

| | | | | |
|--------------------------|-------|--------|-------------|---------------|
| Riv. It. Paleont. Strat. | v. 96 | n. 2-3 | pp. 271-296 | Novembre 1990 |
|--------------------------|-------|--------|-------------|---------------|

MIGRAZIONE NEOGENICA DEL SISTEMA CATENA-AVAMPAESE NELL'APPENNINO MERIDIONALE: PROBLEMATICHE PALEOGEOGRAFICHE E STRUTTURALI*

SERAFINA CARBONE & FABIO LENTINI**

Key-words: Stratigraphy, Structural Geology, Palaeogeography, Southern Apennines, Lucania, Italy.

Riassunto. Sulla base di alcuni profili geologici attraverso le aree esterne dell'Appennino Lucano (Italia meridionale), elaborati per mezzo di dati di campagna e di pozzo, è stato possibile ricostruire il quadro strutturale generale di questo settore. I risultati permettono di descrivere la possibile evoluzione nel tempo e nello spazio dei processi associati con la migrazione del sistema a thrust. Dalle aree esterne verso le interne è possibile riconoscere due elementi strutturali principali: l'Avampaese Apulo e la Catena Appenninica. L'Avampaese Apulo, costituito da una successione carbonatica mesozoico-quaternaria, è ribassato verso sud-ovest da sistemi di faglie, dando luogo ad una avanfossa, Fossa Bradanica. In aree interne rispetto all'avanfossa è stata riconosciuta una piattaforma carbonatica, più o meno deformata a partire dal Miocene superiore, che rappresenta probabilmente l'estensione verso l'interno della piattaforma apula. Si distinguono pertanto una "Catena Apula", che rappresenta un settore dell'avampaese coinvolto da deformazione compressiva a partire dal Miocene superiore, da un Avampaese Apulo dove è prevalente un regime estensionale.

La Catena Appenninica è composta da un insieme di coltri che ricoprono verso nord-est il substrato carbonatico. Il fronte di questo complicato sistema a pieghe e thrust è intercalato nella sequenza plio-quaternaria della Fossa Bradanica. Questo elemento strutturale è conosciuto come Falda di Metaponto. La catena s.s. è costituita da unità stratigrafico-strutturali derivanti dalla deformazione di successioni oceaniche (Complesso Ligure-Sicilide), di piattaforma carbonatica (Complesso Panormide) e pelagiche (Unità Lagonegresi), di età mesozoico-terziaria. Queste unità evolvono verso l'alto a successioni fliscioidi di età oligo-miocenica.

La migrazione del sistema catena-avanfossa dal Miocene inferiore al Quaternario è dimostrata dalle relazioni tra le unità strutturali e lo sviluppo delle facies terrigene. Infatti l'analisi della composizione delle arenarie mostra i rapporti tra alimentazione da aree interne ed esterne durante il Miocene all'interno dei bacini "pre-Irpinio" ed "Irpino".

I risultati più rilevanti della ricostruzione effettuata sono i seguenti: 1) la catena sud-appenninica rappresenta un "thrust system", che poggia tettonicamente su un substrato carbonatico, i cui livelli sommitali vanno dal Miocene superiore al Quaternario; 2) la parte interna di questo substrato forma la "Catena Apula" originatasi a partire dal Miocene superiore; 3) i livelli oligo-miocenici delle Unità Lagonegresi sono stati scollati a partire

* Lavoro eseguito con i contributi MPI (40%, resp. F. Lentini) e CNR (1986, 1987, resp. G.G. Zuffa).

** Istituto di Scienze della Terra, Università di Catania, C.so Italia 55, 95129 Catania (Italy).

dal Burdigaliano e, insieme ai depositi di "piggy-back" e alle falde sicilidi formano la Falda di Metaponto; questa costituisce il fronte più esterno della Catena Appenninica s.s. e poggia sugli orizzonti plio-quadernari della Fossa Bradanica.

Abstract. On the base of some tentative geological profiles across the external areas of the Lucanian Apennines (Southern Italy), worked out by means of field and well data, has been possible to restore the general geometrical framework. The results allow to discuss the possible evolution in time and space of the processes associated with the thrust faulting. Starting from the external zones it's possible to recognize two major structural elements: the Apulian Foreland and the Apenninic Chain. The Apulian Foreland, a very thick from Mesozoic to Pleistocene carbonate sequence, is downfaulted toward SW giving rise to a foredeep: the Bradanic Trough. Internal to this foredeep zone a carbonate platform more or less deformed from Upper Miocene onwards, has been recognized. It probably represents the more internal extension of the Apulian platform. Thus we distinguish an "Apulian Chain" representing a sector of the foreland, deformed since Late Miocene times, from the Apulian Foreland, where extensional regime was predominant.

The Apenninic Chain is composed of several nappes which overthrust northeastwards the carbonate substratum. The front of this complicate fold and thrust system is intercalated into the Plio-Pleistocene sequence of the Bradanic Trough. This structure is known as Metaponto Nappe.

The chain s.s. is composed of large thrust sheets made up by Triassic to Miocene structural-stratigraphical units. The Mesozoic-Early Tertiary sequences are composed of both shallow and deep water facies. At present day they form several tectonic slices deriving from the deformation of sedimentary sequences related to different palaeogeographic domains. The most internal sequences are represented by the Liguride-Sicilide Complex. The Panormide Complex (or Piattaforma Campano-Lucana) is composed of Upper Triassic-Cretaceous dolomites and reefoidal limestones with an Aquitanian terrigenous cover on the top. The Mesozoic basinal sequences are represented by the Lagonegro Complex, which can be subdivided in two tectonic units. These units graded upwards into syn- and post-tectonic flysch successions.

The migration of the thrust belt-foredeep system from Lower Miocene to Pleistocene times is demonstrated by the relationship between the structural units and the facies development. In particular a new interpretation about the geodynamic role of the Lower Miocene turbidites allow to recognize a "pre-Irpinian Basin" originated during Aquitanian-Burdigalian times. On the inner flank of this basin the mesautochthonous Albidona Flysch deposited, while the external zones were characterized by quartzose sedimentation (Numidian Flysch) deriving from outer cratonic areas. From Middle Langhian to Tortonian this basin assumed, because of the foredeep migration, the configuration of the well known "Irpinian Basin". In the internal area of this basin "piggy-back" flysch, resting upon the nappes (Gorgoglione Flysch), developed; in the external sectors a foredeep calcareous-siliciclastic sedimentation ("External Flysches") occurred. The analysis of the sandstones composition well indicates the evolution of the siliciclastic sedimentation, that prograded upwards and laterally, as well as the development of the thrusting. From Tortonian time to the Present this complicate thrust belt was progressively emplaced onto the recent foredeep originated from the downfaulted Apulian Foreland.

The most noticeable results of this structural reconstruction are:

- 1) the Southern Apenninic Chain represents a thrust-belt resting tectonically upon a carbonate foreland; the top levels of the carbonate sequence range from Upper Miocene to Pleistocene;
- 2) the inner part of this "foreland" is more or less deformed and thrust over the foredeep since Late Miocene;
- 3) the Oligo-Miocene intervals of the Lagonegro Units were detached after Burdigalian and, with "piggy-back" flysches and the Sicilide Nappes, form the most external thrust-sheets of the Metaponto Nappe resting upon the Upper Pliocene-Pleistocene horizons of the Bradanic Trough.

This structural framework involves the Neogene palaeogeographic reconstructions. The very high amount of the shortening and the very recent age of this structural setting allow to modify the palinspastic restorations. Particularly this makes difficult the pre-Tortonian reconstructions.

In past times nappes belonging to the most high structural levels were ascribed to internal domains, while the lowest structural nappes were interpreted as external units. Now this opinion must be partially modified.

In the Southern Apennines the most external thrust-sheets are composed of the Oligo-Miocene intervals detached from the Lagonegro-type succession, of synorogenic flysches and of the most internal nappes of the Sicilide Complex. The latter is the tectonic unit, which shows the maximum of displacement, since it reaches the extreme front of the chain.

A correct interpretation of the varicoloured clays facies, as well the origin of the Numidian Flysch represent so far a hard matter in the palaeogeographic restorations.

Furthermore the thrust sheets resting upon the Bradanic Trough represent the original Oligo-Miocene covers of the Lagonegro Complex, which occupied an internal location to the "Inner Apulian Platform"; consequently it is impossible to assume the occurrence of an intermediate basin between the Inner and the Outer Apulian Platform.

Introduzione.

Le ricerche condotte nell'Appennino Lucano nel tentativo di elaborare alcuni profili geologici trasversali alla catena hanno permesso di mettere a punto un quadro strutturale preliminare a carattere regionale. Ciò è reso possibile, oltre che dalle osservazioni geologiche di superficie, anche dalle nuove conoscenze emerse dall'esplorazione geologica del sottosuolo da parte delle società petrolifere, i cui dati essenziali sono stati pubblicati (v. per es. Mostardini & Merlini, 1988; Sella et al., 1988; Casero et al., 1988).

Lo scopo di questo lavoro consiste nel definire meglio l'assetto strutturale regionale e nel discutere il modo in cui quest'ultimo condizioni l'evoluzione paleogeografica durante il Neogene.

Inquadramento geologico.

L'area considerata è racchiusa tra lo spartiacque appenninico ed il "tavolato" pugliese. In essa possono essere individuati sostanzialmente due principali elementi strutturali: l'Avampaese Apulo e la Catena Appenninica. In un'estrema semplificazione dello schema strutturale difatti si osserva come le coltri appenniniche, organizzate tra loro in complicati rapporti spaziali, sovrastino un substrato carbonatico meso-cenozoico. In realtà, quest'ultimo è costituito da un settore interno più o meno deformato in "thrust folds", accavallato sulla successione carbonatica apula, dove questa immerge al di sotto della catena.

Andrebbero distinti così quattro elementi strutturali: l'Avampaese Apulo s.s., l'Avanfossa Bradanica, la Catena Apula e la Catena Appenninica.

La Catena Appenninica s.s. è costituita da varie falde di ricoprimento, in cui si riconoscono sequenze stratigrafiche originatesi in differenti paleodomini e sovrascorse insieme sulle unità carbonatiche apule. Il fronte di questo complicato "thrust system" è intercalato nella successione plio-pleistocenica della Fossa Bradanica, dove prende il nome di Falda di Metaponto (Ogniben, 1969).

La novità di tale schema strutturale consiste sostanzialmente nell'aver riconosciuto un generale scollamento degli intervalli oligo-miocenici dall'originario substrato mesozoico di facies lagonegrese e la sovrapposizione del *thrust belt* sopra orizzonti altomiocenici e pliocenici al top del substrato carbonatico apulo parzialmente deformato; ciò implicherebbe notevoli raccorciamenti crustali ed un'età molto recente dell'intero trasporto della Catena Appenninica e per conseguenza dell'attuale assetto strutturale regionale.

Avampaese Apulo.

