

UC Merced

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography

Title

Linee generali dell'evoluzione paleogeografica dell'Italia meridionale nel quadro delle interazioni tra Africa ed Europa

Permalink

<https://escholarship.org/uc/item/00n6x672>

Journal

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography, 10(1)

ISSN

1594-7629

Authors

Dazzaro, Luigi
Palmentola, Giovanni
Rapisardi, Luigi

Publication Date

1986

DOI

10.21426/B610110210

Peer reviewed

Linee generali dell'evoluzione paleogeografica dell'Italia meridionale nel quadro delle interazioni tra Africa ed Europa*

LUIGI DAZZARO, GIOVANNI PALMENTOLA e LUIGI RAPISARDI
Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi, Bari

SUMMARY

The broad lines of evolution in Southern Italy during the various stages of African-European interaction, which started in the late Paleozoic, are described.

During the Triassic continental rifting stage, some of platforms, basins and intracontinental sebkhas were formed running parallel to the rift axis with syndepositionary basic effusive activity. In the oceanic rifting stage, due to the drift in the ESE direction during the Jurassic and the Lower Cretaceous, Africa moved relative to Europe by a leftward transcurrent movement. This movement resulted into the formation of an oceanic rift and of the European and African continental margins. Due to the stretching of the African margin, a number of structural highs and lows were formed which developed into platforms and basins.

During the Upper Cretaceous and the Eocene, when the North Atlantic Ocean opened, relative movement of Europe and Africa was reversed, and the oceanic basin was closed. Here the Europe-vergent Alpine range was built while sedimentation continued in platform and basin areas on the African Continent.

Between the Oligocene and the Middle Miocene, Africa moved towards Europe with a mild counterclockwise rotation and the African promontory was deformed by collision.

The Alpine range was thrust over the Insubric domain and as these two elements approached the Apennine basins, the arenaceous debris was produced. This was followed by a narrowing of the most inland Apennine domains and by taphrogenesis of the external domains and of the foreland.

Between the Upper Miocene and the Quaternary, there was a succession of late tectogenetic and neotectonic phases. The Tortonian tectonic phase stopped the sedimentation process in the Irpinian basin and a part of the Apennine range was built. During the Messinian, at the time of the salinity crisis, evaporitic sedimentation occurred in the outermost section of the Irpinian basin and in the inner part of the Apulian foreland. The Attic tectonic stage reopened the Mediterranean basin and this was followed by sedimentation until the latest important translations of the mesopliocenic age. During the Upper Pliocene and Quaternary, the foredeep was filled up and provided the connection between foreland and chain; this in turn was subject to compression and isostatic uplift in the external portion and to rifting in the internal perithyrrhenian belt. Concurrently with the above mentioned events, which occurred in succession since the Upper Miocene, the Thyrrhenian Sea was formed. Geological, volcanological and geophysical data indicate that this sea results from increased African-European compression in the SSE-NNW direction.

INTRODUZIONE E SCHEMA GEOLOGICO

L'Appennino è una delle catene circummediterranee formatesi per l'interazione tra l'Africa e l'Europa. L'evoluzione, prima distensiva e poi compressiva, del margine occidentale del promontorio africano (inteso nel senso di Channel et al. 1979)⁽¹⁾ ha portato alla formazione di più unità geografico-strutturali: l'avampaese, l'avanfossa, la catena appenninica e l'arco calabro-peloritano.

(*) Lavoro eseguito con i contributi M.P.I., Fondi 60% e 40%.

(1) Questi Autori intendono per Promontorio Africano o Adriatico, non solo l'area attualmente occupata dal Mare Adriatico, ma anche quella della fascia orogenica (Appennino, Alpi meridionali, Dinaridi, Ellenidi).

L'avampaese dell'Appennino meridionale è rappresentato dalle Murge e dal Gargano; quello dell'oroclineo calabro dalla piana batiale ionica, mentre quello delle maghrebidi siciliane è dato dalla piattaforma iblea.

Il tratto apulo è caratterizzato da crosta continentale di spessore normale (Moho a 32-35 Km), con coperture sedimentarie meso-cenozoiche, spesse intorno a 6000 m e costituite da evaporiti e carbonati di piattaforma; questi ultimi nel Gargano evolvono e passano lateralmente a carbonati di bacino.

Nel tratto calabro la crosta continentale, assottigliata (19 Km) nella piana batiale ionica, è probabilmente raddoppiata in corrispondenza dell'oroclineo, come sembrano indicare due discontinuità sismiche (Colombi et al., 1973). La sua copertura, per quel che si conosce, è costituita da carbonati triassico-liassici di piattaforma, ai quali succedono sedimenti più recenti con caratteri pelagici.

Nel tratto siciliano la crosta continentale, di spessore normale, presenta una copertura sedimentaria di tipo evaporitico e calcarea di piattaforma nella parte bassa (Trias-Lias), di tipo pelagico nella parte intermedia (Lias-Paleogene) e nuovamente di piattaforma in quella superiore (Miocene-Pleistocene). A vari livelli mostra intercalazioni di vulcaniti alcalino-basaltiche.

