

**GEODINAMICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE E SUE RIPERCUSSIONI
NELLA EVOLUZIONE TETTONICA MIOCENICA(***)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 523
ABSTRACT	" 523
INTRODUZIONE	" 524
DATI GEOFISICI	" 525
<i>Dati gravimetrici, aeromagnetici e del flusso di calore</i>	" 525
<i>Dati di sismica attiva e passiva</i>	" 526
<i>Conseguenze geologiche dei dati geofisici</i>	" 528
LE FASI COMPRESSIVE MIOCENICHE ED I RELATIVI BACINI DI AVANFOSSA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	" 529
<i>Il bacino di avanfossa del Macigno</i>	" 529
<i>Il bacino di avanfossa della Marnoso-arenacea</i>	" 530
<i>I bacini di avanfossa Messiniano-Pliocenici</i>	" 530
I BACINI ESTENSIONALI PERI-TIRRENICI E INTRA-APPENNINICI	" 532
CONTRIBUTO PER UNA POSSIBILE SPIEGAZIONE	" 532
<i>Sprofondamento della crosta inferiore e sua conversione in eclogite</i>	" 532
<i>Prove a favore del modello lower-crust sinking</i>	" 533
GENERALIZZAZIONI ED APPLICAZIONI	" 534
BIBLIOGRAFIA	" 534

RIASSUNTO

Partendo da dati geofisici recentemente acquisiti o rielaborati viene presentato uno schema della situazione geodinamica attuale della parte settentrionale del sistema Tirreno - Appennino da cui emerge che settori adiacenti di esso sono nello stesso tempo in compressione e distensione e che sulla verticale del settore centrale, appenninico, si ha distensione nei livelli crostali elevati e compressione nella litosfera sottostante. Applicando questo modello viene rivisitata la evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale dall'Oligocene superiore al Pliocene analizzando i tre principali bacini di avanfossa del *Macigno*, della *Marnoso-arenacea* e del Pliocene marchigiano - adriatico.

Recentemente si sono resi disponibili numerosi dati geofisici che fanno luce sulla geometria e sulla cinematica della crosta inferiore e sul mantello superiore al di sotto dell'Appennino settentrionale. Questi dati confermano l'ipotesi che la simultanea compressione e distensione in zone adiacenti implichi il *rollback* e lo sprofondamento nel mantello di alcune parti della litosfera continentale. La tomografia sismica del mantello sottostante rivela la presenza di corpi che ben si inquadrano in uno *slab* litosferico sprofondato.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia.

(**)Department of Geology and Geophysics - University of California, Berkeley, U.S.A. e Osservatorio Geologico di Coldigioco - Frontale (MC), Italia.

(***)Contributo fondi MURST 40% 1994 e CNR 1995 (responsabile G. PIALLI).

In questo lavoro viene ipotizzato che la subduzione della crosta continentale durante la collisione tra l'Adria e la catena alpina già formata, ha depresso la crosta continentale inferiore di qualche decina di chilometri fino alla profondità in cui le rocce mafiche che la compongono sono state sottoposte ad un cambiamento di fase in eclogite. Questo materiale denso è affondato, guidando la placca superiore in direzione del *rollback* della placca inferiore. Lo sprofondamento della crosta continentale resa più densa ed eclogitizzata, spiega numerose strutture dell'Appennino settentrionale, e può fornire una spiegazione generale per le catene orogeniche come le Montagne Rocciose e le Alpi, che hanno continuato a deformarsi a lungo dopo l'inizio della collisione continente - continente.

ABSTRACT

Starting from recently acquired or revised geophysical data in the fields of gravimetry, aeromagnetism, heat flow, seismic refraction profiling and seismic tomography a geodynamic scenario of the northern Apennines - northern Tyrrhenian Sea system is presented which shows, in a transect from Corsica basin to Northern Adriatic Sea, the following structural provinces: i) a western extended area, including inner Tuscany and Tyrrhenian Sea, characterized by an asthenospheric uplift, where extensional processes dominate; ii) a central complex area, from pre-Appennines to foothills, where extensional or transtensional processes occurring at upper crustal levels, are piloted by compressive stresses documented at depth by earthquakes aligned in a west-dipping plane iii) a stable central-adriatic foreland. This a *scenario* confirms the simultaneity of compression and extension in adjacent sectors of the thrust and fold belt. A reappraisal of the Miocene tectonic evolution of northern Apennines is outlined transferring the present geodynamic model to that period.

Following several previous Apennine researchers it is suggested that the simultaneous compression and extension in adjacent sectors of the same belt implies rollback and sinking into the mantle of some part of continental lithosphere. Seismic tomography of the underlying upper mantle reveals bodies which may be the sunken lithosphere. Here it is suggested that the subduction of continental crust, during collision between Adria and the already formed alpine chain, depressed lower continental crust a few tens of kilometers, to a depth where its mafic rocks could undergo a phase change to eclogite. This dense material sank, drawing the overlying plate in the direction of the lower-plate rollback. Sinking of densified, eclogitic lower continental crust explains many features of the northern Apennines, and may offer a general explanation for orogenic belts, such as the Canadian Rockies and the Alps, which have continued to deform long after the initiating continent - continent collision ended.

PAROLE CHIAVE: Geologia strutturale, Geodinamica, Catena a pieghe e sovraccorrimenti.

KEY WORDS: Structural geology, Geodynamic, Fold and thrust belt.

INTRODUZIONE

Il sistema Alpi - Appennino si è sviluppato nel vasto contesto della collisione tra i fronti irregolari dell'Africa e l'Europa, un progressivo processo polifasico di sutura che è iniziato nel Cretaceo. Le Alpi si sono sviluppate, iniziando dal Cretaceo medio, come la diretta conseguenza di questo processo di sutura e mostrano una pila tettonica costituita, dal basso verso l'alto, da: (1) crosta continentale europea, basamenti e coperture sedimentarie inclusi, (2) resti di crosta oceanica e delle relative coperture sedimentarie e di frammenti di microcontinenti della Tetide, (3) crosta continentale adriatica e la sua copertura, che rappresenta il *leading edge* dell'Africa. Viene generalmente accettato dai geologi Alpini che questo edificio è il risultato della subduzione della crosta oceanica ligure-piemontese al di sotto della placca africana lungo uno o più piani immergenti verso sud e sudest.

La storia dell'Appennino settentrionale (AS) (Fig. 1) si sovrappone parzialmente a quella delle Alpi centrali ed occidentali ed ha forti somiglianze con l'evoluzione delle Alpi meridionali (ALVAREZ, 1991). Dopo la fase Ligure dell'Eocene inferiore-medio, che corrisponde alle deformazioni mesoalpine della Corsica e delle Alpi occidentali, la catena dell'AS si è sviluppata dall'Oligocene superiore - Miocene inferiore quando il fronte della Placca africana è entrato in collisione con la Catena alpina già formata, agendo come un cuneo e causando il suo *backthrusting* sopra il margine continentale adriatico. Questo incuneamento è avvenuto come risposta obduttiva ad una nuova subduzione, che avveniva ora lungo un piano immergente ad ovest, nordovest (come indicato dal vulcanismo calcocalino nella Sardegna occidentale e nella Francia meridionale), contemporaneamente

alla rotazione del blocco sardo-corso. Così l'edificio tettonico dell'AS è costituito da (1) unità alpine poste in posizione più elevata (*Schistes lustrés* e falde cristalline), (2) crosta oceanica e relativa copertura sedimentaria pelagica (*Liguridi s.l.*) al centro, (3) crosta continentale africana con il suo basamento e la sua copertura (unità toscane e umbro-marchigiane) alla base.

Durante il Miocene ed il Pliocene l'orogenesi dell'AS si è propagata verso l'avampaese adriatico, generando bacini di avanfossa che sono stati progressivamente incorporati nell'edificio tettonico. Il Mare Adriatico attuale è l'espressione di un'avanfossa in attività in questo momento.

Uno dei problemi principali dell'AS è dovuto al fatto che questa catena a pieghe e sovrascorrimenti sta ancora avanzando attivamente verso il Mare Adriatico, ma da tempo non viene spinta a tergo dalla microplacca sardo-corsa. La zona più avanzata della compressione attualmente corre lungo l'*offshore* adriatico, mentre la distensione caratterizza tutte le regioni tra il Mar Tirreno e lo spartiacque appenninico. Questo sistema accoppiato di compressione e distensione sembra essere attivo dal Miocene medio (o Miocene inferiore, con inizio nel Bacino della Corsica, secondo CARMIGNANI *et alii*, 1994) fino ad oggi, ed è difficile comprendere come una catena a pieghe e sovrascorrimenti si sia potuta formare mentre fenomeni distensivi si verificavano proprio alle sue spalle.

In questo lavoro vengono discussi i dati geologici e geofisici già esistenti unitamente a quelli di nuova acquisizione per l'AS; viene formulato un modello geodinamico in base al quale viene rivisitata la storia geologica; viene infine proposto un comportamento della crosta profonda e del mantello che tiene conto della peculiare contemporaneità della distensione e della compressione.

