

OSSERVAZIONI PRELIMINARI SULL'EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE DEL BACINO DI CASTROVILLARI (CALABRIA SETTENTRIONALE)(*)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 271
ABSTRACT	" 271
INTRODUZIONE E PRECEDENTI CONOSCENZE	" 271
I DEPOSITI DEL BACINO DEL CRATI E DI CASTROVILLARI	" 272
OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE	" 274
ANALISI STRUTTURALE	" 276
CONCLUSIONI	" 277
BIBLIOGRAFIA	" 278

RIASSUNTO

I depositi clastici plio-quadernari, le forme del paesaggio e le strutture della deformazione fragile recente del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale) sono stati studiati sulla scorta di un'ampia revisione dei dati esistenti in letteratura e sulla base di rilevamenti inediti. L'indagine ha evidenziato l'esistenza di due differenti fasi tettoniche, attribuite all'Emiliano ed al Siciliano, che hanno consentito l'individuazione di tre distinti cicli sedimentari. Tali fasi sono responsabili della genesi della depressione in regime transtensivo e della sua successiva disattivazione come bacino sedimentario marino-transizionale in regime estensionale, nell'ambito di una più generale rotazione del campo deformativo legata alla cinematica delle strutture lungo la "Linea del Pollino".

ABSTRACT

Plio-Quaternary clastic sediments, geomorphological features and recent brittle deformations of the Castrovillari Basin in Northern Calabria have been studied on the grounds of a wide review of previous data and by means of a new survey. The research showed the existence of two different tectonic stages responsible for the genesis, the evolution and the disactivation of the basin. The reconstruction of three sedimentary sequences, separated by unconformities, allowed to ascribe those tectonic events to the Emilian and Sicilian (Lower Pleistocene). The first tectonic stage occurred under transtensive conditions, related to the kinematics of the Pollino left-lateral strike-slip fault, while the second one took place into an extensional strain field characterized by a counter-apenninic extension axis. Yet, both tectonic stages should be interpreted as a normal consequence of a continuous reorganization of the local stress fields due to a rotational field acting along the Pollino Fault System.

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

(**)Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, Arcavacata di Rende (CS).

(***)Lavoro condotto e stampato con i contributi dei fondi M.U.R.S.T. 40% (prof. L. Brancaccio) e C.N.R. CT 92.00860.05 (prof. L. Morten).

PAROLE CHIAVE: Geomorfologia, Geologia strutturale, Tettonica fragile recente, Plio-Pleistocene, Calabria.

KEY WORDS: Geomorphology, Structural Geology, Plio-Quaternary Brittle Tectonics, Calabria (Southern Italy).

INTRODUZIONE E PRECEDENTI CONOSCENZE

Il bacino di Castrovillari (Cosenza, Calabria settentrionale) costituisce una estesa depressione morfostrutturale colmata da sedimenti quaternari (Fig. 1). Ubicato al margine del versante meridionale della Catena del Pollino, è delimitato a SW dai rilievi nord-orientali della Catena Costiera Calabria e confinato a SE dall'alto morfostrutturale di Cassano allo Ionio (Fig. 2). La presenza di depositi marini, transizionali

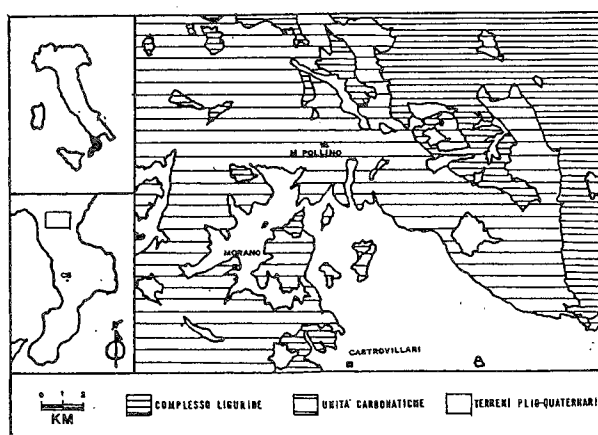


Fig. 1 - Ubicazione e schema geologico dell'area investigata.

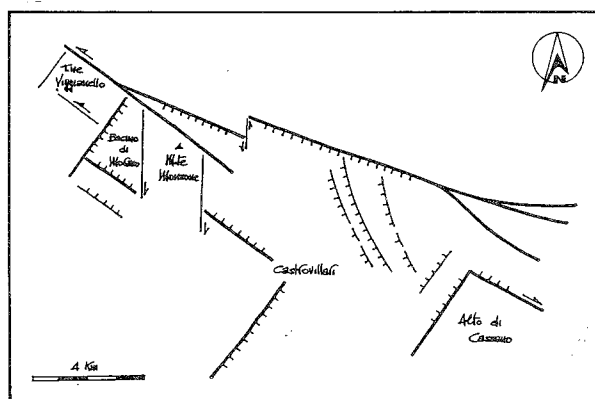


Fig. 2 - Schema strutturale dell'area investigata. Le faglie più estese e con i rigetti maggiori sono rappresentate dalle linee più marcate (i tratti indicati la parte ribassata nel fagliamento normale, le frecce il senso di shear delle strutture trascorrenti).

e continentali - organizzati in più cicli sedimentari - e quella di numerosi elementi tettonici e geomorfologici, testimoniano adeguatamente la complessa evoluzione morfostrutturale conosciuta durante il Plio-Quaternario da questo settore dell'Appennino calabro.

Il bacino di Castrovillari rappresenta l'appendice settentrionale della più estesa "fossa" del F. Crati che, nel corso del Pliocene e del Pleistocene inferiore, ha rappresentato una sorta di paleogolfo allungato in direzione meridiana, posto tra la Catena Costiera Calabra e il Massiccio della Sila e aperto verso oriente sul Mar Ionio, in corrispondenza dell'attuale Piana di Sibari, tra la Catena del Pollino e la Sila Greca.

Già in passato alcuni Autori ebbero modo di evidenziare come quest'area rappresenti un punto chiave per la decifrazione degli eventi geomorfologici e tettonici quaternari. Gli scriventi, integrando competenze geomorfologiche e geologico-strutturali, intendono con questa nota fornire un più avanzato, seppur preliminare, contributo circa l'individuazione e la successione degli eventi morfostrutturali leggibili in questo bacino e nei suoi rilievi marginali. Le osservazioni che seguono sono il frutto di un'ampia revisione in chiave biostratigrafica e geologica dei dati finora esistenti per quest'area nonché di dettagliati rilevamenti, non del tutto definitivi, volti a chiarire le relazioni tra forme del rilievo e depositi quaternari e fra questi e gli elementi tettonici che definiscono il quadro cinematico dell'area.

Numerosi studi hanno avuto come oggetto l'evoluzione plio-quaternaria di quest'area ed ampie sintesi bibliografiche sono contenute nei lavori di VEZZANI (1968), COLELLA *et al.* (1987) e COLELLA (1988). E' possibile dividere l'intera produzione scientifica in tre gruppi.