L'Avampaese Apulo è costituito da una potentissima sequenza carbonatica mesozoico-terziaria con modeste coperture quaternarie. I termini più profondi sono rappresentati da una formazione triassica fluvio-deltizia, potente oltre 1000 m, recentemente riconosciuta nel sottosuolo murgiano, sulla quale poggia una sequenza dolomitica evaporitica (Anidriti di Burano Auct.) del Triassico sup., già nota nel sottosuolo del Gargano nel pozzo Foresta Umbra 1 (Ricchetti, 1980). Affioramenti triassici si hanno soltanto nel Promontorio del Gargano, rappresentati da calcilutiti nerastre e marne bituminose del Carnico (Calcari di Punta delle Pietre Nere).

Nel resto della penisola la parte affiorante della piattaforma mesozoica apula è caratterizzata da circa 3000 m di calcari del Barremiano-Maastrichtiano. All'interno della sequenza cretacea si individuano due unità formazionali: inferiormente il Calcare di Bari, e superiormente il Calcare di Altamura; quest'ultimo affiora prevalentemente nella Penisola Salentina. Le due formazioni, che corrispondono a depositi di piattaforma interna, si differenziano per una maggiore frequenza di livelli biostromali a Rudiste nei Calcari di Altamura e per una lacuna di parte del Turoniano, marcata dall'intercalazione di livelli bauxitici, sabbioso-marnosi ed argilloso-terrosi a seconda dei luoghi (Ciaranfi et al., 1988).

Sugli orizzonti cretacei della Penisola Salentina si rinvencono facies carbonatiche costiere detritico-organogene del Paleocene-Oligocene, sulle quali trasgrediscono i depositi calcarenitico-calciruditeici di mare sottile di età Langhiano-Tortoniano (Pietra Leccese) e quindi ancora le calcareniti detritico-organogene del Tortoniano-Messiniano inf. (Calcari di Andrano).

Nel Salento centro-orientale, trasgressivi sulle unità precedenti, poggiano i depositi sabbiosi e calcarenitici dei due cicli infra e mediosuprapliocenici.

L'intervallo Pliocene sup.-Pleistocene inf. è rappresentato dai sedimenti del ciclo ingressivo-regressivo della Fossa Bradanica e successivamente dai depositi costieri riferibili a più fasi sedimentarie del Siciliano-Attuale (Ricchetti, 1967).

Avanfossa Bradanica.

L'Avampaese Apulo è ribassato verso SW da faglie dirette "a gradinata", orientate NW-SE, che danno così origine all'Avanfossa Bradanica. Con tale termine viene comunemente designato quel segmento dell'Avanfossa Appenninica, compreso tra l'Avampaese Apulo ed il settore lucano della Catena Appenninica.

In sottosuolo nella successione stratigrafica, prevalentemente carbonatica come quella dell'avampaese, si riconoscono notevoli spessori di calcari giurassico-cretacei, ricoperti in trasgressione da calcareniti organogene associate a vulcaniti dell'Eocene-Oligocene. Seguono verso l'alto in discordanza calcareniti e calcilutiti del Miocene medio, passanti ad evaporiti del Miocene superiore.

La Fossa Bradanica è riempita da una monotona sequenza argilloso-sabbiosa plio-pleistocenica, che raggiunge spessori di oltre 2000 m. Alla base è talora riconoscibile un

intervallo argilloso-sabbioso o conglomeratico del Pliocene inferiore, sul quale poggia, generalmente discordante, una potente sequenza di argille con intercalazioni sabbiose del Pliocene medio-superiore, di argille azzurre del Pliocene sup.-Pleistocene ed infine, nella parte sommitale, di sabbie argillose e conglomerati del Pleistocene (Servizio Geologico d'Italia, 1969; Ricchetti, 1980).

Per effetto di un generale appoggio in *onlap* della successione plio-pleistocenica sul top carbonatico, ben evidente sui profili di sismica a riflessione, sul bordo murgiano dell'avanfossa vanno a poggiare via via gli orizzonti più recenti (Cello et al., 1988). In questo contesto le calcareniti di tipo "panchina" (come ad es. le Calcareniti di Gravina), localmente alla base della successione, rappresentano i termini, anche se localmente basali, eteropici tuttavia delle argille azzurre pleistoceniche del settore centrale dell'avanfossa.

Sul versante appenninico la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica dell'avanfossa è interessata dall'inserimento a cuneo del fronte esterno delle falde appenniniche. Il corpo alloctono, noto come Falda di Metaponto (Ogniben, 1969), comprende sedimenti in prevalenza oligomiocenici, modesti lembi di evaporiti messiniane e gli stessi orizzonti pliocenici coinvolti nel trasporto tettonico (v. oltre). All'interno della successione plio-pleistocenica sono state rilevate diverse discordanze, di cui quelle più marcate e a carattere regionale cadono nella parte alta del Pliocene inferiore (Zona a *Globorotalia bononiensis*) e nella parte sommitale del Pliocene superiore (Zona a *G. inflata*) (v. Lentini, 1968, 1969a, b, 1971).

In una generale ricostruzione strutturale delle coperture plio-pleistoceniche, al di sopra delle unità preplioceniche che formano il corpo alloctono, è possibile notare, in particolare con l'aiuto di sezioni sismiche, la migrazione verso l'esterno dei corpi sedimentari pliocenici; mentre la copertura altopliocenico-pleistocenica presenta una progressiva estensione verso l'interno fino a formare bacini intrappenninici, come quello di Sant'Arcangelo.

Inoltre l'età del top del substrato al di sotto della falda varia verso l'esterno, passando dal Pliocene inferiore e medio al Pliocene superiore, talora anche al Pleistocene inferiore al disotto dell'estremità frontale della falda.

Dal punto di vista strutturale sondaggi profondi e linee sismiche indicano che in corrispondenza dell'avanfossa, il top della sequenza carbonatica apula, costituito da livelli cretacei o miocenici sepolti dalla copertura plio-pleistocenica, presenta degli alti strutturali, talora sede di giacimenti di idrocarburi (Carissimo et al., 1963; Sella et al., 1988). Alcune di queste culminazioni, in particolare sotto il fronte estremo delle coltri appenniniche, sembrano delimitate da faglie inverse, che interrompono il generale regime distensivo del margine esterno dell'avanfossa.

"Catena Apula".

Ancora più internamente, cioè in corrispondenza del versante ionico della dorsale appenninica, il top della sequenza carbonatica apula segna quasi ovunque una rapida e marcata risalita. Sondaggi per ricerche petrolifere hanno incontrato infatti, al di sotto

delle coltri della Catena Appenninica, orizzonti di età variabile tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore, sovrapposti stratigraficamente a calcari giurassico-cretacei d'ambiente neritico.

La presenza di questa culminazione strutturale sepolta è stata riconosciuta ampiamente da Mostardini & Merlini (1988), che hanno distinto una "Piattaforma Apula interna" da una "Piattaforma Apula esterna". Nella maggior parte dei profili geologici elaborati dagli autori sopraccitati si osserva una "risalita" del substrato apulo. Probabilmente vanno ascritti alla "Piattaforma Apula interna" anche i calcari mesozoici del sottosuolo di Rotondella, attribuiti da Mostardini & Merlini (prof. 1) alla piattaforma interna di tipo "panormide". Ciò perché i calcari sono ricoperti in paraconcordanza da breccie supramioceniche e da un intervallo argilloso-sabbioso del Pliocene inferiore, sequenza questa assolutamente non comparabile con quella delle unità interne.

Sembra quindi che la continuità lungo l'Appennino meridionale di questa "Catena Apula" sia ancora più evidente di quanto emergerebbe dal lavoro citato. Essa risulta quasi sempre sepolta ed affiorerebbe soltanto all'altezza della Maiella. In Lucania tuttavia l'unica testimonianza in affioramento sembra essere data dal M. Alpi (v. Ortolani & Torre, 1971). Il M. Alpi è costituito da una monoclinale immergente ad est e fagliata sul versante occidentale, interpretabile come l'emergenza di un "thrust sheet", formatosi a spese del substrato apulo "interno" (Unità di M. Alpi; Carbone & Lentini, 1988; Carbone et al., 1988a).

Il substrato mesozoico è rappresentato da una sequenza potente un migliaio di metri di calciruditi, alternate a calcari dolomitici, e passanti a calcari oolitici, di età dal Bajociano-Batoniano al Titonico superiore (Sartoni & Crescenti, 1962). Su questa successione poggiano in trasgressione i sedimenti miocenici distinti da Ortolani & Torre (1971) in due unità. L'unità inferiore, potente 15-30 m, in trasgressione concordante sui termini giurassici, è costituita da calcareniti organogene grigie e avana e da marne e calcari marnosi, la cui età sarebbe Langhiano sup.-Serravalliano. Recentemente tuttavia Sgrosso (1988) ha attribuito tale intervallo già al Messiniano, per la presenza sin dalla base di *Globorotalia acostaensis* e *Globigerina multiloba* tra i foraminiferi planctonici e di *Amaurolithus primus* tra il nannoplancton. L'unità superiore poggia in discordanza sia sui termini miocenici che mesozoici ed è rappresentata da alternanze di conglomerati poligenici, calcareniti arenacee e siltiti in facies di mare basso fino a deltizia. Lo spessore varia da 100 a 170 m circa. L'età di questo secondo ciclo, originariamente datato al Tortoniano da Ortolani & Torre (1971), dovrebbe essere non più antica del Messiniano, sulla base della nuova attribuzione cronologica di Sgrosso (1988).

Alla sommità la sequenza di M. Alpi è ricoperta da coltri appartenenti alle Unità Liguridi e in parte da lembi dell'Unità Lagonegrese. Per la presenza degli orizzonti supramiocenici al tetto della successione carbonatica mesozoica, il ricoprimento sarebbe ascrivibile ad un'età non antecedente al Messiniano sup., e pertanto la successione di M. Alpi non può appartenere ad unità carbonatiche interne. Con tale significato non risulta quindi accettabile accomunare la sequenza stratigrafica di M. Alpi con gli affioramenti limitrofi di M. Raparo, come espresso da Muller et al. (1988); quest'ultimo presenta in-

fatti nella parte apicale la Formazione del Bifurto inframiocenica, ricoperta in discordanza dal Flysch di Albidona, ed appartiene pertanto al Complesso Panormide.

Tutte le unità stratigrafico-strutturali, attualmente ubicate ad est e a NE di M. Alpi, risulterebbero così traslate dal Miocene superiore in poi.

Trasversalmente, cioè verso NE, la "Catena Apula" sembra abbastanza continua, in sottosuolo, con il substrato bradanico, ciò almeno sulla base di alcuni profili sismici; va anche considerato che ambedue le unità, quella di M. Alpi e quella apula, presentano al tetto orizzonti supramiocenico-pliocenici. Di conseguenza la "Catena Apula" va interpretata come un settore d'avampaese, deformato a partire dal Miocene superiore e trasformato, durante il Pliocene, in un elemento strutturale ben delineato, costituito da sistemi di "*thrust-folds*" o di pieghe a cascata (v. Casero et al., 1988).

Tale elemento quindi non può più essere considerato un avampaese, ma bensì una catena sepolta ubicata al margine interno dell'avanfossa; al di sopra di essa è interamente sovrascorso il "*thrust-belt*" della Catena Appenninica s.s. a partire dal Miocene superiore e per tutto il Pliocene.

Catena Appenninica.