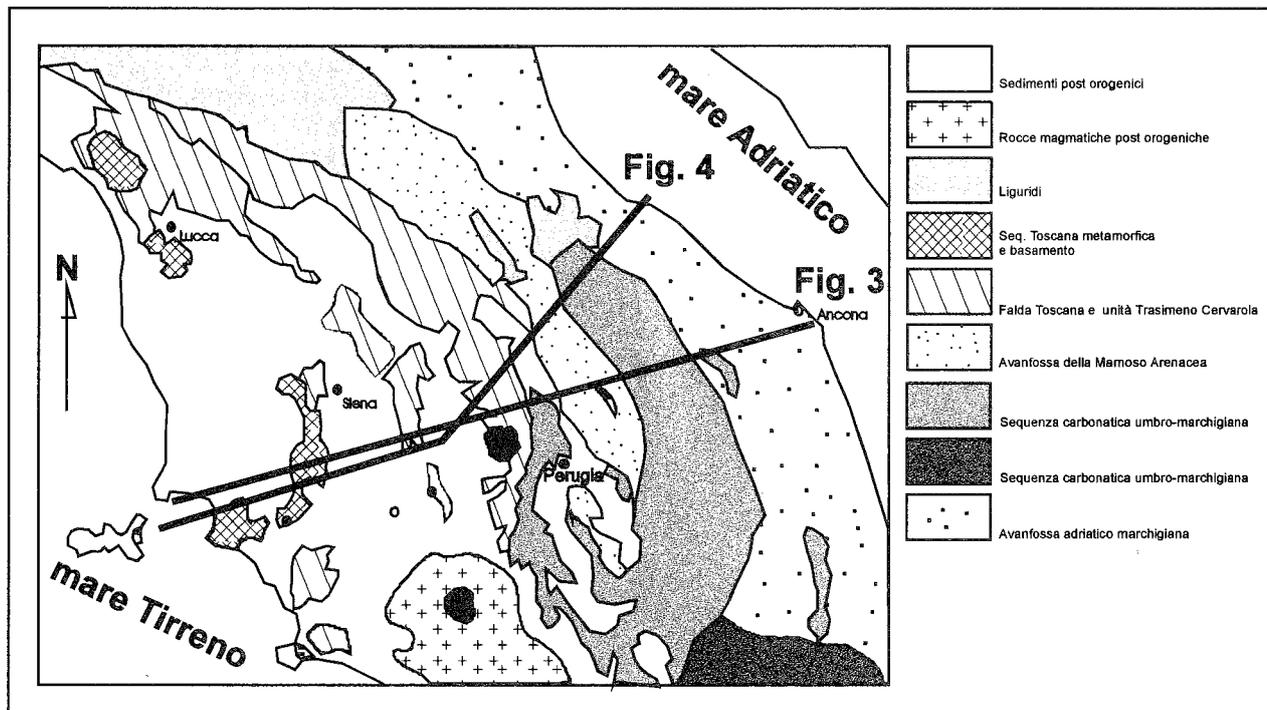


Fig. 1 - Carta geologica semplificata dell'Appennino settentrionale con le principali unità tettoniche e i loro sovrascorrimenti frontali. Sono inoltre rappresentate le tracce delle sezioni riportate in figura 3 e figura 4.

DATI GEOFISICI

Dati gravimetrici, aeromagnetici e del flusso di calore

Le anomalie gravimetriche all'aria libera e quelle di Bouguer mostrano valori positivi, sebbene non distribuiti in maniera uniforme, su tutto il Mar Tirreno settentrionale (MTS) e la Toscana occidentale, mentre la Valpadana ed la fascia pedemontana appenninica mostrano valori fortemente negativi. Più ad est, nell'Adriatico centrale e settentrionale, i valori tendono ad aumentare ed a diventare nuovamente positivi. La transizione tra i valori occidentali, positivi e quelli negativi orientali avviene in una stretta fascia, comprendente l'isoanomala zero, dove la diminuzione è maggiore di 100 mgal. Questa fascia ha una forma arcuata con convessità rivolta verso est, e corre approssimativamente parallela alla Catena appenninica. Meno repentino è il passaggio ai valori positivi del Mare Adriatico da quelli negativi della fascia pedemontana appenninica.

Una recente interpretazione dei dati gravimetrici (CASSINIS *et alii*, 1991), integrata con altri dati geofisici e geologici, attribuisce i valori positivi del MTS e della Toscana ad una risalita astenosferica, iniziata dal Miocene medio, che ha stirato la litosfera, in particolare la crosta inferiore, e probabilmente ha portato alla formazione di una nuova Moho. Questi autori interpretano la fascia di transizione tra le anomalie positive toscano-tirreniche e quelle negative pedeappenniniche come l'espressione di un raddoppio crostale a scala regionale causato dagli stress compressivi nel Miocene superiore - Pliocene.

La mappa delle anomalie magnetiche (AGIP, 1983) mostra forti valori positivi su tutto il MTS, con una anomalia allungata ed intensa (circa 200 nT) in corrispondenza della dorsale Gorgona - Pianosa, così come valori positivi nell'*offshore* dell'Adriatico settentrionale. Tra le due aree il campo magnetico ha un andamento in lieve pendenza, con valori che crescono gradualmente da 40 nT, in corrispondenza della costa toscana, a 80 nT nell'Adriatico. Una valutazione di questi dati (CASSANO, 1991; BARTOLE *et alii*, 1991) integrata da linee sismiche e da dragaggi nel Mar Tirreno, evidenzia la corrispondenza del picco positivo della dorsale Gorgona - Pianosa con le unità alpine degli *Schistes lustrés* e permette di interpretare tali anomalie positive come l'unità tettonica superiore dell'edificio appenninico.

I dati magnetici distinguono inoltre (CASSANO, 1991) il basamento della regione marchigiano-adriatica (susceptività magnetica media) da quello della Toscana - Umbria (susceptività magnetica bassa) e suggerisce che entrambi sono stati coinvolti durante le fasi compressive.

La mappa del flusso di calore (Fig. 2a) osservato nell'AS e nel MTS (MONGELLI & ZITO, 1991) mostra punte con valori anomalmente alti (concentrati nei campi geotermici di Larderello, Monte Amiata, Alfina ed altri centri della Provincia Magmatica Romana all-

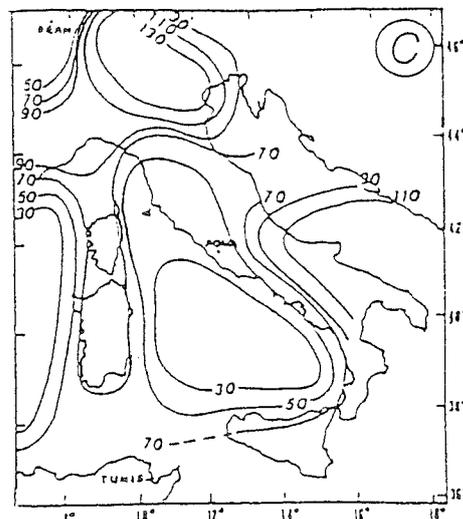
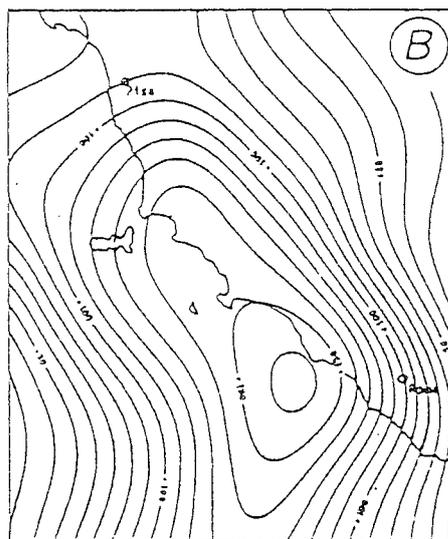
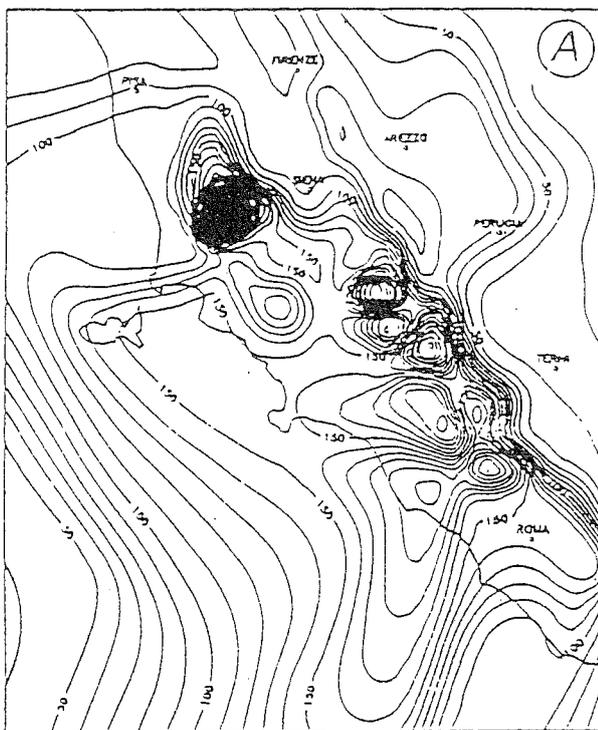


Fig. 2 - (a) Carta del flusso di calore dell'Italia centro-occidentale (i valori sono in mW/m^2), (b) carta del flusso di calore nella regione toscana filtrata con lunghezza d'onda di 150 Km (i valori sono in mW/m^2) da MONGELLI & ZITO, 1991, (c) carta dello spessore della litosfera nell'area Tirrenica (CALCAGNILE & PANZA, 1980).

neati circa in direzione appenninica e compresi all'interno della isolinea di 100 mW/m² che abbraccia tutta la parte orientale del Mar Tirreno settentrionale, la maggior parte della Toscana e la parte nordoccidentale del Lazio. Il campo regionale del flusso di calore, derivato dalla mappa, presenta un andamento più omogeneo e mostra un *plateau* di valori alti (più di 90 mW/m²), centrato nell'area del Tirreno e allungato NW-SE, con un fianco ripido nel bordo nord-orientale ed un fianco più dolce nel lato opposto (Fig. 2b). Si suppone che la maggior parte di questo flusso di calore sia di origine astenosferica e che esso derivi dalla sua risalita e dal conseguente stiramento litosferico avvenuto a partire da circa 6 Ma e caratterizzato da un fattore β di circa 3 (MONGELLI & ZITO, 1991). Non è chiaro come l'estensione sia ripartita tra la crosta ed il resto della litosfera. Dati geologici recenti sulle aree attorno alla parte occidentale del Tirreno settentrionale (BARTOLE *et alii*, 1991) mostrano però che la distensione è iniziata prima di 6 Ma, nel Burdigaliano superiore - Langhiano (circa 15 Ma); in queste condizioni le misurazioni attuali del flusso di calore corrispondono ad un valore del fattore β dell'estensione litosferica pari a 4, valore che sembra poco realistico.

E' importante sottolineare che i limiti del *plateau* di alti valori del flusso di calore nell'AS e nel MTS ricadono in buona parte quelli delle aree in cui gli spessori litosferici della placca apula (Fig. 2c) sono ridotti (CALCAGNILE & PANZA, 1980). Inoltre il margine ripido del *plateau* con alti valori del flusso di calore corre all'incirca parallelamente, e quasi a 70 km alle spalle, della ripida scarpata del gradiente gravimetrico che separa le regioni con anomalie positive e negative.