Al primo gruppo appartengono lavori a carattere geo-paleontologico (TARAMELLI, 1880; CORTESE, 1895; CREMA, 1903; DI STEFANO, 1904; GIGNOUX, 1913). Il meticoloso lavoro di questi Autori porta alla definizione di una prima e finora immutata successione sedimentaria marina del riempimento del bacino del Crati, la cui età risulta compresa tra il Pliocene ed il Pleistocene.

Al secondo gruppo sono da riferirsi gli studi geologici e biostratigrafici condotti da RUGGIERI (1952), FAILLACE (1956) e SELLI (1962), che ascrivono al "Calabrian" buona parte dei sedimenti del bacino. Altri studi furono condotti a partire dall'inizio degli anni '60 e culminarono nelle pregevoli memorie di VEZZANI (1968) e di BOUSQUET & GUEREMY (1969) che rappresentano un primo tentativo organico di sintesi di dati geologici, geomorfologici e tettonici. In questo stesso periodo ebbero luogo i lavori di rilevamento della Carta Geologica d'Italia relativi al Foglio 221 - Castrovillari (SERV. GEOL. D'ITALIA, 1971) e quelli per la realizzazione della carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 (GIANNINI *et al.*, 1973). Per i terreni affioranti nel bacino del Crati e nell'area di Castrovillari viene riconosciuta un'età essenzialmente calabrianica. RUGGIERI & SPROVIERI (1977) indicarono la presenza del Selinuntiano (Pleistocene inferiore) anche nella valle del Crati.

Al terzo gruppo afferiscono lavori recenti a carattere sedimentologico (COLELLA *et al.*, 1987; COLELLA & CAPPADONA, 1988; COLELLA, 1988), biostratigrafico (YOUNG & COLELLA, 1988) e strutturale (PHILIP & TORTORICI, 1980; LANZAFAME & TORTORICI, 1981; TORTORICI, 1982; GHISETTI & VEZZANI, 1982; TURCO *et al.*, 1990).

I DEPOSITI DEL BACINO DEL CRATI E DI CASTROVILLARI

Gli Autori precedenti non sono sempre stati univoci nell'interpretazione e nella datazione della successione sedimentaria plio-pleistocenica che costituisce gran parte del riempimento del bacino e delle sue articolazioni. Reinterpretando i molti dati geologici e paleontologici e integrandoli con osservazioni originali, è possibile proporre una sintesi più aggiornata ed attendibile della successione dei sedimenti ed il loro reale inquadramento cronologico.

La successione che di seguito viene presentata è essenzialmente costituita da sedimenti clastici più o meno grossolani di origine marino-costiera e transizionale. Solo nella parte alta presenta depositi di origine continentale. Essa si sviluppa tra la porzione più alta del Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore. Depositati marini e continentali, a luoghi terrazzati, del Pleistocene medio e superiore sono localizzati in corrispondenza dell'odierna Piana di Sibari e ai margini dei rilievi perimetrali del bacino. Lo stesso vale per i depositi continentali olocenici.

In questa nota viene rivolta maggiore attenzione ai depositi ed alle forme del paesaggio più antichi, rimandando ad un momento successivo lo studio delle forme e dei sedimenti medio-alto-pleistocenici ed olocenici, per i quali il lettore troverà comunque una esauriente esposizione nei lavori di VEZZANI (1968), BOUSQUET & GUEREMY (1969) e CAROBENE *et al.* (1989).

I depositi pliocenici ed infra-pleistocenici del bacino del Crati e dell'area di Castrovillari possono essere distinti in tre cicli sedimentari, con caratteri marcatamente trasgressivo-regressivi, separati da fasi tettoniche ed erosionali. Le facies grossolane sabbioso-conglomeratiche degli ultimi due cicli sono distribuite intorno ai margini interni e pedemontani del bacino mentre quelle fini, argillose e sabbiose, sono predominanti nell'area depocentrale (Piana di Sibari) e non affioranti. La loro presenza è stata riscontrata grazie a sondaggi profondi effettuati nei pressi di Doria che ne hanno rivelato uno spessore di oltre 600 metri.

Per l'ubicazione delle numerose località citate nel testo e non riportate nelle figure (che riguardano il solo bacino di Castrovillari) si rimanda, data la vastità dell'area di affioramento dei depositi plio-quaternari, alla cartografia geologica ufficiale.

I Ciclo - Sedimenti argillosi e sabbiosi marini (Pliocene inferiore)

I sedimenti appartenenti a questo ciclo furono già descritti da VEZZANI (1968) come "Argille marnose azzurre del T. Fiumicello" e attribuite al ciclo infrapliocenico. Si tratta di sedimenti marini argillo-marnosi con rare intercalazioni sabbiose, poggianti con chiara discordanza angolare sia su terreni mesozoici che su sequenze argilloso-arenaceo-gessifere alto-mioceniche. A tutto sono limitati da una evidente superficie di erosione che marca la discordanza angolare tra questi sedimenti e quelli ghiaioso-sabbiosi del ciclo successivo. Lo spessore affiorante si aggira intorno ai 300 metri. Questi depositi sono poco diffusi in affioramento. Buone esposizioni - seppure di lembi tettonizzati - si osservano tra gli abitati di S. Donato di Ninea, Acquaformosa, Firmo e Altomonte. Le microfaune contenute in questi sedimenti (VEZZANI, 1968) consentono di attribuirli al Pliocene inferiore ed in particolare alla parte medio-

alta della zona a *Globorotalia puncticulata*, i cui limiti cronologici sono estesi tra 4.1 Ma e 3.3 Ma (RIO *et al.*, 1990).

II Ciclo - Sedimenti sabbioso-argillosi e conglomerati marini (alto Pliocene superiore - Emiliano p.p.)

A questo ciclo devono essere ascritti solo una parte di quei sedimenti indicati da VEZZANI (1968) come ciclo suprapliocenico-pleistocenico ed in particolare quelli denominati “*Conglomerati e sabbie basali*”, le cui caratteristiche sono tali da essere distinte dal resto della successione proposta dall’Autore e successivamente ripresa da molti altri. I depositi di questo ciclo sono in prevalenza conglomeratico-sabbiosi con rare intercalazioni argillose, mediamente spessi intorno ai 150 metri e di origine marino-costiera. Le frequenti disposizioni deltaiche delle facies grossolane si interdigitano distalmente con marne ed argille di piattaforma costiera o di prodelta. Le facies deltizie tipo *shelf* che caratterizzano i sedimenti di questo ciclo sono ben descritte e documentate da COLELLA *et al.* (1987). Procedendo dall’interno verso l’esterno del bacino, i conglomerati passano lateralmente, distalmente e verso l’alto a sabbie gialle fossilifere ad *Ostrea* e *Pecten* contenenti frequenti livelli argillosi, anch’essi fossiliferi.