L'avanfossa si estende con continuità dall'Abruzzo alla Sicilia. Il substrato, fin sotto le parti esterne della catena e dell'arco calabro, è rappresentato da tratti dell'avampaese ribassati a gradinata, verso i quadranti occidentali, da faglie dirette. Essa è colmata da sedimenti clastici marini, spessi fino a 7000 m (Bacino di Caltanissetta), derivati dall'erosione della catena in sollevamento e intervallati da olistostromi nelle parti interne.

La catena è costituita da numerose unità stratigrafico-strutturali, in rapporti sia stratigrafici che tettonici:

- a) unità di Ariano Irpino: rappresentata da sedimenti clastici pliocenici dei bacini interni alla catena, antecedenti alla fase tetto-genetica mediopliocenica;
- b) unità di Altavilla: comprende sedimenti clastici ed evaporitici, ubicati ai margini della catena, accumulati dal Tortonian superiore al Messiniano, tra le fasi tetto-genetiche tardive;
- c) unità sannitiche, molisane, lagonegresi e del tardo-tetto-genetico bacino irpino. Derivate dai domini paleogeografici individuatisi nel Mesozoico sul bordo occidentale del promontorio africano, sono costituite da sedimenti di diversi ambienti, tutti deformati nel Tortonian;
- d) unità del bacino di Lagonegro p.p., della piattaforma campano-lucana e del bacino sicilide: costituite anche queste da sedimenti di ambienti differenti che derivano da domini paleogeografici mesozoici e cenozoici, deformati nel Langhiano.

Nell'arco calabro si distinguono:

- 1) unità riferibili alla catena appenninica (unità di S. Donato e di Verbicaro);
- 2) unità a crosta continentale, a vergenza africana di un dominio insubrico; sono formate da metamorfiti e plutoniti sialiche sia erciniche che più

- antiche, non affette da metamorfismo alpino, con coperture sedimentarie mesozoico-cenozoiche (unità di Longobucco-Longi-Taormina);
- 3) unità della catena alpina a vergenza europea, formate da elementi di crosta oceanica in basso e da unità a crosta continentale in alto; queste derivano rispettivamente dal dominio oceanico della Tetide e dal dominio austroalpino del margine del promontorio africano.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E PALEOTETTONICA

La storia dell'Appennino e del Mediterraneo attuale può essere iniziata con l'apertura dell'Atlantico meridionale: questa determinò la deriva verso ESE dell'Africa, la quale si staccò dall'Europa, con conseguente formazione di una zona oceanica tra i margini dei due continenti. Successivamente, con l'apertura dell'Atlantico settentrionale, caratterizzata da velocità di espansione maggiore rispetto a quella dell'Atlantico meridionale, l'Europa andò alla deriva più velocemente dell'Africa; pertanto il movimento relativo (trascorrenza) tra questi blocchi si invertì e determinò la chiusura oceanica della Tetide. Con la consunzione quindi della litosfera oceanica si verificò la collisione continentale. Infine, un aumento della compressione tra i due blocchi deformò la litosfera del promontorio africano dando origine al Tirreno. Tale storia, iniziata nel tardo Paleozoico, si è sviluppata fino ad oggi attraverso una serie di fasi o di stadi ai quali si deve la configurazione attuale della catena. Tali stadi sono esaminati in dettaglio per meglio comprendere l'evoluzione regionale.

1) *Stadio di rifting continentale*

Le notizie geologiche in Appennino e in Sicilia non sono sufficienti a consentire la definitiva attribuzione al Permiano dello stadio di rifting continentale. Scarse e controverse sono infatti le notizie sulla sedimentazione permiana nell'Appennino meridionale: di essa si hanno tracce in Lucania, ad Abriola (Azzaroli, 1962; Luperto, 1963 a,b; Donzelli & Crescenti, 1970; Pasini, 1982), e nella valle del Sosio, in Sicilia (Skinner & Wilde, 1966). Più precise sono le informazioni a partire dal Trias, quando l'Africa e l'Europa facevano parte di un unico continente (Pangea) sulla cui litosfera indifferenziata si succedevano ambienti marini e continentali. Le notizie di una fase di rifting continentale, durante questo periodo, sono infatti più precise e diffuse: iniziò a delinearsi una successione di piattaforme, di bacini e di sebkhas intracontinentali, paralleli all'asse del rifting. Nelle aree di maggiore tensione, quali il bacino di Lagonegro, il bacino lercaese e, in qualche caso, nell'area della piattaforma campano-lucana, si verificarono manifestazioni vulcaniche basiche sinsedimentarie, che tuttavia non sembrano indicare neoformazione di crosta oceanica (Dietrich & Scandone, 1972; Channel et al., 1979; Catalano & D'Argenio, 1982). L'asse del rifting doveva corrispondere al bacino imerese, a quello di Lagonegro e al

bacino lombardo (Channel et al., 1979; Catalano et al., 1980), cioè coincidere con i solchi nei quali la sedimentazione, dapprima carbonatica e terrigena di piattaforma, si era evoluta in quella pelagica.