Dati di sismica attiva e passiva

L'Appennino settentrionale è stato intensamente esplorato da profili di sismica a rifrazione profonda (DSS) nel 1974 e nel 1978 (LETZ *et alii*, 1977; WIGGER, 1984). Una recente completa revisione dei dati del 1978 e di una parte di quelli del 1974, basata sulla conversione dei dati da analogici a digitali, (PONZIANI *et alii*, 1994), mostra (Fig. 3c) che la crosta dell'AS è formata partendo dalla Moho verso l'alto, da due coppie di strati in cui ogni coppia rappresenta una inversione di velocità. La coppia inferiore presenta alla base uno strato a bassa velocità (6.4 km/s) sovrastato da uno strato più veloce con 6.7 km/s. La coppia superiore ha di nuovo alla base uno strato lento (6.2 km/s) con sopra uno strato più veloce con 6.7 km/s. Lo spessore dell'intera crosta è di circa 25 km nel settore toscano, raggiunge 35 km nella fascia pedemontana pre-appenninica, e decresce di nuovo a circa 30 km in corrispondenza della costa adriatica. Le rocce del mantello superiore in Toscana hanno una velocità minore delle rocce equivalenti del settore adriatico (7.8 - 8.0 km/s). Attraverso il campo geotermico di Larderello, sia le rocce del mantello superiore che quelle della crosta subiscono un decremento del 10% della velocità in un'area di circa 50 km di diametro.

La regione con massimo spessore crostale presenta la sovrapposizione di due Moho per una larghezza di 30 km. La Moho superiore continua verso ovest, attraverso un piccolo gradino, nella Moho toscana, che si trova in posizione più elevata, mentre la Moho inferiore è in continuità con la Moho adriatica. Questo raddoppio di Moho è il risultato di un sovrascorrimento est-vergente ed evidenzia al suo *footwall* la crosta in-

feriore adriatica che immerge verso ovest e si estende in profondità almeno fino a 40 km di profondità massima alla quale sono disponibili informazioni.

Nella Toscana centro-occidentale e nel MTS sia le rocce del mantello che quelle della crosta inferiore hanno valori di velocità bassi in modo anomalo. In queste stesse aree le anomalie di Bouguer sono positive ed il campo regionale del flusso di calore ha qui il suo *plateau* di valori elevati. Inoltre l'attività magmatica da 6.2 Ma (15 Ma considerando la Corsica orientale), suggerisce che in profondità magmi mantellici si possono mescolare a materiali crostali (SERRI *et alii*, 1991).

Queste osservazioni suggeriscono che in Toscana e nel MTS si è verificata una risalita astenosferica in regime distensivo, che ha portato ad una forte interazione astenosfera - litosfera interessando la vecchia Moho apula e trasformandola totalmente per cui la Moho Toscana attuale deve considerarsi del tutto nuova (CASSINIS *et alii*, 1991).

I dati DSS della campagna 1974 hanno portato LETZ *et alii* (1977) ad ipotizzare l'esistenza di una Moho europea immergente ad est che, dalla Corsica, raggiunge la profondità di circa 60 km nell'area dell'Isola d'Elba, al di sotto di una Moho toscana posta a 25 km di profondità. Era stato ipotizzato che questa sovrapposizione fosse causata da un sovrascorrimento litosferico "Alpino" ovest-vergente. La revisione di questi dati, (PONZIANI *et alii*, 1994), sebbene non ancora completa, sembra escludere la presenza di una Moho Europea a 60 km di profondità ed una sovrapposizione delle due Moho per più di 40 km, ma non esclude un parziale raddoppio della Moho. Se così fosse, per soddisfare i modelli di *ray tracing*, la Moho europea, partendo dalla Corsica, dovrebbe immergere molto rapidamente verso est al di sotto della Moho toscana, interrompendosi in corrispondenza della longitudine dell'Isola d'Elba, dal momento che non sono state trovate evidenze di essa al di sotto dell'entroterra toscano.

I dati di sismica passiva nell'AS forniscono preziose informazioni sia di carattere tomografico sia di carattere sismogenetico. SPARKMAN (1986) per primo ha riconosciuto l'esistenza di corpi litosferici freddi, profondi e ad alta velocità al di sotto dell'edificio montuoso periadriatico. Un recente studio di AMATO *et alii* (1991) conferma che sotto l'AS è presente una anomalia ad alta velocità che raggiunge la profondità di 200 km. In un modello a due strati della penisola Italiana questa anomalia veloce appare coincidere con l'arco appenninico dalle Alpi occidentali alla Sicilia, limitata ad est e a sud da una anomalia lenta che corrisponde alla crosta ispessita dei bacini di avanfossa esterni. Un modello più elaborato a cinque strati conferma l'anomalia positiva ed evidenzia il suo approfondimento verso SE lungo la penisola fino a congiungersi con la sismicità attiva dell'arco delle Eolie. Questi dati sono in accordo con quelli sismologici indipendenti forniti dalla dispersione delle onde superficiali (SUHALDOC & PANZA, 1989) e prevedono l'esistenza di uno *slab* di litosfera continentale subdotto attivamente oppure abbandonato al di sotto dell'intero sistema appenninico.

La maggior parte della sismicità dell'AS è di origine crostale e si verifica a profondità minori di 15 km. Una macrozonazione sismica di questa regione (Fig. 3a) (AMATO & SELVAGGI, 1991) mostra: a) un'area interna (Toscana occidentale e centrale) con debole sismicità, molto superficiale (meno di 7 km), a carattere estensionale, associata in alcuni casi a vulcanismo; b) l'area

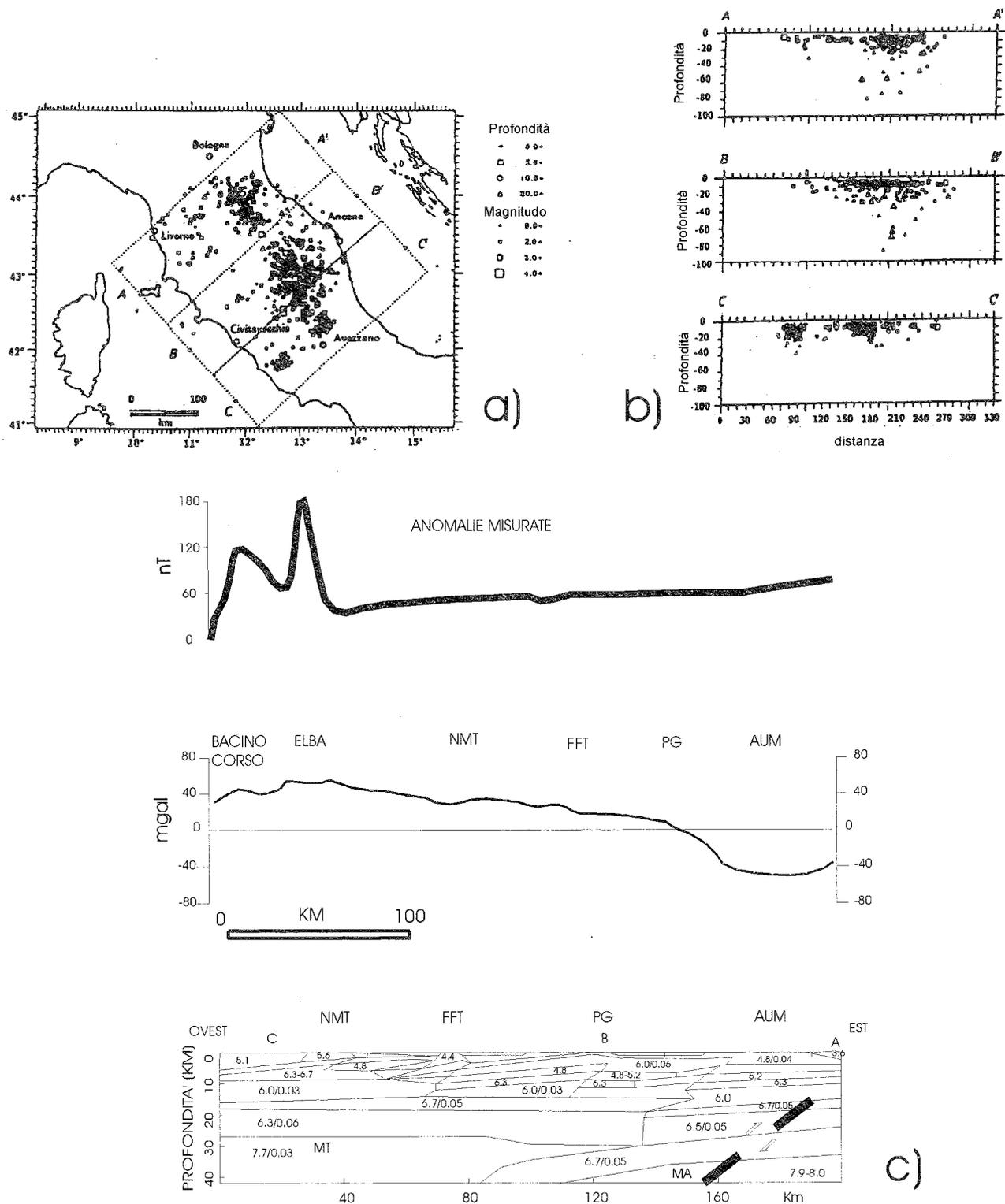


Fig. 3 - (a) mappa degli epicentri dei terremoti in Italia centro settentrionale, (b) sezioni con distribuzioni degli ipocentri lungo un fascia immergente verso SW al disotto l'Appennino umbro-marchigiano (da AMATO & SELVAGGI, 1991). (c) Profilo aeromagnetico (da CASSANO, 1991) e gravimetrico (da CASSINIS *et alii*, 1991) attraverso l'Appennino settentrionale dalla costa tirrenica alla costa adriatica. Profilo di sismica a rifrazione dalla costa Tirrenica ad Ancona (da PONZIANI *et alii*, 1994) (vedi figura 1 per localizzazione) (Vp in Km/s, gradienti Km/s/Km). La linea spessa al disotto dell'Appennino e dell'avampese marchigiano rappresenta la "fascia" di terremoti profondi compressivi immergente verso sud est (vedi figura 3b). MT = Moho toscana, MA = Moho adriatica, NMT = Nuclei metamorfici toscani, FFT = Fronte della faldà toscana, AUM = Appennino umbro-marchigiano, PG = Perugia. A, B, C, punti di scoppio della sismica a rifrazione.

della dorsale appenninica con forti terremoti (7 - 15 km di profondità) caratterizzati da meccanismi focali distensivi e transtensivi; c) l'area periadriatica ove prevalgono meccanismi focali di tipo trascorrente e compressivo.

In termini geodinamici questa zonazione rivela che attualmente sono contemporaneamente soggetti a distensione e compressione due settori adiacenti dell'Appennino e rispettivamente l'area occidentale, dal Tirreno alla dorsale appenninica, e l'area orientale, comprensiva della fascia pedemontana e della costa adriatica.

