

**TETTONICA DI CROSTA MEDIA E DI CROSTA SUPERIORE NELLE ALPI APUANE:
UN MODELLO PER L'INTERPRETAZIONE DEI PROFILI SISMICI A RIFLESSIONE
DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	211
ABSTRACT	"	211
LE APUANE NEL QUADRO EVOLUTIVO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	"	211
EVOLUZIONE E ASSETTO STRUTTURALE DELLE ALPI APUANE	"	213
TETTONICA COMPRESSIVA	"	214
TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONE	"	219
CENNI SULLA TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E DELLE UNITÀ LIGURI	"	220
INTERPRETAZIONE CINEMATICA DELL'ESTENSIONE DUTTILE	"	221
BIBLIOGRAFIA	"	223

RIASSUNTO

La finestra tettonica delle Alpi Apuane offre la sezione crostale più completa dell'Appennino settentrionale e costituisce un modello reale per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione dell'Appennino settentrionale.

Nelle Alpi Apuane unità con evoluzione alto-crostante (Falda Toscana, Liguridi s.l.) sono direttamente sovrapposte su un Complesso Metamorfico ("Autoctono" *Auctt.*, Unità di Massa, ecc.) in cui una deformazione distensiva duttile (D2) legata ad assottigliamento crostante è successiva ad una tettonica compressiva duttile (D1) sviluppata in una fascia di taglio ensialica. Nell'"Autoctono" *Auctt.* l'estensione si realizza prevalentemente mediante zone di taglio duttili coniugate; nelle Liguridi e Falda Toscana mediante faglie con rotazione di blocchi. I due complessi sono separati da un orizzonte continuo di cataclasi costituite da elementi metamorfici e non ("*Calcare Cavernoso*"). Utilizzando la terminologia dei classici "*core complex*" nord americani il Complesso Metamorfico rappresenta la *Lower Plate* deformata in crosta media, la Falda Toscana e le Liguridi la *Upper Plate* deformata in crosta superiore; esse sono separate dall'*Extensional Detachment Fault* marcata dall'orizzonte del "*Calcare Cavernoso*" approssimativamente coincidente con la zona di transizione duttile-fragile.

La simmetria delle strutture distensive rispetto alla zona assiale del nucleo apuano suggerisce fortemente un modello di estensione della crosta per taglio puro come quello proposto da HAMILTON (1987) per il *Basin and Range Region* del Nord

America in base a profili sismici profondi. La geometria generale dell'area rende infatti difficile legare l'evoluzione della fase distensiva D2 ad una singola zona di taglio che attraversa tutta la crosta continentale (WERNICKE *et al.*, 1987; LISTER & DAVIS, 1989).

ABSTRACT

In the tectonic window of the Apuan Alps the most complete crustal section of Northern Apennines is exposed; for this the Apuan Alps constitute a natural model leading to the interpretation of the seismic crustal profile across the Northern Apennines.

In the Apuan Alps tectonic units deformed at high crust level (Tuscan Nappe and Ligurian Units) overlie directly the low-grade units ("Autoctono" *Auctt.*) belonging to the "Complesso Metamorfico Apuano". This latter has suffered a ductile-style extensional tectonics (D2) which overprint an earlier compressional tectonics (D1). The D1 phase is characterized by isoclinal folds and both D1 and D2, are characterized by low grade metamorphism. Within "Autoctono" *Auctt.* the extensional tectonics is performed mainly through conjugate ductile shear zone; the upper Tuscan Nappe and Ligurian Units have suffered a semibrittle- and brittle-style deformation. The two complexes are divided by a cataclastic horizon ("*Calcare Cavernoso*"), which during the D1 and D2 performed the role of glide horizon. On the basis of classical north american Core Complex terminology, the "Complesso Metamorfico Apuano" is the Lower Plate deformed at mid-crustal level, the Tuscan Nappe and Ligurian Units are the Upper Plate deformed at high-crustal level. The Upper and Lower plates are divided by Detachment Fault marked by the *Calcare Cavernoso* horizon, which corresponds to the transition from the brittle-to ductile tectonic style.

The symmetry of the extensional (D2) structures, is coherent to the pure shear extensional model proposed for the Basin and Range (HAMILTON, 1987) on the basis of seismic profiles, rather than to a simple shear model for crustal extension according to WERNICKE *et al.* (1987) and LISTER & DAVIS (1989).

PAROLE CHIAVE: Appennino settentrionale, Alpi Apuane, *core complex*, tettonica compressiva, tettonica distensiva.

KEY WORDS Northern Apennines; Apuan Alps, core complex, compressional tectonics, extensional tectonics.

LE APUANE NEL QUADRO EVOLUTIVO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

È ben noto che l'Appennino settentrionale è una catena a falde (Fig.1) derivata dalla deformazione terziaria di un settore del paleomargine continentale della microplacca adria-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via Delle Cerchia 3, 53100 Siena

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova, V.le Europa, 56126 Genova

(***) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, USA

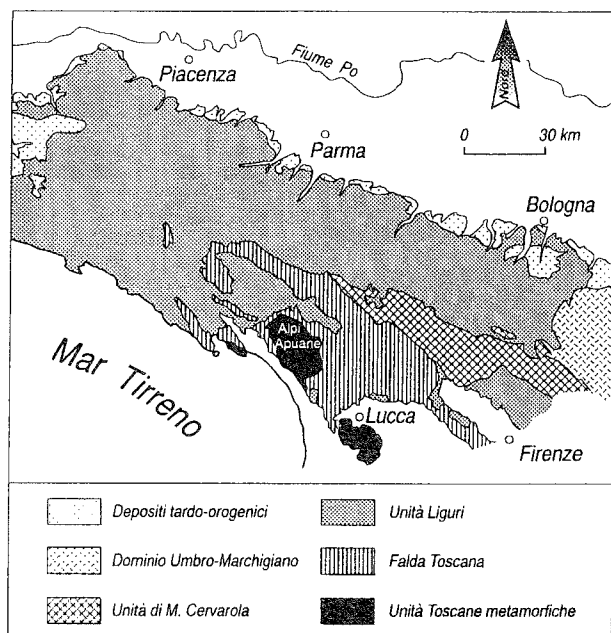


Fig. 1 - Principali unità dell'Appennino settentrionale.

tica prospiciente al Dominio Oceanico Ligure (BOCCALETTI *et al.*, 1971; ALVAREZ *et al.*, 1974; KLIGFIELD, 1979).

A partire dal Miocene la deformazione compressiva, si è propagata da occidente ad oriente attraverso la penisola fino all'Adriatico (MERLA, 1952). Contemporaneamente, nella parte interna della catena (es. Toscana) le strutture compressive sono state interessate da un'importante tettonica distensiva la cui intensità aumenta da N verso sud. Nella Toscana meridionale la fase tettonica che ha prodotto la maggiore estensione è pre-tortoniana ed è caratterizzata da faglie dirette a basso angolo, che hanno portato a sovrapporre le unità più elevate dell'edificio a falde sui complessi metamorfici del margine continentale ("serie ridotta" *Auctt.*). Successivi Horst e Graben del tardo Miocene-Pleistocene, che si prolungano a N attraverso la regione apuana, sono associati ad eventi vulcanici e hanno smembrato le strutture compressive e distensive precedenti (BERTINI *et al.*, 1991; CARMIGNANI *et al.*, 1993).

Attualmente, strutture distensive interessano la gran parte dell'Appennino settentrionale e quelle compressive sono limitate al margine esterno della catena lungo la Pianura Padana e l'Adriatico.

Uno degli aspetti più interessanti e controversi della tettonica dell'Appennino è la migrazione, iniziata dal Miocene e tuttora attiva, della tettonica compressiva e distensiva da W verso E, attraverso la penisola italiana che ha stimolato numerosi e talvolta contrastanti modelli geodinamici (ELTER *et al.*, 1973; ALVAREZ *et al.*, 1974; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1974; SCANDONE, 1979; MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et al.*, 1987; BALLY *et al.*, 1988; CHANNEL & MARESCHAL, 1989; VAN BEMMELEN, 1972; WEZEL, 1982; LOCARDI, 1982; LAVECCHIA, 1988; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; SERRI *et al.*, 1991).

Secondo CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), l'evoluzione dell'Appennino settentrionale può essere così articolata (Fig. 2):

a) Fase di stabilità del cuneo orogenico (Cretaceo-Eocene) (Fig. 2A).

Il cuneo orogenico dell'Appennino settentrionale si è

sviluppato verosimilmente in seguito alla convergenza e collisione del blocco sardo-corso con la microplacca adriatica. Sui rapporti tra il blocco sardo corso e le catene alpina e appenninica esistono differenti ipotesi. Semplificando possiamo distinguere due modelli fondamentali:

- il primo, che risale alle prime interpretazioni a falde della catena alpina, considera la Corsica alpina come la prosecuzione delle Alpi occidentali. Solo in un secondo tempo il blocco sardo corso avrebbe funzionato come retropaese della catena appenninica. La Corsica ercinica sarebbe dunque sia avampaese delle Alpi che retropaese dell'Appennino (BOCCALETTI *et al.*, 1971; GIBBONS *et al.*, 1986; MATTAUER *et al.*, 1981; DURAND DELGA, 1984; MATTAUER & PROUST, 1976; GIBBONS *et al.*, 1986);

- il secondo (PRINCIPI & TREVES, 1984; TREVES, 1984), interpreta il sistema Corsica alpina-Appennino come un prisma di accrezione (COWAN & SILLING, 1978; CLOOS, 1982; PAVLIS & BRUHN, 1983) legato a subduzione sotto al blocco sardo-corso della crosta oceanica della Tetide e relativa copertura (ALVAREZ *et al.*, 1974) in cui si sviluppano unità a vergenza corsa e a vergenza toscana (Fig. 2). I Complessi Liguri mostrano una storia deformativa antecedente alla loro messa in posto sopra il margine continentale adriatico (ELTER & TREVISAN, 1973; TREVES, 1984).

b) Collisione tra le microplacche e rapido ispessimento del cuneo orogenico (Oligocene superiore) (Fig. 2B).

La collisione tra crosta continentale adriatica e quella sardo-corso ha originato una fascia di taglio ensialica entro cui si sono formate le strutture compressive dei complessi metamorfici della Toscana

Sull'età del primo metamorfismo toscano esistono dati radiometrici (metodo K/Ar) variabili tra l'Oligocene sup. (27 Ma nella zona apuana; KLIGFIELD *et al.*, 1986) ed il Miocene sup. (19 Ma nell'Isola d'Elba; DEINO *et al.*, 1992). I dati biostratigrafici suggeriscono per il metamorfismo toscano sin-collisionale un'età compresa tra l'Oligocene sup. ed il Miocene inf. (DALLAN NARDI, 1977; MONTANARI & ROSSI, 1985; FAZZUOLI *et al.*, 1985; ABBATE & BRUNI, 1987; PLESI *et al.*, in stampa).