La Catena Appenninica è formata da numerose coltri strutturate in un complicato "thrust belt", in ricoprimento sul substrato carbonatico apulo.

Sotto il termine di complesso vengono raggruppate tutte le unità stratigrafico-strutturali appartenenti ad un originario dominio paleogeografico. Esse possono formare più falde a differente orizzonte strutturale, costituenti dei "thrust-sheets", e all'interno di esse possono presentarsi più scaglie, specie al fronte dove formano degli "imbricated thrusts".

Vengono qui di seguito descritte le caratteristiche salienti dei vari complessi, a partire da quelli originariamente più interni a quelli più esterni.

Complesso Liguride.

Le successioni liguridi, insieme con quelle sicilidi, costituiscono unità stratigrafico-strutturali derivanti dalla deformazione delle coperture oceaniche più interne.

Col termine di Complesso Liguride è stata indicata da Ogniben (1960, 1969) una successione di "eugeosinclinale" di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene medio, costituita, dal basso verso l'alto, dalle formazioni del Frido-Crete Nere, del Saraceno e dell'Albidona. Di queste formazioni, descritte in dettaglio da Vezzani (1968a, b, 1969, 1970), la prima, in facies pelagica, è costituita da radiolariti e calcari ofiolitiferi passanti a terreni semimetamorfici, generalmente argilloscisti e calcescisti, e sedimentari; le altre due rappresentano il colmamento del bacino con una progressiva evoluzione da depositi carbonatici a siliciclastici. Successivamente alcuni autori (Bousquet, 1971; Scandone, 1972; D'Argenio et al., 1973; Amodio-Morelli et al., 1976) suddivisero il Complesso Liguride in due unità tettoniche differenti: la più profonda, Unità del Frido, sarebbe for-

mata da metamorfiti di basso grado e da metafoliti; la più alta, quella del Cilento, comprenderebbe le rimanenti formazioni, incluse quelle equivalenti presenti appunto nel Cilento.

Una nuova attribuzione cronologica al Burdigaliano-Langhiano inf. del Flysch di Albidona (Bonardi et al., 1985) ed i rapporti stratigrafici osservati in campagna da Lentini et al. (1989) obbligano a rimuovere dal Complesso Liguride la copertura fliscioide, un tempo attribuita all'Eocene da Vezzani (1966a, 1970) e da Ogniben (1969) e poi ancora all'Oligocene da Zuppetta et al. (1984), per assegnarle un ruolo di "mesautoctono" (v. oltre).

Per quanto concerne le formazioni del Frido-Crete Nere e del Saraceno, non sono del tutto chiare né l'età né la posizione strutturale e di conseguenza non è possibile delinearne il ruolo geodinamico; pertanto in Fig. 1 la colonna relativa al Complesso Liguride ha semplicemente carattere indicativo (Liguride-Sicilide complex). Sono stati fatti alcuni tentativi per superare le obiettive difficoltà di datazione delle formazioni (De Blasio et al., 1978), ma appare comunque necessaria una revisione dei risultati ottenuti dai precedenti autori.

Per un'analisi complessiva delle unità liguridi si rimanda a Bonardi (1988).

Complesso Sicilide.

Nell'Appennino Lucano sono ampiamente diffuse le formazioni argillose ed argillo-calcaree, note in letteratura come "Argille scagliose" o "Argille varicolori", originariamente appartenenti a domini interni. Esse, già distinte da Selli (1962) come "coltri lucane" interposte tra i Flysch di Albidona e di Gorgoglione e contenenti "zolle inglobate" delle Formazioni di M. Sant'Arcangelo e di Corleto Perticara, sono state riunite poi da Ogniben (1969) nel Complesso Sicilide, termine con il quale lo stesso autore (Ogniben, 1960) aveva indicato analoghe successioni alloctone di "eugeosinclinale" affioranti in Sicilia. Col termine di "unità sicilidi" vengono indicate anche da D'Argenio et al. (1973, 1975) le medesime successioni dell'Appennino campano-lucano. Da Amodio-Morelli et al. (1976) le Unità Sicilidi vengono poste tra quelle *incertae sedis*, in quanto risulterebbe poco chiara la posizione del relativo paleodominio.

Le formazioni del Complesso Sicilide sono distribuite in alcune falde a vari orizzonti tettonici, talora separate da depositi fliscioidi a carattere di mesautoctono. Nel Complesso Sicilide Ogniben (1969) ha distinto due unità tettoniche: la Falda di Rosìto e la Falda di Rocca Imperiale. Successivamente Lentini (1979) ha ritenuto di ridefinire due unità tettoniche separate da orizzonti medio e supramiocenici; di conseguenza la coltre sicilide, sottostante il Flysch di Gorgoglione, è stata denominata Falda di Cirigliano, mentre quella soprastante ai livelli infratorioniani di tale flysch o delle Marne arenacee di Serra Cortina è stata indicata come Falda di Rocca Imperiale. All'interno di quest'ultima è stata distinta un'ulteriore unità, interpretata come un raddoppio della Falda di Rocca Imperiale e denominata Unità del T. Cerreto (Fig. 2).

La Falda di Cirigliano è costituita da Argille Varicolori, contenenti lembi di calciliti biancastre e di calcareniti appartenenti alla Fm. di M. Sant'Arcangelo, inclusi di

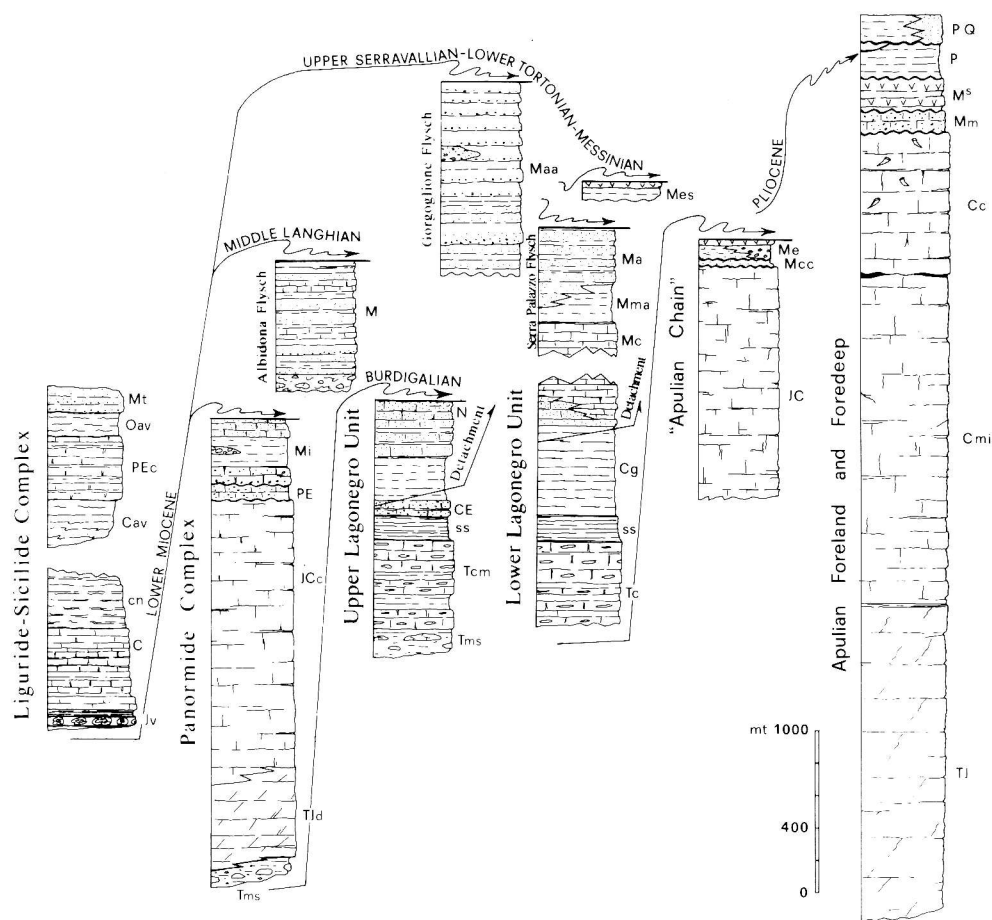


Fig. 1 - Colonne stratigrafiche schematiche ricostruite dei complessi presenti nel sistema Catena-Avampaese con indicazione delle principali fasi deformative. Catena Appenninica. *Complessi Liguride e Sicilide*: Jv) radiolariti ed ofioliti, Giurassico; C) Fm. del Frido, Cretaceo inf.; cn) Fm. delle Crete Nere, Cretaceo (?); Cav) Argille Scagliose, Cretaceo; PEc) Fm. di M. Sant'Arcangelo, Paleocene-Eocene; Oav) Argille Varicolori, Oligocene; Mt) Arenarie di Corleto e Tufiti di Tusa, Miocene inf. *Complesso Panormide*: Tms) argille con blocchi biohermali, Triassico medio-sup.; Tjd) dolomie, Triassico sup.-Giurassico; JCc) calcari recifali, Giurassico-Cretaceo; PE) Fm. di Trentinara, Paleocene-Eocene; Mi) Fm. del Bifurto, Miocene inf. *Complesso Lagonegrese*: Tms) Fm. di M. Facito, Triassico medio; Tcm) calcari con selci ed argilliti, Triassico sup.; ss) "Scisti silicei", Giurassico; CE) Fm. di M. Malomo, Cretaceo-Eocene; N) Flysch Numidico, Oligocene-Miocene inf.; Tc) calcari con selce, Triassico sup.; Cg) Galestri, Cretaceo. *Coperture flyscioidi mioceniche ed evaporiti*: M) Flysch di Albidona, Burdigaliano-Langhiano inf.; Maa) Flysch di Gorgoglione, Langhiano medio-Tortoniano inf.; Mc) Fm. di Mass. Palazzo; Mma) Fm. di Serra Palazzo; Ma) Flysch di Mass. Luci, Miocene medio-sup.; Mes) argille, gessi e sali, Messiniano. *"Catena Apula"*: JC) calcari recifali, Giurassico-Cretaceo; Mcc) calcareniti e calcari marnosi, Tortoniano; Me) sequenza carbonatica e siliciclastica, Messiniano inf. *Avampaese e Avanfossa Apula*: TJ) sequenza calcareo-dolomitica, Triassico-Giurassico; Cmi) calcari neritici, Cretaceo; Cc) calcari recifali a Rudiste, Cretaceo sup.; Mm) calcareniti e calciruditi, Miocene medio; Ms) calcareniti ed evaporiti, Miocene sup.; P) ciclo del Pliocene; PQ) ciclo del Pliocene-Pleistocene (da Carbone & Lentini, 1988, modificato).