La successione più completa affiora al margine meridionale della Piana di Sibari (VEZZANI, 1968), dove è correlata alla sezione “calabriana” descritta da PANIZZA (1967), ma è abbastanza diffusa in tutta l’area del bacino dove affiora quasi sempre alla base dei sedimenti del ciclo successivo. Lembi di questo ciclo affiorano, tettonizzati, lungo la valle del Fosso Eiano in località Acquarella, e nel Vallone Salina nei pressi di Cassano allo Ionio. Nella zona di Altomonte e Firmo i conglomerati deltizi di questa formazione sono di gran lunga più diffusi e tettonizzati e riposano a loro volta in discordanza angolare sulle argille del ciclo precedente. In queste località i depositi sabbioso-conglomeratici del II ciclo sono stati denominati “*Ghiaie di Altomonte*” (SERV. GEOL. D’ITALIA, 1971) ed attribuite al “calabriano”. Anche GIANNINI *et al.* (1973) parlano di due distinti cicli sedimentari di età “calabriana”, di cui solo il primo in parte (sedimenti indicati con le sigle P3cl-s e P3cl) corrisponde al II ciclo di questo scritto. Secondo gli Autori questi depositi formerebbero una sorta di struttura anticlinale immergente verso W-NW e fagliata a gradinata sul lato opposto. Anche in altre località i depositi di questo ciclo sono tettonizzati e sottoposti con chiara discordanza angolare a quelli del ciclo successivo, come si rileva nei dintorni di San Lorenzo del Vallo (COLELLA *et al.*, 1987) e nella zona di Cassano (COLELLA, 1988) nonché nella valle del Fosso Eiano dove la discordanza angolare tra i due cicli è ben evidente. Depositati correlati con questo ciclo affiorano diffusamente anche lungo tutta la valle del Crati fin nei pressi di Cosenza (RUGGIERI, 1952; VEZZANI, 1968) ma con facies nettamente più fini. Sui livelli argillosi e marnosi intercalati ai depositi grossolani di questo ciclo sono state effettuate numerose indagini biostratigrafiche rivolte allo studio della microfauna e della malacofauna. Solo di recente è stato studiato il nannoplancton calcareo (YOUNG & COLELLA, 1988). VEZZANI (1968) ha ritenuto di ascrivere al Pliocene superiore la parte basale della successione, priva di forme pleistoceniche e di ospiti nordici, ed in particolare alla zona a *Globorotalia inflata*. La parte sommitale è invece ascritta dall’Autore al “Calabriano” per la presen-

za di *Hyalinea balthica*. I depositi di questo ciclo sono correlati da VEZZANI (1968) alla sezione pleistocenica di Crosia (PANIZZA, 1967) e con quella studiata da RUGGIERI (1952) nei pressi di Cosenza. Anche in queste due ultime località gli Autori citati ascrivono i depositi studiati rispettivamente al “Calabriano” ed al “Calabriano inferiore”, per la presenza, tra gli altri, di *Hyalinea balthica*. In effetti, la presenza degli “ospiti nordici” - tra cui *Arctica islandica* - in queste sezioni è associata a forme tipicamente basso-pleistoceniche (santerniense ed emiliano) come *Bulimina etnea* (SEGUENZA e *Articulina tubulosa* (SEGUENZA) (RUGGIERI & SPROVIERI, 1977; SPROVIERI & HASEGAWA, 1990) e queste non compaiono in coincidenza della base della successione ma sempre nella porzione medio-bassa. Le parti di successione comprese tra la base reale della serie ed i primi livelli con “ospiti nordici” e specie pleistoceniche sono caratterizzate dalla comparsa di *Globorotalia inflata* (D’ORBIGNY); ciò aveva indotto VEZZANI (1968) a ritenere questa parte suprapliocenica. *Hyalinea balthica* compare molto in alto nella serie, quasi prossima alla superficie erosionale sommitale tettonizzata che tronca a tetto i depositi di questo ciclo. Alcuni campioni di nannoplancton calcareo prelevati nelle parti alte della successione (YOUNG & COLELLA, 1988) confermano, sia pure in modo dubitativo, l’età basso-pleistocenica per la presenza di forme attribuibili alla zona ad *H. sellii*, a *large Gephyrocapsa* e rare forme di *C. macintyreii*. Non vi sono motivi per ritenere discontinua la successione dei depositi del II ciclo, che dunque si sviluppa tra la parte alta del Pliocene superiore (zona a *G. inflata*) e l’Emiliano p.p.; in termini di età assoluta essa potrebbe essere compresa tra 2.1 Ma circa e poco più di 1.4 Ma. L’intervento di una fase tettonica durante l’Emiliano è già stato invocato da alcuni Autori (RUGGIERI & SPROVIERI, 1977; RUGGIERI, 1988) per spiegare - appunto nel Selinuntiano - la presenza di due cicli sovrapposti, di cui il primo Santerniense(?) - Emiliano p.p. ed il secondo Emiliano p.p. - Siciliano, separati da una discordanza angolare od erosionale.

III Ciclo - Sedimenti clastici marini, transizionali e continentali (Emiliano p.p. - Siciliano)

I depositi del terzo ciclo riposano con netta discordanza angolare su quelli del ciclo precedente e sono troncati a tetto da una marcata superficie erosionale. Si presentano inoltre con chiara evidenza tettonicamente dislocati. Questi depositi corrispondono a quelli della parte alta del ciclo suprapliocenico - pleistocenico noto in letteratura (OGNIBEN, 1969), ed in particolare a quei termini denominati (dal basso verso l’alto): “*Argille marnose azzurre superiori*”, “*Sabbie e conglomerati superiori*” e “*Depositati lacustri*” (VEZZANI, 1968). BOUSQUET & GUEREMY (1969) avevano interpretato questi depositi come appartenenti a due cicli distinti, rispettivamente di età calabriana e siciliana, separati da una discordanza angolare. Si tratta tuttavia, alla luce dei nuovi rilevamenti, di una errata interpretazione della morfologia e della geometria interna dei corpi di delta-conoide (COLELLA, 1988) affioranti nell’area di Castrovillari.

