

LINEAMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI DELL'ARCO CALABRO-PELORITANO

LUIGI TORTORICI

Dip. Scienze della Terra, Univ. della Calabria, 87030 Castiglione Cosentino Stazione (Cosenza)

RIASSUNTO. — L'Arco Calabro-Peloritano rappresenta un elemento di congiunzione tra la catena appenninica s.s. e la catena siciliano-maghrebide. Esso è costituito da due settori, caratterizzati da un assetto e da una storia evolutiva differenti, che vengono a contatto lungo un allineamento orientato grossomodo in direzione ENE-WSW che da Capo Vaticano si estende fino a Soverato.

Il settore a N di questo allineamento è costituito dalla sovrapposizione di una serie di unità cristalline derivanti dalla deformazione di domini continentale ed oceanico caratterizzate da una polarità europea e messi in posto a partire dal Cretaceo superiore. Nell'insieme queste unità vengono a sovrapporsi sulle falde dei domini appenninici più interni a partire dall'Oligocene, con polarità africana.

Il settore meridionale è invece caratterizzato da una serie di unità cristalline che sopportano coperture sedimentarie di età meso-cenozoica che si sovrappongono nell'Oligocene con polarità meridionale. Questo settore, dove non sono noti affioramenti di unità ofiolitiche e di unità carbonatiche caratteristiche dei domini appenninici, rappresenterebbe il dominio più interno della catena siciliano-maghrebide e sarebbe stato caratterizzato, durante le fasi eo-alpine, prevalentemente da fenomeni di taglio.

ABSTRACT. — The Calabro-Peloritano Arc represents a segment between the Apenninic and the Sicilian-Maghrebide chains. It is made up of two sectors characterized by a different structural setting and by different geodynamic evolution. These sectors are separated by a ENE-WSW trending feature extending from Capo Vaticano to Soverato.

The northern area is made up of a pile of nappes representing both oceanic and continental crust of the African paleomargin. The deformation of the above domains started from Upper Cretaceous generating eastward polarity of the structures. Starting from Oligocene the upthrusting of the eo-alpine units above the innermost Apenninic domains is accomplished.

The southern area is characterized by the occurrence of a pile of crystalline nappes, covered by meso-cainozoic sedimentary sequences, with a southward vergence derived from an Oligocene tectonics. Here ophiolite units and carbonatic units typical of the Apenninic domain are not represented. The

area can therefore be interpreted as the innermost domain of the Sicilian-Maghrebide chain which has mainly been deformed, during the eo-alpine phases, by shear tectonics.

Introduzione

L'Arco calabro-peloritano rappresenta uno degli elementi arcuati del sistema corrugato perimediterraneo e collega la catena siciliano-maghrebide, caratterizzata da un andamento E-W, con la catena appenninica s.s. ad andamento NW-SE. È costituito da una serie di coltri cristalline derivanti dalla deformazione di crosta oceanica e continentale e rappresenta l'elemento di catena in un sistema in cui si riconoscono:

- un avampese rappresentato nei domini apulo e ragusano da sedimenti carbonatici poggianti su crosta continentale in parte differenziata (CELLO et al., 1981) e nel bacino ionico da sedimenti neogenici prevalentemente clastici;
- un'avanfossa rappresentata dalla fossa bradanica e dalla sua prosecuzione in mare nel Golfo di Taranto e costituita da sedimenti clastici plio-pleistocenici;
- la piana batiale tirrenica, un'area oceanizzata di età neogenica (BARBERI et al., 1977);
- una sismicità profonda in corrispondenza della zona di massima curvatura che disegna uno slab litosferico subdotto caratterizzato da forti distorsioni (GASPARINI et al., 1982);
- un evidente raddoppio, almeno nella parte settentrionale dell'Arco, della discontinuità di Mohorovicic (GUERRA et al., 1981);
- un vulcanesimo calco-alcalino pleistocenico nell'arco delle isole Eolie (BARBERI

et al., 1973). Prodotti legati a simili eventi magmatici si ritrovano intercalati nelle sequenze plio-pleistoceniche del settore meridionale della Calabria (CELLO et al., 1982).

L'importanza che questo elemento assume nel contesto dell'evoluzione del Mediterraneo occidentale è testimoniata dalle numerose sintesi che hanno tentato di spiegarne il ruolo ed i rapporti con i circostanti domini sia in una visione geodinamica generale (ARGAND, 1922; CAREY, 1955; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; BARBERI et al. 1973; DEWEY et al., 1973; ALVAREZ et al., 1974; CHANNEL & D'ARGENIO, 1980; MANTOVANI et al., 1982) sia in un contesto di geologia regionale (GLANGEAUD, 1952; CAIRE et al., 1960; GRANDJACQUET et al., 1961; OGNIBEN, 1969, 1973; HACCARD et al., 1972; AMODIO-MORELLI et al., 1976; DUBOIS, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978; BONARDI et al., 1982 a).

In tutte queste interpretazioni l'Arco calabro-peloritano viene sempre considerato come un elemento unitario; in realtà esso è costituito da due settori che si differenziano nell'assetto tettono-stratigrafico delle unità che li compongono, nelle caratteristiche strutturali e nell'evoluzione tettonica (SCANDONE, 1979; BONARDI et al., 1979, 1980, 1982 a, 1982 b).

Le differenze principali che caratterizzano i due settori, i quali vengono suddivisi da un imprecisato allineamento Capo Vaticano-Valle del Mesima-Soverato (BONARDI et al., 1980, 1982 b) possono essere riassunte nei seguenti punti, considerando come riferimento il settore meridionale e ponendole in contrapposizione alle caratteristiche del settore settentrionale:

- mancanza di unità ofiolitiche;
- mancanza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline;
- mancanza delle unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline;
- età delle principali deformazioni interessanti le unità cristalline compresa tra l'Eocene superiore e l'Aquitano e polarità meridionale delle strutture originate (nel settore settentrionale l'età delle principali deformazioni delle unità cristalline è prevalentemente del Cretaceo

superiore e la polarità delle strutture è europea);

- sedimentazione tra l'Aquitano ed il Langhiano di depositi tardiorogeni (nei settori settentrionali avvenivano fenomeni di trasporto verso oriente);
- mancanza di un chiaro raddoppiamento della superficie di Mohorovicic.

Caratteristiche geologico-strutturali del settore meridionale

Questo settore si sviluppa a S di un allineamento che da Capo Vaticano si prolunga fino a Soverato comprendendo quindi le Serre p.p., l'Aspromonte ed i Peloritani. Tra queste due ultime zone sono state effettuate correlazioni che, anche se per certi aspetti potranno non essere rigorose e presentare notevoli esemplificazioni, cercheranno di fornire un quadro sintetico ed unitario (fig. 1).