L'effetto immediato di questa collisione è stato l'enorme ispessimento del cuneo (Fig. 2B).

Fra il tardo Oligocene e il Miocene inferiore, continuò l'appilamento di elementi di crosta continentale portando alla formazione di antiformali di elementi imbricati (*antiformal stack*) (Fig. 2C).

c) Collasso distensivo del cuneo sovraispessito (Miocene inferiore) (Fig. 2C e D).

L'instabilità del cuneo orogenico determinata dal suo ispessimento causa uno stress interno al cuneo che porta ad una distensione nella sua parte superiore, mentre in quella inferiore poteva permanere la compressione (Fig. 2C).

Riteniamo che la fine del movimento convergente fra la placca sardo-corso e quella adriatica abbia portato ad un rapido collasso gravitativo del cuneo (Fig. 2D).

d) *Rifting* dell'Appennino settentrionale ed apertura del Mar Tirreno (Fig. 2E).

A partire dal Tortoniano fino al Pleistocene, una seconda importante fase distensiva caratterizzata da faglie dirette ad alto angolo interessa tutto il margine interno dell'Appennino settentrionale (Fig. 2E). Questa fase porta allo sviluppo sulla trasversale apuana dei Graben del Serchio, della Versilia e dei bacini neogenici della Toscana meridionale

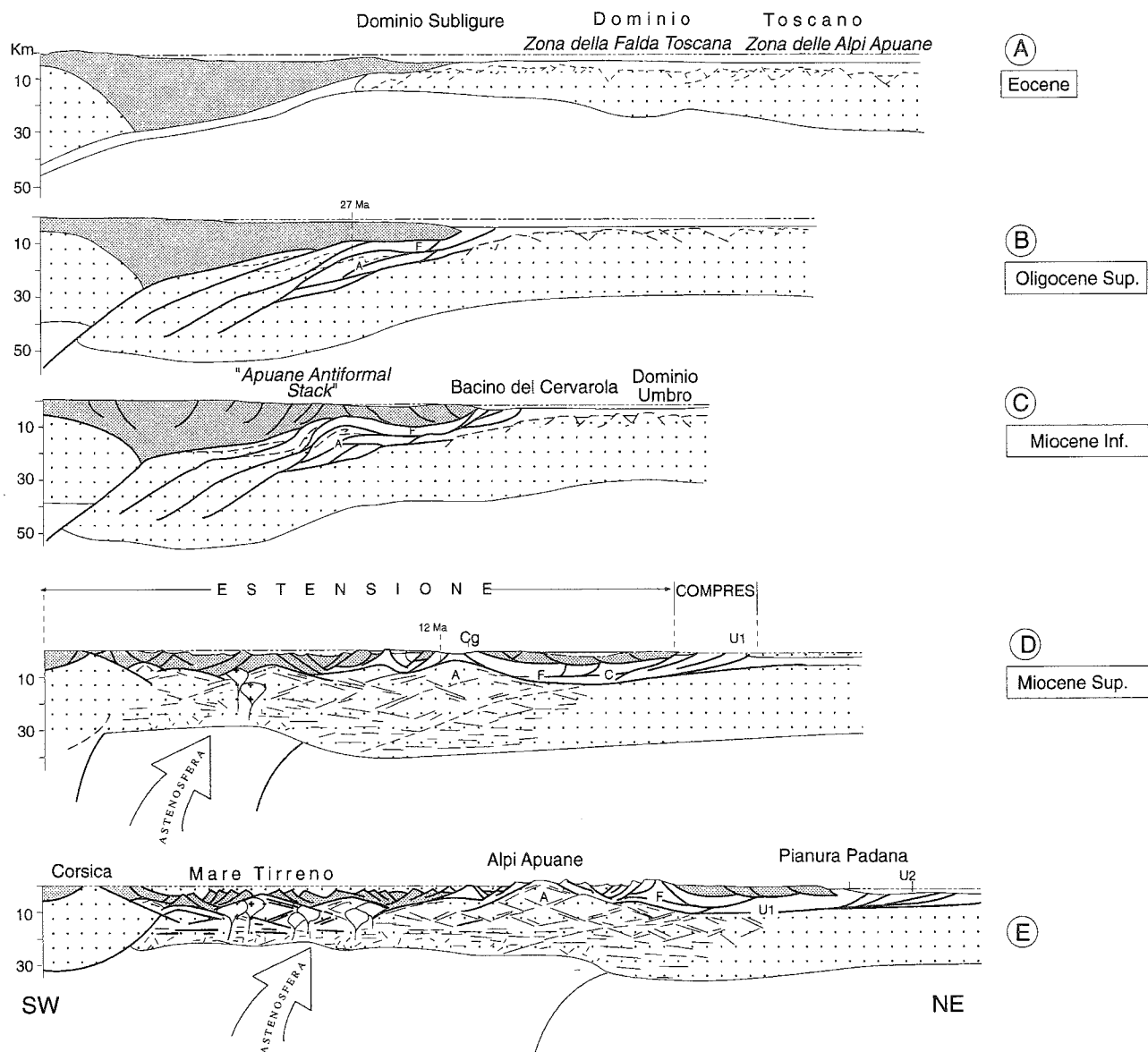


Fig. 2 - Schema dell'evoluzione dell'Appennino settentrionale (a) Crosta oceanica in subduzione al di sotto della microplacca sardo-corsa. Il prisma si allunga per compensare il raccorciamento all'interno delle Sequenze Liguri, mantenendo costante il proprio spessore. (b) La rapida subduzione di crosta continentale causata dalla collisione della microplacca sardo-corsa determina l'ispessimento del prisma. (c) Il collasso gravitazionale del prisma sovrappesato porta all'estensione della porzione di crosta superiore. (d) L'inizio dell'estensione è seguito da denudamento, sollevamento ed erosione dei *core complex* (Miocene superiore). (e) Il protrarsi dell'estensione a grande scala determina lo sviluppo di un'area di *rifting* continentale in Toscana e l'apertura del Mar Tirreno. Simboli: A: Alpi Apuane. F: Falda Toscana. C: Flysch del Cervarola. Cg: breccie sedimentarie. U1 e U2: porzioni del prisma di accrezione del Dominio Umbro implicate negli accavallamenti rispettivamente durante il Tortoniano ed il Messiniano. Aree puntinate: crosta continentale (da CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

in cui la sedimentazione parte dal Tortoniano superiore. Questo processo è contemporaneo all'apertura del Tirreno meridionale (KASTENS & MASCLE, 1990) e sembra probabile che la contemporanea attività magmatica alcalina (CIVETTA *et al.*, 1978) sia connessa all'intrusione di materiale astenosferico appartenente alla microplacca sardo-corsa, nella sovrastante crosta delaminata dell'Appennino settentrionale (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; SERRI *et al.*, 1991 con bibl.).

EVOLUZIONE E ASSETTO STRUTTURALE DELLE ALPI APUANE

Come tutto l'Appennino interno, la struttura delle Alpi Apuane ha registrato durante il Terziario un'inversione

tettonica da compressione a distensione.

Nella regione apuana affiorano unità non metamorfiche-anchimetamorfiche (Unità Liguri s.l. e Falda Toscana) e unità metamorfiche (Complesso Metamorfico Apuano).

Tradizionalmente il Complesso Metamorfico Apuano è diviso in:

- Unità di Massa comprendente i terreni paleozoici e triassici affioranti al margine sud-occidentale del massiccio;
- "Autoctono" *Auctt.* affiorante nella parte centrale e nord-orientale della finestra e comprendente la parte più profonda del Complesso Metamorfico. Esso è costituito da un basamento paleozoico rimobilizzato durante l'orogenesi alpina, e da metasedimenti comprendenti una successione di tipo toscano.

- Unità delle Scaglie di Stazzema (o "Parauctocono")

dello Stazzemese) e Unità delle Panie che affiorano all'estremità sud-orientale della finestra e che secondo alcuni autori rappresenterebbero l'originaria copertura mesozoica e terziaria dell'Unità di Massa.

È nostra opinione che queste ultime due unità non mostrino differenze nella successione tali da far supporre provenienze da distinte zone paleogeografiche. Noi preferiamo quindi distinguere solo: (a) l'Unità di Massa, ben caratterizzata come successione stratigrafica e nettamente separata dall'"Auctocono" *Auctt.* dalla Falda Toscana da contatti tettonici di primo ordine, e (b) l'"Auctocono" *Auctt.* a sua volta divisibile in sottounità con più modeste differenze stratigrafiche e separate da contatti tettonici di ordine inferiore (Unità delle Scaglie di Stazzema, Unità delle Panie).

La finestra tettonica delle Alpi Apuane costituisce uno dei migliori esempi di diretta sovrapposizione di unità con evoluzione tettonica alto-crostaie su un Complesso Metamorfico profondamente deformato ad un livello medio-crostaie (Fig. 4). In tutto il Complesso Metamorfico Apuano si riconoscono due eventi deformativi principali (CARMIGNANI *et al.*, 1980; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990):

1) una deformazione compressiva duttile (D1) legata alla collisione continentale del basamento sardo-corso con il basamento africano (Placca Adriatica) (Fig. 4B e C);

2) una deformazione distensiva duttile (D2) che porta al riequilibrio isostatico della crosta ispessita (Fig. 4D).

Il Complesso Metamorfico Apuano comprende quindi basamento e copertura della Microplacca Adriatica deformati e metamorfosati (facies scisti verdi \pm biotite, \pm cianite) a partire dall'Oligocene superiore (?) in una fascia di taglio ensialica NE-vergente. Questo Complesso Metamorfico è sormontato da unità di copertura (Falda Toscana) con metamorfismo prevalentemente anchizonale (CERRINA FERONI *et al.*, 1983) scollate dal basamento continentale adriatico e unità derivate dal Dominio Oceanico Ligure-Piemontese costituite da ofioliti e dalla loro copertura sedimentaria (Liguridi s.l.).

L'esumazione della fascia di taglio ensialica deriva da denudazione tettonica causata da sollevamento isostatico ed erosione connesse con una tettonica distensiva miocenica e più recente, che ha prodotto deformazioni penetrative duttili (D2) nel Complesso Metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979) e da duttili-fragili a fragili in quello anchimetamorfico.

La distensione si realizza nell'"Auctocono" *Auctt.* prevalentemente mediante zone di taglio duttili, la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive; nella Falda Toscana e nelle Liguridi s.l., mediante faglie dirette e rotazione di blocchi. I due complessi sono separati da un orizzonte continuo di cataclasi costituite da elementi metamorfici e non (*Calcare Cavernoso*), che ha funzionato come *thrust* NE-vergente nell'Oligocene superiore e come superficie di scollamento (*detachment*) durante la tettonica distensiva miocenica e più recente (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

La struttura generale è quella di un *core complex* (COLI, 1989) sviluppato a partire dal Miocene inferiore. In base alla terminologia dei classici *core complex* nord-americani (DAVIS, 1980; CONEY & HARMS, 1984; MALAVIELLE, 1987; LISTER & DAVIS, 1989), il Complesso Metamorfico rappresenta la *Lower Plate*, la Falda Toscana e le Liguridi l'*Upper*

Plate separate dall'*Extensional Detachment Fault* marcata dall'orizzonte del *Calcare Cavernoso*.

