

**IL BACINO DEL VALLO DI DIANO E LA TETTONICA TRASCORRENTE PLIO-QUATERNARIA:
NUOVI VINCOLI CRONOLOGICI E CINEMATICI**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 201
ABSTRACT	” 201
PREMESSA E PRECEDENTI CONOSCENZE	” 201
IL QUATERNARIO DEL VALLO DI DIANO	” 202
PRINCIPALI ELEMENTI GEOMORFOLOGICI DEI RILIEVI BORDIERI	” 204
ANALISI STRUTTURALE	” 205
PROBLEMI APERTI E CONCLUSIONI	” 207
BIBLIOGRAFIA	” 208

RIASSUNTO

I primi risultati di uno studio geomorfologico e strutturale condotto nell'area del Vallo di Diano e dei suoi rilievi bordieri hanno evidenziato che esiste una marcata asimmetria tra il bordo occidentale e quello orientale del bacino per quanto concerne sia l'assetto strutturale che l'evoluzione geomorfologica.

L'approccio metodologico integrato ha permesso inoltre di determinare la cinematica dei principali elementi strutturali e di scandire il succedersi degli eventi tettonici, erosionali e deposizionali. In particolare si è evidenziato che i lineamenti trascorrenti sinistri a direzione N120° che caratterizzano il bordo occidentale si sono individuati prima del Pliocene superiore e sono stati attivi anche nel corso del Pleistocene medio. Il lineamento N150° che caratterizza il bordo orientale del bacino non è di facile identificazione alla scala dell'affioramento, ma ha avuto senz'altro un'attività trascorrente e poi diretta, testimoniate su basi mesostrutturali. Quest'ultima fase è inquadrabile tra i due momenti di attività delle faglie N120° prima descritte.

I dati raccolti, ancora non sufficienti per proporre un modello circa la formazione della depressione del Vallo di Diano, consentono tuttavia di porre dei vincoli di natura cronologica e cinematica a tale problema.

ABSTRACT

The first results of a geomorphological and structural study concerning the Vallo di Diano area are reported. The results emphasize a strong asymmetry between the western and the eastern flank of this Quaternary basin both for the structural setting and the geomorphological evolution.

The integrated methodological approach allows to understand the kinematics of the main structural elements and to scan the course of tectonic, erosional and depositional events. In particular, the N120° trending left strike-slip faults characterizing the western flank of the basin, individuated before upper Pliocene and reactivated during middle Pleistocene. On the other side, the NNW-SSE tectonic lines characterizing the eastern flank of the basin have been active, in a first time, as strike slip faults and, in a second moment as

dip-slip faults; the last one occurred between the two phases of left strike-slip faulting N120° trending.

Even if the data collected are not sufficient to propose a model about the genesis of Vallo di Diano basin, they allow to give some chronological and kinematic constraints to the question.

PAROLE CHIAVE: Geomorfologia, analisi strutturale, tettonica trascorrente, bacini continentali quaternari, Appennino meridionale.

KEY WORDS: Geomorphology, Structural Analysis, Strike-slip tectonics, Quaternary continental basins, Southern Apennines.

PREMESSA E PRECEDENTI CONOSCENZE

Il Vallo di Diano è un ampio bacino intermontano situato nella parte meridionale della Campania, che si allunga per circa 37 km in direzione NNW-SSE, con un'ampiezza massima di 6-7 km e con un fondo quasi piatto posto intorno a 450 metri s.l.m. Esso è bordato da rilievi calcarei con cima tra 1000 e 1600 m di altezza (gruppi degli Alburni, del Monte Motola e del Monte Cervati ad occidente e dei Monti della Maddalena ad oriente, cfr. tav. I). Nei rilievi ad ovest del Vallo sono estesamente rappresentati i termini cretaci e paleogenici della potente e regolare successione di piattaforma carbonatica dell'unità stratigrafico-strutturale Alburno-Cervati (D'ARGENIO *et al.*, 1973) ricoperti trasgressivamente da calcareniti burdigaliane passanti ad arenarie di avanfossa distale langhiano-tortoniane e poi, in discordanza, da depositi di avanfossa prossimale fine-tortoniani e messiniani (*Formazione di Castelvete*; SANTO, 1988; PATACCA *et al.*, 1993). I Monti della Maddalena sono invece caratterizzati da una successione mesozoica lacunosa che presenta facies di margine di piattaforma carbonatica. Depositati silicoclastici di avanfossa distale vi trasgrediscono nel Tortoniano superiore e depositi di *wildflysch* (*Formazione di Castelvete*, come sugli Alburni) la ricoprono in discordanza nel Tortoniano altissimo-Messiniano inferiore. Durante questo intervallo l'unità dei Monti Alburni era già tettonicamente accavallata su quella dei Monti della Maddalena ed entrambe erano sovrascorse sulle unità bacinali lagonegresi (SCANDONE & BONARDI, 1968; PATACCA *et al.*, 1993). Queste ultime affiorano nelle finestre tettoniche di Passo Croce di Marsico e di Padula, nei Monti della Maddalena.

I terreni pliocenici sono completamente assenti sui rilievi in sinistra del Vallo, mentre si rinvergono in piccolissimi lembi sulla porzione nord-occidentale dei Monti della Maddalena, ad oltre 1100 metri di quota. Si tratta di sabbie e conglomerati con resti di lamelli-branchi attribuite al Pliocene inferiore-medio, e riferite al ciclo di Ariano (LUCCHETTI, 1947).

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli "Federico II".

(**)C.N.R., Centro Studi per la Geologia Tecnica, Roma.

Questa conca intermontana può essere definita come una "conca complessa": infatti, pur non essendo dissecata da corsi d'acqua emissari (uno specchio palustre è persistito nell'area fino in epoca storica e la bonifica definitiva è stata realizzata dai Borboni), essa ha registrato la deposizione di due cicli sedimentari in *facies* lacustre, di età quaternaria (SANTANGELO, 1991), "incastrati" l'uno nell'altro in seguito ad una interposta fase tettonica (vedi oltre).

