

ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE DEL TIRRENO SETTENTRIONALE:
STATO DELL'ARTE (****)

RIASSUNTO

L'interpretazione dei profili sismici mono- e pluritraccia, integrata con l'analisi dei dati di campionature e di alcuni pozzi commerciali, ha permesso la ricostruzione dettagliata del quadro stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale, soprattutto per quanto riguarda la sua parte orientale. I profili sismici mettono in luce la presenza di un riflettore ad alta impedenza acustica, correlabile regionalmente, che separa la copertura sedimentaria neoautoctona neogenico-quadernaria dal sottostante substrato alloctono, la cui topografia è il risultato della somma degli eventi compressivi e distensivi meso-cenozoici. Il substrato alloctono appare come una struttura embriata, vergente verso est, formata dall'appilamento di numerose unità derivanti dalla deformazione del paleomargine apulo e del bacino oceanico ligure-piemontese. La copertura neoautoctona scandisce con le sue unità di *syn-rift* e di *post-rift* l'evoluzione estensionale coeva con le deformazioni compressive al fronte dell'Appennino settentrionale.

La storia tettonica dell'area del Tirreno settentrionale si inquadra nel contesto dei processi di convergenza tra la placca europea e quella adriatica e può essere descritta in termini di ispessimento crostale e di estensione litosferica. I raccordi sono iniziati nel Cretacico medio con fenomeni di obduzione in Corsica e sono proseguiti nel Paleogene determinando la formazione di un prisma orogenico a doppia vergenza che ha assunto il suo massimo spessore nella fase collisionale dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore. L'evoluzione postcollisionale, che si è sviluppata nel Bacino Corso a partire dal Burdigaliano superiore, ha prodotto assottigliamento litosferico con fasi estensionali discrete migranti verso est, scandite dall'intensa attività magmatica della Provincia Anatectica Toscana. Il collasso estensionale è avvenuto a livello litosferico attraverso sistemi di scollamento a basso angolo che si sono evoluti tramite processi di denudamento tettonico e di rimbalzo isostatico.

(*) Istituto di Scienze della Terra, Università di Urbino.

(**) Istituto di Geologia, Università di Parma.

(***) Osservatorio Geofisico Sperimentale, Trieste.

(****) Lavoro eseguito parzialmente con fondi M.U.R.S.T. 40% (resp. L. Torelli) "Analisi strutturale dei thrusts neogenico-quadernari dell'Appennino e del Maghreb" resp. naz. G. Papani. Gli autori ringraziano l'OGS di Trieste e l'IGM di Bologna per aver messo a disposizione il loro materiale sismico. Ringraziamo inoltre, il dott. G. Groppi dell'AGIP per aver concesso l'accessibilità ad alcuni dati stratigrafici riservati ed il prof. G. Papani dell'Istituto di Geologia di Parma per la lettura critica del manoscritto. Un particolare ringraziamento va anche ai proff. M. Boccaletti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze e R. Sartori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Bologna per le proficue discussioni sull'argomento.

ABSTRACT

A detailed structural-stratigraphic frame of the Northern Tyrrhenian area with particular emphasis to the eastern sector is presented. The reconstruction is based on the interpretation of mono- and multichannel seismic reflection profiles, calibrated with sampling and commercial well data. Seismic interpretations pointed out the existence of a regional high-impedance reflector which separates the Neogene-Quaternary neoautochthonous sedimentary cover from an underlying allochthonous substratum. Its topography is the result of both contractional and extensional Meso-Cenozoic tectonic events. The allochthonous substratum forms an east-verging embriated stack, made up by the piling-up of many units originated from the strong deformation of the Apulian continental paleomargin and the Liguria-Piedmont oceanic floor. The neoautochthonous cover is composed of syn- and post-rift units which record the extensional evolution of the area. This evolution is coeval with the contractional deformations at the Northern Apennine Adriatic front.

The North Tyrrhenian tectonic history is closely related to the contractional processes between the European and Adriatic plates. It may be described in terms of crustal thickening and lithospheric extension. Shortening of the sedimentary cover and basement started in the Middle Cretaceous and produced obduction in Corsica. The compression continued through the Paleogene and caused the building-up of a double-vergence orogenic wedge, whose maximum thickness was reached during the Late Oligocene-Early Miocene collision. The post-collisional evolution began in the Corsica Basin, i.e. the most internal sector, during the Late Burdigalian. It produced the thinning of the lithosphere and was characterized by discrete extensional phases which migrated eastward, and was accompanied by the intense magmatic activity of the Tuscan Anatectic Province. The extensional collapse affected the whole lithosphere and occurred through low-angle detachment systems. Their evolution developed by means of tectonic denudation and isostatic rebound.

PAROLE CHIAVE: Tirreno Settentrionale, Catena Alpidea, Cenozoico, Stratigrafia, Tettonica, Compressione, Estensione.

KEY WORDS: Northern Tyrrhenian Sea, Alpidic Chain, Cenozoic, Stratigraphy, Tectonics, Contraction, Extension.

1. - INTRODUZIONE

Situato tra i segmenti orogenici a polarità centrifuga della Corsica alpina e della Catena appenninica, il Tirreno settentrionale è un settore, a litosfera continentale più o meno assottigliata (PANZA *et al.*, 1980), che si estende al di sopra del 41° parallelo fino ai con-

fini più orientali del Mar Ligure (Fig. 1). Sulla base dei caratteri morfologici e strutturali, esso può essere suddiviso in due porzioni distinte, separate trasversalmente dall'Isola d'Elba. A nord, un'ampia e regolare piattaforma continentale, solcata da alcuni profondi bacini neogenici (MARIANI & PRATO, 1988; BERNINI *et al.*, in stampa), collega le classiche aree distensive neogeniche della Toscana con le espressioni morfologiche più profonde del Mar Ligure, derivanti dai processi di *rifting* e di oceanizzazione oligo-miocenici del Mediterraneo occidentale (REHAULT, 1981; FANUCCI & NICOLICH, 1984; GENNESSEAU *et al.*, 1989); a sud, una morfologia più articolata, strutturata in alti e depressioni, ad andamento meridiano, e dominata dal Bacino della Corsica e dalla Dorsale di Pianosa (VIARIS DE LESEGNO *et al.*, 1978; BACINI SEDIMENTARI, 1979; ZITELLINI *et al.*, 1986), mette in luce l'intensa attività della tettonica distensiva tirrenica su un substrato orogenizzato costituito da unità di pertinenza sia alpina che appenninica (BARTOLE, 1990 a, b).

Il Tirreno settentrionale costituisce un *terreno geologico* ideale per lo studio dell'evoluzione geodinamica del sistema orogenico alpidico e più in generale della dinamica litosferica del Mediterraneo centrale. Infatti all'interno di esso numerosi autori hanno collocato il limite Alpi-Appennino (ELTER & PERTUSATI, 1973; PERRIN, 1975) e la zona di sutura litosferica originatasi dalla collisione tra il blocco sardo-corso ed il margine continentale della microplacca adriatica (GIESE *et al.*, 1978; REUTTER *et al.*, 1978). L'assetto strutturale di quest'area, è il risultato di una serie di processi tettonici che si sono succeduti a partire dal Mesozoico. Così, la lunga e complessa fase di convergenza cretaco-paleogenica (BOCCALETTI *et al.*, 1971), culminata per alcuni autori con la collisione dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (KLIFFIELD, 1979; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990), ha portato ad un ispessimento litosferico ed alla formazione di un potente prisma di accrezione tettonico a doppia vergenza (PRINCIPI & TREVES, 1984) magnificamente esposto nell'Isola d'Elba (KELLER & PIALLI, 1990) ed in Corsica (NARDI, 1975). La successiva evoluzione postcollisionale, avvenuta principalmente in ambiente estensionale, ha smembrato il prisma di accrezione ed ha assottigliato la litosfera continentale senza produrre, al contrario dell'adiacente settore meridionale, crosta oceanica (SARTORI, 1990). Questi processi di *rifting*, coevi con i raccorciamenti al fronte dell'Appennino settentrionale (MALINVERNO & RYAN, 1986; BERNINI *et al.*, in stampa; LAVECCHIA, 1988; PATACCA *et al.*, in stampa), sono stati accompagnati da un'intensa attività magmatica di tipo anatettico, prevalentemente acida a carattere intrusivo ed effusivo, presente nella maggior parte delle isole dell'Arcipelago toscano (CIVETTA *et al.*, 1978; BECCALUVA *et al.*, 1989).

In questo lavoro, eseguito nell'ambito degli studi preliminari alla fase di acquisizione dati della linea CROP 3, presentiamo i risultati dell'analisi stratigrafico-strutturale, condotta in dettaglio non solo nel Tirreno settentrionale ma anche in alcuni settori limitrofi

del Mar Ligure, e suggeriamo anche una possibile interpretazione cinematica del quadro evolutivo postcollisionale. Il lavoro si basa sull'interpretazione di numerosi profili sismici a riflessione mono- e pluritraccia tarati attraverso alcuni punti di campionatura del substrato (COLANTONI *et al.*, 1981) e tramite tre pozzi esplorativi dell'Agip, perforati rispettivamente sulla Dorsale di Pianosa (Martina-1 e Mimosa-1) e sulla piattaforma toscana a circa 25 km al largo di Livorno (Maria-1) (Fig. 1). Le linee sismiche hanno densità e regolarità di maglia che diminuiscono verso il Bacino della Corsica, rendendo via via difficile l'identificazione della continuità laterale delle strutture. I profili, registrati con tecniche e scopi analitici differenti, si presentano, dal punto di vista della penetrazione e risoluzione, alquanto disomogenei offrendo delle immagini acustiche molto variabili sia del substrato tettonizzato che della copertura sedimentaria neoautoctona. Parallelemente i dati litostratigrafici della campionatura sono scarsi e distribuiti in modo molto casuale, tuttavia essi forniscono informazioni chiave per l'interpretazione strutturale: sono un esempio le metamorfite ad alta pressione dragate a SE di Montecristo, sui fianchi del M.te Cialdi (ALERIA, 1980a; BACINI SEDIMENTARI, 1981) ed i calcari cavernosi triassici recuperati sulla Dorsale di Pianosa (Fig. 1) che, oltre a sottolineare i caratteri tettono-stratigrafici del substrato, contribuiscono a delineare uno scenario della tettonica distensiva regionale molto eterogeneo ed articolato nel tempo.

2. - DATI GEOFISICI E MAGMATOLOGICI

A differenza di alcune aree limitrofe, quali il margine occidentale del Mar Ligure e la catena appenninica, il Tirreno settentrionale mostra una scarsa sismicità situata nei livelli più superficiali della litosfera (km) (BOCCALETTI *et al.*, 1985; EVA *et al.*, 1990). Essa è concentrata principalmente a nord dell'Isola d'Elba, lungo il prolungamento a mare di alcune strutture trasversali dell'Appennino settentrionale (BARTOLINI *et al.*, 1983), ed è caratterizzata da meccanismi focali superficiali di tipo distensivo i quali si contrappongono a quelli molto più profondi, compressivi e trascorrenti, registrati nei settori interni ed esterni della catena (GASPARINI *et al.*, 1985; CATTANEO *et al.*, 1987; SUHADOLC, 1989). Questa attività sismica poco intensa e molto irregolare sembra essere in relazione con le proprietà elastiche e termiche della litosfera. Infatti buona parte dell'area, comprendente anche la Toscana meridionale ed il Lazio settentrionale, è sede di un elevato flusso di calore, superiore ai 100 mW/m^2 (MONGELLI *et al.*, 1989) che culmina con i valori elevatissimi dei campi geotermici di Larderello e Travale (DELLA VEDOVA *et al.*, 1988), condizionando così il comportamento elastico-plastico della crosta e del mantello superiore.

La struttura crostale profonda è molto complessa (Fig. 2a, b) ed è oggetto di interpretazioni contrastanti.

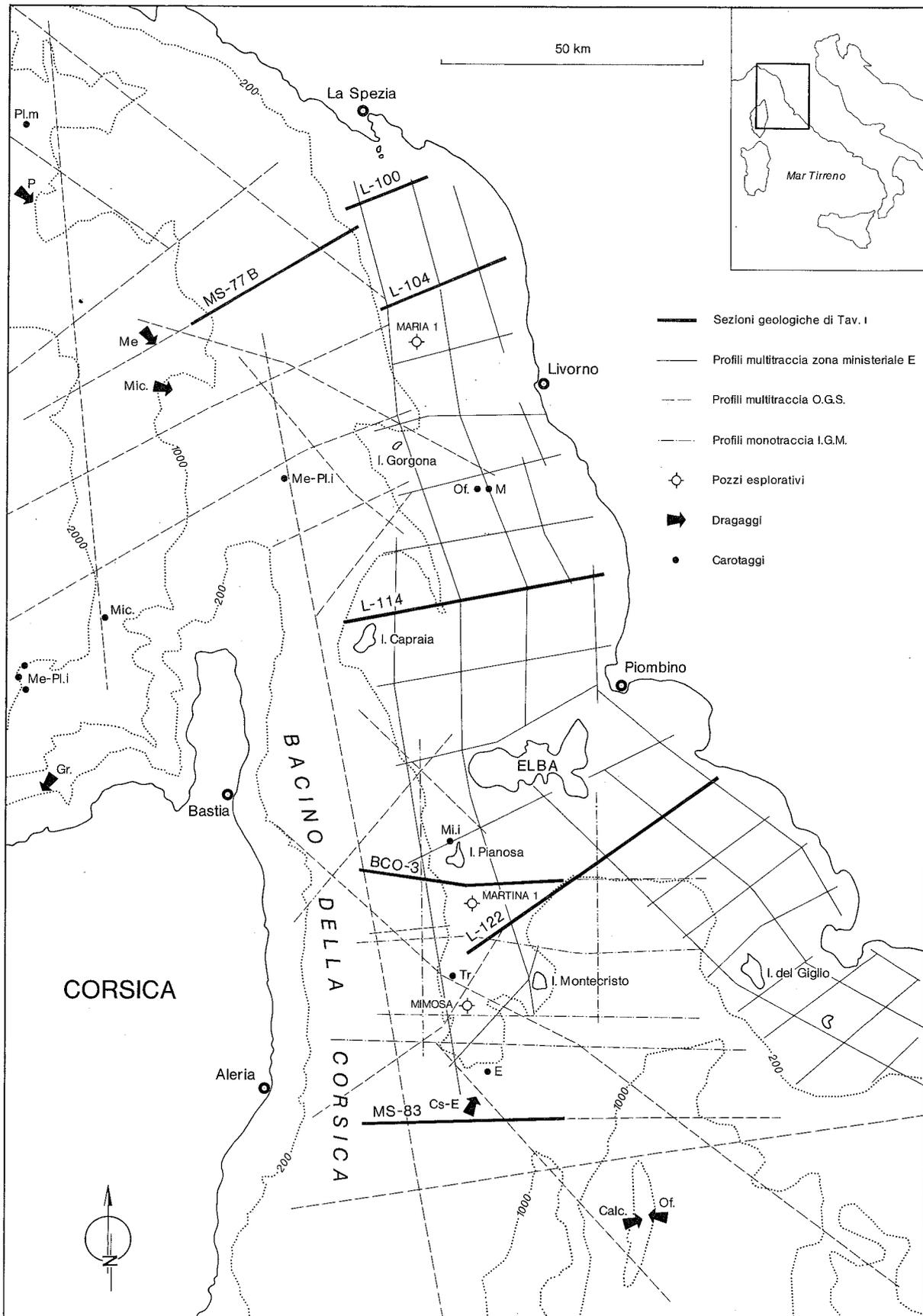


Fig. 1 - Mappa indice dell'area investigata, mostrandone l'ubicazione dei profili sismici e dei dati lito-stratigrafici utilizzati nello studio. Abbreviazioni dei dragaggi e carotaggi, Pl.m: Pliocene medio, Pl.i: Pliocene inferiore, Me: Messiniano, Mi.i: Miocene inferiore, E: Eocene, Cs: Cretaceo superiore, M: Mesozoico, Tr: Triassico, P: Paleozoico. Mic.: micascisti, Gr: graniti, Of.: ofioliti, Calc.: calcescisti (ALERIA, 1980a; COLANTONI *et al.*, 1981).

