressivo, e particolarmente tra il Tortoniano ed il Messiniano, questi elementi hanno probabilmente consentito l'alimentazione torbiditica da ovest dei bacini minori più orientali, producendo le già citate depressioni trasversali alle dorsali sottomarine. Strutturalmente poteva trattarsi di faglie di trasferimento o elementi trasversali di svincolo (BOCCALETTI *et al.*, 1983; LAVECCHIA *et al.*, 1984) che successivamente, in regime distensivo, oltre ad aver continuato a funzionare, sempre a tratti, come elementi di trasferimento delle faglie appenniniche hanno anche dimostrato una attività normale in risposta a un campo estensionale nord-sud, sovrapposto a quello est-ovest e dovuto a meccanismi geodinamici di scala re-

gionale (PIZZI, 1992) come effetto di sollevamenti differenziali di tratti della catena (INVERNIZZI, 1990; DRAMIS *et al.*, 1992).

Mentre l'area occidentale, dopo l'acme compressivo, andava gradualmente sollevandosi, probabilmente per fenomeni di riaccomodamento isostatico, la fascia piú orientale, a partire dal Pliocene inferiore-medio, diveniva sede di un nuovo vasto bacino di sedimentazione torbiditica (CANTALAMESSA *et al.*, 1986) che, nel corso della sua evoluzione, si articolava in sottobacini separati da soglie trasversali, tra i quali quello di P.S. Giorgio, la cui profondità batimetrica ha superato i 500 metri, e quello meno profondo posto alle spalle della struttura del M. Conero. Quest'ultima corrisponde, come quella piú meridionale della M. dei Fiori, al fronte di sovraccorrimenti, attivi con ogni probabilità già nel Messiniano sup. - Pliocene inf. (ORI *et al.*, 1991).

Le depressioni sedimentarie risultano pertanto ubicate al passaggio tra le strutture piú interne piegate e sollevate e altre piú orientali in via di formazione (CANTALAMESSA *et al.*, 1987). Si tratta pertanto di bacini a *piggy-back* la cui evoluzione sedimentaria è proseguita fino alla deposizione dei materiali di chiusura della successione marina, prima della definitiva emersione dell'area.

L'intervallo di sedimentazione piú recente (Pleistocene inferiore) risulta nell'insieme caratterizzato da deformazioni poco accentuate, a parte un generale motivo monoclinale originato per un fenomeno di sollevamento differenziale in direzione della catena. Solo lungo la costa alcune strutture compressive (dorsali di P.S. Giorgio, di Polverigi e di Senigallia) deformano in modo piú consistente i depositi pleistocenici; a queste sembra essere collegata l'attivazione di faglie normali che ribassano verso l'Adriatico i depositi di chiusura precedentemente sollevati. Gli assetti suddetti, relativamente semplici in superficie, mascherano però motivi profondi notevolmente piú complessi ai quali si ricollegano le già citate strutture isolate del M. Conero e, a sud, della Montagna dei Fiori (ORI *et al.*, 1991).

L'attività tettonica recente nell'area è testimoniata dalla sua storia sismica, nella quale ricorrono numerosi terremoti di intensità spesso superiore a IX MCS (POSTPISCHL, 1985). Conformemente a quanto indicato dall'evoluzione tettonica, i meccanismi focali mostrano motivi distensivi a direzione appenninica, e talora antiappenninica all'interno, nonché motivi compressivi lungo la costa adriatica (GASPARINI *et al.*, 1985; RIGUZZI *et al.*, 1989).

EVIDENZE GEOLOGICHE DEI FENOMENI DI SOLLEVAMENTO

L'assetto strutturale della catena e la posizione altimetrica dei depositi marini plio-pleistocenici periadriatici dimostra che questi hanno subito sollevamenti areali di entità cospicua, fino a diverse centinaia di metri. Come già accennato, questi depositi presentano infatti un caratteristico andamento monoclinale, con immersione verso ENE nelle Marche meridionali e verso NE piú a nord, che testimonia un motivo di sollevamento generalizzato con ampiezza maggiore in direzione della catena.