L'esistenza di questo bacino lacustre pleistocenico era stata segnalata già da DE LORENZO (1898). Studi successivi a carattere esclusivamente idrogeologico (NICOTERA & DE RISO, 1968), hanno fornito importanti informazioni sui dati di sottosuolo (andamento del tetto del substrato carbonatico, desunto da prospezioni geofisiche e stratigrafia dei depositi di riempimento, fornita da sondaggi relativamente profondi). LIPPMAN-PROVANSAL (1987) che individua nel Vallo un'unica successione lacustre di riempimento, attribuisce la genesi della depressione ad un generico Pleistocene medio, in base a correlazioni geomorfologiche con aree limitrofe.

Nella letteratura esistente, a carattere prevalentemente strutturale, la genesi di questo bacino continentale, è interpretata come riflesso superficiale del gioco di una zona di taglio sinistra profonda che interesserebbe gran parte dell'Appennino meridionale (TURCO & MALITO, 1988; KNOTT & TURCO, 1991; TURCO *et al.*, 1992). Faglie trascorrenti sinistre orientate NNW-SSE e NW-SE, combinate con elementi N-S e NE-SW (anche diretti), sarebbero gli elementi che hanno determinato l'origine della depressione, mentre processi di rotazione di blocchi e di ripartizione della deformazione sarebbero i fattori di cui più si dovrebbe tenere conto nello studio della sua evoluzione.

La presente nota illustra i risultati di uno studio stratigrafico, geomorfologico e strutturale ancora in corso, risultati che pur non essendo ancora sufficienti a risolvere il problema, consentono di ricavare alcuni importanti vincoli di natura geometrica, cinematica e cronologica, circa la genesi della depressione del Vallo di Diano.

IL QUATERNARIO DEL VALLO DI DAINO

I depositi quaternari del Vallo di Diano sono riconducibili a tre tipi di *facies*: depositi lacustri *s.s.*, depositi di conoide e detriti di versante, ciascuno rappresentato da più generazioni.

Nell'ambito dei depositi lacustri sono stati distin-

ti due cicli sedimentari (Fig. 1). I depositi del primo ciclo sono gli unici affioranti e sono localizzati alle estremità settentrionale e meridionale del bacino (nei dintorni degli abitati di Polla, di Buonabitacolo e Montesano, Tav. 1), dove sono peraltro esposti per pochissime decine di metri, in quanto formano dei terrazzi modestamente elevati al di sopra del fondo della odierna pianura. Quest'ultima è nata per l'aggradazione operata dalla seconda fase di lacustrinità, la quale si è protratta, forse ininterrottamente, fino alle bonifiche di epoca storica.

Nella parte sommitale esposta i depositi del primo ciclo sono costituiti da argille marnose, limi e sabbie limose cui si intercalano e si sovrappongono ghiaie in *facies* di conoide, travertini e breccie di versante. I termini regressivi sommitali, come pure i terrazzi deposizionali che essi costituiscono, si trovano a quota 500 m slm che corrisponde a quella della soglia strutturale (terrazzo di Cangito) che chiude a settentrione il Vallo; ciò induce a ritenere che la reincisione del primo ciclo lacustre è potuta avvenire per colmamento del bacino e formazione di un emissario. L'età della fine del primo ciclo lacustre può essere posta tra la fine del Pleistocene inferiore e gli inizi del Pleistocene medio in quanto datazioni radiometriche K/Ar effettuate su livelli piroclastici presenti negli ultimi termini della successione danno età di 0.7 ± 0.2 M.a. (SANTANGELO, 1991). Solo localmente (Buonabitacolo e Atena Lucana, vedi oltre) alla scala dell'affioramento è possibile rilevare la presenza di faglie o fratture che interessano i depositi del primo ciclo lacustre, mentre sono invece numerosi gli indizi morfologici (scarpate rettilinee, corsi d'acqua susseguenti, gomiti fluviali) che, associati all'anomala distribuzione areale dei depositi (localizzati alle estremità settentrionale e meridionale del bacino), testimoniano un'attività tettonica posteriore al primo ciclo lacustre.

Nella zona centrale del bacino, ribassata dagli eventi tettonici sopracitati, i depositi tardo-quaternari e quelli storici coprono completamente quelli infra-medio-pleistocenici con l'eccezione di un solo affioramento localizzato all'uscita del casello autostradale di Atena Lucana (Fig. 2). Qui, in una piccola cava posta a circa 520 m di quota al piede del versante carbonatico che delimita la piana, è esposta una successione di depositi limoso - argillosi con lenti di conglomerati e ricchi in resti di lamellibranchi dulcicoli (*Dreissena sp.*). Questi depositi risultano sollevati e trascinati lungo una faglia a direzione N120° (vedi stazione strutturale VD03); su di essi poggiano delle breccie di versante a matrice rossa che non risultano deformate.

