

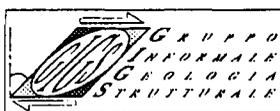
TETTONICA DISTENSIVA DEL COMPLESSO METAMORFICO DELLE ALPI APUANE -Guida all' escursione-

L. CARMIGNANI *, L. DISPERATI*, P. L. FANTOZZI*, G. GIGLIA** &
M. MECCHERI*

* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena

** Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Genova

Pietrasanta 1-4 giugno 1993



PROGETTO NAZIONALE DI RICERCA
BASAMENTO ITALIANO
E SUA EVOLUZIONE NELLE
CATENE ALPINA,
APPENINICA E MACREBIDE.

Stampato con il contributo finanziario di:

- *PROGETTO NAZIONALE M.U.R.S.T. 40% : "Basamento italiano e sua evoluzione nelle catene alpina, appenninica e magrebide". (Coordinatore Prof. L. Carmignani).*
- *C.N.R. Università di Siena (Contributo n. 910012/05) "Evoluzione delle catene collisionali" (Titolare Prof. A. Lazzarotto).*

INDICE

PREFAZIONE.....	pg.6
1. INTRODUZIONE.....	pg.7
2. SCHEMA DELL'EVOLUZIONE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE.....	pg.8
2.1. Domini paleogeografici.....	pg. 8
2.2. Evoluzione paleogeografica.....	pg.9
2.3. Evoluzione tettonica	pg.11
3. STRATIGRAFIA DELLA REGIONE APUANA.....	pg.21
3.1. Basamento cretaceo.....	pg.21
3.2. Copertura alpina.....	pg.23
4. TETTONICA DEL COMPLESSO METAMORFICO.....	pg.32
4.1. Tettonica compressiva.....	pg.35
4.1.1. Caratteristiche geometriche.....	pg.37
4.1.2. Strutture di primo ordine.....	pg.40
4.1.3. Interpretazione cinematica.....	pg.45
4.2. Tettonica distensiva post-collisionale.....	pg.45
4.2.1. Caratteristiche geometriche.....	pg.48
4.2.2. Strutture di primo ordine.....	pg.57
4.2.3. Interpretazione cinematica.....	pg.57
5. CENNI SULLA TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	pg.59
DESCRIZIONE DEGLI STOP	
- Primo giorno - Complesso Metamorfico e Falda Toscana sul versante occidentale del core complex delle Alpi Apuane.....	pg.65
- Secondo giorno - Sezione naturale attraverso le Apuane centrali e strutture plicative di grandi dimensioni della fase distensiva.....	pg.77
- Terzo giorno - Sezione attraverso le Alpi Apuane meridionali e rapporti con la Falda Toscana sul versante orientale	pg.99
APPENDICE.....	pg.119
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	pg.125

PREFAZIONE

Questa escursione nasce da una iniziativa del Gruppo Informale di Geologia Strutturale e del Progetto di Ricerca di Interesse Nazionale MURST 40% "Basamento italiano e sua evoluzione nelle catene alpina, appenninica e magrebide" al fine di approfondire la discussione su un tema, quello della tettonica distensiva post-collisionale nelle fasce orogeniche, che sta riscuotendo molto interesse tra i ricercatori di scienze della terra. Inoltre l'avvicinarsi della esecuzione del profilo CROP 1 - 1A, che ha il suo transetto iniziale attraverso l' Appennino settentrionale, ci ha spinto ad organizzare alla fine dell'escursione anche una riunione per discutere ed omogeneizzare i dati preliminari resi disponibili da i ricercatori afferenti a questo progetto.

Questa guida deriva da una precedente per una escursione sulle Alpi Apuane nordorientali preparata da L. Carmignani, M. Gattiglio, O. Kälin & M. Meccheri nel 1987 e da vari lavori che alcuni degli autori hanno pubblicato negli anni successivi.

La guida comprende:

- un quadro sintetico dell'evoluzione sedimentaria e strutturale dell'Appennino settentrionale sulla trasversale passante per le Alpi Apuane. Abbiamo ritenuto opportuna questa premessa sull'evoluzione della catena per fornire un quadro di riferimento regionale anche a quanti non si occupano abitualmente della geologia di questa parte dell'Appennino. Oltre a quello che prospettiamo, esistono ovviamente altri modelli leggermente differenti ed anche contrastanti che potranno costituire argomento di discussione durante l'escursione;
- una sintetica descrizione della stratigrafia del Dominio Toscano;
- una illustrazione della geometria del Complesso Metamorfico e alcuni aspetti della sua evoluzione cinematica.
- infine è descritto l'itinerario dell'escursione.

L'intento dell'escursione è di fornire in tre giorni un quadro il più possibile completo della geologia del versante-tirrenico-delle Alpi Apuane e in particolare della tettonica distensiva duttile connessa con l'esumazione del complesso metamorfico. L'escursione era stata inizialmente pensata per non più di una cinquantina di partecipanti ha ricevuto circa centocinquanta adesioni. Questo ha confermato le nostre aspettative sull'interesse per il tema proposto, ma ha anche creato qualche problema organizzativo che è stato risolto grazie alla fattiva collaborazione dell'Amministrazione del Comune di Pietrasanta che ha anche messo a disposizione i locali per le riunioni e della Regione Toscana che ha patrocinato l'iniziativa. Infine un sentito ringraziamento va ai tanti amici di Pietrasanta che si sono prodigati per facilitarci in ogni modo.

Siena, Maggio 1993

Luigi Carmignani
Gaetano Giglia



PROGETTO NAZIONALE DI RICERCA
MURST 40%
BASAMENTO ITALIANO E SUA EVOLUZIONE NELLE
CATENE ALPINA,
APPENNINICA E MAGREBIDE.

1. INTRODUZIONE

Negli ultimi venti anni sono stati pubblicati numerosi lavori sulle strutture plicative associate a raccorciamento crostale. I contributi più importanti derivano dall'applicazione sistematica dell'analisi strutturale alle interferenze complesse dei basamenti metamorfici e dalle sezioni bilanciate dei *thrust complex*.

Sebbene i lavori sulle strutture associate alle deformazioni duttili distensive stiano recentemente crescendo in modo esponenziale, poca attenzione è stata finora dedicata alle strutture plicative (specialmente di grandi dimensioni) associate a distensione crostale. Numerose strutture quali: scistosità, lineazioni di estensione e mineralogiche, pieghe, ecc. sono state a lungo, più o meno tacitamente, considerate esclusive di settori ove la crosta era stata raccorciata e ispessita (tettonica compressiva), mentre alla tettonica distensiva erano assegnate solo strutture caratteristiche della distensione a livelli alto-crostali quali: faglie dirette, fratture di distensione, ecc.. In un contesto distensivo stenta tuttora ad essere accettata l'esistenza di pieghe rovesciate chilometriche, che implicano importanti raccorciamenti delle superfici piegate.

Strutture di questo tipo sono già state descritte nel Complesso Metamorfico Apuano fin dal 1979 (Carmignani & Giglia, 1979); i successivi rilevamenti permettono oggi di proporre una casistica più ampia e il progresso delle conoscenze sulla evoluzione tettonica della regione consente ipotesi genetiche più documentate. L'obiettivo principale dell'escursione è l'esame della tettonica distensiva sinmetamorfica connesso con l'esumazione del Complesso metamorfico apuano. In particolare saranno mostrate pieghe rovesciate di dimensioni variabili da centimetriche a chilometriche, formate in zone di taglio medio-crostali distensive eccezionalmente ben esposte.

2. SCHEMA DELL' EVOLUZIONE DELL' APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino settentrionale è una catena a falde derivata dalla deformazione terziaria di un settore del paleomargine continentale della microplacca adriatica 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 (Meřla, 1952). Contemporaneamente nella parte interna della catena (es. Toscana) le strutture compressive sono state interessate da una importante tettonica distensiva la cui intensità aumenta da N verso sud. Nella Toscana meridionale la maggiore fase tettonica distensiva è pre-tortoniana e 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 verso la regione apuana, sono associati ad eventi vulcanici e hanno smembrato le precedenti strutture compressive e distensive (Bertini et al., 1991, 1992; Carmignani et al., 1993).

Attualmente, strutture distensive interessano la parte occidentale dell'Appennino settentrionale e quelle compressive il margine esterno della catena lungo la Panura 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 (Alvarez et al., 1974; Boccaletti & Guazzone, 1974; Scandone, 1979; Malinverno e 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).

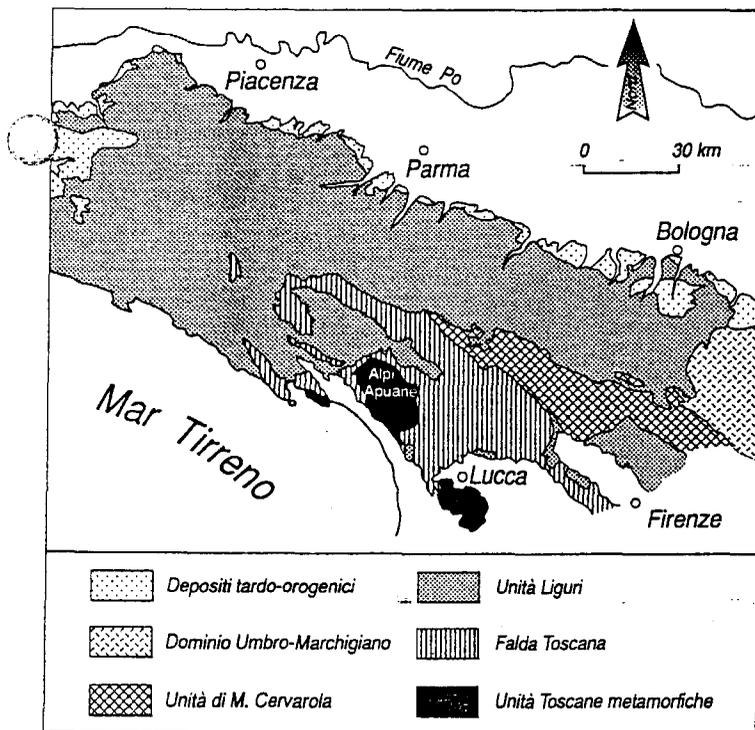


Fig. 1. Principali unità dell'Appennino settentrionale.

2.1. Domini paleogeografici

In una restaurazione palinspastica della catena lungo la trasversale dell'Appennino settentrionale vengono tradizionalmente distinti, dall'interno verso l'esterno, i seguenti domini (fig. 1 e 2):

1 - Il Dominio Ligure comprensivo di relitti di basamento oceanico e relative coperture sedimentarie pelagiche del tardo Giurassico-Cretaceo inferiore (p. e.: Unità del Bracco) e Flysch cretacei-paleogenici scollati dal loro substrato (p. e. Unità Liguri esterne: Flysch ad Elmintoidi).

2 - Il Dominio Subligure documentato solo da una successione sedimentaria paleogenica (Unità di Canetolo), profondamente tettonizzata, e di cui non si conosce nè l'originaria

ampiezza, nè la natura del suo substrato. E' verosimile che questa successione si sia sedimentata in un'area di transizione tra la crosta oceanica del Dominio Ligure e il substrato continentale del Dominio Toscano.

3 - Il Dominio Toscano, attualmente documentato da successioni deformate a livelli strutturali differenti:

a) il Dominio Toscano Interno (Falda Toscana) comprende termini da anchimeta-morfici a non metamorfici di età dal Trias superiore al Miocene inferiore;

b) il Dominio Toscano Esterno (Autoctono *Auctt.*), con metamorfismo in facies scisti verdi, che oltre ad una copertura mesozoica e terziaria comprende anche formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico. L'Unità di Massa, tettonicamente compresa tra Falda Toscana e Autoctono *Auctt.*, è costituita esclusivamente da termini Paleozoici e del Trias inferiore e Medio. Potrebbe rappresentare il substrato della Falda Toscana scollata e avanscorsa oppure derivare da un dominio intermedio tra i domini toscani interno ed esterno di cui non si conosce la copertura mesozoica e terziaria.