In particolare i depositi di chiusura in facies di transizione della successione marina, riferibili al Sici-

liano (CANTALAMESSA *et al.*, 1986; COLTORTI *et al.*, 1991), risultano dislocati a quote superiori a 100 metri lungo la costa (Ancona, 250 m) ed a quasi 500 metri a Ripatransone, Montefiore dell'Aso e Monterubbiano nelle Marche meridionali, mentre piú a nord, subito ad ovest del M. Conero (Offagna, M. della Crescia), gli stessi raggiungono la quota di 300 metri (COLALONGO *et al.*, 1979). Su di essi in alcune località prossime alla costa (Porto S. Giorgio, Polverigi) si sono deposte argille di facies lagunare attribuite al Crotoniano (COLALONGO *et al.*, 1979; CANTALAMESSA *et al.*, 1987), precedute da una fase continentale.

La presenza di questi depositi, dimostra che almeno lungo la costa i fenomeni di sollevamento sono stati piuttosto recenti e sono proseguiti con discreta intensità fino alla prima parte del Pleistocene medio. I depositi del Pleistocene inferiore risultano inoltre progressivamente meno inclinati verso mare (18-20 all'interno, 10-12 verso la costa), testimoniando così che il motivo di sollevamento è iniziato già durante la sedimentazione nel bacino, forse producendo alcune iniziali emersioni piú ad ovest. Quanto detto è sostenuto dall'esistenza di discordanze angolari all'interno del ciclo plio-pleistocenico, che lasciano supporre anch'esse sollevamenti iniziali dell'area piú occidentale compresa tra il bacino e la catena già emersa (CANTALAMESSA *et al.*, 1983).

Evidenze indirette di sollevamenti che avrebbero interessato la catena a partire dalla trasgressione "medio-pliocenica" sono fornite anche da caratteri sedimentologici dei depositi periadriatici plio-pleistocenici. La successione, potente 1500 metri al massimo e costituita nell'insieme da materiali sabbiosi e pelitici, presenta a varie altezze stratigrafiche depositi clastici calcarei, prodotti verosimilmente da trasporto fluviale in incisioni vallive. Tuttavia le dimensioni generalmente modeste e la relativa scarsità dei depositi suddetti indica come i sollevamenti sono stati nel complesso lenti, favorendo piuttosto fenomeni di erosione areale.

Alle caratteristiche sedimentarie dei depositi periadriatici hanno anche contribuito le condizioni climatiche che si sono succedute nell'area, contraddistinta da condizioni subtropicali umide fino a tutto il Pliocene medio e successivamente da condizioni mediterranee con intervalli aridi (BUTZER, 1957, DEMANGEOT, 1965, SUC, 1982, LIPPMAN-BAGGIONI & GARS, 1984).

Entrambe le condizioni sono state favorevoli ai fenomeni di planazione, nel primo caso in conseguenza della intensa alterazione chimica, nel secondo per la forte produzione di materiale clastico (DENNY, 1967, BUTZER, 1976). Un'ulteriore evidenza sedimentologica di sollevamento della parte interna nel corso della sedimentazione plio-pleistocenica periadriatica, è fornita dalla presenza di depositi grossolani fine-pliocenici in posizione avanzata verso la costa (CANTALAMESSA *et al.*, 1983).

L'analisi di dettaglio della distribuzione dei depositi di chiusura siciliano-crotoniani indica anche come il sollevamento si sia realizzato in maniera differenziale in senso nord-sud in relazione all'esistenza di faglie antiappenniniche (DRAMIS *et al.*, 1992). Si hanno così i piú alti valori di sollevamento (Ripatransone, 494 m) verso sud lungo la direttrice Sibillini - P.S. Giorgio ("dorsale" meridionale), in corrispondenza della quale è anche ubicato il rilievo di M. Ascensione, modellato nei conglomerati del Pliocene inferiore-medio (CANTALAMESSA *et al.*, 1983). I valori del sollevamento scen-

dono poi progressivamente a nord fino all'altezza di Macerata, per poi risalire, anche se meno marcatamente, fino alla "dorsale" Conero - M. S. Vicino e quindi ridiscendere ancora e infine risalire nuovamente in corrispondenza della "dorsale" della Cesana.

Il fenomeno di sollevamento generalizzato è testimoniato anche sul versante tirrenico, dove si possono osservare depositi costieri fine-calabrianici sollevati a quota 350 m presso Amelia (AMBROSETTI *et al.*, 1977) ed a 900 m a sud di Rieti (ALFONSI *et al.*, 1991). Il fatto che la linea di costa plio-pleistocenica tirrenica non si sia mai avvicinata alla dorsale principale tranne che nella sua estrema parte meridionale, nonostante gli imponenti rigetti verso ovest, dimostra come l'attività suddetta si sia realizzata nell'ambito di un continuo fenomeno di sollevamento. Quanto detto è anche supposto dagli spessori relativamente limitati dei riempimenti delle depressioni intrappenniniche in rapporto ai rigetti delle faglie che li hanno generati (BROZZETTI *et al.*, 1991).