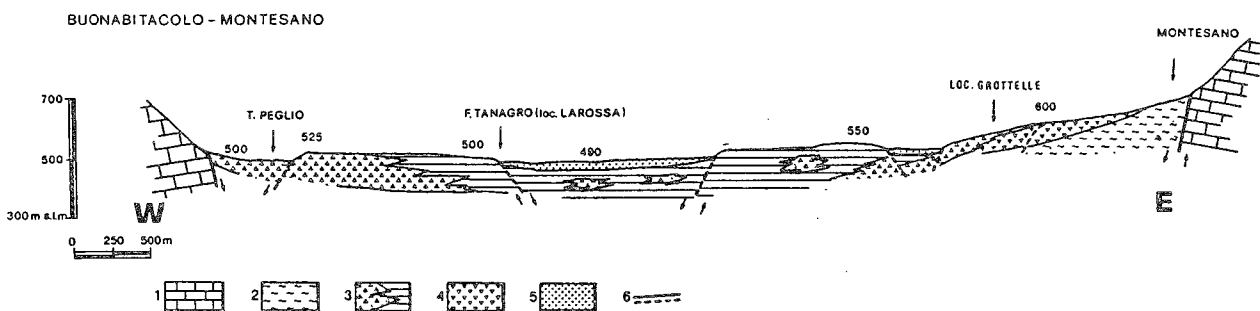
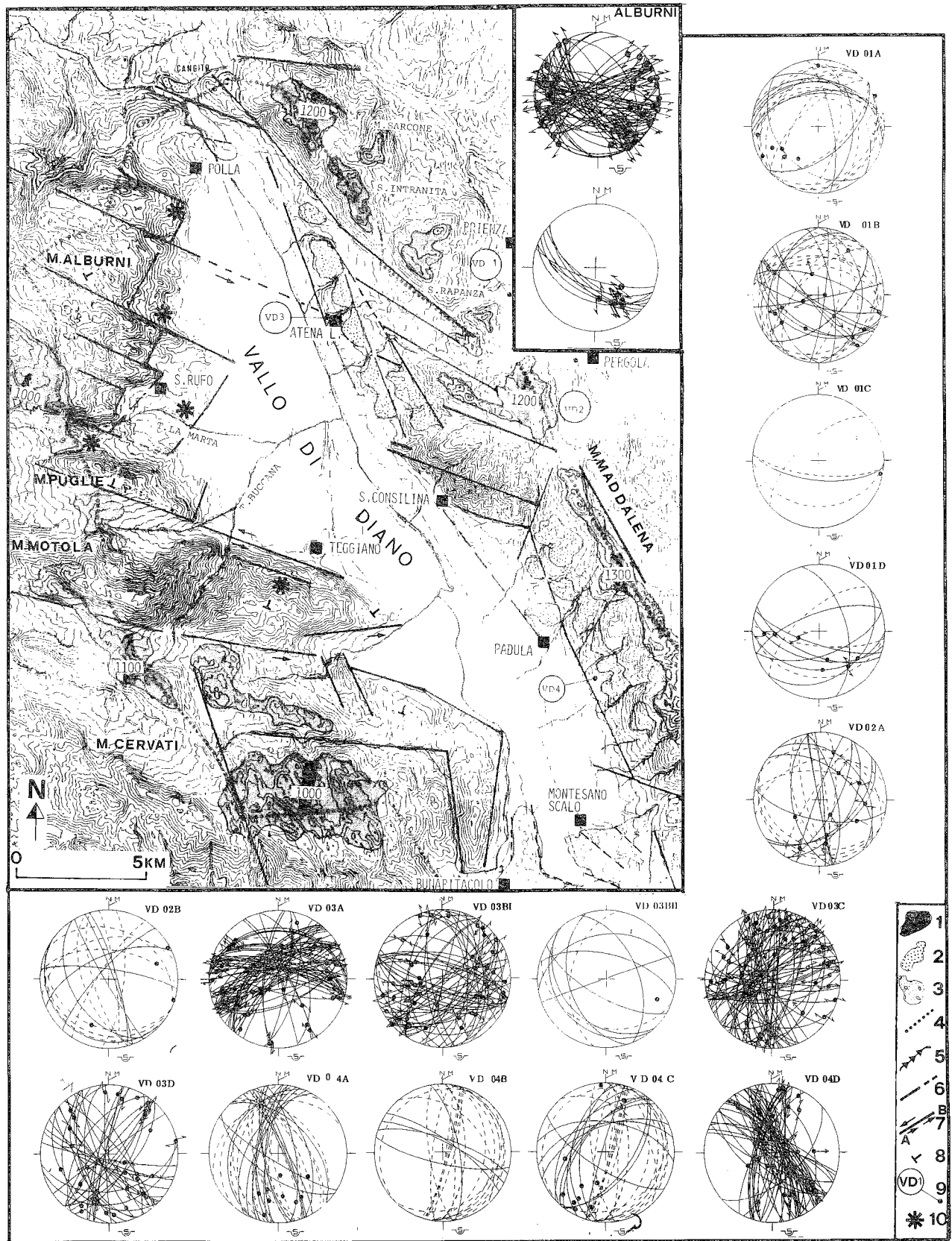


Fig. 1 - Sezione geologica nella porzione meridionale del Vallo di Diano. 1) Unità carbonatiche del substrato; 2) Unità fliscioide del substrato; 3) Depositi lacustri (primo ciclo); 4) travertini; 5) Depositi lacustri (secondo ciclo); 6) faglia e faglia presunta. Da SANTANGELO (1991).



Tav. 1 - Schema morfostrutturale del Vallo di Diano e dei suoi margini. 1) lembi di *Paleosuperficie*; 2) terrazzi erosionali pre-lacustri; 3) depositi del primo ciclo lacustre; 4) spartiacque; 5) forra; 6) faglia; 7) faglia trascorrente o fortemente obliqua a movimento indeterminato (A) e sinistra (B); 8) domini di giaciture coerenti di strati (dove possibile identificarli); 9) stazioni di misura dell'analisi strutturale e relativa sigla; 10) stazioni di misura nel settore occidentale (di cui non sono riportati i dati parziali, Tozzi, in prep.). Nel settore orientale i dati strutturali sono riportati suddivisi per litologie e raggruppati per aree; per il settore occidentale è riportato invece il totale delle sole faglie a componente orizzontale di movimento importante (primi due diagrammi in alto a sinistra). Nei diagrammi (proiezioni stereografiche di Schmidt, emisfero inferiore) sono riportate le faglie lungo le quali un pallino pieno segna la direzione delle strie e una freccia il verso di movimento. Nei diagrammi VD02B, VD03BII e VD04A il pallino pieno rappresenta la proiezione della linea di cerniera di mesopieghie. Le linee tratteggiate rappresentano gli strati.



Fig. 2 - Atena Lucana: depositi lacustri del primo ciclo trascinati lungo la faglia bordiera dei M.ti della Maddalena.

Le caratteristiche stratigrafiche dei depositi che costituiscono il secondo ciclo di riempimento sono state desunte dall'analisi dei sondaggi pubblicati in NICOTERA & DE RISO (1968) e di quelli effettuati nel corso di un'indagine idrogeologica per la Cassa per il Mezzogiorno da NICOTERA (1974). I sondaggi evidenziano che lo spessore complessivo del riempimento lacustre è in media dell'ordine degli 80-100 metri, anche se nelle porzioni centrali esso può superare i 150 metri. In particolare, poco a valle dell'abitato di Padula è stato realizzato un sondaggio a carotaggio continuo che ha incontrato 200 metri di depositi lacustri su cui sono in corso studi palinologici, biostratigrafici (ostracodi) ed isotopici. Gli altri depositi quaternari affioranti nel Vallo di Diano sono rappresentati esclusivamente da ghaie in *facies* di conoide e da detriti di versante organizzati in almeno due generazioni, la prima delle quali risulta fagliata e sospesa, da ritenersi eteropiche dei due cicli lacustri prima definiti. Questi terreni sono ampiamente rappresentati lungo tutto il settore orientale del bacino e sono localizzati in genere al piede del versante occidentale di Monti della Maddalena (SANTANGELO, 1991).