4 - L'Unità di M. Cervarola, è costituita esclusivamente da un flysch del Miocene medio deposto in un bacino al fronte dell'alloctono e attualmente in parte accavallato sul Dominio Umbro-Marchigiano. Il suo substrato, intermedio tra il Dominio Toscano Esterno e il Dominio Umbro-Marchigiano, non affiora nell'Appennino settentrionale.

5 - Dominio Umbro-Marchigiano, un *fold belt* scollato a livello delle evaporiti triassiche, che affiora in Umbria e Marche ed è sepolto dalle coltri liguri sulla trasversale dell'Appennino toscano-emiliano. Rappresenta la zona più esterna della catena con una successione sedimentaria che arriva fino al Miocene superiore.

2.2. Evoluzione paleogeografica

La copertura mesozoico-terziaria del Dominio Toscano Esterno poggia con netta discordanza angolare su formazioni paleozoiche già interessate da deformazioni e metamorfismo (in facies scisti verdi) ercinici. Ulteriori evidenze di basamento continentale si limitano a clasti di rocce cristalline in conglomerati intercalati a vari livelli stratigrafici delle successioni sedimentarie dal Dominio Ligure Esterno al Dominio Toscano Interno.

Rocce di età medio triassica affiorano nell'Unità di Massa ove costituiscono una successione vulcano-sedimentaria interpretata come testimonianza di un tentativo di rifting precursore di quello del Trias superiore - Giurassico inferiore che porterà all'apertura della Tetide mediterranea. Questa successione è ricoperta da depositi clastici da fluviali a costieri (Verrucano), che mostrano marcate e brusche variazioni di spessore: gli spessori più elevati caratterizzano l'Unità di Massa, mentre nell'Autoctono *Auctt.* la formazione è ridotta o assente.

La successione stratigrafica del Trias superiore- Paleogene riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo:

- La fase *syn-rift* (subsidenza iniziale), che dal Trias superiore arriva al Lias superiore-?Dogger inferiore (età di apertura dello *hiatus* oceanico), vede successivamente: lo sviluppo di una piattaforma carbonatica (Carnico terminale Norico/Lias inferiore); la sua frammentazione e il progressivo annegamento (Hettangiano superiore-?Pliensbachiano inferiore); l'instaurarsi di una sedimentazione (emi)pelagica, con facies controllate da *block faulting* e subsidenza differen-

ziale.

- Durante la fase *post-rift* (subsidenza termica) si assiste ad un graduale aumento delle profondità deposizionali (intensità crescente di dissoluzione del carbonato di calcio), e ad una graduale omogeneizzazione di facies che dal Malm interessa anche i domini oceanici (Diaspri, Maiolica/Calcari a Calpionelle).

A partire dalla fine del Cretaceo inferiore l'evoluzione del dominio oceanico comincia a differenziarsi da quella dei domini del margine continentale adiacente; mentre il primo viene interessato durante il Cretaceo superiore e il Paleogene da deposizioni di flysch, si passa sul margine passivo distale (Dominio Toscano) da una sedimentazione carbonatica ad una prevalentemente argillitica.

Nelle successioni del Dominio Toscano la sedimentazione (emi)pelagica (Giurassico p.p.-Paleogene) è ripetutamente interrotta da episodi clastici. Si tratta di materiali risedimentati provenienti anche da aree di piattaforma, sebbene nell'Appennino settentrionale queste non siano documentate in affioramento oltre il Lias inferiore medio p.p.. L'ubicazione di tali aree a sedimentazione neritica persistente è ancora oggetto di discussioni. Questa controversia assieme ai tentativi di ricostruzione della paleogeografia del Trias superiore che hanno portato a prospettare importanti traslazioni verso occidente delle coperture sedimentarie del margine adriatico ("provenienza orientale della Falda Toscana"), è derivata dall'interpretare i dati geologici relativi solo ai domini paleogeografici affioranti. Lo stile strutturale della catena implica, invece che i domini documentati fossero originariamente separati da spazi difficilmente valutabili, ma presumibilmente vasti (p.e. substrato dell'Unità del M. Cervarola o zone comprese tra il Dominio Subligure e il Dominio Toscano, ecc;) e che le successioni affioranti documentino quindi solo una parte della paleogeografia originaria.

L'evoluzione sedimentaria dell'Oligocene superiore-Neogene è dominata dalla deformazione dei domini toscano e umbro marchigiano. L'età dei flysch permettono di seguire il progressivo avanzamento verso l'avampese delle unità alloctone e la deformazione di domini sempre più esterni dell'originario margine adriatico.

2.3. Evoluzione tettonica

La struttura delle Alpi Apuane ha registrato durante il terziario una inversione tettonica da compressione a distensione.

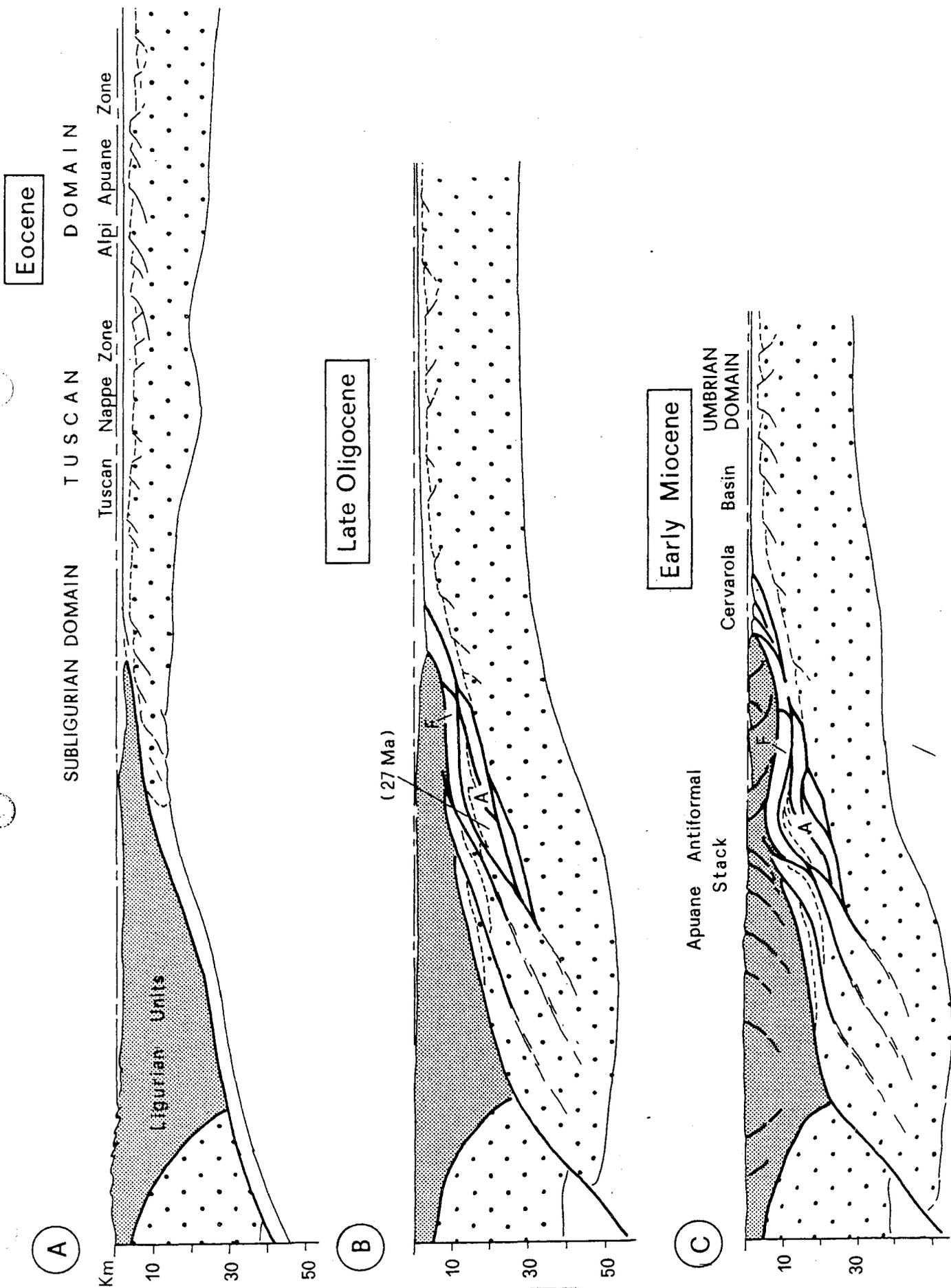
Questa transizione può essere attribuita al cambiamento della dinamica interna ad un cuneo orogenico (Platt, 1986) e può costituire un modello per l'interpretazione di tutto l'Appennino settentrionale.

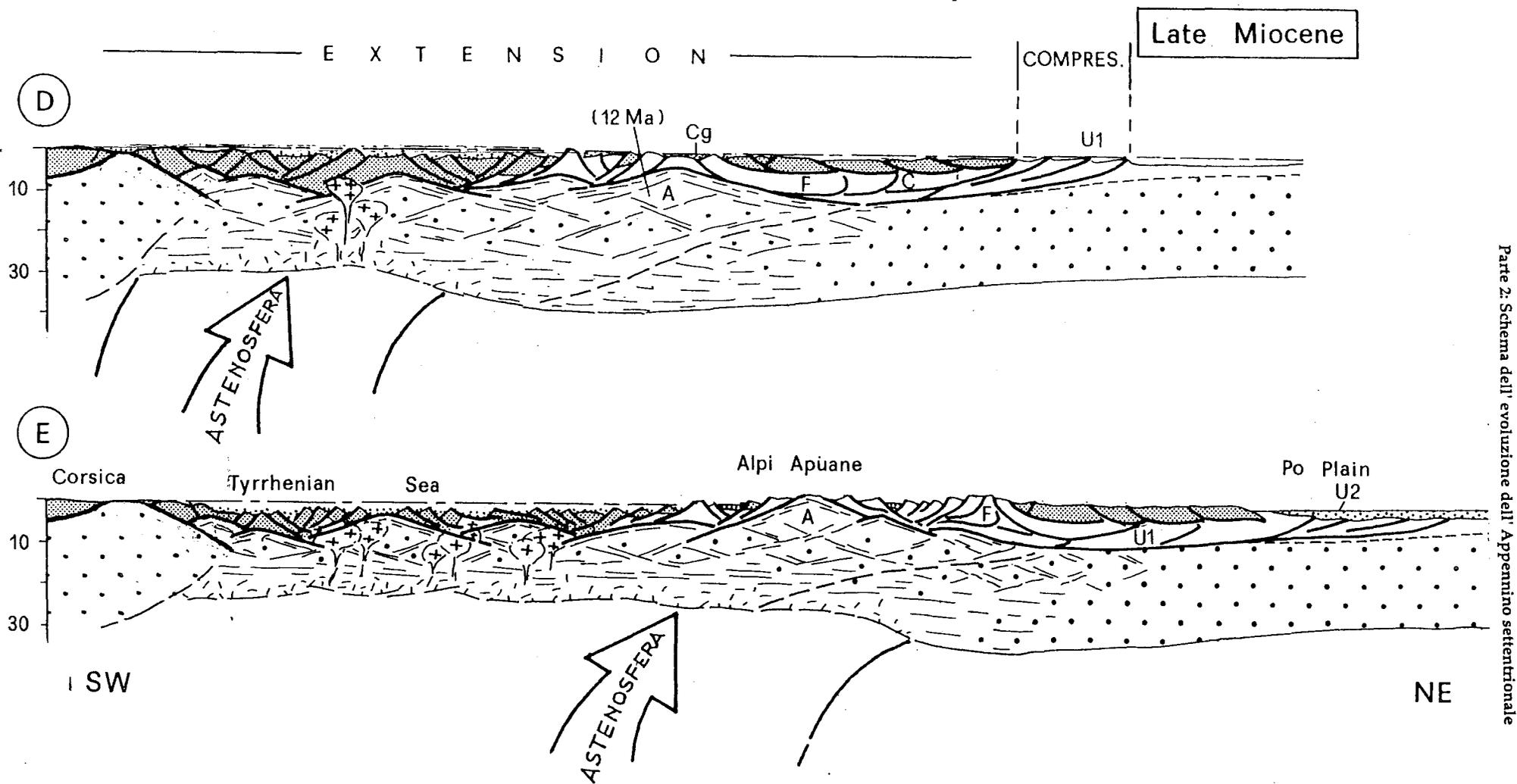
In questo modello il complesso di subduzione-accrezione è assimilato a un cuneo che si deforma internamente fino ad assumere una configurazione stabile nelle quale le forze gravitative e le forze generate dalla placca in subduzione si bilanciano. L'accrezione di nuovo materiale ispessirà il cuneo, che per riacquisire una configurazione stabile dovrà distendersi internamente. Tale distensione è caratterizzata da faglie listriche dirette che si radicano su una zona con distensione duttile maggiormente distribuita, producendo delle strutture simili a quelle note nei *core complex* nord-americani.

