

LE VARIAZIONI GEOMORFOLOGICHE INDOTTE DALLA TETTONICA RECENTE IN APPENNINO MERIDIONALE

Alessandra Ascione & Aldo Cinque

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Largo S. Marcellino 10, 80138 Napoli

RIASSUNTO

Accanto agli effetti derivanti dallo scuotimento sismico, le deformazioni tettoniche generano nel paesaggio modificazioni i cui tipi ed entità sono funzione dal rapporto tra i tassi delle deformazioni ed i ritmi dei processi erosivo/deposizionali con i quali esse interagiscono. In questo lavoro vengono esaminati i principali tipi di variazioni ambientali causati dalle deformazioni tettoniche tardo-quaternarie in Appennino meridionale, una regione nella quale i lineamenti tettonici ad attività recente sono caratterizzati da una debole espressione morfologica. Ciò appare rappresentare la risposta ad una tettonica che si manifesta con faglie distribuite su numerosi lineamenti, ciascuno dei quali registra bassi tassi deformativi, cui si oppone una dinamica esogena che, grazie al clima, al giovane rilievo ed all'elevata erodibilità dei terreni occupanti vaste aree, risulta particolarmente vivace.

ABSTRACT

Besides the effects resulting from the seismic shaking (landslides, sinking, etc.), active tectonics may affect the environment, on a longer time scale, through changes whose types and magnitudes depend on the relationships between the rates of deformation and the rates of geomorphic processes. Type and magnitude of changes will thus vary according to the geomorphic scenario in which deformations take place.

In this paper is presented an overview on the changes triggered by recent deformations (e.g. to tectonics active since the late Quaternary) in environments characterised by different rates of the erosional/depositional processes. The scenarios examined are river valleys, intramontane basins, coastal plains and slope areas. In the region, the observed environmental changes appear on the whole quite subdued: this is due to the interplay between the low slip rates (on the order of few tenths of mm/yr) of the numerous and widely distributed normal faults active within the present extensional regime, and the high rates of the exogenous processes. The latter are controlled by the aggressive Mediterranean climate, by the high relief of the young chain (that formed starting from the Miocene) and by the widespread occurrence of highly erodible rocks. In contrast, in the volcanic district of the Campania region (which comprises the Phlegrean Fields, the Somma-Vesuvius and the neapolitan islands), high rate volcano-tectonic vertical movements triggered strong and rapid environmental changes in the Holocene; in the coastal Campana Plain, these vertical movements were roughly counterbalanced by high rates pyroclastic deposition.

Parole chiave: geomorfologia, tettonica attiva, variazioni ambientali, Quaternario, Appennino meridionale.

Keywords: : geomorphology, active tectonics, environmental change, Quaternary, Southern Apennines.

PREMESSA

L'Appennino meridionale, risultato di una strutturazione molto recente, è interessato da una tettonica ancora attiva che, tra l'altro, si manifesta con un'intensa e frequente sismicità che ha dato luogo anche a devastanti terremoti in epoca storica ed attuale. Ciò nonostante, la forte articolazione orografica che caratterizza la regione non appare che localmente (e.g. fianco tirrenico) dominata da forme tettoniche: all'interno della catena, infatti, il rilievo è per buona parte scandito da alti versanti strutturali con varie orientazioni che, tuttavia, sono in maggioranza forme a controllo strutturale passivo quali versanti di linea di faglia. D'altra parte, per quei versanti strutturali che sono legati in modo diretto alla tettonica più recente (scarpate di faglia quaternarie) si hanno oramai sufficienti dati geologici e morfologici per concludere che, nel corso delle ultime centinaia di migliaia di anni, essi hanno registrato ritmi di crescita relativamente blandi (nell'ordine dei decimi di mm/a), derivati da riattivazioni di ordine decimetrico con ricorrenze di ordine millenario (Ascione & Cinque, 1997).

Evidenze di un rallentamento dei ritmi medi di deformazione della catena nel corso del tardo Quaternario sono anche l'estinzione dei grandi bacini lacustri intracatena (creati e mantenuti attivi dalla tettonica del Pleistocene inferiore e medio), nonché le recenti emersioni e progradazioni registrate nelle depressioni peritirreniche, che erano invece state occupate da ampi golfi marini nel precedente intervallo a maggiore ritmo di subsidenza.

La scarsa espressione morfologica dei lineamenti tettonici sembra essere la conseguenza sia della recente impostazione del regime tettonico attualmente attivo, sia delle modalità con cui esso si manifesta. Tale regime, che è regionalmente caratterizzato da estensione (Hippolyte *et al.*, 1994) avente direzione analoga a quella ottenuta dai meccanismi focali dei terremoti del sud Italia (Cello *et al.*, 1982; Gasparini *et al.*, 1985) ed ha seguito la cessazione, avvenuta nel Pleistocene medio, dei raccorciamenti sul fronte esterno (Patacca & Scandone, 1999) e dei ribassamenti distensivi sul fianco tirrenico, si è instaurato infatti solo nel tardo Pleistocene medio (Caiazzo, 2000; Cinque *et al.*, 2000). In esso, inoltre, si registra l'attivazione di numerose faglie distribuite su larga parte della catena, dal margine tirrenico fino all'ex-avanfossa: tra le faglie la cui attività recente è stata riconosciuta, ciascuna appare aver assommato piccoli rigetti, con ritmi medi relativamente bassi, nell'ordine di pochi decimi di mm/a nell'intero intervallo tardo-Pleistocene medio - Attuale (Cinque *et al.*, 2000; Ascione *et al.*, 2003).

Ad una tettonica agente con bassi tassi, si oppongono processi erosivo/deposizionali che sono particolarmente aggressivi sia perché il rilievo locale nella giovane catena è ancora alto, sia per il contesto climatico regionale, sia, infine, perché larga parte della regione (le aree esterne della catena, l'ex-avanfossa, ma anche vaste porzioni delle zone interne come il promontorio cilentano) è occupata da litotipi ad alta erodibilità.

1 LE MODIFICAZIONI CREATE NEL PAESAGGIO DALLA TETTONICA

In uno scenario quale l'Appennino meridionale, caratterizzato cioè da una tettonica che agisce con ritmi mediamente molto prossimi (se non, a luoghi, inferiori) a quelli della dinamica esogena, ci si attende che le deformazioni recenti abbiano prodotto solo lievi modificazioni del paesaggio. Poiché la velocità del modellamento varia in funzione dei tipi e dei ritmi dei processi erosivo/deposizionali agenti che, a loro volta, sono condizionati dall'erodibilità dei litotipi affioranti, gli effetti delle fagliazioni variano al variare (oltre che dei ritmi che le sono propri) dei contesti orografici e litologici in cui si articola una regione. Nei contesti conservativi in cui i ritmi della dinamica esogena sono lenti, ad esempio, gli effetti delle crisi deformative vanno sommandosi nel tempo, dando luogo a forme più vistose rispetto a quelle che ci si attende di rinvenire nelle aree in cui i processi erosivo/deposizionali si manifestano con maggiore vivacità. Al contempo, dove i processi esogeni agiscono con alti tassi, le forme tettoniche riconoscibili saranno solo quelle molto recenti.