I terreni di questo ciclo affiorano abbastanza diffusamente lungo i margini della Piana di Sibari e lungo la valle del Crati e mostrano in successione verticale facies tipiche di sequenza trasgressivo-regressiva, con i depositi marini basali sostituiti verso l’alto da sedi-

menti transizionali e continentali. Presentano spessori variabili da circa 200 m, nelle zone più esterne, a 40-50 m, in quelle più interne (VEZZANI, 1968). Nell'area di Castrovillari questi depositi sono particolarmente diffusi ed il loro appoggio sui depositi del ciclo precedente si può osservare solo lungo la valle del Fosso Eiano (loc. Acquarella) e nei dintorni di Cassano allo Jonio (Mass. Scorza), zone che sono in posizione marginale rispetto al bacino di Castrovillari. Fuori dall'area da noi direttamente investigata, ed in particolare nei pressi di Bisignano e S. Lorenzo del Vallo, questo ciclo riposa con netta "unconformity" sui depositi fagliati del ciclo precedente (COLELLA *et al.*, 1987; COLELLA, 1988). Nella cartografia ufficiale (SERV. GEOL. D'ITALIA, 1971) i depositi del terzo ciclo corrispondono solo in parte a quelli denominati "Ghiaie di Lauropoli" o a quelli contraddistinti dalle sigle P3s-cl e P3s nella carta di GIANNINI *et al.* (1973). La porzione basale del ciclo è costituita da argille marnose azzurrognole che nella parte basale contengono livelli tripolacei e tuffici, mentre verso l'alto sono presenti livelli sabbiosi e sabbioso-conglomeratici sempre più frequenti. La porzione mediana del ciclo, in parte eteropica con quella sottostante, è rappresentata da sabbie e conglomerati di colore rossiccio verso l'alto, mostranti le tipiche geometrie dei corpi deltizi fortemente progradazionali (*fan deltas* tipo Gilbert di COLELLA *et al.*, 1987). A luoghi le facies sono chiaramente di spiaggia sabbioso-ghiaiosa progradazionale presenti pure come *topset* dei corpi deltizi, presto sostituite da facies più francamente fluviali e/o alluvionali. Verso l'alto seguono depositi clastici fini e travertinosi con livelli cineritici, contenenti microfau-ne dapprima di acque salmastre, poi francamente dulcicole (CREMA, 1903; VEZZANI, 1968), indicative di ambienti deposizionali lagunari e limno-palustri. Nella parte alta dei depositi lacustri sono frequentemente intercalati - nelle zone prossimali ai rilievi marginali - frequenti e variamente spessi livelli di breccie calcareo-dolomitiche cementate rappresentanti le interdigitazioni distali dei *talus* detritici pedemontani come già ebbero modo di osservare BOUSQUET & GUEREMY (1969). Una netta superficie di erosione, marcata da uno spesso paleosuolo rosso, tronca a tetto la successione.

La migliore esposizione dell'intera sequenza è quella affiorante lungo le pareti della valle del T.te Fiumicello, in corrispondenza del Ponte di Virtù, non lontano dall'abitato di Castrovillari (Fig. 3).

Circa l'età dei depositi del III ciclo, sulla base dei numerosi dati paleontologici riportati dagli Autori precedenti (CREMA, 1903; DI STEFANO, 1904; VEZZANI, 1968; FAILLACE, 1956; YOUNG & COLELLA, 1988), si può ritenere con certezza che essi siano ascrivibili alla parte terminale del Pleistocene inferiore ed in particolare all'Emiliano *p.p.* ed al Siciliano, per la presenza di *Hyalinea balthica* nei livelli marini basali e la successiva comparsa di *Globorotalia truncatulinoides* in quelli sommitali (oltre alla forte presenza di nanofossili riferiti alla zona a *small Gephyrocapsa* e ai prodromi della zona a *Pseudoemiliania lacunosa*). Vale la pena di ricordare che l'attribuzione al Siciliano di parte di questi depositi era già stata proposta da CREMA (1903) e da DI STEFANO (1904), mentre FAILLACE (1956) e VEZZANI (1968) ne hanno sostenuto un'età "calabrianiana".

La porzione sommitale di origine continentale, poco spessa, e la superficie di erosione che chiude a tetto la successione, potrebbero ben rappresentare la fine del Siciliano, caratterizzata secondo numerosi Autori (Bo-

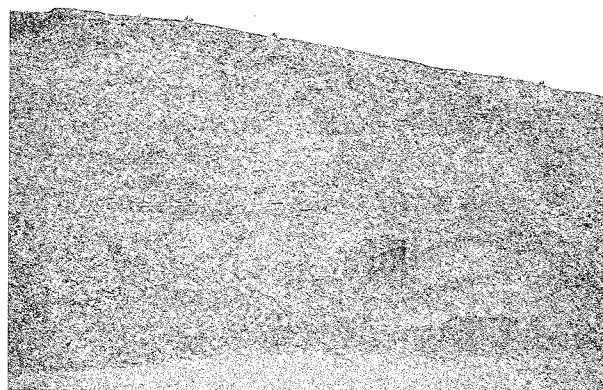


Fig. 3 - La successione dei depositi del III ciclo nell'area di Castrovillari (loc. Ponte di Virtù). La sequenza regressiva è costituita (dal basso) da: a) conglomerati di *fan-delta* marini (*topset beds* e *foreset beds*); b) conglomerati e fini di piana alluvionale; c) sedimenti fini limno-palustri terminanti con un paleosuolo rosso.

NIFAY, 1975; RUGGIERI *et al.*, 1984; SPROVIERI, 1985; MALATESTA & ZARLENGA, 1986; CAROBENE & DAI PRÀ, 1990) da una marcata regressione che segna anche il debutto del Pleistocene medio. In termini di età assoluta i depositi di questo ciclo possono essere inquadrati fra un'età poco più antica di 1.2 Ma e una poco più recente di 0.8 Ma (prossima al limite Pleistocene inferiore-medio).

La fase tettonica responsabile della dislocazione di questi sedimenti deve essere intervenuta agli inizi del Pleistocene medio, come dimostrano i depositi e le forme mediopleistoceniche che risultano morfologicamente "incastrate", a valle, in quelli di età siciliana dislocati. D'altro canto, questa situazione morfostrutturale era già stata ampiamente riconosciuta e documentata da BOUSQUET & GUEREMY (1969), che la imputarono alle conseguenze della fase tettonica "fine-villafranchiana".

OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE

Il rilevamento geomorfologico, in fase preliminare, è stato finora condotto solo nell'area di Castrovillari e sul versante meridionale del Pollino (Fig. 4). I dati acquisiti permettono una ricostruzione più dettagliata degli eventi morfoevolutivi infrapleistocenici rispetto a quella proposta da BOUSQUET & GUEREMY (1969).

L'elemento morfologico più antico riconoscibile in quest'area è rappresentato dai lembi relitti di un antico paesaggio di erosione subaerea (Paleosuperficie *Auct.*) posti in posizione apicale sui principali rilievi della Catena del Pollino. Questo paesaggio antico si presenta appena ondulato e con evidenti tracce di erosione subaerea (incisioni, doline, ecc.) troncate. I lembi più estesi sono presenti a quote di circa 2000 m alla sommità del Monte Pollino e di Serra del Prete. Procedendo verso SE i lembi si assottigliano diventando creste acuminatae al Monte Manfriana e a Timpa del Principe e, a quote più basse (circa 1700 m), al Monte Moschereto.