Le ottime esposizioni e l'esistenza di una cartografia geologica affinata per oltre un secolo fanno delle Alpi Apuane una zona privilegiata per lo studio della tettonica distensiva duttile medio-crostaie.

TETTONICA COMPRESSIVA

Nel Complesso Metamorfico la struttura della tettonica collisionale è ben conservata soprattutto nelle Apuane settentrionali (trasversale Carrara-Vagli: sezioni 1, 2, 3 e 4 di Fig. 3. Nelle Apuane meridionali (trasversale Seravezza-Stazzema-Fornovolasco: sezione 6 di Fig. 3) la più importante impronta distensiva rende più problematica la ricostruzione della geometria collisionale.

Il movimento da SW verso NE associato alle deformazioni di taglio e agli accavallamenti è evidente dalla vergenza delle pieghe isoclinali della fase D1 nel Complesso Metamorfico e dalle relazioni angolari tra scistosità e stratificazione nella Falda Toscana (CARMIGNANI *et al.*, 1978; 1980; 1991). La presenza della Falda Toscana sopra il Complesso Metamorfico durante la collisione è dimostrata anche dal coinvolgimento delle evaporiti triassiche della base della Falda a nucleo delle sinclinali della fase D1 del Complesso Metamorfico (CARMIGNANI, 1985); lo spessore delle unità accavallate giustifica il grado metamorfico di quest'ultimo.

Caratteristiche geometriche

La fase D1 ha sviluppato accavallamenti di dimensioni plurichilometriche, pieghe isoclinali di ogni dimensione fino a quella dell'intera finestra tettonica e una scistosità sin-metamorfica (S1) che spesso traspone completamente l'originaria stratificazione. Essa è parallela al piano assiale di pieghe isoclinali in vario grado non cilindriche, spesso a guaina (*sheath folds* SANDERSON, 1972; ESCHER & WATTERSON, 1974; COBBOLD & QUINQUIS, 1980; COWARD & POTTS, 1983; RIDLEY, 1986), i cui assi sono sub-paralleli alla lineazione di estensione. La distorsione interna (*strain*) è molto pronunciata in tutti i litotipi con la sola eccezione delle dolomie triassiche (*Grezzoni*) che compensano l'estensione con *boudinage* alla scala di tutta la formazione.

L'estensione associata a questa scistosità è indicata da una marcata lineazione evidenziata dall'asse maggiore dei clasti dei conglomerati del *Verrucano*, degli elementi delle brecce dei marmi liassici, ecc. Più spesso, la direzione di estensione è definita dall'orientazione preferenziale dei grani di calcite e quarzo, che conferisce alla roccia una tessitura blastomilonitica. In tutto il massiccio la lineazione di estensione è diretta circa NE-SW.

Gli assi delle pieghe e le lineazioni di intersezione della prima fase hanno invece direzioni variabili: nella parte SW del massiccio sono poco inclinati e diretti NW-SE, le lineazioni di estensione sono dirette invece secondo la massima pendenza della scistosità (*down-dip*) e quindi fanno un angolo di circa 90° con gli assi delle pieghe. Nella parte nord-orientale e centrale della finestra tettonica gli assi delle pieghe minori sono invece ovunque paralleli alla direzione di massima estensione, che rimane costante.

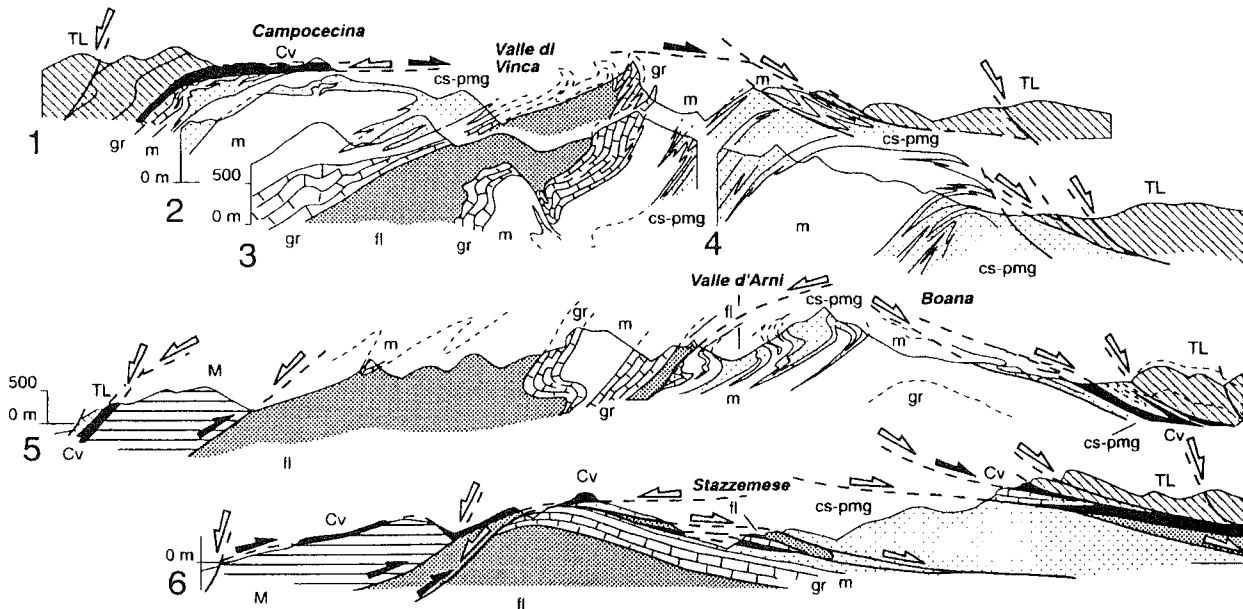
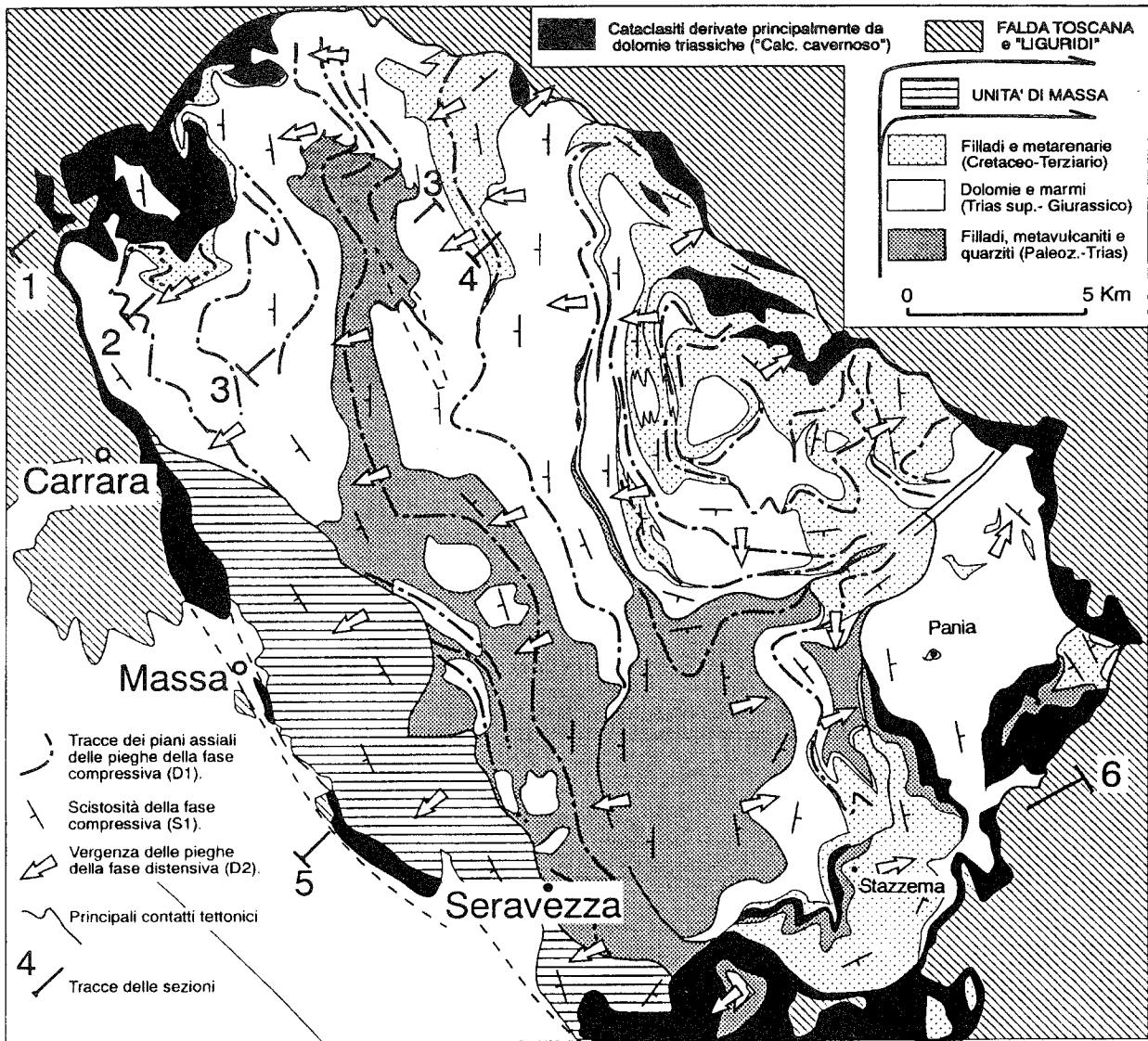


Fig. 3 - Schema tettonico delle Alpi Apuane e relative sezioni schematiche.

Legenda delle sezioni - fi: Filladi Inferiori e Porfiroidi (basamento paleozoico) - gr: dolomie e calcari dolomitici norici (*Grezzoni*) - m: Marmo Dolomitico e Marmi s.s., Lias inferiore - cs-pmg: *Calcari Selciferi*, metaradiolariti, filladi e metarenarie, Lias medio-Oligocene - cv: cataclasi derivate principalmente da dolomie del Trias superiore (*Calcere Cavernoso*) - M: Unità di Massa - TL: Falda Toscana e Liguridi s.l. Le frecce nere indicano il movimento durante la fase compressiva (D1) - quelle bianche il movimento durante la fase distensiva (D2). Si noti che sul versante orientale del massiccio D1 e D2 hanno la stessa direzione di movimento, mentre sul versante occidentale hanno direzioni opposte.