In quest'ottica secondo Carmignani & Kligfield (1990) l'evoluzione dell'Appennino settentrionale sarebbe così articolata (fig. 3):

a) Fase di stabilità del cuneo orogenico (Cretaceo-Eocene) (fig. 3 A).

Il cuneo orogenico dell'Appennino settentrionale si è sviluppato in seguito alla convergenza e collisione del blocco sardo-corso e la microplacca adriatica. Sui rapporti tra il blocco sardo corso e le catene alpina e appenninica esistono diffe-





Parte 2: Schema dell'evoluzione dell'Appennino settentrionale

Fig. 3. 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 sovra-ispessito porta all'estensione della porzione di crosta superiore. (d) L'inizio dell'estensione è seguito da denudamento, sollevamento ed erosione del 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).

renti 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 (Gowan & Silling, 1978; Cloos, 1982; Pavlis & Bruhn, 1983) legato a subduzione sotto al blocco sardo corso della

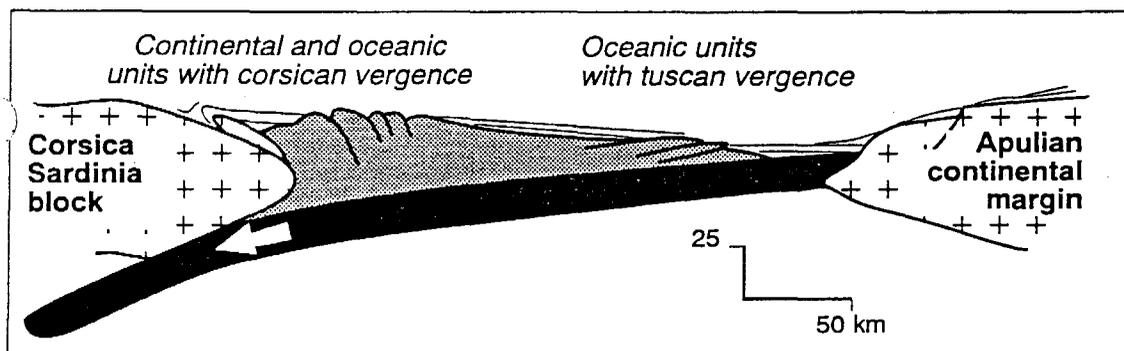


Fig. 4. Schema del cuneo di accrezione appenninico prima della collisione tra la microplacca sardo-corsa e quella adriatica (da Principi & Treves, 1984, ridisegnato).

crosta oceanica della tetide e relativa copertura (Alvarez et al., 1974) in cui si sviluppano unità a vergenza corsa e a vergenza toscana (fig. 4). La subduzione della crosta oceanica ligure e della sua copertura aggiungeva materiale al cuneo che si allungava per mantenere una configurazione stabile (fig. 3 A). I complessi Liguri mostrano una storia deformativa antecedente alla loro messa in posto sopra il margine continentale adriatico (Elter & Trevisan, 1973; Treves, 1984, Meccheri & Antompaoli, 1986).

b) Collisione tra le microplacche e rapido ispessimento del cuneo orogenico (Oligocene superiore) (fig. 3 B).

La collisione tra crosta continentale adriatica e quella sardo-corsa ha originato una fascia di taglio ensialica entro cui si sono formate le strutture compressive dei complessi metamorfici della Toscana con età radiometriche di 27 Ma nelle Alpi Apuane (Kligfield et al., 1986).

L'effetto immediato di questa collisione è stato l'enorme ispessimento del cuneo (fig. 3 B). 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. 3 C).

c) Collasso distensivo del cuneo sovrappesato (Miocene inferiore) (fig. 3 C 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. 3 C).

La fine del movimento convergente fra la placca sardo-corsa e quella adriatica portò ad un rapido collasso gravitativo del cuneo (fig. 3 D).

d) Rifting dell' Appennino settentrionale ed apertura del Mar Tirreno (3 E).

A partire dal Tortoniano fino al Pleistocene, una importante fase distensiva caratterizzata da faglie dirette a alto angolo interessa tutto il margine interno dell'Appennino settentrionale (figg. 3 E e 5). Questa fase porta allo sviluppo sulla trasver-

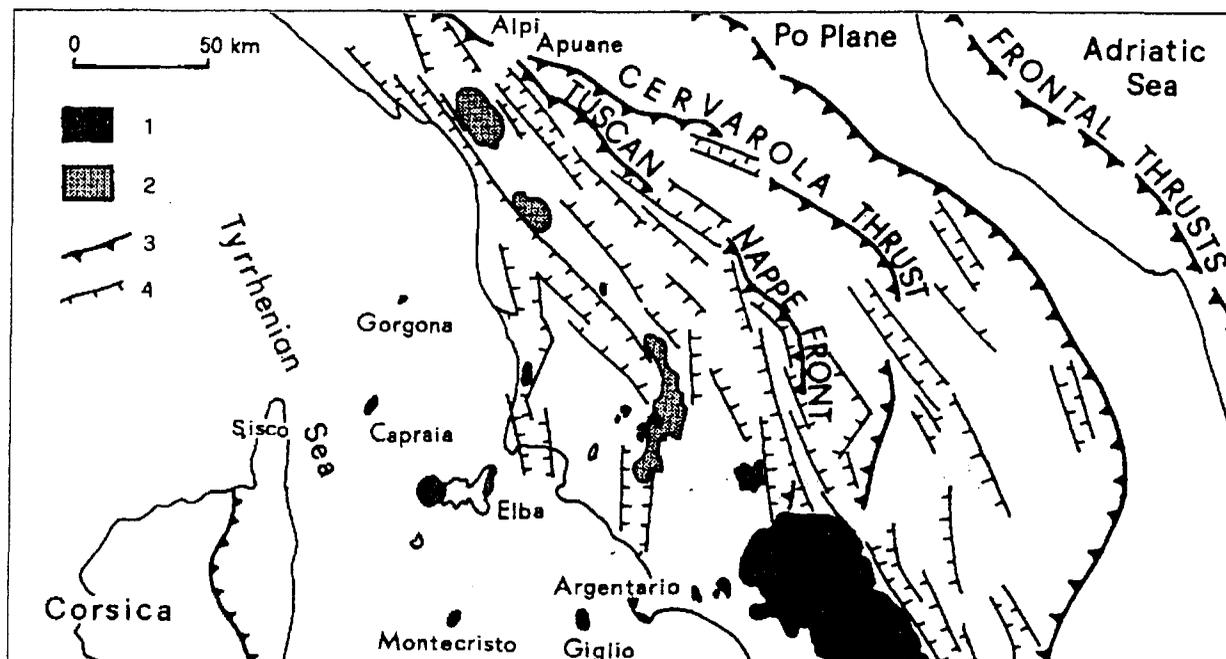


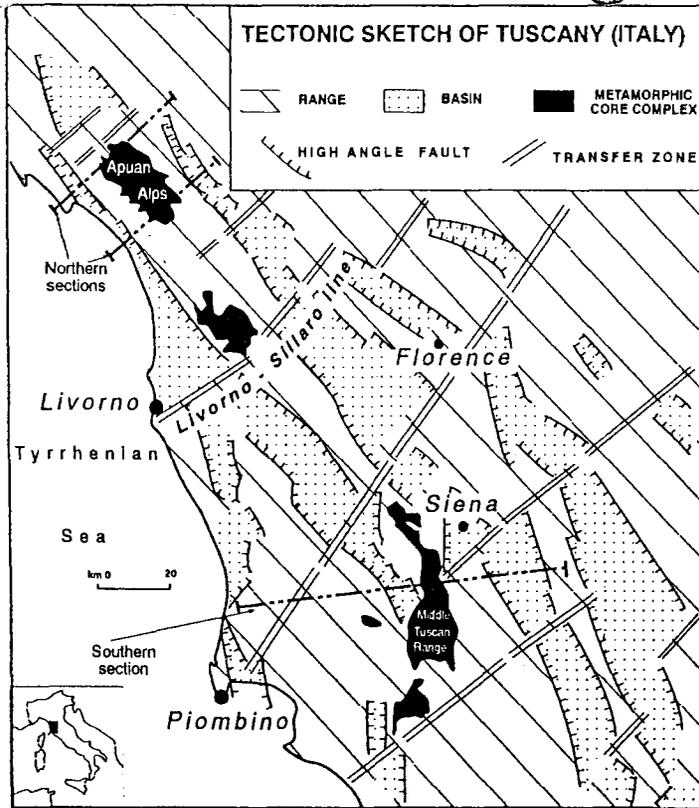
Fig.5. Strutture tettoniche compressive e distensive dell' Appennino settentrionale. 1: rocce magmatiche intrusive ed effusive. 2: metamorfiti di basso grado terziarie. 3: principali sovrascorrimenti. 4: faglie dirette principali.

sale apuana dei graben del Serchio, della Versilia e dei bacini neogenici della Toscana meridionale 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 (Innocenti et al., 1991 con bibl.) appartenente alla microplacca sardo-corsa, nella sovrastante crosta delaminata dell'Appennino settentrionale.

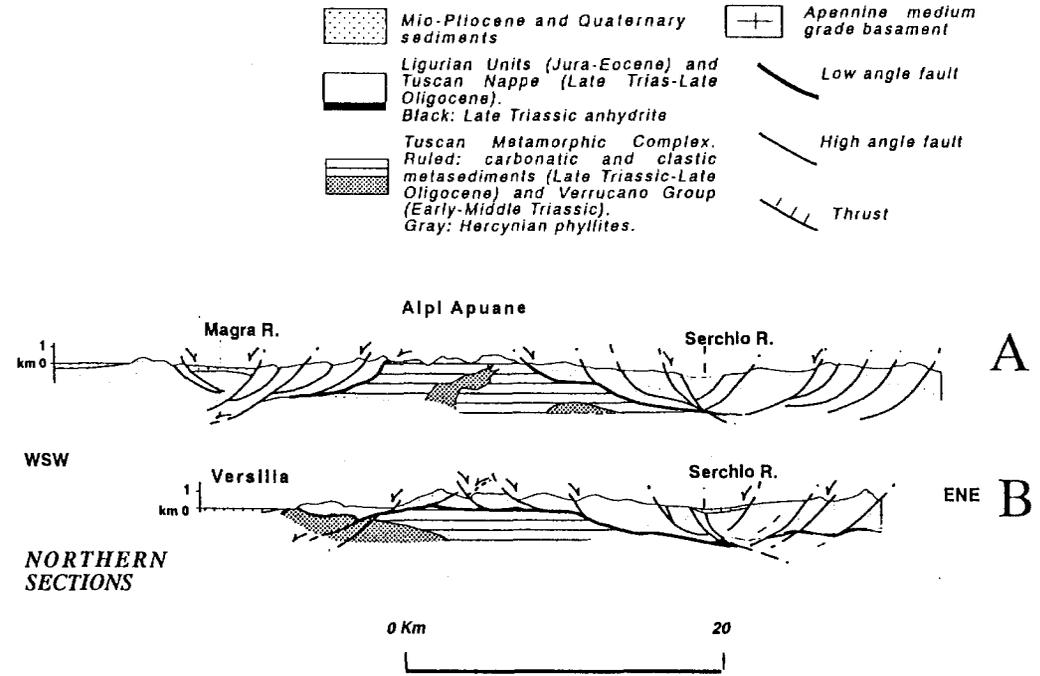
Un confronto tra le trasversali apuana e della Toscana meridionale evidenzia la maggiore distensione subita da quest'ultima (fig. 6).