L'elemento geometricamente più profondo è costituito dall'unità *Longi-Taormina* che affiora anche in posizione frontale lungo il margine meridionale dei Peloritani. È rappresentata da una serie di scaglie o subunità costituite da un basamento (ATZORI & VEZZANI, 1974) di prevalenti semiscisti sericitici e cloritici con intercalazioni di quarziti, metaareniti e metacalcari contenenti faune devoniane (TRUILLET, 1968) con associati livelli di metavulcaniti (« porfiroidi »; ATZORI et al., 1978) e metabasiti. Il metamorfismo è ercinico ed ha sviluppato paragenesi di anchizona (ATZORI & FERLA, 1979). La copertura meso-cenozoica, coinvolta anch'essa nella serie di scaglie tettoniche che interessano il basamento, è rappresentata da una successione (TRUILLET, 1968; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI et al., 1976) che gradualmente da facies continentali (Lias inferiore) passa a facies pelagiche con intercalati nei livelli apicali klippen sedimentari (Lias medio-superiore - Eocene) a torbiditiche (Eocene-Oligocene). A tale unità viene anche ascritto, per analogie di posizione e di evoluzione tettono-sedimentaria, l'affioramento di Ali. Si tratta di una successione del Lias-Cretaceo superiore (TRUILLET, 1968) che a differenza degli affioramenti più meridionali è interessata da un debole metamorfismo (ATZORI, 1968). Tale caratteristica che è stato un elemento per considerare questo affioramento come unità a sè stante

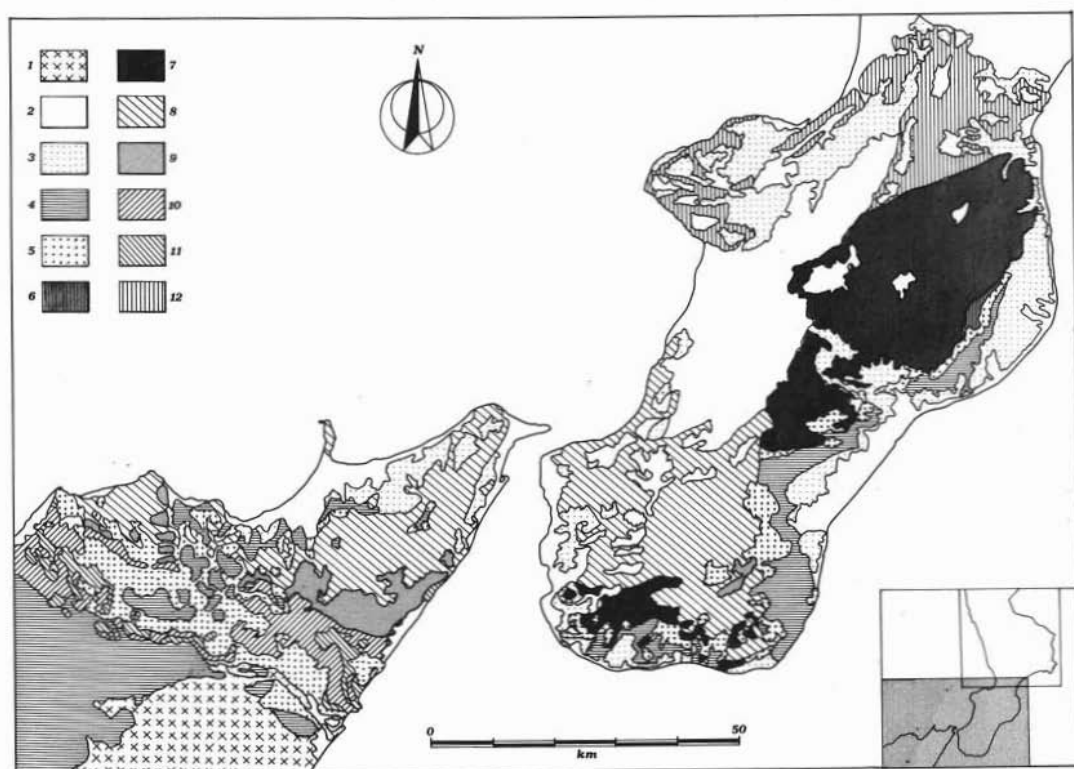


Fig. 1. — Schema geologico-strutturale del settore meridionale dell'Arco calabro-peloritano. 1 = vulcaniti etnee; 2 = sequenze medio suprapliocenico-pleistoceniche; 3 = sequenze tortoniano-infraplioceniche; 4 = Unità sicilidi; 5 = Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; 6 = Unità di Stilo, coperture mesozoiche; 7 = Unità di Stilo, basamento; 8 = Unità dell'Aspromonte; 9 = Unità di Mandanici; 10 = Unità Longi-Taormina, coperture meso-cenozoiche; 11 = Unità Longi-Taormina, basamento; 12 = Unità cristalline del settore settentrionale dell'Arco calabro-peloritano.

(CAIRE et al., 1965; TRUILLET, 1968; BONARDI et al., 1976), potrebbe essere anche interpretata come dovuta ad un coinvolgimento di questi terreni in zone caratterizzate da condizioni bariche leggermente più elevate e da deformazione pervasiva.

Tettonicamente sovrapposta l'unità di *Mandanici* affiora estesamente nella porzione centrale dei Peloritani; essa è costituita da una successione di prevalenti filladi, talora granatifere, con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e rare metabasiti, interessata da un metamorfismo ercinico in facies scisti verdi (ATZORI & D'AMICO, 1972; FERLA, 1972; ATZORI et al., 1974). Affioramenti appartenenti a questa unità, sia per analogie litologiche che per posizione strutturale, si ritrovano nel settore meridionale dell'Aspromonte, nella zona di Africo e di Cardeto, distinti da BONARDI et

al. (1979) come «unità inferiore» dell'Aspromonte. Resti dell'originaria copertura sedimentaria di questa unità affiorano in lembi esclusivamente nei Peloritani. Interposti come scaglie tettoniche lungo il contatto con la sovrastante unità dell'Aspromonte, essi sono rappresentati da sequenze simili a quelle dell'unità Longi-Taormina presentando un'età compresa tra il Lias inferiore ed il Cretaceo superiore-Eocene (ATZORI et al., 1975).

In posizione ancora più elevata, l'unità dell'Aspromonte affiora estesamente in tutta la parte settentrionale dei Peloritani (OGNIBEN, 1960; FERLA, 1972; ATZORI et al., 1974, 1976) ed in Aspromonte dove si identifica con «l'unità intermedia» dell'Aspromonte di BONARDI et al. (1979). In generale i litotipi prevalenti sono rappresentati da paragneiss biotitici e micascisti granatiferi

con intercalazioni di anfiboliti e marmi, mentre nell'area dello Stretto di Messina prevalgono gneiss occhiadini. In questa unità sono presenti numerosi corpi migmatitici di cui il più esteso è rappresentato da quello tonalitico di Palmi-Bagnara (ROTTURA et al., 1975). Le metamorfiti, soprattutto nella zona dello stretto sono interessate da numerose intrusioni tardoerciniche di leucogranodioriti (D'AMICO et al., 1973; PUGLISI & ROTTURA, 1973; MESSINA et al., 1974; IOPPOLO & PUGLISI, 1980). Il metamorfismo è ercinico in facies anfibolitica e presenta notevole uniformità in tutta l'area di affioramento. È da ricordare ancora come in questo esteso complesso si potrebbero individuare più unità o subunità tettoniche (PEZZINO & PUGLISI, 1980).

In posizione apicale si ritrova l'unità di *Stilo* la quale poggia tettonicamente sull'unità dell'Aspromonte affiorando prevalentemente nelle Serre meridionali. Affioramenti attribuibili a questa unità si riscontrano lungo il versante meridionale dell'Aspromonte dove sono segnalati da BONARDI et al. (1979) come appartenenti all'«unità superiore» dell'Aspromonte ed in parte come appartenenti all'unità di *Stilo* da ZANETTIN-LORENZONI (1982). Il basamento, rappresentato da due unità erciniche (COLONNA et al., 1973), è costituito in generale da paragneiss biotitici, micascisti granatiferi ed anfiboliti caratterizzati da un metamorfismo ercinico compreso tra la facies scisti verdi ed anfibolitica (AMODIO-MORELLI et al., 1976) e da filladi con intercalazioni di metareniti e metacalcari a faune devoniane (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA-BONARDI, 1970; GOERLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI et al., 1978), caratterizzate da gradò metamorfico molto basso. Le metamorfiti contengono intrusioni di graniti, granodioriti e tonaliti messi in posto in più fasi (HIEKE-MERLIN & LORENZONI, 1972; MORESI & PAGLIONICO, 1976; CRISCI et al., 1979). Sulla base di studi molto recenti (CRISCI et al., 1982 a, 1982 b) a tali intrusioni potrebbero essere ascritte anche le tonaliti di Cardinale, attribuite alle unità nord calabresi da AMODIO-MORELLI et al. (1976), viste le identità con quelle associate ai graniti dell'unità di *Stilo*. Questa attribuzione faciliterebbe l'identificazione del limite di separazione tra i due domini dell'Arco. La

copertura, affiorante prevalentemente nelle Serre, è costituita da una successione calcareo-dolomitica con età compresa tra il Trias ed il Cretaceo (RODA, 1965; BONARDI et al., 1970, 1971). Klippen costituiti da termini riconducibili a questa unità affiorano nel settore settentrionale lungo l'allineamento M.te Reventino-Gimigliano (AMODIO-MORELLI et al., 1976).