In definitiva, gli elementi geologici considerati testimoniano un rapido sollevamento d'insieme di tutta l'area umbro-marchigiana a partire dalla fine del Pleistocene inferiore. Il fenomeno, che si è manifestato con ampiezza maggiore lungo l'asse della catena e con evidenti differenziazioni trasversali, si sarebbe sovrapposto ad un movimento di sollevamento più lento che, dopo la fine della fase compressiva, andava interessando le parti via via più esterne della catena.

I FENOMENI DI SOLLEVAMENTO SOTTO L'ASPETTO MORFOLOGICO

La "paleosuperficie sommitale"

Il più antico elemento morfologico dell'area umbro-marchigiana è rappresentato dalla "paleosuperficie sommitale" (DEMANGEOT, 1965; DESPLANQUES, 1969; CALAMITA *et al.*, 1982; CICCACCI *et al.*, 1985). Si tratta di un antico paesaggio caratterizzato da dislivelli topografici generalmente modesti, i cui resti sono presenti in lembi alla sommità dei rilievi appenninici, soprattutto calcarei ma anche arenacei (M. della Laga). Nel dettaglio, la "paleosuperficie sommitale" presenta forme di spianamento vere e proprie, prodottesi in condizioni di clima favorevoli ai processi areali. Questi fenomeni, che con ogni probabilità hanno iniziato ad agire già durante le prime emersioni, spesso troncano di netto la stratificazione del substrato, causando talora l'eliminazione di diverse centinaia di metri di serie, soprattutto in corrispondenza delle culminazioni dei fronti di sovrascorrimento.

Localmente, si osservano anche tratti più ripidi e rilevati, prodotti per erosione selettiva in corrispondenza di passaggi litologici di origine stratigrafica o tettonica. Queste differenziazioni topografiche si concentrano tuttavia entro intervalli altimetrici per lo più limitati e non riescono a togliere all'elemento morfologico la sua individualità, rendendolo così irriconoscibile.

Nonostante la generale prevalenza di processi di spianamento, in condizioni climatiche favorevoli la "paleosuperficie sommitale" è stata interessata anche dall'erosione fluviale. Questi corsi d'acqua, spesso impostati lungo linee tettoniche trasversali, costituivano la "prosecuzione" evolutiva delle "vie di scorrimento" sottomarine che avevano consentito l'alimentazione

clastica da occidente dei bacini minori tortoniano-messiniani. Durante la fase compressiva principale, i fiumi più importanti sono riusciti a mantenere per antecedenza il loro tracciato tagliando trasversalmente le strutture già emerse (BOCCALETTI *et al.*, 1983; CICCACCI *et al.*, 1985).

Il sollevamento post-compressivo

L'analisi della distribuzione dei lembi di "paleosuperficie sommitale" consente, in più casi, di riconoscere la natura e l'entità delle deformazioni subite dall'area sia per effetto della tettonica distensiva sia in conseguenza di movimenti verticali a largo raggio che, attivando fenomeni di erosione lineare, hanno causato una intensa frammentazione del paesaggio iniziale.

Nel corso del sollevamento post-compressivo si sono avute, sui due versanti dell'Appennino catena, evoluzioni morfologiche nettamente differenziate (DUFAURE *et al.*, 1988).

L'evoluzione del versante adriatico si è realizzata lungo tutto l'intervallo Pliocene medio - Pleistocene inferiore attraverso una successione di fenomeni generalizzati di erosione areale e lineare che hanno via via sostituito i livelli di spianamento primitivi con altri a quote più basse. Questo tipo di modellamento è proseguito, estendendosi verso est, nel corso dell'emersione progressiva e dei sollevamenti, presumibilmente lenti, che interessavano le parti più interne dei bacini plio-pleistocenici. In questo ambito venivano a delinearsi, per erosione selettiva, i "rilievi" residuali su substrato conglomeratico (M. Ascensione) che avrebbero assunto poi le posizioni altimetriche attuali per effetto del sollevamento generalizzato più recente. Sempre all'erosione selettiva, ed in particolare all'effetto protettivo di coperture detritiche grossolane, si deve la conservazione di lembi di spianamento appartenenti alle prime fasi evolutive della superficie in parola posti a quote più o meno elevate sui fianchi delle dorsali calcaree (DUFAURE *et al.*, 1988).