PRINCIPALI ELEMENTI GEOMORFOLOGICI DEI RILIEVI BORDIERI

Il paesaggio circostante il bacino del Vallo di Diano presenta uno spiccato controllo strutturale ed è caratterizzato da una marcata "asimmetria" tra versante occidentale e versante orientale.

Il bordo occidentale del bacino infatti è controllato da lineamenti con direzione N120° che isolano morfostrutture carbonatiche allungate nello stesso senso. Verso sud-est queste ultime non risultano troncate da importanti scarpate di andamento parallelo al Vallo, ma terminano con versanti di faglia dal profilo molto articolato, orientati in direzione N30° (Tav. 1). A separare tra loro le strutture carbonatiche descritte, si rinvenivano importanti cunei di unità terrigene costituiti in massima parte da flysch tardo-miocenici e materiali delle coltri sicilidi. Essendo questi terreni molto più erodibili dei calcari ed essendo essi in corso di smantellamento gravitativo ed erosionale, i contatti tettonici fra calcari mesozoici e formazioni terrigene sono marcati da *fault-line scarp* talora spettacolari.

Come risulta particolarmente ben evidente lungo i versanti meridionali del Monte Cocuzzo delle Puglie e del Monte Motola, la creazione degli attuali *fault-line scarp* (iniziata quando il collasso del Vallo ha ribassato il locale livello di base dell'erosione) è stata preceduta da un lungo periodo di modellamento operante con un livello di base localizzato più in alto degli attuali 500 m s.l.m.

Rotture di pendenza lungo i versanti, forre sovrapposte ed altre evidenze permettono di ricostruire questo paleolivello di base e le tracce di queste antiche morfologie sospese ("Paleosuperficie" *Auct.*) si correlano abbastanza bene su tutta l'area ad occidente del Vallo. In particolare nel caso del Monte Puglie si osserva che la scarpata di faglia N120° che mette a contatto le unità terrigene con i calcari cretaci è raccordata a relitti di un *glacis* d'erosione impostato sui terreni delle unità sicilidi e localizzato intorno ai 1100 metri di quota. Nel caso del M.te Motola (Fig. 3) il profilo del versante è policiclico e possiamo distinguere una porzione sommitale parzialmente receduta (con una inclinazione di 30-40 gradi rispetto all'orizzontale) che è raccordata a relitti di un *glacis* d'erosione impostato sulle successioni terrigene. Nelle zone raggiunte dalla nuova fase di smantellamento il *glacis* è distrutto ed alla base del tratto di versante receduto ed addolcito compare il *fault-line scarp* verticale. In entrambe le situazioni possiamo affermare che i movimenti responsabili dell'individuazione delle scarpate di faglia (senza tener conto del fatto che tali scarpate sono anche "esumate") sono senz'altro precedenti al modellamento dei *glacis* d'erosione presente al loro piede. A scala regionale (vedi Tav. 1) i lembi di questo *glacis* si raccordano in un unico paesaggio, che si segue bene su tutti i rilievi ad ovest del Vallo, fino al bordo meridionale dell'Alburno dove questo stesso paesaggio "rasa" in maniera inequivocabile (Fig. 4) il lineamento N120° che borda a sud questa ampia morfostruttura a sommità regredata.

Le evidenze geomorfologiche suggeriscono quindi che i lineamenti N120° caratterizzanti il bordo occidentale del Vallo hanno giocato solo, o comunque in modo preponderante, prima del modellamento della "Paleosuperficie". La forte risposta morfologica che essi danno nel paesaggio attuale è legata a fattori puramente erosionali.

Notevolmente diversa è la situazione presente nei rilievi che bordano ad oriente il Vallo di Diano. Essi

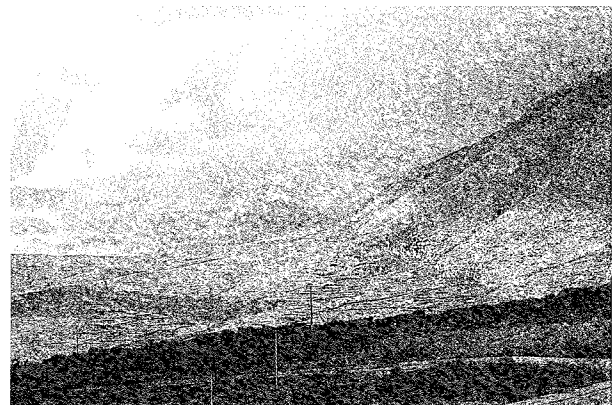


Fig. 3 - *Fault-line scarp* che borda a sud la struttura del M.te Motola.



Fig. 4 - *Fault-line scarp* che borda a sud la struttura degli Alburni. Si noti come la scarpata di faglia scompare verso lo sfondo della foto, dove è "rasata" dalla "Paleosuperficie".

sono costituiti da una stretta e complessa dorsale montuosa (Monti della Maddalena), allungata in direzione NNW-SSE e con morfostruttura "a gradinata" degradante verso ovest. Essa è dominata da versanti di faglia con orientazioni comprese tra N140° e N160° come quelli di Monte Sarcone-Serra Intranita, Serra La Rapanza. I lembi di "Paleosuperficie" in questa area sono quasi sempre in posizione sommitale e interessano litologie carbonatiche: sono quindi caratterizzate da un paesaggio carsico e sono localizzate tra i 1000 ed i 1300 metri di quota. Il raccordo con l'attuale fondo della depressione non è continuo, ma risulta interrotto da un secondo ordine di superfici di erosione localizzate tra i 600 e gli 800 metri di quota. Osservazioni geomorfologiche permettono di affermare che queste ultime sono rappresentative di un livello di base precedente alla deposizione del primo ciclo lacustre (SANTANGELO, 1991).