2) *Stadio di rifting oceanico*

Durante il Giurassico e il Cretaceo inferiore l'Africa andò alla deriva verso ESE trascorrendo rispetto all'Europa. Ciò determinò il rifting oceanico lungo un asse più settentrionale rispetto a quello del precedente rifting continentale, cioè localizzato in aree paleogeograficamente più interne sia rispetto alla piattaforma campano-lucana (Channel *et al.*, 1979) sia rispetto al dominio austroalpino-insubrico (Scandone, 1979, 1980; Bonardi *et al.*, 1982). Il rifting oceanico portò comunque alla formazione di sistemi di faglia trasformati e allo sviluppo di due margini continentali: quello europeo e quello africano (Fig. 1). Procedendo dalle aree di oceanizzazione verso le parti più stabili del promontorio africano, in questo periodo si individuò una serie di bacini e di piattaforme: i primi in corrispondenza di aree a crosta assottigliata, le seconde su crosta di spessore normale (Pescatore, 1981). Infatti alla zona in cui avveniva la messa in posto delle ofioliti e la sedimentazione pelagica dell'unità del Frido, seguivano le aree periferiche della zolla africana, dalla cui deformazione deriveranno più tardi le unità austroalpine a crosta continentale. Nell'adiacente fascia insubrica (unità di Longobucco), durante questo stadio, la sedimentazione sul basamento prealpi-

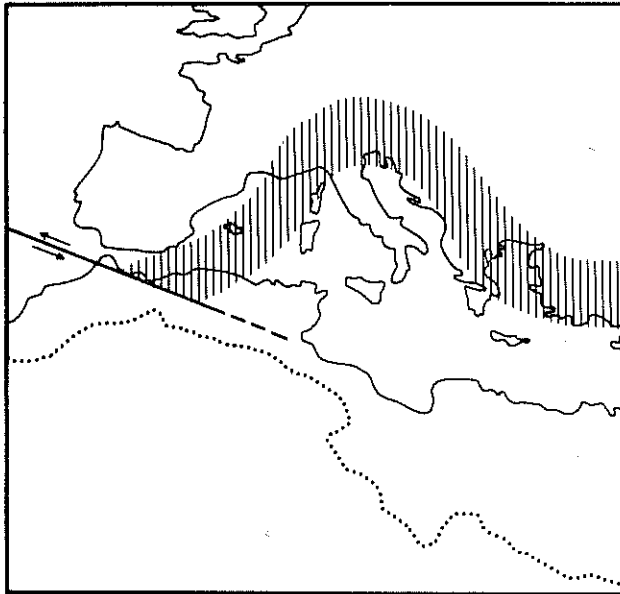


FIG. 1 - Stadio di rifting oceanico.

La fascia tratteggiata indica l'area di oceanizzazione; la linea punteggiata la posizione dell'Africa rispetto all'Europa 68 milioni di anni fa (da Biju-Duval *et al.*, 1977, modificato).

no passava da continentale (Verrucano) a carbonatica di piattaforma e successivamente a pelagica; ancora oltre si delineava già la piattaforma campano-lucana (unità del Pollino e dell'Alburno-Cervati) con le relative zone di transizione sia interna (unità di Verbicaro) che esterna (unità del M. Foraporta, unità dei M. ti della Maddalena). Seguiva quindi il bacino di Lagonegro (unità lagonegresi) il cui lato esterno confinava con la piattaforma apula. Tale bacino probabilmente era articolato da piccole piattaforme carbonatiche: quella del M. Alpi, a sud, e quella del Matese a nord; quest'ultima, inoltre, separava il bacino di Lagonegro da quello molisano (D'Argenio *et al.*, 1973). Il margine esterno della piattaforma apula era costituito dal bacino est-garganico o ionico (Funicello *et al.*, 1981).

Insomma, lo stadio di rifting oceanico era caratterizzato dalla neoformazione di crosta oceanica lungo l'asse della Tetide,⁽²⁾ e dagli stiramenti del margine continentale africano, tanto che le aree di piattaforma carbonatica si riducevano e sui margini subsidenti si estendevano le facies pelagiche. Il fenomeno avvenne in modo abbastanza regolare nelle aree più esterne, ad esempio nel bacino est-garganico, dove i termini giurassici neritici della piattaforma apula venivano coperti da quelli pelagici tipo scaglia e maiolica. La subsidenza si manifestò invece in maniera più complessa e accentuata sui bordi della piattaforma campano-lucana: per alcuni tratti il suo lato esterno, infatti, venne frammentato con conseguente formazione di piattaforme carbonatiche di minori dimensioni, quali il M. Alpi e il Matese, separate dal corpo principale mediante solchi secondari (bracci del bacino di Lagonegro); sul suo lato interno, a causa di collassi, alle facies dolomitiche giurassiche seguirono repentinamente quelle cretacee, di transizione e francamente pelagiche. È probabile, inoltre, che già sin da allora questa piattaforma incominciò a subire una certa segmentazione e che, lungo alcune linee trasversali, si crearono delle vie di comunicazione tra i bacini interni, silentino e sicilide, e quello esterno, di Lagonegro.