Il livello di spianamento più recente è quello che si osserva in estesi lembi sugli spartiacque dei principali fiumi del versante adriatico (DEMANGEOT, 1965). Il suo modellamento risulta proseguito fino al Pleistocene medio essendo la superficie in rapporto di continuità con i sedimenti di età post-siciliana che chiudono la serie pleistocenica marina (COLTORTI *et al.*, 1991).

Sul versante tirrenico la superficie sommitale risulta vistosamente dislocata da faglie normali ad andamento appenninico, che hanno prodotto scarpate alte fino a diverse centinaia di metri che mostrano il tipico aspetto a "faccette" triangolari e trapezoidali prodotte dai corsi d'acqua ad esse trasversali. All'attività di queste faglie è anche dovuta, come si è detto, l'origine delle depressioni tettoniche intramontane riempite da depositi lacustri del Pleistocene inferiore e talora del Pliocene superiore (GEMINA, 1963; BORSELLI *et al.*, 1988; BLUMETTI & DRAMIS, 1993). I depositi suddetti, in buona parte costituiti da materiali fini, sembrano testimoniare la "lentezza" dell'attività tettonica distensiva in questo intervallo di tempo.

Le faglie dirette, responsabili della creazione di scarpate sulla "paleosuperficie", mostrano in molti casi rigetti geologici sensibilmente maggiori dei dislivelli topografici prodotti (CALAMITA *et al.*, 1982). Ciò testimonia una lunga fase iniziale di prevalente spianamento in cui i processi di erosione areale erano in grado di livellare di volta in volta le irregolarità topografiche che

venivano a crearsi per effetto delle dislocazioni in superficie (CALAMITA *et al.*, 1982; ALEXANDER, 1988). Questo tipo di evoluzione morfologica, connesso probabilmente con una piú "lenta" attività iniziale della tettonica distensiva, è stato favorito dalle condizioni climatiche subaride ed è proseguito fino a che il fenomeno di sollevamento, aumentando l'energia di rilievo, ha determinato la concentrazione del drenaggio superficiale in sistemi vallivi, con relativo incremento dei processi di erosione lineare in confronto a quelli areali.

I momenti di maggiore attività del sollevamento (Pleistocene inferiore finale-Pleistocene medio) sembrano coincidere anche con una fase di maggiore attività delle faglie dirette; questa intensificazione delle deformazioni tettoniche distensive potrebbe essere dovuta alla sovrapposizione di sforzi gravitativi, introdotti dalla piú forte energia del rilievo, nel campo di sforzi estensionali (DEWEY, 1988).

Il sollevamento generalizzato piú recente

L'evoluzione morfologica dell'area ha subito cambiamenti sostanziali verso la fine del Pleistocene inferiore, quando un fenomeno di sollevamento rapido e generalizzato ha interessato tutta l'Italia centrale (DEMANGEOT, 1965; AMBROSETTI *et al.*, 1982; DUFAURE *et al.*, 1988). Questo fenomeno, che ha raggiunto i valori massimi in corrispondenza dell'asse della catena (fino a raddoppiarne l'altitudine, DEMANGEOT, 1965), presentando anche intensità differente in senso trasversale (DRAMIS *et al.*, 1992), è responsabile dell'attuale assetto orografico dell'Appennino. I maggiori valori dell'energia del rilievo così acquisiti hanno determinato forti incrementi dell'erosione lineare producendo così un generale e veloce approfondimento delle incisioni vallive.

In queste condizioni è stato definitivamente impostato per sovrainposizione il sistema di drenaggio superficiale adriatico dal caratteristico assetto conseguente all'inclinazione verso est delle fasce pedemontane (DUFAURE *et al.*, 1989). Questo fenomeno di approfondimento dell'erosione lineare ha indotto, tra l'altro, un gran numero di movimenti gravitativi profondi (del tipo *lateral spread* e *sakung*) che talora, anche per effetto di scosse sismiche, sono evoluti in fenomeni franosi di grosse dimensioni (COPPOLA *et al.*, 1978; CARRARO *et al.*, 1979; DRAMIS *et al.*, 1987). In alcuni casi i fenomeni suddetti si sono prodotti lungo piani di discontinuità preesistenti, con movimento del tetto simile a quello di faglie normali a geometria listrica (NIJMAN, 1971; CALAMITA *et al.*, 1982).