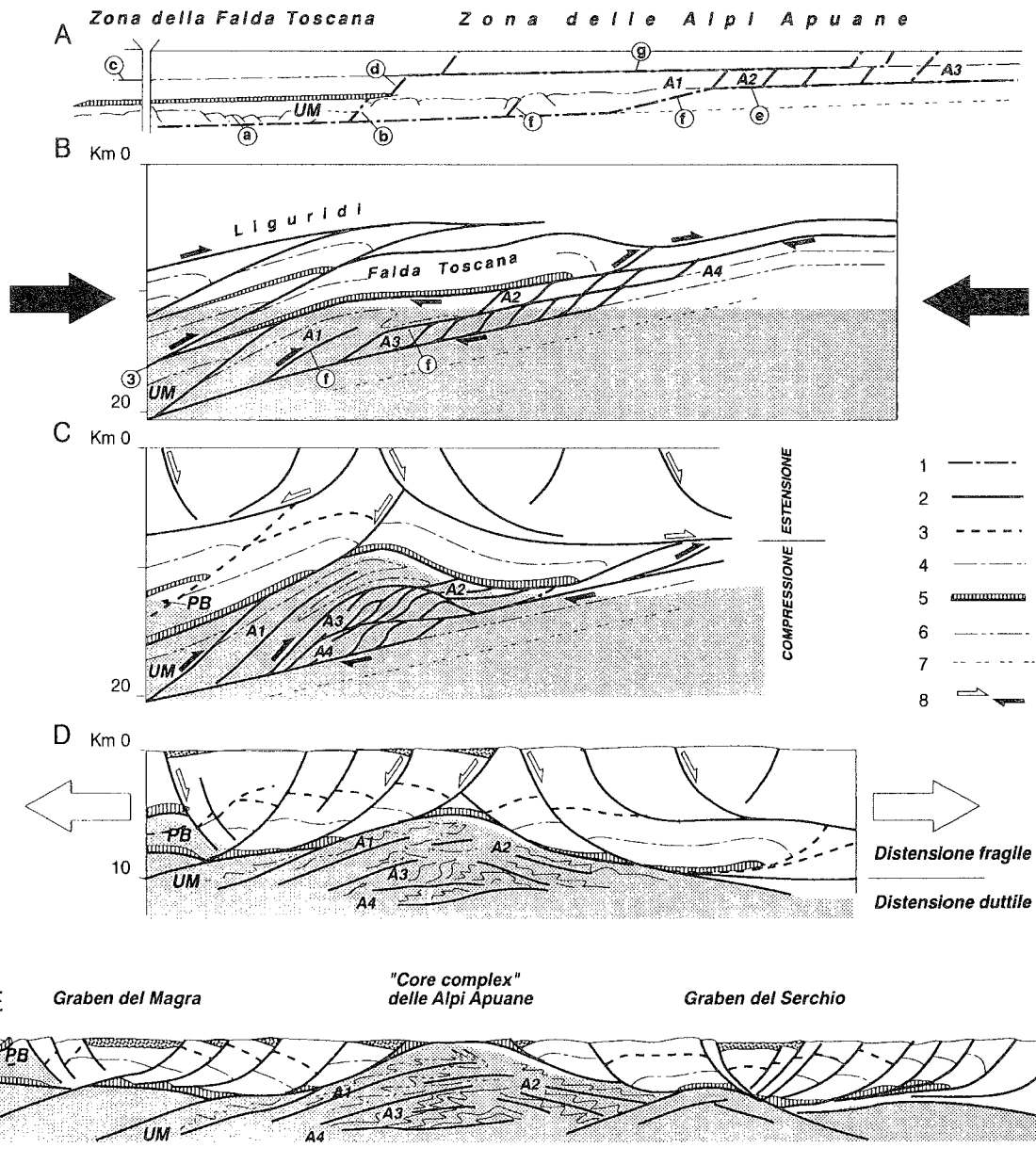


Fig. 4 - Schema dell'evoluzione tettonica compressiva (A, B, C) e distensiva (D, E) delle Alpi Apuane (da CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990, modificato).
 A: geometria pre-collisione con le tracce restaurate dei principali accavallamenti.
 B: sviluppo del duplex apuano (?Oligocene superiore).
 C: sviluppo di *antiformal stack* nel Complesso Metamorfico e possibile inizio della tettonica distensiva a livelli alto-crostaali (?Miocene inferiore).
 D: individuazione del *core complex* apuano. Il *thrust* di base della Falda Toscana è riattivato come *detachment*; esso separa settori estesi principalmente mediante faglie listriche e rotazione di blocchi (Falda Toscana e Liguridi s.l.) e da settori estesi mediante zone di taglio duttile sin-metamorfiche (Complesso Metamorfico Apuano) la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive (Miocene medio-superiore).
 E: esposizione delle metamorfite del *core complex* per denudamento e sollevamento connessi con ulteriore assottigliamento crostale (Pliocene-Pleistocene).

- a-scollamento delle successioni paleozoiche di basso grado da un ipotetico zoccolo cristallino;
 - b-rampa tra la zona con potenti depositi del Trias medio (zona di Massa) e quella con depositi del Trias medio ridotti o assenti ("Autoctono" *Auct.*).
 - c-scollamento a livello delle evaporiti triassiche del Dominio Toscano Interno, con individuazione della Falda Toscana;
 - d-rampa in corrispondenza delle variazioni laterali di facies tra Trias superiore dolomitico del Dominio Toscano Esterno (*Grezzoni*) ed evaporitico del Dominio Toscano Interno;
 - e-scollamento della successione giurassica delle Apuane NE. Scollamento che possiamo supporre determinato da un ipotetico livello di evaporiti del Trias superiore (transizione ad una facies triassica di tipo umbro?) o da una zona con spessore di dolomie triassiche ridotto (per effetto dell'emersione con erosione retica?)
 - f-rampe in corrispondenza delle variazioni di spessore della successione giurassica (cfr. Fig. 6) secondo le quali si impostano le anticlinali di Vinca e del M. Tambura;
 - g-scollamento a livello della *Scaglia* di quasi tutto il *Flysch* della zona toscana esterna.
- 1: tracce degli accavallamenti restaurati; 2: accavallamenti attivi e faglie dirette "a basso" ed "alto angolo"; 3: accavallamenti inattivi; 4: base del *Macigno*;
 5: evaporiti triassiche e breccie tettoniche; 6: tetto del basamento ercinico di basso grado; 7: tetto di un supposto basamento cristallino; 8: movimenti distensivi (freccie bianche) e compressivi (freccie nere).
 PB: Unità di Punta Bianca; UM: Unità di Massa; A1 e A2: porzioni sud-occidentale e nord-orientale del Complesso Metamorfico Apuano; A3 e A4: elementi più esterni sottoscorsi (substrato mesozoico del *Flysch* del M. *Cervarola?*).
 In grigio: rocce interessate da metamorfismo di basso grado.

Queste variazioni di orientazione degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione della fase D1 sono illustrate dalle proiezioni stereografiche di Fig. 5 e sono state attribuite a una rotazione passiva degli assi delle pieghe minori verso la direzione di massima estensione in un regime deformativo di taglio semplice prevalente (BRYANT & REED, 1969; SANDERSON, 1973; ESCHER & WATTERSON, 1974). Il modello di rotazione proposto da SANDERSON prevede che piccole differenze dell'orientazione iniziale delle pieghe dalla direzione dell'asse Y dell'ellissoide dello *strain* siano sufficienti a provocare la rotazione degli assi delle pieghe nella direzione dell'asse X se la deformazione di taglio semplice è abbastanza grande.

I rapporti angolari tra assi e lineazioni di estensione suggeriscono che mediamente lo *strain* di taglio aumenta da

SW a NE, cioè verso le zone strutturalmente più profonde. Le pieghe "non ruotate" della zona di Carrara rappresentano le *contemporary folds* previste da ESCHER & WATTERSON (1974), le pieghe "ruotate" della zona nord orientale sono confrontabili invece con le pieghe parallele alla direzione di massima estensione descritte lungo zone di taglio di molte zone orogeniche.

La dispersione degli assi delle pieghe minori di prima fase della zona di Carrara (diagramma in alto a sinistra in Fig. 5) suggerisce direzioni di rotazione sia oraria che antioraria, che sono in accordo con una variabilità casuale dell'orientazione delle pieghe iniziali. Rotazioni orarie e antiorarie portano inevitabilmente a "pieghe a guaina" (*sheath fold, plis en fourreau*) (COBBOLD & QUINQUIS, 1980; RAMSAY, 1980), cioè pieghe con fortissime culminazioni e