Sull'edificio a falde così costituito si deposita tra l'Aquitano ed il Langhiano la *Formazione di Stilo-Capo d'Orlando* (BONARDI et al., 1980). Essa è rappresentata da una successione di torbiditi arenaceo-conglomeratiche ed arenaceo-pelitiche, che affiora con continuità dal settore delle Serre fin al bordo meridionale dei Peloritani. Questa formazione presenta dei livelli basali con caratteristiche tipo *wildflysch* contenenti blocchi ed olistoliti sia di basamento che di coperture sedimentarie di enormi dimensioni (BONARDI et al., 1982 c). Secondo questi autori la successione di Rocca Novara, contrariamente a quanto rilevato da TRUILLET (1968), LENTINI & VEZZANI (1975) ed AZZORI et al. (1977) che la considerano come un'unica tettonica del dominio Longi-Taormina, sarebbe un enorme olistolite dei livelli basali della *Formazione Stilo-Capo d'Orlando*. La sedimentazione di questa successione che avviene con una polarità NNE-SSW, viene interrotta, nel Langhiano, dall'arrivo di coltri di argille variegiate scagliose con età compresa tra il Cretaceo e l'Oligocene, forse il Miocene inferiore (TRUILLET, 1968), contenente lembi imballati di *Flysch* numidico (GUERRERA & WEZEL, 1974).

In discordanza sia sulle argille varicolori sia sulla formazione *Stilo-Capo d'Orlando* sia direttamente sul basamento cristallino giace una sequenza arenaceo-calcareo-nitica di età langhiana (CAMPISI, 1960; BONARDI et al., 1980; CARMISCIANO et al., 1981).

Trasgressive su tutto l'edificio giacciono infine le successioni del Tortoniano, caratterizzata questa da un'alternanza arenacea argillosa, del Pliocene inferiore, in facies di trubi, e del Pliocene superiore-Pleistocene.

Caratteristiche geologico-strutturali del settore settentrionale

Questo settore si estende a N dell'allineamento Capo Vaticano Soverato ed è costi-

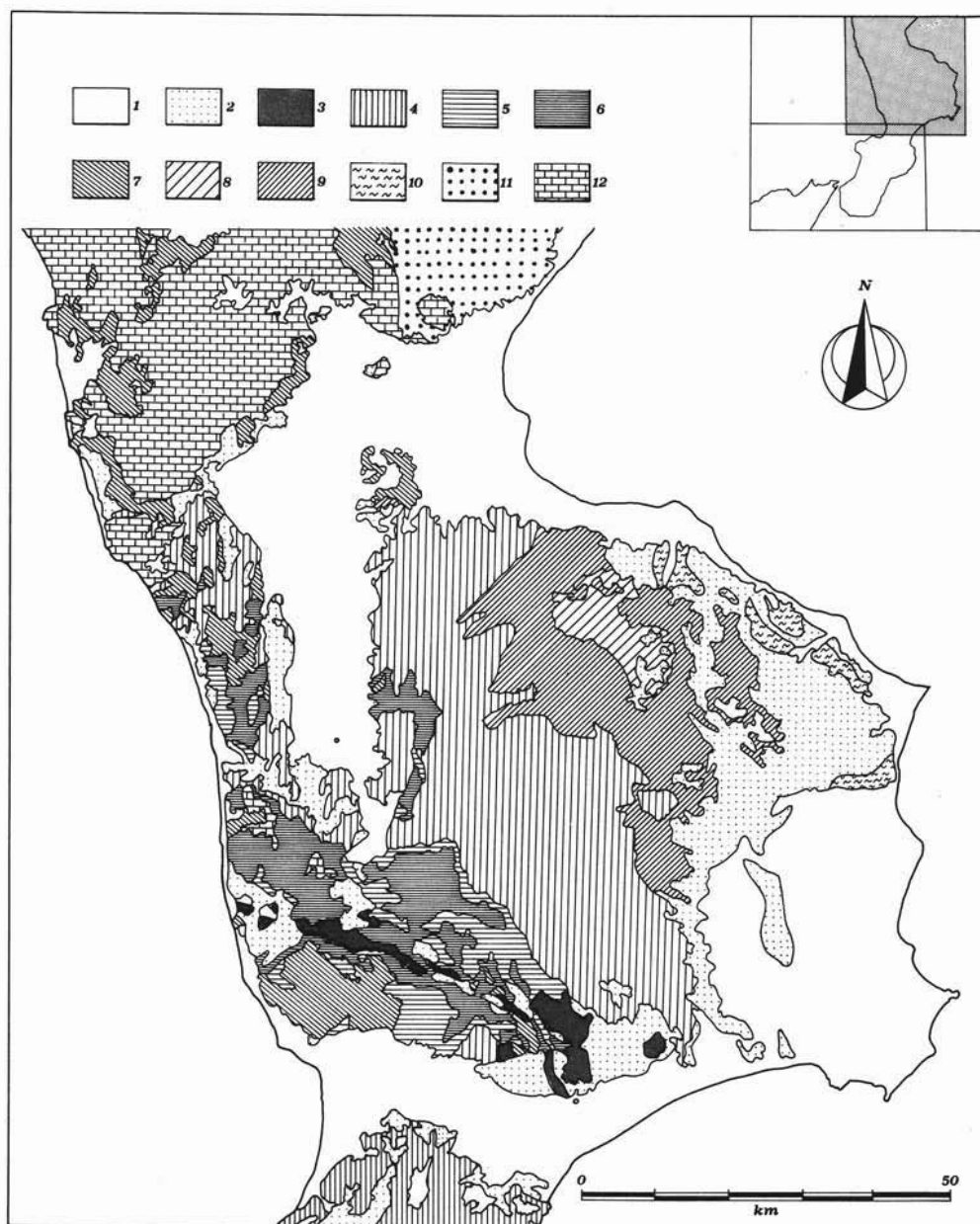


Fig. 2. — Schema geologico-strutturale del settore settentrionale dell'Arco calabro-peloritano. 1 = sequenze medio-suprapliocenico-pleistoceniche; 2 = sequenze tortoniano-infraplioceniche; 3 = Unità di Stilo; 4 = Unità Plia-Copanello; 5 = Unità di Castagna; 6 = Unità di Bagni; 7 = Unità ofiolitifere (Unità del Frido + Unità ofiolitica superiore); 8 = Unità di Longobucco, basamento; 10 = Unità sicilidi; 11 = Unità del Cilento; 12 = unità carbonatiche della catena appenninica.

tuito da una serie di unità tettoniche in cui sono rappresentati terreni riconducibili a porzioni di crosta continentale ed oceanica che presentano piani di accavallamento e strutture caratterizzate da polarità europea.

Sono individuabili cinque unità di cui le due più profonde sono rappresentate da unità ofiolitifere mentre le rimanenti sono rappresentative di porzioni di crosta continentale (fig. 2).