I dati di sismica a rifrazione evidenziano, tra la Toscana occidentale e l'Isola d'Elba, una crosta continentale assottigliata, con spessori varianti tra i 20 ed i 22 km (LETZ *et al.*, 1977; BUNESS, 1985). Essa si ispessisce bruscamente verso ovest, al di sotto del fianco orientale del Bacino della Corsica (Fig. 2a), fino ai 33 km del blocco corso (EGGER *et al.*, 1988). Parimenti verso est, in corrispondenza della congiungente

Firenze-Arezzo-Perugia, si assiste ad un brusco salto della Moho che passa repentinamente da 30 a quasi 40 km di profondità (Fig. 2b) (GIESE *et al.*, 1979; NICOLICH, 1981). Sismicamente la crosta assottigliata è abbastanza stratificata e mostra un orizzonte molto marcato e continuo alla profondità di 10-11 km caratterizzato da V_p varianti tra 6.0 e 6.2 km/s. In quest'area, malgrado sia stata suggerita la presenza di un rad-

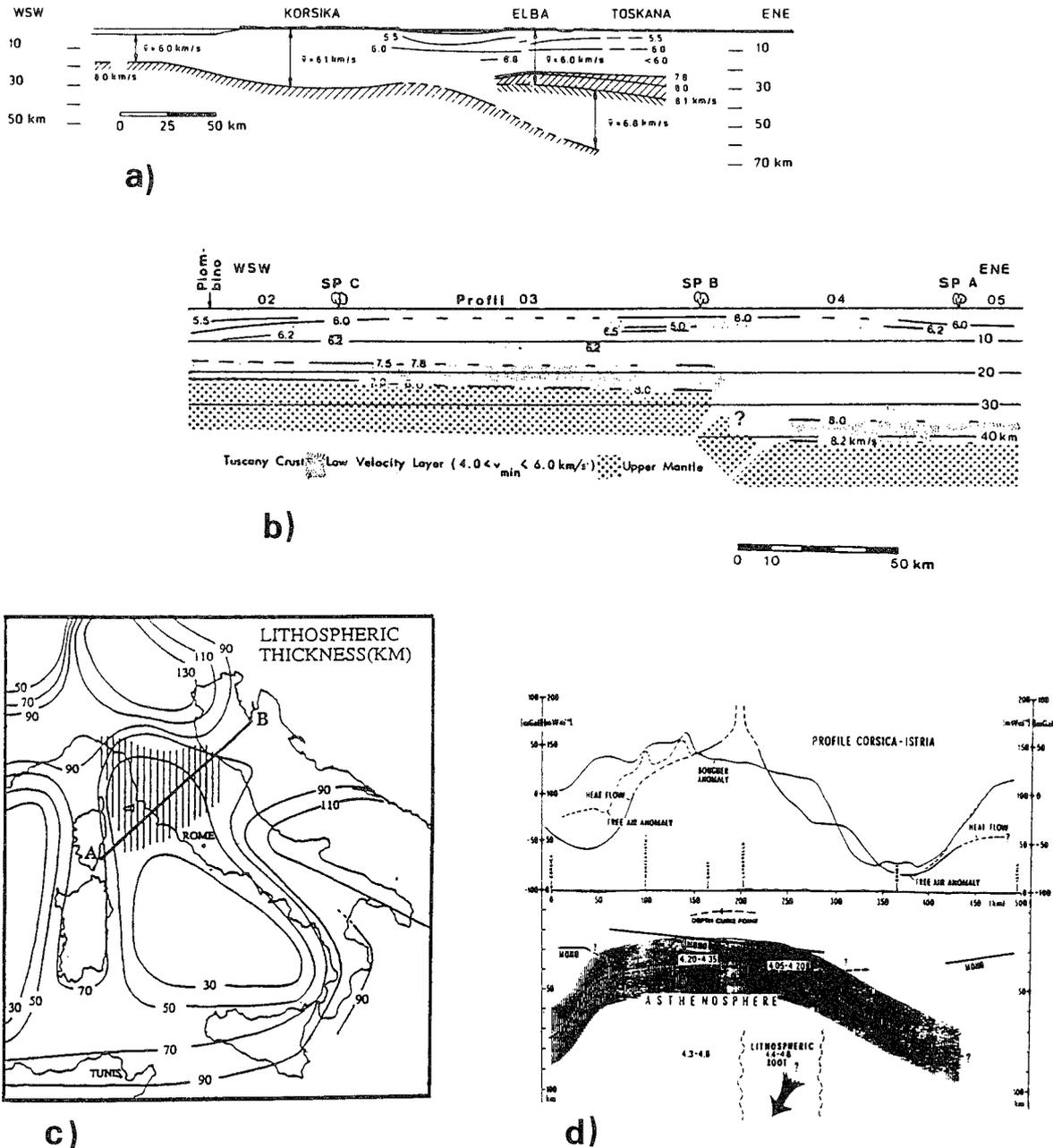


Fig. 2 - a) Sezione sismica a rifrazione, tra la Corsica e la Toscana occidentale, mostrandone la stratificazione della crosta, la profondità della Moho e l'interpretazione del raddoppio crosta-mantello al di sotto della Dorsale di Pianosa (da LETZ *et al.*, 1977) - b) Sezione sismica a rifrazione, ad est di Piombino, in cui appare evidente il brusco salto nella profondità della Moho nella parte orientale del profilo (da GIESE *et al.*, 1979) - c) Carta degli spessori della litosfera. A righe verticali l'estensione dell'area tirrenico-toscana caratterizzata da un mantello litosferico (LID) anomalo - d) Sezione litosferica, ad est della Corsica (profilo A-B in c), con le anomalie gravimetriche ed i valori del flusso di calore. Da notare l'assottigliamento della litosfera nell'area del Tirreno settentrionale e della Toscana, accompagnata da valori elevatissimi del flusso di calore; si noti anche la presenza di probabili radici litosferiche fino a 200 km di profondità (da DELLA VEDOVA *et al.*, 1988).

doppio della Moho, con una transizione crosta-mantello europea alla profondità di circa 60 km (Fig. 2a) (MORELLI *et al.*, 1977; REUTTER *et al.*, 1980), il mantello litosferico (LID) appare sottile ed è costituito da

materiale a bassa rigidità come dimostrano i valori di velocità poco elevati delle onde di taglio (SUHADOLC & PANZA, 1989). Lo spessore della litosfera è ridotto a meno di 70 km (Fig. 2c) e questa sembra poggiare

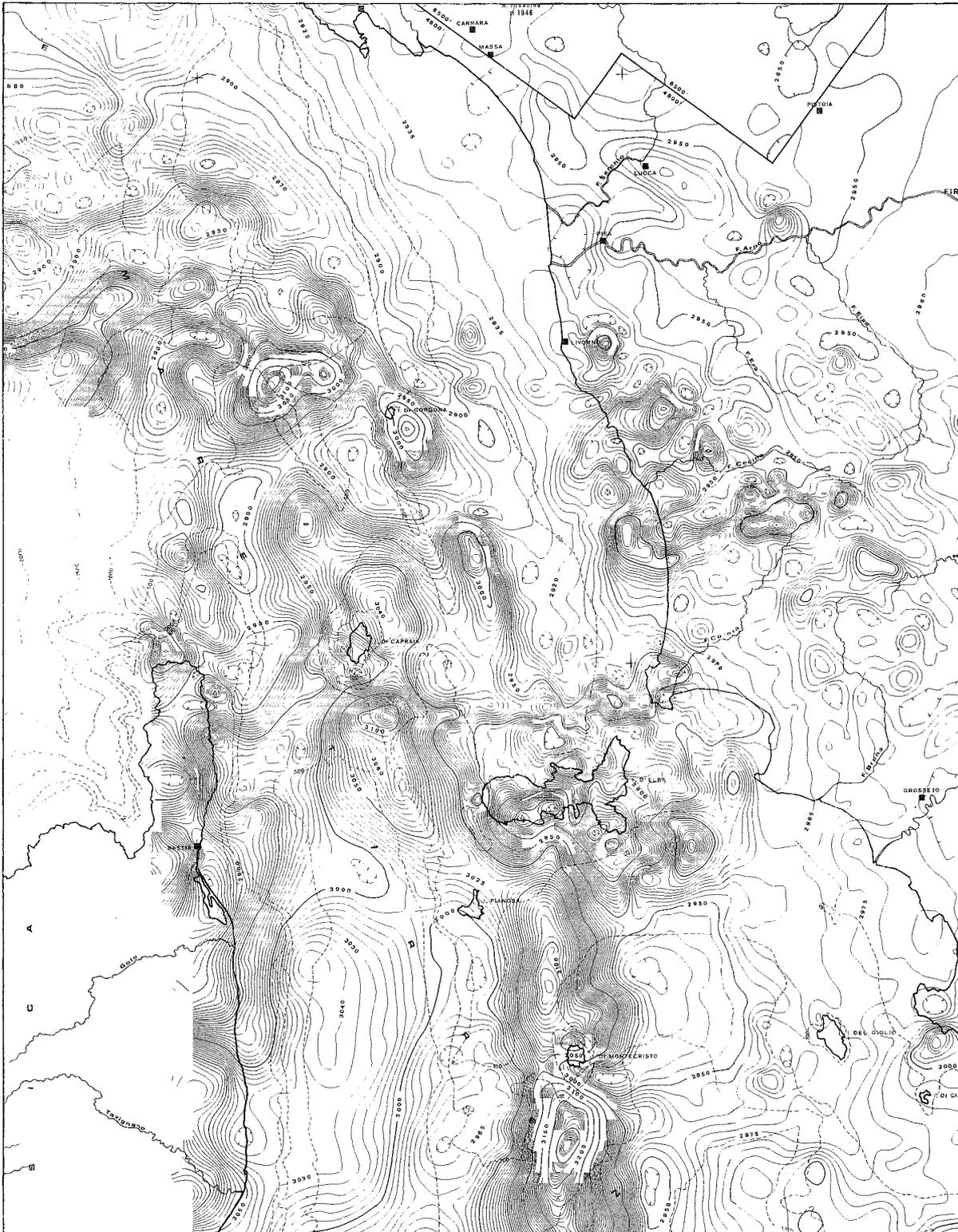


Fig. 3 - Anomalie del campo magnetico residuo, tratte dal Foglio D della Carta Magnetica d'Italia, scala 1: 500.000 (AGIP, 1982). In evidenza la fascia di anomalie positive ad andamento meridiano che, a nord dell'Isola d'Elba, ruotano verso est in direzione della piana batiale ligure.

su una risalita del mantello astenosferico in cui sono state individuate radici litosferiche ad alta velocità (Fig. 2d) (PANZA, 1984; SUHADOLC & PANZA, 1989).

Le anomalie del campo magnetico residuo (Fig. 3) (AGIP, 1982) definiscono le differenti proprietà magnetiche delle rocce sopracroscali situate al di sopra del punto di Curie, che nell'area toscana si trova a circa 10 km di profondità (Fig. 2d) (DELLA VEDOVA *et al.*, 1988). Nella carta magnetica di figura 3, il *trend* di maggior rilevanza è rappresentato da un marcato sistema di anomalie a decorso meridiano, coincidente con la Dorsale di Pianosa, che a nord dell'Isola d'Elba ruota gradualmente verso NW, passando per l'Isola della Gorgona. Nel settore del Mar Ligure questo lineamento ha un andamento molto più complesso e sembra congiungersi in terra con le anomalie magnetiche legate alle unità ofiolitiche del gruppo di Voltri. Il restante panorama magnetico è relativamente più tranquillo sia nel Bacino della Corsica che nell'area compresa tra La Spezia e Livorno; esso assume invece caratteri più articolati in tutto il tratto di piattaforma continentale a sud di Livorno e nell'entroterra toscano in cui sono presenti numerose anomalie ad alta frequenza molto circoscritte.

L'interpretazione dei dati magnetici, effettuata da CASSANO *et al.* (1986), mette in luce l'esistenza di un basamento magnetico, a bassa suscettività, ubicato tra i 7 ed i 2 km di profondità, e differenziabile verso oriente in un *basamento suscettivo toscano* culminante in corrispondenza degli affioramenti delle unità metamorfiche toscane. Ad esso si intercalano estese e potenti unità ofiolitiche, sufficientemente radicate, delimitanti la zona di sutura meridiana che separa il dominio della Corsica Alpina da quello dell'Appennino (Fig. 4). Litosomi ofiolitici sono stati generalmente associati anche alle anomalie ad alta frequenza della piattaforma e dell'entroterra toscano dove però rappresentano corpi sparsi di porzioni limitate, inglobati entro le coltri liguri alloctone.

Accanto ai corpi ofiolitici, si può osservare la distribuzione di frequenti corpi magnetici intrasedimentari (Fig. 4) riferibili, secondo i medesimi autori, al magmatismo neogenico della Toscana e del Tirreno settentrionale. Essi si addensano generalmente attorno ai centri magmatici affioranti della Provincia Anatetica Toscana, i quali hanno fornito età radiometriche varianti tra 15.3 e 0.18 Ma (FERRARA & TONARINI, 1985). In questo contesto, assume una particolare rilevanza la messa in posto dei lamprofiri di Sisco in Corsica (15.3-14.3 Ma) (CIVETTA *et al.*, 1978) che possono essere considerati come il prodotto di una nuova fase magmatologica d'ambiente postcollisionale, legata ad un notevole assottigliamento della litosfera precedentemente ispessita (BECCALUVA *et al.*, 1989). Le datazioni (Fig. 4) rivelano una chiara diacronia ed una migrazione verso oriente dell'attività magmatica la quale nell'area considerata è raggruppabile in almeno tre eventi discreti (15.5-15.0, 7.3- 6.0, 5.1-2.2 Ma), messi in luce da SERRI *et al.* (questo volume), ed in

buona parte coerenti con l'evoluzione spaziale e temporale dell'estensione tirrenica (KASTENS & MASCLE, 1990; SARTORI, 1990).

3. - INTERPRETAZIONE SISMICA

Come già accennato nell'introduzione, i profili sismici a riflessione mostrano in tutta l'area una grande variabilità nella penetrazione e nella risoluzione a causa non solo delle differenti tecniche di acquisizione e di elaborazione dei dati ma anche dei diversi caratteri lito-strutturali del substrato. In tutti i profili è comunque osservabile un riflettore ad alta impedenza acustica, correlabile regionalmente, che separa la copertura sedimentaria neoautoctona neogenico-quadernaria dal sottostante substrato alloctono; la sua topografia (Fig. 5) è il risultato della somma degli eventi tettonici compressivi e distensivi meso-cenozoici. I profili Sparker monotraccia, ad alta risoluzione, ubicati soprattutto a sud dell'Isola d'Elba (Fig. 1), forniscono un'ottima definizione dei caratteri sismostratigrafici della successione sedimentaria neoautoctona, caratterizzata da riflettori continui a geometria parallela, divergente e progradante (Fig. 7a). Le linee Aquapulse e Flexotir pluritraccia consentono invece, in funzione del grado di penetrazione acustica, che generalmente diminuisce in prossimità dei corpi magmatici intrasedimentari, di effettuare una suddivisione più o meno dettagliata del substrato alloctono il quale risulta sismicamente più caotico e caratterizzato nella maggior parte dei casi da riflettori deboli e scarsamente continui (Fig. 7b). Ne deriva una distribuzione in profondità del basamento sismico (inteso come superficie di massima penetrazione acustica) molto variabile da zona a zona che talvolta può coincidere col basamento metamorfico ercinico, come definito in Toscana e nell'Isola d'Elba (BAGNOLI *et al.*, 1979; BURGASSI *et al.*, 1979), e che a luoghi sembra confondersi con le porzioni meno profonde del basamento magnetico (CASSANO *et al.*, 1986).

I risultati dell'interpretazione sismica, inseriti in un quadro di correlazione cronostatigrafica a bassa risoluzione (Fig. 5), sono compendati nella carta tempo-strutturale della base della serie neoautoctona neogenica (Fig. 6), nella carta strutturale del substrato alloctono (Fig. 10) e nelle sezioni geologiche di tavola 1, quest'ultime non convertite in profondità a causa della scarsa conoscenza delle velocità sismiche d'intervallo. La mappatura degli orizzonti e delle strutture non è stata estesa alle aree del Mar Ligure orientale e del Bacino della Corsica in quanto in questi settori la densità dei profili e/o la loro qualità sono in genere troppo scarse per poter fornire una rappresentazione planimetrica degli elementi sufficientemente dettagliata.