Al di sotto dell'AS, tuttavia, esiste anche una sismicità subcrostale ben documentata (Fig. 3b). Secondo AMATO & SELVAGGI (1991) essa si verifica sotto la dorsale appenninica fino ad una profondità di 90 km, con ipocentri all'incirca allineati lungo un piano immergente ad ovest ed inclinato di 45°, che può essere individuato dalla costa adriatica fino al pre-Appennino toscano-umbro. Questo piano è più profondo e più spostato verso l'avampaese di quello responsabile del raddoppio della Moho sotto il pre-Appennino toscano-umbro. Sebbene siano scarsamente definiti, a causa della loro bassa magnitudo, i terremoti relativi a questo piano presentano meccanismi focali di sovrascorrimento (AMATO *com. pers.*). Questo tipo di sismicità è completamente assente nella Toscana occidentale e centrale.

Quindi sulla verticale della dorsale appenninica, sono presenti due zone sismogenetiche che agiscono simultaneamente: 1) una zona superiore, crostale (profonda meno di 15 km) che accomoda i processi distensivi, e 2) una zona profonda, subcrostale o litosferica (raggiunge i 90 km) che è legata a stress compressivo.

Conseguenze geologiche dei dati geofisici

Allo scopo di riassumere i dati geofisici regionali dell'AS e delle aree circostanti, è stata presa in considerazione una geotraversa che va dalla Corsica orientale al Mar Adriatico settentrionale (Fig. 4) passante per tutte le province strutturali dell'intera catena dell'AS a sud dell'Arno, dal retropaese all'avampaese. In questa geo-

traversa si distinguono tre principali province strutturali: a) un'area occidentale, il MTS e la Toscana centro-occidentale, dove la crosta e la litosfera sono molto sottili, l'astenosfera è risalita ed i processi dinamici dominanti sono di carattere distensivo; b) un'area centrale complessa, composta dalla dorsale dell'AS insieme alle zone pre-appenniniche ed alla fascia pedemontana, dove la crosta è ispessita da sovrascorrimenti neogenici che hanno portato verso il basso la crosta inferiore adriatica fino ad una profondità provata di più di 40 km e dove la litosfera ha radici profonde e quasi verticali. Dal punto di vista geodinamico questa vasta provincia è caratterizzata da processi distensivi e transtensivi nella sua parte superiore (meno di 15 km di profondità) e da processi compressivi fino alla profondità di 90 km; c) una provincia orientale di avampaese, ad est della costa adriatica, in cui sia la crosta che la litosfera hanno spessore normale e sono collegate all'area centrale dal piano immergente ad ovest dove si verificano i terremoti "profondi".

Questo scenario geodinamico attuale comporta alcune conseguenze geologiche:

1) la maggior parte della originaria base litosferica della crosta posta in corrispondenza della provincia occidentale è stata soggetta a subsidenza ed a retrorotazione verso est, cosicché ora si trova sotto l'AS ed è stata rimpiazzata dalla litosfera nuova e sottile del MTS e della Toscana centro-occidentale creatasi a spese di un'intrusione astenosferica;

2) l'intrusione astenosferica della Toscana occidentale non può essersi messa in posto con inizio prima del Burdigaliano superiore poiché prima di questo periodo la litosfera apula era subdotta attivamente sotto la microplacca sardo-corsa, come è dimostrato dal vulcanismo calcocalino di quest'area; la *Lamproite di Sisco* (SERRI *et alii*, 1991) sembra marcare a 15 Ma l'inizio di questa intrusione e del processo distensivo che ha portato al Tirreno attuale;

3) se la crosta del MTS ha iniziato ad estendersi 15 Ma fa ed i valori del flusso di calore attuale sono

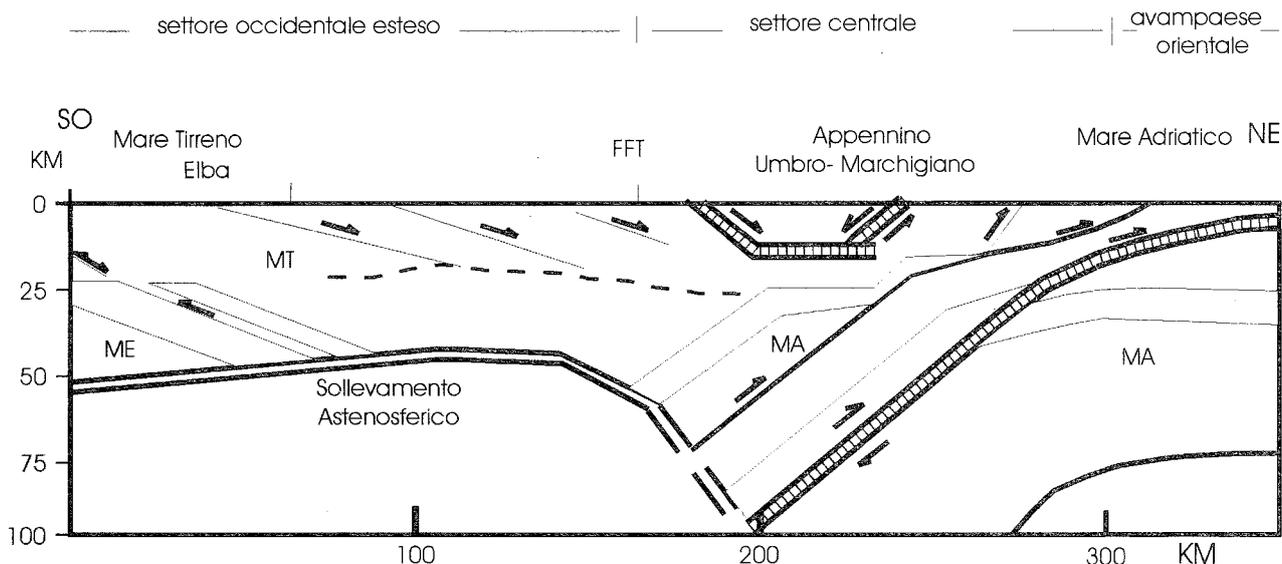


Fig. 4 - Modello geodinamico dell'Appennino settentrionale rappresentato lungo una sezione dal bacino corso all'Adriatico settentrionale. Le doppie linee marciano elementi attualmente attivi, le linee singole rappresentano elementi "fossili": in grigio crosta inferiore, ME = Moho europea, MT = Moho di neoformazione della regione toscana e tirrenica estesa, MA = Moho adriatica, FFT = Fronte della falda toscana.

corretti, allora, come è stato già detto, il valore corrispondente del fattore b (MONGELLI & ZITO, 1991) basato sulle equazioni di McKenzie è 4 anziché 3. Un risultato di questo tipo è difficilmente credibile, poiché significa che, assumendo che lo spessore crostale attuale di 25 km della Toscana sia corretto, prima dell'estensione esso doveva essere di 100 km (cioè il doppio dello spessore attuale delle Alpi), senza indicazioni sostanziali di una catena completamente emersa per lunghi periodi, dal momento che le sequenze Epiliguri (parte sommitale dell'edificio appenninico) sono costituite da sedimenti marini, con lacune che non documentano lunghi periodi di emersione. O sono errati sia i dati stratigrafici che quelli sperimentali (cosa che sembra poco realistica), oppure il metodo di calcolo del fattore β è inadeguato per la regione tosco-tirrenica (cosa che risulta ugualmente improbabile), oppure deve essere rivista completamente la storia termica ed estensionale di quest'area;

4) dei vari eventi deformativi che hanno interessato l'AS, solo quello di età Burdigaliano inferiore si è compiuto durante una subduzione attiva; gli altri si sono realizzati mentre la litosfera apula stava indietreggiando e retro-ruotando verso la sua attuale posizione. Per spiegare questi altri eventi è necessario trovare un meccanismo alternativo alla subduzione attiva;

5) non c'è dubbio che durante gli eventi compressivi siano stati coinvolti la crosta inferiore ed il mantello superiore; la crosta inferiore al *footwall* di ogni sistema di *thrust* (insieme alla parte superiore del mantello), è stata sottoposta ad un processo di delaminazione ed è stata portata almeno alla profondità di 40 km. Il concetto di una singola monoclinale regionale applicata alla catena dell'AS (BALLY *et alii*, 1986) appare inadeguato dal momento che i dati geofisici mostrano che nell'area compresa tra il pre-appennino e la costa adriatica esistono due sistemi di *thrust* profondi. Piuttosto sembra ragionevole ipotizzare che più sistemi di *thrust* profondi abbiano contribuito alla costruzione dell'AS (PONZIANI *et alii*, 1994) e che questi sistemi siano stati attivi in sequenza;

6) se l'attuale scenario dell'AS viene trasferito ai vari momenti della sua storia post-Burdigaliano inferiore, per ogni fase tettonica possiamo inferire che sulla verticale di un dato settore regionale mentre l'estensione aveva luogo a livelli cristallini alti, la compressione avveniva nella sottostante litosfera. Questo significa che la distensione e la risalita hanno avuto luogo nell'*hangingwall* di un sovrascorrimento profondo che coinvolgeva il mantello superiore e la crosta inferiore, mentre il sovrascorrimento stesso era attivo. Nel caso dell'Elba e della Dorsale mediotoscana (e probabilmente delle Alpi Apuane), possiamo concludere che ivi la distensione è iniziata mentre il "*thrust*" adiacente (verso l'avampaese) era attivo e che l'esumazione del nucleo metamorfico è avvenuta durante la risalita dell'*hangingwall* causata dal movimento stesso. L'Elba e la Dorsale mediotoscana non possono quindi essere considerati veri complessi metamorfici, *sensu* BASIN & RANGE, poiché la distensione in quel caso è del tutto successiva alla compressione. Questo modo di concepire l'evoluzione dell'AS implica che il trasporto delle Liguridi verso l'avampaese è avvenuto principalmente per mezzo di processi distensivi verificatisi nell'*hangingwall* di *thrust* profondi. Questo, in termini moderni, corrisponde all'idea di MERLA (1951) degli scivolamenti orogenici.

LE FASI COMPRESSIVE MIOCENICHE ED I RELATIVI BACINI DI AVANFOSSA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Sono tre le principali sequenze di bacino di avanfossa deposte nell'AS sulla crosta continentale della placca apula: i) il *Macigno*, che comprende anche l'unità tettonica del Falterona - Trasimeno (Oligocene superiore - Miocene inferiore-medio); ii) la *Marnoso-arenacea* (Burdigaliano - Tortoniano) e iii) la sequenza dell'avanfossa marchigiano-romagnola (Messiniano - Pliocene). Ogni avanfossa si è sviluppata in un sistema formato da un edificio di falde tettoniche a tergo ed un rialzo periferico a fronte. Questo sistema è migrato progressivamente verso l'avampaese adriatico durante il Neogene, riducendo il Mare Adriatico allo stretto corridoio attuale.