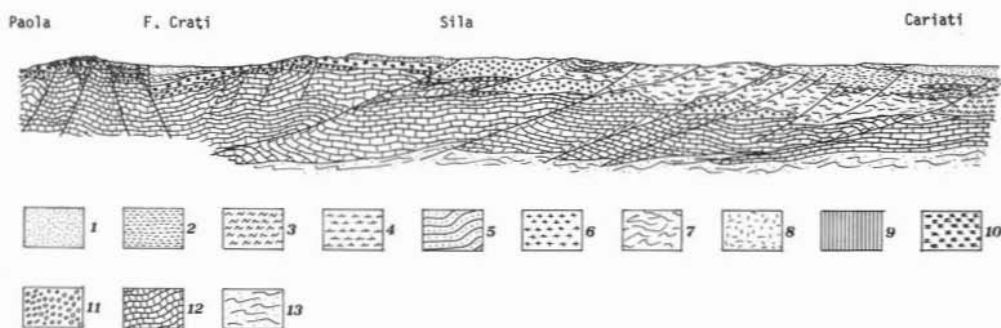


Fig. 3. — Profilo Paola-Cariati. 1 = sequenze plio-pleistoceniche; 2 = sequenze tortoniano-infraplioceniche; 3 = Unità sicilidi; 4 = copertura infraterziaria dell'Unità di Longobucco; 5 = copertura mesozoica dell'Unità di Longobucco; 6 = graniti dell'Unità di Longobucco; 7 = basamento filladico dell'Unità di Longobucco; 8 = Unità Polia-Copanello; 9 = Unità di Castagna; 10 = Unità di Bagni; 11 = Unità ofiolitifere (Unità del Frido + Unità ofiolitica superiore); 12 = unità carbonatiche della catena appenninica; 13 = unità lagonegresi (da CELLO et al., 1981).

L'unità più profonda è rappresentata dall'unità del Frido che affiora in tutto il settore settentrionale ed in Lucania ed è costituita da una successione di metapeliti con intercalazioni di metacalcari e quarziti cui sono strettamente associate ofioliti rappresentate da prevalenti metabasalti, serpentiniti ed occasionalmente da Fe-gabbri come elementi di metabrecce. In taluni casi è possibile osservare il contatto primario tra le metabasiti e la successione metasedimentaria che avviene attraverso un intervallo di calcescisti (SPADEA et al., 1976). Nell'area lucana questa unità assume caratteri di un melange costituito da una matrice metasedimentaria cui si intercalano lembi di ofioliti e metamorfiti di alto grado (granofels, anfiboliti, marmi) riferibili ad elementi di crosta continentale profonda (DIETRICH & SCANDONE, 1972; AMODIO-MORELLI et al., 1976; LANZAFAME et al., 1979). Questa unità così come definita da LANZAFAME et al. (1979) comprende parte della Formazione del Frido di VEZZANI (1969), il « fysisch à quartzites » (CAIRE et al., 1960; GRANDJACQUET, 1961), l'unità di Diamante Terranova (DIETRICH et al., 1976) ed è interessata da un metamorfismo alpino caratterizzato da alta pressione e molto bassa temperatura rilevabile prevalentemente nelle rocce ofiolitiche (HOFFMANN, 1970; DE ROEVER, 1972; SPADEA et al., 1976) ma talora anche nei metasedimenti associati (SPADEA, 1976).

Tettonicamente soprastante riposa un'unità ofiolitica, comprensiva delle unità di Mal-

vito e di Gimigliano (DIETRICH et al., 1976), che è costituita prevalentemente da lave a pillow e brecce di pillow con rari Mg-gabbri associati, su cui poggiano coperture di età Titonico-Neocomiana estremamente variabili le quali assumono caratteri sempre più terrogeni procedendo da N verso S. Si passa infatti da sequenze costituite da argilliti silicee, radiolariti e calcari marnosi (BOUSQUET, 1963; VEZZANI, 1968) con intercalazioni di quarzoareniti (LANZAFAME et al., 1978), a radiolariti, calcilutiti e calcareniti con intercalazioni di quarziti e microbrecce calcaree a detrito cristallino talora con strutture torbiditiche (Calcari a Calpionella), a metacalcari, semiscisti quarzosi e metareniti (LANZAFAME & ZUFFA, 1976) ed ancora a sequenze tipo Gimigliano contenenti livelli di metaconglomerati (DIETRICH & SCANDONE, 1972; DUBOIS, 1976). Il metamorfismo di questa unità, che potrebbe essere anche rappresentata da una serie di scaglie differenti ma sempre giustapposte sull'unità del Frido, è molto variabile aumentando da N verso S e verso SW; si passa da facies prehnite-pumpellyite (SPADEA et al., 1976) a facies lawsonite-albite (DE ROEVER, 1972) a facies scisti blu (DE ROEVER et al., 1974) talora son una sovrainpronta in facies scisti verdi (PICCARRETA & ZIRPOLI, 1975).

Tettonicamente sovrastante alle unità ofiolitifere giace l'unità di Bagni la quale rappresenta l'unità di derivazione continentale geometricamente più bassa affiorando prevalentemente in Sila Piccola e nell'alta valle

del F. Crati. È costituita da un basamento filladico contenente intercalazioni di mica-scisti, metareniti e porfiroidi. Questo basamento caratterizzato da un metamorfismo in facies scisti verdi sopporta una copertura mesozoica, visibile nei dintorni di Guardia Piemontese (SCANDONE, 1971; DIETRICH, 1976), costituita da dolomie e da un'alternanza di calcari torbiditici e radiolariti.

In posizione ancora più elevata, l'unità di *Castagna*, affiora prevalentemente in Sila Piccola, lungo il bordo orientale della valle del F. Crati ed ancora lungo la parte settentrionale delle Serre (PAGLIONICO & PICCARRETA, 1977). È costituita da micascisti a granato, paragneiss biotitici e gneiss occhiadini con frequenti associazioni di masse pegmatitiche e granitoidi. È caratterizzata da un metamorfismo prealpino in facies da scisti verdi profonda ad anfibolitica (COLONNA & PICCARRETA, 1976; DUBOIS, 1976).

L'unità cristallina tettonicamente più elevata è rappresentata dall'unità *Polia-Copanello* che affiora diffusamente in tutto il settore considerato ed è rappresentativa di porzioni profonde di crosta continentale. È costituita da gneiss kinzigitici con intercalate masse di anfiboliti e di metaperidotiti ed è caratterizzata da un prevalente metamorfismo prealpino in facies granulitica (PAGLIONICO & PICCARRETA, 1978; SCHENK e SCHREYER, 1978). Le metamorfiti sono intruse da masse granitiche e tonalitiche. In questa unità potrebbe essere compresa anche l'unità di *Monte Gariglione* (AMODIO-MORELLI et al., 1976; ZANETTIN-LORENZONI, 1982) la quale è costituita sostanzialmente dagli stessi litotipi descritti sopra ma caratterizzati da un metamorfismo compreso tra la facies granulitica ed anfibolitica. Tali considerazioni unitamente alla mancanza di sicure evidenze geologiche di un limite di separazione tra i due complessi litologici indurrebbe ad una unitarietà in cui l'unità di Monte Gariglione potrebbe rappresentare la parte più elevata di una porzione di crosta continentale profonda.

Lungo la parte orientale del massiccio silano le unità sopra descritte ricoprono, con una serie di piani vergenti verso lo Jonio, l'unità di *Longobucco*. È costituita da un basamento di filladi con intercalazioni di quarziti e porfiroidi contenenti intrusioni granitiche, su cui riposano trasgressive due se-

quenze sedimentarie, di età meso-cenozoica (LANZAFAME & TORTORICI, 1980). Tale unità che è interessata da una serie di scaglie che coinvolgono anche la copertura, rappresenterebbe, secondo LORENZONI & ZANETTIN-LORENZONI (1981) e ZANETTIN-LORENZONI (1982) un frammento di catena ercinica costituita da più unità tettoniche, mentre secondo DUBOIS (1976) essa costituirebbe la porzione più superficiale di un complesso che comprenderebbe anche l'unità di Polia Copanello.