Nella parte finale di questo stadio le zone più interne della piattaforma carbonatica apula e di quella del Matese emersero parzialmente, come testimoniano le lacune stratigrafiche marcate da depositi bauxitici.

3) *Stadio di chiusura oceanica*

Dal Cretaceo superiore all'Eocene l'apertura dell'Atlantico settentrionale, che avvenne con velocità maggiore di quella dell'Atlantico meridionale, provocò l'inversione del movimento relativo tra Africa e Europa: questo da sinistro diventò destro (Channel *et al.*, 1979) e portò alla realizzazione dello stadio di chiusura oceanica (Fig. 2). I domini paleogeografici interni subirono modificazioni a causa dei fenomeni compressivi indotti dalla subduzione della litosfera africana; quelli esterni, corrispondenti alle parti meno deformate del promontorio africano, continuarono ad essere soggetti a dislocazioni distensive.

⁽²⁾ La neoformazione di crosta si verificava in un corridoio di dimensioni non molto ampie, come indica la presenza di coperture terrigene sulle ofioliti.

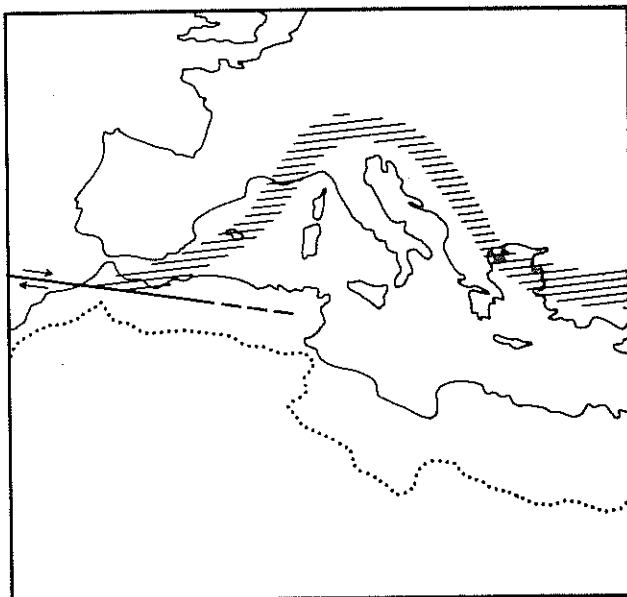


FIG. 2 - Stadio di chiusura oceanica.

La fascia tratteggiata corrisponde alla catena alpina Europa-vergente. La linea punteggiata indica la posizione dell'Africa rispetto all'Europa 44 milioni di anni fa (da Biju-Duval *et al.*, 1977, modificato).

Nelle aree precedentemente oceanizzate la subduzione determinò la costruzione della catena alpina Europa-vergente, con la messa in posto delle unità austroalpine (Polia - Copanello, Castagna e Bagni) sulle unità ofiolitiche (Malvito, Diamante-Terranova e Gimigliano) e di entrambe sull'unità del Frido.

Nel dominio insubrico la sedimentazione, da calcareo-marnosa pelagica, cambiò in terrigena torbiditica (unità di Longobucco), mentre nel confinante dominio appenninico, era pelitica e calcarea di bacino (unità silentine-liguridi). Nella parte occidentale essa si esaurì con la fase tettonica eocenica superiore-oligocenica superiore (Zuppetta *et al.*, 1984), mentre in quella orientale, dove questa non si manifestò, in eteropia con le unità silentine si sedimentò una parte delle unità silicidi (con facies pelitiche, calcaree e arenacee).

Nei bacini e nelle piattaforme rimanenti i principali cambiamenti nella paleogeografia furono rappresentati soltanto da ampliamenti delle aree di bacino e contemporanee riduzioni delle piattaforme carbonatiche, le quali, fra il Cretaceo superiore e il Paleogene, subirono periodiche emersioni seguite da lacune di sedimentazione, più estese nella piattaforma apula, meno in quella campano-lucana.

4) Stadio di collisione continentale

Dall'Oligocene al Miocene medio l'Africa si mosse verso l'Europa, con una

leggera rotazione in senso antiorario, e il margine continentale periadriatico venne deformato per collisione; la compressione Sud-Nord produsse una serie di eventi sfasati nello spazio e nel tempo.