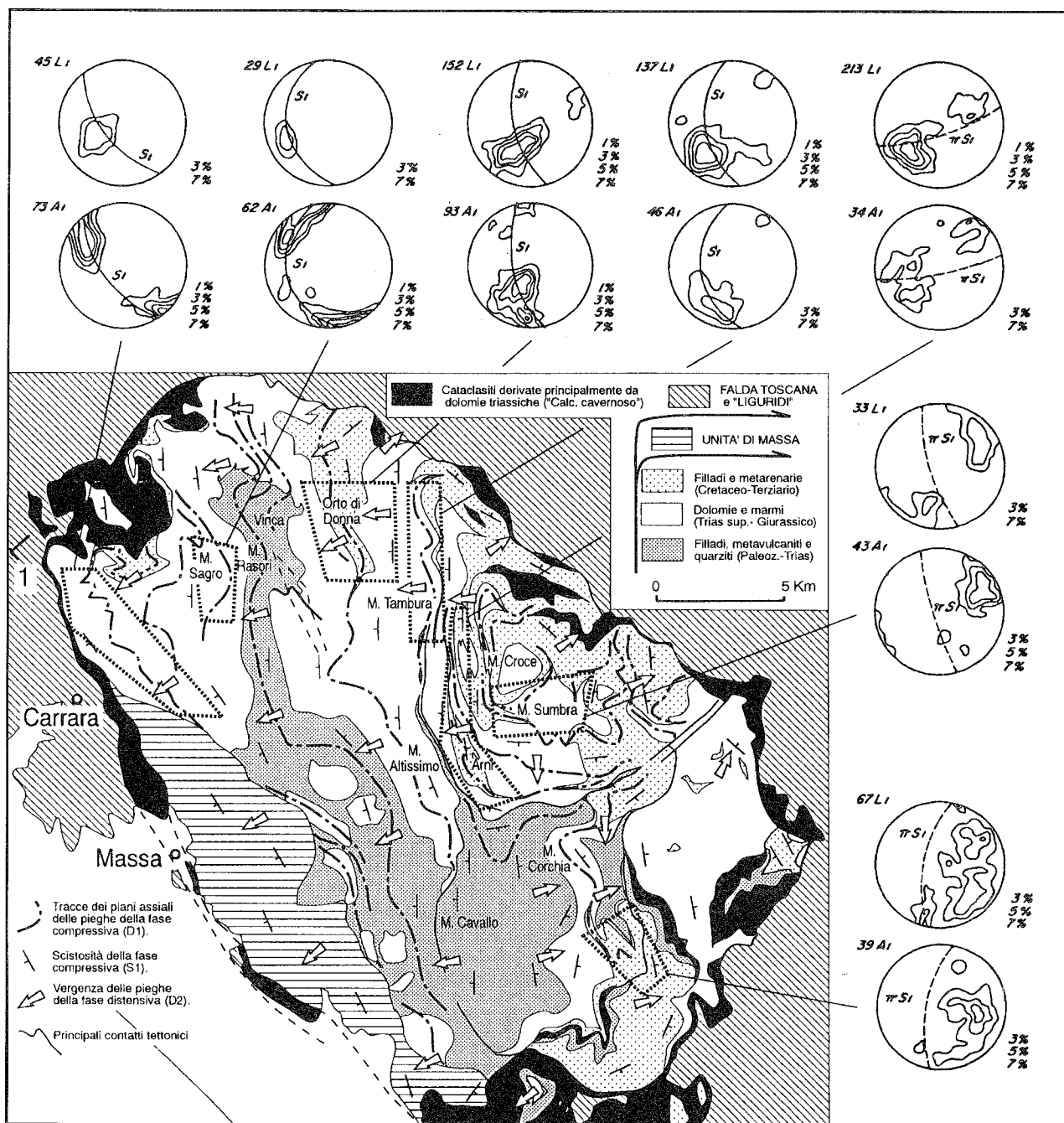
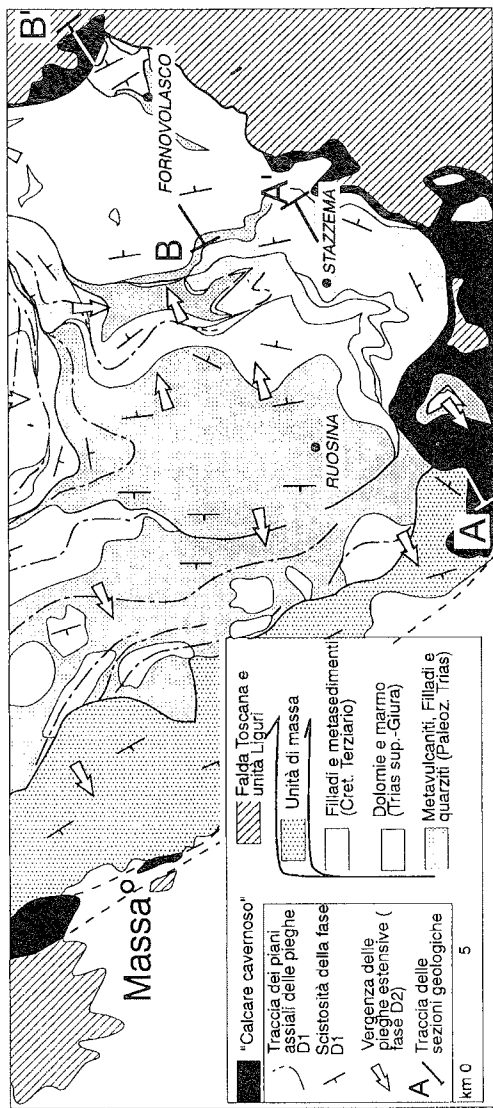
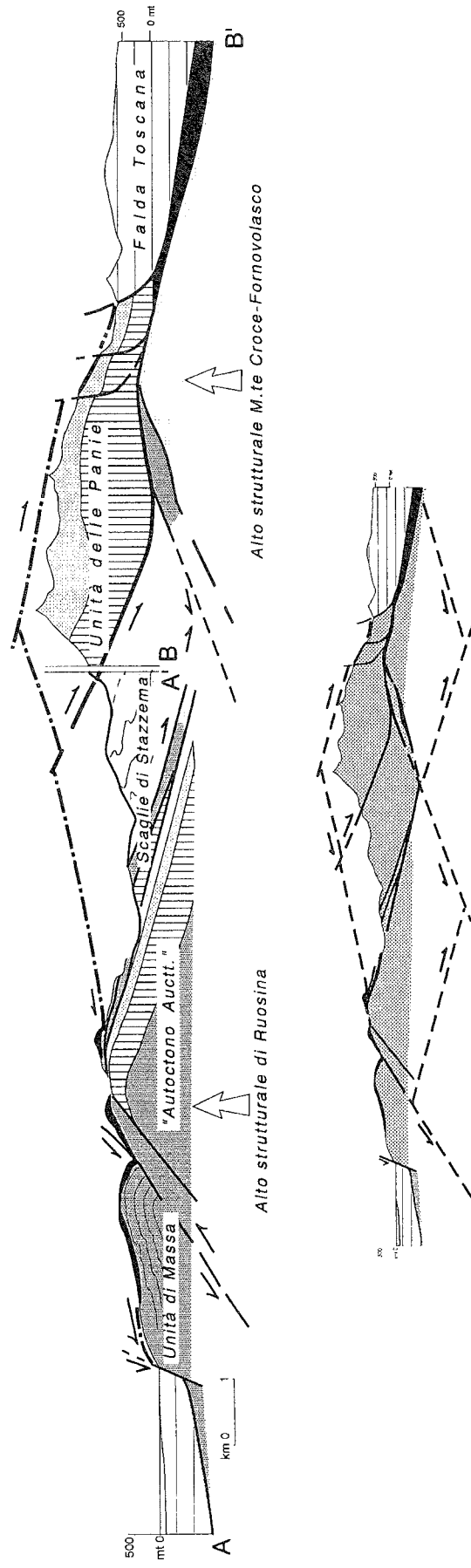


Fig. 5 - Proiezioni stereografiche (proiezione equiarea, emisfero inferiore) delle lineazioni di estensione (L1) e degli assi di prima fase (A1) delle zone delimitate nello schema strutturale (da CARMIGNANI *et al.*, 1987, modificato).



- Falda Toscana
- "Pseudumacigno"
- Marmo s.l.
- Carbonati Triassici
- Filladi paleozoiche e Verrucano s.l.
- "Cavernoso"
- Faglie normali ad alto angolo
- Faglie normali a basso angolo
- Limite Falda Toscana/Complesso Metamorfico



- Placca Inferiore (Complesso Metamorfico Apuano)
- Placca Superiore (Falda Toscana e Unità Liguri)

Fig. 6 - Nella figura sono mostrati i due alti strutturali di Ruosina e M. Croce-Fornovolasco. L'alto di M. Croce-Fornovolasco si è sviluppato successivamente dell'alto di Ruosina: infatti la faglia listrica che borda l'Unità della Pania, cinematicamente connessa alle strutture distensive della parte orientale del Complesso Metamorfico Apuano, è deformata dall'alto strutturale di Fornovolasco. Lo schema in basso illustra l'azione di fase di taglio coniugate distensive che individuano una geometria a "losanghe" come evidenziata da HAMILTON, 1987 e messa in evidenza nel Complesso Metamorfico Apuano da CARMIGNANI & KILGFIELD, 1990; CARMIGNANI *et al.*, 1993.

depressioni assiali.

Lo sviluppo trasversale delle principali pieghe isoclinali di prima fase può superare i 15 Km: più che di anticlinali separate da sinclinali si può quindi parlare di vere e proprie falde (*fold nappes*).

Tutti i caratteri esposti suggeriscono che il Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane sia stato deformato in una zona di taglio, il cui limite superiore è rappresentato dal contatto con la Falda Toscana e quello inferiore, non affiorante, da zone più esterne al Dominio Toscano sulle quali presumibilmente le Apuane si accavallano.

Le sezioni schematiche di Fig. 3 mostrano che sia la vergenza delle strutture, sia le relazioni angolari tra il contatto tettonico di base della Falda Toscana e la scistosità della fase D1, impongono per la Falda Toscana stessa una provenienza da SW durante la fase compressiva, confermando l'interpretazione classica della struttura appenninica che prevede il progressivo impilamento delle unità alloctone da SW verso NE.

Uno schema della cinematica compressiva è mostrato in Fig. 4.

Il raccorciamento inizia con contatti tettonici del tipo *ramp-flat* (Fig. 4 A). I principali elementi di questa geometria sono:

1- scollamento delle successioni di basso grado paleozoiche e triassiche dell'Unità di Massa e dell'"Autoctono" *Auctt.* da un ipotetico zoccolo cristallino sconosciuto nella regione apuana, ma noto in sondaggio in Toscana meridionale;

2- rampa tra la zona con potenti depositi del Trias medio (zona di Massa) e quella con depositi del Trias medio ridotti o assenti ("Autoctono" *Auctt.*);

3- scollamento a livello delle evaporiti triassiche del Dominio Toscano Interno, con individuazione della Falda Toscana;

4- rampa in corrispondenza delle variazioni laterali di facies tra Trias superiore dolomitico del Dominio Toscano Esterno (*Grezzoni*) ed evaporitico del Dominio Toscano Interno;

5- scollamento della successione giurassica delle Apuane NE. Scollamento che possiamo supporre determinato da un ipotetico livello di evaporiti del Trias superiore (transizione ad una facies triassica di tipo umbro?) o comunque da una zona con uno spessore di dolomie triassiche ridotto (per effetto dell'emersione con erosione retica?);

6- rampe in corrispondenza delle variazioni di spessore della successione giurassica (Fig. 4) secondo le quali si impostano le anticlinali di Vinca e del M. Tambura;

7- scollamento a livello della *Scaglia* di quasi tutto il Flysch della zona toscana esterna.

Lo scollamento della maggior parte del Flysch del Dominio Toscano Esterno giustifica la scarsità di questa formazione nell'"Autoctono" *Auctt.* e le grandi masse di arenarie terziarie del crinale dell'Appennino.

TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONE (D2)

Sia nel Complesso Metamorfico che nella Falda Toscana la stratificazione e la scistosità della fase compressiva sono deformate da una ulteriore fase tettonica (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975, 1977; PERTUSATI *et al.*, 1977; CARMIGNANI *et al.*, 1991), derivata da distensione crostale (CARMIGNANI

& KLIGFIELD, 1990). È a questa fase che si deve l'assetto a duomo del Complesso Metamorfico visibile nella struttura antiformale della scistosità (cfr sezioni di Fig. 3). L'estensione nel Complesso Metamorfico si realizza mediante zone di taglio duttile inclinate a SW lungo il fianco sud-occidentale del "duomo" realizzato dalle rocce metamorfiche e a NE su quello nord-orientale; esse sono associate a scistosità di crenulazione fino a *slaty cleavage*, pieghe e lineazioni di intersezione generalmente orientate NW-SE. Lo spostamento entro le zone di taglio inclinate a SW e a NE è rispettivamente verso SW e verso NE; ne consegue che a scala regionale esse determinano una distensione orizzontale accompagnata da assottigliamento crostale (Fig. 6).

Queste zone di taglio distensive si sovrappongono alle precedenti strutture compressive ed il loro sviluppo è controllato dalle giaciture della S1 e degli accavallamenti nelle *antiformal stack* della fase compressiva: le zone di taglio inclinate a SW si sviluppano principalmente ove la scistosità della fase compressiva era inclinata a SW (versante SW del "duomo" apuano), mentre il sistema inclinato a NE si sviluppa principalmente lungo il versante nord-orientale ove questa scistosità era inclinata a NE.