4. - QUADRO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

In figura 5 sono elencate con numeri progressivi

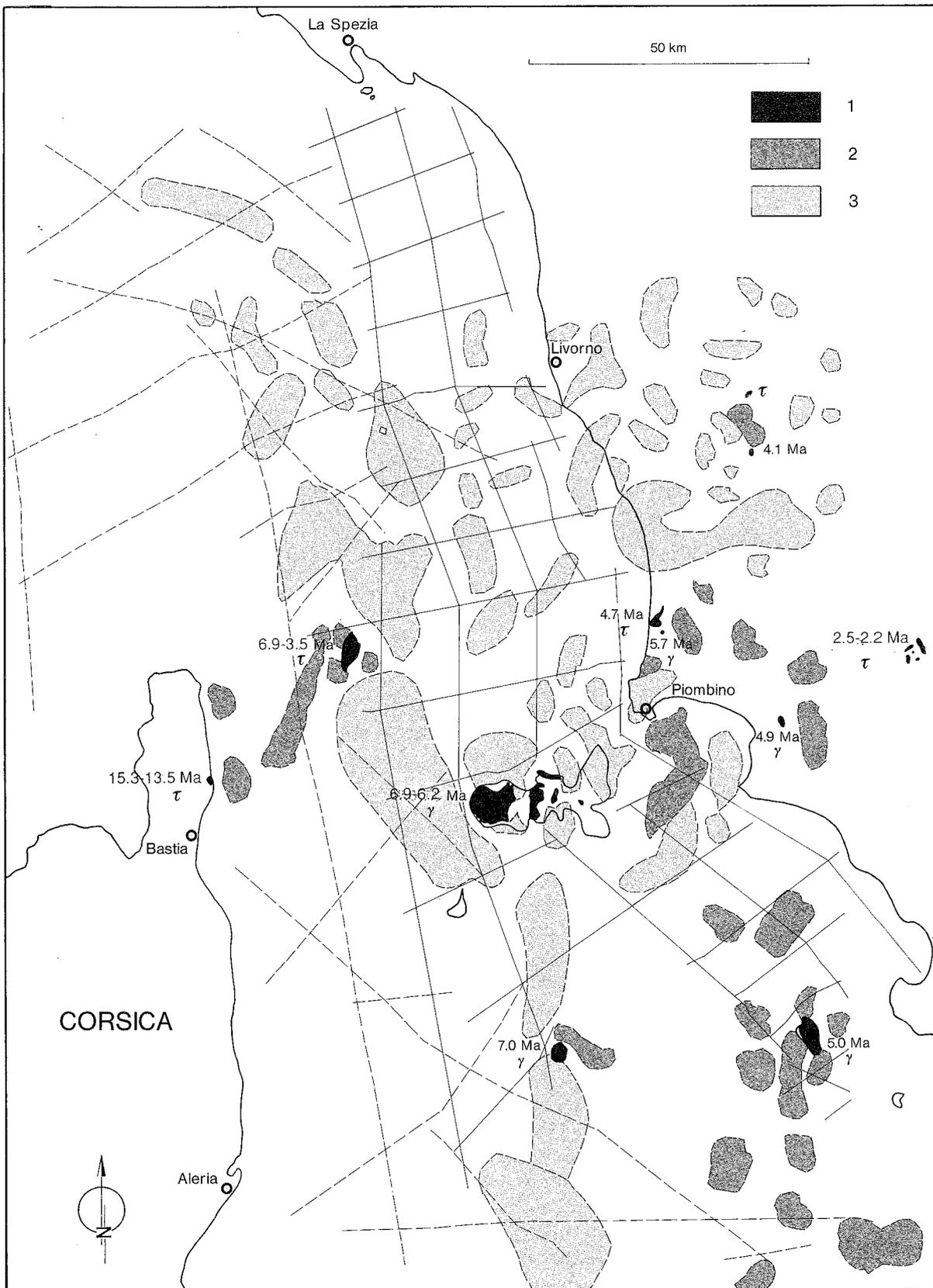


Fig. 4 - Distribuzione dei principali corpi magmatici (nero) della Provincia Anatectica Toscana e di Sisco con le età della loro messa in posto, delle unità ofiolitiche metamorfiche e non (grigio chiaro) e dei corpi magnetici intrasedimentari (grigio scuro) dell'area dell'alto Tirreno.

SPARKER 30KJ (da Zitellini et al. 1986)		AQUAPULSE (da Bartole, 1990, modificato)			CRONOSTRATIGRAFIA STANDARD
SIGNIFICATO e CRONOSTRATIGRAFIA	UNITA' SISMICHE	SIGNIF.	CORRELAZIONE con le Unità dell'APPENNINO SETTENTRIONALE		
Successione Sedimentaria del Pliocene Medio p.p. - Attuale	X A	1	Successioni Sedimentarie Post-Rift	Cicli Sedimentari Neoautoctoni Toscani	Quaternario Pliocene sup. p.p.
Successione Sedimentaria del Pliocene inf. - Pliocene medio p.p.	Y B ₁	2			
Evaporiti Messiniane	B ₂	—	Syn-Rift		Pliocene sup. p.p. - Miocene sup. - (medio?)
Successione Sedimentaria Miocenica Pre-Evaporitica	(L)---? B ₃	2*			
Basamento Acustico	Z-(U) (C ₃)→	3*	Substrato Alloctono		Unità Epiliguri
	C	3		Unità Liguri e Subliguri	Miocene - Giurassico ?
	(distinguibile in: C ₃ : riflettivo C ₂ : debol. rifl. C ₁ : non rifl.)	4		Unità Toscane	Oligocene - Triassico
		5		Unità Metamorfiche Toscane	Oligocene - Paleozoico

Fig. 5 - Schema di correlazione cronostatigrafica delle unità sismiche nel margine toscano del Tirreno settentrionale. La figura illustra la loro correlazione con le unità stratigrafico- strutturali dell'Appennino settentrionale e con le unità sismiche desunte precedentemente dall'analisi dei profili ad alta risoluzione. L'area delimitata dalle linee oblique sottolinea la difficoltà di correlazione tra la base dell'unità 2* e le varie discontinuità presenti nell'unità B₃. Lo schema di correlazione mette in evidenza la maggior risoluzione fornita dal sistema Sparker nella copertura sedimentaria neoautoctona rispetto alla maggior penetrazione del sistema multicanale Aquapulse. L'unità sismica 3 è correlabile anche con l'unità alpina dei *Calcescisti con ofioliti* affiorante all'Isola della Gorgona.

le principali unità sismostratigrafiche identificate nella copertura neoautoctona e nel substrato alloctono. Esse sono correlate, tramite i pozzi *offshore* dell' Agip (Fig. 1) e gli affioramenti dell'arcipelago e della fascia costiera toscana, con le unità stratigrafico-strutturali dell'Appennino settentrionale (BOCCALETTI & COLI, 1982). Nella medesima figura la correlazione è estesa anche alle unità sismiche stabilite precedentemente, col sistema Sparker ad alta risoluzione, per il Tirreno settentrionale (ZITELLINI *et al.*, 1986). Lo schema si basa su una suddivisione stratigrafica proposta recentemente da BARTOLE (1990a) per il settore a sud dell'Isola d'Elba, modificata con l'introduzione di una nuova unità (3*) resasi necessaria a seguito della revisione stratigrafica del pozzo Martina-1 (GROPPI, comunicazione personale). I limiti delle unità sismiche corrispondono sia alle superfici di sovrapposizione tettonica nel substrato alloctono sia alle discontinuità regionali, caratterizzate da discordanze angolari e non, ben identificabili nelle successioni sedimentarie neogeniche di *syn-* e *post-rift* (Figg. 7a, 9). E' da sottolineare che le età delle varie unità sismostratigrafiche si riferiscono strettamente all'area rappresentata in figura 6. Infatti l'eventuale confronto con aree molto più esterne (Toscana orientale) o più interne (Corsica e Bacino della Corsica) genera, come si vedrà successivamente, sensibili variazioni nella cronostatigrafia, soprattutto della copertura neoautoctona, in funzione

della migrazione diacrona verso oriente degli eventi tettono-sedimentari.

4.1 - IL SUBSTRATO ALLOCTONO

Entrando nei dettagli stratigrafico-strutturali, nei settori a maggior penetrazione acustica il substrato alloctono, parzialmente esposto in una sezione ideale nell'Isola d'Elba (KELLER & PIALLI, 1990), appare come una struttura embriicata formata dall'appilamento di numerose unità (Fig. 7b), derivanti dalla deformazione del paleomargine apulo e dell'adiacente bacino oceanico. Partendo dall'unità sismica geometricamente più profonda è possibile distinguere:

L'UNITA' 5 Scarsamente riflettente e difficilmente differenziabile al suo interno, coincide nella maggior parte dei casi col basamento sismico. Essa è ben identificabile nei profili sismici a sud dell'Isola d'Elba dove costituisce un alto di basamento, bordato da faglie normali a basso angolo (Fig. 8; tav. 1, sez. L-122), eroso nella parte sommitale e strutturalmente collegato agli affioramenti di M.te Calamita. Ne deriva una immediata correlazione con le unità del basamento metamorfico toscano (ELTER & PANDELI, 1990) e più in generale con l'insieme delle unità metamorfiche toscane come testimoniano anche le prosecuzioni in mare degli affioramenti in emersione (BARTOLE, 1990a,b).

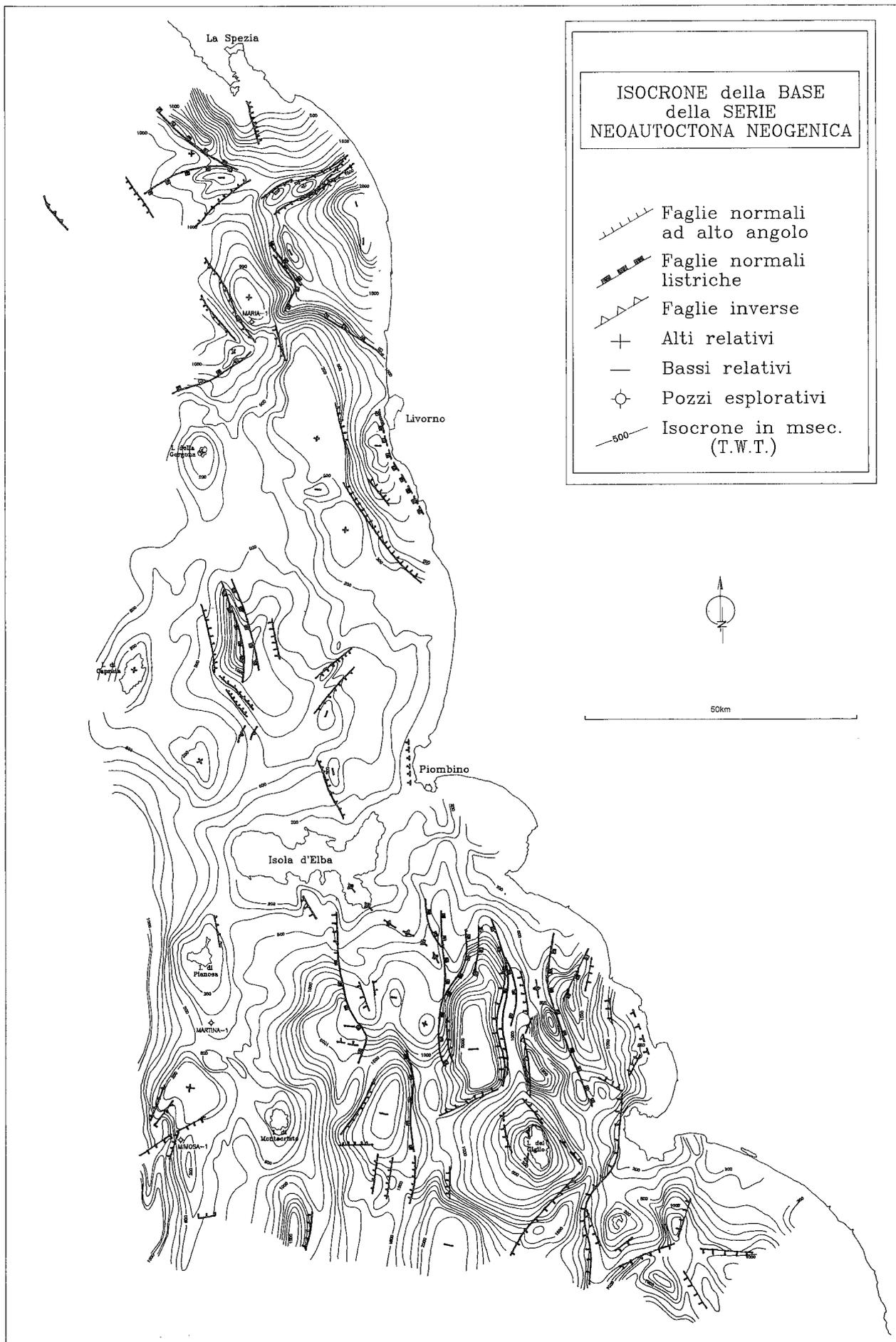
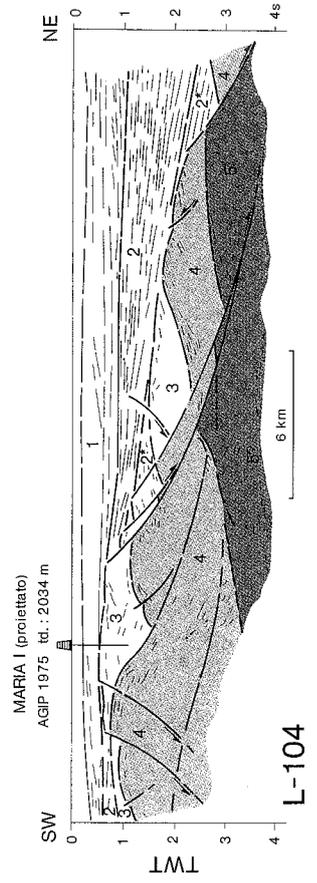
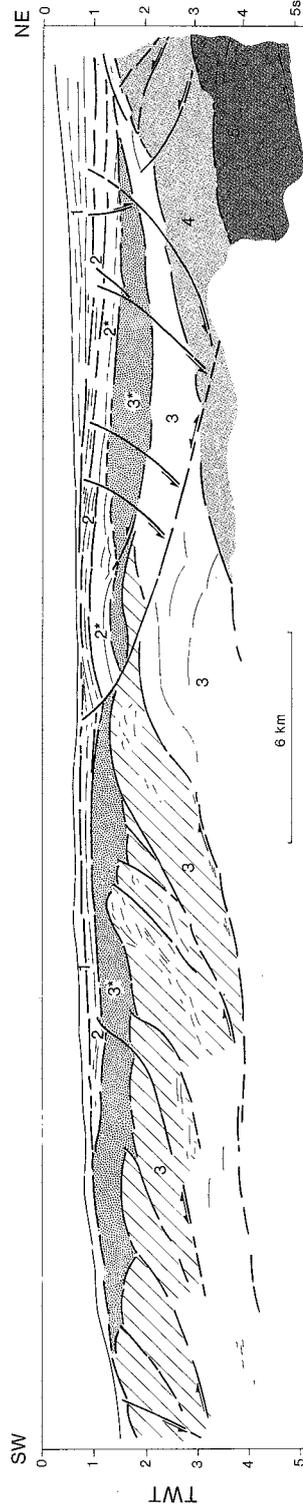
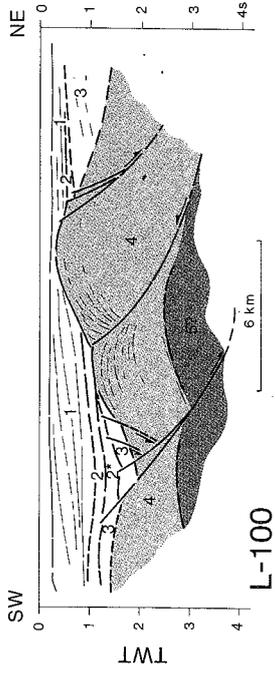