Il bacino di avanfossa del Macigno

L'avanfossa del *Macigno* ha iniziato a svilupparsi nell'Oligocene superiore di fronte alla pila di falde in avanzamento costituita, a partire dall'alto, dalle unità alpine e dalle Liguridi già sigillate dalle sequenze Epiliguri fin nell'Eocene medio-superiore. Il suo rialzo periferico era localizzato al di sotto dell'attuale struttura del M. Leoni. La deformazione del bacino del *Macigno* (Fig. 5) ha iniziato a manifestarsi nella parte interna con due eventi durante il Burdigaliano inferiore (D'OFFIZI *et alii*, 1994); dapprima l'avampaese è stato raggiunto dall'edificio delle Liguridi in avanzamento, quindi un sovrascorrimento profondo ha portato il basamento continentale pretriassico della Toscana interna sopra le Liguridi già messe in posto (KELLER & PIALLI, 1990). Questo enorme edificio ha generato il metamorfismo Barroviano del Complesso II dell'Isola d'Elba, la cui età è stata stabilita a 19.6 Ma (DEINO *et alii*, 1994).

La fase del Burdigaliano inferiore è presente anche nelle Alpi sudoccidentali (ROURE *et alii*, 1990b), dove i *thrusts* Adriatico-vergenti portano il basamento cristallino alla sommità del Gruppo Oligo-Aquitano della Gonfolite; è probabile inoltre che questa fase possa essere riconosciuta nel lato Tirrenico della Calabria (PIALLI, dati non pubblicati). Si può ipotizzare che questa fase abbia interessato l'intero margine occidentale e settentrionale della placca apula poiché essa è avvenuta quasi simultaneamente alla rotazione della microplacca sardo-corsa (REHAULT *et alii*, 1987) e durante l'eruzione delle vulcaniti calcocaline in Sardegna, ciò è durante la subduzione attiva della litosfera apula. Tra le fasi mioceniche appenniniche che precedono i movimenti distensivi che hanno portato all'apertura del Tirreno, questa è l'unica verificatasi quando Alpi ed Appennino formavano uno stesso sistema orogenico. I recenti dati acquisiti nelle Alpi dai progetti EGT, NFP 20 e CROP ECORS (FREEMAN *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1990a) infatti dimostrano, in accordo con REUTER *et alii*, (1980), che questa fase è determinata dall'obduzione della crosta e del mantello superiore apulo verso nord e verso ovest sopra la litosfera europea che causa la retrovergenza della Catena alpina già formata ed il suo sovrascorrimento sulle unità sudalpine ed appenniniche. Quando la fase Burdigaliana inferiore termina, il MTS inizia a svilupparsi, a partire dal Burdigaliano superiore - Langhiano (BARTOLE *et alii*, 1991), a causa dei movimenti estensionali che hanno creato il Bacino della Corsica. Da questo momento termina

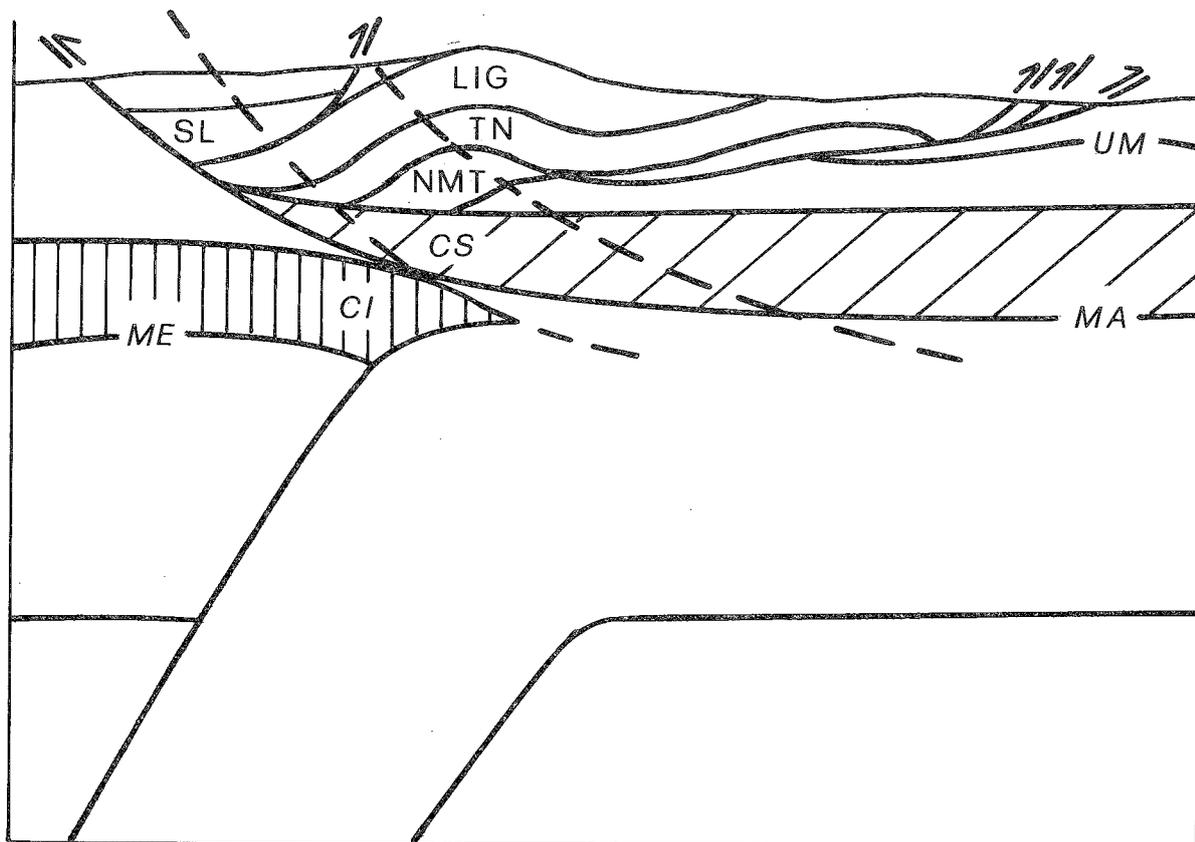


Fig. 5 - Schema del sistema Alpino - Appennino al Burdigaliano inferiore (19.6 m.a.) in una sezione ideale Corsica - Adriatico settentrionale. CS = Cuneo superiore, CI = Cuneo inferiore, SL = *Scisti lustrés*, LI = Linea Insubrica, LIG. = *Liguridi s.l.*, NMT = Nuclei metamorfici toscani + Elba "metamorphic core complex" (complessi I e II di TREVISAN), TN = Falda Toscana e bacini Cervarola - Trasimeno - Falterona, UM = Dominio umbro-marchigiano, ME = Moho europea, MA = Moho adriatica. 1 e 2 sistemi di faglie estensionali del Bacino Corso e dell'Elba.

il collegamento Alpi-Appennino, la subduzione attiva cessa e la litosfera apula inizia ad indietreggiare e a retrorotare. In queste nuove condizioni si sviluppano gli altri bacini di avanfossa Mio-pliocenici.

Il bacino di avanfossa della Marnoso-arenacea

Il bacino della *Marnoso-arenacea* caratterizza il dominio umbro-romagnolo dell'AS. Si sviluppa al di sopra della sequenza pelagica Mesozoico - Paleogenica ed ha uno spessore massimo di circa 3500 m (circa 1000 m in più del *Macigno*). Esso si è formato dal Burdigaliano al Tortoniano medio, accanto al precedente bacino del *Macigno* ed aveva il rialzo periferico approssimativamente coincidente con la Dorsale appenninica attuale. La fase parossistica della sua deformazione è avvenuta principalmente nel Tortoniano superiore - Messiniano (stadio pre-evaporitico) ma la tettonica sinsedimentaria è iniziata precedentemente. Infatti durante il Serravalliano inferiore (e forse prima) il suo bacino era stato raggiunto da numerosi olistostromi costituiti da materiale Liguride *l.s.* che scivolava dal fronte del Cervarola - Trasimeno in avanzamento, alla sommità del quale le falde liguri venivano trasportate passivamente. Perciò la messa in posto della parte più esterna del *Macigno* sopra il suo precedente rialzo periferico e nella parte interna della depressione della *Marnoso-arenacea* si è attuata soprattutto nel Langhiano - Serravalliano inferiore. Il sistema di sovrascorrimenti responsabili di questa messa in posto è una serie

di *thrust* superficiali *splays* (Fig. 6), di un *thrust* principale che si approfondisce al di sotto della struttura del M. Leoni, dove coinvolge il basamento ed i livelli della crosta superiore (PONZIANI *et alii*, 1994). I dati geofisici non stabiliscono se la continuazione in profondità di questo sistema di sovrascorrimenti coinvolga o meno l'antica Moho Toscana; molto probabilmente il coinvolgimento c'è stato ma le successive fasi distensive ne hanno obliterato ogni traccia.

Il sistema a *thrusts* del Tortoniano superiore ha ripiegato le scaglie epidermiche embricate del Cervarola - Trasimeno. Questo sistema si è enucleato al di sotto del dominio interno umbro-romagnolo, dove ha posto le rocce del basamento al di sopra delle *Evaporiti triassiche* (ANELLI *et alii*, 1992) creando la struttura positiva dei Massicci Mesozoici Perugini. Verso est, la sua parte avanzata si è divisa in una serie di scaglie superficiali embricate nella copertura *Marnoso-arenacea*, conosciuta in letteratura come struttura romagnola (SIGNORINI, 1941). Non possono essere individuate dai dati di sismica a rifrazione tracce in profondità di un coinvolgimento dell'antica Moho in questo sistema di *thrust*, sebbene i livelli sopracroscostali sono probabilmente coinvolti (PONZIANI *et alii*, 1994).