Nel tardo Paleogene infatti la catena alpina, Europa-vergente, si accavallò sul dominio insubrico, ove l'unità di Longobucco, a sua volta, formò strutture embricate Africa-vergenti. L'insieme di questi elementi alpini, traslando, si avvicinò ai bacini silentino e sicilide e li rifornì del detrito arenaceo del quale son costituite le parti alte delle loro successioni sedimentarie. La parte alta delle successioni sicilidi, in particolare, presenta anche arenarie a composizione andesitica: ciò indica la presenza nelle vicinanze di manifestazioni vulcaniche legate a fenomeni di subduzione (Wezel e Ryan, 1971; Scandone, 1979).

Nel Miocene inferiore, poi si verificò l'accavallamento della catena alpina sui domini appenninici più interni, e quindi la tetto-genesi di alcune unità appenniniche (Fig. 3). In particolare, con la fase tetto-genetica langhiana si realizzarono le seguenti sovrapposizioni:

- a) accavallamento delle facies occidentali del bacino lagonegrese su quelle centrali;
- b) sovrapposizione delle unità derivanti dalla dislocazione della piattaforma campano-lucana su quelle lagonegresi;
- c) accavallamento delle unità silentine (o liguridi) e di quelle sicilidi sui terreni della piattaforma campano-lucana e sulle unità lagonegresi.

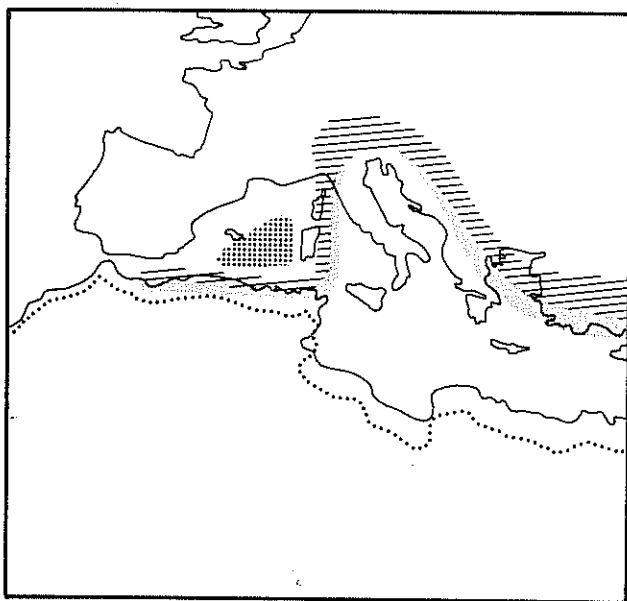


FIG. 3 - Stadio di collisione continentale.

La fascia tratteggiata indica la catena alpina Europa-vergente; quella in puntinato minuto corrisponde alle zone di deformazione neogenica lungo il margine settentrionale del promontorio africano; il puntinato grosso indica il bacino ligure-balearico, mentre la posizione dell'Africa rispetto all'Europa è data dalla linea punteggiata (da Biju-Duval *et al.*, 1977, modificato).

Gli eventi tettonici fin qui considerati, probabilmente legati ad un raddoppiamento crostale (Colombi *et al.*, 1973; Pescatore, 1981), produssero un quadro paleogeografico nuovo il cui elemento di spicco consisteva nell'individuazione del bacino irpino; sede di sedimentazione tardorogena (Funicello *et al.*, 1981), esso era caratterizzato dal margine esterno soggetto a tafrogenesi e da quello interno in compressione ove avveniva l'accavallamento di elementi della catena alpina su unità tettogenetiche derivate dalla deformazione dei domini appenninici.

Un secondo elemento nuovo era rappresentato dal ruolo di avampaese che cominciò ad assumere la piattaforma apula; essa infatti emerse in buona parte e fu interessata da trasgressioni solo nelle aree periferiche.

Un terzo ed ultimo fatto nuovo fu l'individuazione del bacino ligure-balearico nel Mediterraneo occidentale; esso suggerisce una fase di rifting nell'Oligocene superiore, alla quale seguì nel Miocene inferiore il drifting del blocco sardocorso e la messa in posto dei basalti tholeitici e alcalini del fondo del bacino (Fig. 3).

5) *Stadio di tettogenesi tardiva e fasi neotettoniche*

Alla sedimentazione nei domini appenninici, già raccorciati, seguì la tettogenesi tardiva e, durante il sollevamento della catena appenninico-maghrebide e dell'arco calabro, il riempimento dell'avanfossa. Contemporaneamente, ad opera di processi geotettonici complessi, ed ancora non del tutto chiari, nel quadro generale della compressione tra i blocchi africano ed europeo si formò il Tirreno (Fig. 4). In particolare, la sedimentazione terrigena nel bacino irpino venne interrotta dalla fase tettogenetica tortoniana la quale determinò l'emersione della catena. La parte più esterna del bacino irpino e la porzione interna dell'avampaese apulo, in subsidenza, nel Miocene superiore divennero sede di sedimentazione evaporitica; quest'ultima era legata alla crisi di salinità che interessò il Mediterraneo in conseguenza della chiusura tettonica di Gibilterra, iniziata nel Tortoniano e completata nel Messiniano dall'abbassamento del livello del mare connesso con la glaciazione antartica.