Le evidenze geologiche e geomorfologiche portano a considerare di età pliocenica il modellamento di

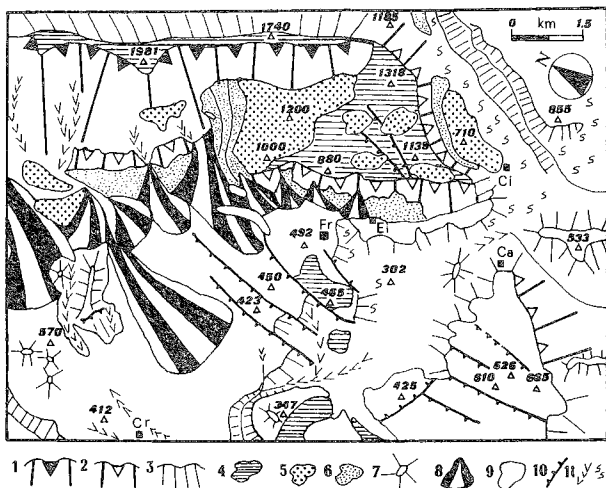


Fig. 4 - Carta geomorfologica schematica dell'area esaminata. **Legenda:** 1) versante di faglia regolarizzato (I generazione); 2) versante di faglia non regolarizzato (II generazione); 3) altri tipi di versanti erosionali; 4) lembi di "Paleosuperficie" e/o *glacis* di erosione; 5) *glacis* di accumulo; 6) *talus* detritico; 7) rilievi isolati; 8) conoidi di deiezione; 9) superfici di origine strutturale subpianeggianti e terrazzate; 10) scarpate di faglia; 11) superfici interessate da erosione lineare e/o da movimenti di massa. Toponimi: Cr = Castrovillari; Fr = Frascinetto; Ei = Eianina; Ci = Civita; Ca = Cassano allo Ionio.

questo antico paesaggio di erosione, in accordo con quanto riconosciuto in altri settori dell'Appennino meridionale (BRANCACCIO *et al.*, 1991).

Verso sud-ovest la "Paleosuperficie" è limitata da un versante di faglia rettilineo ed esteso in direzione NW-SE, almeno da Monte Moschereto a Monte Manfrediana, regolarizzato ed attestato su pendenze di circa 25°. Il versante mostra un profilo concavo ed è perfettamente raccordato ad un *glacis d'accumulation* pedemontano costituito da breccie calcareo-dolomitiche, fortemente cementate e carsificate, spesse mediamente intorno ai 20 metri. Le breccie mostrano elementi a spigoli vivi, presentano una matrice rossastra nella parte basale e grigio-giallastra nella parte alta, e sono organizzate in strati suborizzontali o poco inclinati spessi in media 0,4 m.

Il *glacis* di breccie è ben evidente a quote intorno ai 1100 m s.l.m. in località "Le Serre", "Pietra Lucia" e "Rotondella", dove si presenta solcato da vistose incisioni lineari. Per comodità di esposizione le breccie ed il versante di faglia regolarizzato descritti vengono qui definiti di "prima generazione". Il *glacis* pedemontano e le breccie sono limitati a valle, verso SW, da un secondo versante di faglia rettilineo ed esteso in direzione NW-SE almeno da T.ne del Corvo a Timpa Crivo. Il versante presenta un profilo rettilineo assestato su pendenze di 40-45° tagliato in roccia o ricoperto da una falda detritica fino alla sommità, marcata da una cornice litologica non strutturale e a parete verticale.

Secondo BOUSQUET & GUEREMY (1969) questo nuovo elemento morfologico si configura come un "versante di Richter". Lo specchio di faglia alla base è ben evidente. Questo versante di faglia, che viene qui chiamato di seconda generazione, sospende vistosamente il *glacis* di breccie di ben 500 metri. Le breccie riaffiorano poco a valle a quote intorno ai 500 m s.l.m. nei dintorni degli abitati di Eianina e Frascinetto e di Masse-

ria Parapugno. In quest'ultima località le breccie sono intensamente tettonizzate, costituendo una sorta di rilievo collinare allungato all'incirca parallelamente al versante di faglia. Questa situazione si osserva in numerose altre località lungo il versante meridionale del Pollino.

Verso valle le breccie sono chiaramente eteropiche dei depositi lacustri che chiudono il terzo ciclo. Le interdigitazioni delle breccie con i limi lacustri sono particolarmente evidenti lungo i tagli stradali della S.S. 105, in località La Pietà, prima di giungere a Castrovillari. I depositi lacustri formano ampie superfici subpianeggianti di chiara origine strutturale profondamente dissecate dai principali corsi d'acqua che solcano l'area. Due sistemi di faglia orientati all'incirca N20W e N60E hanno vistosamente dislocato "a blocchi" questi depositi, realizzando una sorta di "gradinata di ripiani", a partire da circa 600 m a circa 280 m, degradanti dall'alto strutturale e morfologico di Cassano allo Ionio verso l'abitato di Castrovillari. Le scarpate tra un ripiano e l'altro non superano i 30-40 metri di dislivello. I depositi più recenti risultano morfologicamente "incastrati" in questi più antichi appena descritti e le loro morfologie sono ben conservate, a testimoniare il loro grado di giovinezza. I depositi più antichi sono totalmente "sganciati" dai rilievi alimentatori, contrariamente a quanto si osserva per i più giovani. Questa osservazione non sembra valere per i depositi del terzo ciclo a sud-ovest di Castrovillari, dove le superfici terrazzate sono perfettamente raccordate ai rilievi adiacenti che mostrano uno spiccato profilo concavo evoluto: ciò dimostrerebbe la sostanziale stabilità tettonica di questa zona dopo la deposizione del III ciclo.

Allo sbocco nella Piana di Sibari, i principali corsi d'acqua che solcano l'area di Castrovillari hanno contribuito alla costruzione di imponenti apparati alluvionali spesso reincisi e terrazzati. Questi ultimi, ben conservati e chiaramente più recenti, hanno spesso obliterato le tracce di terrazzi marini medio-pleistocenici, anch'essi "incastrati" nei depositi del terzo ciclo. A Maseria Salituri, in una cava di calcari triassici abbandonata, sabbie e conglomerati di spiaggia del terzo ciclo sono giustapposti contro una parete calcarea rettilinea sub-verticale perforata da fori di litodomi, che si configura come una paleofalesia costiera indicatrice della posizione del livello del mare Siciliano nel bacino semiaperto di Castrovillari.