Si è poi rilevato che i versanti che bordano ad oriente il Vallo, mediamente orientati N150°, hanno un andamento "segmentato" (vedi Tav. 1) che sembra dovuto all'intersezione di lineamenti N150° ed altri orientati all'incirca N120°. Questi ultimi sono resi morfologicamente evidenti o da versanti trasversali o da corsi d'acqua susseguenti. La segmentazione potrebbe essere legata a movimenti di tipo orizzontale avvenuti lungo linee trasversali; si potrebbe pertanto ipotizzare che i lineamenti N150° siano stati interrotti da quelli orientati circa N120° che pertanto avrebbero almeno una fase di attività ad essi successiva.

In sostanza i dati geomorfologici suggeriscono che l'asimmetria morfologica esistente tra i due fianchi del Vallo di Diano sia legata al fatto che il bordo occidentale, per motivi di natura esclusivamente erosionale, risulta controllato da lineamenti antichi mentre quello orientale è il riflesso diretto di una tettonica distensiva su elementi a direzione NNW-SSE. Questa ipotesi trova riscontro anche nell'andamento del reticolo idrografico e degli spartiacque sui due bordi della depressione. Sul bordo occidentale infatti, l'articolazione della linea di spartiacque (trasversale rispetto alle strutture principali), alcune vistose discordanze oridrografiche (sovrapposizione del T. Buccana) e le confluenze anomale dei principali immissari del bacino (T. Peglio, T. La Marta), sono la testimonianza di un reticolo idrografico antico, riadattatosi in seguito alla formazione

della conca endoreica. Sul bordo orientale di contro, lo spartiacque segue fedelmente le principali strutture, il reticolo idrografico è generalmente conseguente e susseguente, le confluenze dei vari corsi nel bacino avvengono senza vistose anomalie e nel complesso testimoniano un completo adattamento dell'idrografia alla struttura.

ANALISI STRUTTURALE

L'analisi strutturale è stata condotta sui terreni più recenti in affioramento lungo il Vallo di Diano. Come ampiamente descritto, però, gli affioramenti di terreni plio-quadernari che presentino deformazioni importanti sono molto rari e limitati alla zona di Atena Lucana. Per questi motivi l'analisi è stata allargata anche alle formazioni più antiche del versante occidentale dei Monti della Maddalena e del settore orientale dei Monti Alburni, per avere così un'idea più completa almeno delle geometrie dei principali elementi deformativi. Non è stato perciò possibile approfondire i rapporti cronologici tra i vari "eventi" deformativi (non considerando, in prima approssimazione, possibili rotazioni).

Visti gli scopi del lavoro e la situazione di terreno, non è stata organizzata una vera e propria rete di stazioni di misura, anche se è stata comunque cercata una distribuzione significativa dei punti di stazione che sono stati distribuiti soprattutto lungo il margine orientale, mentre per quello occidentale si è fatto riferimento ai dati, in parte già esistenti, relativi al massiccio degli Alburni (PATACCA *et al.*, 1993). Gli elementi misurati sono principalmente faglie, con relativa direzione e verso di movimento, mesopieghie e fratture estensive per un totale di circa 400 dati su 13 stazioni di misura.

I diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) in cui sono rappresentati gli elementi strutturali raccolti sono stati costruiti utilizzando il metodo e i programmi di calcolo di Angelier, già discussi in molti lavori e sperimentati con successo in altre zone dello stesso Appennino meridionale (vedi per esempio, CAPOTORTI & TOZZI, 1992; HIPPOLYTE, 1992). Il programma di inversione dei dati per il calcolo del tensore degli sforzi è stato applicato solo dove le condizioni di terreno e di calcolo lo permettessero e dove la sua applicazione risultasse significativa, ma i risultati relativi non sono stati qui rappresentati.

Margine occidentale del Vallo di Diano (M.ti Alburni)

La dorsale dei Monti Alburni è pervasa da frequenti ed importanti discontinuità di tipo trascorrente orientate N 120° e con verso di movimento sinistro che risultano successive alla tettonica compressiva da *thrust*, principale responsabile dell'assetto tettonico di questo settore di catena (vedi anche TOZZI, 1993). Questo dato emerge con chiarezza non solo dal quadro geologico regionale (v. per esempio, MOSTARDINI & MERLINI, 1986), ma anche da osservazioni specifiche di terreno condotte in zone vicine (per esempio, in Penisola Sorrentina, CAPOTORTI & TOZZI, 1992) e lungo il margine meridionale del massiccio degli Alburni, (PATACCA *et al.*, 1993).

Dovunque in quest'area è possibile riconoscere un insieme di deformazioni associate alla tettonica trascorrente costituito da pieghe con assi NNW-SSE (ben sviluppate anche alla scala dell'affioramento), strutture

e fratture *en-écheleon*, limitati accavallamenti, faglie distensive e *flower-structures* positive e negative superficiali. Gli elementi transtensivi sono comunque dominanti, soprattutto lungo il versante meridionale (Fig. 5) dove essi tagliano tutti gli altri elementi preesistenti (in particolare quelli legati alla tettonica transpressiva e ai *thrusts*). La sommatoria dei rigetti orizzontali può arrivare alle centinaia di metri, mentre i rigetti verticali sono, anche singolarmente, comunque più importanti (fino al migliaio di metri). Elementi distensivi, trascorrenti e transtensivi con la stessa orientazione si sovrappongono lungo le principali zone di taglio, suggerendo l'ipotesi di un'azione reiterata e sovrapposta degli episodi trascorrenti e distensivi.

Le faglie che rendono planimetricamente articolato il bordo occidentale del Vallo di Diano (vedi prima) sono orientate circa WNW-ESE (N 120°) ed hanno per lo più carattere trascorrente o obliquo (Fig. 6). Quelle più meridionali sono caratterizzate da forti evidenze di transtensione (v. diagrammi totali Alburni in tav. 1, e v. anche PATACCA *in stampa*, 1993 e Tozzi, in preparazione). Non si identificano motivi tettonici importanti e continui orientati NNW-SSE, cioè paralleli al margine orientale del Vallo, mentre sono presenti, anche se in maniera minore, lineamenti trascorrenti orientati NE-SW (N30°).