La fase tettonica antica riaprì poi il Mediterraneo e consentì nel Pliocene inferiore-medio il colmamento della parte più interna dell'avanfossa, individuata nella zona di contatto fra il fronte delle unità appenniniche sovrascorse e l'avampaese. Parti di questa sono riconoscibili ad es. nella Fossa bradanica e nei cosiddetti bacini pliocenici interni dell'Appennino. Nel Pliocene medio si verificò l'ultima importante traslazione del fronte della catena: questa si accavallò ulteriormente sull'avampaese sovrascorrendo sui depositi dell'avanfossa; l'oroclineo calabro oltre a traslare si arcuò divaricando la parte esterna, orientale, delle sue linee tettoniche trasversali.

Nel Pliocene superiore e nel Quaternario la catena, che aveva ormai un aspetto assai prossimo all'attuale, fu soggetta a compressione e a sollevamento isostatico nella fascia esterna e a «rifting» più o meno accentuato in quella

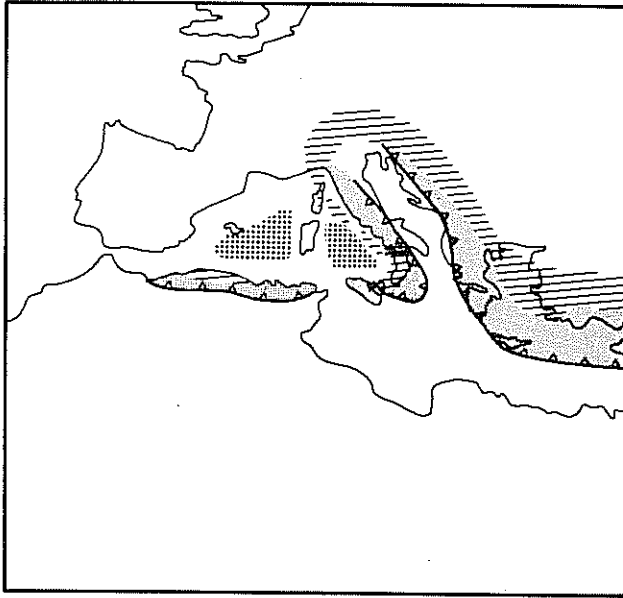


FIG. 4 - Stadio di tetto-genesi tardiva.

La fascia a tratteggio corrisponde alla catena alpina; il puntinato fine, alle catene neogeniche. Col puntinato grosso sono indicati il bacino ligure-balearico e quello tirrenico, mentre, la linea con i piccoli triangoli dà la posizione del fronte dei sovrascorrimenti (da Mantovani *et al.*, 1985, modificato).

peritirrenica. L'avanfossa, il cui asse nel frattempo era migrato verso nord-est, si colmò e si sollevò costituendo il collegamento tra la catena e l'avampaese.

Contemporaneamente agli eventi di tipo prevalentemente compressivo fin qui elencati, alle spalle della catena si formò il Tirreno, caratterizzato da strutture di tipo tensile e trascorrente, e sulla cui origine sono state formulate numerose ipotesi. Le principali sono:

- a) oceanizzazione e sprofondamento di una zona continentale stabile (Van Bemmelen, 1969; Morelli, 1970; Selli e Fabbri, 1971);
- b) apertura di un bacino marginale di retroarco, legata alla subduzione della litosfera africana, di cui un residuo si trova nella parte sud-orientale in corrispondenza dei fuochi dei terremoti intermedi e profondi (Boccaletti e Guazzone, 1972; Barden *et al.*, 1973);
- c) frammentazione e dispersione di microplacche (Alvarez *et al.*, 1974);
- d) formazione di strutture tensionali di secondo ordine, coerenti con il sistema di spinte principale S-N, in un mezzo plastico-rigido anisotropo; la forma triangolare è dovuta a trascorrenze lungo linee NE-SW e E-W che hanno determinato la rotazione antioraria del margine orientale (Boccaletti e Dainelli, 1982);
- e) formazione di una trascorrente sinistra a E del blocco sardo-corso e rotazione antioraria della catena appenninica; in questo modello la zona di

Benioff del Tirreno meridionale è un residuo di litosfera africana subdotta durante la collisione con l'Europa (Scandone, 1979; Calcagnile *et al.*, 1981).

La prima ipotesi non spiega sufficientemente la contemporaneità del magmatismo tholeitico della piana batiale, di quello anatettico della Toscana e di quello calc-alcinalo delle Isole Eolie. Essa inoltre non fornisce spiegazioni sugli ipocentri dei terremoti intermedi e profondi, nonché sulla presenza di frammenti della catena alpina sui lati opposti del bacino (Corsica e Calabria).

La seconda ipotesi non tiene in considerazione le dimensioni molto limitate del Tirreno rispetto a quelle degli archi del Pacifico. Il magmatismo calc-alcinalo è sfasato nel tempo rispetto alla migrazione dell'arco. Non sono spiegati inoltre gli altri tipi di magmatismo.