La situazione morfostrutturale del versante sud-occidentale della Catena del Pollino (Fig. 5) si ripete, in modo meno vistoso, sul versante orientale della dorsale carbonatica e particolarmente a nord-ovest dell'abitato di Civita. Qui, un grande versante di faglia di seconda generazione, rettilineo ed esteso in senso NNE-SSW, disseca indistintamente (località "la Rosa") sia le breccie che il versante di faglia di prima generazione dei Monti Moschereto e Zingomano. Questo versante di faglia sospende per circa 400 metri le breccie di "Rotondella" (1100 m s.l.m. circa) che si rinvergono in lembi sul ripiano erosionale di Scariano (700 m) costituito per gran parte dalla formazione argillo-marnoso-arenacea del Bifurto (Miocene inf.). I calcari mesozoici affiorano più ad est, sotto la copertura terrigena, e sono dissecati dalla stretta e profonda (circa 400 m) forra del Torrente Raganello, il cui tracciato, nella media valle, è chiaramente susseguente, essendo impostato lungo il contatto tettonico tra terreni miocenici e calcari mesozoici a ridosso di Timpa del Demanio. Il ri-

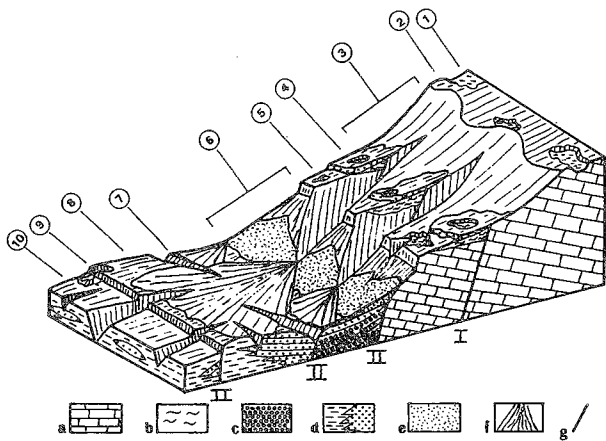


Fig. 5 - Block-diagram schematic (non in scala) della situazione morfo-stratigrafica e strutturale osservabile sul versante meridionale del Pollino nei pressi di Frascineto. **Legenda:** a) carbonati mesozoici; b) sedimenti terrigeni miocenici; c) sedimenti clastici marini siciliani; d) breccie calcareo-dolomitiche eteropiche di sedimenti limno-palustri infrapleistocenici; e) breccie calcareo-dolomitiche würmiane; f) conglomerati di conoide würmiani ed olocenici; g) faglia; 1) doline; 2) relitto di "Paleosuperficie" o di *glacis* di erosione; 3) versante di faglia (I generazione) regolarizzato; 4) *glacis* di accumulo (I generazione); 5) *glacis* di erosione o relitto di "Paleosuperficie"; 6) versante di faglia (II generazione) o di Richter non regolarizzato, con *talus* detritico alla base; 7) valle susseguente che incide conoidi alluvionali; 8) superficie di erosione; 9) scarpata di faglia; 10) terrazzo strutturale; I) e II) faglie relative alla prima ed alla seconda fase tettonica.

piano erosionale di Scariano si raccorda con le più alte superfici (650 m) spianate dall'erosione, correlate al tetto dei depositi del terzo ciclo, presenti intorno all'alto di Cassano e a E-NE di Civita, aree poste allo sbocco del Torrente Raganello dalla sua forra. E' verosimile, dunque, che il T.te Raganello abbia cominciato ad incidere la forra conseguentemente all'intervento della fase tettonica documentata dai versanti di faglia di II generazione.

ANALISI STRUTTURALE

Ai fini della comprensione della cinematica di apertura del bacino di Castrovillari è stato eseguito un rilevamento delle strutture fragili nei terreni marino-transizionali del II e III ciclo sedimentario descritti nei paragrafi precedenti, oltre che nelle breccie di versante infrapleistoceniche e nelle conoidi pedemontane alto-pleistoceniche. Questa operazione ha permesso una adeguata discriminazione cronologica degli eventi tettonici oltre che una buona caratterizzazione strutturale dei terreni in oggetto.

Nei depositi quaternari del bacino sono state rilevate essenzialmente faglie minori normali e fratture estensionali, appartenenti nella maggior parte dei casi a sistemi di discontinuità ad alto angolo di inclinazione. Poiché le due tipologie di strutture hanno lo stesso significato cinematico, sono state plottate insieme in diagrammi azimutali, che privilegiano la componente dello *strike* rispetto agli altri parametri giacitureali, trascurabili nel caso di strutture ad alto angolo o sub-verticali. I dati sono stati accorpati in funzione della loro pertinenza stratigrafica e non per provenienza di sito, dato il basso numero di strutture rilevate per ogni sin-

gola stazione. Questo tipo di rilevamento "diffuso", in contrapposizione a quello "concentrato" in stazioni di misura, ha consentito nel caso di studio la raccolta di un numero significativo di dati - sebbene modesto in confronto alla quantità di dati rilevati nei carbonati mesozoici a parità di superficie investigata - che mostrano una distribuzione spaziale delle strutture della deformazione fragile recente in sistemi di orientazione preferenziale ben definiti.

Il rilevamento strutturale di dettaglio effettuato nei carbonati della Catena del Pollino (SCHIATTARELLA, *et al.* in prep.) ha mostrato l'esistenza di una riattivazione in regime estensionale ad asse antiappenninico di strutture precedentemente prodotte dalla tettonica trascorrente plio-pleistocenica (TURCO *et al.*, 1990; KNOTT & TURCO, 1991; MONACO & TANSI, 1992). In tal modo, durante la fase mediopleistocenica, le faglie trascorrenti sinistre N120° parallele alla "Linea del Pollino" sono state riattivate essenzialmente come faglie dirette, mentre quelle meridiane ed antiappenniniche hanno passivamente rigiocato come *transfer faults*.

I terreni clastici del II ciclo (area di Cassano) risultano affetti da *features* estensionali che mostrano orientazione preferenziale in corrispondenza della classe N30°-40° (Fig. 6). Per l'assenza di "rumore di fondo", nonché per la modesta dispersione e la distribuzione di tipo gaussiano relative a tale classe, si può ritenere, nonostante il basso numero di dati (N = 48), che i terreni di questo ciclo siano molto ben caratterizzati anche da un punto di vista mesostrutturale.

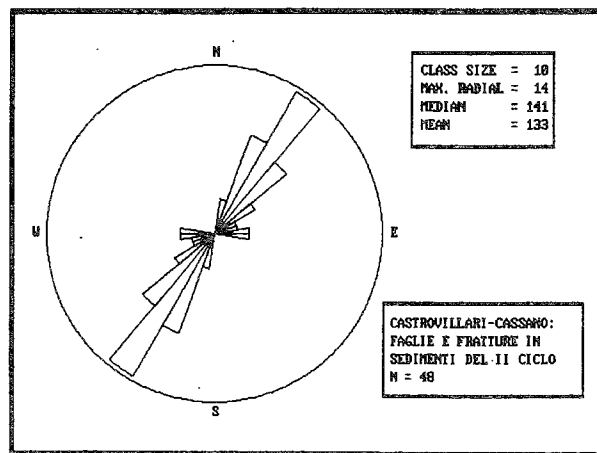


Fig. 6 - Diagramma azimutale relativo alle fratture estensionali ed alle faglie minori dirette rilevate nei terreni afferenti al II ciclo sedimentario (area di Cassano allo Ionio).