Nella sezione settentrionale (fig. 6 A, B) nella Falda Toscana due successive generazioni di faglie: la prima, contemporanea alla deformazione duttile nel complesso metamorfico, 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: esse 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. 6 C) 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 a 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



GEOLOGICAL SECTION THROUGH TUSCANY (NORTHERN APENNINES, ITALY)



WSW Sassetta (Monti di Campiglia)

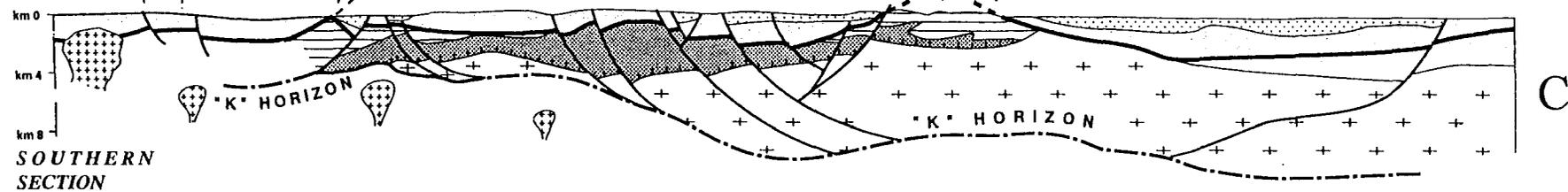


Fig.6. Sezioni geologiche attraverso la Toscana che evidenziano le fasi distensive post-collisionali. L'assetto strutturale distensivo é connesso a due diversi sistemi di faglie; il piú antico é caratterizzato da faglie normali a "basso angolo" connesse con lo sviluppo della "serie ridotta" Auctt. della Toscana Meridionale; il piú recente caratterizzato da faglie dirette ad "alto angolo", che delimitano i bacini neoautoctoni toscani.

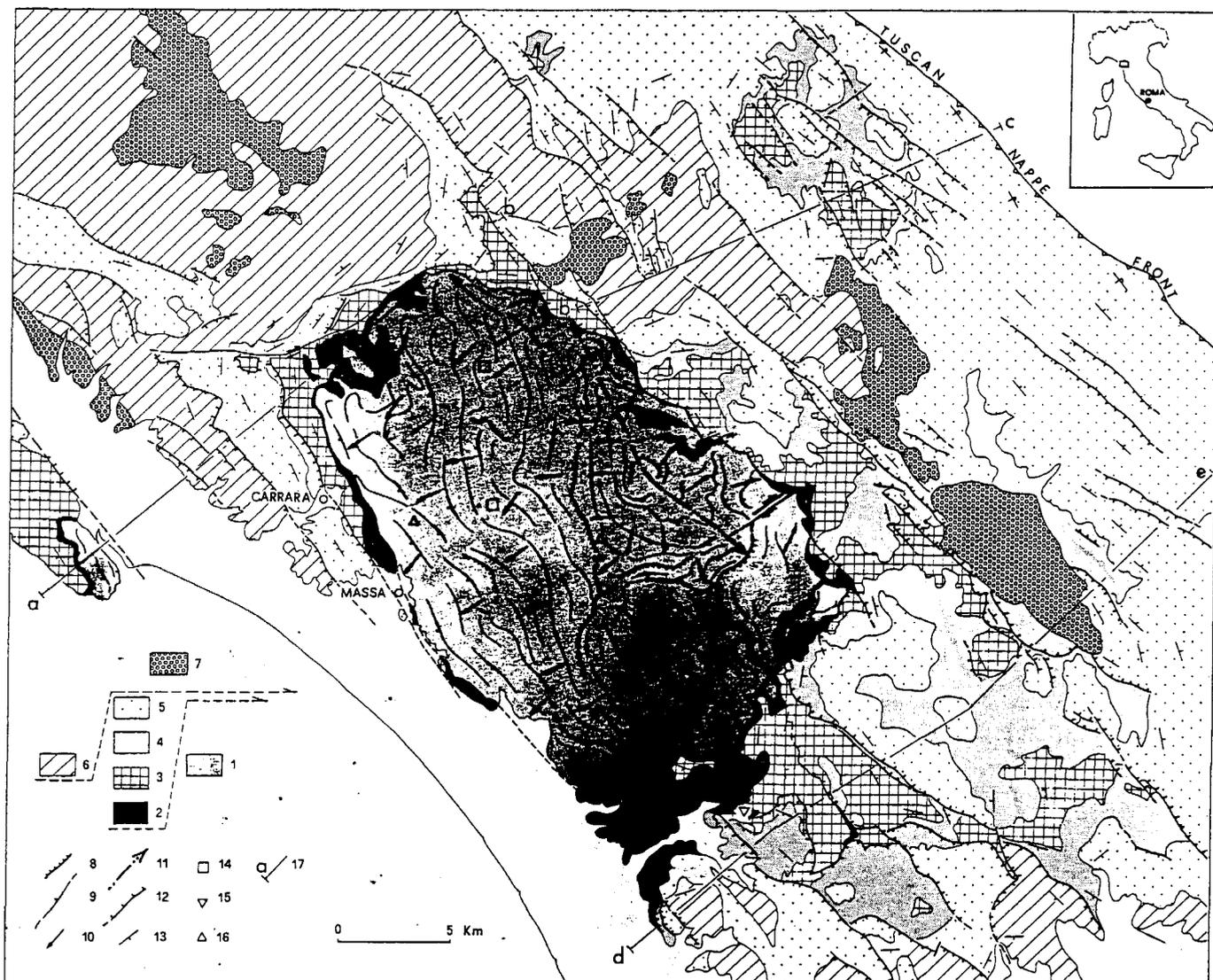


Fig. 7. Carta strutturale dei principali elementi distensivi della regione apuana. 1: Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane. 2: Cataclasiti (Calcare Cavernoso) tra il Complesso Metamorfico e la Falda Toscana. 3-5: Falda Toscana. 3: calcari, argilliti e radiolariti (Trias superiore-Giurassico). 4: calcari e argilliti (Cretaceo-Eocene). 5: flysch (Oligocene superiore). 6: Unità Liguri. 7: depositi sintettonici continentali (Pliocene-Quaternario). 8: principali zone di taglio normali nel Complesso Metamorfico (i trattini indicano la parte ribassata). 9: linee di forma della scistosità della fase deformativa compressiva D1. 10: direzione e senso di taglio delle strutture della fase distensiva. 11: linea di cresta dell' antiforme che separa aree a vergenza SW e NE durante la tettonica distensiva. 12: faglie normali ad alto angolo e listriche (i trattini indicano il lato ribassato). 13: direzione e immersione della stratificazione nelle rocce non metamorfiche. 14: siti di campionamento di apatiti di età 2-5 Ma (datazione con tracce di fissione). 15: siti di campionamento di miche post-tettoniche (età di chiusura 8-14 Ma). 16: breccie sedimentarie di Metato (da Carmignani & Kligfield, 1990).

comportamento fragile e duttile in Toscana meridionale (BATINI et al., 1978). A N la tettonica distensiva a "basso angolo" é 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 villafranchiani 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 é stata calcolata attorno al 10 %, mentre quella relativa alla formazione delle "serie ridotta" Auctt. di circa il 60% (Bertini et al. 1991). Se l'interpretazione distensiva della "serie ridotta" Auctt. è corretta si deve concludere che la strutturazione disten-

siva pre-Tortoniano superiore è di gran lunga la più importante. Assumendo velocità di distensione realistiche si deve assumere che la distensione sia iniziata molto prima del Tortoniano superiore, forse nel Miocene medio o inferiore, 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 (fig. 7 e 8).

A questo proposito ci sembra significativa la somiglianza tra i riflettori sotto all'"Orizzonte K" nei citati profili sismici attraverso la Toscana meridionale (Bertini, 1991) e alcuni profili del "Basin and Range" interpretati come fasce di taglio con opposto senso di movimento (Hamilton, 1982, 1987; Kligfield et al. 1984).

In sintesi, proponiamo un modello a quattro stadi per l'evoluzione tettonica 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 complesso cuneo di accrezione-piano di subduzione si è sviluppato dal Cretaceo all'Eocene e fu caratterizzato dall'accrezione di crosta oceanica e relativa copertura (Unità Liguri s.l.); (2) la collisione della micro-placca sardo-corsa nell'Oligocene superiore portò ad un rapido ispessimento del cuneo orogenico e alla deformazione compressiva del margine continentale adriatico (fig.9); (3) a partire dal Miocene ?inferiore il cuneo di accrezione è sottoposto ad collasso gravi

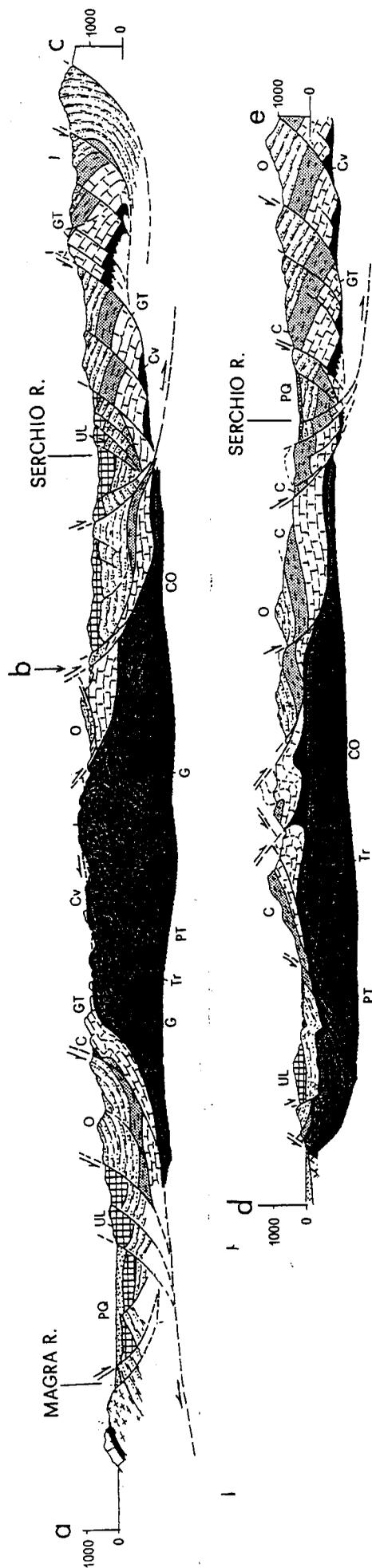


Fig. 8. I graben del Magra e del Serchio, che bordano la finestra tettonica delle Alpi Apuane, in questo schema si raccordano in profondità a sistemi di scollamento a "basso angolo" immergenti a SW ed a NE rispettivamente. In grigio rocce metamorfiche. In nero breccie e cataclasi lungo la superficie di scollamento tra la Falda Toscana ed il Complesso Metamorfico. Legenda per le rocce non metamorfiche della Falda Toscana: Cv-cataclasi derivata principalmente dalle evaporiti del Trias Superiore (Calcare Cavernoso); GT- calcari, argilliti e radiolariti (Trias Superiore-Giurassico); C- calcari e argilliti (Cretaceo-Eocene). O- flysch (Oligocene superiore). UL- Unità Liguri. PQ- depositi fluvio-lacustri (Pliocene-Quaternario). Complesso metamorfico: PT- filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico-Trias); Tr- dolomie (Trias superiore); G1- marmi (Lias superiore); G2- Calcarei Selciferi e Diaspri, calcoscisti (Lias-Malm); CO: Calcarei Selciferi ad Entrochi, metarenarie e filladi (Cretaceo-Oligocene) (Carmignani & Kligfield, 1990).