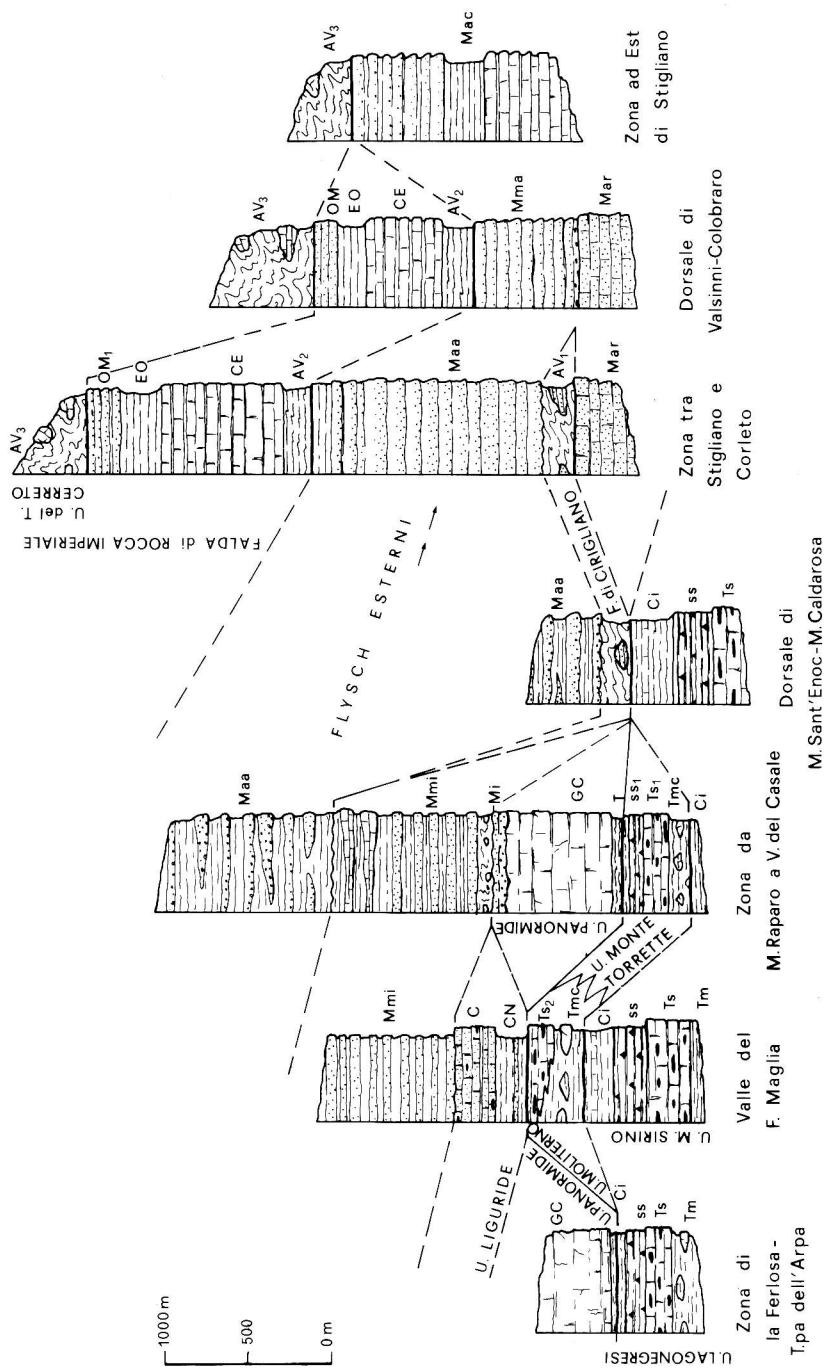


Fig. 2 - Colonne stratigrafiche ricostruite delle unità affioranti nella Val d'Agri. AV₁, AV₂, AV₃ Argille Varicolori; C) Fm. del Saraceno; CE) Fm. di M. Sant'Arcangelo; Ci) Galestri; CN) Crete Nere; EO) Argille Varicolori oligoceniche; GC) calcari di piattaforma; Maa) Flysch di Gorgoglione; Mac) Fm. di Serra Palazzo; Mar) Flysch Numidico; Mf) Fm. del Bifurto; Mma) Marne arenacee di Serra Cortina; Mmi) Flysch di Albidona; OM) Tufti di Tusa; OM1) Arenarie di Corleto; ss, ss1) Scisti silicei; T) argilliti e marne; Tm) equivalente Fm. di M. Facito; Tmc) Fm. di M. Facito; Ts, Ts1) Calcari con selce, breccie e argilliti (da Carbone et al., 1988).

varia natura e provenienza, tra cui anche calcari a Rudiste, e notevoli involuppi di arenarie tufitiche in grossi banchi alternate a sporadici livelletti di calcilutiti marnose biancastre, attribuibili alle Tufiti di Tusa di Ogniben (1964, 1969).

Nella Falda di Rocca Imperiale la sequenza stratigrafica è costituita, dal basso, da Argille Varicolori passanti ad un'alternanza di calcareniti grigie, calcari marnosi biancastri, argille verdastre e livelli arenacei databile al passaggio Cretaceo-Paleocene e nota come Formazione di M. Sant'Arcangelo. Seguono ancora Argille Varicolori, evolventi ad argille marnose scagliettate e calcilutiti giallastre a fratturazione prismatica, che conferiscono un aspetto "galestrino" e che sono ascrivibili all'Oligocene; si passa poi verso l'alto a litareniti e litareniti feldspatiche (Arenarie di Corleto), talora alternate ad arenarie tufitiche e sottili livelli marnoso-calcarei (Tufiti di Tusa).

La porzione sommitale della Falda di Rocca Imperiale è costituita da un'ulteriore unità strutturale, a sua volta in falda, denominata Unità del T. Cerreto (Fig. 2) (Lentini & Vezzani, 1974) e formata da tipiche Argille Varicolori contenenti livelletti diasprigni, calcari marnosi e blocchi di calcari a Rudiste, in un assetto generale estremamente caotico.

Analizzando le successioni stratigrafiche ed i rapporti delle unità sicilidi con i flysch oligo-miocenici e i depositi plio-pleistocenici, Lentini (1979) ha riconosciuto una serie di fasi deformative, a seguito delle quali il fronte delle unità sicilidi si sarebbe esteso fino alle aree più esterne. Le varie coltri, insieme con i depositi fliscoidi intercalati, assumono quasi il significato di marker degli eventi tettonogenetici. Il primo, databile al Burdigaliano, è responsabile dei ricoprimenti sul Flysch Numidico della zona di Stigliano e di vari contatti di formazioni sicilidi sulle sequenze lagonegresi (v. oltre); il secondo, relativo al Tortoniano inferiore, ha prodotto un generale ricoprimento sui "flysch esterni". Ulteriori fasi sono responsabili dei rapporti tra unità sicilidi e coperture plio-pleistoceniche (Lentini, 1967, 1969a, b, 1979, 1980).

Fra le unità della catena quelle sicilidi mostrano i maggiori spostamenti, tanto da raggiungere, pur provenendo da domini interni, anche il fronte estremo, attualmente inserito nella copertura plio-pleistocenica della Fossa Bradanica.

Complesso Panormide.

Con tale termine vengono indicate potenti successioni in facies di piattaforma carbonatica (Fig. 1), di età compresa tra il Triassico medio-sup. e il Paleocene, passanti verso l'alto a sottili coperture carbonatico-siliciclastiche dell'Eocene-Miocene inferiore. Gli autori napoletani (D'Argenio et al., 1973, 1975) vi riconoscono varie unità stratigrafico-strutturali (Bulgheria-Verbicaro, Alburno-Cervati e Foraporta), derivanti da un dominio paleogeografico, la "Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana", interposto tra il bacino del Flysch del Cilento e delle Argille Varicolori verso l'interno e il Bacino Lagonegrese verso l'esterno.

In Calabria settentrionale e al confine Calabro-Lucano, il Complesso Panormide è solitamente caratterizzato da un intervallo basale terrigeno, non sempre presente, da dolomie e calcari supratriassici a Megalodonti, da calcari oolitici e calcilutiti grigiastri del

Giurassico e da calcari a Rudiste del Cretaceo; questi passano verso l'alto, dapprima a calcareniti a *Spirolina* ed *Alveolina* del Paleocene-Eocene inf. (Fm. di Trentinara; Selli, 1957), poi a calcareniti glauconitiche a *Miogypsina* (Fm. di Cerchiara; Selli, 1957) ed infine ad argilliti con intercalazioni di calcareniti e quarzareniti non più recenti del Burdigaliano (Fm. del Bifurto; Selli, 1957).

Nell'area analizzata le unità panormidi affiorano sul versante occidentale dell'alta Val d'Agri, al Monte di Viggiano, e a Monte Raparo. In quest'ultima località la successione carbonatica è tettonicamente sovrapposta all'Unità Lagonegrese ed inizia direttamente con calcilutiti e calcareniti, breccie intraformazionali e marne ad *Orbitolina* del Cretaceo inf.; ad esse seguono verso l'alto calcareniti, calcilutiti e calcari dolomitici a Rudiste e Miliolidi dell'Albiano-Senoniano inf. Gli orizzonti paleocenici sono rappresentati da alternanze di calcilutiti, calcareniti e conglomerati intraformazionali, attribuibili alla Fm. di Trentinara. In paraconcordanza poggiano trasgressive le calcareniti e le calciruditi della Fm. di Cerchiara, passanti rapidamente verso l'alto ad argilliti scagliettate brune con sottili intercalazioni di calcareniti a *Miogypsina* e di quarzareniti finissime ascrivibili al Miocene inferiore (Fm. del Bifurto) (v. Ciaranfi, 1965; Ortolani & Torre, 1971).

Nella zona di Moliterno e nella valle del F. Calore la base della successione panormide è caratterizzata talora da un intervallo pelitico triassico, contenente blocchi di calcari recifali. Esso sembra passare ad una formazione terrigena, caratterizzata da alternanze di calcari con selce, breccie calcaree, marne rossastre e radiolariti, e viene provvisoriamente indicata come Unità di Moliterno. L'intervallo basale passa verso l'alto e lateralmente a dolomie cataclastiche, costituendo un termine ad affinità lagonegrese di transizione al panormide (v. Complesso Lagonegrese).

Complesso Lagonegrese.

Con tale termine si indica un complesso di unità stratigrafico-strutturali, prodotte dalla deformazione di successioni mesocenozoiche prevalentemente in facies di bacino, riferibili ad un originario "Dominio Lagonegrese", ubicato in posizione esterna rispetto al "Dominio Panormide".

Si tratta di successioni molto note e diffuse nell'Appennino Meridionale, contraddistinte solitamente da un intervallo basale terrigeno-calcareo medio e supratriassico (Fm. di M. Facito ed equivalenti) (Fig. 1), da calcari con selce passanti a "scisti silicei" triassico-giurassici e da Galestri cretacei.

Facies "distali" e facies "prossimali" rispetto alla piattaforma carbonatica panormide sono state distinte da Scandone (1967, 1972), il quale ha riconosciuto un generale raddoppio tettonico della sequenza lagonegrese (Lagonegrese I e II). In realtà risulta difficile assegnare ciascun affioramento all'una o all'altra unità, poichè sembra che facies differenti appartengano talora al medesimo orizzonte strutturale, mentre facies simili si rinvengono in unità tettoniche diverse. Così le successioni più "terrigena" de La Ferlosa, Tempa dell'Arpa e Vardaneta (Moliterno), attribuite da Scandone (1972) alla Lagonegrese II, occupano la medesima posizione "profonda" delle potenti sequenze tipicamente bacinali di M. Sirino ("facies Lagonegro-Sasso di Castalda"); differiscono però da queste

per un carattere di maggiore "prossimalità" (v. Carbone et al., 1988a, b). D'altro canto sequenze come quelle di M. Armizzone e di M. Torrette poggiano in chiaro raddoppio tettonico sopra le successioni lagonegresi a carattere distale, rispettivamente a Castelsaraceno e a M. Vulturino (Fig. 2).