La direzione di massima estensione è compresa nello spettro (N130°-150°) previsto per la fase trascorrente che si è esplicata lungo la "Linea del Pollino" (N120°), se si tiene conto che i sistemi di strutture tra loro geneticamente associate, rilevate nei carbonati, indicano con molta chiarezza una cinematica primitiva di trascorrenza sinistra riguardo a questo importante lineamento tettonico. I sistemi di fratture da estensione rilevati nei vicini termini carbonatici, compatibili con la cinematica di trascorrenza sinistra lungo le faglie orientate N120°, si attestano tuttavia intorno alla classe N50°-60° (Fig. 7). Lo scarto angolare tra le direzioni di massima estensione relative ai sistemi di faglie e fratture

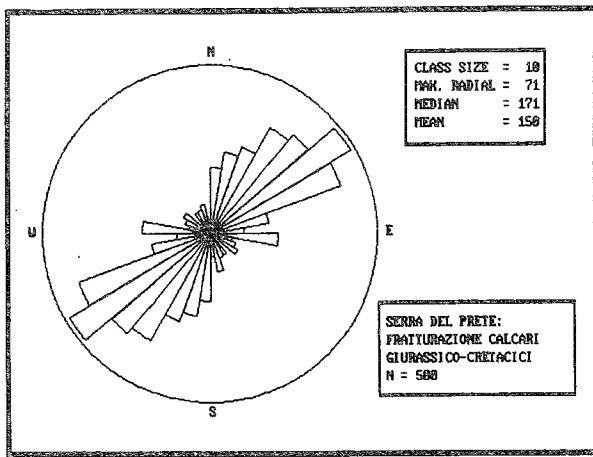


Fig. 7 - Diagramma azimutale relativo alla fratturazione dei carbonati mesozoici (numero di misure N = 500) del "corpo" della Catena del Pollino (Serra del Prete).

dei quadranti NE-SW rilevati nei carbonati mesozoici e nei depositi quaternari suggerisce che i terreni del II ciclo sedimentatisi nelle aree piú esterne del bacino di Castrovillari-Cassano siano stati deformati in un contesto rotazionale sotto condizioni transtensive atte a generare il bacino di Castrovillari s.s. che ospiterà i terreni del III ciclo. Questi ultimi sono interessati da deformazioni fragili costituite da sistemi coniugati di faglie dirette e *joints* "ibridi" (Hancock, 1985) attestati intorno ad andamenti orientati N120°-130° e N150°-160° (Fig. 8). Quest'ultimo *trend* risulta essere piú recente come testimoniato dalla sua presenza anche nelle breccie eteropiche dei depositi lacustri (Fig. 9), oltre che dai rapporti di cronologia relativa stabiliti sul terreno.

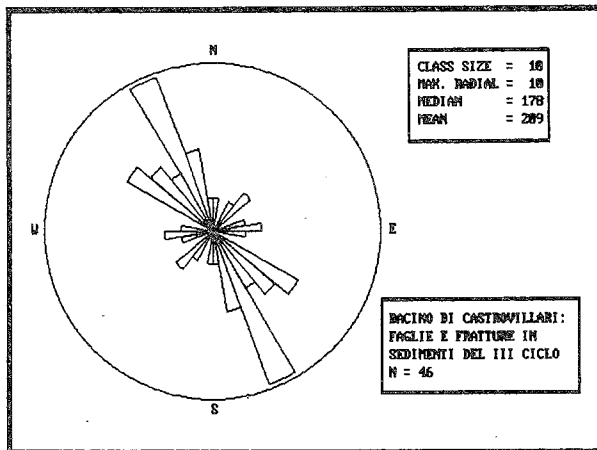


Fig. 8 - Diagramma azimutale relativo alle fratture estensionali ed alle faglie minori dirette rilevate nei terreni afferenti al III ciclo sedimentario (bacino di Castrovillari s.s.).

Lo stato di avanzamento del rilevamento strutturale e geomorfologico non consente in questa sede un'analisi approfondita delle vicende occorse dal Pleistocene medio all'Olocene nell'area del bacino di Castrovillari.

I depositi piú recenti, di origine sia marina che continentale, si presentano terrazzati in piú ordini degra-

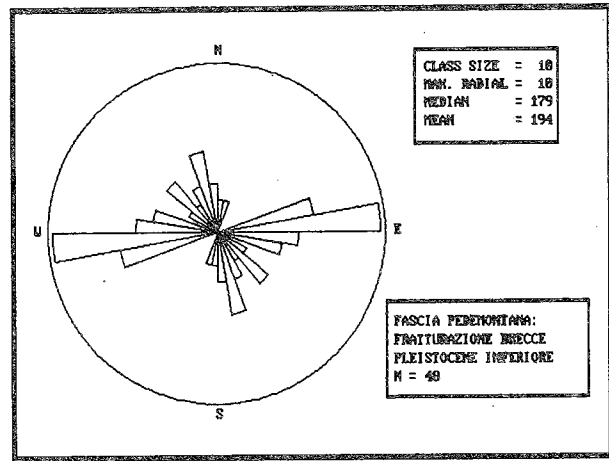


Fig. 9 - Diagramma azimutale relativo alla fratturazione delle breccie infrapleistoceniche (fascia pedemontana).

danti verso la zona costiera di Sibari e risultano morfologicamente "incastrati" in quelli piú antichi, decisamente piú tettonizzati. L'assetto morfostrutturale dei terreni piú recenti lascierebbe pensare ad un lungo periodo di calma tettonica. Le breccie di versante ed i depositi di conoide alto-pleistocenici ed olocenici risultano affetti unicamente da sistemi di fratture estensionali sub-verticali, ampiamente spaziate e con andamento E-W, e da faglie con uguale andamento, apparentemente dirette e con modestissimo rigetto, di incerto significato tettonico.

CONCLUSIONI

L'esistenza di piú cicli sedimentari discordanti, la situazione geomorfologica generale e l'assetto strutturale dei terreni recenti, oltre che dei carbonati mesozoici, evidenziano il ruolo giocato da due distinte fasi tettoniche nella individuazione e disattivazione del bacino di Castrovillari, prevalentemente riempito dai depositi del terzo ciclo. E' possibile correlare i due stadi tettonici alla fase emiliana (che individua il bacino) ed alla fase fine-villafranchiana (che disattiva il bacino).

L'analisi strutturale suggerisce che la prima fase sia avvenuta sotto condizioni transtensive legate alla cinematica della linea del Pollino (N120°), attiva come *master fault* trascorrente sinistra nel Pleistocene inferiore. La seconda fase mostra invece un carattere estensionale, con la produzione alla mesoscala di sistemi paralleli al lineamento principale della fascia pedemontana (N120°-130°) e successivamente attestati intorno all'andamento N150°-160°. La direzione di estensione massima, pur restando in direzione antiappenninica, subisce una rotazione oraria di circa 30°, causando una riattivazione delle discontinuità orientate N120° preesistenti nei carbonati della catena dapprima come faglie dirette e poi come strutture a scivolamento obliquo destro.

Questa situazione permette di ipotizzare che le due fasi "puntuali" individuate nel bacino di Castrovillari siano in effetti il prodotto di una continua riorganizzazione dei campi di stress locali nell'ambito di un regime rotazionale agente lungo la zona di taglio della Catena del Pollino.