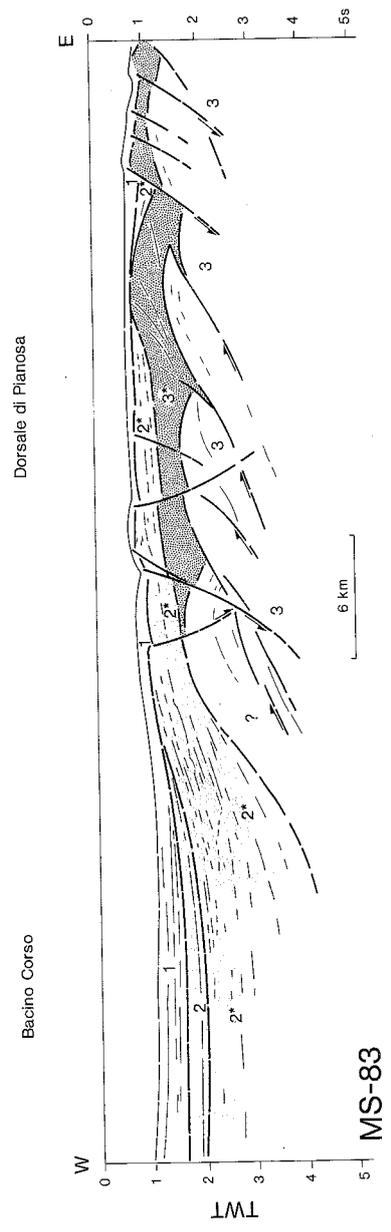
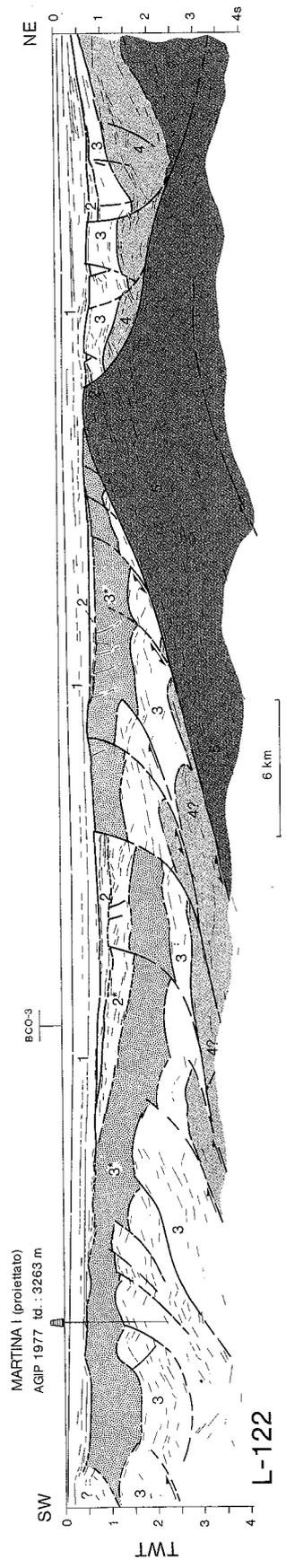
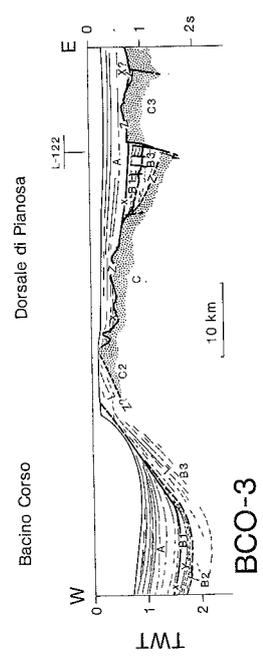
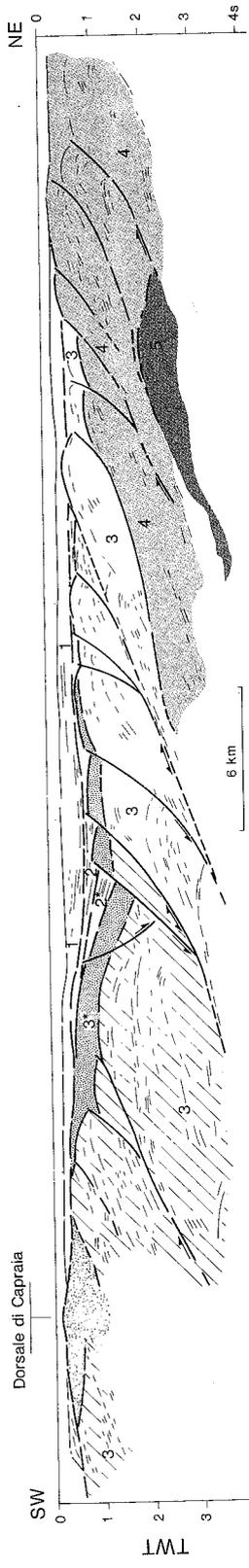
Fig. 6 - Mappa tempo-strutturale della base della serie neoauctona neogenica. Per l'interpretazione vedi testo.

SEZIONI GEOLOGICHE (in tempi)

Legenda

-  Corpi magmatici
-  Successioni sedimentarie neogenico-quadernarie post-rift
-  Successioni sedimentarie neogeniche di syn-rift
-  Unità epiliguri
-  Unità liguri e subliguri
-  ed unità dei calcareisti con ofioliti
-  Unità toscane
-  Unità metamorfiche toscane





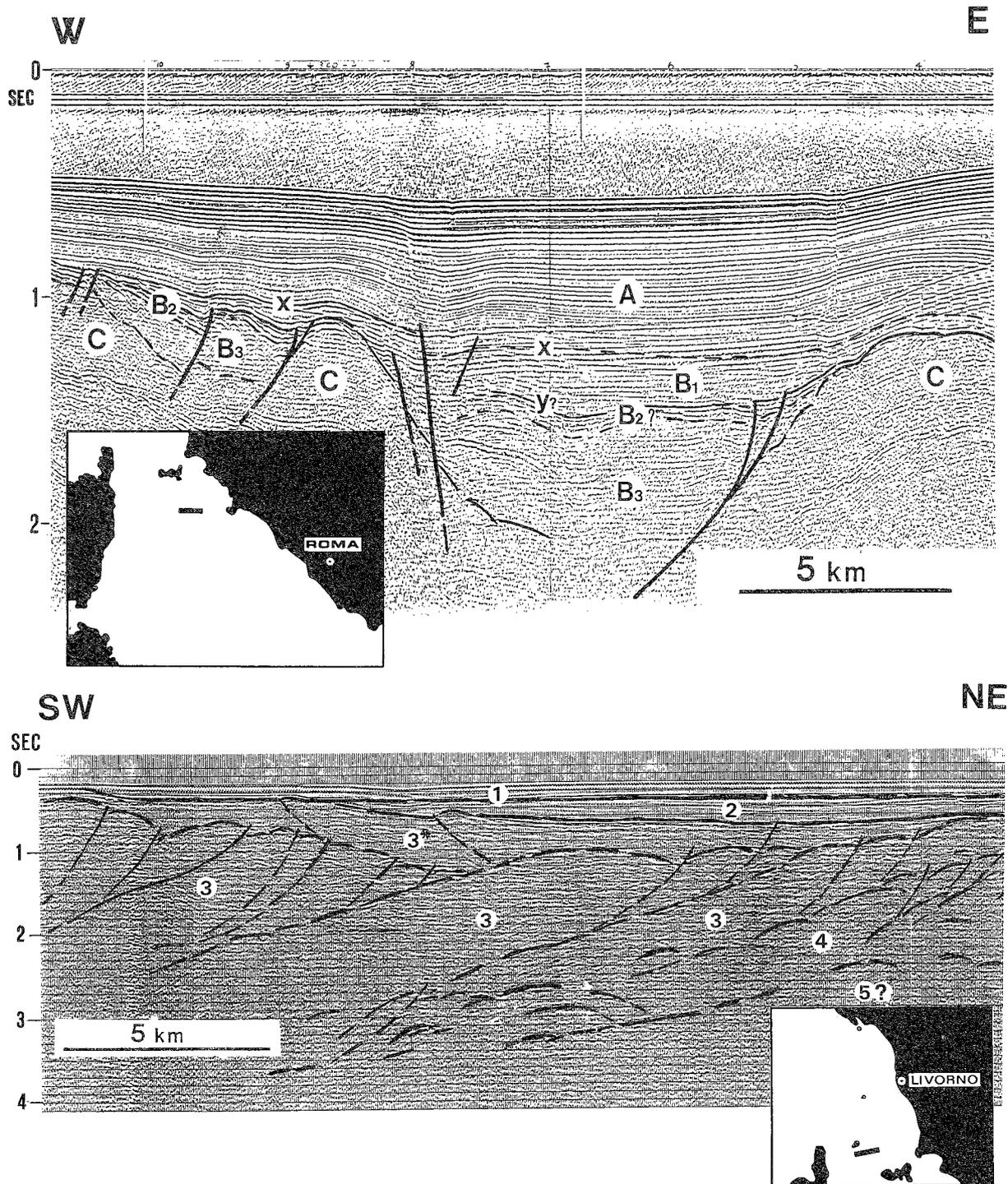


Fig. 7 - Immagini acustiche della copertura neoauctona e del substrato alloctono nei profili sismici interpretati. - a) Profilo Sparker I.G.M. BCO-2 mostrante in dettaglio i caratteri sismici ed il grado di risoluzione nelle unità di *syn-* e *post-rift*. Da notare i sottili depositi messiniani in facies evaporitica marginale (B₂), lo spessore dell'unità B₃ e la presenza di faglie sia listriche che verticali bordanti le aree bacinali. - b) Profilo multitraccia Aquapulse L-116 mostrante le suddivisioni e le geometrie strutturali del substrato alloctono. Gli elementi più occidentali dell'unità 3 appartengono ai *Calcescisti con ofioliti* della Gorgona. Per la spiegazione dei simboli vedi figura.

A nord dell'Isola d'Elba la calibratura dell'unità è molto più incerta ed è stata effettuata prevalentemente sulla base di considerazioni geometriche di giacitura e di

spessore. In questo caso essa costituisce una fascia più o meno continua ad andamento submeridiano, larga una decina di km, situata alla profondità di 3-4 s (tem-

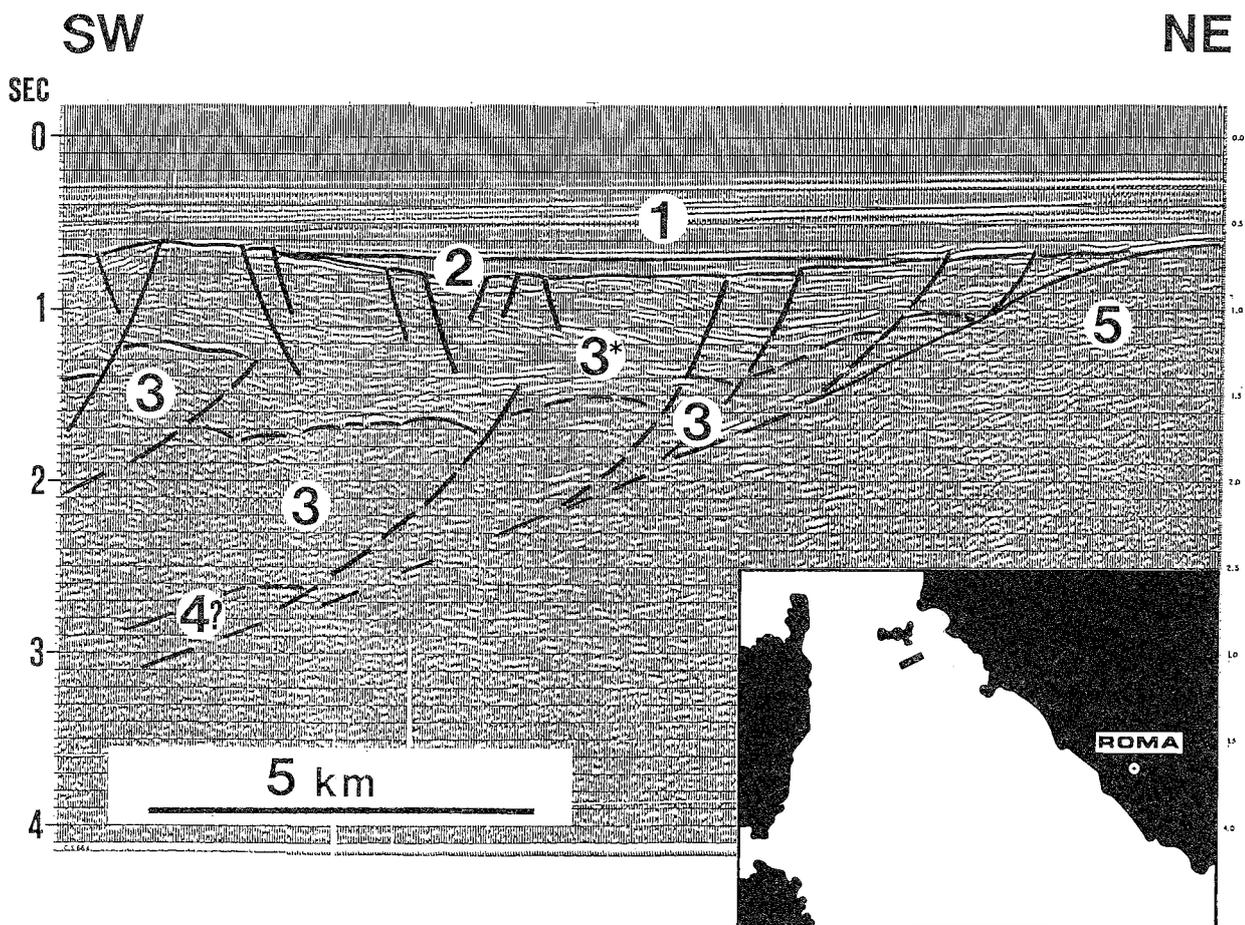


Fig. 8 - Porzione centrale della sezione sismica L-122. L'alto del basamento metamorfico toscano (5), sigillato dall'unità 1 di *post-rift*, è bordato ad occidente da faglie distensive listriche e a basso angolo, riattivazioni in alcuni casi di precedenti superfici d'accavallamento. Da notare le troncature superiori degli orizzonti nell'unità sinorogenica 3*. Per la spiegazione degli altri simboli vedi figura 5.

più doppi), in cui il contatto tettonico con l'unità superiore è rappresentato da una serie di riflettori di ampiezza considerevole coinvolti nella tettonica distensiva neogenica (Fig. 10).

L'UNITA' 4 Molto più riflettente della precedente, è caratterizzata da riflettori discontinui ed irregolari ad ampiezza e frequenza variabile, separati da bande più organizzate, oblique e divergenti, probabilmente associate a strutture e ad accavallamenti interni (Fig. 7b). Essa è correlata nel suo complesso con le successioni della *Falda Toscana*, ma gli elementi di taratura non consentano di riconoscere nelle sezioni sismiche le varie unità formazionali. L'unità è stata raggiunta solo nel pozzo Matilde-1 (AGIP, 1975), perforato al largo di Civitavecchia (BARTOLE, 1990b), tuttavia essa gode di numerosi altri punti di controllo rappresentati dagli affioramenti della Toscana marittima e dell'arcipelago toscano. La sua distribuzione areale è molto ampia (sezz. di tav. 1); infatti è stata identificata, in modo continuo ed a profondità variabili, dal Golfo di La Spezia allo Scoglio d'Africa, situato sul bordo occidentale della Dorsale di Pianosa (Fig. 1), in cui affioramenti

di calcari cavernosi triassici (COLANTONI *et al.*, 1981), messi a giorno dall'estensione neogenica, ne testimoniano chiaramente la presenza.

L'UNITA' 3 E' caratterizzata dall'insieme di numerose facies acustiche, varianti dal sordo al trasparente, cui si intercalano zone costituite da riflessioni sia continue che caotiche indicanti una grande variabilità nelle modalità di tettonizzazione. Fasce di riflettori pendenti e divergenti, molto simili a quelli dell'unità precedente, la suddividono talvolta in settori discreti (Fig. 7b) simulando classiche geometrie di rampa. L'unità presenta spessori molto rilevanti, superiori ai 2-3 s (tav. 1, sezz. L-122, L-114, MS-77B), soprattutto nel settore centrale; più ad ovest essa si immerge al di sotto delle potentissime successioni neoautoctone del Bacino della Corsica (tav. 1, sez. MS-83) il cui substrato alloctono è di difficile interpretazione a causa della insufficiente penetrazione acustica. L'unità tende ad assottigliarsi, fino talvolta ad estinguersi, verso la costa toscana in concomitanza con la comparsa di facies sismiche trasparenti o caotiche le quali, a nord dell'Isola d'Elba, permettono di separarla facilmente dalla sot-

tostante unità 4. A sud questo limite è visibile solamente lungo la prosecuzione a mare dell'anticlinale di M.te Calamita dove l'unità sembra poggiare in parte sul basamento metamorfico toscano (Fig. 8) (BARTOLE, 1990b).

Correlata genericamente con le coltri liguri s.l. dell'Appennino settentrionale, l'unità 3 rappresenta la sequenza sismica più diffusa e meglio calibrata del substrato alloctono. Infatti il pozzo Maria-1, ad ovest di Livorno (Fig. 1), è penetrato per più di 1500 m in una successione costituita da torbiditi arenacee, marne ed ofioliti ricoprenti peliti paleoceniche attribuite alla *Formazione di Giariette* dell'*Unità del Gottero*; i pozzi Martina-1 e Mimosa-1, localizzati sulla Dorsale di Pianosa (Fig. 1), hanno attraversato (GROPPI, comunicazione personale) scaglie tettoniche est-vergenti costituite da torbiditi arenaceo-pelitiche del Paleocene superiore-Eocene medio, contenenti breccie ofiolitiche (*Formazione di Lanciata* ?), fino alle profondità rispettivamente di 3263 e 3793 m (fondo pozzo). Più a sud le campionature hanno messo in luce la presenza di sequenze cretaccio superiori-paleoceniche del *Flysch ad Elmintoidi s.l.* (Fig. 1) (ALERIA, 1980a; BACINI SEDIMENTARI, 1981) che sembrano appartenere ad una scaglia tettonica sovrapposta a quelle descritte precedentemente (tav. 1, sez. MS-83), in una giacitura comparabile a quella dei flysch cretaccici e terziari dell'Isola d'Elba (KELLER & PIALLI, 1990). Un ulteriore elemento di taratura delle coltri liguri è rappresentato dalla distribuzione areale dei corpi basici ed ultrabasici, desunta dall'interpretazione delle anomalie magnetiche (Fig. 4); questi corpi sono parte di un *Complesso Ofiolitico* il quale è presente con facies caotiche e spessori limitati su quasi tutta la piattaforma toscana come è dimostrato ampiamente dalle campionature (COLANTONI *et al.*, 1981).