I bacini di avanfossa Messiniano-Pliocenici

Le avanfosse Messiniano-Plioceniche si sono sviluppate di fronte alla Dorsale appenninica principale ed avevano il loro rialzo periferico nell'attuale Mare

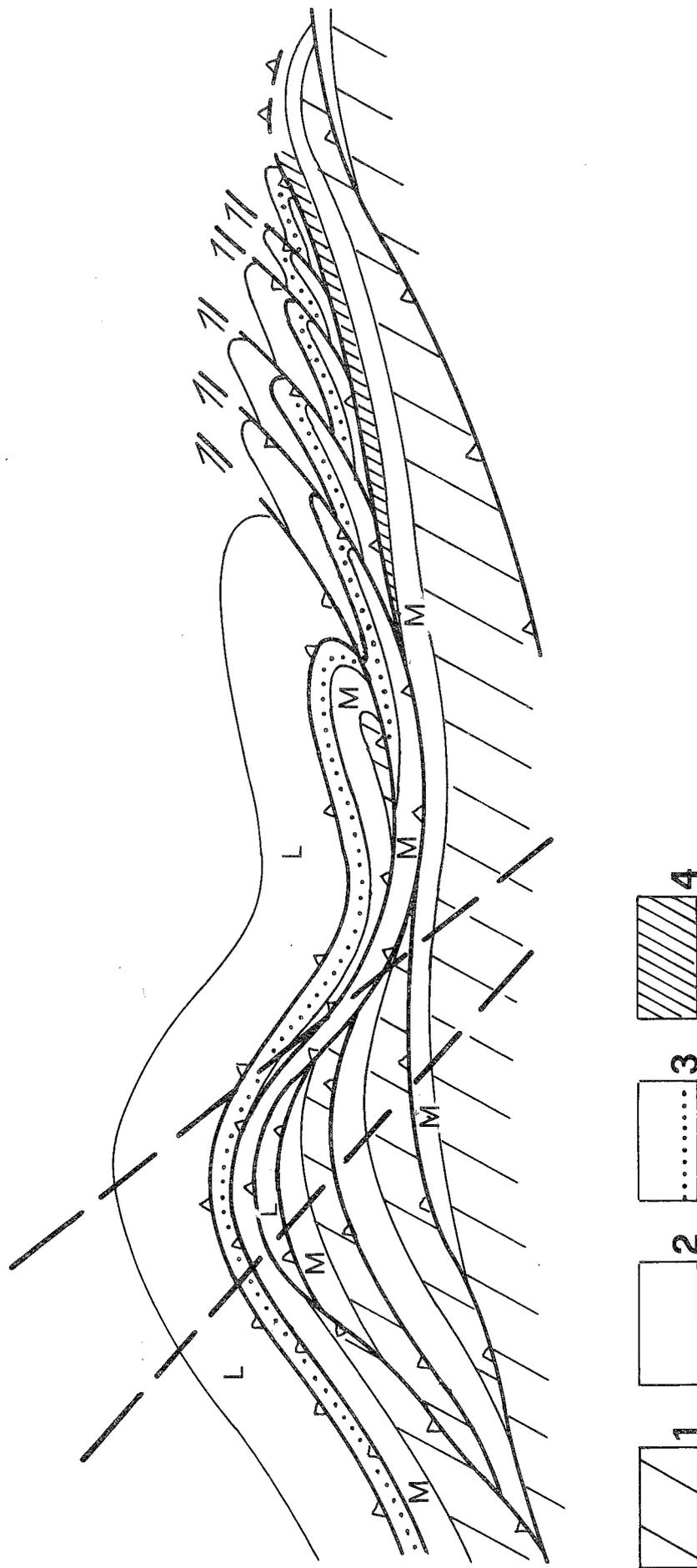


Fig. 6 - Ipotetico assetto strutturale della regione compresa fra l'Isola d'Elba e la zona dei Massicci perugini durante il Burdigaliano inferiore (19.6 m.a.). 1: basamento e crosta superiore; 2: L = *Liguridi s.l.*; 3: *Flysch Macigno*; 4: *Flysch Marnoso-arenacea*. M = Elba "metamorphic core complex" (complessi I e II di Trevisan) + nuclei metamorfici toscani, FT = falda toscana, UTE = unità toscane esterne, UUM = unità umbro marchigiane. Le linee tratteggiate e spesse indicano le principali zone di taglio che estendono l'orogene compressivo. La scala è solo indicativa.

Adriatico. Esse formano una serie di archi con convessità orientale allineati generalmente in modo parallelo alla Dorsale appenninica principale, dalla Val Padana all'Appennino meridionale. I vari depocentri coincidono grossolanamente con le principali anomalie negative di Bouguer. La prima di queste avanfosse è il bacino Messiniano - Pliocene inferiore della Laga (spesso circa 4000 m), posto all'esterno dei Monti Sibillini, al margine meridionale dell'AS, che si è formato quando la dorsale dell'AS ha subito il suo primo evento compressivo. E' stato successivamente deformato alla fine del Pliocene inferiore quando la dorsale dell'AS era sottoposta al secondo evento che ha portato la successione Mesozoica ad avanscorrere proprio sul *flysch* della Laga. Le tracce profonde dei sovrascorrimenti responsabili di entrambi gli eventi possono essere correlate al raddoppio della Moho rivelato dalla sismica a rifrazione (Ponziani et alii, 1994) al di sotto dell'area della Toscana orientale e dell'Umbria occidentale.

La depressione Pliocenica ha uno spessore stratigrafico maggiore di quello del bacino della Laga. Le porzioni più spesse di questa avanfossa non affiorano in superficie, ma sono nascoste sotto la Valpadana e il mare Adriatico settentrionale; informazioni di geologia del sottosuolo indicano uno spessore maggiore di 6000 m, cioè è circa 3 volte più grande del *Macigno*.

E' interessante osservare che gli spessori delle quattro avanfosse esaminate aumentano dalla più interna a quella più esterna; l'ordine di grandezza dei valori è di circa 2500 m per il *Macigno*, 3500 m per la *Marnoso-arenacea*, circa 4000 m per la Laga e oltre 6000 m per l'avanfossa pliocenica. Ciò è sorprendente poiché il peso della pila tettonica adiacente alle avanfosse interne e più antiche era sicuramente maggiore di quello della pila tettonica adiacente alle avanfosse esterne per almeno due ragioni: i) negli edifici tettonici esterni mancano le Liguridi l.s., e ii) negli edifici interni i sovrascorrimenti coinvolgono sicuramente il basamento. Se la flessura litosferica responsabile della creazione dell'avanfossa fosse proporzionale al peso della pila tettonica adiacente, lo spessore del *Macigno* dovrebbe essere maggiore di quello della *Marnoso-arenacea* e a maggior ragione dei depositi Pliocenici. Di fatto, come hanno sottolineato ROYDEN et alii (1987), l'effetto del peso dell'impilamento delle falde non è determinante e la causa del piegamento litosferico deve essere un'altra. In accordo con questi autori, ipotizziamo che il piegamento della litosfera è avvenuto attraverso il suo progressivo *rolling-back* ed indietreggiamento sotto il suo stesso peso dopo il che la subduzione attiva Burdigaliana inferiore è cessata. L'aumento di spessore delle avanfosse del Miocene medio - Pliocene riflette o la progressiva verticalizzazione della litosfera apula (come sembra mostrare la tomografia sismica) o il suo aumento di lunghezza in profondità, causato dall'incorporamento progressivo di settori dell'avampaese nel sistema edificio tettonico-avanfossa. Noi ipotizziamo che in entrambi i casi un ruolo fondamentale è giocato in profondità dall'eclogizzazione della crosta inferiore, come discusso più avanti.

I BACINI ESTENSIONALI PERI-TIRRENICI E INTRA-APPENNINICI

Dal Burdigaliano superiore (BARTOLE et alii, 1991) l'area che comprende il MTS e la dorsale dell'AS è stata sottoposta ad una forte estensione. Questa attività è ini-

ziata nel Bacino della Corsica ed si è propagata verso est, formando una serie di bacini marini e continentali allungati NW-SE. La sismica passiva mostra che attualmente nella dorsale dell'AS agiscono sforzi distensivi.

Gli eventi principali che si sono verificati durante la propagazione dell'estensione nella regione dell'AS successivamente alla formazione del Bacino della Corsica e alla messa in posto del corpo lamproitico di Sisco circa 15 Ma (SERRI et alii, 1991), sono:

I) la seconda fase deformativa apuana, avvenuta nel Langhiano (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990);

II) la formazione di bacini lacustri nella Toscana occidentale durante il Tortonian superiore - Messiniano (BERTINI et alii, 1991);

III) lo sviluppo di bacini marini in tutta la Toscana e l'Umbria occidentale nel Pliocene inferiore e la loro interruzione causata dal sollevamento nel Pliocene medio (BARTOLINI et alii, 1982);

IV) la formazione di bacini continentali nella Toscana orientale - Umbria durante il Pliocene superiore - Pleistocene (BOCCALETTI et alii, 1991).

Come nel caso della compressione, la distensione si è verificata nell'AS in più di un evento. Nella Toscana occidentale, che è l'area più distesa dell'AS, sono riconoscibili tre eventi:

I) un primo evento, non ben datato ma sicuramente pre-Tortoniano superiore, caratterizzato da faglie normali a basso angolo responsabili dello stiramento sia del basamento che della copertura per un ordine del 120% (BERTINI et alii, 1991);

II) un secondo evento, del Tortoniano superiore - Pliocene inferiore, che ha prodotto i bacini lacustri e marini; è stato accomodato da faglie normali ad alto angolo con minore estensione (5-7%) (BERTINI et alii, 1991);

III) un terzo evento, dal Pliocene medio in poi, che ha sollevato tutta la Toscana occidentale in modo generalizzato.

A partire dal pre-Tortoniano sup., la propagazione degli sforzi distensivi è stata contemporanea all'enucleazione dei *thrusts* ed alla formazione del sistema pila tettonico-avanfossa cosicché in ogni dato momento durante il Mio-Pliocene, settori adiacenti dell'AS erano sottoposti a compressione (all'esterno) ed a distensione (nelle zone interne), in accordo con numerosi Autori (e.g., ELTER et alii, 1975; LAVECCHIA et alii, 1984; LAVECCHIA, 1988; ALVAREZ & PIALI, 1989). Inoltre, dati recenti forniti dalla sismica passiva (AMATO & SELVAGGI, 1991) mostrano che attualmente nel settore della dorsale dell'AS la distensione a livello della crosta superiore è simultanea con un raccorciamento che si forma più in profondità. Se può essere applicato anche alle fasi Mio-Plioceniche, questo significa che mentre la distensione agiva in un dato settore si verificava compressione al di sotto di esso e nel settore esterno adiacente ad esso.