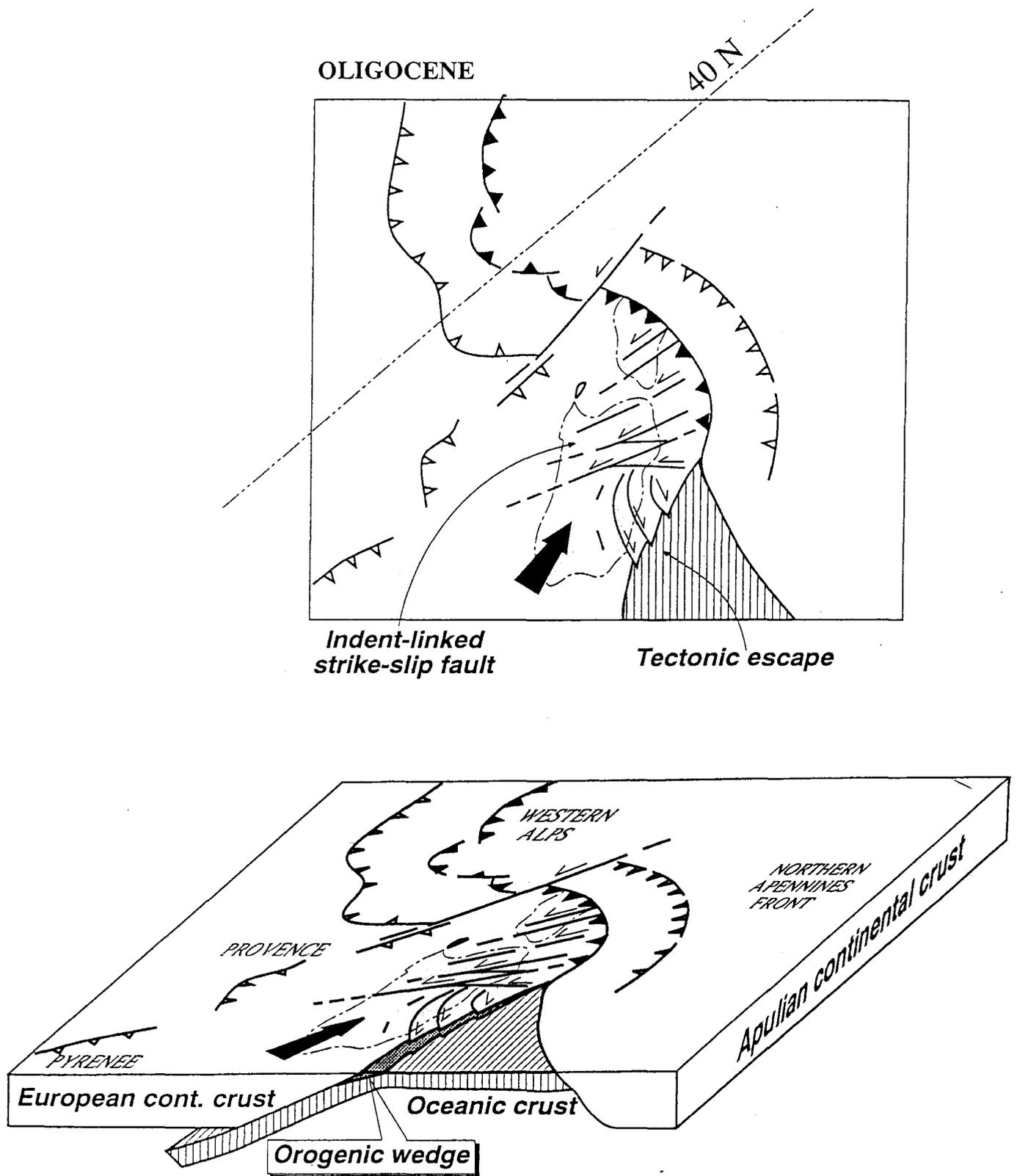


Fig. 9. Schema della collisione continentale oligocenica dell'Appennino settentrionale.

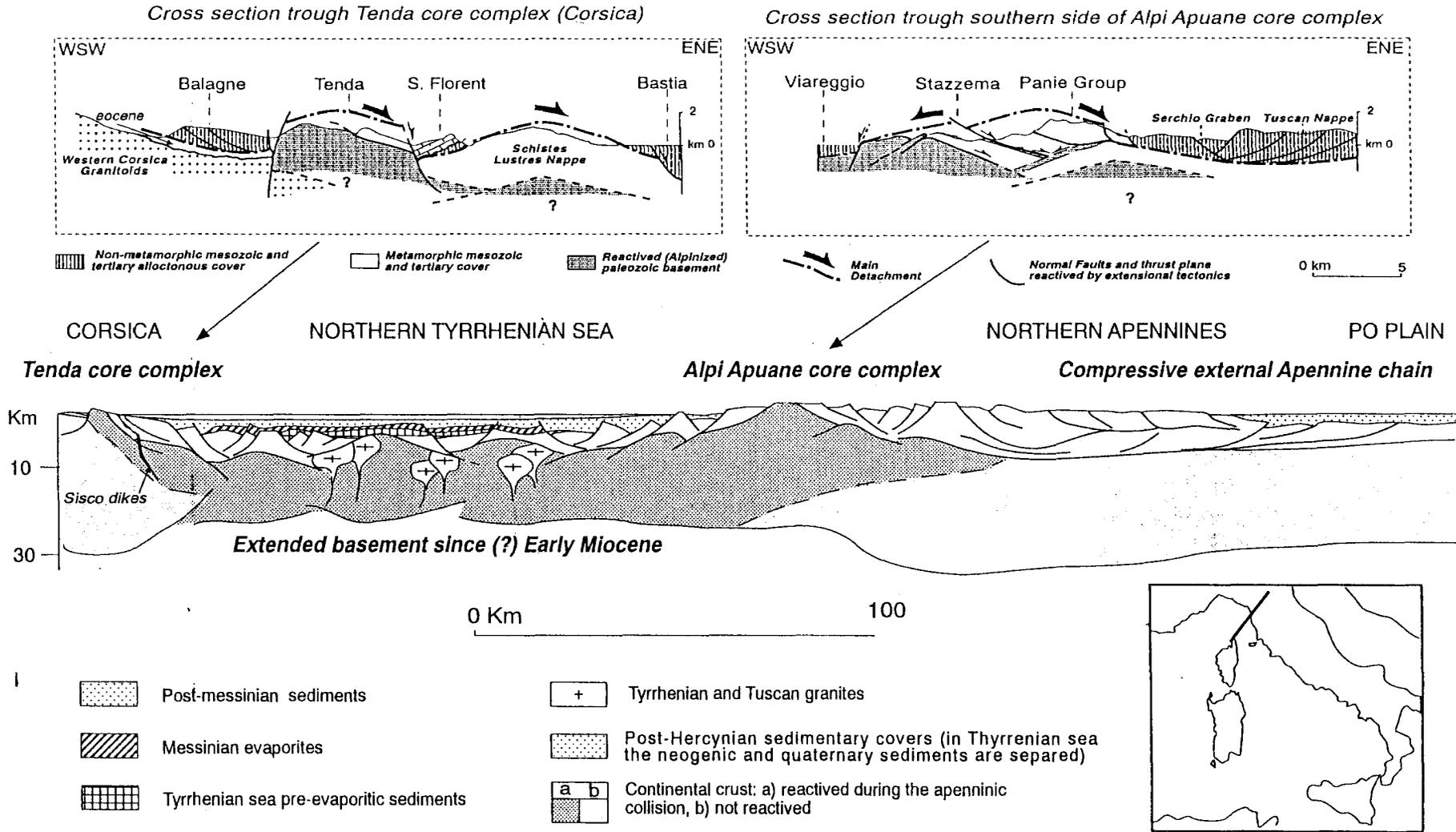


Fig. 10. Profilo geologico schematico attraverso la Corsica Alpina e l'avampaese dell'Appennino settentrionale. Si notino le analogie tra i core complex del Tenda (Corsica NE; da Jolivet et al., 1990) e delle Alpi Apuane.

tazionale, che produce una distensione tettonica nei livelli alto e medio-crostaali su tutta la trasversale dalla Corsica alla Toscana (fig. 10); (4) a partire dal Tortoniano superiore una ulteriore fase distensiva con un vulcanismo associato è contemporanea all'apertura del Tirreno meridionale.

3. STRATIGRAFIA DELLA REGIONE APUANA

3.1. Basamento ercinico

Nell'Appennino settentrionale il basamento ercinico affiora solo in corrispondenza del Dominio Toscano Esterno. In particolare sulle Alpi Apuane la successione paleozoica è di gran lunga la più completa e meglio esposta e dal basso verso l'alto comprende (fig. 11):

Filladi Inferiori (Barberi & Giglia, 1966)(? Cambriano superiore- ?Ordoviciano Inferiore) - Sono costituite da tre principali litotipi: quarziti grige da chiare a scure, quarziti filladiche-grige-scure-e/o grigioverdi e filladi. La più comune associazione è data da livelli decimetrici o più potenti di quarzite chiara alternati a filladi grige o verdastre. Le quarziti contengono rari relitti di strutture sedimentarie come gradazione e stratificazione piano-parallela o incrociata.

Alla scala dell'affioramento le alternanze sedimentarie sono quasi sempre parallele alla principale scistosità alpina, ma nelle quarziti spesso sono conservati relitti della più vecchia scistosità ercinica.

Sembra probabile che le Filladi Inferiori siano correlabili con i depositi torbiditici di conoide o bacinali (Barca & Marini, 1980; Barca et al., 1982) di età Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore (Arenig) (Barca et al., 1982; Tongiorgi et al., 1984; Albani et al., 1985) della Sardegna sud-orientale.

A luoghi la sommità delle Filladi Inferiori è marcata da un livello discontinuo di un paraconglomerato potente alcuni metri con elevata maturità tessiturale e mineralogica che potrebbe rappresentare la testimonianza di una discordanza caledoniana (Conti et al., 1991)(Fase Sarda *Auctt.*).

Porfiroidi e Scisti Porfirici (Barberi & Giglia, 1966)(? Ordoviciano medio) - Si tratta di porfiroidi con fenocristalli di quarzo e K-feldspato da millimetrici ("Porfiroidi a piccoli fenocristalli") a centimetrici ("Porfiroidi a grandi fenocristalli") e derivati metamorfici di arcosi e quarziti prodotte dell'elaborazione subaerea delle vulcaniti.

I Porfiroidi derivano da protoliti vulcanici di composizione riolitico-riodacitica (Bonatti, 1938; Barberi & Giglia, 1966; Puxeddu et al., 1980; Tucci, 1980). A questi principali litotipi si accompagnano rari corpi (M. Rasori, Canale delle Volte) di metavulcaniti a composizione intermedia o basica ed affinità subalcalina. Questo complesso vulcanico è stato correlato con i prodotti effusivi e intrusivi di arco vulcanico dell'Ordoviciano medio diffusi in gran parte del basamento sud-europeo.

Nelle Filladi Inferiori della Valle di Giardino sono note metabasiti di composizione basaltica, sia con affinità subalcalina che alcalina (Conti et al., 1988). Le prime hanno anche giacitura filoniana e sono state considerate dei prodotti subvulcanici del ciclo subalcalino dell'Ordoviciano medio con il quale condividono numerosi caratteri geochimici (Conti et al., 1993; Vanelli, 1992). Per quanto riguarda i "corpi alcalini" esistono diverse interpretazioni: secondo Conti et al. (1993) potrebbero essere correlate al magmatismo alcalino dell'Ordoviciano inferiore segnalato in vari massicci ercinici sud-europei, oppure a uno dei cicli alcalini

post-Ordoviciano medio descritti anche nel basamento sardo (Di Pisa et al., 1993).