All'unità 3 appartengono anche i *Calcescisti con ofioliti* di pertinenza alpina i quali, pur non inseriti nello schema stratigrafico di figura 5, costituiscono talvolta le porzioni geometricamente più elevate della sequenza ligure vergente verso est (Fig. 7b; tav. 1, sez. L-114, MS-77B). Essi hanno come punti principali di controllo gli affioramenti dell'Isola della Gorgona e la loro distribuzione, tentativamente tracciata in figura 11, è marcata soprattutto dalla presenza di estesi corpi ofiolitici, abbastanza radicati, situati al centro dell'area investigata (Fig. 4). I *Calcescisti con ofioliti* costituiscono parte del substrato alloctono del Bacino Corso e si collegano ad occidente con le unità della Corsica alpina; è comunque necessario sottolineare che calcescisti e metaofioliti di alta pressione, attribuite al metamorfismo alpino (ALERIA, 1980a; BACINI SEDIMENTARI, 1981), sono state recuperate anche sul M.te Cialdi, ad est della Dorsale di Pianosa (Fig. 1), in un contesto di rapporti giaciture di difficile interpretazione probabilmente indotti dalla tettonica di raccorciamento, ma modificati successivamente dall'attività distensiva neogenica molto intensa a sud di Montecristo. Infine, il grado di risoluzione sismico e la mancanza di tarature impediscono il riconoscimento di elementi

stratigrafici discreti appartenenti al *Complesso Subligure di Canetolo*. Ciò nonostante, si può ipotizzare che esso sia presente con spessori molto ridotti alla base dell'unità 3 soprattutto nei settori più settentrionali dove è possibile con sicurezza estendere in mare (tav. 1, sez. L-100, MS-77B) le torbiditi arenacee e gli affioramenti di *Argille e Calcari* della piega di La Spezia (BOCCALETTI & COLI, 1982).

L'UNITÀ 3* Generalmente molto riflettente (Fig. 8), è caratterizzata da riflettori a forte ampiezza, più o meno continui, basculati e/o piegati, indicanti una discreta tettonizzazione. Essa riposa in discordanza angolare sulla sottostante unità 3 ricoprendo sia i termini riferibili ai *Calcescisti con ofioliti* che quelli attribuiti alle successioni liguri s.s. (Fig. 7b). E' l'unità geometricamente più elevata del substrato alloctono, organizzata in sequenze sismiche discrete, separate da marcate discontinuità interne; superiormente è limitata da una superficie regionale modellata dall'erosione e dalla tettonica estensionale ed è distribuita, con spessori variabili tra 0 ed 1 s, in fasce discontinue e ristrette a partire dal Promontorio di Portofino fino a sud dell'Isola d'Elba (sez. di tav. 1), con una probabile estensione anche ad ovest nell'area del Bacino Corso.

L'unità 3* è correlata con le successioni epiliguri le quali affiorano in modo molto circoscritto sul bordo tirrenico della catena appenninica (BOCCALETTI & COLI, 1982). Gli elementi di taratura sono forniti dai pozzi Martina-1 e Mimosa-1 che hanno attraversato più di 1000 m di una successione, costituita da peliti e da arenarie quarzoso-feldispatiche di età oligocenica, ricoprenti in discordanza angolare le formazioni liguri del Paleocene superiore-Eocene medio (GROPPI, comunicazione personale). La successione, in cui è osservabile una forte discordanza interna, è interpretabile dal punto di vista deposizionale come parte di un probabile riempimento di bacini di *piggy-back* confrontabile coi depositi sinorogenici delle *Formazioni di Ranzano e di Antognola* del margine appenninico padano. Di questa successione mancano i termini del Miocene inferiore basale la cui presenza, da non escludere, non è stata mai accertata nè nei logs litostratigrafici dei pozzi nè in qualsiasi altra campionatura; la *Formazione di Marina del Marchese*, affiorante nell'Isola di Pianosa e datata sommariamente al Burdigaliano superiore (COLANTONI & BORSETTI, 1973), sembra appartenere infatti già alla copertura sedimentaria neoautoctona.

4.2 - LA COPERTURA SEDIMENTARIA NEOAUTOCTONA

Come già accennato nei paragrafi precedenti, il substrato alloctono, intensamente deformato durante le fasi di raccorciamento meso-cenozoiche, è generalmente ricoperto in discordanza da una successione sismostratigrafica composta da alcune sequenze (figg. 7a,9) correlabili coi cicli sedimentari postorogeni neogenico-quadernari. La mappa tempo-strutturale della

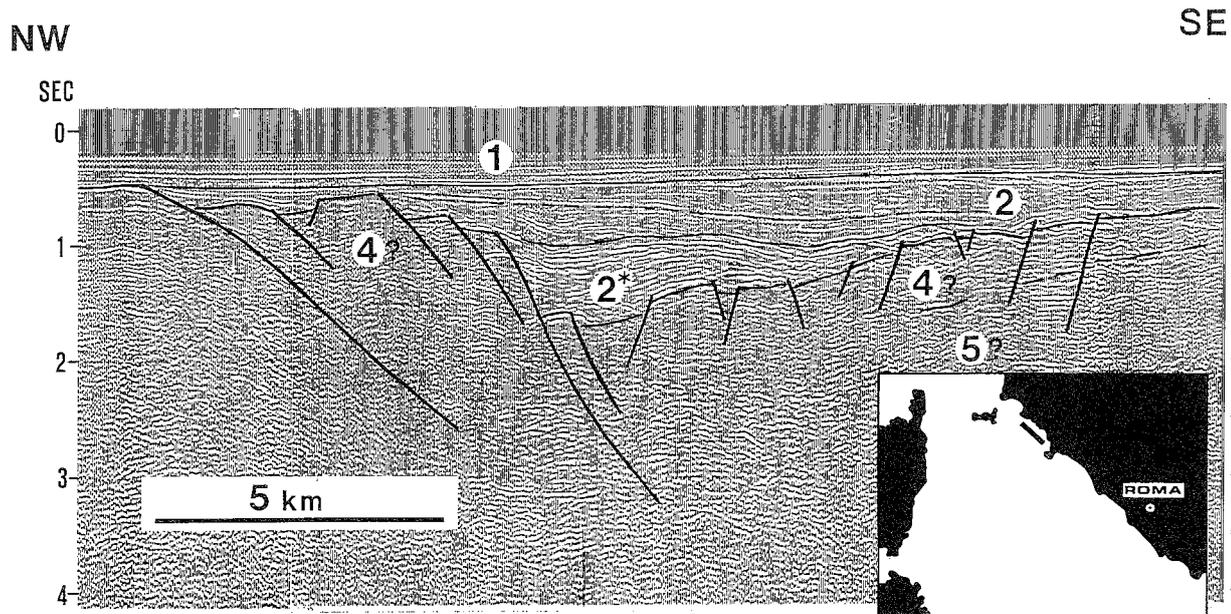


Fig. 9 - Sezione sismica L-101 in cui è visibile un bacino asimmetrico, impostatosi sul substrato alloctono a partire dal Tortoniano superiore, riempito da depositi a geometria divergente di *syn-rift* (2*, 2). Evidenti le discordanze che separano le varie unità talvolta riconoscibili anche all'interno di esse (nell'unità 2: sequenza messiniana superiore, sequenza pliocenica inferiore-pliocenica superiore p.p.). La discordanza che separa l'unità 2 di *syn-rift* dall'unità 1 di *post-rift* è correlata con l'orizzonte X di ZITELLINI *et al.* (1986).

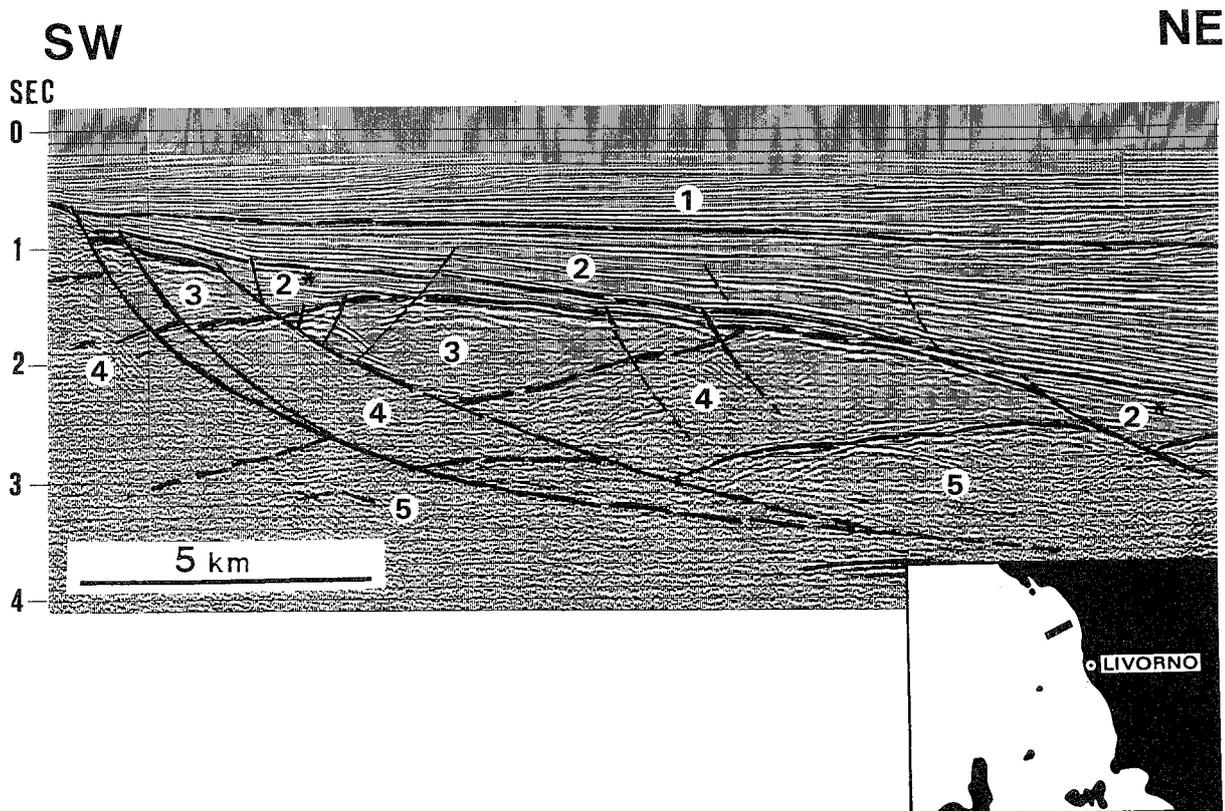


Fig. 10 - Sezione sismica L-104 localizzata sulla piattaforma versiliana. E' visibile un bacino asimmetrico distensivo molto subsidente del Messiniano superiore-Pliocene superiore p.p., con una chiara prosecuzione in terraferma, poggiante su depositi di *rifting* del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore e su varie unità del substrato alloctono. Il bacino è bordato da faglie listriche che smembrano le unità del substrato e vanno ad ammortizzare su un riflettore ad alta impedenza acustica suborizzontale a circa 3.8 s.. Da notare i marcati riflettori ad ampiezza elevata, nella parte inferiore destra, interpretati come limite tra le unità della Falda toscana (4) e quelle del metamorfico toscano (5).

base della successione (Fig. 6) evidenzia il mosaico delle aree bacinali a maggior subsidenza della piattaforma toscana, caratterizzate in alcuni casi da spessori superiori ai 2.6 s (più di 3500 m); all'interno di esse è possibile riconoscere almeno 3 sequenze sovrapposte che definiscono geometrie ed età della tettonica distensiva postcollisionale registrando anche i brevi episodi compressivi inseriti regionalmente nel panorama estensionale nord-tirrenico (BERNINI *et al.*, in stampa). Dal basso si distinguono (Fig. 5):

L'UNITA' 2* E' composta da riflettori continui a forte ampiezza, notevolmente divergenti, che giacciono in *onlap* sulle unità del substrato alloctono (Fig. 9). Essa è confinata in una serie di semigraben, costituiti da blocchi tiltati bordati da faglie listriche (Fig. 10) con uno spessore che aumenta rapidamente verso l'asse delle depressioni mostrando caratteri e geometrie di *syn-rift* (tav. 1, sezz. L-100, L-114, L-122). L'unità, il cui tetto è marcato da una discordanza, a luoghi erosiva, collegabile all'evento tettonico intra-messiniano (VAI, 1989), è correlata con i depositi di *rifting* del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, rappresentati nella Toscana occidentale da successioni sedimentarie clastico-carbonatiche d'ambiente fluvio-lacustre, paralico e marino (BOCCALETTI & COLI, 1982; BERNINI *et al. cum bibl.*, in stampa) e costituenti il primo ciclo sedimentario neoautoctono. Il controllo stratigrafico è fornito indirettamente dall'età dell'unità soprastante (2) tarata molto bene in mare e nei bacini estensionali toscani attraverso alcuni pozzi esplorativi dell'Agip (MARIANI & PRATO, 1988). L'unità, così calibrata, coincide con la parte superiore della sequenza miocenica pre-evaporitica B₃ della sismica ad alta risoluzione (ZITELLINI *et al.*, 1986) la quale, nel bordo occidentale della Dorsale di Pianosa, appare suddivisa in due porzioni da una discordanza L (Fig. 6) attribuita dagli autori all'*uplift* pre-messiniano della dorsale; tuttavia a sud dell'Isola d'Elba l'età dell'unità 2* è questionabile in quanto essa coincide *in toto* con potenti sequenze B₃ (Fig. 7a; tav. 1, sezz. BCO-3, L-122) di difficile calibratura cronostatigrafica soprattutto per quanto riguarda la base.

Il quadro sequenziale pre-evaporitico è molto più articolato nel Bacino della Corsica; qui la successione sedimentaria postorogena supera abbondantemente i 4000 m (GABIN, 1972) e l'unità 2*, correlata parzialmente con la corrispondente unità B₃ (FABBRI *et al.*, 1981), è presente con riflettori piano-paralleli e con spessori rilevanti al di sotto delle sequenze del Messiniano superiore-Quaternario (tav. 1, sez. Ms-83). Benchè nel bacino il suo limite inferiore sia di non facile identificazione, è evidente la terminazione a *pinch-out* dell'unità contro il fianco occidentale della Dorsale di Pianosa (ZITELLINI *et al.*, 1986) mentre ad ovest risulta essere in continuità fisica con i depositi del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore trasgressivi, nella piana di Aleria in Corsica, sui conglomerati continentali e sulle marne sabbiose marine del Burdigaliano superiore-Langhiano (ORSZAG-SPERBER,

1978). In questo contesto deposizionale l'unità costituisce un corpo sedimentario di *post-rift* giacente in discordanza e/o paraconcordanza su sequenze di probabile *syn-rift* da ricercare soprattutto nelle formazioni del Burdigaliano superiore-Langhiano affioranti in Corsica e nell'Isola di Pianosa e costituenti la base della copertura sedimentaria neoautoctona nel Bacino Corso. Esse, completate da sequenze non affioranti del Miocene medio (GABIN, 1972; GENNESSEAU *et al.*, 1989), costituiscono i probabili riempimenti di un bacino estensionale asimmetrico, bordato ad ovest da faglie maestre listriche immergenti verso il Tirreno. Sulla base dei dati gravimetrici, le faglie listriche delimitano, in prossimità della piana di Aleria, un depocentro profondo circa 4000 m, espressione di un basamento a blocchi tiltati in rapida risalita verso est, costituito principalmente da litotipi metamorfici alpini (BAYER *et al.*, 1976). La conseguenza immediata di questa interpretazione è che la tettonica distensiva sembra coinvolgere già dal Miocene inferiore i settori più occidentali dell'attuale Tirreno settentrionale generando un'estesa area di subsidenza tettonica in prossimità del Bacino Corso. L'accompagna un notevole assottigliamento della litosfera precedentemente ispessita come dimostrano sia la messa in posto dei lamprofiri di Sisco che la geometria e l'evoluzione cinematica dell'estensione oligo(?)-miocenica est-vergente osservata nelle unità della Corsica alpina (JOLIVET *et al.*, 1990, 1991). Successivamente i processi di *rifting* migrano verso est interessando, al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, il margine toscano che diventa sede di una forte subsidenza tettonica (forse già impostata precedentemente) coeva con l'inizio dei movimenti distensivi nel bacino tirrenico centro-occidentale (KASTENS & MASCLE, 1990; SARTORI, 1990).