1.1 Effetti delle fagliazioni in ambienti fluviali

Le interazioni della tettonica con i processi legati al sistema morfodinamico fluviale danno luogo a diversi tipi di modificazioni nel paesaggio (Santangelo, 2003); tra esse le più vistose sono quelle dovute al movimento differenziale di blocchi in senso trasversale rispetto ai tracciati fluviali. Nella regione qui presa in esame, esempi di recenti sovralluvionamenti causati da questo tipo di fenomeno si hanno nell'alta valle del Volturno (Brancaccio *et al.*, 1997) e nella Piana di Alife, al margine NNE della Piana del Volturno, dove sono riferibili al Pleistocene finale - Olocene (successivi alla deposizione dell'Igimbrite Campana; quest'ultima ha età 39 ka; De Vivo *et al.*, 2002), ma anche nella porzione settentrionale del bacino dell'alta Val d'Agri; altri casi si riscontrano nel massiccio del M. Marzano, dove sono dovuti all'attività di faglie tra le quali quella che ha prodotto dislocazioni durante il terremoto del 1980 (Cinque *et al.*, 1980; Westaway & Jackson, 1987; Pantosti & Valensise, 1990; Ascione *et al.*, 2003).

Il tipo di risposta del sistema fluviale a movimenti verticali di blocchi è essenzialmente controllato dal rapporto tra il tasso della tettonica e quello della dissezione fluviale, quest'ultimo dipendente, oltre che dal potere erosivo del corso d'acqua, dall'erodibilità dei terreni costituenti la soglia. La creazione di ambienti con sedimentazione lacustre, infatti, è favorita nei casi in cui la soglia è impostata in litologie resistenti all'erosione: in Appennino meridionale, il sollevamento relativo di soglie carbonatiche ha, ad esempio, provocato l'instaurarsi di ambienti lacustri nei bacini di Acerno (nel Pleistocene medio; Munno *et al.*, 2001), Camerota (nel Pliocene superiore), del Vallo di Diano (tra il Pleistocene medio e

l'Olocene).

Più complessa è la risposta dove, nell'area interessata dalle disarticolazioni verticali, sono presenti terreni ad alta erodibilità. Questi tipi litologici affiorano largamente nella regione, dove sono dati dalla gran parte delle successioni terrigene costituenti le coperture flyschoidi e le falde interne Liguridi e Sicilidi (tutti occupanti vaste aree, ad es., del promontorio cilentano e della fascia esterna della catena), ma anche le successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche prevalentemente plio-quadernarie che costituiscono il riempimento di bacini satellite (diffuse soprattutto nella fascia esterna della catena), nonché della vasta avanfossa bradanica, oltre ai depositi alluvionali quadernari (Fig. 1). Da quanto si osserva, nelle aree in cui sono stati creati depocentri a tergo di strutture in sollevamento impostate in terreni ad alta erodibilità, i tassi della dissezione hanno mediamente bilanciato quelli della tettonica. Ad esempio, nei bacini della bassa valle del Tanagro (Pleistocene medio; Amato *et al.*, 1991), della Valle del Melandro (Pleistocene inferiore, Santangelo, 1991) e dell'alta Val d'Agri (Di Niro *et al.*, 1992), che sono chiusi da soglie in rocce tenere, la sedimentazione è caratterizzata prevalentemente da facies fluviali, cui si intercalano limitati intervalli pelitici a testimoniare solo brevi periodi di ostruzione del drenaggio. Si può poi osservare che, in questi casi, lo spessore del pacco sedimentario non rappresenta che un'approssimazione per difetto dell'entità di sollevamento relativo della soglia, che veniva interessata da contemporanea dissezione.

Nelle aree occupate da rocce tenere, la presenza di tratti sovralluvionati costituisce spesso la più evidente, se non l'unica, traccia della disarticolazione del tracciato longitudinale di valli fluviali. Infatti, mentre nelle valli chiuse da soglie in rocce resistenti l'aggradazione a monte di un alto in sollevamento è accompagnata dalla nascita di una forra ripida attraverso la soglia, ma anche, se il sollevamento è dovuto all'attività di una faglia, dalla nascita di una ripida scarpata lungo il lineamento (vedi gli esempi citati del Vallo di Diano, di Camerota, di Acerno), questi caratteri morfologici possono mancare nel caso di soglie "tenere". Ciò è quanto si osserva, ad esempio, nella bassa valle del Tanagro, dove i fianchi vallivi nel blocco sollevato, come pure la scarpata di faglia, mostrano un profilo non sensibilmente diverso rispetto a quelli dei tratti contigui (Fig. 2); ciò dipende dal fatto che, con simili terreni, lo *slope decline* dei versanti vallivi procede tanto rapidamente che, al limite, esso può riuscire a tenere il passo della dissezione.

In situazioni di questo tipo, la ricostruzione è confermata dal dato geologico che la base del riempimento alluvionale si pone ben al di sotto (fino a molte decine di metri) della quota del fondovalle nel tratto sollevato. Questa conferma diventa decisiva per distinguere i casi di influenza attiva "certa" della tettonica da quelli di controllo passivo esercitato da variazioni litologiche lungo il percorso vallivo, che similmente possono generare tratti stretti senza depositi e tratti più ampi e svasati con fondovalle a copertura alluvionale, che, però, in questi casi è sottile: tali situazioni ricorrono lungo le valli che dissecano la zona esterna della catena, caratterizzata da pieghe e faglie inverse coinvolgenti complessi di erodibilità differenziata. Va comunque considerato che, al limite, depocentri potrebbero non nascere anche nel caso di soglie tettoniche impostate in litologie ad erodibilità tanto alta (ad esempio, le argille) da permettere alla dissezione di tenere il passo del tasso di sollevamento.