Le maggiori obiezioni alla terza ipotesi derivano dai tempi occorrenti per una tale evoluzione cinematica.

Le ultime due ipotesi sono in accordo col campo di forze compressive, esercitate in direzione S-N e SSE-NNW dall'Africa e dall'Europa. Le strutture distensive e trascorrenti ad andamento NS, NW-SE e EW, sono infatti dirette parallelamente ai margini del Tirreno e dei bacini peritirrenici. Il modello di Scandone (1979) e di Calcagnile *et al.*, (1981) inoltre è coerente anche con i seguenti dati geologici, vulcanologici e geofisici:

- 1) Frammenti della catena alpina Europa-vergente, che si trovano sui lati opposti del Tirreno (Calabria e Sardegna), testimoniano l'oceanizzazione, a partire dal Miocene medio, di un'area di sutura lungo una fascia situata ad Est del blocco sardo-corso e diretta NS. Elementi sialici costituiti da graniti e da metamorfiti, ercinici e/o alpini, affini a quelli dei margini della Sardegna e della Calabria, sono stati individuati inoltre anche nella piana batiale. In Calabria ed in Sicilia sono presenti elementi insubrici Africa-vergenti, tettonizzati nel Paleogene. Per quanto concerne l'età di apertura del Tirreno va ricordato che la presenza delle evaporiti nella sua parte occidentale, consente di riferire il fenomeno a tempi precedenti il Messiniano; nel settore sud-orientale, dove mancano le evaporiti, l'apertura è databile al Pliocene.
- 2) La presenza di magmatismi diversi nel Tirreno e lungo la catena appenninica può essere spiegata con l'assottigliamento crostale, via via crescente dalle zone settentrionali a quelle meridionali, causato dalla rotazione antioraria della catena stessa. In Toscana infatti si ha un magmatismo di tipo anatettico in zone di lieve assottigliamento crostale; lungo il margine interno appenninico, dal M. Amiata al M. Vulture, il vulcanismo è di tipo potassico; nelle parti meridionali del Tirreno, ove sono noti i principali seamounts della piana batiale, il vulcanismo è di tipo tholeitico e indica zone di lacerazione crostale. I complessi vulcanici di natura calc-alcinala delle Isole Eolie, all'estremità sud-orientale del Tirreno, sarebbero da collegare ad un residuo della piastra africana subdotta durante la collisione paleogenica.

- 3) Gli spessori crostali (Finetti e Morelli, 1973) procedendo verso la parte sud-orientale diminuiscono riducendosi a 10 km circa. Qui a causa della risalita del mantello astenosferico più denso e caldo si hanno i valori massimi della anomalie di Bouguer (260 mG/sec; Morelli, 1970) e del flusso di calore (2,83 H.F.U.; Loddo e Mongelli, 1974). La distribuzione dei terremoti intermedi e profondi indica la presenza nel Tirreno sud-orientale di una zona di Benioff, limitata da linee trascorrenti destre a Sud e sinistre a Nord, deformata (Calcagnile *et al.*, 1981; Gasparini *et al.*, 1982), con concavità rivolta verso NW e inclinazione decrescente fino oltre 480 km di profondità.

BIBLIOGRAFIA

- [1] ALVAREZ W., COCOZZA T. e WEZEL F.C., (1974) - *Fragmentation of the alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248** 5446, 309-314.
- [2] 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-magbriide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- [3] ARTYUSHKOV E.U., BOSCHI E. e ZERBINI S., (1983) - *On the mechanism of formation of the Tyrrhenian Sea*. Paëgeoph., **121**, 39-62.
- [4] AZZAROLI A., (1962) - *Affioramenti di calcare permiano presso Potenza*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 85-86.
- [5] BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. e LE PICHON X., (1977) - *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system*. In: BIJU-DUVAL B. e MONTADERT L. (editori), *Int. Symp. Structural History of the Mediterranean Basins*. Split, Edit. Technip, Paris, 143-164.
- [6] BOCCALETTI M. e GUAZZONE G., (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Mar Tirreno nel quadro della tettonica di bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **2**, 201-216.
- [7] BOCCALETTI M. e DAINELLI P., (1982) - *Il sistema regmatico neogenico-quadernario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 465-482.
- [8] BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E., e ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semiquantitative palynostatic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 259-274.
- [9] CALCAGNILE G., FABBRI A., FARSI F., GALLIGNANI P., GASPARINI C., IANNACCONE G., MANTOVANI E., PANZA G.F., SARTORI R., SCANDONE P. e SCARPA R. (1981) - *Structure and evolution of the Tyrrhenian Basin*. Rapp. Comm. int. Mer. Medit., **27**, 8.
- [10] CATALANO R., CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B., NAPOLEONE G., (1976) - *Mesozoic paleogeography of the Southern Apennines and Sicily. Problems of paleotectonics and paleomagnetism*. Mem. Soc. Geol. It., **15**, 95-118.
- [11] CATALANO R., D'ARGENIO B. e PESCATORE T., (1980) - *Introduction à la géologie générale d'Italie et guide à l'excursion 122 A. XXVI Congr. Geol. Int., Parigi*, 39-42.
- [12] CATALANO R. e D'ARGENIO B., (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In «Guida alla geologia della Sicilia occidentale». Soc. Geol. It., 9-36.
- [13] CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. e HORVATH F., (1979) - *Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Paleogeography*. Earth. Sc. Rev. **15**, 213-292.
- [14] CIARANFI N., GUIDA M., IACCARINO G., PESCATORE T., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I., TORRE M., TORTORICI L., TURCO E., SCARPA R., CUSCITO M., GUERRA I., IANNACCONE G., PANZA G.F., SCANDONE P., (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 201-222.
- [15] COLOMBI B., GIESE P., LUONGO G., MORELLI C., RIUSCETTI M., SCARASCIA S., SCHOTTE K.G., STROWALD J. e DE VISINTINI G., (1973) - *Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Salerno-Palermo-Pantelleria (1971)*. Boll. Geof. Teor e Appl., **15**, 225-254.