Metarenarie, Quarziti e Filladi (? Ordoviciano superiore)- Si tratta di metasedimenti clastici medio-fini, tra cui predominano metarenarie grige-grigioverdi che derivano da quarzareniti e grovacche quarzitiche. Strutture sedimentarie (come *graded bedding*) sono talvolta ancora preservate. La composizione di queste rocce permette quasi sempre di riconoscere la scistosità pre-alpina.

Rari livelli e noduli di metasiltiti carbonatiche, cariate e ferruginose, affiorano in prossimità del contatto con i Porfiroidi: non hanno mai fornito fossili, ma per composizione e posizione stratigrafica potrebbero correlarsi con i calcari ashilliani diffusi in buona parte del basamento europeo.

Si ritiene che i protoliti di questi metasedimenti derivino dallo smantellamento e dalla trasgressione sull'arco vulcanico dell'Ordoviciano medio. Successioni di questo tipo trovano equivalenti nelle successioni dell'Ordoviciano superiore di vari settori della catena ercinica sud-europea (Sardegna: Trasgressione caradociana *Auctt.*)

Filladi Grafitiche e Liditi, Dolomie ad Orthoceras, Calcescisti e Marmi Dolomitici (Siluriano - ? Devoniano) - La successione siluro-devoniana è costituita anche sulle Apuane da filladi, filladi grafitiche con liditi e resti non determinabili di graptoliti (Gortani, 1933) e limitate intercalazioni di dolomie e calcescisti (Dolomie ad *Orthoceras Auctt.*).

Le intercalazioni carbonatiche sono generalmente costituite da dolomie, massicce o

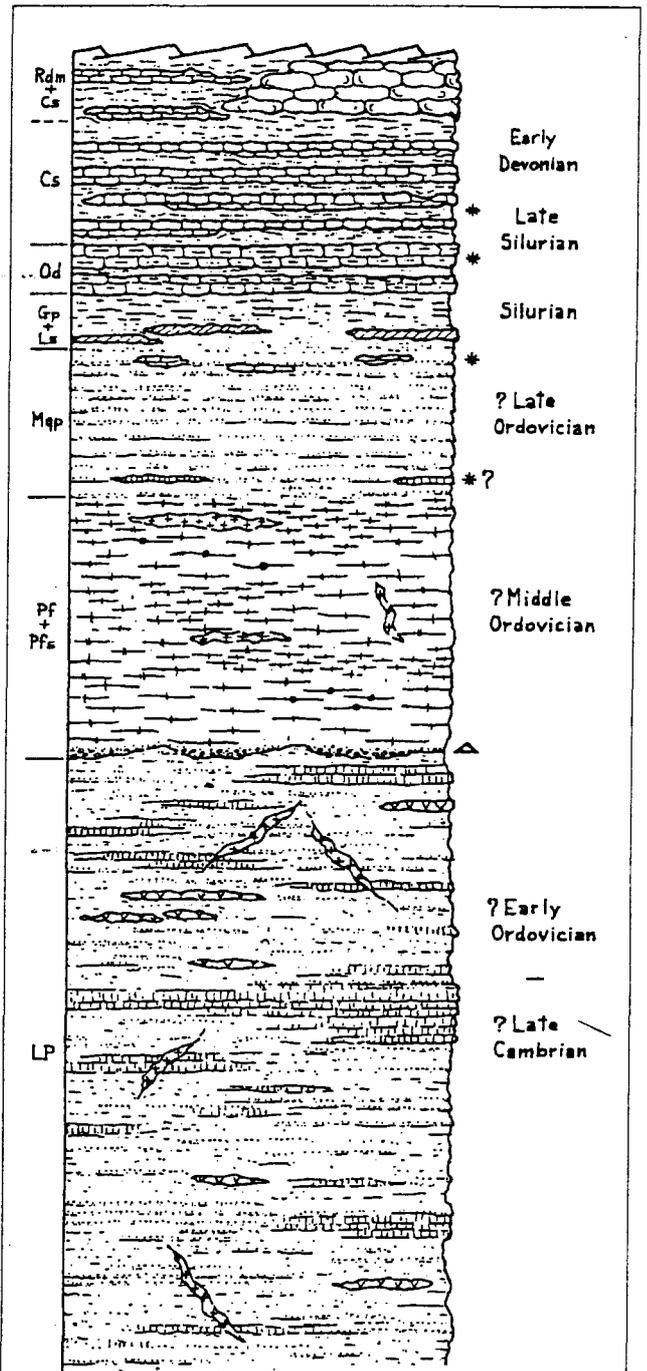
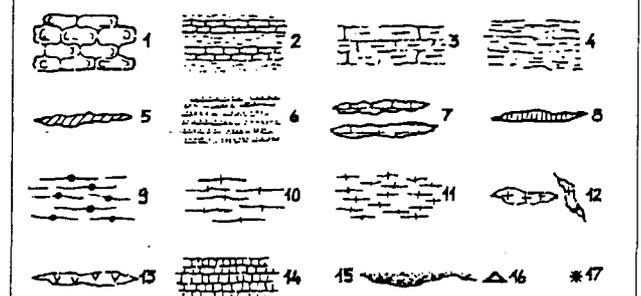


Fig. 11. Successione litostratigrafica del basamento paleozoico delle Alpi Apuane. 1) "calcari nodulari". 2) calcescisti. 3) dolomie. 4) filladi. 5) "liditi". 6) metarenarie. 7) metacalcari con articoli di crinoidi. 8) metasiltiti carbonatiche. 9) porfiroidi con piccoli fenocristalli di K-feldspato. 10) porfiroidi con grossi fenocristalli di K-feldspato. 11) scisti porfirici. 12) metabasiti sub-alcaline. 13) metabasiti alcaline. 14) quarziti. 15) metaconglomerati. 16) presunta discordanza caledonica. 17) fossili. Lp: Filladi Inferiori. Pf+Pfs: Porfiroidi e Scisti Porfirici. Mqp: Metarenarie, Quarziti e Filladi. Gp+Ls: Filladi Grafitiche e Liditi. Od: Dolomie ad *Orthoceras*. Cs: Calcescisti. Rdm: Marmi Dolomitici.



grossolanamente stratificate, con locali intercalazioni di filladi grafitiche. Calcescisti e marmi a muscovite con abbondanti resti di crinoidi e marmi dolomitici nodulari sono descritti nella zona del M. Corchia (Bagnoli & Tongiorgi, 1980). Questi carbonati, oltre ai resti di *Orthoceras* e ad abbondanti articoli di crinoidi, contengono conodonti del Siluriano superiore (Vai, 1972; Bagnoli & Tongiorgi, 1980).

3. 2. Copertura alpina

La successione post-paleozoica del Dominio Toscano poggia con netta discordanza cartografica sul basamento paleozoico.

Depositi di età triassica media affiorano esclusivamente nell'Unità di Massa. In fig. 12 è riportata la successione di Punta Bianca, nella quale sono riconoscibili due successivi cicli deposizionali trasgressivi: il primo (Anisico-Ladinico p.p.) comprende sedimenti continentali (fluviali/di conoide alluviale) passanti verso l'alto a carbonati di piattaforma ristretta (Calcari a *Diplopore Auctt.*) e infine a depositi marini relativamente profondi (Ammoniti); il secondo (?Ladinico p.p.-?Norico), da considerare come inizio del ciclo sedimentario alpino, è caratterizzato dalle sovrapposizioni di sedimenti litorali/di piana di marea a sedimenti fluviali (Verrucano) (Rau et al., 1985).

Nei risedimenti prevalentemente calcarei prossimali della fine del primo ciclo si intercalano colate di basalti alcalini che sono citati a conferma di un primo tentativo di rifting durante il Trias medio.

I depositi clastici del Verrucano affiorano con spessori notevoli nell'Unità di Massa, mentre sono limitati a pochi metri o assenti nell'Autoctono *Auctt.*

Sulla trasversale delle Alpi Apuane, il Verrucano dell'Unità di Massa è sormontato dalla Falda Toscana tramite un potente orizzonte di Calcare Cavernoso prevalentemente derivato da sedimenti dolomitico/evaporitici (?Carnico terminale-Norico) del Dominio Toscano Interno.

Nell'Autoctono *Auctt.*, invece, al Verrucano si sovrappongono i depositi carbonatici della piattaforma tardo-triassica dei Grezzoni. Localmente il passaggio alla sedimentazione carbonatica è marcato da una alternanza di dolomie con detrito siliciclastico e di arenarie quarzose e peliti (Formazione di Vinca).

Studi sedimentologici (Ciarapica G. & Passeri L., 1980) hanno mostrato che la piattaforma dei Grezzoni si articola in un sistema di barre marginali/laguna/piane tidali.

Sulla trasversale delle Apuane settentrionali la successione dei Grezzoni di solito inizia con una spessore di brecce intraformazionali interpretate come testimoni della fase di impostazione della piattaforma. Seguono poi litologie caratteristiche di vari subambienti differenziatisi progressivamente all'interno della piattaforma durante la sua crescita (mst. e wst. di laguna protetta, laminiti algali, pst. e gst. oolitici e bioclastici).

Ad E di Vinca, ai Grezzoni si sovrappone la formazione dei Marmi a Megalodonti (Retico): una successione organizzata in ciclotemi con ben distinguibili termini subtidali, intertidali e supratidali (*Lofer cyclothem*). Nelle zone più interne dell'Autoctono *Auctt.* lo stesso intervallo stratigrafico è rappresentato invece da litologie prevalentemente subtidali (calcari micritici fossiliferi e marne nere di ambiente subeuxinico: Marmo nero di Colonnata).

La successione triassica nella zona a E di Vinca è interrotta da Scisti a Cloritoide che ancora più a E passano alle note Brecce di Seravezza, derivate dallo smantellamento in ambiente subaereo di spessori non precisabili delle formazioni carbonatiche sottostanti. Questo episodio di emersione ed erosione è probabilmente in relazione con un basculamento verso W del "blocco apuano" cronologicamente da collocare a cavallo del limite Trias-Giura (fig. 16 A).