L'opposto senso di movimento delle zone di taglio distensive sui due versanti del "duomo" determina la sovrapposizione di pieghe sin-D2 SW-vergenti su pieghe sin-D1 NE-vergenti lungo il versante sud-occidentale (Fig. 7) e di pieghe sin-D2 su pieghe sin-D1 con la stessa vergenza verso NE sul versante nord-orientale.

I minerali sintettonici con la fase D1 comprendono muscovite o fengite, biotite, clorite, quarzo. Durante la fase D2 cristallizzano fengite e clorite. Cianite e cloritoide sono post-tettonici rispetto alla fase D1 e sintettonici con l'inizio della fase D2 (BOCCALETTI & GOSSO, 1980; DI PISA *et al.*, 1985) e suggeriscono un picco termico posteriore alla fase D1 e contemporaneo all'inizio della fase D2. Le età K-Ar e ⁴⁰Ar/³⁹Ar tra 12 e 14 Ma ottenute per la "chiusura" delle miche della fase D2 (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et al.*, 1986) indicano che la distensione duttile del Complesso Metamorfico è già iniziata nel Miocene medio a profondità medio-crostaali (8-10 Km) prima della sua denudazione e sollevamento.

Nella parte centrale del nucleo metamorfico le strutture estensionali duttili non sono interessate in modo significativo da deformazioni fragili posteriori. Solo nella parte corticale del *core complex* (Scaglie Parautoctone dello Stazzemese, Unità delle Panie, Unità di Massa) queste strutture sono tagliate da faglie dirette poco inclinate e fasce cataclastiche.

La forte componente di taglio semplice della tettonica distensiva ed il senso del taglio sono stati determinati in base a vari indicatori cinematici (SIMPSON & SCHMID, 1983; SIMPSON, 1986, *extensional crenulation cleavage*; PLATT & VISSERS, 1980; *bookshelf structure*, relazioni tra porfiroclasti e loro code di ricristallizzazione, relazioni tra superfici di taglio e scistosità in miloniti: BERTHÉ *et al.*, 1979); l'indicatore cinematico più comune è costituito dall'asimmetria delle pieghe minori associate alle zone di taglio (Fig. 7, 8A e B). Per un'analisi della geometria e della cinematica delle strutture di stile duttile della fase distensiva si rimanda ad una recente nota di CARMIGNANI *et al.*, 1993).

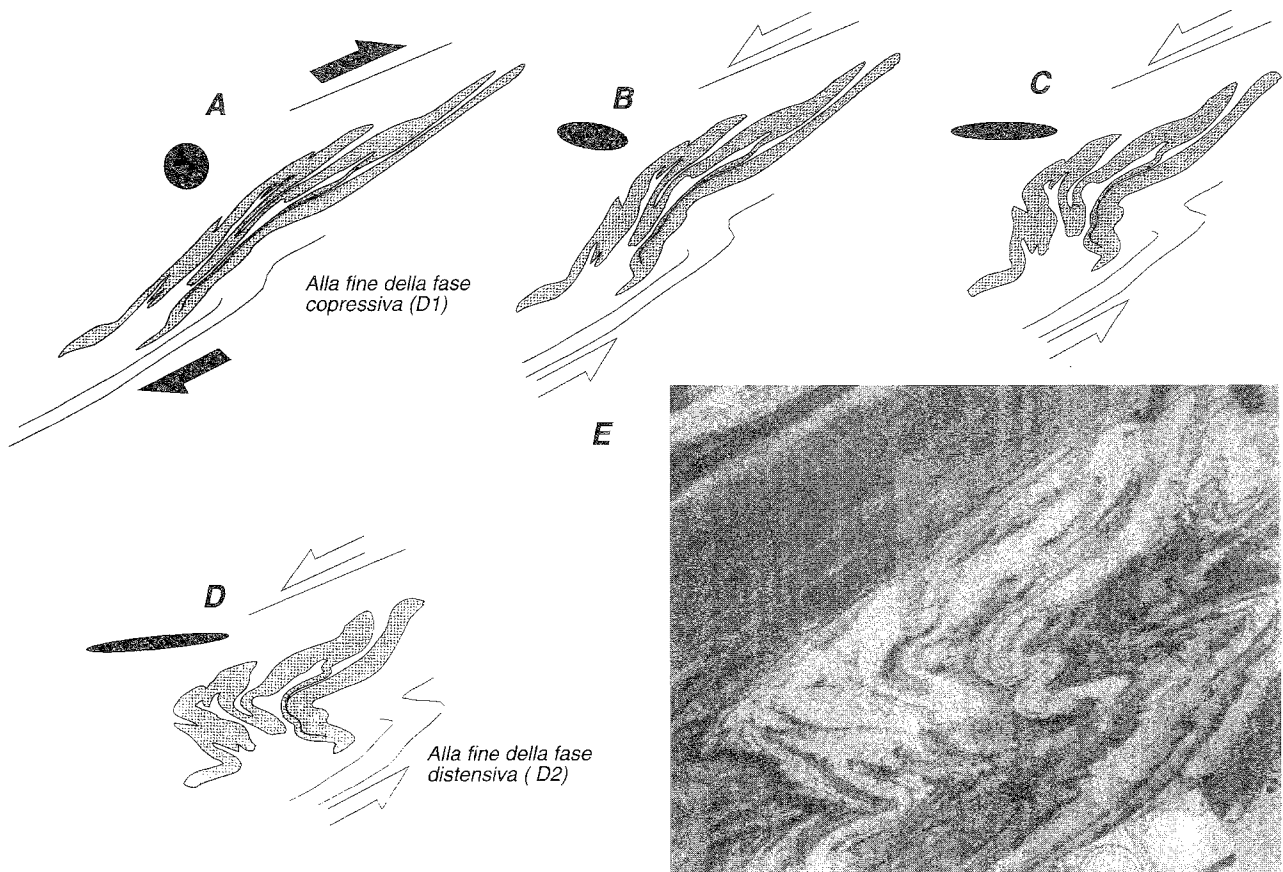


Fig. 7 - Interferenza prodotta dalla sovrapposizione di pieghe della fase D2 (rovesciate verso sinistra nella foto) e pieghe isoclinali della fase D1 nei *Calcari Selciferi* a Entrochi del versante meridionale del M. Contrario. Da D a A: restaurazione al computer della geometria pre-D2 della precedente interferenza, assumendo per D2 una deformazione di taglio semplice progressivo. La restaurazione mostra che l'interferenza può derivare dall'inversione di una fascia di taglio compressiva (A) e distensiva (B, C, D). Le pieghe della fase D2 derivano dall'amplificazione di piccole variazioni di inclinazione della S1 dovute ad inomogeneità di distorsione e spostamento entro una zona di taglio della fase D1, come il caso mostrato in Fig. 8.

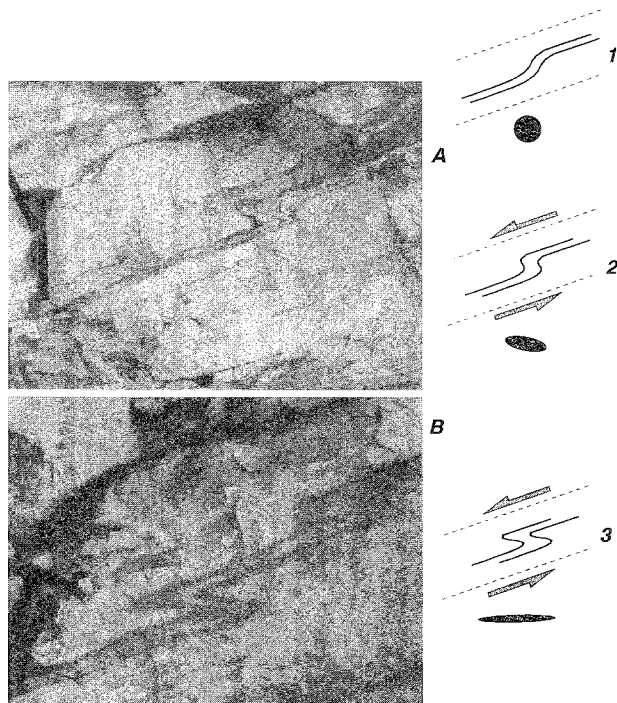


Fig. 8 - A, B: pieghe di taglio della fase D2 nei *Calcari Selciferi* (Passo Sella, Arni); 1, 2, 3: progressiva evoluzione di una piega di taglio partendo da un livello con forma sigmoide inclinato sinteticamente sulla zona di taglio. L'angolo di apertura e l'inclinazione del piano assiale rispetto alla superficie di taglio diminuiscono contemporaneamente e il fianco corto è prima ispessito e poi assottigliato.

CENNI SULLA TETTONICA DELLA FALDA TOSCANNA E DELLE UNITÀ LIGURI

L'assetto tettonico della Falda Toscana è il risultato di una successione di eventi deformativi analoga a quella del Complesso Metamorfico sottostante: una tettonica compressiva NE-vergente, seguita da una serie di eventi inquadabili nella tettonica distensiva che genera pieghe rovesciate Tirreno-vergenti (quali quelle di La Spezia: GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; di Castelpoggio e TENERANO: DECANDIA *et al.*, 1968 e di Pescaglia) e Adriatico-vergenti (quali quelle della Garfagnana: cfr. sezioni geologiche in NARDI, 1961; della Val di Lima: BALDACCI *et al.*, 1967, di MONSUMMANO, ecc.). Le differenze principali tra le due unità (Falda Toscana e Complesso Metamorfico) sono dovute essenzialmente ai diversi livelli strutturali in cui è avvenuta la deformazione, o meglio alla localizzazione, nell'interfaccia fra i due elementi, di un confine termobarico critico.

La presenza di una tettonica polifasica nella Falda Toscana è stata segnalata da PERTUSATI *et al.*, 1977. In varie zone circostanti al Complesso Metamorfico Apuano, questi Autori hanno evidenziato che le formazioni della Falda Toscana sono caratterizzate da una scistosità (S1) sviluppata essenzialmente nelle rocce a dominante argillosa, entro i limiti termobarici dell'anchizona (CERRINA FERONI *et al.*, 1983), e da un successivo clivaggio meno evidente (S2), associato a strutture plicative che deformano il sistema So/S1.

Tale quadro deformativo veniva posto in relazione agli eventi compressivi subiti da Complesso Metamorfico e Falda Toscana. Come si è visto, le ricerche sulla geometria e sulla cinematica del Complesso Metamorfico hanno invece portato all'inquadramento degli eventi tettonici in due opposti contesti geodinamici.