Nel corso del sollevamento molti corsi d'acqua a deflusso adriatico sono stati troncati per fenomeni di cattura da parte di canali a direzione appenninica, impostati per erosione selettiva nelle depressioni sinclinali (CICCACCI *et al.*, 1985). Sempre sul versante adriatico, per effetto dei sollevamenti differenziali antiappenninici, i reticoli idrografici hanno assunto caratteristici andamenti "centripeti" verso i settori trasversali piú depressi (DRAMIS *et al.*, 1992). Un'evoluzione piú complessa ha contraddistinto i fiumi del versante occidentale che venivano nel frattempo piú volte interrotti e disarticolati dalle faglie normali. Importante conseguenza del sollevamento generalizzato è stata inoltre lo sventramento di gran parte delle depressioni lacustri intrappenniniche. La maggior parte di tali bacini, esclusi quelli piú interni le cui acque, dopo i solle-

vamenti, hanno trovato una via di drenaggio attraverso inghiottitoi all'interno del substrato calcareo, è infatti stata raggiunta dall'erosione regressiva che, una volta aperte le soglie e svuotati i laghi, ha troncato rapidamente i depositi lacustri sui quali si sono successivamente depositi, in discordanza, materiali di conoide e fluviali del Pleistocene medio-superiore (BLUMETTI & DRAMIS, 1993).

In tutta l'area, all'interno delle valli sono state deposte tre generazioni principali di alluvioni terrazzate, sovrastate in molti casi da un terrazzo orografico privo di depositi di copertura e incastrato nelle superficie di chiusura del Pleistocene marino. L'origine di questi elementi morfologici è da riferire ad interferenze tra approfondimenti erosivi e fenomeni di prevalente deposizione connessi con oscillazioni del clima in senso freddo cui si doveva la scomparsa piú o meno completa della vegetazione sui versanti (COLTORTI & DRAMIS, 1988; COLTORTI *et al.*, 1991).

Un'importanza morfogenetica minore hanno avuto invece le oscillazioni eustatiche, i cui effetti risultano limitati alla sola fascia costiera adriatica (GORI, 1988; COLTORTI *et al.*, 1991).

Sulla base di determinazioni radiometriche, oltre che di elementi pedo-stratigrafici e geo-archeologici (DAMIANI & MORETTI, 1969; DUFAURE *et al.*, 1989; COLTORTI *et al.*, 1991), i suddetti depositi alluvionali possono essere riferiti rispettivamente al Pleistocene superiore, al Pleistocene medio finale e al Pleistocene medio. In prossimità della costa il terrazzo alluvionale piú alto risulta talora ricoperto da sedimenti marini trasgressivi di probabile età tirreniana (COLTORTI *et al.*, 1991). Anche il ripiano orografico incastrato nella superficie di chiusura del Pleistocene marino va riferito al Pleistocene medio, essendo la sua età compresa tra il Crotoniano e quella del terrazzo alluvionale piú antico.

All'attività di faglie trasversali (GIROTTI, 1969), probabilmente di tipo listrico (con ribassamenti verso nord) e connesse con i sollevamenti differenziati, ed al basculamento contro monte dei lati ribassati potrebbe essere dovuta la progressiva migrazione verso destra degli alvei dei fiumi adriatici principali nei tratti mediano-esterni; questo fenomeno ha indotto una maggiore erosione sul lato meridionale con l'eliminazione anche totale dei depositi terrazzati piú antichi.

Il fenomeno di sollevamento, in ogni caso, sembra aver rallentato la sua velocità durante il Pleistocene medio, come indicato dalle quote dei terrazzi alluvionali (e in particolare di quello piú antico, la cui superficie sommitale raramente raggiunge i 100-150 m) e dalle ridotte divergenze verso monte (DUFAURE *et al.*, 1989).