Nel complesso le varie unità cristalline si sovrappongono tettonicamente su unità carbonatiche che costituiscono i domini più interni della catena appenninica (SCANDONE et al., 1974; AMODIO-MORELLI et al., 1976). In particolare in Calabria settentrionale tali domini sono rappresentati da tre unità tettoniche che affiorano in finestre al di sotto delle coltri cristalline e nel massiccio del Pollino. Si distingue un'unità basale, affiorante prevalentemente sul Pollino, denominata *unità Pollino*, una intermedia, *unità di S. Donato*, caratterizzata da un metamorfismo in facies scisti verdi del Miocene inferiore (DIETRICH et al., 1976; CIVETTA et al., 1981) ed affiorante lungo il bordo nord-occidentale del massiccio del Pollino e nelle finestre di Cetraro e delle Terme di Caronte, ed una superiore, *unità di Verbicaro*, affiorante nelle finestre di Guardia Piemontese e di M.te Cocuzzo. Tali unità, che nel complesso sono costituite da successioni calcareo dolomitiche del Trias medio-Paleogene su cui si depositano, a partire dal Miocene inferiore, sequenze terrigene, si ritrovano sottoposte alle unità cristalline anche nelle porzioni più esterne dell'Arco (CELLO et al., 1982). Questo motivo è osservabile lungo il profilo profondo proposto da questi autori e riportati in fig. 3.

Lungo il limite settentrionale dell'Arco affiora una successione sedimentaria appartenente all'unità *del Cilento*. Tali terreni i cui rapporti con l'edificio cristallino non sono del tutto chiariti, sono costituiti da successioni fliscoidi la cui età, allo stato attuale delle conoscenze, è controversa (VEZZANI, 1968 b, 1968 c, 1970 b; DE BLASI et al., 1978) e nei cui livelli basali si ritrovano una serie di blocchi costituiti da elementi derivanti dalle unità cristalline calabresi.

Trasgressive su tutto l'edificio giacciono

le successioni del Tortonianiano inferiore-Pliocene inferiore che recano intercalati livelli costituiti da sedimenti appartenenti alle unità sicilidi note in letteratura come terreni delle unità Crotonidi (OGNIBEN, 1955), e del Pliocene medio superiore-Pleistocene.

Ipotesi interpretative

Lo stato attuale delle conoscenze consente una divisione dell'Arco calabro-peloritano in due settori che vengono a contatto lungo una zona di separazione posta all'incirca poco a S della stretta di Catanzaro. I due settori si differenziano non solo da un punto di vista dell'assetto strutturale ma anche da un punto di vista evolutivo. Le informazioni in possesso per i due settori sono comunque molto differenziate sia nella quantità che nella qualità per cui mentre per il settore settentrionale è possibile formulare una serie di ipotesi sulla sua storia evolutiva, e quindi un'ipotesi di modello sufficientemente giustificato, per il settore meridionale restano ancora in discussione molti problemi per cui è possibile soltanto effettuare alcune considerazioni schematiche.

Questo settore, al passaggio tra il Trias ed il Lias, sarebbe costituito da un basamento ercinico in cui si ritrovano accostate diverse porzioni crostali, sede di una sedimentazione clastica, tipo verrucano, che evolve a depositi carbonatici di piattaforma. A partire dal Lias medio fino all'Eocene, nei settori più meridionali, si imposta un bacino caratterizzato da sedimentazione pelagica mentre più a N potrebbe ancora continuare una sedimentazione carbonatica di piattaforma. Nell'Eocene questo settore sarebbe interessato dalle prime fasi tettonogenetiche che porterebbero ad un inarcamento in conseguenza a probabili movimenti traslativi dei domini di piattaforma più settentrionali. Deriverebbe da ciò la messa in posto dei klippen sedimentari nella scaglia cretaceo-eocenica e la sua evoluzione a flysch (Flysch di Frazzandò). Questi movimenti potrebbero essere inoltre responsabili della totale erosione delle coperture meso-cenozoiche dell'unità dell'Aspromonte. I processi deformativi continuano anche nell'Oligocene interessando via via settori più meridionali ed individuando più a N i domini di provenienza dei sedimenti fliscioidi che suturano le falde. Questi eventi potreb-

bero già aver fatto accavallare parzialmente il settore peloritano sul bordo interno del dominio sicilide che in questa ipotesi sarebbe ubicato tra un fronte di accavallamento ed un margine meridionale non ancora deformato ed interessato da sedimentazione carbonatica. Nel Langhiano ulteriori accavallamenti, caratterizzati sempre da una polarità meridionale, interessano decisamente i domini sicilidi i quali vengono coinvolti in parziali fenomeni di « retrocharriage » che li portano a sovrapporsi alla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. In uno schema di questo tipo l'intero settore meridionale rappresenterebbe il dominio più interno della catena siciliano-maghrebide che potrebbe trovare una sua continuità in mare lungo la costa settentrionale siciliana.

Per quel che concerne il settore settentrionale i dati disponibili hanno consentito una ricostruzione palinspastica semiquantitativa a partire dal Trias medio (BONARDI et al., 1982) ed hanno portato a ritenere sostanzialmente valido il modello che vede le coltri cristalline come elementi di una catena Europa vergente, costruitasi fondamentalmente dal Cretaceo superiore, sovrascorsa sulla catena appenninica Africa vergente (HACCARD et al., 1972; ALVAREZ et al., 1974; AMODIO-MORELLI et al., 1976).

Nel Trias medio (fig. 4) un rifting abortito consente l'individuazione, su una crosta assunta come normalmente stratificata, dei domini più interni della futura catena appenninica; nel Lias medio (fig. 4), mentre i domini appenninici si sviluppano, si individua il bacino di Longobucco che viene ad assumere una posizione intermedia tra questi e quelli delle future falde cristalline a polarità europea. Nel Giurassico superiore-Cretaceo inferiore (fig. 4) si ha l'apertura della Tetide la quale separa il continente africano da quello europeo assumendo, nell'area in considerazione, ampiezze molto limitate. Nel Cretaceo superiore s.l. (fig. 4), in connessione con la storia evolutiva dell'Oceano Atlantico, iniziano i fenomeni compressivi che consentono subduzione contemporanea di litosfera europea ed africana la quale sembrerebbe maggiormente in accordo sia con la polarità delle strutture alpine che con il loro ordine di impilamento. Lungo il bordo interno della catena si individua un bacino