CONTRIBUTO PER UNA POSSIBILE SPIEGAZIONE

Sprofondamento della crosta inferiore e sua conversione in eclogite

La deformazione contemporanea dell'AS per distensione e compressione in fasce adiacenti, a partire dal Miocene inferiore - medio, rappresenta un problema geodinamico rilevante che è comune a molte catene

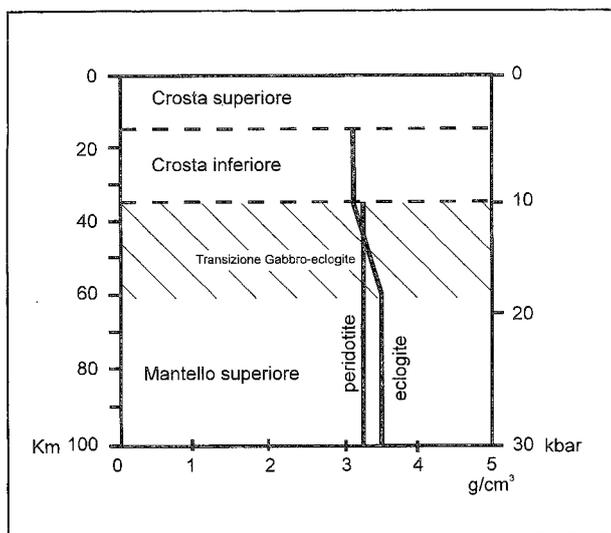


Fig. 7 - Modello concettuale per il "sinking" di crosta continentale in una subduzione di tipo A.

della Terra. Chiaramente esso implica che gli sforzi tettonici non sono stati applicati dal retropaese a tergo dell'AS e trasmessi all'avampaese in un sistema serrato. La migrazione dei bacini di avanfossa indica piuttosto che la fascia assiale della deformazione si è mossa lateralmente come un'onda da sudovest a nordest creando sforzi compressivi sul fronte della fascia in movimento ed estensionali a tergo.

Una possibile spiegazione di questa migrazione è che qualche frazione di litosfera sia più pesante e sprofondi nel mantello superiore, creando una rotazione della linea di cerniera con avanzamento da sudovest verso nordest e trascinando la fascia mediana dell'AS verso il basso. Questa situazione dovrebbe produrre la compressione che si osserva lungo il margine nordest dell'AS e l'estensione a sudovest, e le aree interessate dai due tipi di sforzi dovrebbero migrare nella direzione osservata. E' ipotizzabile che l'AS e le aree adiacenti hanno agito in questo modo dal Burdigaliano superiore.

Per quanto attiene al meccanismo responsabile di questo sprofondamento, suggeriamo che, quando la litosfera oceanica della placca Adriatica è stata eliminata dalla subduzione sotto la microplacca sardo-corsa, il processo di sutura compressivo ha forzato il margine interno della placca adriatica ad obdurre contro la Catena corsa già formata, iniziando il *backthrusting* con vergenza adriatica. Circa al livello della Dorsale mediotoscana, si è verificato uno scuneamento che ha spinto la crosta continentale inferiore mafica toscana ed il mantello superiore fino alla profondità di 50 - 60 km, dove è avvenuto il cambiamento di fase gabbro - eclogite, con un incremento di densità del 15% (ANDERSON, 1987; ANDERSON, 1989).

Se le rocce mafiche costituiscono una frazione sufficiente della crosta continentale inferiore dell'Adria, l'aumento di densità dovrebbe variare il galleggiamento della crosta continentale inferiore da positivo a negativo rispetto al mantello peridotitico (Fig. 7). A causa delle differenze di temperatura, la peridotite fredda nella porzione di mantello della litosfera adriatica dovrebbe essere leggermente più densa della peridotite astenosferica calda sottostante e dell'astenosfera calda che si intrude ad ovest, lateralmente, da sotto. Da questo

contrasto di densità forse viene leggermente favorita la tendenza a sprofondare della crosta eclogitica. Quando la crosta inferiore eclogitica incomincia a cedere sotto il suo stesso peso, viene iniziato un processo che si autoalimenta e che può continuare anche dopo la fine della collisione. Il processo di sprofondamento fa retrorotare la litosfera della placca inferiore, guidando la placca superiore nella direzione del *rollback*, generando così una situazione in cui l'onda frontale compressiva e l'onda distensiva alle spalle migrano nella direzione di *rollback*, verso l'avampaese, come si osserva nell'AS. Questo processo continuerebbe al di là della fine della collisione principale tra la Corsica e l'Adria che ha iniziato l'orogenesi, e potrebbe produrre il sistema di fasce orogeniche fortemente curvate *circum-Tirreniche*.

Prove a favore del modello *lower-crust sinking*

Da un certo punto di vista il presente modello dà una spiegazione delle numerose strutture della regione appenninico - tirrenica. Da un altro punto di vista, lega insieme le varie interpretazioni parziali fornite precedentemente e mostra perché ognuna era la risposta corretta di alcune parti del puzzle Appennino - Tirreno.

Molti studi recenti sulla geometria dei *thrusts* della Catena appenninica (ad es. BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1988; LAVECCHIA *et alii*, 1989) favoriscono una struttura con *thrust sheets* sovrapposti che rappresentano come minimo un raddoppio della sequenza stratigrafica Mesozoico - Terziario inferiore e quindi raccorciano almeno il 50% della crosta continentale sotto la copertura. Bally (1981) già da tempo aveva riconosciuto che questa situazione, comune alle catene collisionali, ha bisogno della sparizione di lunghezze di crosta continentale dell'ordine del centinaio di km. Ha chiamato questo processo "subduzione A" differenziandolo dalla "subduzione B" dove le porzioni di crosta oceanica che vengono consumate sono dell'ordine di 1000 - 10000 km.

MERLA (1951) per primo riconobbe che un'onda compressiva era migrata verso nordest attraverso l'Appennino settentrionale. ELTER *et alii* (1975) hanno evidenziato che l'onda distensiva ha fatto seguito a quella compressiva. REUTTER *et alii* (1978; 1980) hanno chiarito la migrazione verso nordest della compressione per mezzo dello *splitting* e dello sprofondamento di uno *slab* che comprende solo il mantello subcontinentale della litosfera, ma che per altri versi assomiglia molto al nostro modello. CASTELLARIN *et alii* (1982) ha supposto il *detachment* e lo sprofondamento della crosta continentale inferiore, come abbiamo fatto noi. MALINVERNO & RYAN (1986) hanno proposto che la maggior parte della crosta continentale precedentemente assottigliata durante la fase di margine passivo sprofonda durante l'orogenesi, spiegando così la migrazione associata dell'onda compressiva e distensiva. Il nostro contributo principale a questa linea di pensiero è il concetto che la crosta inferiore abbassata di circa 50 km viene convertita in eclogite e smette di galleggiare; così facendo forniamo un meccanismo per spiegare la serie di deformazioni compressive e distensive che sono state trovate nell'AS.

Subduzione A e conversione in eclogite della crosta continentale inferiore spiegano i dati e le ipotesi provenienti dalla tomografia sismica di SPAKMAN (1988) e di AMATO & SELVAGGI (1991) riguardanti un corpo sismicamente veloce (freddo, denso) posizionato al di sot-

to dell'AS nonché la distribuzione dei tensori di stress evidenziati da CHANNEL & MARECHAL (1989) nello slab litosferico subdotto nel Tirreno meridionale. Ancora il nostro modello tiene conto della crosta scomparsa necessaria per considerazioni di bilanciamento (BALLY, 1981; BALLY *et alii*, 1986); esso è inoltre in accordo con i calcoli che indicano che il peso della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino non è sufficiente a spiegare la profondità dell'avanfossa, dal momento che è necessaria una forza addizionale verso il basso sulla placca inferiore, come il galleggiamento negativo dello slab (ROYDEN & KARNER, 1984 a, b). Infine la possibile fusione parziale del corpo subdotto con meccanismo di tipo A offre una possibile sorgente per le complicatissime vulcaniti calcocalcine, potassiche e ultrapotassiche dell'Italia centrale, come fanno intendere BALLY *et alii* (1986) e SERRI *et alii* (1991).

Per rendere efficace la transizione di fase gabbro-eclogite, la crosta continentale inferiore del promontorio adriatico deve essere di composizione fortemente mafica. Questa crosta inferiore è attualmente esposta sia nell'Italia settentrionale (la zona di Ivrea nelle Alpi) (FOUNTAIN, 1976; SCHMIDT, 1967; ZINGG, 1983) che in Italia meridionale (Calabria meridionale) (SCHENK, 1981; SCHENK, 1984). In entrambi i casi le rocce della crosta inferiore sono sempre di composizione fortemente mafica. Infatti, sebbene esistano ragioni valide per considerare la crosta continentale complessa ed eterogenea (OLIVE, 1982), lavori su xenoliti di alta pressione ipotizzano una crosta continentale inferiore prevalentemente mafica a scala mondiale (GRIFIN & O'REILLY, 1987).

La zona sismica sotto la Calabria ed il Tirreno meridionale, con terremoti frequenti in un intervallo di 250 - 300 km ed eventi rari al di sotto dei 500 km (ANDERSON & JACKSON, 1987), evidenzia la litosfera oceanica che era originariamente continua con il Mar Ionio.

La sua larghezza ridotta (200 km lungo la direzione) è stata a lungo interpretata come una regione locale discendente sotto la Calabria mentre la seconda microplacca migrava verso ESE (ALVAREZ *et alii*, 1974). Alla luce del presente modello, essa può essere interpretata in maniera alternativa come una piccola porzione di un corpo allungato, curvo e subdotto con meccanismo di tipo A al di sotto della catena orogenica dell'Appennino e dell'Atlante. In questo caso il settore calabro sarebbe l'unico posto lungo la fascia in subduzione dove in materiale in discesa è litosfera oceanica fredda e fragile al punto da permettere terremoti; in altri punti lungo il corpo in subduzione, il materiale era originariamente crosta continentale inferiore, che è stato sempre troppo calda e duttile per fratturarsi.

La migrazione delle onde compressive e distensive verso l'esterno, in direzione del *rollback*, spiega la regione di distensione nella parte centrale dell'arco che attualmente è il Tirreno (KASTENS *et alii*, 1988; MALINVERNO & RYAN, 1986). Il Tirreno si è sviluppato grazie all'estensione continentale ed alla successiva apertura oceanica in movimento da ovest verso est (KASTENS *et alii*, 1986; KASTENS *et alii*, 1988; WANG *et alii*, 1989). Questa apertura è continuata simultaneamente alla subduzione A ipotizzata all'esterno del Mare Tirreno. VAN BEMMELEM (1969; 1972) e WEZEL (1982) hanno invocato la risalita verticale e l'intumescenza per spiegare il sistema tettonico circolare nel Tirreno sudorientale; questo sistema è ben spiegato se il sollevamento necessario per bilanciare i corpi sprofondati e subdotti con

meccanismi di tipo A avviene nella zona arcuata di subduzione A, come previsto.