Margine orientale del Vallo di Diano (M.ti Maddalena)

Il bordo orientale, corrispondente ai Monti della Maddalena, è fatto tradizionalmente coincidere con una grande faglia bordiera supposta a prevalente movimen-

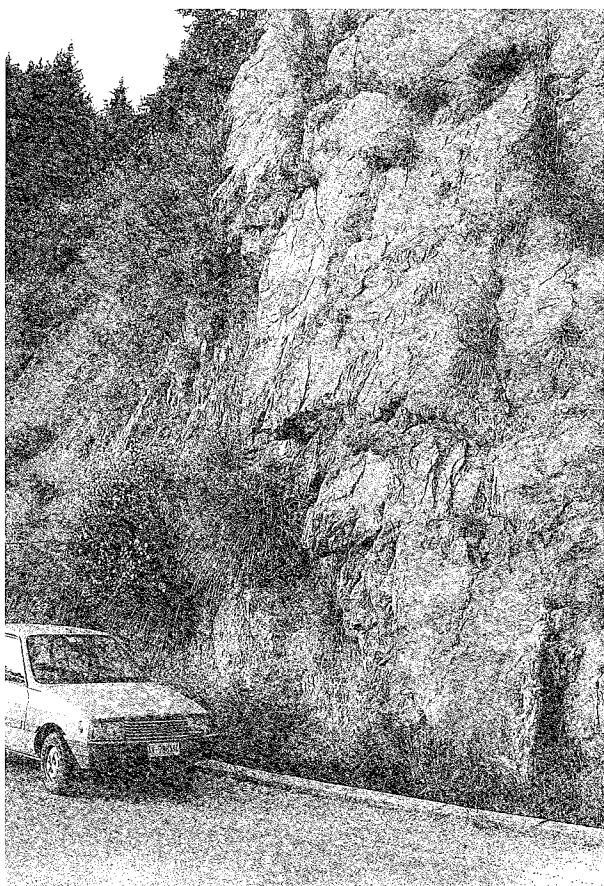


Fig. 5 - Particolare del liscione di faglia trascorrente sinistra N120° che borda a sud la struttura degli Alburni (Loc. Sant'Angelo a Fasanella).

to *dip-slip* normale (NICOTERA & DE RISO, 1968). Le osservazioni condotte non hanno permesso di identificare un unico piano di faglia del I ordine lungo il margine orientale, anche se nell'interno del massiccio carbonatico sono state misurate frequenti famiglie di faglie orientate NNW-SSE (N 150°-160°) e NW-SE con strie oblique o trascorrenti (tav. 1, stazioni VD01b, VD02a, VD02b, VD04d), sulle quali si sovrappongono strie verticali. I lineamenti trascorrenti N 120° non hanno grande evidenza, alla scala mesostrutturale, in questi rilievi; le evidenze di precedenza fra i due sistemi indicano comunque che le direttrici N120° sono successive ai lineamenti N150°.

Le stazioni di misura strutturali sono state qui raggruppate secondo località per comodità di lettura: Brienza (VD01), Pergola (VD02), Atena Lucana (VD03) e Padula (VD04); per confronto nella Tav. 1 sono stati riportati anche i dati relativi al massiccio carbonatico degli Alburni (totali, v. anche PATACCA *et al.*, in stampa).

Il gruppo di dati più significativo proviene dagli affioramenti attorno ad Atena Lucana (Tav. 1, VD03). In VD03a sono riportati i dati raccolti nei depositi lacustri del Pleistocene inferiore-medio; gli elementi deformativi sono tutti di tipo fragile e per la quasi totalità faglie trascorrenti. Alcune di queste faglie sono coniugate sinistre N 120° e destre NE-SW, ma alle due direzioni corrispondono anche elementi con entrambi i versi di movimento. L'andamento dei piani nel diagramma VD03a è significativamente confrontabile con quello del totale degli elementi trascorrenti identificati agli Alburni (Tav. 1), l'unica differenza è nell'immersione prevalentemente a Nord dei piani WNW-ESE. Vista l'età infra-medio pleistocenica dei depositi interessati si deve concludere che, in questa regione, la fagliazione trascorrente sinistra N 120° ha avuto attività anche molto più recente di quella, precedente alla "Paleosuperficie" che crea le morfostrutture allungate del gruppo Alburno - Cervati.

Le poche faglie compressive presenti, orientate WNW-ESE, risultano tagliate dalle trascorrenti e pos-

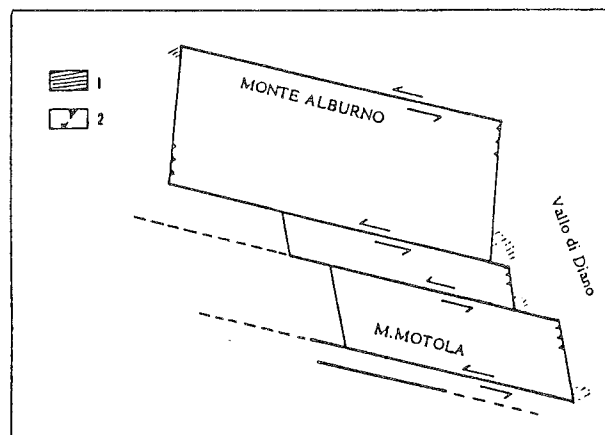


Fig. 6 - Possibile meccanismo cinematico interpretativo del settore dei Monti Alburni. La presenza di estesi sistemi di faglie trascorrenti sinistre orientate N 120° (e successive ai precedenti elementi strutturali legati agli accavallamenti), spesso vicarianti o disposte *en-écheleon*, la presenza di pieghe alla macroscale e alla scala dell'affioramento compatibili con le trascorrenti, la presenza di zone distensive e di faglie dirette coerenti con il campo di *stress* relativo alle già citate trascorrenti, permettono di ipotizzare un modello tipo *block-faulting rotation* su assi verticali (con blocchi vincolati).

sono, forse, essere legate indirettamente come antitetiche ad alto angolo, ad una più grande faglia diretta (a direzione N 120°) che ha "trascinato" i depositi lacustri probabilmente prima della fagliazione trascorrente.

Le misure effettuate in questa stessa località, nelle formazioni riferibili al Miocene, hanno permesso di identificare alcune mesopieghie con direzione di trasporto tettonico NE-SW (Tav. 1, VD03bII) compatibile con gli accavallamenti relativi alle fasi di *thrusting*; la fagliazione trascorrente N 120° è sempre presente e successiva. Nel diagramma relativo ai terreni cretacico - paleogenici (Tav. 1, VD03c) sono ancora rilevabili, ma meno frequenti, i piani di faglia trascorrenti orientati circa E-W, mentre faglie trascorrenti N-S e NNW-SSE assumono grande rilievo; anche nel diagramma (Tav. 1, VD03d) relativo alle dolomie tettonizzate triassiche gli elementi trascorrenti N-S sono importanti, insieme alle faglie NE-SW e NW-SE, quasi tutte a prevalente movimento orizzontale.