Le facies di transizione tra Panormide e Lagonegrese, sopra citate, esposte nella zona di Moliterno ("Unità di Moliterno"), sono sicuramente in raddoppio tettonico, ma sono le uniche che potrebbero rappresentare elementi latero-basali delle stesse unità panormidi, nel senso di Ogniben (1969). Tutte le altre sequenze appartengono alle unità lagonegresi s.s., come dimostra anche la presenza dei Galestri cretacei alla sommità.

Una caratteristica particolarmente importante delle unità lagonegresi, almeno in tutta l'area tra Lagonegro e l'alta Val d'Agri, consiste nel fatto che la successione stratigrafica termina con la formazione dei Galestri datati al Cretaceo; mancano cioè orizzonti cenozoici o miocenici e, poichè non è pensabile che il ricoprimento panormide sia ascrivibile al Cretaceo superiore, si deve necessariamente ammettere l'esistenza di una grossa elisione tettonica dei livelli sommitali lagonegresi (Fig. 1). Ciò è dimostrato dalle repentine variazioni di spessore dei Galestri stessi, che passano da zero a parecchie centinaia di metri in breve spazio, oltre che dalla presenza, più ad est, di sequenze ad affinità lagonegresi, che coprono l'intervallo Cretaceo-Miocene inferiore. Un esempio di queste è la successione di M. Malomo, costituita da scisti silicei passanti gradualmente ad un'alternanza calcarenitico-marnosa dal caratteristico colore rossastro, di età Cretaceo sup.-Eocene (Fm. di M. Malomo; Lentini & Vezzani, 1974; Lentini, 1980); essa evolve verso l'alto ad argilliti brune con livelletti quarzosiltitici, di probabile età oligocenica. L'originaria ubicazione di tale sequenza, caratterizzata dalla sostituzione dei Galestri da parte della Fm. di M. Malomo, doveva essere al margine della piattaforma panormide, come dimostrano i numerosissimi clasti carbonatici (frammenti di Rudiste, macroforaminiferi, ecc.). In aree più esterne, alla base del Flysch Numidico si rinviene talora un'alternanza calcareo-marnosa, che potrebbe rappresentare l'aggancio con i livelli sommitali lagonegresi (Stazione di Campomaggiore; Boenzi et al., 1968). Questi sarebbero orizzonti di scollamento, conservati alla base dei "thrust sheets" del bordo interno della Fossa Bradanica (v. oltre).

L'intervallo Cretaceo-Oligocene di M. Malomo potrebbe inoltre corrispondere al cosiddetto "Flysch Rosso", termine informale, con il quale si designa in letteratura la parte sommitale delle sequenze lagonegresi, al disotto dei "Flysch esterni".

Flysch di Albidona.

Il Flysch di Albidona è costituito da una potente successione di torbiditi medio-sottili, prevalentemente terrigene, con ripetute intercalazioni di strati e megastrati carbonatici e di conglomerati siliciclastici. Composizionalmente le arenarie sono litareniti feldspatiche evolventi ad arkosi litiche ed arkosi (De Rosa & Gallo, 1982; Zuppetta et al., 1984). Nelle zone occidentali delle aree di affioramento gli spessori della formazione non superano gli 800 m; in quelle orientali, come nell'area tipo, vengono segnalati spessori tra i 2300 ed i 2800 m (Colella & Zuffa, 1988). Nell'alta Valle dell'Agri si riconosce

talora un membro basale a depositi caotici, corrispondente a quello denominato da Bonardi et al. (1985) "facies a blocchi" e ben esposto nella zona tra Sarconi e M. Raparo (Fig. 2). Nella zona di Viggiano e lungo l'incisione del T. Casale compaiono grossi olistoliti di calcari recifali derivanti dalla falda panormide.

La parte mediana della formazione è contraddistinta in tutto il versante meridionale dell'alta Val d'Agri da torbiditi grossolane laminate ed amalgamate, localmente da conglomerati gradati, da coppie di arenarie gradate ed argilliti laminate in strati metrici ed infine dai caratteristici livelli marnoso-calcarei grigio-biancastri.

Nel complesso la successione stratigrafica del Flysch di Albidona indicherebbe un'evoluzione da ambiente prossimale a zone più distali; essa si sarebbe sviluppata in un bacino di sedimentazione sinorogeno.

Il Flysch di Albidona, denominato originariamente da Selli (1962) come Formazione di Albidona con il significato di "mesautoctono", era stato ascritto al Langhiano sup.-Elveziano inf. Sull'età, e per conseguenza sul ruolo di questa formazione, sono state espresse in seguito da vari autori opinioni notevolmente differenti. In sostanza alcuni le attribuiscono un'età eocenica (Pavan & Pirini, 1963; Mostardini et al., 1966; Vezzani, 1966a, 1970; Ogniben, 1969) o al massimo un'età Oligocene-Miocene inf. (Zuppetta et al., 1984); avrebbe quindi un significato di "flysch interno" originariamente depositatosi nel dominio ligure e poi traslato in falda; altri invece tendono a confermare l'età miocenica (Ghezzi & Bayliss, 1964; Ghezzi & Marchetti, 1964; Crescenti, 1966).

Recentemente Bonardi et al. (1985) attribuiscono un'età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano-Serravalliano, confermando di conseguenza il significato originario di "mesautoctono" discordante sulle coltri.

Infine Lentini et al. (1989) riconoscono la natura stratigrafica del contatto su varie unità, tra le quali quelle panormidi ed assegnano pertanto al Flysch di Albidona il significato di un deposito di "piggy-back", discordante cioè sulle coltri ed ulteriormente deformato nelle successive fasi tettoniche. Non è ancora chiaro se il relativo bacino fosse ubicato sul margine interno dell'avanfossa, al di là delle unità panormidi, ovvero tra queste e le coltri cristalline. Questa seconda ipotesi sarebbe in accordo con la ricostruzione di Colella & Zuffa (1988), secondo la quale il bacino relativo sarebbe stato compreso tra un margine interno attivo, costituito da coltri di metamorfiti, ed un margine esterno, dato dalle unità panormidi che alimentavano i megafussi carbonatici. Ciò implicherebbe però un generale successivo scollamento del Flysch di Albidona, che si estende oltre l'attuale fronte delle coltri panormidi.

Flysch Esterni.

Con questo termine vengono indicate le sequenze torbiditiche oligomioceniche, che costituivano probabilmente le originarie coperture delle unità lagonegresi; da queste esse risultano comunque scollate e ridotte in scaglie ripetute vergenti ad est e sovrapposte ad orizzonti pliocenici.

Tali sequenze corrispondono, almeno per l'intervallo medio-supramiocenico, alle Unità Iripine di Cocco et al. (1972), da loro ritenute originate in un bacino individuatosi

a partire dal Langhiano. In verità, pur essendo universalmente riconosciuto come il Bacino Irpino sia ereditato dal Bacino Lagonegrese, non sembra tuttavia che gli si possa assegnare un'età precisa, considerata la notevole mobilità del sistema catena-avanfossa.

Ogniben (1969) aveva contrassegnato questi flysch con il termine di Complesso Ex-Basale, poichè li riteneva le originarie coperture terrigene del Complesso Basale (=Unità Lagonegresi), attualmente in posizione "alloctona" al disopra del substrato bradanico.

Malgrado si registri una evoluzione diacrona nella composizione dei sedimenti torbiditici, si possono tuttavia distinguere tre principali sequenze flyschoidi (Lentini, 1979). A parte i flysch ad olistoliti calcarei (Flysch di Castelvete) che affiorano in aree più settentrionali, la sequenza più interna è data dal Flysch Numidico e dal Flysch di Gorgoglione separati dalle Argille Varicolori della Falda di Cirigliano (zona di Gorgoglione, Stigliano ecc.); la seconda sequenza è costituita dal Flysch Numidico e dalle Marne Arenacee di Serra Cortina, ben esposti nella dorsale di Valsinni; la terza è data sostanzialmente dalla Fm. di Serra Palazzo s.l., che rappresenta il deposito originariamente più esterno (Fig. 2). Nelle prime due sequenze le torbiditi siliciclastiche evolvono da termini quarzarenitici, di derivazione cratonica, a termini arkosici, originati da apporti dalla catena; la terza invece mostra un passaggio da torbiditi carbonatiche di sicura provenienza esterna a siliciclastiche per alimentazione interna.

Flysch Numidico e Marne arenacee di Serra Cortina.

Il Flysch Numidico è costituito da un'alternanza pelitico-quarzarenitica di età Oligocene sup.-Miocene inferiore, correlabile con l'omonima formazione ampiamente estesa in Sicilia e in Nord-Africa (Ogniben, 1969). Esso affiora lungo le dorsali di Stigliano, dove risulta troncato a livello del Burdigaliano dalla coltre sicilide di Cirigliano (Lentini, 1979) (Fig. 2). Ricompare più a SE nella dorsale di Valsinni, dove passa in continuità verso l'alto alle Marne arenacee di Serra Cortina, tramite un intervallo a sedimentazione "mista" di età Burdigaliano sup.-Langhiano inf. (Carbone et al., 1987). Questa sequenza è anche caratterizzata da *debris flows*, costituiti da elementi provenienti dalle coltri interne e dal Flysch di Albidona, che dovrebbe essere almeno parzialmente coevo del Flysch Numidico.

Carbone et al. (1987) ritengono che la fase tettonica infra-langhiana sia responsabile dell'impilamento sul Flysch Numidico di Stigliano delle coltri sicilidi e nelle aree più esterne, della rapida chiusura degli apporti quarzarenitici, originati da aree cratoniche, e della progradazione della sedimentazione arkosica, già propria della parte sommitale del Flysch di Albidona e che è andata a costituire le soprastanti Marne arenacee di Serra Cortina. Queste caratterizzano la dorsale a nord di Valsinni e sono costituite generalmente da una fitta alternanza di arenarie fini gradate, di colore avana per alterazione e grigio piombo al taglio, e da argille marnose e siltose grigio-verdi. Verso l'alto la sequenza diventa sempre più pelitica e contiene microfaune ad *Orbulina universa* ascrivibili al Serravalliano. Su di esse poggia tettonicamente la Falda di Rocca Imperiale costituita da unità sicilidi.

Flysch di Gorgoglione.

Il Flysch di Gorgoglione (Fig. 1) è composto da un'alternanza pelitico-arenacea con intercalazione di potenti banchi arenaceo-conglomeratici e più raramente marnoso-calcarei, associati a sporadiche lenti olistostromiche. Rappresenta una sequenza torbida-tica, depostasi a seguito della fase tettonica langhiana, o sopra le coltri sicilidi, o direttamente sul Flysch di Albidona, o sul Complesso Panormide e riflette con il suo carattere di "piggy-back" la migrazione del margine della catena durante il Miocene medio-superiore.