L'UNITA' 2 Caratterizzata sismicamente da geometrie divergenti tipiche di depositi di *syn-rift* (Fig. 10), è suddivisa, tramite una leggera discordanza interna, in una sequenza inferiore composta da riflettori discontinui ad energia bassa e moderata ed in una sequenza superiore mostrante facies acustiche generalmente di alta energia con riflettori più continui (figg. 9,10). L'unità, il cui spessore aumenta considerevolmente verso est superando i 1500 m, è contenuta nei bacini asimmetrici più interni della piattaforma toscana, bordati sul lato orientale da faglie listriche principali immergenti verso il Tirreno (Fig. 6). Essa giace in discordanza sia sulle sequenze di *syn-rift* del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore che sulle unità del substrato alloctono (tav. 1, sezz. L-122, L-104) mentre la sua parte sommitale è troncata da una discontinuità regionale sigillata da una classica unità di *post-rift* (unità 1). La presenza dei pozzi commerciali e degli abbondanti affioramenti della Toscana marittima, che spesso sono in continuità fisica con le successioni a mare (MARIANI & PRATO, 1988; BARTOLE, 1990b; BERNINI *et al.*, in stampa), ne permettono una puntuale definizione cronostatigrafica. La sequenza inferiore, talvolta mancante (tav. 1, sez. BCO-3), è correlabile

con i cunei clastici sintettonici del Messiniano superiore (unità B2 dell'alta risoluzione) il quale compare con facies evaporitiche marginali solamente in alcuni piccoli bacini, fortemente tiltati, ad est della Dorsale di Pianosa (Fig. 7a); la sequenza superiore (unità B1 di Fig. 7a), fortemente deformata, è equivalente alle spesse alternanze pelitico-sabbiose marine e continen-

tali del Pliocene inferiore-Pliocene superiore p.p. che con caratteri regressivi riempiono molti dei bacini costieri toscani evolutisi o riattivati in estensione contemporaneamente alle fasi di *rifting* e di oceanizzazione della piana batiale tirrenica (SARTORI, 1990; PATACCA *et al.*, in stampa). L'unità, costituente il secondo ciclo neoautoctono del margine toscano, è chiusa da

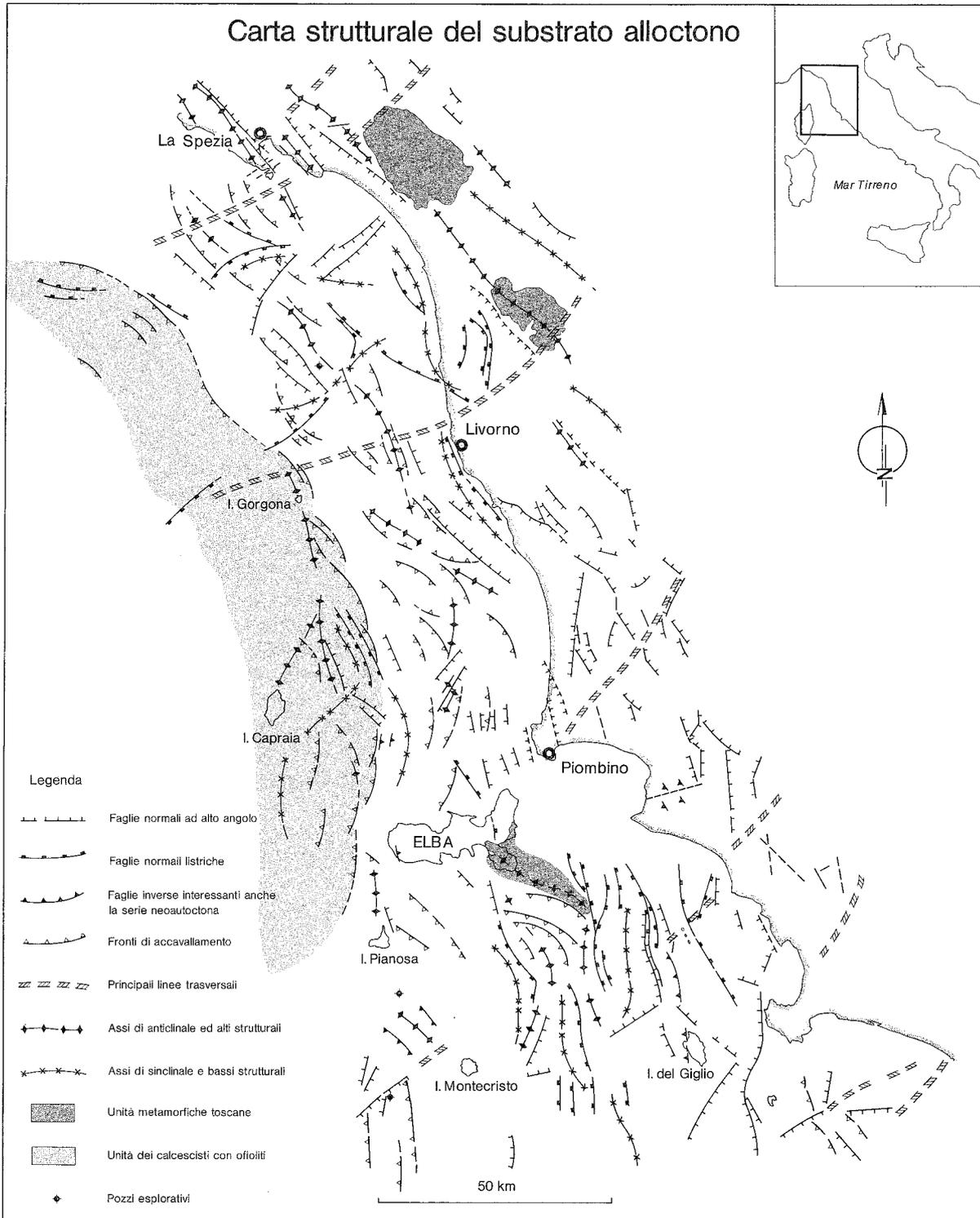


Fig. 11 - Schema strutturale del substrato alloctono del margine toscano e della fascia costiera limitrofa. Per ulteriori spiegazioni vedi testo.

una discordanza assimilabile all'orizzonte X di ZITELINI *et al.* (1986) (Fig. 5) interpretato come l'evento che segna la fine della tettonica di *rifting* e l'inizio di una subsidenza *post-rift* la quale si esplica generalmente attraverso l'azione di faglie normali ad alto angolo non rotazionali (BARTOLE & TRAMONTANA, 1990).

Nel Bacino della Corsica, l'unità 2 è caratterizzata da riflettori piano paralleli, organizzati anch'essi in due sequenze sovrapposte separate da una modesta discontinuità (orizzonte Y) più marcata sui margini (tav. 1, sez. BCO-3). La sequenza basale, trasgressiva in Corsica sulle peliti del Messiniano inferiore (ORSZAG-SPERBER, 1978), è costituita da sottili depositi clastici ed evaporitici del Messiniano superiore profondamente incisi da una attività erosionale subaerea (ALERIA, 1980b; FABBRI *et al.*, 1981); la sequenza superiore, definita da facies acustiche più trasparenti che riempiono le precedenti incisioni, è formata da peliti marine la cui età sembra cadere nell'intervallo del Pliocene inferiore-Pliocene superiore p.p. Si tratta comunque in ambedue i casi di sequenze di *post-rift*.

L'UNITA' 1 Sismicamente rappresentata da riflettori continui e paralleli, sovente marcatamente progredienti nella fascia più prossimale rispetto alla costa toscana (Fig. 10), costituisce il ciclo terminale di *post-rift* in tutta l'area del Tirreno settentrionale, legato essenzialmente all'azione della subsidenza termica (BARTOLE & TRAMONTANA, 1990). Essa si imposta a partire dal Pliocene superiore p.p. in modo discordante o paraconcordante sia sulle unità della copertura neautoctona che su quelle del substrato alloctono (figg. 7b, 8), mettendo in luce locali fluttuazioni nel tasso di subsidenza e deformazioni compressive soprattutto nelle aree bacinali precedentemente individuate. Strutturalmente, l'accentuazione della subsidenza si esplica tramite la riattivazione di discontinuità pre-esistenti o la creazione di nuove faglie che mostrano rigetti di piccola entità con componenti di movimento prevalentemente verticali (Fig. 7a). Nel medesimo intervallo di tempo l'area toscana più prossima al fronte della catena è soggetta ad una intensa attività di *rifting*, agente tutt'ora, che porta allo sviluppo di bacini estensionali riempiti da successioni sedimentarie continentali più o meno lacunose (BERNINI *et al.*, in stampa).

5. - PRINCIPALI LINEAMENTI STRUTTURALI REGIONALI

5.1 - I BACINI ESTENSIONALI

I bacini estensionali neogenico-quadernari, sovrapposti sulle unità deformate del substrato alloctono, rappresentano l'espressione geodinamica più recente e visivamente più immediata dell'evoluzione spazio-temporale del sistema orogenico alpidico nell'area del Tirreno settentrionale (Fig. 6). Essi costitui-

scono una serie di semigraben orientati, nella porzione settentrionale, circa NNW-SSE, parallelamente alla catena appenninica, mentre a sud dell'Isola d'Elba si sviluppano in senso meridiano determinando, a partire dal Bacino Corso, una fitta alternanza di dorsali e depressioni ad andamento centro-tirrenico. La relazione spaziale tra strutture estensionali principali ed i corpi magmatici intrusivi ed effusivi della Provincia Anatetica Toscana non è sempre immediata (Figg. 4, 6), a meno di non considerare valida l'interpretazione di ERIKSSON & SAVELLI (1989) i quali collocano l'attività magmatica lungo discontinuità est-ovest le cui tracce, a parte quella del 41° parallelo, sono a nostro parere di difficile individuazione.

I bacini, formati da blocchi fortemente tiltati, sono delimitati da faglie normali listriche a vergenza sia tirrenica che appenninica che ammortizzano su superfici molto riflettenti suborizzontali (Fig. 10) o a basso angolo (Fig. 8), poste alla profondità stimata di 2-10 km. Questi orizzonti possono essere correlati con quelli individuati sismicamente nella Toscana centro-meridionale, a profondità varianti tra 3 e 8 km (BATINI *et al.*, 1978), e considerati rappresentare il *top* di un basamento ercinico formato da graniti ed in subordine da rocce metamorfiche polifasate (PUXEDDU, 1984). Le faglie dei bacini estensionali si impostano nella maggior parte dei casi lungo zone di debolezza tettonica riattivando in estensione precedenti superfici di accavallamento (tav. 1, sez. L-114, L-122); esse risultano talvolta rideformate in compressione provocando fenomeni di inversione positiva nelle sequenze di *syn-rift* (tav. 1, sez. MS-77B). Sui lati settentrionali e meridionali i bacini sono troncati da fasce di discontinuità a direzione antiappenninica poste generalmente in prosecuzione delle principali linee trasversali dell'Appennino settentrionale (Fig. 11) (BARTOLINI *et al.*, 1983). Lungo tali fasce, che si prolungano fino sul margine orientale del Mar ligure (FANUCCI & NICOLICH, 1984), i movimenti sono prevalentemente di tipo transtensivo, talora con componenti normali predominanti, evidenziando, come già osservato in terraferma (LIOTTA, 1991; BERNINI *et al.*, in stampa), una cinematica molto simile a quella delle faglie di trasferimento. Movimenti di trascorrenza pura a direzione SW-NE sono stati comunque segnalati nel basamento e nella copertura a nord di Montecristo (CASSANO *et al.*, 1986; BARTOLE, 1990a, b) dove hanno prodotto deformazioni compressive fino ai tempi più recenti (Fig. 11).

Le faglie principali dei bacini asimmetrici, soprattutto in quelli originatisi all'inizio del Messiniano superiore, sono situate generalmente sul bordo orientale e sono accompagnate da faglie antitetiche sul lato opposto. Si vengono così a creare semigraben con rigetti superiori talvolta ai 2500 m, tiltati verso NE (MARIANI & PRATO, 1988), che risultano sovrapposti a blocchi di substrato precedentemente estesi e basculati verso SW come nel caso dell'ampio bacino a nord di Livorno (figg. 6, 10). Faglie maestre occidentali caratterizzano invece i bacini più settentrionali che formano una serie di semigraben paralleli e contigui a quello della

Val di Vara (BERNINI, 1991); esse delimitano anche alcuni bacini a nord dell'Isola del Giglio all'interno dei quali si osserva lo sviluppo di morfosttrutture distensive asimmetriche bordate da sistemi complessi di faglie vicarianti (Fig. 6) mostrandoti rigetti consistenti. Faglie principali immergenti verso il Tirreno sembrano guidare inoltre l'evoluzione miocenica inferiore-media del *rifting* del Bacino Corso in accordo con la geometria divergente ed il tiltaggio verso ovest dei calcari miocenici (Burdigaliano superiore-Langhiano) di Saint Florent (ORSZAG-SPERBERG, 1978) considerati l'espressione sinsedimentaria più interna degli eventi distensivi est-vergenti in Corsica (JOLIVET *et al.*, 1991b).

La tettonica estensionale a basso angolo trova la sua espressione più significativa a sud dell'Isola d'Elba lungo la prosecuzione a mare del promontorio di M.te Calamita (figg. 6, 11). In questo settore infatti due superfici di scollamento con inclinazioni inferiori ai 20°, orientate N160-170 ed immergenti rispettivamente a ENE e WSW (tav. 1, sez. L-122), delimitano l'alto di basamento metamorfico toscano dell'unità 5 generando elisioni e contatti anomali all'interno della successione tettono-stratigrafica del substrato alloctono (Fig. 8). Le superfici di scollamento, abbastanza coerenti con l'orientazione e l'immersione dei sistemi di faglie normali a basso angolo della parte orientale dell'Elba (KELLER & PIALLI, 1990), si immergono simmetricamente a livelli crostali intermedi sotto la Dorsale di Pianosa e la costa toscana. Qui sembrano riacciarsi ad alcuni orizzonti sismici profondi, individuati con i metodi a rifrazione e riflessione (es. orizzonte **K** di BATINI *et al.*, in questo volume), e considerati elementi chiave per l'evoluzione estensionale neogenica dell'area.

Dal punto di vista cinematico, queste strutture estensionali possono essere considerate gli indicatori più superficiali di una zona di taglio litosferico a basso angolo che si distribuisce a profondità variabili tra la Corsica e la Toscana. Essa separa una *placca crostale superiore*, deformata in modo fragile da faglie normali listriche ad alto angolo (Fig. 8), da una *placca inferiore* i cui caratteri di deformazione e di evoluzione metamorfica tipici dell'ambiente estensionale duttile sono comunque tutti da chiarire in quanto gli autori (KELLER & PIALLI, 1990) attribuiscono tutte le deformazioni duttili dei complessi basali dell'Elba ad eventi di compressione pre-neogenici. Il basamento metamorfico, attualmente sigillato dall'unità 1 (Fig. 8), potrebbe essersi evoluto ai livelli crostali attuali partendo da una profondità stimata di circa 8-10 km coerentemente con le profondità attuali dell'unità 5 a nord dell'Isola d'Elba (vedi sezioni sismiche di tav. 1) e con le pressioni di confinamento di 3-4 Kbar osservate nelle unità metamorfiche toscane (KLIFFIELD *et al.*, 1986). Accompagnato da un'intensa attività magmatica, l'*uplift* si è prodotto attraverso processi di denudamento tettonico e di *rebound* isostatico i quali, iniziati nel Miocene terminale, sono proseguiti almeno fino all'inizio del Pliocene superiore. Il nucleo metamorfico elbano così interpretato risulta essere parte di una serie di *metamorphic core complexes*, molto simili per stile e si-

gnificato a quelli del *Basin and Range* nord-americano, che si sono sviluppati dalla Corsica alpina all'Appennino settentrionale (JOLIVET *et al.*, 1991a, b; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990) a partire dall'Oligocene superiore-Miocene inferiore seguendo la migrazione diacrona verso est dell'estensione nord-tirrenica. Sepur con qualche differenza litologica, l'età e la successione nel tempo delle fasi evolutive ne permettono la corrispondenza con quello classico delle Alpi Apuane (CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990).