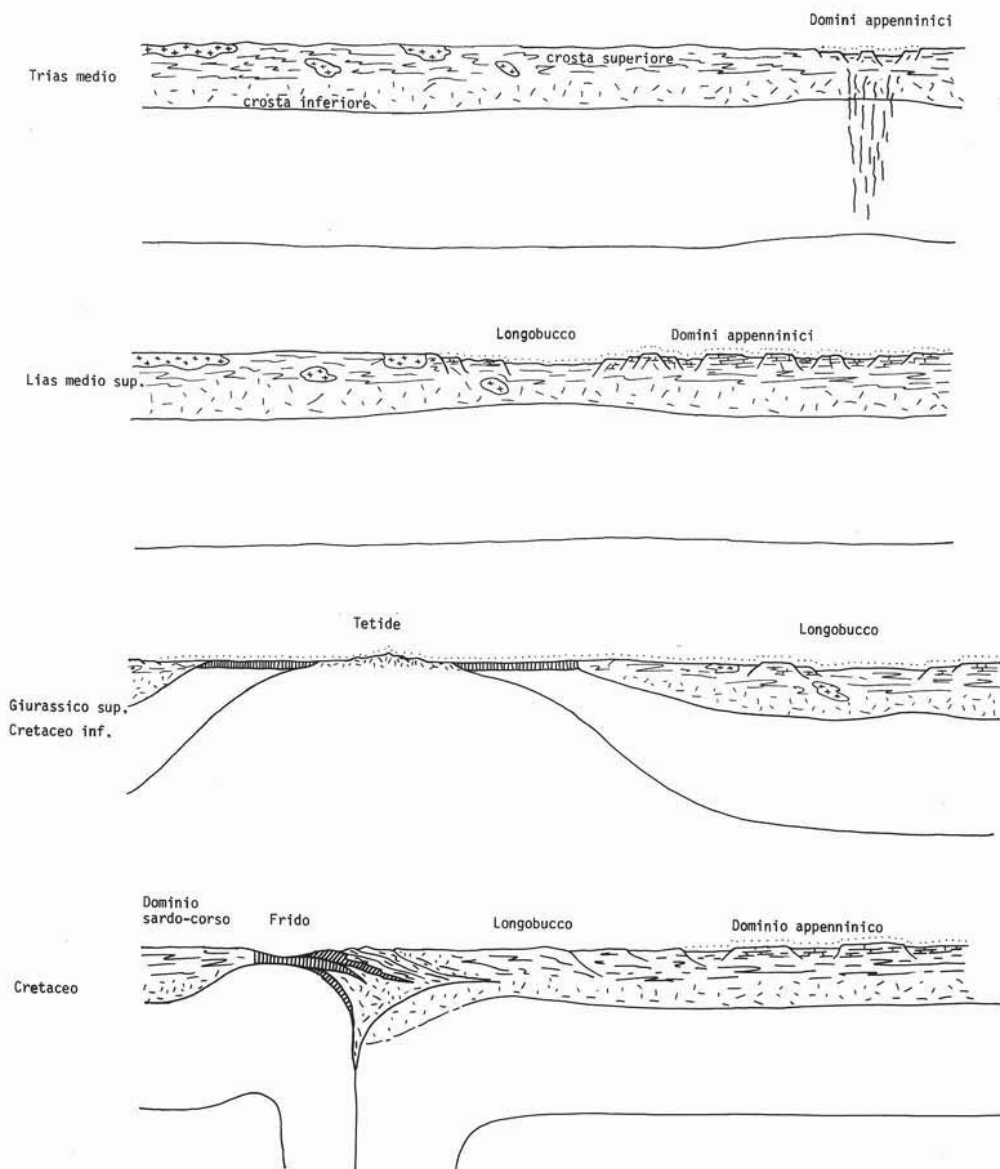


Fig. 4. — Profili palinspatici dal Trias medio al Cretaceo del settore settentrionale dell'Arco calabro-peloritano. I settori in puntinato indicano i domini in sedimentazione (da BONARDI et al., 1982 a).

di flysch precoci in cui si depositavano i sedimenti delle future unità sicilidi e del Cilento. Quest'ultima unità, da un punto di vista paleogeografico, potrebbe quindi rappresentare (BONARDI et al., 1982 a) una porzione del dominio sicilide alimentata dai prodotti di smantellamento delle falde cristalline. Tale ipotesi di lavoro, peraltro già individuabile nei lavori di HACCARD et al. (1972)

e GRANDJACQUET & MASCLE (1978) renderebbe conto della posizione esterna delle unità sicilidi, elementi delle quali si ritrovano interposti nelle sequenze neogeniche del margine ionico della Calabria.

Il proseguire della collisione tra i due continenti porta alla subduzione della sola litosfera africana con formazione, a partire dall'Oligocene (fig. 5), di nuove falde a pola-

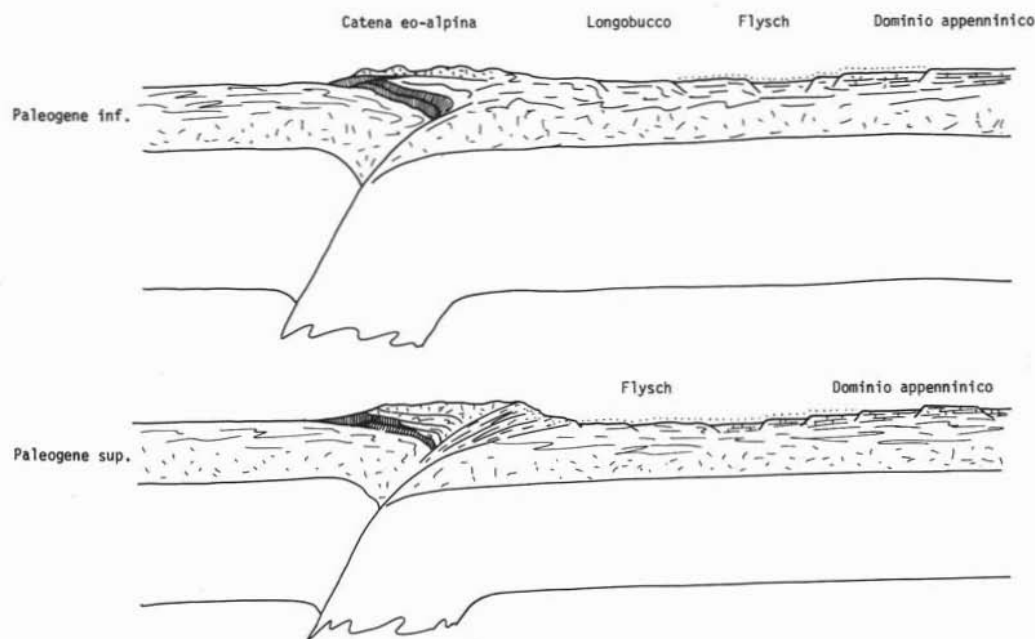


Fig. 5. — Profili palinspatici nel Paleogene inferiore e nel Paleogene superiore (da BONARDI et al., 1982 a).

rità orientale; in particolare in questo periodo inizia a deformarsi il dominio Longobucco, che in quest'ottica viene ad assumere il ruolo del dominio più interno della catena appenninica, su cui inizia a sovrascorrere la catena eo-alpina già formata. La deformazione procede verso l'esterno e nel Miocene inferiore interessa la piattaforma interna su cui si sovrappongono sia le unità cristalline della catena eo-alpina sia l'Unità di Longobucco (fig. 5), la quale trasporta lungo le sue porzioni frontali, sempre più verso l'esterno, le unità sicilidi. Il processo continua fino al Miocene medio (fig. 6) e consente l'impostazione di nuovi domini tra il fronte delle falde ed i domini non ancora deformati (ad es. il bacino irpino secondo PESCATORE, 1978). A partire dal Miocene medio superiore (fig. 6) inizia l'apertura del Tirreno che consente una rotazione antioraria dell'intera catena che continua ad accavallarsi sempre più verso domini orientali. In tale movimento viene anche coinvolta la litosfera subdotta che subisce forti distorsioni assumendo la configurazione descritta in GASPARINI et al. (1982).

Sulla base delle considerazioni fin qui svolte emerge quindi come l'Arco calabro-pelor-

tano sia suddivisibile in due settori caratterizzati da una storia evolutiva differenziata nel tempo e nello spazio nonché, probabilmente, nelle sue modalità.

Il settore settentrionale è caratterizzato da una deformazione che inizia nel Cretaceo superiore, che porta alla costruzione della catena eo-alpina, e continua, con le modalità già illustrate, fino alla completa costruzione della catena appenninica. In tal senso la parte settentrionale dell'Arco rappresenterebbe la porzione più meridionale della catena appenninica s.s.