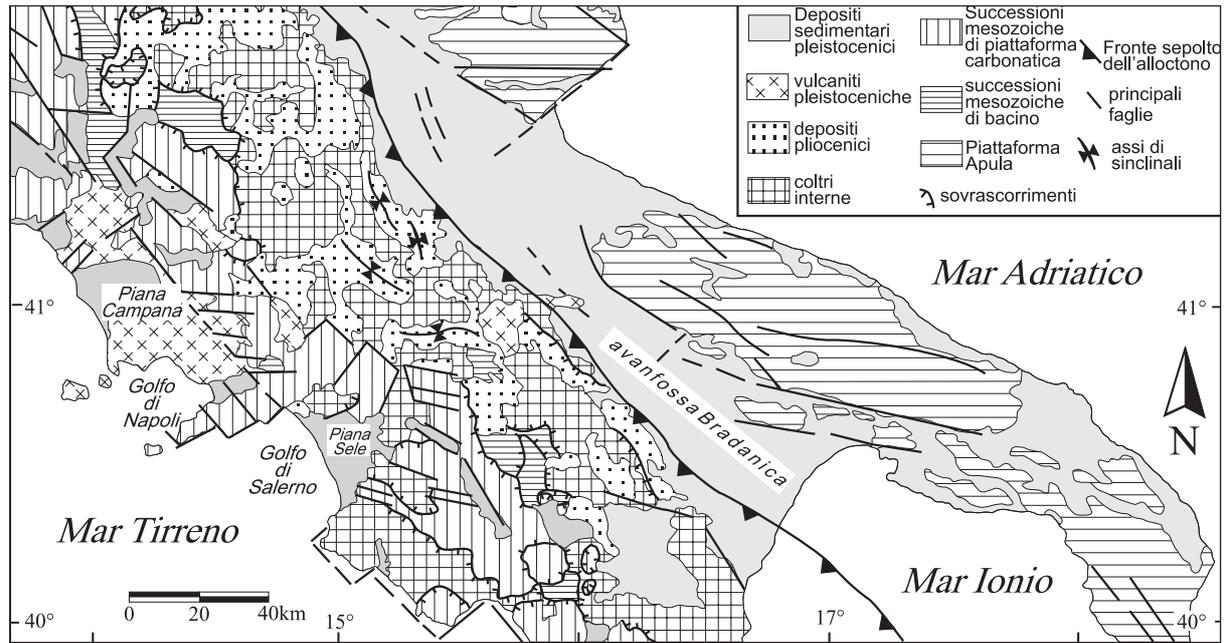


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino meridionale. Modificato da Modello strutturale d'Italia (Scandone *et al.*, 1983).
 Structural sketch map of the Southern Apennines. Modified after Structural Model of Italy (Scandone *et al.*, 1983).

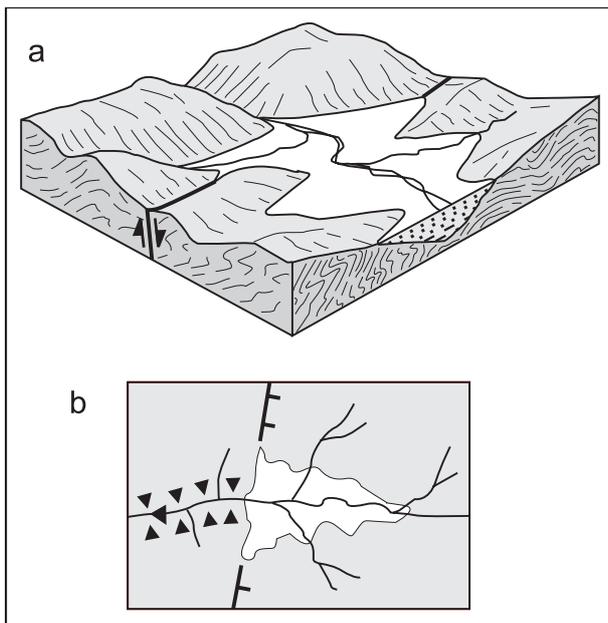


Fig. 2 - Una faglia con componente verticale del rigetto crea un ostacolo attraverso un tracciato fluviale in un'area occupata da rocce altamente erodibili. Questo fenomeno può essere denunciato solo dalla presenza, a monte dell'ostacolo, di un tratto sovralluvionato in cui la base dell'accumulo si spinge al di sotto di quella del fondovalle nella forra: il rapido addolcimento dei neogenerati fianchi della forra e scarpata di faglia, infatti, fa sì che questi non appaiono più "freschi" rispetto ai più antichi versanti del tratto a monte.

a: Block diagram illustrating a normal component fault cutting across a valley which dissects highly erodible rocks; b: plan view of the same area. In such cases, the antecedence may be revealed only by the presence of a thick mantle of alluvial deposits whose base is found at an elevation lower than the elevation of the bottom of the neighbouring, downvalley gorge. Other expected morphological parameters, such as steep newly generated gorge flanks and a steep fault scarp, are not found due to the slope decline that may proceed fast enough to keep pace with both the river downcutting and the fault slip.

1.2 Variazioni ambientali legate ai rapporti tra tettonica e sedimentazione

Nelle depressioni subsidenti, che in Appennino meridionale sono date da graben costieri e conche intramontane (Fig. 3), l'intergioco tra la dinamica esogena e quella endogena può causare sensibili variazioni ambientali che possono tradursi, nelle aree costiere, in migrazioni della linea di costa e degli ambienti di transizione ed, nelle conche, in modificazioni nei sistemi deposizionali e nell'avvicendamento tra contesti geomorfologico/sedimentari diversi.

Come esempio, tra le conche intramontane, può citarsi quello del Vallo di Diano, una depressione tettonica con versanti più attivi lungo il suo margine orientale, in cui si è registrato nel corso del Pleistocene medio un sostenuto ritmo dei ribassamenti (intorno a 0.7 mm/a; Karner *et al.*, 1999). Lo spazio creato dalla notevole mobilità della faglia bordiera è stato accomodato, oltre che dall'aggradazione lacustre, da quella di numerosi apparati di conoide provenienti dallo stesso versante, i cui depositi erano tuttavia confinati presso quello stesso margine. A partire dal tardo Pleistocene medio, il ritmo medio dei ribassamenti è andato attenuandosi (esso è valutabile in circa 0.2 mm/a nel Pleistocene superiore - Olocene) fino a divenire inferiore a quello della sedimentazione. Ciò ha comportato la vistosa progradazione di ampi sistemi di conoide alimentati dai rilievi orientali sulle *facies* lacustri che sono state confinate, riducendosi in ampiezza, verso l'opposto margine della depressione (Fig. 4) ed, infine, il progressivo colmamento del bacino che, in epoca storica, veniva occupato da un'ampia palude fino alla definitiva bonifica. In questa stessa conca, una possibile recente ripresa della tettonica è suggerita dall'impaludamento che rese necessario, in epoca borbonica, riprendere la bonifica già realizzata in epoca romana allorquando, tra l'altro, si provvide ad approfondire la forra che attraversa la soglia calcarea che richiude la conca verso nord.

In altri casi osservati, la recente progradazione

degli apparati di conoide disposti lungo fronti montuosi bordati da faglia, come quelli della piana di Alife, o alcuni tra quelli del bacino del Pantano di S. Gregorio Magno, costituisce un effetto dello slittamento dell'area di massima deposizione degli stessi conoidi verso la zona centrale del bacino, indotto dal fatto che la faglia si muove con un tasso inferiore a quello della sedimentazione del conoide. In questi casi, fagliazioni recenti hanno interessato gli stessi apparati di conoide, provocando il sollevamento relativo, con conseguente dissezione, della loro porzione apicale e la formazione di nuovi conoidi incastrati nei precedenti ed aventi un'area depocentrale più avanzata rispetto ai primi (Fig. 5).