5.2 - LE STRUTTURE COMPRESSIVE

Il quadro tettonico regionale del substrato alloctono è illustrato nella figura 11; in questo schema mancano le porzioni più occidentali a causa della scarsità di informazioni strutturali dettagliate sul basamento del Bacino Corso. A prescindere dagli elementi estensionali che contribuiscono a frammentare intensamente le coltri alloctone, soprattutto nella parte più meridionale, i caratteri strutturali più evidenti sono costituiti dalla presenza di numerosi sistemi di *thrusts*, vergenti sia a E che a NE, che si distribuiscono coassialmente alla catena appenninica determinando l'appilamento di parecchi km di unità di copertura e forse anche di basamento (CASSANO *et al.*, 1986; BALLY *et al.*, 1988). Ai *thrusts* appennino-vergenti, coerenti con le strutture dell'Elba, si affianca esternamente un'ampia fascia di *backthrusts* a vergenza tirrenica, situata tra la zona di La Spezia e la costa a sud di Livorno, coinvolgente nella deformazione sia le unità toscane, che quelle liguri ed epiliguri (Fig. 12; tav. 1, sez. L-100, MS-77B). Sulla base delle unità sismiche interessate (Fig. 12), la retrovergenza, collegabile alla piega di La Spezia, si è sviluppata posteriormente alla fase contrazionale oligo-miocenica inferiore ed è riferibile all'intervallo Burdigaliano superiore-Tortoniano superiore; dal punto di vista geometrico i *backthrusts* possono essere considerati parte di un grande *pop-up* collegato a *thrusts* maggiori più esterni, appennino-vergenti (BERNINI, 1991), oppure essere il risultato dello scollamento gravitativo della Falda Toscana indotto dal sollevamento incipiente del nucleo metamorfico delle Apuane (CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990).

L'interpretazione dei profili sismici ed il susseguente tentativo di retrodeformazione degli elementi estensionali principali indicano che le strutture compressive appennino-vergenti sono caratterizzate geometricamente da *fans* embriciati o più in generale da *duplexes* che assumono talvolta il ruolo di *antiformal stack* (sez. di tav. 1). La mancanza di una stratigrafia dettagliata impedisce comunque di individuare l'origine dei livelli di scollamento, alcuni dei quali (come per es. quello basale della *Falda Toscana*) sono molto profondi e vanno a coincidere con le superfici suborizzontali di ammortizzazione delle faglie normali listriche. Un altro problema aperto è rappresentato dall'influenza delle linee trasversali sulla tettonica preestensionale (BOCCALETTI *et al.*, 1990). E' nostra ipo-

tesi che durante questa fase le linee abbiano giocato un ruolo importante come elementi di trasferimento attivo; infatti lungo la prosecuzione di queste strutture l'unità 5, unico elemento di controllo tettonico, appare segmentata e via via sempre più spostata verso NE simulando geometrie di rampa laterale osservabili talvolta anche nelle unità superiori toscane e liguri.

Gli elementi tettonostratigrafici del substrato alloctono appartengono paleogeograficamente al bacino oceanico ligure-piemontese e all'adiacente paleomargine apulo. Essi si sono accavallati e traslati dall'interno verso l'esterno, secondo modelli di *piggy-back* ma anche di fuori-sequenza, durante le fasi di raccorciamento paleogeniche e neogeniche inferiori, formando un potente prisma di accrezione appennino-vergente. Non si può escludere comunque il coinvolgimento di elementi del paleomargine europeo i quali, se presenti, dovrebbero essere confinati nelle zone più occidentali. L'elemento tettonico geometricamente più elevato del prisma di accrezione è rappresentato dall'unità a metamorfismo alpino dei *Calcescisti con ofioliti* la quale, con vergenze appenniniche, si distribuisce da nord a sud seguendo anch'essa la rotazione delle direttrici tettoniche principali dell'Appennino settentrionale (Fig. 11). La distribuzione longitudinale e laterale,

desunta dai profili sismici, è marcata magneticamente dalla presenza di potenti corpi ofiolitici più o meno continui (Fig. 4), localizzati alla profondità di 2-3 km (CASSANO *et al.*, 1986). Essi costituiscono gli elementi predominanti della struttura positiva Gorgona-Capraia, di parte del fianco occidentale della Dorsale di Pianosa e più a SE del rialzo del M.te Cialdi. Le geometrie profonde dell'unità non sono facilmente identificabili ed è pertanto difficile giudicare non solo il grado di radicamento dei corpi ofiolitici ma anche i rapporti stratigrafico-strutturali con l'unità dei calcescisti della Corsica; sui profili sismici è possibile infatti individuare esclusivamente una serie di piani di accavallamento ad alto e a basso angolo immergenti generalmente verso W, che a nord risultano tranciati dalle strutture estensionali oligo-mioceniche inferiori del bacino ligure. Per quanto riguarda la datazione della messa in posto di questo elemento tettonico sui complessi liguri s.s., essa è vincolata all'Eocene medio-superiore dall'età della base dei depositi epiliguri di *piggy-back* che suturano l'accavallamento stesso (vedi sez. di tav. 1). I depositi sinorogenici registrano con le loro discordanze interne anche le successive fasi compressive, le quali hanno interessato l'area del Tirreno settentrionale almeno fino al Burdigaliano infe-

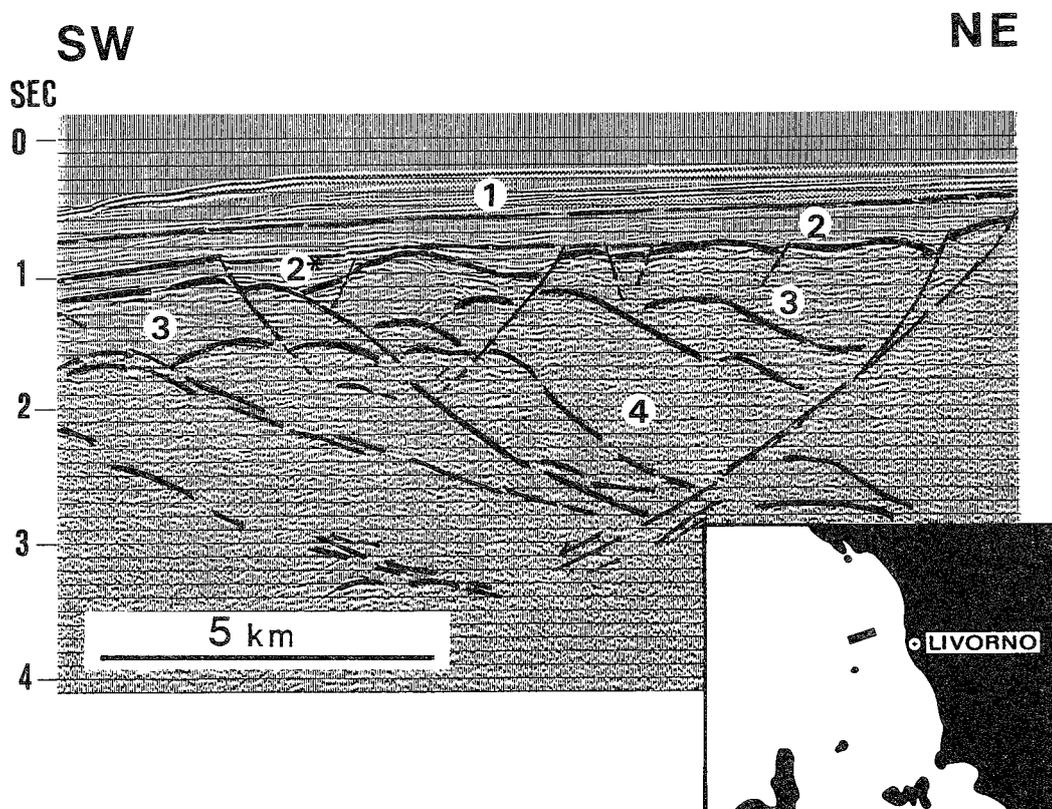


Fig. 12 - Sezione sismica L-106 in cui sono evidenziate le geometrie di retroscorrimento (*back-thrusting*) interessanti unità del substrato alloctono, deformate ulteriormente da faglie distensive talvolta a carattere listrico.

riore deformando i segmenti più interni del paleomargine continentale apulo in accordo con il quadro evolutivo di riferimento descritto per l'Isola d'Elba (KELLER & PIALLI, 1990).

6. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SULL'EVOLUZIONE TETTONICA DELL'AREA NORD-TIRRENICA

Tralasciando gli eventi distensivi e trascorrenti legati allo sviluppo iniziale della Tetide, la storia tettonica meso-cenozoica dell'area del Tirreno settentrionale si inquadra nel contesto dei processi di interazione tra la placca europea e quella adriatica che, come già accennato nell'introduzione, hanno portato alla creazione del sistema orogenico a doppia vergenza della Corsica alpina e dell'Appennino settentrionale. Sulla base dei dati analitici presentati nei paragrafi precedenti, l'evoluzione può essere descritta dinamicamente in termini di ispessimento e di estensione litosferica.

6.1 - L'ISPESSIMENTO CROSTALE

La convergenza, prodottasi in questo settore a partire dal Cretacico inferiore (DERCOURT *et al.*, 1986), ha generato in una prima fase, iniziata circa 105 Ma (COHEN *et al.*, 1981) e culminata nel Paleocene, l'obduzione ovest-vergente di materiale oceanico sul margine continentale europeo della Corsica. Le parti più profonde di questo appilamento tettonico sono state interessate da condizioni metamorfiche di HP/LT stimate intorno ai 5-6 Kbar con punte locali superiori agli 8 Kbar (MATTAUER *et al.*, 1981). Ulteriori fasi di raccorciamento a vergenza europea, datate radiometricamente tra 34 e 43 Ma, sono avvenute nell'Eocene medio-superiore (MATTAUER *et al.*, 1981; HARRIS, 1985) in coincidenza con la deformazione e la traslazione verso est dei *Calcescisti con ofioliti* dell'Isola della Gorgona sulle unità liguri più interne già parzialmente deformate (KELLER & PIALLI, 1990). Si è creato in tal modo il nucleo centrale di un prisma orogenico a doppia vergenza, forse impostatosi precedentemente (PRINCIPI & TREVES, 1984), la cui crescita è proseguita verso est inglobando successivamente sequenze ofiolitiche e relative coperture sedimentarie dell'oceano ligure e diventando sede di una potente sedimentazione sinorogenica in bacini di *piggy-back*.

La polarità della subduzione e la presenza di processi collisionali nel Cretacico superiore-Paleogene sono oggetto di discussione e di valutazioni contrastanti (BOCCALETTI *et al.*, 1971; REUTTER *et al.*, 1978; SCANDONE, 1979; PRINCIPI & TREVES, 1984) a causa soprattutto della difficoltà d'interpretazione dei dati della sismica a rifrazione che tendono a confermare o ad escludere il raddoppio di litosfera europea al di sotto di quella adriatica nel settore del margine toscano (MORELLI *et al.*, 1977; REUTTER *et al.*, 1980; DELLA VEDOVA *et al.*, 1988). Ben diversa invece la situazione

per ciò che riguarda l'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore in quanto i prodotti vulcanici calcocalcini della Sardegna costituiscono un ottimo tracciante per dimostrare una chiara subduzione verso ovest del margine occidentale della placca adriatica in questo periodo. Tale subduzione è stata accompagnata dal *rifting* ed oceanizzazione del Bacino Ligure-Provenzale e dalla conseguente rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso terminata intorno a 19 Ma (REHAULT, 1981; BURRUS, 1984). Questi eventi si sono sviluppati in ambiente collisionale producendo deformazioni e traslazioni verso est di ingenti porzioni del margine apulo, sottolineate dal metamorfismo in facies degli scisti verdi delle unità dell'Isola d'Elba (19 Ma PIALLI, comunicazione personale), delle Alpi Apuane (27 Ma) e di altri nuclei metamorfici toscani (KELLER & PIALLI, 1990; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990); nel medesimo periodo si è realizzato anche il massimo ispessimento dell'orogene nord-tirrenico il quale doveva essere costituito da spessori crostali superiori probabilmente ai 40 km (JOLIVET *et al.*, 1991). La convergenza è continuata durante il Neogene ed il Quaternario lungo i bordi orientali dell'area estensionale tirrenica, coinvolgendo la copertura sedimentaria mesozoico-terziaria ed anche il basamento in un movimento di trasporto a vergenza adriatica essenzialmente di tipo radiale con tassi di raccorciamento variabili tra i 50 e i 110 km (BALLY *et al.*, 1988); essa è stata accompagnata nel Miocene dalla formazione di una struttura di *backthrust* su scala regionale, simmetrica rispetto al fronte principale.

6.2 - L'ESTENSIONE

Durante la fase collisionale il prisma orogenico, notevolmente ispessito, ha raggiunto condizioni critiche di instabilità gravitazionale e le sue porzioni più interne e più spesse sono state interessate da un riequilibrio litosferico caratterizzato da deformazioni estensionali duttili a basso angolo est-vergenti interessanti le unità della Corsica alpina (JOLIVET *et al.*, 1990). Il risultato di questo collasso, avvenuto tramite la riattivazione duttile di precedenti superfici di accavallamento a vergenza europea, sono state l'esumazione del nucleo metamorfico dell'anticlinale di Capo Corso e l'individuazione di una superficie di taglio litosferica a basso angolo che ha contribuito a guidare successivamente l'evoluzione dell'estensione tirrenica.

L'estensione e l'assottigliamento litosferico postcollisionali sono iniziate nel Burdigaliano superiore, alla fine della rotazione del Blocco Sardo-Corso. Da questo momento si sono prodotti i processi di *rifting* con faglie ad alto angolo nella placca superiore che hanno portato alla strutturazione principale del Bacino della Corsica, trasformandolo da zona di accumulo preferenziale di depositi sinorogenici a bacino estensionale fortemente subsidente. Essi sono proseguiti nella medesima area nel Miocene medio, accompagnati dalle prime manifestazioni magmatiche della Provin-

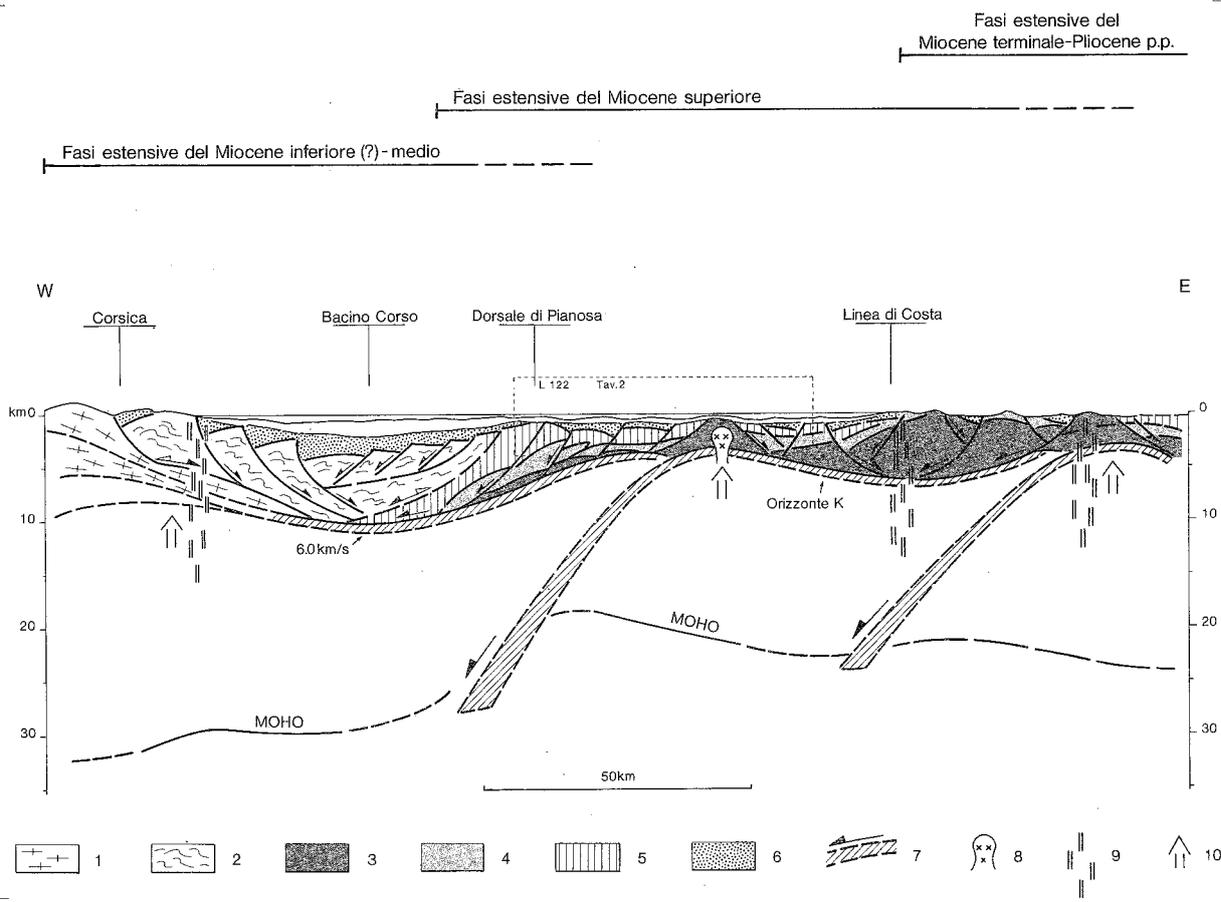


Fig. 13 - Modello d'estensione litosferica postcollisionale lungo una sezione teorica ovest-est tra la Corsica e la fascia costiera della Toscana meridionale. La sezione integra dati geologici e geofisici provenienti da diverse fonti bibliografiche (vedi testo). 1: basamento paleozoico metamorfosato; 2: calcescisti con ofioliiti ed unità della Balagne; 3: basamento metamorfico toscano; 4: unità della Falda toscana; 5: unità liguri comprendenti anche i depositi sinorogenici epiliguri; 6: depositi neogenici di *syn-rift* (in bianco i depositi di *post-rift*); 7: superficie di scollamento; 8: intrusioni acide; 9: episodi magmatici effusivi; 10: incarcamento della crosta.

cia Anatettica Toscana, in concomitanza con deformazioni compressive di età langhiana e serravaliana registrate al fronte dell'orogene appenninico in movimento (PAPANI *et al.*, 1987; BOCCALETTI *et al.*, 1990). L'estensione per *rifting* ed il collasso litosferico hanno interessato successivamente nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore l'area dell'attuale piattaforma toscana, contribuendo a strutturare intensamente il substrato alloctono, precedentemente deformato durante le fasi compressive eoceniche-mioceniche inferiori. A partire dal Messiniano superiore la distensione ha modellato le porzioni più marginali della Toscana marittima in concomitanza con importanti fasi di raccorciamento al fronte della catena. Gli episodi estensionali, interrotti da brevi pulsazioni compressive, osservabili dalla Corsica alla Toscana (ORSZAG- SPERBER, 1978; BERNINI *et al.*, in stampa), si sono sviluppati nel tempo come eventi discreti, scanditi dalla migrazione diacrona dell'attività magmatica anatettica, e caratterizzati spazialmente da limitate zone di sovrapposizione.