Da quello che si può evincere dai dati strutturali alla scala dell'affioramento l'attività tettonica lungo il margine orientale del Vallo di Diano è stata caratterizzata da diversi eventi: la fagliazione a movimento obliquo orientata parallelamente al margine orientale del Vallo non è caratterizzata da una *master fault* di tipo trascorrente ed è più antica di quella trascorrente N 120° che caratterizza i depositi di Atena Lucana.

Nella zona di Padula (VD04) i terreni esaminati dell'Eocene e del Miocene, mostrano una netta prevalenza di elementi deformativi duttili e di faglie trascorrenti orientate circa N-S e NW-SE. Le direzioni di trasporto tettonico ricavate dalle mesopieghie sono circa E-W e NE-SW (esse sarebbero, cioè, legate alle fasi di accavallamento). Nella stazione VD04d (Tav. 1) è possibile osservare come gli stessi piani trascorrenti N-S e NNW-SSE siano stati anche sede di movimenti diretti (in genere successivi).

Attorno a Pergola (Tav. 1, VD02) le mesopieghie hanno andamenti piuttosto complicati, ma, in linea di massima, compatibili con assi di massima compressione orientati circa NE-SW ed è ancora possibile individuare, fra l'altro, alcuni piani di taglio a prevalente componente orizzontale orientati circa NNW-SSE.

I dati mesostrutturali relativi alla zona di Brienza vanno utilizzati con cautela sia per i terreni esaminati (tra cui anche i calcari marnosi e le argilliti della serie lagonegrese), sia per la complicata situazione tettonica. Infatti, le mesopieghie presenti risultano abbastanza disperse e mostrano più direzioni di massima compressione compatibili con la loro origine (per esempio, anche N-S oltre alla antiappenninica), fatte salve eventuali rotazioni. Sembra comunque significativo che qui non si rinvengano più faglie trascorrenti orientate NNW-SSE, ma solo piani di taglio a più debole componente *strike* orientati WNW-ESE.

Riassumendo, i principali risultati dell'analisi strutturale condotta alla scala dell'affioramento possono essere schematizzati come segue.

— Presenza di elementi deformativi più antichi (faglie inverse e *thrusts*, pieghe) che fanno parte di fasi di accavallamento legate alla messa in posto di questo settore della catena; tali elementi permettono di ricostruire un asse di massima compressione orientato da NE-SW a circa E-W (in accordo con le ricostruzioni strutturali regionali).

— I lineamenti tettonici orientati circa N-S (N 150°-160°) trascorrenti, cioè paralleli al margine orien-

tale del Vallo, hanno un riflesso solo alla scala mesostrutturale nei terreni più antichi del Pliocene e sono sia destri che sinistri; non interessano i depositi lacustri di Atena Lucana e quindi sono da ritenere precedenti al Pleistocene inferiore - medio. In ogni caso tali lineamenti vengono successivamente riattivati come faglie dirette.

— Le faglie trascorrenti N 120° sinistre (con le loro coniugate ENE-WSW destre) che hanno un grande rilievo morfologico e mesostrutturale lungo tutto il margine occidentale del Vallo, sono state attive anche in epoca molto recente (nel corso del Pleistocene medio) e quest'ultima fase di attività è successiva alla riattivazione come faglie dirette dei lineamenti N150°-160° che caratterizzano il bordo orientale del bacino. Spesso esse presentano un corteo di deformazioni associate, tutte geometricamente e cinematicamente compatibili fra loro.

PROBLEMI APERTI E CONCLUSIONI

Come già accennato nella premessa, i dati geomorfologici e strutturali sinora raccolti circa la genesi e l'evoluzione della depressione intermontana del Vallo di Diano non permettono di risolvere tale problema, ma consentono tuttavia di porre dei vincoli geometrici, cinematici e cronologici che limitano alquanto il campo delle ipotesi e nuovi modelli interpretativi.

I dati raccolti permettono infatti di affermare che: — il bordo occidentale del bacino è controllato da lineamenti orientati N120° di natura trascorrente sinistra lungo i quali si sono verificati vari momenti di attività (sia transtensiva che transpressiva);

— questi lineamenti si sono individuati prima del modellamento delle paleomorfologie sospese note come "Paleosuperficie" e, quindi, sicuramente prima del Pliocene superiore;

— questi stessi lineamenti sono stati attivi anche nel corso del Pleistocene medio in quanto "tagliano" i depositi del primo ciclo lacustre del Vallo di Diano;

— lungo il bordo orientale del bacino tale recente attività trascorrente N120° risulta successiva alla fagliazione diretta N150°;

— i lineamenti tettonici a direzione N150° non sono di facile interpretazione alla scala dell'affioramento. I dati raccolti fanno però ipotizzare che essi abbiano avuto prima un carattere trascorrente, compatibile col regime compressivo responsabile degli accavallamenti e, successivamente, una attività diretta;

— riguardo alla tettonica che interessa i depositi del primo ciclo lacustre, possiamo dire, in base ai dati strutturali relativi all'unico affioramento significativo (Atena Lucana), che essa si realizza quasi esclusivamente tramite faglie trascorrenti coniugate sinistre a direzione N120° e destre NE-SW. Le evidenze geologiche e geomorfologiche testimoniano inoltre di lineamenti orientati all'incirca N-S e NNW-SSE e di movimenti differenziali che hanno determinato un progressivo ribassamento centripeto del fondo della depressione.

Emerge quindi che le due famiglie di lineamenti non si sono attivate contemporaneamente ed in particolare che:

1) lungo i lineamenti N120° si sono verificati almeno due momenti di attività (pre-paleosuperficie e post primo ciclo lacustre), separati da importanti eventi deposizionali ed erosionali di notevole durata. Tali

momenti sono cronologicamente inquadrabili rispettivamente prima del Pliocene superiore e dopo il Pleistocene inferiore - medio.