Nei *graben* costieri presenti lungo il margine tirrenico della Campania, che erano stati sede di considerevoli ribassamenti nel corso del Pleistocene (fino ad oltre 3000 m nella Piana Campana, circa 2000 m nella Piana del Sele e circa 800 m in quella del Garigliano; Ippolito *et al.*, 1973; Brancaccio *et al.*, 1991), i mutamenti nel rapporto tra il ritmo della sedimentazione e della tettonica occorsi dal tardo-Pleistocene - Olocene hanno provocato considerevoli variazioni ambientali. In particolare, la cessazione dei ribassamenti ed il sollevamento post-tirreniano di una vasta porzione della Piana del Sele hanno favorito la progradazione della fascia costiera a partire dalla fine della risalita post-glaciale. Nella Piana del Volturmo, che era stata ingredita fino ai rilievi carbonatici bordieri nell'ultimo interglaciale (Romano *et al.*, 1994), la sostanziale cessazione della subsidenza e la cospicua aggradazione sedimentaria e vulcanoclastica hanno permesso, nel corso dell'ultimo glaciale e dell'Olocene, una progradazione della piana di circa 20 km (Barra *et al.*, 1996).

Nella porzione meridionale della Piana Campana, la Piana del Sarno, la presenza di precisi *marker*, quali livelli torbosi datati, depositi dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. e le tracce di linea di ricostruire importanti variazioni ambientali occorse nella seconda parte dell'Olocene. In tale periodo, nonostante la notevole

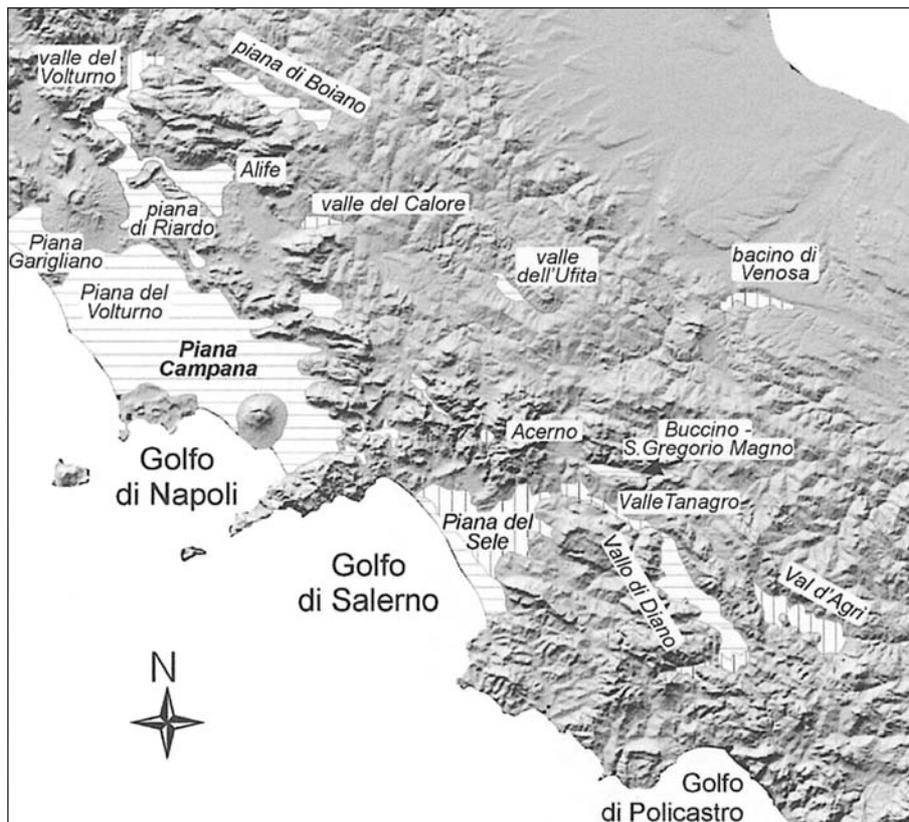


Fig. 3 - Le depressioni peritirreniche e le principali conche intramontane dell'Appennino meridionale. Con il rigato verticale, le aree che sono state in aggradazione fino al Pleistocene medio p.p.; con il rigato orizzontale, le aree ancora in aggradazione nell'Olocene.

The peri-Tyrrhenian grabens and the main intramontane tectonic depressions of the Southern Apennines. The vertical lines indicate the areas which have been subject to aggradation until the Middle Pleistocene p.p.; the horizontal lines mark the areas affected by aggradation in the Holocene.

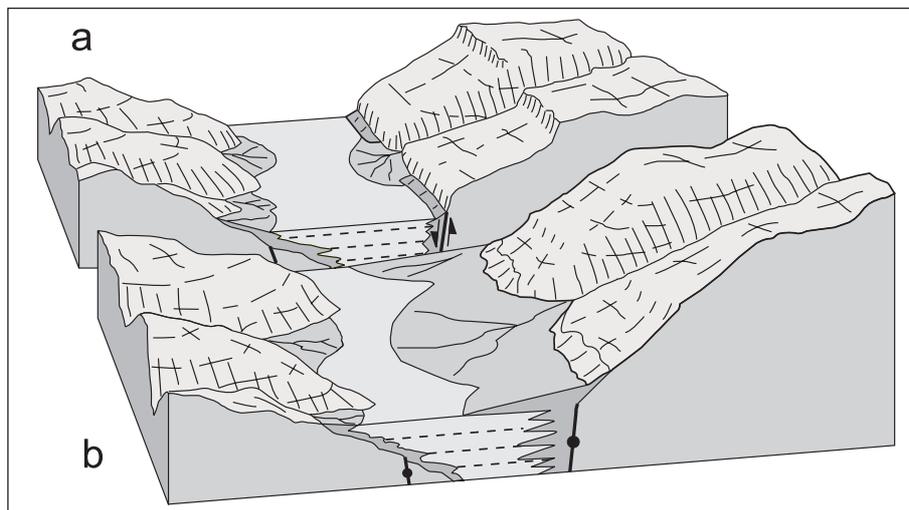


Fig. 4 - Evoluzione del Vallo di Diano durante la parte bassa del Pleistocene medio (a) e nel tardo Pleistocene medio - Olocene (b). a: gli alti tassi di scorrimento del lineamento bordiero orientale vengono in parte compensati da aggradazione lacustre e dei conoidi; la sedimentazione di questi ultimi è confinata al margine attivo dove viene continuamente creato spazio. (b) il tasso di subsidenza è divenuto inferiore a quello della sedimentazione dei conoidi che possono progradare, confinando la sedimentazione lacustre all'opposto margine della conca.