I dati strutturali, stratigrafici e geomorfologici, unitamente a considerazioni già espresse nella recente

letteratura scientifica (SARTORI, 1990; TURCO *et al.*, 1990), consentono inoltre di individuare una fase tettonica precedente ai due stadi infrapleistocenici e successiva alle ben note crisi del Pliocene inferiore e medio - databile però al Pliocene superiore e non al passaggio Pliocene-Pleistocene, come spesso riportato - con cui ha probabilmente inizio la ristrutturazione della catena sudappenninica in regime trascorrente. Tale fase avrebbe pertanto prodotto la maggior parte delle strutture della deformazione fragile successivamente funzionanti in regime transtensivo ed infine riattivate in campo estensionale. Risulta difficile attribuire alla fase altopliocenica anche l'inizio dello smembramento e della dislocazione a blocchi della "Paleosuperficie", il cui modellamento si è evidentemente protratto almeno fino all'Emiliano. L'antico paesaggio peneplanato o debolmente ondulato è stato comunque sbloccato con certezza durante la fase tettonica emiliana. Situazioni morfostrutturali analoghe sono documentate anche in altre zone dell'Appennino meridionale (BORRELLI *et al.*, 1988; RUSSO, 1990; BRANCACCIO *et al.*, 1991), per cui il quadro morfoevolutivo e cinematico, qui proposto in via preliminare, sembra piuttosto attendibile.

BIBLIOGRAFIA

- BONIFAY E. (1975) - L' "Ere quaternaire": definition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **17**, 380-393.
- BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1988) - La morfogenesi del M. Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 667-672.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF 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). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **82**, 47-58.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1969) - Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. II - L'escarpement méridional du Pollino et son piémont. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, **11**, 223-236.
- CAROBENE L., MENGANI M.E. & OLIVEIRO M. (1989) - Superfici terrazzate pleistoceniche nella media valle del Fiume Crati (Calabria). *Il Quaternario*, **2**, 15-39.
- CAROBENE L. & DAI PRÀ G. (1990) - Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the tyrrhenian coast of northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variations. *Il Quaternario*, **3**, 75-94.
- COLELLA A. (1988) - Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, Southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: Nemeč W. & Steel R.J. (Eds.) "Fan deltas. Sedimentology and tectonic settings". Blackie & Son, 50-74.
- COLELLA A. & CAPPADONA P. (1988) - Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zona di faglie del Pollino. Valutazioni sulla velocità di trascorrenza. *Prestampate Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento*, vol. B, 147-150.
- COLELLA A., DE BOER P.L. & NIO S.D. (1987) - Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, Southern Italy. *Sedimentology*, **34**, 721-736.
- CORTESE E. (1895) - Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **9**, 310 pp.
- CREMA C. (1903) - Sul piano Siciliano nella valle del Crati (Calabria). *Boll. R. Com. Geol.*, **3**, 1-29.
- DI STEFANO G. (1904) - Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale e nel circondario di Rossano. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, App. Vol. **9**, 120 pp.
- FAILLACE C. (1956) - Nuove notizie sul Calabro dei dintorni di Castrovillari (Cosenza). *Giorn. Geol.*, **25**, 173-177.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 385-440.
- GIANNINI G., BURTON A.N., GHEZZI G. & GRANDJACQUET C. (1973) - Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000. *Castrovillari*. Cassa per il Mezzogiorno. Serv. Bonifiche, Uff. Piani di massima e Studi.
- GIGNOUX M. (1913) - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Ann. Univ. Lyon*, **36**, 693 pp.
- HANCOCK P.L. (1985) - Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, **7**, 437-457.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy. *Tectonics*, **10**, 1164-1172.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) - La tettonica recente della valle del Fiume Crati (Calabria). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **4**, 11-21.
- MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1986) - Cicli trasgressivi medio-pleistocenici sulle coste liguri e tirreniche. *Geol. Rom.*, **25**, 1-8.
- MONACO C. & TANSI C. (1992) - Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante nord-orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano). *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**, 291-301.
- OGNIBEN L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 453-763.
- PANIZZA M. (1967) - Il Pleistocene di Crosia (Rossano, Cosenza). *Riv. It. Pal. Strat.*, **13**, 133-192.
- PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - Tectonique superposée dans les sédiments Miocène supérieur à Pléistocène de la Calabre centrale et septentrionale (Italie méridionale). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 191-194.
- RIO D., SPROVIERI R. & CHANNELL J. (1990) - Pliocene-Early Pleistocene chronostratigraphy and the Tyrrhenian deep-sea record from site 653. In: KASTENS K.A. *et al.*, (Eds.), "Proc. ODP, Scientific Results", **107**, 705-714.
- RUGGIERI G. (1952) - La fauna calabriana di Cosenza. *Giorn. Geol.*, **22**, 118-127.
- RUGGIERI G. (1988) - La trasgressione dell'Emiliano (Pleistocene inferiore) e il significato dei "risuscitati pliocenici". *Giorn. Geol.*, **49**, 23-27.
- RUGGIERI G., RIO D. & SPROVIERI R. (1984) - Remarks on the chronostratigraphic classification of lower Pleistocene. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**, 251-259.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1977) - Selinuntiano, nuovo superpiano per il Pleistocene inferiore. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**, 797-802.
- RUSSO F. (1990) - I sedimenti quaternari della Piana del Sele. *Studio geologico e geomorfologico*. Tesi di Dottorato. Pubbl. Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli "Federico II", 168 pp.
- SARTORI R. (1990) - The main results of ODP leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of perityrrhenian areas. In: KASTENS K.A. *et al.* (Eds), "Proc. ODP, Scientific Results", **107**, 715-730.
- SCHIATTARELLA M., PERRI E., ACRÌ R. & RENDE L. - La struttura della Catena del Pollino lungo la traversa Morano Calabro - Madonna di Pollino (Confine Calabro-Lucano). In preparazione.
- SELLI R. (1962) - Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule italienne. *Quaternaria*, **6**, 391-413.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 221 - Castrovillari. Roma.
- SPROVIERI R. (1985) - Paleocological results from foraminiferal assemblage at the top of the Sicilian stratotype-section (Ficarazzi, Palermo, Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **24**, 3-11.
- SPROVIERI R. & HASEGAWA S. (1990) - Plio-Pleistocene benthic foraminifer stratigraphic distribution in the deep-sea record of the Tyrrhenian sea (ODP leg 107). In: KASTENS K.A. *et al.*, (Eds), "Proc. ODP, Scientific Results", **107**, 429-454.
- TARAMELLI T. (1880) - Descrizione orografica e geologica del Bacino del Fiume Crati. Cosenza.
- TORTORICI L. (1982) - Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**, 291-308.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 519-529.
- VEZZANI L. (1968) - I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza). *Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania*, **20**, 28-84.
- YOUNG J. & COLELLA A. (1988) - Calcareous nannofossils from the Crati Basin. In: COLELLA A. (Ed), "Excursion Guidebook", Int. Workshop on Fan Deltas, Calabria, 79-95.