L'evoluzione del settore meridionale sarebbe invece legata a quello del sistema della catena siciliano maghrebide di cui rappresenterebbe il dominio più interno. Tale settore fino all'Eocene resterebbe praticamente indeformato per cui è possibile ipotizzare un parallelismo rispetto le principali spinte orogenetiche. Dall'Eocene in poi la sua disposizione rispetto le spinte diviene trasversale ed inizia così la sua deformazione in una zona che potrebbe essere caratterizzata da forti trascorrenze.

La separazione tra i due settori è di difficile individuazione, essa comunque potrebbe oggi identificarsi con l'allineamento Capo

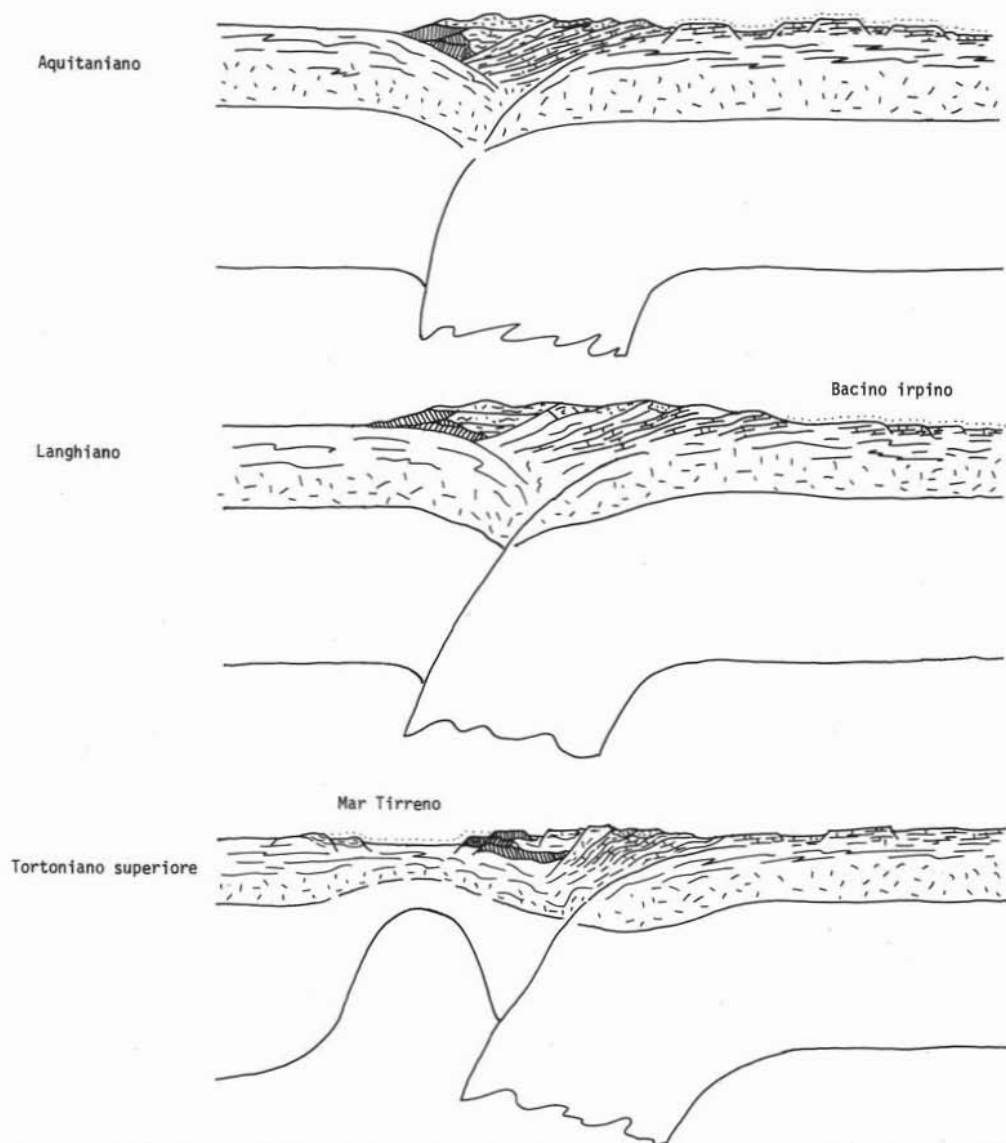


Fig. 6. — Profili palinspastici nel Miocene (da BONARDI et al., 1982 a).

Vaticano-Soverato. Questa zona di separazione avrebbe giocato un ruolo estremamente importante fin dalle prime fasi di indivi-

duazione dei differenti domini dei due settori limitando probabilmente a S il dominio oceanico.

BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C. (1969) - Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans le « phyllades » du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre méridionale, Italie). C.R. Soc. Geol. Fr., 5, 150-151.
 ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) -

- Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. Nature, 248, 309-314.
 AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-

- LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- ARGAND E. (1922) - *La tectonique de l'Asie*. 3rd Int. Geol. Congr., Liège, 1, 171-372.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 20, 143-172.
- ATZORI P., CARVENI P., LENTINI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi meso-cenozoici dell'Unità di Rocca Novara nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 331-338.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Min. Petr. Acta, 18, 83-96.
- ATZORI P., D'AMICO C. & PEZZINO A. (1974) - *Relazione geopetrografica preliminare sul cristallino della Catena Peloritana (Sicilia)*. Riv. Min. Sicil., 148-150, 1-8.
- ATZORI P. & FERLA P. (1979) - *Caratteristiche del metamorfismo ercinico sulle successioni sedimentarie e magmatiche del basamento paleozoico delle unità inferiori dei M. Peloritani*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 447-452.
- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A., PUGLISI G. (1976) - *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. SIMP, 32, 479-496.
- ATZORI P., LENTINI F., LO GIUDICE A., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1975) - *Precisazioni sulla natura e sul significato dei lembi sedimentari interposti tra la falda dell'Aspromonte e la falda di Mandanici*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 789-795.
- ATZORI P., LO GIUDICE A., PEZZINO A., PUGLISI G. & BATTAGLIA M. (1978) - *I porfiroidi di Taormina (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 337-352.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della Catena Peloritana*. Geol. Romana, 13, 21-27.
- BARBERI F., BIZOUARD H., CAPALDI G., FERRARA G., GASPARINI P., INNOCENTI F., LAMBERT B. & TREUIL M. (1977) - *Age and nature of basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plain*. Initial Rep. DSDP Leg 42A Site 373A (in press).
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) - *Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications*. J. Geoph. Res., 78, 5221-5232.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 162-169.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982a) - *The evolution of the Northern sector of the Calabria Peloritani arc in a semiquantitative palynoplastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 259-274.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982) - *Mineralizzazioni dell'arco calabro-peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 141-155.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982c) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni dell'Unità di Novara*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 157-172.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 49-74.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-393.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 55-73.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione Mesozoico-Terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 80, 1-14.
- BOUSQUET J.C. (1963) - *Age de la série des diabases-porphyrates (roches vertes du flysch calabro-lucanien; Italie méridionale)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 4, 712-718.
- CAIRE A., DUEE G. & TRUILLET R. (1965) - *La chaîne calcaire des Monts Peloritains (Sicile)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 881-888.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 2, 915-938.
- CAMPISI B. (1960) - *Lineamenti geologici della regione di Sant'Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 80, 4-5.
- CAREY S.W. (1955) - *The orocline concept in geotectonics*. Proc. of the Royal Soc. Tasmania, 89, 255-288.
- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le calcareniti di Floresta nella costruzione dell'Appennino calabro-peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, 20.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 423-431.
- CELLO G., SPADEA P., TORTORICI L. & TURCO E. (1982) - *Plio-Pleistocene volcanoclastic deposits of Southern Calabria*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 87-93.
- CHANNEL J.E.T. & D'ARGENIO B. (1980) - *The evolution of the Calabrian Arc*. European Geoph. Soc., 6th annual meeting, 11-14 settembre 1979, Vienna.
- CIVETTA L., DIETRICH D., ORSI G. & SCANDONE P. (1981) - *Early Miocene metamorphic and tectonic evolution of the Southern Apennines in Northern Calabria (in prep.)*.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 801-830.
- COLONNA V. & PICCARRETA G. (1976) - *Contributo alla conoscenza della unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 39-48.
- CRISCI G.M., DE CICCO A.M. & PREZZO G.M. (1982) - *Le biotiti dell'unità di Stilo: indagine mineralogica, petrografica e geochimica*. Soc. It.