Evolution of the Vallo di Diano basin during the lower part of the Middle Pleistocene (a) and from the late part of the Middle Pleistocene to the Holocene (b). a: high slip rates of the master fault that borders the graben towards the E are compensated by sedimentation of lacustrine and alluvial fan deposits; due to the high subsidence rate, fan deposition is confined to the active margin of the basin. (b) A decrease in the subsidence rate with respect to the sedimentation rate of the alluvial fans allows progradation of the latter and consequent narrowing of the area occupied by lacustrine sedimentation, which is now confined to the opposite side of the basin.

subsidenza (media di 1.8 mm/a nel corso degli ultimi 5000 anni; circa 2 mm/a dal 79 d.C. ad oggi) si registra una progradazione della piana di circa 3 km per i notevoli ritmi di aggradazione causati dagli apporti piroclastici del Somma-Vesuvio (Cinque, 1991). Va tuttavia precisato che la progradazione della Piana del Sarno è avvenuta per impulsi, stasi e temporanee inversioni di tendenza, verosimilmente sotto il controllo di interazioni tra moti verticali, fluttuazioni eustatiche minori e variazioni dei ritmi di apporto sedimentario: ad esempio, alla progradazione occorsa nel primo millennio d.C. fece seguito, in epoca medioevale, un arretramento che riportò

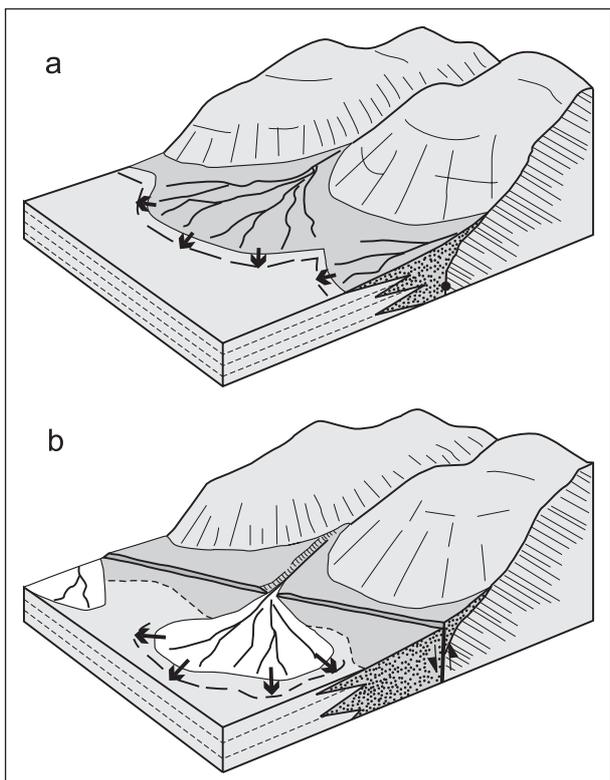


Fig. 5 - La risposta dei sistemi di conoide a cessazione della fagliazione (a) e a disgiunzioni con ritmi bassi rispetto a quelli della sedimentazione (b). a) In seguito alla cessazione delle dislocazioni, il conoide (la cui sedimentazione era precedentemente confinata all'area prossima alla faglia) inizia a progradare; parallelamente, l'apice del conoide può incunearsi nella valle determinando, come ulteriore effetto, l'aumento di sinuosità del piede del versante. b) L'apice di un conoide può incunearsi nella valle anche se la faglia basale è attiva, purché il tasso medio di scorrimento di quest'ultima sia inferiore al tasso di sedimentazione; in questo caso, la sedimentazione al piede del versante seppellisce il nucleo roccioso e le fagliazioni interessano il corpo del conoide: ciò provoca erosione in apice e, ancora, progradazione, ma questa volta causata dall'avanzamento del depocentro del conoide.

The response of alluvial fans to ceasing of faulting (a) and to faulting with rates lower than the rates of deposition (b). a) The ceasing of faulting allows progradation of the alluvial fan (formerly, aggradation of the fan prevailed over its progradation due to the high subsidence) and also indentation of the fan apex within the valley, with consequent increase of the sinuosity of the mountain front. b) The apex of a fan may indent within a valley also if the deposition rate overcomes the average slip rate; in this case, the bedrock fault mirror is buried and faulting propagates upwards to displace the alluvial fan: this triggers both downcutting in the apex and progradation of the fan, which is now due to shifting of the depocentre towards the basin axis.

ambienti di transizione sulla linea di riva di epoca romana (Albore Livadie et al., 1989).

1.3 Effetti delle fagliazioni sul rilievo

Gli effetti più diretti e localizzati delle fagliazioni, come la creazione di scarpate e dislivelli regionali, sono stati diversi a seconda dei diversi scenari geomorfologici ricorrenti nella regione. Negli ambienti favorevoli alla crescita di falde detritiche e/o colluvionali alla base dei versanti di faglia, ad esempio, la presenza e l'altezza di una scarpata denunciante i rigiochi più recenti della faglia sono condizionate dal rapporto tra il tasso di scorrimento della faglia e la velocità dell'accumulo. In Appennino meridionale, l'attività tettonica recente dei lineamenti basali di versanti di faglia quaternari risulta spesso priva di conseguenze topografiche (le scarpatine sono modeste rispetto ai movimenti occorsi) perché i rigetti sono stati mascherati dalla crescita di una falda detritica al piede del versante.

Dove la mancanza di ripiani stabili e/o la natura più fine dei prodotti di alterazione (o degli *output* clastici) impedisce o quasi l'ispessirsi di falde al piede dei pendii, i rigiochi più recenti della faglia generatrice si manifestano con scarpatine basali (ovvero poste al limite superiore del tratto con copertura detritica) le cui altezza e pendenza sono proporzionali alla resistenza all'erosione dei litotipi affioranti (Fig. 6a). Nella regione, casi di maggiore espressione morfologica dei rigetti "recenti" si hanno lungo versanti impostati sui calcari di piattaforma carbonatica e sulle successioni silico-carbonatiche bacinali. Essi, di norma, consistono in liscioni poco degradati, di altezza non superiore ad alcuni metri, che cumulano gli effetti di eventi di scorrimento risalenti almeno alla fine dell'ultimo glaciale: esempi se ne rinvengono all'interno del massiccio del M. Marzano, ma anche al Monte S. Giacomo e lungo qualche scarpata di faglia tra quelle che bordano le conche tettono-carsiche di S. Gregorio Magno e Buccino, dove corrono al contatto tra i calcari e i depositi di versante. All'estremo opposto si collocano i casi dei versanti impostati su litologie di alta erodibilità quali, ad esempio, i terreni della coltre sicilide e le porzioni argillose delle successioni dell'avanfossa, dove sono estremamente rari i casi di profili di versante con elementi ripidi basali. Ciò suggerisce che, su tali litologie, i tempi necessari alla regolarizzazione del profilo dopo che esso è stato spezzato da un rigetto (tipicamente di ordine decimetrico) sono mediamente inferiori ai periodi di inattività che separano gli eventi di scorrimento delle faglie. Questi, per quanto emerge dagli studi paleosismologici condotti negli ultimi anni in Appennino meridionale, nel tardo quaternario sono stati di ordine millenario (Pantosti & Valensise, 1990; Pantosti *et al.*, 1993a; 1993b; Vittori *et al.*, 1995).