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Gli elementi geologici e geomorfologici esaminati consentono di delineare un soddisfacente quadro genetico-evolutivo della catena appenninica umbro-marchigiana con particolare riferimento ai diversi movimenti verticali che hanno contribuito alla genesi del rilievo:

a) Movimenti verticali legati alla messa in posto delle strutture compressive: anche se esiste una coincidenza tra sommità piú elevate e culminazioni dei thrust è evidente che queste riguardano dislivelli minori in un

quadro di sollevamenti dovuti a fenomeni di scala piú vasta. Ciò è confermato dalla ricostruzione della "paleosuperficie sommitale" dove le suddette culminazioni costituiscono accidenti locali del rilievo in un quadro di generalizzati fenomeni di planazione.

b) Movimenti verticali legati probabilmente a fenomeni di accomodamento isostatico post-compressivi: si sono realizzati dapprima nel bacino umbro e quindi in corrispondenza della parte assiale della catena. I rilievi cosí prodotti non sono stati molto accentuati anche a causa dei fenomeni di spianamento che interessavano di continuo il paesaggio, favoriti sia dalle condizioni climatiche dapprima caldo-umide e poi subaride sia, probabilmente, dalla lentezza dei sollevamenti.

3c) Movimenti verticali iniziati verso la fine del Pleistocene inferiore: si tratta di fenomeni di scala molto vasta ai quali si deve l'origine del rilievo dell'Italia centrale nel suo complesso. Essi si sono infatti manifestati dal Tirreno all'Adriatico, coinvolgendo contemporaneamente aree soggette a tettonica estensionale e compressiva.

Particolarmente significativo per mettere in evidenza l'indipendenza di questo sollevamento dell'assetto strutturale del substrato è il fatto che l'asse della catena comprende indifferentemente una struttura complessa ad orientamento appenninico (parte dei M. Sibillini), una ad orientamento E-W (parte del Gran Sasso) ed un tratto dell'avanfossa compreso tra le due strutture suddette e sul quale le stesse si sono accavallate (DUFAURE *et al.*, 1988). Dalla sovrapposizione del sollevamento generalizzato con le diverse condizioni tettonico-evolutive caratteristiche dei due versanti dell'Appennino sono derivate situazioni morfologiche differenti (DUFAURE *et al.*, 1989).

I versanti occidentali risultano contraddistinti da vistose gradinate di faglia degradanti verso il Tirreno, da depressioni tettoniche intrappenniniche riempite di depositi lacustri e poi incise dall'erosione regressiva, da reticoli idrografici fortemente condizionati dalle dislocazioni normali.

Quelli orientali sono invece caratterizzati da una sequenza di superfici di spianamento prodotte essenzialmente da processi di erosione areale, da un reticolo idrografico sul quale si individuano lunghi tratti rettilinei, perpendicolari al litorale adriatico e conseguenti al sollevamento differenziale della fascia periadriatica verso l'asse della catena appenninica. Sono anche evidenti sul rilievo e sul reticolo idrografico gli effetti di movimenti verticali che hanno differenziato il sollevamento in senso trasversale.

In ogni caso, si può affermare che l'azione congiunta del sollevamento e della tettonica distensiva ha prodotto nell'area gli effetti morfogenetici piú vistosi. Particolarmente evidente è in questo contesto il caratteristico assetto morfostrutturale a blocchi posti a diverse altitudini e delimitati da scarpate di faglia (CENTAMORE *et al.*, 1980). Il sollevamento generalizzato sembra aver subito un notevole rallentamento verso la fine del Pleistocene medio, come è deducibile da osservazioni geomorfologiche sui terrazzi alluvionali dell'area.

BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDER D. (1988) - *Relief inversion by denudation of the Monte Nerone anticline, Central Italy*. *Geomorphology*, **1**, 87-109.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., MATTEI M., GIROTTI O., MAIORANI A., PREITE MARTINEZ M., TRUDU C. & TURI B. (1991) - *Structural and geochemical features of the Sabine strike-slip fault (Central Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **90** (2), 231-244.
- 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. 513 del P.F. Geodinamica, CNR, 219-223.
- AMBROSETTI P., CONTI M.A., PARISI G., KOTSAKIS T. & NICOSIA U. (1977) - *Neotettonica e cicli sedimentari plio-pleistocenici nei dintorni di Città della Pieve (Umbria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**, 605-635.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI P. (1986). *Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 257-310.
- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (province di Lucca e Pistoia)*. *Geogr. fis. Din. Quat.*, **3**, 42-60.
- BLUMETTI A.M. & DRAMIS F. (1993) - *Il Pleistocene inferiore nell'area nursina*. *Studi Geol. Camerti*, presente volume.
- BOCCALETTI M. (1977) - *The role of the foreland in the late geotectonic evolution of the mediterranean arcs at the continental stage*. *Acc. Naz. Lincei*, **63**, 561-570.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrusts and wrenching tectonics in a model of ensialic Neogenic-Quaternary deformation*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**, 581-592.
- BORSELLI V., FICCARELLI G., LANDUCCI F., MAGNATTI M., NAPOLEONE G. & PAMBIANCHI G. (1988) - *Segnalazione di mammiferi pleistocenici nell'area di Colfiorito (Appennino umbromarchigiano) e valutazione della potenzialità del giacimento con metodi geofisici*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **27** (2), 253-257.
- BOUSQUET J.C. (1972) - *La tectonique récente de l'Appennin Calabro - Lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. *Geologica Romana*, **12**, 1-104.
- BROZZETTI F., LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1992) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultracalcolino umbro-laziale*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. CROP 11 (1991/2), 327-337.
- BUTZER K.W. (1957) - *Mediterranean pluvials and the general circulation of the Pleistocene*. *Geografiske Annaler*, **39**, 48-53.
- BUTZER K.W. (1976) - *Geomorphology from the earth*. Harper & Row, 463 pp.
- CAIRE A. (1975) - *Les règles de la fracturation continentale et le rôle des géofractures dans l'évolution de l'écorce terrestre*. *Rev. Géogr. Phis. Géol. Dyn.*, **17** (4), 319-354.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and folds related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. *Annales Tectonicae*, **4** (1), 83-117.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1992) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino Umbro-marchigiano alla costa Adriatica*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. CROP 03 (1991/1), 295-314.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Apennine)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **5**, 263-276.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabine Apennines (Central Italy)*. *Tectonophysics*, **146**, 131-147.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1993) - *Tettonica quaternaria nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. *Studi Geol. Camerti*, presente volume.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M. L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. "La geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983) - *I depositi terigeno-neogenico-quaternari affioranti tra il F. Potenza ed il F. Tronto*. *Studi Geol. Camerti*, num. spec. Riunione Gruppo Sedimentologia-C.N.R., 36 pp.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., PICCINI M., PONTONI F. & POTETTI M. (1987)

ADAMS G.F. (1975) - *Penplains, pediplains and etchplains*. Ed. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 496 pp.

- Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto San Giorgio (Ascoli Piceno, Marche). *Geologica Romana*, **26**, 359-369.
- CARRARO F., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1979) - Large-scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine ranges. Proc. 15th Meet. "Geomorphological Survey and Mapping", Modena, 213-230.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1980) - La tettonica recente nell'arco appenninico umbro-marchigiano. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl. n. 356.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche Ridge, northern sector. *Studi Geol. Camerti*, **10**, 7-15.
- C.N.R. - CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1982) - Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. 429.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - Sedimentazione ciclica nel Pleistocene anconetano. *Geologica Romana*, **18**, 71-92.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali. *Geog. Fis. Din. Quat.*, **14** (1), 87-100.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennine, Central Italy. *Z. Geomorph.*, N. F., **71**, 59-70.
- COPPOLA L., DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1978) - Paleofrane nelle formazioni mesozoiche dell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**, 99-109.
- DAMIANI A.V. & MORETTI A. (1969) - Segnalazione di un episodio wurmiano nell'alta valle del Chienti (Marche). *Boll. Soc. Geol. It.*, **87**, 171-181.
- DASGUPTA S., MUKHOPADHYAY M. & NANDY D.R. (1987) - Active transverse features in the central portion of the Himalaya. *Tectonophysics*, **136**, 255-264.
- DEMANGEOT J. (1965) - Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. *Mém. et Doc. du C.N.R.S.*, Paris, 287 pp.
- DENNY C.S. (1967) - Fans and pediments. *Am. Journ. Science*, **265**, 81-105.
- DESPLANQUE H. (1969) - Campagnes ombriennes. Contribution à l'étude des paysages ruraux en Italie. A. Colin, Paris.
- DEWEY J. F. (1988) - Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7** (6), 1123-1139.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in un tratto di valle trasversale dell'Appennino marchigiano (F. Chienti). *Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana*, **6-7**, 29-33.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1992) - Il ruolo di elementi strutturali trasversali sull'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1991/2) CROP **11**, 283-286.
- DUFAURE J.J., BOSSOYT D. & RASSE M. (1988) - Deformations quaternaires et morphogenese de l'Appennin Central Adriatique. *Phisio-Geo*, **18**, 9-46.
- DUFAURE J. J., BOSSOYT D. & RASSE M. (1989) - Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin Central adriatique. *Bull. Afeq.*, **3**, 151-160.
- GASSNER A. (1983) - Themorphogenic phase of mountain building. In: HSU K.J. (Ed.) - *Mountain building processes*. Academic Press London, 221-8.
- GASPARINI C., JANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula. *Tectonophysics*, **117**, 59-78.
- GEMINA (1963) - Ligniti e torbe dell'Italia continentale. Pubbl. Soc. Geomin. Roma, ILTE Ed., 319 pp.
- GIANNINI E. & PEDRESCHI L. (1949) - Considerazioni sullo sviluppo dell'idrografia in relazione alle più recenti teorie sull'orogenesi appenninica. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem. **56**, Ser. A, 144-177.
- GIROTTI O. (1969) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Fogli 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova. *Serv. Geol. d'Italia*, 50 pp.
- GORI U. (1988) - Contributo alla conoscenza della sedimentazione delle alluvioni quaternarie del fiume Foglia (Marche). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **11**, 121-122.
- INVERNIZZI C. (1990) - Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiana esterna tra i fiumi Esino e Tronto. Tesi di Dottorato, Università di Camerino, 154 pp.
- KING L. (1976) - Planation remnants upon highlands. *Z. Geomorph.*, N. F., **20** (2), 133-148.
- LAVECCHIA G. (1988) - The Tyrrhenian-Apennins system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva e ipotesi di sismogenesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103** (3), 467-476.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - Contractional and Extensional Tectonics along the Trasimeno Lake-Pesaro Transect (Central Italy). *Atti Conv. Lincei*, **80**, 177-194.
- LIPPMAN-BAGGIONI M. & GARS G. (1984) - La bordure sud des Mts. Picentini: un jalon dans l'évolution neotectonique et paleoclimatique de l'Apennin meridional. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **7** (2), 49-58.
- MARCHETTI G., PEROTTI C. & VERCESI P. L. (1979) - Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plio-quaternary evolution of the Piacenza Apennine. Proc. 15th Plenary Meeting I.G.C., Comm. Geomorph. Survey & Mapping, Modena, 151-164.
- MARINELLI O. (1926) - La maggiore discordanza tra orografia e idrografia nell'Appennino centro-settentrionale. *Riv. Geogr. It.*, **33**, 65-74.
- MINELLI G. & BATTISTONI M. (1989) - Inversion tectonics seismic evidences in the Perugia Massif Area (Northern Apennines, Italy). *Riassunti Conv. "La Geologia strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della sismica profonda"*, Pisa, C.N.R., 31.
- MYERS J.S. (1975) - Vertical crustal movement on the Andes in Peru. *Nature*, **254**, 672-4.
- NIJMAN W. (1971) - Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, Central Italy. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Proc.*, B, **74** (2), 156-184.
- OLLIER C. D. (1981) - *Tectonics and landforms*. Longman, London.
- OLLIER C. D. (1991) - *Ancient landforms*. Belhaven Press, 233 pp.
- OLLIER C. D. & PAIN C. F. (1988) - *Morphotectonic of Papua New Guinea*. *Z. Geomorph.*, Suppl., **69**, 1-16.
- ORI G.C., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - The Pliocene-Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. 3rd E. A. P. G. Conf., Adriatic foredeep field guide book, Florence, Italy, 85 pp.
- PÉCSI M. (Ed.) (1970) - *Problem of relief planation*. Ed. Akadémiai Kiado, Budapest, 151 pp.
- PIZZI A. (1992) - *Faglie recenti ed attive ed origine delle depressioni tettoniche. Esempi dell'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi di dottorato inedita, Università degli Studi di Camerino, 172 pp.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R., Quad. Ric. Scient., **114** (2b), 239 pp.
- RAFFY J. (1979) - *Le versante Tyrrhenienne de l'Apennine Central: étude géomorphologique*. C.N.R.S., Paris 705 pp.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - Study of the seismic sequence of Porto S. Giorgio (Marche) - 3 July 1987. *Il Nuovo Cimento della Soc. It. di Fisica*, **12** (4).
- SAVICIKI L. (1909) - *Un profilo morfologico attraverso l'Appennino*. *Riv. Geogr. It.*, **16**, 388-401.
- SESTINI A. (1980) - *Un'antica superficie d'erosione nei monti del Chienti*. *Riv. Geogr. It.*, **88** (2), 214-220.
- SUC J. (1982) - *Palynostratigraphie et Paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale*. C. R. Ac. Sc. Paris, ser. 2, **294**, 1003-1008.