Nonostante le numerose analogie tra il Complesso Metamorfico e la Falda è importante sottolineare che nel Complesso Metamorfico la distensione post-collisionale è prevalentemente realizzata per distorsione interna duttile concentrata in zone di taglio di spessore variabile, mentre nelle unità non metamorfiche-anchimetamorfiche superiori è realizzata, oltre che attraverso pieghe passive di taglio semplice anche in modo prevalentemente fragile mediante faglie dirette a basso ed alto angolo, che sovrappongono rocce più giovani su rocce più antiche con elisione di ampi intervalli della successione stratigrafica (Fig. 4D, E). Le faglie dirette principali hanno profilo listrico e si radicano entro l'orizzonte di scollamento del *Calcare Cavernoso*; gli strati a tetto delle faglie formano frequentemente anticlinali di tipo *rollover*. Spostamenti minori sono realizzati anche per distorsione interna di taglio semplice nelle formazioni meno competenti (*Marne a Posidonia e Scaglia*: NARDI, 1961; TREVISAN, 1962). Pieghe chilometriche della Falda sono state recentemente attribuite alla fase estensionale nella zona di Pescaglia e Castelpoggio (CARMIGNANI *et al.*, 1991) e di La Spezia (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990).

I caratteri strutturali della Falda Toscana sono così riassumibili:

- una prima fase cui è associato un clivaggio per "*heterogeneous layer-parallel sliding*" (S1) ben sviluppata nelle rocce a dominante argillosa, i cui rapporti angolari con la stratificazione indicano costantemente una vergenza nord-orientale;

- una successiva fase deformativa caratterizzata da fasce di taglio distensive che insistono sulle formazioni meno competenti. La successione carbonatica mesozoica dà luogo a grandi pieghe orientate NW-SE comprese tra livelli di scollamento (e/o zone di taglio) generalmente costituiti dal *Calcare Cavernoso* (alla base) e dalla *Scaglia* (a tetto) (Piega di La Spezia, di Castelpoggio, di Tenerano, di Pescaglia, di Monsummano, di Val di Lima, ecc.). Queste zone di taglio e queste pieghe hanno vergenza orientale sul versante E delle Alpi Apuane (Garfagnana, Val di Lima) e vergenza occidentale sul versante W (Versilia);

- faglie dirette dei Graben del Serchio e della Versilia.

Anche le Unità Liguri hanno subito le stesse vicende distensive della Falda Toscana. Ciò risulta particolarmente evidente nella zona delle Cinque Terre (La Spezia) dove le Unità Sub-Liguri e Liguri del Bracco-Val Graveglia sono coinvolte nella piega tardiva di La Spezia e nelle pieghe più occidentali tra Rio Maggiore e Levante, che presentano caratteri analoghi alle precedenti.

Piegamenti riferibili alla fase distensiva sono dovunque riconoscibili ben oltre i limiti del massiccio apuano: dalla zona di La Spezia-Cinque Terre sino al fronte della Falda Toscana.

INTERPRETAZIONE CINEMATICA DELLA ESTENSIONE DUTTILE

In un recente lavoro (CARMIGNANI *et al.*, 1993) è stata confrontata la struttura distensiva della crosta media e

superiore a N dell'Arno e lungo una trasversale nella Toscana meridionale.

Lungo la sezione settentrionale (Fig. 9A, B) nella Falda Toscana sono evidenti due successive generazioni di faglie: la prima, contemporanea alla deformazione duttile nel Complesso Metamorfico, è caratterizzata da faglie poco inclinate che si raccordano al livello delle evaporiti triassiche; la seconda disloca le faglie precedenti ed è caratterizzata da faglie ad alto angolo che delimitano le depressioni tettoniche del Serchio e della Versilia colmate da sedimenti pliocenici e quaternari.

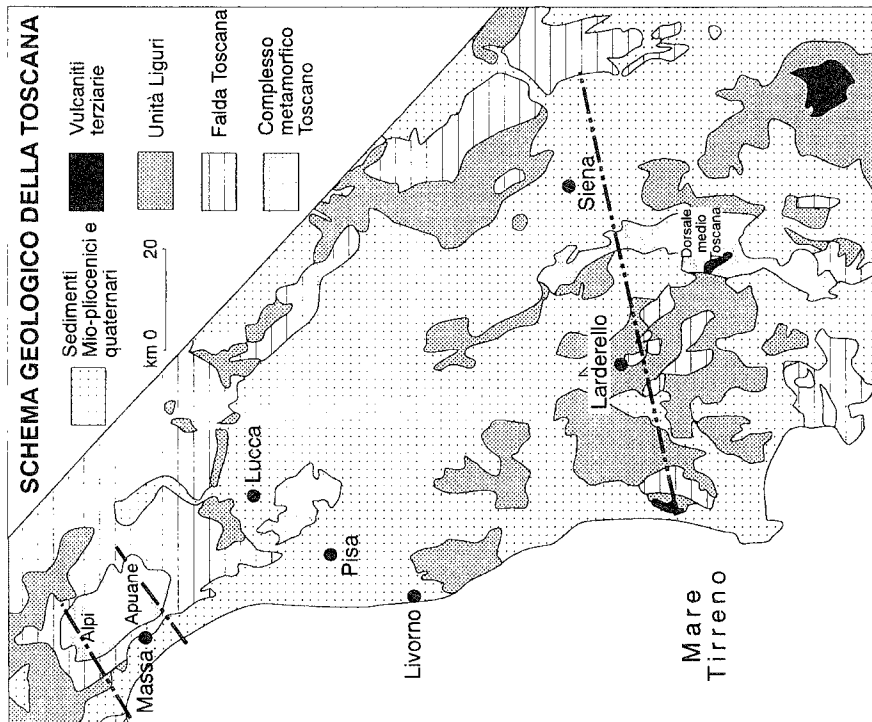
La sezione meridionale tra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Fig. 9C) illustra una situazione analoga. In questa sezione sono evidenti due generazioni di faglie dirette: la prima è caratterizzata da faglie poco inclinate che tendono ad esaurirsi in corrispondenza delle evaporiti triassiche; tali faglie portano le unità geometricamente superiori (Liguridi s.l.) a diretto contatto con tutti i termini della successione toscana fino al substrato metamorfico (fenomeno della "serie ridotta", *Auctt.*). Tutte le strutture di questo primo evento vengono dislocate da un secondo sistema di faglie molto inclinate che delimitano depressioni tettoniche con sedimentazione a partire dal Tortoniano superiore e che in profondità si raccordano ad un orizzonte riflettente poco inclinato noto come "orizzonte K". Questo orizzonte che si colloca ad una profondità variabile fra i 4 ed i 9 km, separa la parte superiore della crosta sismicamente attiva da una parte più profonda caratterizzata da riflettori convergenti e divergenti che nell'insieme disegnano una geometria a losanghe. Per questi caratteri l'orizzonte è interpretato come il limite tra crosta a comportamento fragile e duttile in Toscana meridionale (BERTINI *et al.*, 1991).

A N la tettonica distensiva a "basso angolo" è riferibile ad almeno 14 Ma in base alle datazioni K/Ar nel Complesso Metamorfico (KLIGFIELD *et al.*, 1986), mentre per le faglie ad alto angolo si ha solo un limite cronologico superiore rappresentato dai depositi continentali dei Graben della Garfagnana e del Magra.

A S l'inizio della distensione post-collisionale è stato spesso posto al Tortoniano superiore sulla base dell'età dei depositi più antichi dei Graben di quest'area. L'entità della distensione relativa alle faglie ad alto angolo che bordano i Graben è stata calcolata attorno al 10%, mentre quella relativa alla formazione della "serie ridotta" *Auctt.* è di circa il 60% (BERTINI *et al.*, 1991). Se l'interpretazione distensiva della "serie ridotta" *Auctt.* è corretta si deve concludere che la strutturazione distensiva pre-tortoniana superiore è di gran lunga la più importante. Assumendo velocità di estensione realistiche ne consegue che l'estensione è iniziata molto prima del Tortoniano superiore, forse nel Miocene medio, in accordo con le citate datazioni K/Ar nel Complesso Metamorfico Apuano.

La distensione post-collisionale della Toscana meridionale come stile ed ordine di grandezza è paragonabile a quella nota nei *rifting* continentali come la provincia nord-americana del "*Basin and Range*".

Nei *core complex* nord-americani è spesso descritta una distensione caratterizzata da un singolo senso di taglio su entrambi i fianchi dei *core complex* (SPENCER, 1984). Diversamente il *core complex* apuano è caratterizzato da due opposti sensi di taglio.



SEZIONI GEOLOGICHE ATTRAVERSO LA TOSCANA (APPENNINO SETTENTRIONALE)

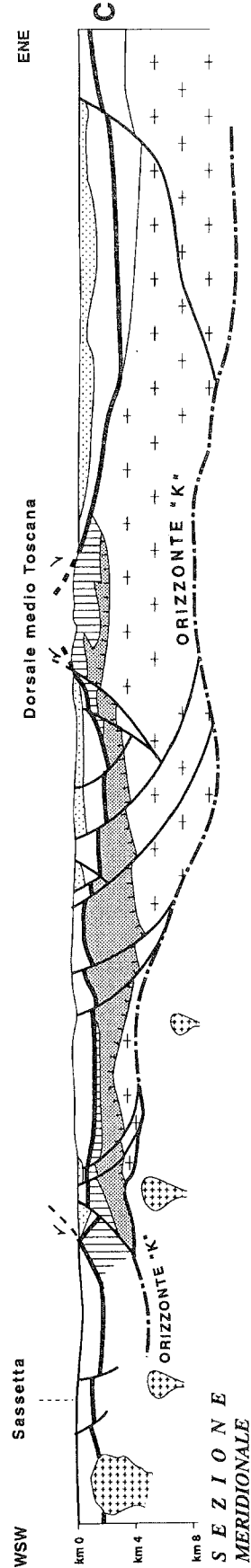
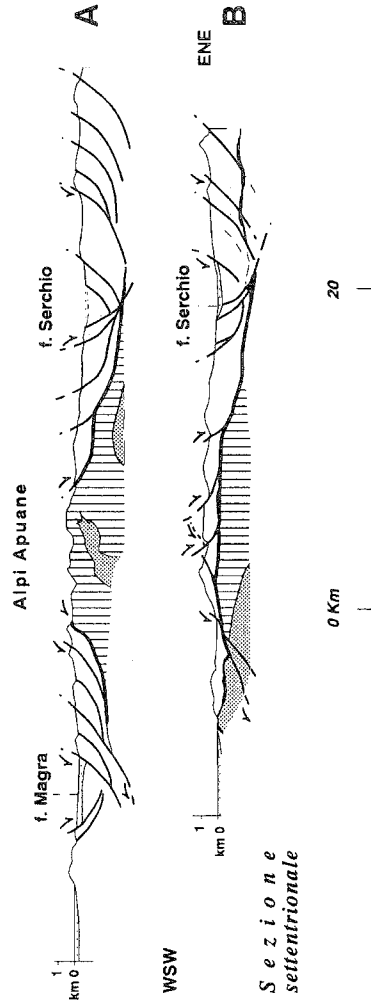
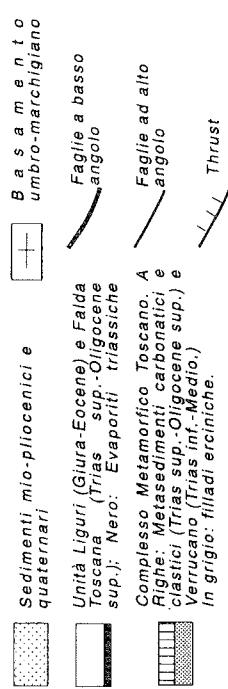


Fig. 9 - Sezioni geologiche attraverso la Toscana che evidenziano le fasi distensive post-collisionali. L'assetto strutturale distensivo è connesso a due diversi sistemi di faglie; il più antico è caratterizzato da faglie normali a basso angolo connesse con lo sviluppo della "serie ridotta" *Auct.* della Toscana meridionale; il più recente caratterizzato da faglie dirette ad "alto angolo", che delimitano i bacini neotettonici toscani.