Ovviamente, nei casi in cui il rapido seppellimento o la rapida erosione dei gradini via via creati dalla faglia consentono il mantenimento di un profilo di versante regolare, all'assenza o labilità di conseguenze topografiche in prossimità della faglia fa riscontro, ad una scala più ampia, il progressivo incremento di altezza del versante, con conseguente rinvigorismento dell'erosione nell'ambito del blocco sollevato (Fig. 7a; Fig. 8).

Anche nel caso dei versanti di faglia che bordano aree in aggradazione, quali conche intramontane e *graben* peritirrenici, l'attività tettonica recente molto spesso non dà luogo a manifestazioni topografiche lungo i lineamenti, sebbene ad una scala maggiore essa determini il perpetuarsi dell'aggradazione. Infatti, molti dei

versanti bordieri di aree in subsidenza e aggradazione mostrano profili dolci che si sviluppano grazie al fatto che la rapida sedimentazione non consente al gradino tettonico di creare una scarpata basale e, pertanto, di interrompere l'evoluzione del versante. Ciò è quanto si osserva, ad esempio, per i versanti che bordano la Piana Campana, e per quelle, tra le scarpate di faglia delle conche tettono-carsiche di S. Gregorio Mango e Buccino, che bordano le porzioni centrali dei due bacini, a maggiore tasso di sedimentazione. In questi stessi ambienti, invece, si rinvengono scarpate nell'ambito delle coperture, dove sono dovute alla propagazione in superficie delle stesse faglie su cui sono impostati i versanti (Fig. 6b). Infine, si può osservare che negli scenari in cui l'aggradazione tiene il passo delle disgiunzioni, il rilievo locale può non subire sostanziali variazioni nonostante il perdurare dell'attività tettonica (Fig. 7b).

2 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Pur manifestando solo localmente un paesaggio a forte impronta neotettonica (*graben* peritirrenici; aree

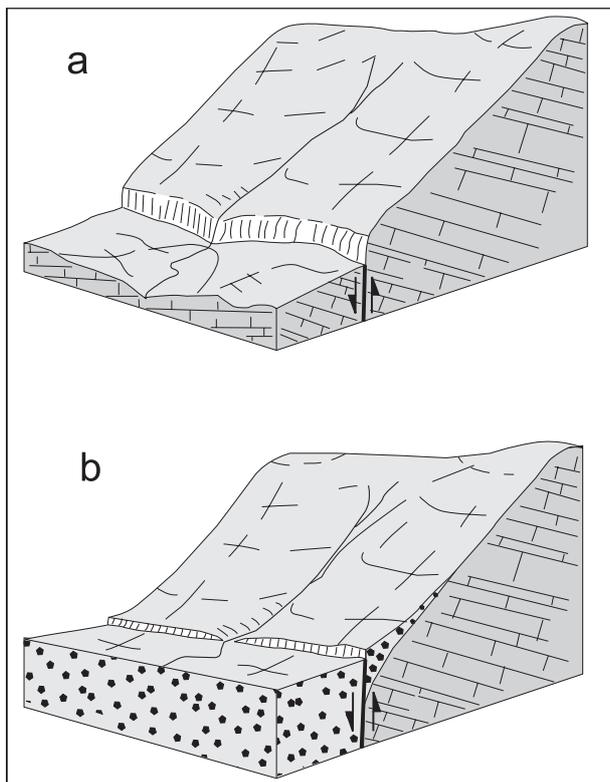


Fig. 6 - Effetti morfologici delle fagliazioni su versanti in rocce resistenti senza accumulo basale (a) e bordanti piane sede di aggradazione (b). a) Le disgiunzioni modificano il profilo del versante creando un elemento ripido basale. b) Le disgiunzioni hanno effetto in superficie creando scarpate nella sola copertura, mentre l'addolcimento erosionale del versante non subisce interruzioni.

The response to faulting of the profile of resistant bedrock fault scarps in various geomorphological scenarios. (a) Where debris accumulation is impeded, the faulting affects the slope profile by creating a steep basal cliff. (b) If the fault scarp borders a subsiding depressions where aggradation takes place, faulting affects the surface through creation of scarps (generally multiple) in alluvium; in these cases, the slip events do not modify the bedrock slope profile.

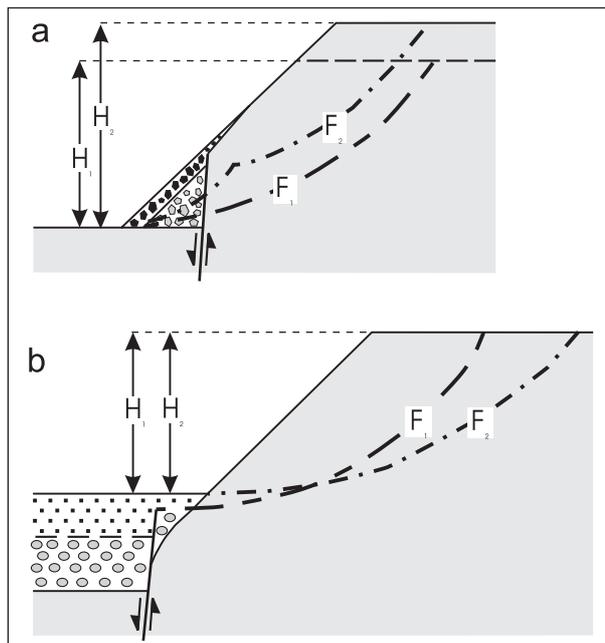


Fig. 7 - a) Anche se il gradino tettonico creato dalla faglia alla base del versante è rapidamente mascherato dall'accumulo di una falda detritica, il rilievo locale risulta comunque incrementato sia per aumento dell'altezza della scarpata (da H_1 ad H_2), sia per l'approfondimento regressivo dei corsi d'acqua (il profilo longitudinale dei corsi d'acqua passa da F_1 ad F_2). b) Se l'aggradazione riesce a compensare il tasso di scorrimento della faglia, il gradino che nasce lungo la faglia può venire rapidamente mascherato ed il rilievo locale può anche non aumentare; se poi il tasso di sedimentazione supera quello di scorrimento della faglia, il rilievo locale può addirittura diminuire per aggradazione nei fondovalle (da F_1 ad F_2).

a) Even though the slope deposits cover the newborn scarplet hiding the local effect of the faulting, the increase in the scarp height (from H_1 to H_2) and the consequent regressive deepening of rivers (long rivers profile change from F_1 to F_2) result in an increase in the local relief. b) If aggradation equates the slip rate of the fault, the tectonic scarp can be rapidly buried and the local relief may not be increased; furthermore, if the sedimentation rate is larger than the slip rate, the local relief may decrease in response to valley floor aggradation (long rivers profile change from F_1 to F_2).

con vulcano-tettonica), l'Appennino meridionale è un'area nella quale la tettonica ancora in corso, di tipo estensionale e fragile, è comunque in grado di interferire con le dinamiche esogene e apportare modificazioni al paesaggio.