2) Il lineamento N150° che caratterizza il bordo orientale del bacino ha avuto senz'altro una attività a carattere distensivo, che va inquadrata tra i due momenti di attività trascorrente a direzione N120°.

Inoltre, per quanto discusso in precedenza, per ragioni di natura geometrica e cinematica, non si ritiene che il bacino del Vallo di Diano si sia potuto sviluppare lungo faglie trascorrenti secondo le modalità già ipotizzate da altri Autori (TURCO & MALITO, 1988; KNOTT & TURCO, 1991), né direttamente lungo i lineamenti sinistri orientati N120°.

Per quanto riguarda la geometria, i bacini dovuti a trascorrenza, allo stato attuale delle conoscenze, possono essere legati a meccanismi tipo *pull-apart* oppure essere il riflesso di fenomeni di collasso delle zone marginali in ambiti di *set* multipli di faglie trascorrenti. Nel primo caso essi dovrebbero avere una forma romboidale e, quando non coalescenti, presentare un rapporto lunghezza - larghezza 3:1 (AYDIN & NUR, 1985), caratteri questi che il bacino in oggetto non possiede. Viste le problematiche complesse che attualmente affliggono la modellistica di tettonica a blocchi ruotati, soprattutto per quello che riguarda le zone marginali (il problema degli spazi, v. MCKENZIE & JACKSON, 1986), il Vallo di Diano sembra mancare di alcune specifiche importanti sull'effettivo verso e ammontare delle rotazioni previste e, insieme a ciò, di dati atti a comprovare la indispensabile contemporaneità delle faglie chiamate in causa. I dati da noi presentati infatti portano a concludere che tali faglie non sono affatto coeve (come già descritto in precedenza); inoltre i lineamenti N120° registrano una fase di attività successiva ai depositi del primo ciclo lacustre e quindi non possono essere invocati come responsabili della genesi della depressione.

La strutturazione del bacino del Vallo di Diano sembra, perciò, essere stata precedente allo sviluppo di questa fase trascorrente e risulta così difficile inquadrarlo attualmente come bacino dovuto direttamente a faglie trascorrenti secondo meccanismi tipo *pull-apart* o simili. Inoltre, la geometria della presunta faglia bordiera orientale del Vallo (che risulta solo a livello mesostrutturale e geomorfologico) non è compatibile con le trascorrenze N120° che si rilevano frequenti in tutta la zona, a meno di non ammetterla sintetica rispetto a queste ultime, cosa non facile per una faglia che dovrebbe essere, invece, la *master*, e se non si vuole considerare un numero troppo elevato di gradi di libertà nel modello rispetto ai vincoli messi in luce sul terreno.

Anche i dati di paleomagnetismo disponibili in letteratura nella regione (INCORONATO & NARDI, 1989) non sono di aiuto per risolvere le problematiche del Vallo perché si riferiscono ad altri contesti tettonici ed evidenziano eventi comunque molto più vecchi di quelli eventualmente generatisi in seguito al collasso del bacino.

In conclusione, si ritiene che andrebbero raccolti ancora ulteriori dati cinematici e cronologici prima di formulare una ipotesi interpretativa affidabile sulla genesi tettonica del bacino del Vallo di Diano. Certamente si può affermare che nella nascita della depressione ha giocato un ruolo importante lo sciame di faglie N150° che passa lungo il suo fianco nord-orientale, delle quali risalta soprattutto la componente verticale, tendente a ribassare verso SW ed a tiltare in senso opposto le successioni mesozoico-mioceniche dei Monti della Maddalena.

BIBLIOGRAFIA

- AYDIN & NUR (1985) - *Evolution of pull-apart basin and their scale independence*. Tect., **3**, 91-105.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1992) - *Tettonica trascorrente nella penisola sorrentina*. Mem. Soc. Geol. It., **46**, in stampa (1991).
- D'ARGENIO B. PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Acc. Naz. Lincei, **183**, 220-248.
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2, **9**, (7), Napoli.
- HIPPOLYTE J.C. (1992) - *Tectonique de l'Apennin meridionale: structures et paleocontraintes d'un prisme d'accrétion continental*. These de Doct., Univ. P. & M. Curie, Paris.
- INCORONATO A. & NARDI G. (1989) - *Paleomagnetic evidences for a peritirrenian orocline*. In: BORIANI et al., (Eds.), Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, 217-228.
- KNOTT & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc. Southern Italy*. Tectonics, **10**, 6, 1164-1172.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin Meridional (Italie): etude geomorphologique*. These de Doct. d'Etat en Geogr. Phys., Univ. d'Aix Marseille.
- LUCCHETTI P. (1947) - *Rinvenimento di un deposito pliocenico marino nella zona delle Murge Nere (S. Angelo le Fratte, in provincia di Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, 39-40.
- MCKENZIE D. & JACKSON J. (1986) - *A block model of distributed deformation by faulting*. J. Geol. Soc. of London, **143**, 349-353.
- MOSTARDINI F. & MERLINI M. (1986) - *L'Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-207.
- NICOTERA P. & DE RISO R. (1968) - *Idrogeologia del Vallo di Diano*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Facoltà di Ingegneria, Univ. di Napoli, **11**.
- NICOTERA P. (1974) - *Relazione sulla consulenza geologica per le indagini alle falde sotterranee e alle sorgenti (Vallo di Diano)*. N-646, Prog. N7367, Cassa per il Mezzogiorno.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tonian mountain building in the Apennines. The role of passive sinking of a relict lithosphere slab*. In Boriani et al. eds., Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) (Eds.) - *Stratigraphical and structural analysis along the CROP 04-89 seismic line*. In stampa.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia Meridionale)*. Tesi di Dott. in Geol. del Sedimentario, III ciclo, Univ. di Napoli "Federico II".
- SANTO A. (1988) - *Ricerche sul terziario dei Monti Alburni*. Riasunti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, 1988.
- SCANDONE P. & BONARDI G. (1968) - *Sinsedimentary tectonic controlling of Mesozoic and Terziary carbonate sequence of areas surrounding Vallo di Diano*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, 1-10.
- TOZZI M. (1993) - *Tettonica trascorrente a blocchi ruotati nei Monti Alburni*. In preparazione.
- TURCO E. & MALITO (1988) - *Formazione di bacini e rotazione di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Riasunti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, 1988.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1992) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa (1990).