Non emerge un'evoluzione composizionale delle arenarie, che oscillano tra arkose litiche e litareniti feldspatiche; il trend evolutivo delle facies mostra invece carattere "trasgressivo-regressivo" (Carbone et al., 1988; Critelli & Loiacono, 1988; Lentini et al., 1989).

La sua originaria definizione si deve a Selli (1962), che lo considerava un "neoautoctono" depostosi sulle coltri lucane e sulla Formazione di Albidona. Successivamente vari autori si sono occupati degli aspetti biostratigrafici e sedimentologici (Ciaranfi, 1972; Loiacono, 1975, 1981, 1983; Pescatore, 1978; Colella, 1979; D'Alessandro, 1982; Critelli & Loiacono, 1988; Carbone et al., 1988; Lentini et al., 1989).

Ogniben (1969) riteneva che il Flysch di Gorgoglione si fosse originato internamente rispetto alle unità carbonatiche panormidi e che fosse stato traslato successivamente insieme alle unità sicilidi. E' ora invece quasi concordemente riconosciuto che esso fa parte dei flysch esterni, che si sia cioè originato all'esterno della piattaforma carbonatica panormide. La prima delle due interpretazioni si basa anche sull'età mediomiocenica dei livelli sommitali della sequenza carbonatica di M. Alpi che, ascritta da Ogniben al Complesso Panormide, sarebbe stata scavalcata dalle Unità Sicilidi e dal Flysch di Gorgoglione in epoca post-serravalliana. Ma il M. Alpi è più verosimilmente attribuibile alla piattaforma apula sepolta, o meglio alla sopraccitata "Catena Apula"; per cui nel quadro strutturale odierno, il Flysch di Gorgoglione si sarebbe deposto all'esterno rispetto alle Unità Panormidi, ma all'interno rispetto alla sequenza di M. Alpi. Successivamente sarebbe stato trasportato al disopra degli orizzonti mio-pliocenici della Catena Apula fino al margine dell'Avanfossa Bradanica.

Nell'alta valle del T. Sauro e nei dintorni di Laurenzana il Flysch di Gorgoglione è distribuito in almeno due livelli strutturali differenti, per effetto di un raddoppio della Falda di Rocca Imperiale al disopra degli orizzonti sommitali della sequenza-tipo (Lentini et al., 1989).

Formazione di Serra Palazzo s.l.

La Formazione di Serra Palazzo, istituita da Selli (1962), non gode di uno studio analitico generale. Vari autori hanno descritto sezioni stratigrafiche più o meno parziali, distinguendovi vari membri ed attribuendole un'età complessiva compresa tra il Langhiano ed il Tortonian (Casnedi, 1964; Wezel, 1966; Boenzi et al., 1968; Ogniben, 1969; Centamore, 1969; Centamore et al., 1971; Palmentola, 1970; Pieri & Walsh, 1973). In alcuni casi però si ha il dubbio che gli affioramenti studiati possano appartenere agli inter-

valli medio-miocenici della sequenza Flysch Numidico-Marne arenacee di Serra Cortina, oppure al Flysch di Gorgoglione (v. per es. Foglio Sant'Arcangelo, 1:100.000, zona ad ovest di Stigliano). Si rende necessaria quindi una revisione della Fm. di Serra Palazzo, cui vanno attribuite soltanto le sequenze più esterne carbonatico-siliciclastiche non sovrapposte a falde sicilidi, ma da queste tettonicamente ricoperte in seguito alla fase tortoniana.

Da un sommario esame della letteratura geologica sembra che si possa accettare la suddivisione di Ogniben (1969) in tre unità: una basale calcarea, Fm. di Mass. Palazzo, una mediana prevalentemente marnosa, Fm. di Serra Palazzo s.s. ed infine una sommitale arenaceo-argillosa, denominata Flysch di Mass. Luci. Non esistono invece chiare prove di un rapporto stratigrafico con la sequenza Flysch Numidico-Marne arenacee di Serra Cortina, che dovrebbero essere parzialmente eteropiche della Fm. di Serra Palazzo s.l.

Depositi supramiocenici trasgressivi sulla Catena Appenninica.

Sequenze tortoniane discordanti sulle unità della catena sono quelle di Perosa (Vezzani, 1966 b) e di Oriolo (Vezzani, 1967a). La prima affiora lungo il F. Sinni tra La-tronico ed Episcopia, cioè sul margine occidentale del Bacino di Sant'Arcangelo, ed è costituita da un conglomerato basale, da argille marnose grigie passanti ad un'alternanza argilloso-arenacea e infine a sabbie argillose, per uno spessore complessivo di circa 400 m. La seconda è localizzata a NW di Oriolo ed è rappresentata da oltre 450 m di un'alternanza argilloso-arenacea simile al Flysch di Gorgoglione, con il quale era stata assimilata da precedenti autori (v. Selli, 1962).

Sul margine orientale del Bacino di Sant'Arcangelo affiorano lembi di arenarie quarzose grossolane e di conglomerati ad elementi calcarei, arenacei e cristallini, immersi in un'abbondante matrice sabbiosa (Conglomerati e sabbie di Timpone d'Arena; Lentini, 1979). Tali lembi poggiano sulle falde sicilidi e sono ricoperti dai livelli basali del Pliocene medio-inferiore. Dovrebbero avere un'età miocenica e potrebbero essere correlati con la base della successione di Oriolo.

Infine vanno menzionati gli orizzonti evaporitici messiniani incontrati dai sondaggi all'interno della Falda di Metaponto (pozzi Recoleta 1, Cavone 1, S. Basilio 1 ecc.), ovvero poggianti sul substrato carbonatico della Fossa Bradanica e probabilmente della Catena Apula (v. pozzi Tursi 1 Montecatini e Montegiordano 1 Agip). Ciò dimostra l'esistenza di estese coperture messiniane sul fronte della catena, coinvolte successivamente nel trasporto tettonico e inglobate totalmente nelle scaglie della Falda di Metaponto.

Coperture Plio-Pleistoceniche.

Le coperture plio-pleistoceniche della catena sono distribuite in fasce al fronte del *thrust-belt* e in "bacini" intrappenninici, come quelli di Sant'Arcangelo, di Calvello ecc.

Sono distinguibili almeno tre cicli principali, le cui sequenze vanno a ricoprire progressivamente aree sempre più interne dell'edificio a falde.

Ciclo del Pliocene inferiore.

Sul bordo nord-orientale della catena, a nord della media Valle del F. Agri, è stato riconosciuto un primo ciclo esposto lungo la dorsale Tempa del Muto - Serra del Cavallo, a Craco e a Tempa Petrolla. Mostardini et al. (1966) avevano interpretato i relativi depositi come base trasgressiva della serie pliocenica; successivamente Lentini (1969b) ha riconosciuto un carattere ciclico e una lacuna di termini mediopliocenici tra questi livelli e le argille azzurre del secondo ciclo, affioranti nella zona tra Serra del Cavallo e Montalbano Ionico. Si tratta di conglomerati o di calcareniti fossilifere di ambiente litorale e di argille grigio-biancastre con livelli di sabbie quarzose, di diatomiti e di calcareniti giallastre a stratificazione incrociata. Le microfaune appartengono alle Zone a *Globorotalia margaritae* ed a *G. punctulata*, che conferiscono un'età del Pliocene inferiore.

Ciclo del Pliocene medio-superiore.

Questa sequenza si presenta tipicamente ciclica nelle zone più interne, con un intervallo basale conglomeratico-sabbioso, passante ad un caratteristico orizzonte diatomitico e ad argille grigio-azzurre e nuovamente a sabbie e conglomerati sommitali (Ciclo di Caliandro; Vezzani, 1966c); nelle aree più esterne invece sul fronte estremo del *thrust belt*, le argille grigio-azzurre sono ricoperte tettonicamente da depositi prepliocenici o, in discordanza dai depositi del ciclo soprastante (Gannano; Lentini, 1969a).

Le associazioni microfaunistiche studiate appartengono in basso alla Zona a *Globorotalia bononiensis*, verso l'alto a quella a *Globorotalia* gr. *crassaformis* fino alla Zona a *Globorotalia inflata*, definita nei livelli sommitali della media e bassa Val d'Agri. Questo ciclo copre un intervallo cronologico che si estende dalla parte alta del Pliocene inferiore al Pliocene superiore p.p.

Ciclo del Pliocene superiore-Pleistocene.

Al disopra dei due cicli sedimentari pliocenici, o direttamente sui depositi prepliocenici, giacciono le coperture sedimentarie del ciclo plio-pleistocenico dell'Avanfossa Bradanica e del Bacino di Sant'Arcangelo (Lentini, 1967; Vezzani, 1967b).

Nell'avanfossa il fronte del *thrust-belt*, costituito dalla Falda di Metaponto, è "saturato" da una potente e monotona sequenza pelitica che abbraccia le zone a *Globorotalia inflata* e a *Hyalinea baltica*, cioè la parte alta del Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (Lentini, 1971).

Più internamente, per esempio nel Bacino di Sant'Arcangelo, si sviluppa enormemente un emiciclo regressivo, dato da sequenze sabbiose e sabbioso-conglomeratiche; verso ovest queste sequenze poggiano direttamente sul substrato prepliocenico o sul ciclo di Caliandro (Vezzani, 1967b), verso est passano inferiormente e lateralmente ad argille azzurre di facies marina più profonda, che spesso presentano a loro volta un contatto brusco con termini argillosi del ciclo inferiore ("trasgressione tettonica" di Lentini, 1967 o "pseudotrasgressione").

Assetto strutturale ed evoluzione paleogeografica.

L'assetto strutturale del sistema catena-avampaese rappresenta il risultato di intense deformazioni tettoniche mioceniche e plio-pleistoceniche; in realtà però il quadro strutturale attuale sembra essere stato determinato in gran parte dalle fasi tettogenetiche post-tortoniane. Sono queste infatti che hanno definito i rapporti sia tra il *thrust-system* appenninico nel suo insieme e l'avampaese deformato, cioè la Catena Apula, sia anche con la coppia Avanfossa Bradanica-Avampaese Apulo indeformato.

All'interno della catena, invece, i rapporti tra le varie unità servono a ricostruire le situazioni paleogeografiche pre-tortoniane. E' ormai noto infatti come la migrazione del sistema catena-avanfossa sia dimostrata dalle relazioni tra le varie unità strutturali e dalla distribuzione delle facies. In precedenza però le coltri attualmente in posizione strutturale più elevata venivano attribuite a domini interni, per cui quelle più profonde venivano inevitabilmente considerate unità paleogeografiche esterne. Tale quadro va però parzialmente modificato sulla base dei modelli che si stanno delineando nella regione sudappenninica.

Nell'Appennino Lucano l'impilamento delle coltri ha comportato un raddoppio delle sequenze mesozoiche, che si trovano attualmente quasi a contatto diretto tra loro, determinando nel contempo lo scollamento generalizzato delle relative coperture oligomioceniche. Queste ultime sopravanzano a formare i *thrust-sheets* sovrapposti all'avanfossa, recando con sé le vecchie coltri sicilidi, che si riversano anche sul fronte della Falda di Metaponto. Le Unità Sicilidi, originariamente interne, mostrano così il massimo spostamento per trasporto orogenico.