GENERALIZZAZIONI ED APPLICAZIONI

La subduzione A della litosfera continentale inferiore con conversione del gabbro in eclogite tiene conto della grande varietà di osservazioni e di precedenti ipotesi sulla regione dell'Appennino - Tirreno e può essere applicata altrove. BALLY (1981) ipotizzò che la subduzione A è necessaria per poter bilanciare il difetto di crosta che si osserva nelle sezioni geologiche delle catene a pieghe e sovrascorrimenti. Noi riteniamo che l'aumento di densità, comportato dalla trasformazione di rocce gabbroiche in eclogite, (che avviene non lontano dalla normale profondità esistente al di sotto della Moho continentale) genera lo sprofondamento della crosta inferiore, e quindi la subduzione A stessa e che essa è una possibile conseguenza della collisione continente - continente.

La tomografia sismica di dettaglio oggi offre la possibilità di mostrare corpi subdotti con meccanismi di tipo A. Questa tecnica assumerà un'importanza crescente come strumento della geodinamica anche se la creazione di carte tomografiche dettagliate sarà possibile solo in aree con numerose stazioni sismiche.

Infine, il fatto che la subduzione di tipo A abbia la caratteristica di autosostenersi, per effetto dell'aumento di densità della crosta continentale trascinata a profondità dove viene resa ancora più densa, può spiegare la strana continuazione della deformazione delle catene a pieghe e sovrascorrimenti per lungo tempo dopo che la collisione che guida il processo è terminata. Ad esempio, TEMPELMAN & KLUIT (1979) attribuiscono la catena a pieghe e sovrascorrimenti della Cordigliera Canadese alla collisione del Giurassico superiore e Cretaceo inferiore, ma evidenziano che la catena montuosa ha continuato a crescere verso est per 60 Ma dopo la fine della collisione. Questo comportamento viene ben spiegato dal tipo di subduzione A che abbiamo proposto in questo lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- AGIP S.P.A. (1983) - *Carta Magnetica d'Italia. Servizi Centrali per l'Esplorazione*, Met. Appl., Geof., San Donato Milanese.
- ALVAREZ W. (1991) - *Tectonic evolution of the Corsica-Appennines-Alps region studied by the method of successive approximations*. *Tectonics*, 10, 936-947.
- ALVAREZ W., COCOZZA, T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. 248, 309-314.
- ALVAREZ W. & PIALLI G. (1989) - *Driving of thrust belts by sinking of densified (eclogitic) lower continental crust: the Apennine-Tyrrhenian system*. *Geol. Soc. of Am.*, abstracts with programs, vol. 21, A318.
- AMATO A., CIMINI G.B. & ALESSANDRINI B. (1991) - *Struttura del sistema litosfera-astenosfera nell'Appennino Settentrionale da dati di tomografia sismica*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. spec. 1991/1, 83-90.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell'Appennino settentrionale*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. spec. 1991/1, 75-82.
- ANDERSON D.L. (1987) - *Thermally induced phase changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots, and deeper slab anomalies*. *Journal of Geophysical Research*, 92, 13968-13980.
- ANDERSON D.L. (1989) - *Theory of the Earth*. 66.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 613-637.

- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1992) - *Dati di pozzi profondi dell'Appennino settentrionale*. Soc. Geol. It., 76 Riunione Estiva, Firenze 21-23 settembre 1992, Riassunti, 191.
- ARTYUSHKOV E.V. & SOBOLEV S.V. (1982) - *Mechanism of passive margins and island seas formation*. In: WATKINS J.S. & DRAKE C.L. (Eds.): *Studies in continental margin geology*. Am. Ass. of Petrol. Geologists., Mem. 34, 689-701.
- BALLY A. W. (1981) - *Thoughts on the tectonics of folded belts*. in: *Thrust and Nappe Tectonics*. Mc Clay K.R. & Price N. J. (Eds.), 13-32.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D., & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 115-140.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.B., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *STRUTTURA GEOLOGICA FRA I MONTI DI CAMPIGLIA E RAPOLANO TERME (TOSCANA MERIDIONALE): STATO ATTUALE DELLE CONOSCENZE E PROBLEMATICHE*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 155-178.
- BOCCALETTI M., CERRINA-FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1991) - *L'alternanza distensione - compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 187-192.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *Geodinamica dell'Appennino umbro marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., 7, 7-15.
- CALCAGNILE G. & PANZA G.F. (1990) - *The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions*. Pure Appl. Geophys., 199, 865-879.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, 9, 1275-1303.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl. (in stampa).
- CASSANO E. (1991) - *Dati magnetici lungo il profilo CROP 03*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 49-53.
- CASSINIS R., PIALLI G., BROGGI M., & PROSPERI M. (1991) - *Dati gravimetrici a grande scala lungo la fascia del profilo CROP 03, interrogativi sull'assetto della crosta e del mantello*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 41-47.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) - *The Jurassic-Lower Pliocene history of the Anzio-Ancona Line (Central Italy)*. Soc. Geol. It. Mem., 24, 325-336.
- CHANNEL J.E.T. & MARECHAL J.C. (1989) - *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift*. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds.) 1989, *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication No. 45, pp. 285-302.
- DEINO A., KELLER J.V.A., MINELLI G. & PIALLI G. (1994) - *Datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar del metamorfismo dell'Unità di Ortano-Rio Marina (Isola d'Elba): risultati preliminari*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1992/2, 187-192.
- D'OFFIZZI S., MINELLI G. & PIALLI G. (1994) - *Foreland basins and thrust systems in the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. e Appl., Vol. XXXVI, 141-144 (1994), 91-102.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of north Apennines*. Boll. Geof. Teor. e Appl., 17, 3-18.
- FOUNTAIN, D.M. (1976) - *The Ivrea - Verbano and Strona - Ceneri zones, Northern Italy: A cross section of the continental crust. New evidence from seismic velocities of rock samples*. Tectonophysics, 33, 145-165.
- FREEMAN R., GIESE P. & MULLER S. (1990) - *The European Geotraverse; integrative studies. Results from the Fifth Earth Science Study Centre*. Rauschholzhhausen, Germany. 26 march-7 april, 1990, 404 p.
- GRIFFIN W.L. & O'REILLY S.Y. (1987) - *Is the continental Moho the crust-mantle boundary?* Geology, 15, 241-244.
- KASTENS K., MASCLE J. & AL. (1986) - *A microcosm of ocean basin evolution in the Mediterranean*. Nature, 321, 383-384.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K.-C., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into Passive Margin and Back-Arc Basin Evolution*. 100, 1140-1156.
- KELLER J.V.A. & PIALLI G. (1990) - *Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 413-425.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It. 103, 467-476.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, 147, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Lake Trasimeno - Pesaro transect (Central Italy)*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*. Atti dei Covegni dei Lincei, 80, 177-194.
- LETZ H., REICHERT C., WIGGER P. & GIESE P. (1977) - *Seismic refraction measurements in the Ligurian Sea and in northern Apennines*. In: CLOSS H, ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds): *Alps, Apennines and Hellenides*. 215-220, Stuttgart.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, 227-246.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 70, 95-382.
- MONGELLI F. & ZITO G. (1991) - *Flusso di calore nella regione toscana*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 91-98.
- OLIVER J. (1982) - *Probing the structure of the deep continental crust*. Science, 216, 680-695.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G. (1994) - *Caratteristiche della crosta dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1994/1 CROP 18, 151-162.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian backarc basin*. Mar. Geol., 74, 123-150.
- REUTTER K.J., GUNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) - *An approach to the geodynamics of the Corsica-Northern Apennines double orogen*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.) - *Alps, Apennines and Hellenides*, 299-311, Stuttgart.
- REUTTER, K.J., GIESE, P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the northern Apennines*. Tectonophysics, 64, T1-T9.
- ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds.) (1990) - *Deep structure of the Alps*. Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mem.Soc.géol.suisse, Zurich 1, Vol. spec., Soc. Geol. It., Roma 1, 350 p.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1990) - *Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on postcollisional Alpine evolution*. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds) - *Deep structure of the Alps*. Mem. Soc. Géol. Fr., Paris 156; Mem. Soc. Géol. Suisse, Zurich 1; Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma 1, 309-322.
- ROYDEN L. & KARNER G.D. (1984) - *Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for an insufficient topographic load*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 68, 704-712.
- ROYDEN L. & KARNER G.D. (1984) - *Flexure of the continental lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins*. Nature, 309, 142-144.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, 15, 714-717.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of Tyrrhenian Sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 27-34.
- SCHENK V. (1981) - *Synchronous uplift of the lower crust of the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny of Southern Europe*. Earth and Planetary Science Letters, 56, 305-320.

- SCHENK V. (1984) - *Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasites, ultramafics, and metacarbonates from southern Calabria (Italy): Prograde metamorphism, uplift, and cooling of a former lower crust.* Journal of Petrology, 25, 255-298.
- SCHMIDT R. (1967) - *Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien).* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 47, 935-1117.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale.* Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1, 429-463.
- SIGNORINI R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la val Tiberina e l'Urbinate.* Giorn. di Geologia, 2a s., 15, 17-29.
- SPAKMAN W. (1986) - *Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys.* Geologie en Mijnbouw, 65, 145-153.
- SPAKMAN W. (1988) - *Upper mantle delay time tomography with an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian plates.*
- SUHALDOC P. & PANZA G.F. (1989) - *Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from geophysical data.* In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research.* Acc. Naz. Lincei, 15-40, Roma.
- TEMPELMAN-KLUIT D.J. (1979) - *Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon; evidence of arc-continent collision.* Geological Survey of Canada Papers, 79-14, 1-27.
- VAN BEMMELEN R.W. (1969) - *Origin of the Western Mediterranean basin.* Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, 26, 13-52.
- VAN BEMMELEN R.W. (1972) - *Driving forces of Mediterranean orogeny.* Geologie en Mijnbouw, 51, 548-573.
- WANG C., HWANG W. & SHI Y. (1989) - *Thermal evolution of a rift basin: the Tyrrhenian Sea.* 94, 3991-4006.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted krikogenic-swell basin.* Società Geologica Italiana, Memorie, 24, 531-568.
- WIGGER R.P.J. (1984) - *Die Krustenstruktur des Nordappennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana.* Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B/Heft 9, 1-87.
- ZINGG A. (1983) - *The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy) - a review.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 63, 361-392.