- Min. Petr., Conv. Rende-Cetraro, 27-31 ottobre 1982.
- CRISCI G.M., LEONI L., MAZZUOLI R., MORESI M. & PAGLIONICO A. (1980) - Petrological and geochemical data on two intrusive stocks of the Serre (Calabria, Southern Italy). *N. Jb. Miner. Abh.*, 138, 274-291.
- D'AMICO C., MESSINA A., PUGLISI G., ROTTURA A. & RUSSO S. (1973) - *Confronti petrografici nel cristallino delle due sponde dello Stretto di Messina. Implicazioni geodinamiche.* *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 939-953.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area tipo (Calabria nord-orientale). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 84, 947-972.
- DE CAPOA-BONARDI P. (1970) - Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle filladi di Stilo Pazzano (Calabria Meridionale). *Rend. Accad. Sc. Fis. Mat. in Napoli*, 37, 127-128.
- DE ROEVER E.W.F. (1972) - Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its significance and petrological aspects. *GUA Pap. Geol.*, S. 1, 3, 171 pp..
- DE ROEVER E.W.F., PICCARRETA G., BEUNK F.F. & KIEFT C. (1974) - Blue amphiboles from north-western and central Calabria (Italy). *Per. Miner.*, 43, 1-37.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONIN J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1976) - Contribution to knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 193-217.
- DIETRICH D. & SCADONE P. (1972) - The position of the basic and ultrabasic in tectonic units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Pontaniana, Napoli*, 21, 61-75.
- DUBOIS R. (1976) - La suture calabro-apyenninique Cretacée-Eocene et l'ouverture Tyrrhenienne neogene: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. Thèse, Univ. P. M. Curie, Paris, 567 pp.
- FERLA P. (1972) - Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina). *Rend. SIMP*, 28, 125-151.
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - Seismotectonic of the Calabrian arc. *Tectonophysics*, 84, 267-286.
- GELMINI R., LORENZONI S., MASTRANDREA A., ORSI G., SERPAGLI E., VAI G.B. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1978) - Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria). *Rend. Soc. Geol. It.*, 1, 45-47.
- GLANGEAUD L. (1952) - Interprétation tectonique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1, 735-762.
- GÖERLER F. & IBBEKEN H. (1970) - Erste Fossilfunde in der Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd Italien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 424-426.
- GRANDJACQUET C. (1961) - Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3, 115-120.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 4, 131-147.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania. In NAIRN A.E.M., KANES W.H. & STEHLI F.G. Eds. - *The Ocean Basins and Margins*, 4b, 257-329.
- GUERRA I., LUONGO G., SCARASCIA S. & SCARPA R. (1981) - Crustal structure in the Calabrian Arc. *Rapp. Comm. Int. Mer Méditerranée*, 27, 193-194.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative. *Riv. Min. Sic.*, 145-147, 27-51.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Liguria à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 309-341.
- HIEKE MERLIN O. & LORENZONI S. (1972) - Il massiccio granitico delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 29, 1-29.
- HOFFMANN C. (1970) - Die Glaukophangesteine, ihre staffelichen Aequivalente und Umwandlungsprodukte in Nord-Calabrien (Süd Italien). *Contr. Min. Petr.*, 27, 283-320.
- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1980) - I granati peraluminosi di Delianuova (Aspromonte, Calabria meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 269-280.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1978) - Provenienza ed evoluzione dei flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II: relazioni tra ofioliti e flysch calabro-lucano. *Ofioliti*, 3, 189-210.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979) - Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy). *Ofioliti*, 4, 173-182.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1980) - Le successioni giurassico-eoceniche dell'area compresa tra Bocchigliero, Longobucco e Cropalati (Calabria). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 86, 31-54.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G.G. (1976) - Geologia e petrografia del Foglio Bisignano (bacino del Crati, Calabria). *Geol. Romana*, 15, 223-270.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - Le unità mesozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 537-554.
- LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1981) - Problemi di correlazione tettonica Sila Aspromonte. Il significato della copertura eocenica e della struttura a scaglie nella zona di Monte Bruverello-Monte Mutolo (Calabria meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 99-106.
- MANTOVANI E., BABBUCCI D. & FARSI F. (1982) - Interazione continentale e struttura profonda nel Mediterraneo centrale. *Oss. Geof. Univ. Siena, Pubbl.* 45, 1-38.

- MESSINA A., ROTTURA A. & RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa S. Giovanni (Reggio Calabria)*. Per. Min., 43, 51-92.
- MORESI M. & PAGLIONICO A. (1976) - *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochimiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1855-1882.
- OGNIBEN L. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 6, 72 pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., 64-65, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12, 243-585.
- PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1978) - *History and petrology of a fragment of the deep crust in the Serra (Calabria, Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., 9, 385-396.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del bacino irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 783-805.
- PEZZINO A. & PUGLISI G. (1980) - *Indagine geologico-petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 255-268.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1975) - *The metaophiolites outcropping south of the low Savuto Valley within the context of Alpine metamorphism in Central and Northern Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., 4, 145-162.
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*. Per. Miner., 42, 207-256.
- RODA C. (1965) - *Il calcare portlandiano a Dasycladacee di M. Mutolo (Reggio Calabria)*. Geol. Romana, 4, 259-290.
- ROTTURA A., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1975) - *La massa migmatitico-tonalitica di Palmi-Bagnara (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 495-536.
- SCANDONE P. (1971) - *Mesozoico trasgressivo nella Catena Costiera della Calabria*. Atti Acc. Pontaniana, Napoli, 20, 387-396.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 27-34.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily*. 24 Congres CIESM, Montecarlo, 4-6 dicembre 1974.
- SCHENK V. & SCHREYER W. (1978) - *Granulite facies metamorphism in the Northern Serre, Calabria, Southern Italy*. In CLOSS H., RÖDER D. & SCHMIDT K. Eds. - *Alps, Apennines Hellenides*. I.U.C.G., 38, 341-348.
- SPADEA P. (1976) - *I carbonati delle rocce meta-calcaree della Formazione del Frido della Lucania*. Ofioliti, 1, 431-465.
- SPADEA P., TORTORICI L. & LANZAFAME G. (1976) - *Serie ofiolitifere nell'area compresa tra Tarsia e Spezzano Albanese (Calabria): stratigrafia, petrografia, rapporti strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 135-174.
- TUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Pélo-ritains orientaux (Sicilie)*. Thèse, Fac. Sc. Paris, 547 pp.
- VEZZANI L. (1968 a) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viganello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 19, 109-144.
- VEZZANI L. (1968 b) - *Distribuzione facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno nell'area compresa tra il Mar Ionico ed il Torrente Frido*. Geol. Romana, 7, 229-275.
- VEZZANI L. (1968 c) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, 20, 189-222.
- VEZZANI L. (1969) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Romana, 8, 129-176.
- VEZZANI L. (1970) - *Il Flysch di Albidona nel confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Romana, 9, 101-126.
- ZANETTIN-LORENZONI E. (1982) - *Relationship of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Palänt. Mh., 7, 403-418.