I profili geologici schematici di Fig. 3 sono stati ottenuti dalla riduzione di profili di maggiore dettaglio, a loro volta elaborati sulla base di rilievi di superficie e, ove disponibili, di dati di sottosuolo. Ambedue sono trasversali alla catena, il profilo B è tracciato parallelamente alla costa ionica, quello A è ubicato più a nord e si estende dal Lagonegrese fino alla zona di Stigliano.

In essi si osserva il generale ricoprimento del *thrust-belt* sul substrato carbonatico apulo, costituito a sua volta dalla "Catena Apula", dall'Avanfossa Bradanica e dall'Avampaese Apulo. Nell'ambito della Catena Appenninica inoltre risulta evidente che le aree interne sono caratterizzate dalla sovrapposizione più o meno diretta delle sequenze mesocenozoiche panormidi e lagonegresi; mentre le relative coperture ed i vari depositi di *piggy-back* miocenici e pliocenici sono sopravanzati fino a costituire gran parte della coltre più recente al fronte estremo del *thrust-belt*, cioè la Falda di Metaponto.

Nella ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica particolare significato assume l'inquadramento dei paleodomini nel Terziario, o meglio ancora nel Miocene e nel Pliocene, nel periodo cioè in cui si sono avute le più profonde modificazioni orogenetiche.

Così la più recente interpretazione del ruolo geodinamico del Flysch di Albidona (Lentini et al., 1989) porta a riconoscere un bacino "pre-irpino", originatosi nel Burdigaliano, con un'area interna interessata dal raddoppio delle falde panormidi e delle sequenze lagonegresi, oltre che da una sedimentazione torbiditica essenzialmente litarenitica;

l'area esterna è invece contrassegnata dalla sedimentazione quarzosa del Flysch Numidico, proveniente da domini esterni (Carbone et al., 1987).

Dal Langhiano medio al Tortoniano tale bacino assunse la configurazione del cosiddetto Bacino Irpino (Cocco et al., 1972) attraverso un'ulteriore migrazione dei depocentri. Nel settore interno, interessato dalle coltri, si individuarono sottobacini "sospesi", entro i quali si originarono depositi di "piggy-back", come dimostra l'andamento geometrico complessivo e la distribuzione delle facies del Flysch di Gorgoglione nell'area-tipo. Qui infatti le coperture fliscioidi, pur occupando le depressioni strutturali tra le scaglie tettoniche del Flysch Numidico della zona di Stigliano-Cirigliano, mostrano degli accenni di *on-lap* sulle coltri, evidenziando così che le attuali strutture si stavano delineando già nel Miocene medio-superiore (v. prof. A di Fig. 3). Nel dominio dei "Flysch esterni" la sedimentazione quarzosa era cessata e si registrava l'evoluzione a torbiditi a composizione litarenitica ovvero, in zone distali, a composizione carbonatica. Le torbiditi carbonatiche non potevano che originarsi dal dominio apulo; quindi le aree alimentatrici sono da ricercare in sottosuolo in gran parte nella "Catena Apula" e non nel margine affiorante del plateau apulo, come verrebbe spontaneo.

Dal Tortoniano in poi il *thrust-belt* costituente la Catena Appenninica si è andato sovrapponendo al substrato carbonatico apulo, come dimostra l'età dei livelli sommitali di tale substrato, che talora raggiungono anche il Pliocene. Ciò serve anche a distinguere queste sequenze carbonatiche esterne (per es. M. Alpi) da quelle panormidi, il cui top non si estende oltre il Miocene inferiore e sulle quali generalmente non si hanno coperture plioceniche, nè tanto meno in "*paraconformity*". Le implicazioni nella ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica sono così notevolissime e i raccorciamenti crustali assumono valori estremamente più elevati.

La reinterpretazione del prof. 1 di Mostardini & Merlini (1988), nel tratto in corrispondenza di Rotondella, si è resa necessaria proprio in considerazione del fatto che il top del substrato carbonatico è riferito al Pliocene inferiore. Inoltre le coltri sicilidi sono state tutte attribuite in massa ad unità lagonegresi, la cui posizione, al di sopra del presunto "cuneo" panormide, viene spiegata con un esteso *back-thrust*. Anche se molte delle sequenze un tempo ascritte alle unità sicilidi appartengono in realtà a sequenze lagonegresi, non sembra tuttavia accettabile ritenere che tutte le facies di "argille varicolori" abbiano avuto origine in bacini esterni rispetto alle piattaforme carbonatiche panormidi.

Nel corso dei rilevamenti eseguiti nella Val d'Agri è stato possibile distinguere le facies di tipo "Flysch Rosso" appartenenti alle sequenze lagonegresi, dalle argille varicolori riconducibili al più interno Complesso Sicilide, anche laddove si trovano a diretto contatto.

Nel quadro strutturale che emerge dai profili geologici (Fig. 3), infine, si possono "bilanciare" in misura sommaria le coperture terrigene oligo-mioceniche scollate e le sequenze mesocenozoiche del bacino lagonegrese; su tale base non è possibile ammettere che i flysch esterni della Lucania, così come le sequenze molisane più a nord, appartengano ad un bacino intermedio tra la Catena Apula (=Piattaforma Apula interna o Piattaforma abruzzese-campana) e l'Avampaese Apulo. Di tale bacino non vi sarebbe trac-

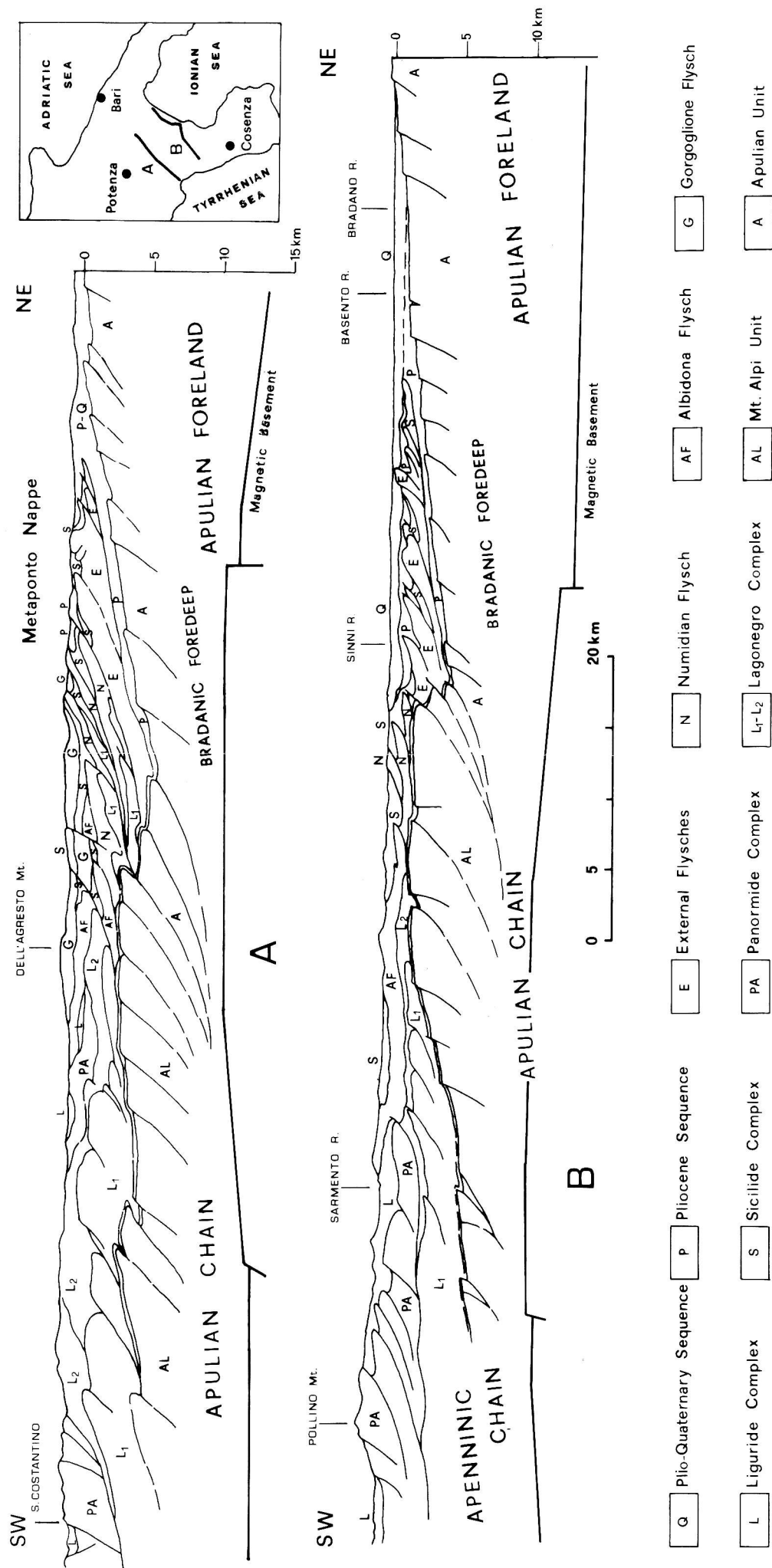


Fig. 3 - Profili geologici schematici dell'Appennino Lucano: il primo (A) si estende dalla costa tirrenica, fino ad est della dorsale di Stigliano; il secondo (B) va dal M. Pollino fino al F. Bradano (da Mostardini & Merlini, 1988, sez. geol. n. 3 e n. 1 rispettivamente, reinterpretate).

cia, anche perchè il substrato carbonatico apulo sembra continuo ai due lati dell'avanfossa con la sua copertura altomiocenico-pliocenica, che lo separa dal soprastante *thrust-belt*.

Da quanto sopra esposto emerge che una più attenta separazione di sequenze stratigrafiche, simili per caratteri litologici ma profondamente differenti per significato paleogeografico, e una corretta interpretazione dei rapporti strutturali e dei dati di sottosuolo sono alla base di una ricostruzione paleogeografica più convincente.

BIBLIOGRAFIA

- Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta S., Russo M., Scandone P., Zanettin Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco calabro-peloritano nell'Orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 17, pp. 1-60, 5 fig., 5 tab., 1 carta geol. 1:500.000, Roma.
- Boenzi F., Ciaranfi N. & Pieri P. (1968) - Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 7, pp. 379-392, 4 tav., 7 fig., Roma.
- Bonardi G. (1988) - Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione appenninica e i suoi rapporti con l'Arco Calabro. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 15-24, Sorrento.
- Bonardi G., Ciampo G. & Perrone V. (1985) - La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 104, n. 4, pp. 539-549, 5 fig., Roma.
- Bousquet J.C. (1971) - La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du nord-est de l'Appennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *Geol. Romana*, v. 10, pp. 23-51, 2 tav., 16 fig., Roma.
- Carbone S., Catalano S., Lentini F. & Monaco C. (1988a) - Sistemi deformativi ed età dei ricoprimenti nella Val d'Agri (Appennino Lucano). *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 73-79, Sorrento.
- Carbone S., Catalano S., Lentini F. & Monaco C. (1988b) - Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema Catena-Avanfossa. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 41 (in stampa), Roma.
- Carbone S. & Lentini F. (1988) - Regional geological structures in the fold and thrust system of the External Areas of Lucanian Mountain Chain (Southern Apennines). Abstract in *Amer. Ass. Petr. Geol.*, Mediterranean Basins Conference, Nice Sept. 1988, Nice.
- Carbone S., Lentini F., Sonnino M. & De Rosa R. (1987) - Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 106, n. 2, pp. 331-345, 8 fig., 1 tab., Roma.
- Carissimo L., D'Agostino O., Loddo C. & Pieri M. (1963) - Petroleum exploration by AGIP Mineraria and new geological information in Central and Southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf. *6th Petr. Int. Congr.*, sect. 1, pp. 267-292.
- Carta Geologica della Val d'Agri (in stampa) - Scala 1:50.000, F. Lentini Ed.
- Casero P., Roure F., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - Evoluzione geodinamica Neogenica dell'Appennino Meridionale. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 59-66, Sorrento.