- [16] D'ARGENIO B., PESCATORE T. e SCANDONE P., (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. «Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino», Acc. Naz. Lincei, quad. n. 183, 48-81.
- [17] DAZZARO L. e RAPISARDI L., (1984) - *Nuovi dati stratigrafici tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.
- [18] DIETRICH D. e SCANDONE P., (1972) - *The position of the Basic and Ultrabasic Rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines*. Atti Acc. Pont., n.s., 21.
- [19] DONZELLI G. e CRESCENTI U., (1970) - *Segnalazione di una microfaccies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella formazione di M. Facito (Lucania occidentale)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **79**, 13-19.
- [20] FINETTI I. e MORELLI C., (1973) - *Geophysical exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **15**, 60, 263-344.
- [21] FUNICIELLO R., PAROTTO M. e PRATURILON A., (1981) - *Carta tettonica d'Italia*, C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. n. 269.
- [22] GASPARINI C., IANACCONE G., SCANDONE P. e SCARPA R., (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **84**, 267-286.
- [23] LODDO M. e MONGELLI F., (1974) - *Tentativo di una mappa del flusso geotermico in Italia*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 2, 83-87.
- [24] LUPERTO E., (1963) - *Nuovo genere di Foraminifero nel Permiano di Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Paleont. It., **2**, 83-88.
- [25] LUPERTO E., (1965a) - *Foraminiferi del Calcere di Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Paleont. It., **4**, 161-207.
- [26] LUPERTO E., (1965b) - *Sezioni di forme nodosarioidi permiane del «Calcere di Abriola» (Prov. Potenza), Appennino meridionale*. Boll. Soc. Paleont. It., **4**, 208-215.
- [27] MANTOVANI E., BARBUCCI D. e FARSI F., (1985) - *Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems*. Boll. Geof. Teor. Appl., **27**, 67-90.
- [28] MORELLI C., (1970) - *Physiography, gravity and magnetism of Tyrrhenian sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **12**, 48, 275-309.
- [29] ORTOLOLANI F., (1978) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 609-616.
- [30] PALMENTOLA G. e ACQUAFREDDA P., (1984) - *Qualche dato per la storia geologica recente dell'Appennino meridionale nei dintorni di Potenza*. Atti della Conf. Int. Zone Sismiche dell'Area Mediter., Matera 16-18 Novembre 1981.
- [31] PASINI M., (1982) - *Fusulinidi permiani nel Trias medio dell'Appennino meridionale (Formazione di M. Facito)*, Mem. Soc. Geol. It., **24**, 169-182.
- [32] PESCATORE T., (1981) - *Lineamenti strutturali dell'Appennino Campano-Lucano*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 49-54.
- [33] SCANDONE P., (1979) - *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- [34] SCANDONE P., (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sciences, **3**, 172-180.
- [35] SELLI R. e FABBRI A., (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep sea*. Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. Accad. Lincei, **50**, 5, 104-116.
- [36] SKINNER J.W. e WILDE G.L., (1966) - *Permian Fusulinids from Sicily*. Univ. Kansas Pal. Contr., **8**, 1-16.
- [37] VAN BEMMELLEN R.W., (1972) - *Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian Tectase)*. Geol. en. Mijnb., **51**, 548-573.
- [38] WEZEL F.C. e RYAN W.B.C., (1971) - *Flysch, margini continentali e zolle litosferiche*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 249-270.
- [39] WEZEL F.C., (1984) - *The Tyrrhenian sea: a rifted Krikogenic-swell Basin*. Mem. Soc. Geol. It., XXIV (1982), 531-568.
- [40] ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. e GALLO L., (1984) - *Età e Significato della Formazione di Albidona in Appennino Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 159-170.