In termini di pericolosità ambientale, la tettonica attiva si esprime innanzitutto con scuotimenti sismici e, talora, con l'avvio di crisi di franosità, oltre che con possibili riflessi sull'attività vulcanica, come nel caso delle eruzioni ignimbritiche che hanno accompagnato alcune fasi di collasso nella Piana campana.

Per quanto concerne le conseguenze di ordine geomorfologico trattate in questa nota, è il caso di fare alcune considerazioni sulla entità dei fenomeni e la loro probabilità di accadimento, pur coi limiti imposti dal fatto che si dispone di dati analitici ancora poco numerosi, che non campionano con adeguata fittezza la complessa regione qui presa in esame e che sono spesso caratterizzati da ampi margini di incertezza. A tal fine va innanzitutto considerato il fatto che la fagliazione super-

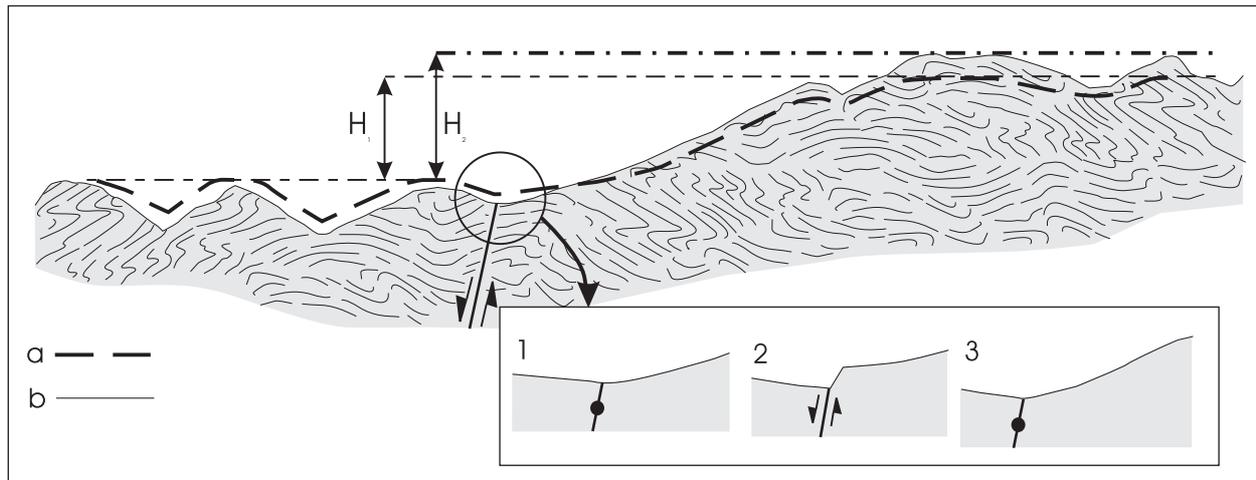


Fig. 8 - Effetti delle fagliezioni sul rilievo a diverse scale, in aree oggetto di erosione con alti ritmi. Nel riquadro, da 1 a 3, la nascita e cancellazione del gradino creato da uno scatto della faglia attiva. Sebbene i gradini via via creati vengano cancellati, il cumularsi delle disgiunzioni provoca un aumento del rilievo a più ampio raggio (da H_1 ad H_2); la naturale tendenza all'approfondimento del reticolo nel blocco relativamente sollevato può fornire un ulteriore contributo all'aumento del rilievo locale (cf. profili topografici **a** e **b**).

The response of the landscape to faulting on various scales, in areas subject to erosion with high rates. In the little frame, from 1 to 3, the formation and cancellation of a scarplet due to a faulting event. Notwithstanding the cancellation of the single steps, the summation of slip leads to an increase in the relief on a wide range (from H_1 to H_2); a further contribution to the increase in the local relief is offered by rivers downcutting (see profiles **a** to **b**).

ficiale nella quale si esprime l'attuale regime estensionale si distribuisce su un numero elevato di lineamenti ad attività diacrona, per cui ciascun lineamento registra eventi di scorrimento separati da intervalli di inattività piuttosto lunghi. I singoli eventi di scorrimento (*slip event*) non sono superiori ad alcuni decimetri e, sulla stessa faglia, essi ricorrono con intervalli di ordine millenario.

Tralasciando le ben note conseguenze di ordine ingegneristico (danneggiamenti a edifici e infrastrutture) a vantaggio di quelle di ordine geomorfologico (variazioni ambientali), va osservato che eventi dislocativi della entità sopracitata hanno -nel breve termine e in un'ottica antropocentrica- conseguenze morfodinamiche trascurabili se vanno ad interessare versanti ed aree interfluviali. I moti verticali associati ai singoli *slip event*, sebbene di ordine al più decimetrico, possono invece determinare conseguenze sensibili se vanno ad interessare aree costiere a bassa elevazione e gradiente (sommersione e impaludamenti a seguito di ribassamento), oppure fondovalle fluviali a basso gradiente (allagamento o impaludamento di tratti basculati verso monte o posti a monte di settori in relativo sollevamento). Sebbene per la regione in esame siano note, anche per tempi storici, sia eventi di istantanea fagliazione superficiale (legate a crisi sismiche particolarmente intense, come quella del 1980) che rapide variazioni ambientali del tipo appena descritto, non sono noti casi di sicura e diretta relazione causa-effetto tra le due tipologie di fenomeni. Tale mancato riscontro è, almeno in parte, imputabile al fatto che entrambi i "cataloghi" sono incompleti e soprattutto che non è stata ancora effettuata una approfondita ed estesa ricerca (geologico-geomorfologica, ma anche archivistica e storico-geografica) capace di riconoscere le eventuali concomitanze tra eventi tettonici e geomorfologici.