A questo proposito ci sembra significativa la somiglianza tra i riflettori sotto l'“orizzonte K” nei citati profili sismici attraverso la Toscana meridionale (BERTINI *et al.*, 1991) e alcuni profili del “Basin and Range” interpretati come fasce di taglio con opposto senso di movimento (HAMILTON, 1982, 1987; KLIFFIELD *et al.*, 1984).

La tettonica distensiva duttile apuana è stata riconosciuta su una sezione naturale lunga oltre 20 km. Per questo essa ragionevolmente riflette un assottigliamento a scala dell'intera crosta.

La direzione di movimento delle zone di taglio, centrifuga rispetto alla zona assiale del nucleo apuano, suggerisce fortemente il modello di distensione della crosta per taglio puro.

Nel modello di HAMILTON la crosta media continentale viene estesa per mezzo di una rete di zone di taglio coniugate che anastomizzandosi dividono le metamorfiti in lenti che scorrono le une sulle altre lungo fasce di taglio duttili (Fig. 6). Una di queste lenti è rappresentata dal *core complex* apuano.

In sintesi, proponiamo un modello a quattro stadi per l'evoluzione tettonica e la strutturazione attuale dell'Appennino settentrionale e del mar Tirreno, nel quale la transizione dalla compressione alla distensione è causata dall'inversione della dinamica all'interno di un cuneo orogenico: (1) un sistema cuneo di accrezione-piano di subduzione si è sviluppato dal Cretaceo all'Eocene ed è stato caratterizzato dall'accrezione di crosta oceanica e relativa copertura (Unità Liguri s.l.); (2) la collisione della micro-placca sardo-corsa nell'Oligocene superiore ha portato ad un rapido ispessimento del cuneo orogenico e alla deformazione compressiva del margine continentale adriatico; (3) a partire dal Miocene (fine del Miocene medio) il cuneo di accrezione è sottoposto a collasso gravitazionale, che produce una distensione tettonica nei livelli alto- e medio-crosta su tutta la trasversale dalla Corsica alla Toscana; (4) a partire dal Tortoniano superiore un'ulteriore fase distensiva con un vulcanismo associato è contemporanea all'apertura del Tirreno meridionale.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 19-33

ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI P., NORELLI P. & QUERCIOLO C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. Abstract in Proceedings of the Seventh International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Canberra, Australia, 24-29/9/90.

ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sull'età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano, Sardegna centrale)*. Soc. Tosc. Sc. Nat. Atti. Mem. Ser. A, **91**, 1-20.

ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.

BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul*

problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo Macigno dell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 213-244.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

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.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & GAPAIS D. (1979) - *Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain*. Bull. Mineral., **102**, 265-272.

BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.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*. St. Geol. Camerti, **1**, 155-178.

BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica nell'area di Campocecina-M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 101-110.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean*. Nature, **252**, 54-78.

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

BRYANT & REED J.C. (1969) - *Significance of lineations and minor folds near major thrust faults in the Southern Appalachian and the British and Norwegian Caledonides*. Geol. Mag., **106**, 412-429.

CARMIGNANI L. (1985) - *Carta geologico-strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, scala 1:25.000, Foglio nord*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'"Auctocono" delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1957-1981.

CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1977) - *Analisi mesostrutturale della zona occidentale delle Alpi Apuane Metamorfiche*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 429-450.

CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse drag folds in the late Alpine building of the Apuane Alps (Northern Apennines)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, **86**, 109-125.

CARMIGNANI L. & KLIFFIELD R. (1990) - *The transition from compression to extension in mountain belts: evidence from the Northern Apennines Core Complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.

CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIFFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journal of Geology, **86**, 487-504.

- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 93-100.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza sin e post-nappe della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., Soc. Geol. It., **110** (1990), 351-364.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., & MECCHERI M. (1993) - *Post-collisional extensional tectonics in the Northern Apennines orogen: evidence from Tuscany (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area di ricoprimento apuano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 269-280.
- CHANNELL J.E.T. & MARESCHAL J. (1989) - *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift*. In: COWARD M., DIETRICH D. & PARK R. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **30**, 285-302.
- CIVETTA L., ORSI G. & SCANDONE P. (1978) - *Eastwards migration of Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines*. Nature, **276**, 604-605.
- CLOOS M. (1982) - *Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., **93**, 330-345.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H. (1980) - *Development of sheath folds in shear regimes*. J. Struct. Geol., **2**, 119-126.
- COLI M. (1989) - *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**, 47-56.
- CONEY P.J. & HARMS T. (1984) - *Cordilleran metamorphic core complex: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression*. Geology, **12**, 550-554.
- COWARD M.P. & POTTS G.J. (1983) - *Complex strain patterns development at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones*. J. Struct. Geol., **5**, 383-399.
- COWAN D.S. & SILLING R.M. (1978) - *A dynamic scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes*. Jour. Geoph. Res., **83**, 5389-5396.
- DALLAN NARDI L. (1987) - *Segnalazione di Lepydocicline nella parte basale dello "Pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 459-477.
- DAVIS G.H. (1980) - *Structural characteristics of metamorphic core complexes, Southern Arizona*. In: M. CRITTENDEN, P. CONEY & G.H. DAVIS (Eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geol. Soc. Am. Mem., **153**, 35-78.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della serie toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **75**, 102-124.
- DENNIS A.J. & SECOR D.T. (1987) - *A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont*. J. Struct. Geol., **9**, 808-817.
- DEINO A., KELLER J. & PIALI G.P. (1992) - *Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del metamorfismo dell'Unità di Ortano-Rio Marina (Isola D'Elba): Risultati Preliminari*. Relazione sulla progettazione del profilo CROP1-1A. Univ. Studi Bologna, giugno 1992.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid I Unit and its implications on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N. Tuscany)*. Neues Jahrbuch Miner. Abh., **151**, 197-211.
- DURAND-DELGA M. (1984) - *Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 285-329.
- ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - *Olistotromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: K.A.DE JONG & R. SCHOLTEN (Eds.), *Gravity and Tectonics*, John Wiley, New York, 175-187.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42**, 3-18.
- ESCHER A. & WATTERSON J. (1974) - *Stretching fabrics, folds and crustal shortening*. Tectonophysics, **22**, 223-231.
- GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) - *Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 683-692.
- GIBBONS W., WATERS C. & WARBURTON J. (1986) - *The blueschists facies schistes lustrés of Alpine Corsica: a review*. Mem. geol. Soc. Am., **164**, 301-311.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO R. (1970) - *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., **89**, 485-497.
- HAMILTON W.B. (1982) - *Structural Evolution of the Big Maria Mountains, Northeast Riverside County, Southeastern California*. In: FROST E. & MARTIN D. (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona and Nevada*, 1-28.
- HAMILTON W.B. (1987) - *Crustal extension in the Basin and Range Province, Southwestern United States*. In: COWARD M., DEWEY J. & HANCOCK P. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. Publ., **28**, 155-176.
- KASTENS K. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 10*. In: KASTENS K. & MASCLE J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**, 3-26.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Science, **279**, 676-691.
- KLIGFIELD R., CARMIGNANI L. & OWENS W. (1981) - *Strain analysis of a Northern Apennines shear zone using deformed marble breccias*. J. Struct. Geol., **3**, 421-436.
- KLIGFIELD R., CRESPI J., NARUK S. & DAVIS G.H. (1984) - *Displacement and strain patterns of extensional orogens*. Tectonics, **3**, 421-436.

- 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: Results from Northern Apennines*. J. Struct. Geol., **8**, 781-798.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LISTER G. & DAVIS G.A. (1989) - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the Northern Colorado River region, U.S.A.* J. Struct. Geol., **11**, 65-94.
- LOCARDI E. (1982) - *Individuazione delle strutture sismogenetiche dall'esame dell'evoluzione vulcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 569-596.
- 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**, 227-246.
- MATTAUER M. & PROUST F. (1976) - *La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique*. C. R. Acad. Sci., **282**, 1249-1252.
- MATTAUER M., FAURE M., & MALAVIEILLE J. (1981) - *Transverse lineation area large scale structures related to alpine obduction in Corsica*. J. Struct. Geol., **3**, 401-409.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Soc. Geol. It. Boll., **70**, 95-382.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1985) - *Evoluzione delle unità stratigrafico strutturali del Nord Appennino 2-Macigno s.s. e "Pseudomacigno". Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 185-217.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 257-334.
- PAVLIS T.L. & BRUHN R.L. (1983) - *Deep-seated flow as mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes*. Tectonics, **2**, 473-497.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 587-603.
- PLATT J. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PLATT J. & VISSER R. (1980) - *Extensional structures in anisotropic rocks*. J. Struct. Geol., **2**, 397-410.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- RIDLEY J. (1986) - *Parallel stretching lineation and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations*. J. Struct. Geol., **8**, 647-653.
- 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.
- SANDERSON D.J. (1973) - *The development of fold-axes oblique to the regional trend*. Tectonophysics, **16**, 55-70.
- SANI M. (1985) - *Le Breccie della Versilia tra la successione metamorfica e Falda Toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**, 25-29.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- 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 Geologici Camerti, Volume speciale, 429-463.
- SIMPSON C. (1986) - *Determination of movement sense in mylonites*. J. Geol. Educ., **34**, 246-261.
- SIMPSON C. & SCHMID S. (1983) - *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281-1288.
- SPENCER J. (1984) - *Role of tectonic denudation in warping and uplift of low angle normal faults*. Geology, **12**, 95-98.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**, 577-618.
- TREVISAN L. (1962) - *Considerations sur deux coupes à travers l'Apennine septentrionale*. Bull. Soc. Geol. France, Ser. 7, **9**, 675-681.
- VAN BEMMELLEN R. (1972) - *Driving forces of Mediterranean orogeny. Test case I: Tyrrhenian area*. Geol. Mijnbouw, **51**, 548-573.
- WERNICKE B., CHRISTIANSEN R., ENGLAND P. & SONDER L. (1987) - *Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera*. In: COWARD M., DEWEY J. & HANCOCK P. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., **28**, 203-221.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted krikogenic-swell basin*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 531-568.