- Casnedi R. (1964) - Rapporti tra Flysch e Pliocene nella zona Fiume Basento-Stigliano (Potenza). *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, v. 103, pp. 235-247, 3 fig., Milano.
- Catalano S. (in stampa) - Significato paleogeografico e posizione strutturale della successione mesozoica di Moliterno (Appennino Lucano). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, Catania.
- Cello G., Lentini F., Martini M., Paltrinieri W. & Tortorici L. (1988) - Structural styles in the Southern Apennines thrust system. Abstract in *Amer. Ass. Petr. Geol.*, Mediterranean Basins Conference, Nice Sept. 1988, Nice.
- Centamore E. (1969) - Contributo alla geologia della Basilicata: la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel II quadrante del Foglio 187 "Melfi". Nota preliminare *Boll. Serv. Geol. Ital.*, v. 89 (1968), pp. 23-35, 1 tav., 7 fig., Roma.
- Centamore E., Chiocchini U. & Moretti A. (1971) - Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza). *Studi Geol. Camerti*, v. 1, pp. 97-122, 4 tav., 2 fig., 2 carte, Camerino.
- Ciaranfi N. (1965) - Studi geologici e morfologici sulla regione lucana. *Studi Geol. Morf. Regione Lucana*, v. 1, pp. 1-20, Bari.
- Ciaranfi N. (1972) - Il Flysch di Gorgoglione. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 92, pp. 101-114, Roma.
- Ciaranfi N., Pieri P. & Ricchetti G. (1988) - Carta Geologica della Puglia, dal Fiume Ofanto a S. Maria di Leuca. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 112-116, 1 fig., Sorrento.
- Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Sgrosso I. & Torre M. (1972) - Les faciès sédimentaires du Bassin Irpin (Italie Méridionale). *Atti Acc. Pontaniana*, v. 21, pp. 1-13, Napoli.
- Colella A. (1979) - Medium-scale tractive bedforms and structures in Gorgoglione Flysch (Lower Miocene; Southern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 98, pp. 483-494, 7 fig., Roma.
- Colella A. & Zuffa G. G. (1988) - Significato dei megastrati carbonatici e silicoclastici della Formazione di Albidona (Miocene inferiore, Appennino Meridionale): implicazioni paleogeografiche. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. B151-152, 1 fig., Sorrento.
- Crescenti U. (1966) - Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 85, pp. 541-579, 3 fig., Roma.
- Critelli S. & Loiacono F. (1988) - Provenienza e dispersione dei sedimenti nel Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano). *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. B175-182, 5 fig., Sorrento.
- D'Alessandro A. (1982) - Processi tafonomici e distribuzione delle tracce fossili nel Flysch di Gorgoglione (Appennino Meridionale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 87, n. 3, pp. 511-560, 8 tav., 14 fig., Milano.
- D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). *Atti Conv. Acc. Naz. Lincei*: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Quad. n. 183, pp. 49-72, Roma.
- D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1975) - Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. In Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (Eds.) - Structural Model of Italy. *Quad. Ric. Scient.*, v. 90, pp. 313-327, Roma.
- 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. Ital. Paleont. Strat.*, v. 84, n. 4, pp. 947-972, 10 fig., 2 tab., Milano.
- De Rosa R. & Gallo L. (1982) - Le arenarie del Flysch di Albidona (Calabria Nord-Orientale). *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, v. 38, n. 3, pp. 1065-1073, Milano.
- Ghezzi G. & Bayliss D. D. (1964) - Uno studio del flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, v. 84 (1963), pp. 3-64, 8 tav., 10 fig., Roma.

- Ghezzi G. & Marchetti M. P. (1964) - Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del Terziario superiore della Calabria e Basilicata. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 4, pp. 3-64, Roma.
- Lentini F. (1967) - Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocara-Colobraro (Matera). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 18 (1966), pp. 181-206, 4 tav., 5 fig., Catania.
- Lentini F. (1968) - Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di Sant'Arcangelo (Potenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 19 (1967), pp. 255-344, 6 tav., 22 fig., Catania.
- Lentini F. (1969a) - Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gannano (Matera). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 20, pp. 19-79, 6 tav., 19 fig., 1 tab., Catania.
- Lentini F. (1969b) - Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici affioranti tra il F. Agri e la zona di Craco (Matera). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 7, v. 1, pp. 529-556, 2 tav., 6 fig., Catania.
- Lentini F. (1971) - La sezione plio-pleistocenica di Pisticci sul bordo appenninico della Fossa Bradanica. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 7, v. 3, pp. 109-192, Catania.
- Lentini F. (1979) - Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano). *Geol. Romana*, v. 18, pp. 215-225, 2 tav., Roma.
- Lentini F. (1980) - Carta Geologica del Bacino dell'Agri, F. 507, Pisticci. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1989) - Confronti sedimentologico-petrografici e posizione strutturale dei Flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media Val d'Agri (Appennino Lucano). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 38 (1987), pp. 259-273, 6 fig., 1 tab., Roma.
- Lentini F. & Vezzani L. (1974) - Note illustrative del Foglio 506 S. Arcangelo. V. di 46 pp., I.R.P.I., Cosenza.
- Loiacono F. (1975) - Osservazioni sulle direzioni delle paleocorrenti nel Flysch di Gorgoglione (Lucania). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 93 (1974), pp. 1127-1155, 2 tav., 20 fig., 2 tab., Roma.
- Loiacono F. (1981) - Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 100, pp. 193-211, 14 fig., Roma.
- Loiacono F. (1983) - Nuovi dati sui caratteri deposizionali del Flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino. In *Studi Geol. Geofis. Regioni pugliese lucana. Dipart. Geol. Geofis.*, v. 23, pp. 5-37, Bari.
- Mostardini F. & Merlini S. (1988) - Appennino Centro-Meridionale, sezioni geologiche e proposta di un modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 35 (1986), pp. 177-202, 10 fig., Roma.
- Mostardini F., Pieri M. & Pirini C. (1966) - Stratigrafia del Foglio 212, Montalbano Ionico. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, v. 87 (1966), pp. 57-153, 57 fig., Roma.
- Muller C., Casero P., Moretti I., Roure F. & Sage L. (1988) - Significance of the Monte Alpi in the geodynamic evolution of the Southern Apennines. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 333-335, 3 fig., Sorrento.
- Ogniben L. (1960) - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, v. 11, pp. 183-212, 7 fig., Palermo.
- Ogniben L. (1964) - Arenarie tipo Tavayannaz in Sicilia. *Geol. Romana*, v. 3, pp. 125-170, 5 fig., 8 tab., Roma.
- Ogniben L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 8, pp. 453-763, 183 fig., Pisa.
- Ortolani F. & Torre M. (1971) - Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 90, n. 2, pp. 213-248, 22 fig., Roma.

- Palmentola G. (1970) - Nuovi dati e considerazioni sulla Formazione di Serra Palazzo in Lucania. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 9, pp. 81-90, 6 fig., Pisa.
- Pavan G. & Pirini C. (1963) - Microfossili cretaci ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 4, pp. 1105-1134, Roma.
- Perrone V. & Sgrosso I. (1982) - Il bacino pre-irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, v. 4, n. 4, pp. 365-368, 1 fig., Roma.
- Pescatore T. (1978) - Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 97, n. 5-6, pp. 783-805, 11 fig., Roma.
- Pieri P. & Walsh N. (1973) - Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo nell'ambito del F. 187 "Melfi". *Boll. Soc. Natur. Napoli*, v. 82, pp. 171-190, Napoli.
- Ricchetti G. (1967) - Osservazioni sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 18 (1966), pp. 123-130, 1 tav., Catania.
- Ricchetti G. (1980) - Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 99, pp. 421-430, 1 tav., 1 fig., Roma.
- Sartoni S. & Crescenti U. (1962) - Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geol.*, s. 2, v. 29 (1960-1961), pp. 161-304, 42 tav., Bologna.
- Scandone P. (1967) - Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, v. 76, pp. 1-175, Napoli.
- Scandone P. (1972) - Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, v. 81, pp. 225-300, Napoli.
- Sella M., Turci C. & Riva A. (1988) - Petroleum geology of the "Fossa Bradanica" (Foredeep of the Southern Apennine thrust belt). *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 49-57, Sorrento.
- Selli R. (1957) - Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. Geol.*, s. 2, v. 26 (1954-55), pp. 1-54, 9 tav., 2 tab., Bologna.
- Selli R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 3, pp. 737-789, 1 tav., 1 fig., Pavia.
- Servizio Geologico d'Italia (1969) - Carta geologica d'Italia, F. 201, Matera. Scala 1:100.000, Roma.
- Sgrosso I. (1988) - Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene del M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche. *Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.*, pp. 388-391, Sorrento.
- Vezzani L. (1966a) - Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 85, pp. 767-776, 2 fig., Roma.
- Vezzani L. (1966b) - La sezione tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopìa (Potenza). *Geol. Romana*, v. 5, pp. 263-290, 1 tav., 18 fig., Roma.
- Vezzani L. (1966c) - La sezione stratigrafica di Caliandro nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri (Lucania). Pt. I. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 72, n. 1, pp. 191-229, 7 fig., 1 tab., Milano.
- Vezzani L. (1967a) - Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza). *Geol. Romana*, v. 6, pp. 87-120, 1 tav., 19 fig., Roma.
- Vezzani L. (1967b) - Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 18 (1966), pp. 207-227, 2 tav., 2 fig., Catania.
- Vezzani L. (1968a) - Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido. *Geol. Romana*, v. 7, pp. 229-275, 43 fig., Roma.
- Vezzani L. (1968b) - La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania). *Geol. Romana*, v. 8, pp. 129-176, 42 fig., Roma.
- Vezzani L. (1969) - Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s. 6, v. 20, pp. 189-222, Catania.

- Vezzani L. (1970) - Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania. *Geol. Romana*, v. 9, pp. 101-126, 13 fig., Roma.
- Wezel F. C. (1966) - La "Cenozona a *Globorotalia fohsi*" nel flysch esterno della Lucania. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 72, n. 4, pp. 1269-1296, 1 tav., 3 fig., Milano.
- Zupetta A., Russo M., Turco E. & Gallo L. (1984) - Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 103, n. 1, pp. 159-170, 3 fig., 1 tab., Roma.