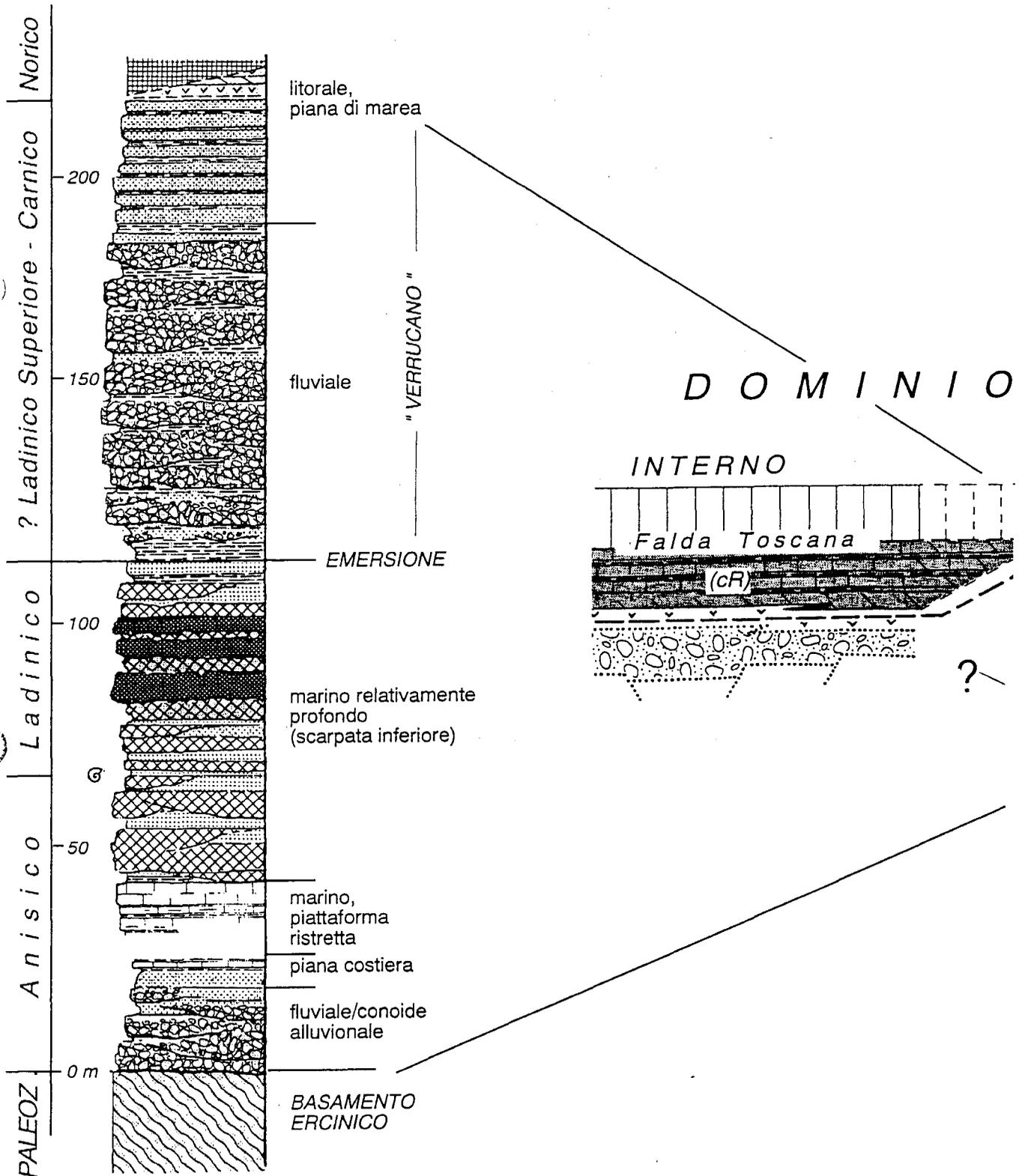
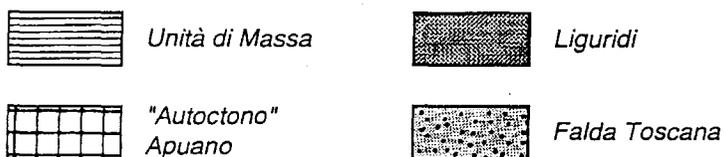
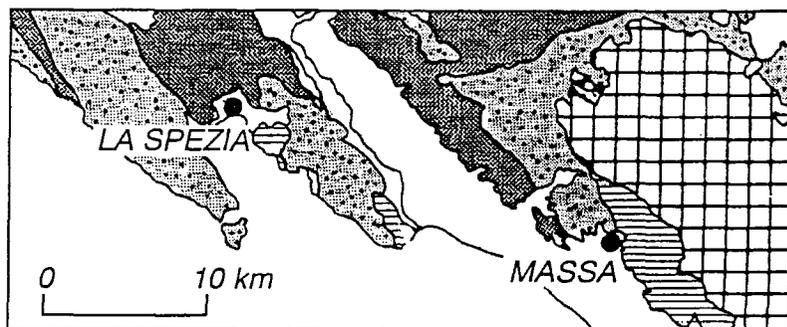
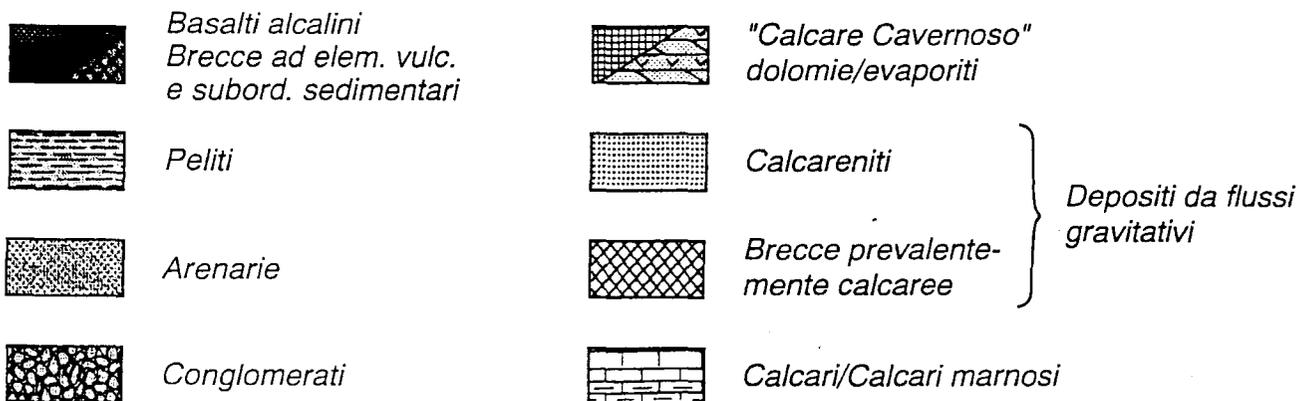
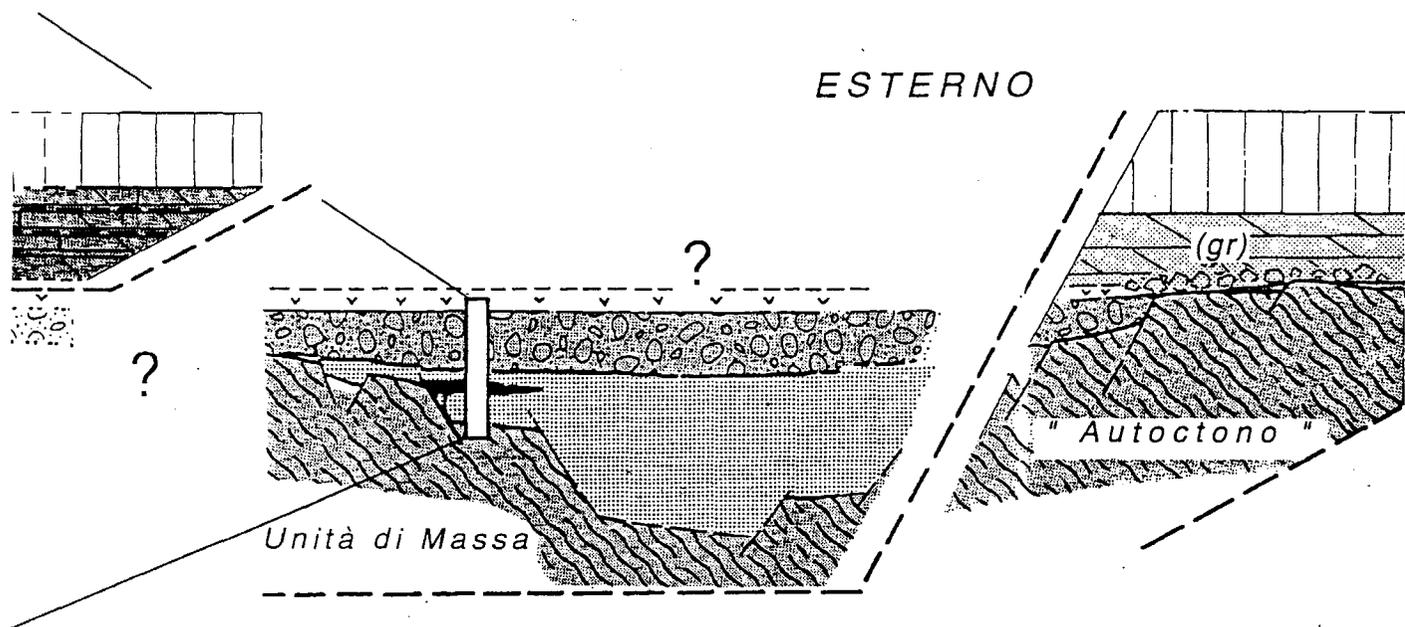


Fig. 12. Successione vulcano-sedimentaria medio-triassica di Punta Bianca. cR: Calcare a Rhaetavicula contorta; gr: Grezzoni (Carmignani et al., 1987).



T O S C A N O

ESTERNO



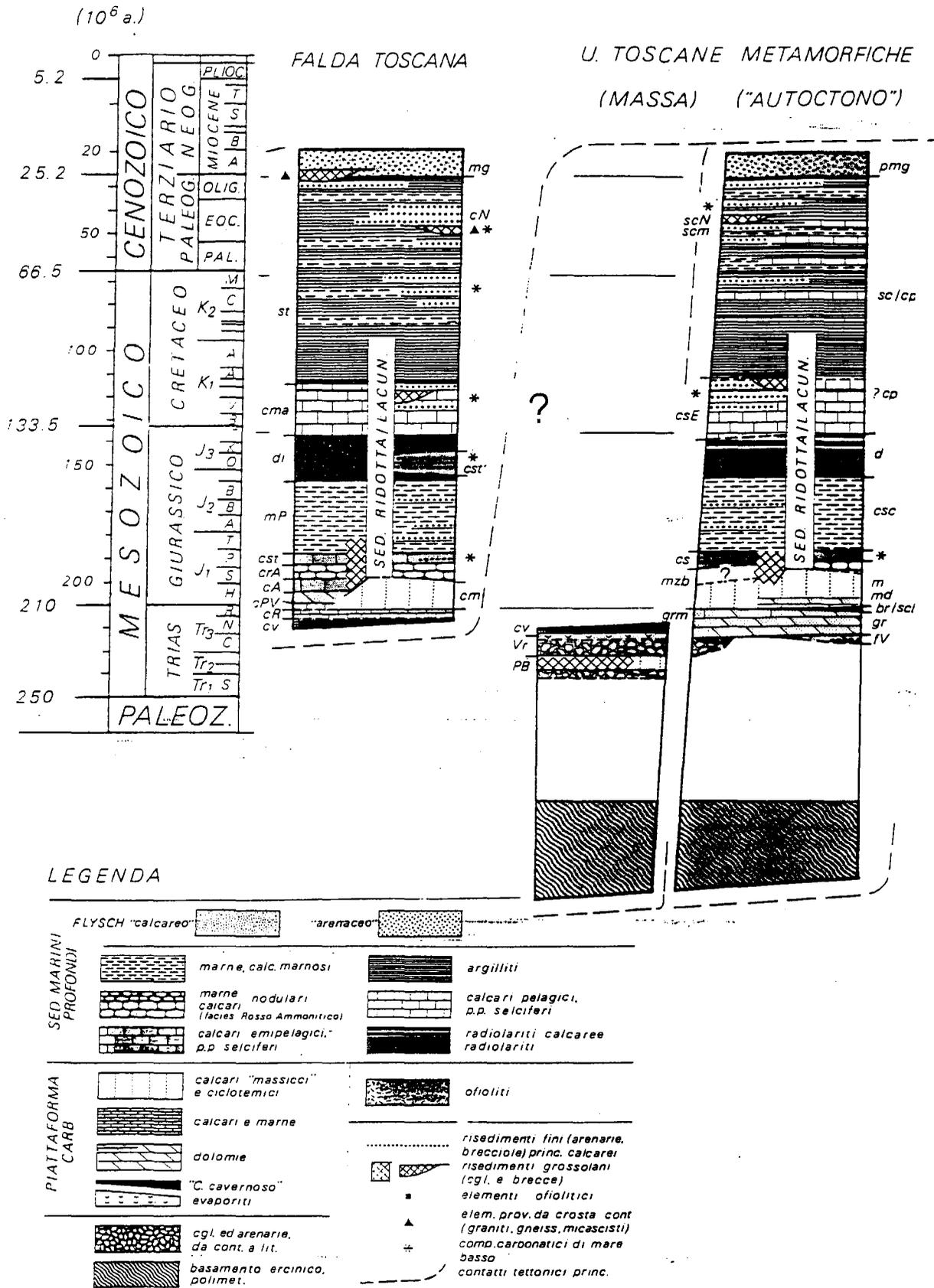


Fig. 13. Schema dei rapporti spatio-temporali tra le successioni stratigrafiche dell' Autoctono Auct., dell' Unità di Massa e della Falda Toscana; per la descrizione delle formazioni si veda la legenda riportata in Appendice (da Carmignani et al., 1987 modificato).