Un discorso a parte meritano le aree vulcaniche (vulcani continentali ed insulari dell'area campana) in quanto esse sono state, e possono essere, affette da moti verticali e fagliezioni decisamente più rapide di

quelle imputabili a tettonica regionale. Vistosi esempi di grandi modifiche del paesaggio, anche in epoca storica, sono offerti dall'area Flegrea e dall'isola di Ischia: in quest'ultima, linee di riva di età romana si rinvengono a + 25 m (Cinque *et al.*, 1997), mentre nell'area del golfo di Pozzuoli il terrazzo marino de La Starza, emerso dal mare intorno a 5000 anni fa, è stato sollevato sino a circa 60 m di quota e reca scarpate di faglia alte anche alcune decine di metri (Cinque *et al.*, 1985). Nella stessa area, tracce della linea di riva di epoca romana imperiale si rinvengono fino a - 10 m e quelle di epoca medioevale intorno a - 5 m (Cinque *et al.*, 1997); analogamente, a collassi di ordine vulcano-tettonico potrebbe ascrivere anche il ribassamento di circa 4 m manifestato dalla linea di riva romana decorrente sulle pendici sud-occidentali del Vesuvio (siti archeologici di Ercolano e Pompei; Cinque & Russo, 1986).

LAVORI CITATI

- Albore Livadie C., Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S. & Russo F. (1989) - *Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della pianura costiera del fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d.C.* Vulcan. Paleog. Archeol., PACT, **10**.
- Amato A., Ascione A., Cinque A. & Lama A. (1991) - *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **14**, 5-16.
- Ascione A. & Cinque A. (1997) - *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. Il Quaternario, **10**, no. 2, 285-292.
- Ascione A., Cinque A., Improta L. & Villani F. (2003) - *Late Quaternary faulting within the Southern Apennines seismic belt: new data from Mt. Marzano area (Southern Italy)*. Quaternary International, **101-102**, 27-41.

- Barra D., Romano P., Santo A., Campajola L., Roca V. & Tuniz C. (1996) - *The versilian transgression in the Volturno river plain (Campania, southern Italy): palaeoenvironmental history and chronological data*. *Il Quaternario*, **9**, no. 2, 445-458.
- Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N. & Scarciglia F. (1997) - *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'alta valle del F. Volturno*. *Il Quaternario*, **10**, no. 2, 321-328.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. *Zeit. Geomorph., Suppl.* -Bd. **82**, 47-58.
- Caiazza C. (2000) - *L'evoluzione tettonica del margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano; ricostruzione dei paleostress e analisi morfostrutturale*. Tesi di dottorato. Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- Cello G., Guerra I., Tortorici L. Turco E. & Scarpa R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. *J. Struct. Geol.*, **4**, 385-393.
- Cinque A. (1991) - *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno (Campania)*. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **14**, no. 1, 63-71.
- Cinque A., Ascione A. & Caiazza C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez (eds.) "Ricerche del GNPT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNPT Spec. Publ., 203-218, Roma.
- Cinque A., Aucelli P.P.C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Santangelo N. & Sgambati D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. I.A.G. IV Int. Conf. on Geomorphology, *Geogr. Fis. Din. Quat., Suppl.* III-t.2, 123-141.
- Cinque A., Rolandi G. & Zamparelli V. (1985) - *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 327-348.
- Cinque A. & Russo F. (1986) - *La linea di costa del 79 d.C. fra Oplonti e Stabiae nel quadro della evoluzione olocenica della piana del Sarno (Campania)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 111-121.
- D'Addezio G., Pantosti D. & Valensise G. (1991) - *Paleoearthquakes along the Irpinia fault at Pantano di San Gregorio Magno (Southern Italy)*. *Il Quaternario*, **4**, no. 1a, 121-136.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F.J., Belkin H.E. - (2002) *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. *Mineralogy and Petrology*, **73**, 47-65
- Gasparini C., Iannaccone G. & Scarpa R. (1985) - *Fault-plane solution and seismicity of the Italian Peninsula*. *Tectonophysics*, **117**, 59-78.
- Hippolyte J.C., Angelier J. & Roure F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. *Tectonophysics*, **230**, 199-210.
- Karner D., Russo Ermolli E., Juvigné E., Bernasconi S., Brancaccio L., Cinque A., Lirer L., Ozer A. & Santangelo N. (1999) - *A Middle Pleistocene tephrostratotype: the Vallo di Diano (Campania, Italy)*. *Global and Planet. Change*, **21**, 1-15.
- Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 227-250.
- Munno R., Petrosino P., Romano P. & Russo Ermolli E. (2001) - *A late Middle Pleistocene climatic cycle in Southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession*. *Géographie Physique et Quaternaire*, **55**, no. 1, 1-37.
- Pantosti D., D'Addezio G. & Cinti F. (1993a) - *Paleoseismological evidence of repeated large earthquakes along the 1980 Irpinia earthquake fault*. *Ann. Geofis.*, **36**, no. 1, 321-330
- Pantosti D., Schwartz D.P. & Valensise G. (1993b) - *Paleoseismology Along the 1980 Surface rupture of the Irpinia fault: Implications for earthquake recurrence in Southern Apennines, Italy*. *Jour. of Geophys. Res.*, **98**, no. B4, 6561-6577.
- Pantosti D. & Valensise G. (1990) - *Faulting Mechanisms and Complexity of the November 23, 1980, Campania - Lucania Earthquake, Inferred From Surface Observations*. *Jour. of Geophys. Res.*, **95**, no. B10, 15.319-15.341.
- Patacca E. & Scandone P. (1999) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt - foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene - Pleistocene)*. In G.B. VAI & I.P. MARTINI (eds) - *Anatomy of a mountain system: The Apennines and the adjacent Mediterranean basin*. Chapman & Hall Publ. 1999. In stampa.
- Romano P., Santo A. & Voltaggio M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della piana del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene)*. *Il Quaternario*, **7**, no.1, 41-56.
- Santangelo N. (1991) - *Evoluzione stratigrafica, geomorfologia e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- Santangelo N. (2003) - *Interazione tra tettonica recente e processi geomorfici*. Questo volume.
- Scandone P. (ed.) (1983) - *Structural Model of Italy*. Sottoprogetto "Modello strutturale tridimensionale" in F. Barberi (ed.) "Progetto Finalizzato Geodinamica", C.N.R..
- Vittori E., Ferrelì L., Michetti A.M. & Serva L. (1995) - *Holocene paleo-earthquakes along the Pollino fault zone (northern Calabria, Italy): implications for seismic hazard assessment*. 5th Int. Conf. On Seismic Zonation, Nice Oct. 17-19, 1995, 1400-1407. Ovest Editions, Presses Académiques.
- Westway R. & Jackson J.A. (1987) - *The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy)*. *Jour. of Struct. Volcanol. & Geotherm.*, **48**, 127-137.

Ms. ricevuto il 7 gennaio 2003
 Testo definitivo ricevuto il 1° luglio 2003

Ms. received: January 7, 2003
 Final text received: July 1, 2003