La cronologia e la cinematica degli eventi estensionali neogenico-quadernari sono sintetizzati in un modello rappresentato nella figura 13, il quale costituisce una delle possibili soluzioni per il problema del collasso litosferico nell'area nord-tirrenica. In questo modello, compatibile con i dati geofisici crostali e litosferici attualmente disponibili, convergono i nostri dati analitici e le informazioni stratigrafico-strutturali provenienti dalle zone deformate della Corsica e della Toscana meridionale (BERTINI *et al.*, in questo volume). Lo schema propone un collegamento diretto tra la geometria delle zone di taglio a basso angolo e la migrazione verso est di settori litosferici ispessiti in modo anomalo e quindi gravitazionalmente instabili, che si assottigliano ed evolvono attraverso processi di denudamento tettonico e di *rebound* isostatico. L'applicazione di un sistema di scollamento litosferico asimmetrico, come rappresentato in figura 13, deriva:

(1) dalla necessità di fornire una spiegazione meccanica plausibile al brusco salto della Moho, associato

ad un notevole assottigliamento della crosta e del mantello litosferico al di sotto della Dorsale di Pianosa (Fig. 2)

(2) dall'esperienza maturata da uno di noi nel Tirreno sud-occidentale dove orizzonti sismici a scala litosferica, immergenti verso ovest, sembrano governare l'estensione miocenica del settore meridionale della Terrazza del Cornaglia (TORELLI, in preparazione).

Nel contesto di questo modello cinematico, rimangono da definire alcuni problemi geodinamici legati alla quantificazione dell'estensione in rapporto agli elevati tassi di raccorciamento al fronte, ed il significato più o meno regionale delle fasi distensive del Miocene inferiore-medio individuate nel Bacino Corso. Quest'ultime, già ipotizzate da altri autori in altri settori del Tirreno (FANUCCI & NICOLICH, 1984 REHAULT *et al.*, 1987), mal si inseriscono nelle interpretazioni stratigrafiche dei pozzi ODP del Leg 107 che indicano nel Tortoniano superiore l'inizio del *rifting tirrenico* soprattutto per quanto riguarda il segmento centro-occidentale (SARTORI, 1990; PATACCA *et al.*, in stampa).

BIBLIOGRAFIA

AGIP (1982) - *Carta magnetica d'Italia: anomalie del campo magnetico residuo, Foglio D, scala 1:500.000*. MEAG, S. Donato Milanese.

ALERIA (1980a) - *Alpine metamorphic rocks and Late Cretaceous-Eocene flysch sediments in the Northern Tyrrhenian Sea: tectonic implications*. Centro Grafico, Università Parma, 1-23.

ALERIA (1980b) - *Le Canal de Corse et les Bassins Nord-Tyrrhéniens au Miocene supérieur et terminal (Messinien) leur évolution plio-quadernaire*. Geologie Méditerranéenne, 7, (1), 5-12.

BACINI SEDIMENTARI (1979) - *Primi dati geologici sul Bacino della Corsica (Mar Tirreno)*. Atti Convegno Scien. Naz. P.F., Oceanografia e Fondi Marini, C.N.R., Roma 5-7 Marzo 1979, 713-727.

BACINI SEDIMENTARI (1981) - *Segnalazione di metamorfiti di alta pressione e di strutture a vergenza appenninica nel Mar Tirreno settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 89-92.

BAGNOLI G., GIANNELLI G., PUXEDDU M., RAU M., SQUARCI P. & TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 97-111.

BAYER M., BAYER R. & LESQUER A. (1976) - *Quelques remarques sur la structure géologique de la Corse d'après la gravimétrie et le magnétisme*. Bull. Soc. Geol. Fr., 18, (5), 1189-1194.

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. (1990a) - *Geologic outline of the Tuscany-Latium continental shelf (North Tyrrhenian Sea): Some geody-*

namic implications. Riv. It. Paleont. Strat., 96, (2/3), 309-336.

BARTOLE R. (1990b) - *Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale tosco-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 599-622.

BARTOLE R. & TRAMONTANA M. (1990) - *Geological and geophysical evidences of the Tyrrhenian rifting propagation within the inner Apennines*. 75° Congresso Naz. S.G.I. "La Geologia italiana degli Anni '90", Milano 10-12 Settembre 1990, Riassunti "Posters", 12-13.

BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., CASTALDINI P., COSTANTINI A., FEDERICI P., FRANCAVILLA F., GASPERI G., LAZZAROTTO G., MAZZANTI A., PAPANI G., PRANZINI G., RAU G., SANDRELLI F. & VERCESI P.L. (1983) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549.

BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: "deep" reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 477-484.

BECCALUVA L., BROZZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. In: *The Lithosphere in Italy - Advances in Earth Science Research* (ed. by A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI), Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 229-248.

BERNINI M. (1991) - *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): Proposta di un modello deformativo*. Atti Tic. Sc. Terra, 34, 29-38.

BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. & TORELLI L. (in stampa) - *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica: dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., 45.

BERTINI G., COSTANTINI A., CAMELI G.M., DI FILIPPO M., DECANDIA F.A., ELTER M.F., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana meridionale): Stato delle conoscenze e problematiche*. In questo volume.

BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, 234, 108-111.

BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica, 4 Fogli, C.N.R. 429.

BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics on the Northern Apennines*. Tectonophysics, 117, 7-38.

BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DELANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic*

- restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Paleo. Paleo. Paleo.*, **77**, 41-50.
- BUNESS H. (1985) - *The transition between the Corso-Sardinian Block and the Adriatic Plate*. In: *Proceedings of the Second EGT Workshop: the Southern Segment* (ed. by D.A. GALSON & St. MUELLER), European Science Foundation, Strasbourg, 215-220.
- BURGASSI P.D., COSTANTINI A., DELL'AGNELLO L., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1979) - *Esame dei rapporti tra le formazioni metamorfiche del basamento nella Toscana a sud dell'Arno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 123-133.
- BURRUS (1984) - *Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal basin (northwestern Mediterranean)*. *Marine Geol.*, **55**, 247-270.
- 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** (6), 1275-1303.
- CASSANO E., FICHERA R. & ARISI ROTA F. (1986) - *Rilievo aeromagnetico d'Italia: alcuni risultati interpretativi*. Atti del 5° Convegno Naz. GNGTS, C.N.R., Roma 17-19 Novembre 1986, **2**, 939-962.
- CATTANEO M., EVA C. & MERLANTI F. (1987) - *Alcune considerazioni sulla sismicità dell'Appennino nord-occidentale*. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, **35**, 33-68.
- CIVETTA L., ORSI G. & SCANDONE P. (1978) - *Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines*. *Nature*, **276**, 604-606.
- COHEN R.C., SCHWEICKERT R.A. & OODOM L. (1981) - *Age of emplacement of the "schistes lustrés" nappe, Alpine Corsica*. *Tectonophysics*, **73**, 267-283.
- COLANTONI P. & BORSETTI A.M. (1973) - *Geologia e stratigrafia dell'isola Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno)*. *Giorn. di Geol.*, **29**, (1), 287-302.
- COLANTONI P., FABBRI A., GALLIGNANI P., SARTORI R. & REHAULT J.P. (1981) - *Carta litologica e stratigrafica dei mari italiani*. C.N.R., L.A.C., Firenze.
- DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1990) - *Geophysical evidences of the upper mantle properties in the Tuscan-Tyrrhenian area*. Atti del 7° Convegno Naz. GNGTS, C.N.R., Roma 30 novembre-16 Dicembre 1988, **3**, 1279-1284.
- DERCOURT J. *et al.* (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.
- EGGER A., DEMARTIN M., ANSORGE J., BANDA E. & MAISTRELLO M. (1988) - *Gross structure of the crust under Corsica and Sardinia*. *Tectonophysics*, **150**, (3), 363-389.
- ELTER P. & PERTUSATI (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 359-375.
- ELTER M.F. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, southern Tuscany, Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**, (2), 242-264.
- ERIKSSON L. & SAVELLI C. (1989) - *Magnetic anomalies and magmatic events in and around the island of Elba (Northern Tyrrhenian Sea)*. *Marine Geol.*, **87**, 85-93.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M. & GIGLIA G. (1990) - *Some considerations on seismotectonics of Northwestern Italy*. In: *The European Geotraverse: Integrative studies* (ed. by R. FREEMAN, P. GIESE & St. MUELLER). European Science Foundation, Strasbourg, 289-296.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (ed. by F.C. WEZEL), C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 102-126.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "bacino marginale"*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **27**, 97-110.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **40**, 11-124.
- GABIN R. (1972) - *Resultats d'une etude de sismique reflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le bassin toscan*. *Marine Geology*, **13**, 267-286.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. *Tectonophysics*, **117**, 59-78.
- GENNESSEAU M., REHAULT P. & THOMAS B. (1989) - *La marge continentale de la Corse*. *Bull. Soc. Geol. France*, **8**, (2), 339-351.
- GIESE P., MORELLI C. & NICOLICH R. (1978) - *Review of the crustal structure of the Northern Apennines, Ligurian Sea, Corsica*. In: *Alps, Apennines and Hellenides* (ed. by H. CLOSS, D. ROEDER, K. SCHMIDT), Stuttgart, 221-225.
- GIESE P., MORELLI C., NICOLICH R. & WIGGER P. (1979) - *Seismic studies for the determination of the crustal structure in the area of the geothermic anomaly in Tuscany*. Reports No. 1-5, CEE Contract No. 486-78-1.
- HARRIS L. (1985) - *Progressive and polyphase deformation of the schistes lustrés in Cap Corse, Alpine Corsica*. *J. Struct. Geol.*, **7**, 637-650.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. In: *Proc. ODP, Sci. Results, 107* (ed. by K.A. KASTENS, J. MASCLE *et al.*), College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-26.
- KELLER J.V.A. & PIALLI G. (1990) - *Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal*. *Bol. Soc. Geol. It.*, **109**, 413-425.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. *Am. J. Sci.*, **279**, 676-691.

- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques*. J. Struct. Geol., **8**, 781-798.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFE' B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica*. Geology, **18**, 1007-1010.
- JOLIVET L., DANIEL M.J. & FOURNIER M. (1991) - *Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica*. Earth and Planetary Science Lett., **104**, 278-291.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian - Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LETZ H., REICHERT C., WIGGER P. & GIESE P. (1977) - *Seismic refraction measurements in the Ligurian Sea and in Northern Apennines*. In: *Alps, Apennines and Hellenides* (ed. by H. CLOSS, D. Roeder., K. Schmidt), Stuttgart, 215-220.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia line (Northern Apennines)*. Eclogae geol. Helv., **84**, (2), 413-430.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of Arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico- stratigrafico*. Atti del 74° Congresso nazionale della Società Geologica Italiana. Sorrento 13-17 Settembre 1988. Vol. A, 371- 374.
- MATTAUER M., FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1981) - *Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica*. J. Struct. Geol., **3**, 401-409.
- MONGELLI F., ZITO G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1989) - *Mappa del flusso geotermico in Italia e mari adiacenti. Stato del progetto e prime valutazioni*. Atti del 6° Convegno Naz. GNGTS, C.N.R., Roma 14-16 Dicembre 1987, **2**, 665-685.
- MORELLI C., GIESE P., CARROZZO M.T., COLOMBI B., GUERRA I., HIRN A., LETZ H., NICOLICH R., PRODEKL C., REICHERT C., ROWER P., SAPIN P., SCARASCIA S. & WIGGER P. (1977) - *Crustal and upper mantle structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea, and Corsica, derived from seismic and gravimetric data*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **75/76**, 199-260.
- NARDI R. (1975) - *Structural outline of Corsica*. In: *Structural model of Italy* (ed. by L. OGNIBEN, M. PAROTTO & A. PRATURLON), C.N.R., Rome, **90**, 175- 181.
- NICOLICH R. (1981) - *Crustal structure in the Italian Peninsula and surrounding seas: a review of DSS data*. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (ed. by F.C. WEZEL), C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 3-17.
- ORSZAG-SPERBER F. (1978) - *Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale*. These Doct. Etat Sci., Univ. Paris Sud, 1-329.
- PANZA G.F., MUELLER St. & CALCAGNILE G. (1980) - *The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. Pure Appl. Geophys., **118**, 1209-1213.
- PANZA G.F. (1984) - *The deep structure of the Mediterranean-Alpine region and large shallow earthquakes*. Mem. Soc. Geol. It., **29**, 3-11.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla Formazione di Bismantova nella "sinclinale" Vetto-Carpinetti (Appennino reggiano-parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 245-275.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (In stampa) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**.
- PERRIN M. (1975) - *L'Ile d'Elbe et la limite Alpes- Apennins: données sur la structure géologique et l'évolution tectogénétique de l'Elbe alpine et de l'Elbe apennine*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1929-1955.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il Sistema Corso-Appennino come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- PUXEDDU M. (1984) - *Structure and Late Cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy)*. Tectonophysics, **101**, 357-382.
- REHAULT J.P. (1981) - *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale)*. Thèse d'Etat, Univ. Paris, 1-232.
- 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 orogene*. In: *Alps, Apennines and Hellenides* (ed. by H. CLOSS, D. ROEDER, K. SCHMIDT), Stuttgart, 299-311.
- REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**, 1-9.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of Perityrrhenian areas*. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, **107** (ed. by K.A. KASTENS, J. MASCLE et al.), College Station, TX (*Ocean Drilling Program*), 715-730.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 37-34.
- SUHADOLC P. & PANZA G.F. (1989) - *Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from geophysical data*. In: *The Lithosphere in Italy - Advances in Earth Science Research* (ed. by A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI), Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 15-40.
- SUHADOLC P. (1989) - *Fault-plane solutions and seismicity around the EGT Southern Segment*. In: *Proceedings of the*

Sixth Workshop on the European Geotraverse Project, Data Compilations and Synoptic Interpretation (ed. by R. FREEMAN & ST. MUELLER), *European Science Foundation*, Strasbourg, 371-382.

VAI G.B. (1989) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology, the Lamone valley*. *Boll. Soc. Pal. It.*, **28**, (2-3), 343-367.

VIARIS DE LESEGNO L., GENNESSEUX M. & REHAULT J.P. (1978) - *La tectonique néogène et les séries sédimentaires dans le bassin nord tyrrhénien*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **20**, (2), 29-42.

ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Néogène tectonics of the Northern Tyrrhenian Sea*, *Giornale di Geol.*, **48**, 25-40.