Le figg. 13, 14 e 15 mostrano alcune colonne stratigrafiche relative al Dominio Toscano Interno (Falda Toscana) ed Esterno (Autoctono *Auctt.*), correlati in base a criteri lito- e biostratigrafici.

In entrambi i domini sono state scelte sequenze rappresentative di situazioni deposizionali differenti (bacinali e di alto strutturale), in modo da fornire una idea sui limiti di variazione degli spessori delle formazioni comprese tra il Lias e l'Oligocene.

Analogie e differenze tra le successioni dei domini toscani esterno e interno sono facilmente deducibili dal confronto tra le figg. 14 e 15.

Dal paragone tra la fig. 13 e le figg. 14 e 15 sono facilmente deducibili le notevoli differenze di velocità di sedimentazione (p. e. sedimentazione di piattaforma carbonatica e formazioni torbiditiche vs. depositi (emi)pelagici e serie condensate).

Nelle figure 14 e 15 sono stati evidenziati inoltre i contrasti di competenza esistenti tra le varie unità litostratigrafiche che hanno giocato un ruolo nell'individuazione di superfici di taglio di ordine inferiore durante la storia deformativa terziaria. Per le sigle delle formazioni si veda la legenda riportata in Appendice. La successione dal Lias all'Oligocene inizia con l'istaurarsi di una nuova piattaforma carbonatica, sopra quella tardo triassica dei Grezzoni. Questa piattaforma, che si estende uniformemente anche sul Dominio Toscano Interno e sul Dominio Umbro-Marchigiano (Calcere assiccio), nell' Autoctono *Auctt.* è rappresentata da una potente successione di marmi divisa in due formazioni:

- il Marmo Dolomitico, derivato da una alternanza ciclica di strati dolomitici supra/intertidali e calcari subtidali;

-il Marmo s.s. derivato da depositi carbonatici massicci di laguna aperta. Quest'ultima formazione fornisce quasi la totalità dei marmi cavati sulle Apuane.

I rapporti fra le due formazioni e la loro distribuzione sono esemplificati in fig. 16 B.

Il Marmo s.s., come di solito cartografato, non comprende però solamente depositi di piattaforma, ma al tetto include:

(a) una grande varietà di brecce, per lo più confinate in filoni sedimentari, in corrispondenza di serie giurassiche lacunose;

(b) modesti spessori di marmi encrinitici, marmi rosati o giallastri talvolta con relitti di strutture nodulari, filladi calcarifere.

Dal confronto con la successione della Falda Toscana risulta evidente che queste varietà di marmi derivano da depositi di un ambiente marino più profondo, che si è impostato durante (a) e dopo (b) la frammentazione e annegamento della preesistente piattaforma.

Benchè, nel Complesso Metamorfico, per questo cambiamento del regime sedimentario possa essere fissato solo un limite cronologico superiore, costituito dalle faune ad Ammoniti dei Calcari Selciferi, riferibili al Carixiano medio, sempre per analogia con la successione della Falda Toscana, l'annegamento della piattaforma liassica dovrebbe essersi verificato nel corso del Sinemuriano-?Pleisbachiano basale, con possibili leggeri sfasamenti cronologici tra i diversi blocchi subsidenti. Nell' Autoctono *Auctt.* la transizione dai Calcari Selciferi ai termini originariamente più marnosi dei Calcescisti (correlabili con le Marne a Posidonia della successione della Falda Toscana, Lias superiore-Dogger medio) indica che il ciclo di approfondimento prosegue, e a causa dell'incremento progressivo della dissoluzione del carbonato di calcio, si assiste ad una brusca diminuzione della velocità di sedimentazione. Con i Diaspri (Calloviano-Titonico p.p.), infine, l'area deposizionale raggiunge profondità prossime al livello di compensazione del carbonato.

La ripresa della sedimentazione carbonatica, dovuta alla generale depressione dei livelli di dissoluzione della fine del Giurassico è testimoniata sulle Apuane dai

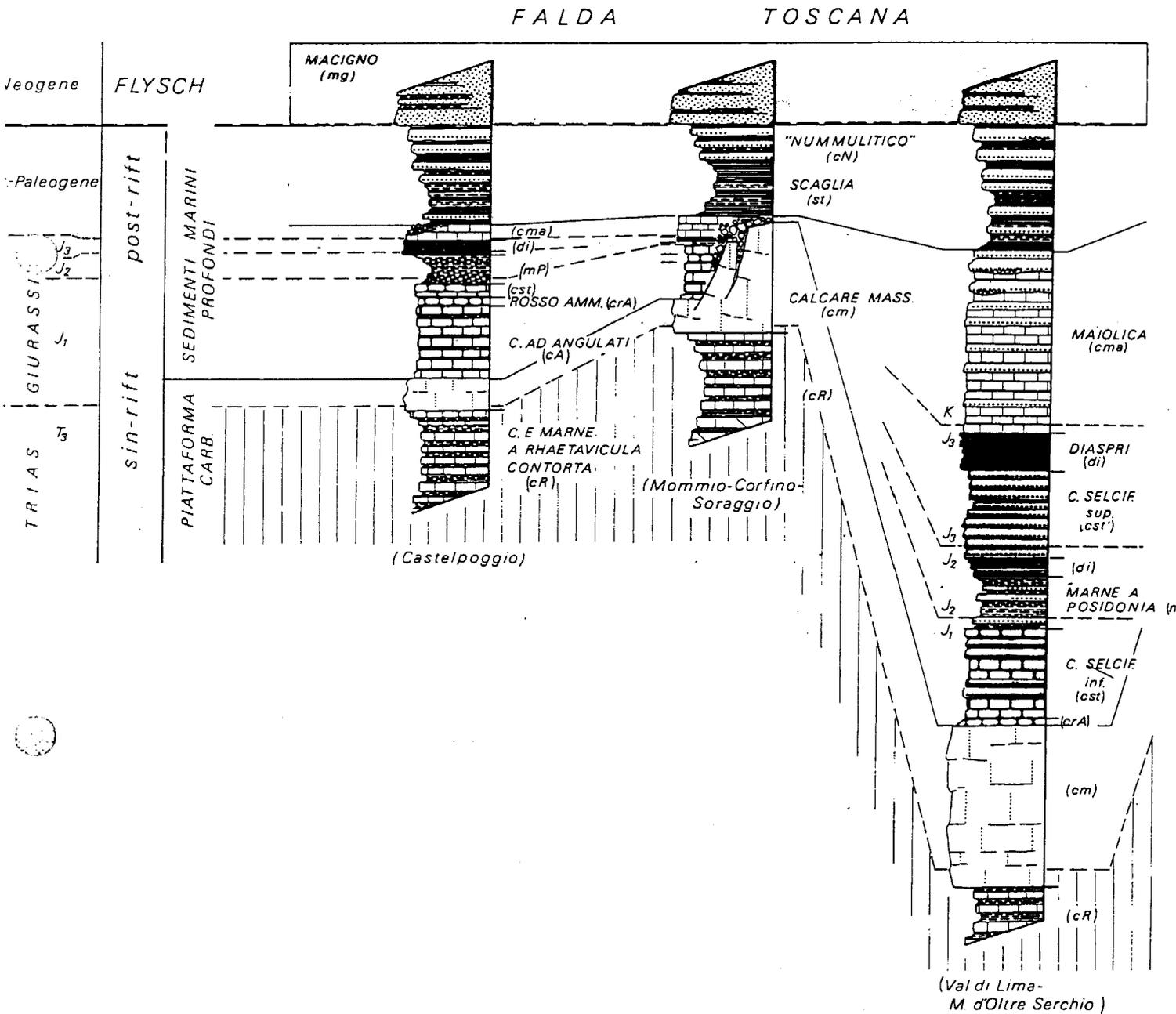


Fig.14. Colonne stratigrafiche schematiche della Falda Toscana.

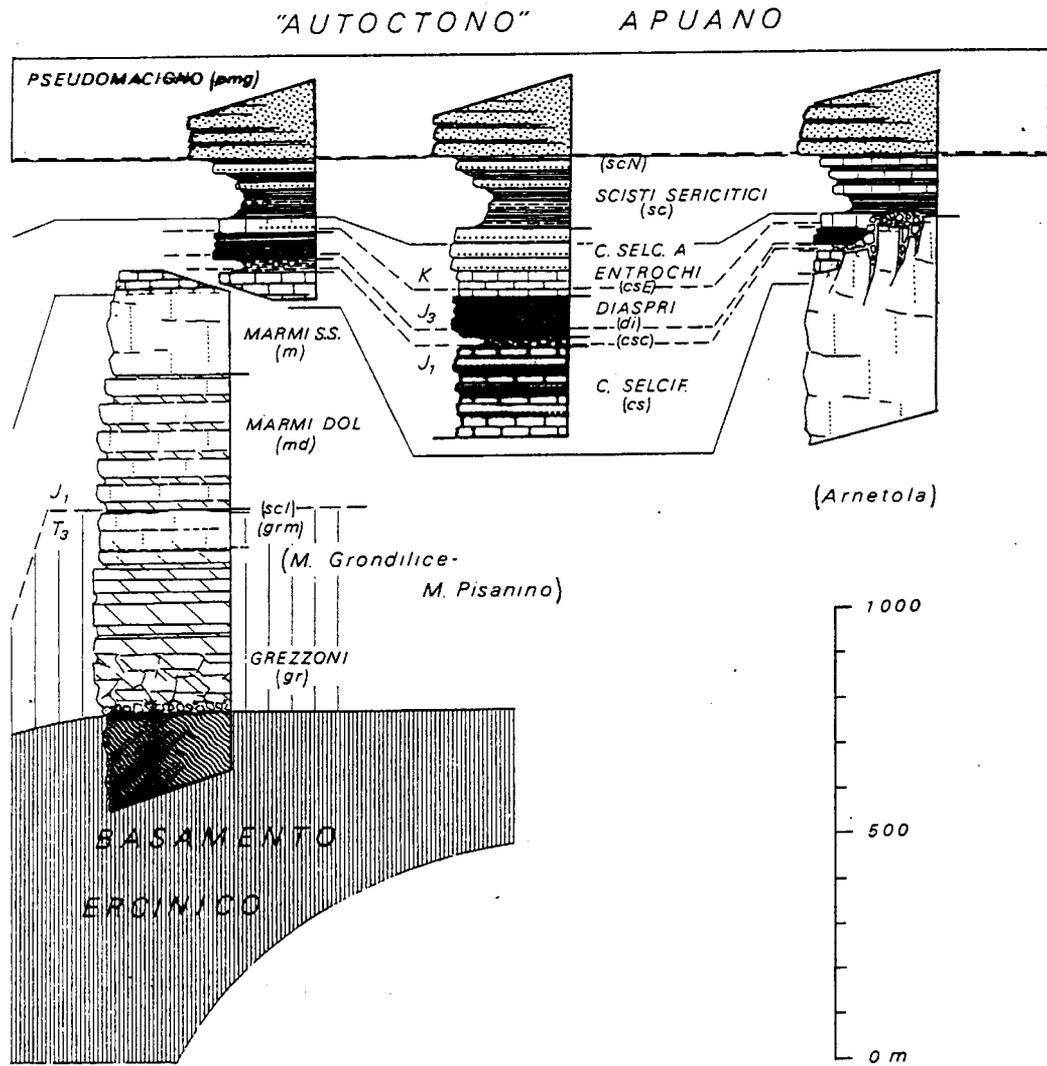


Fig. 15. Colonne stratigrafiche schematiche dell' Autoctono Auct..

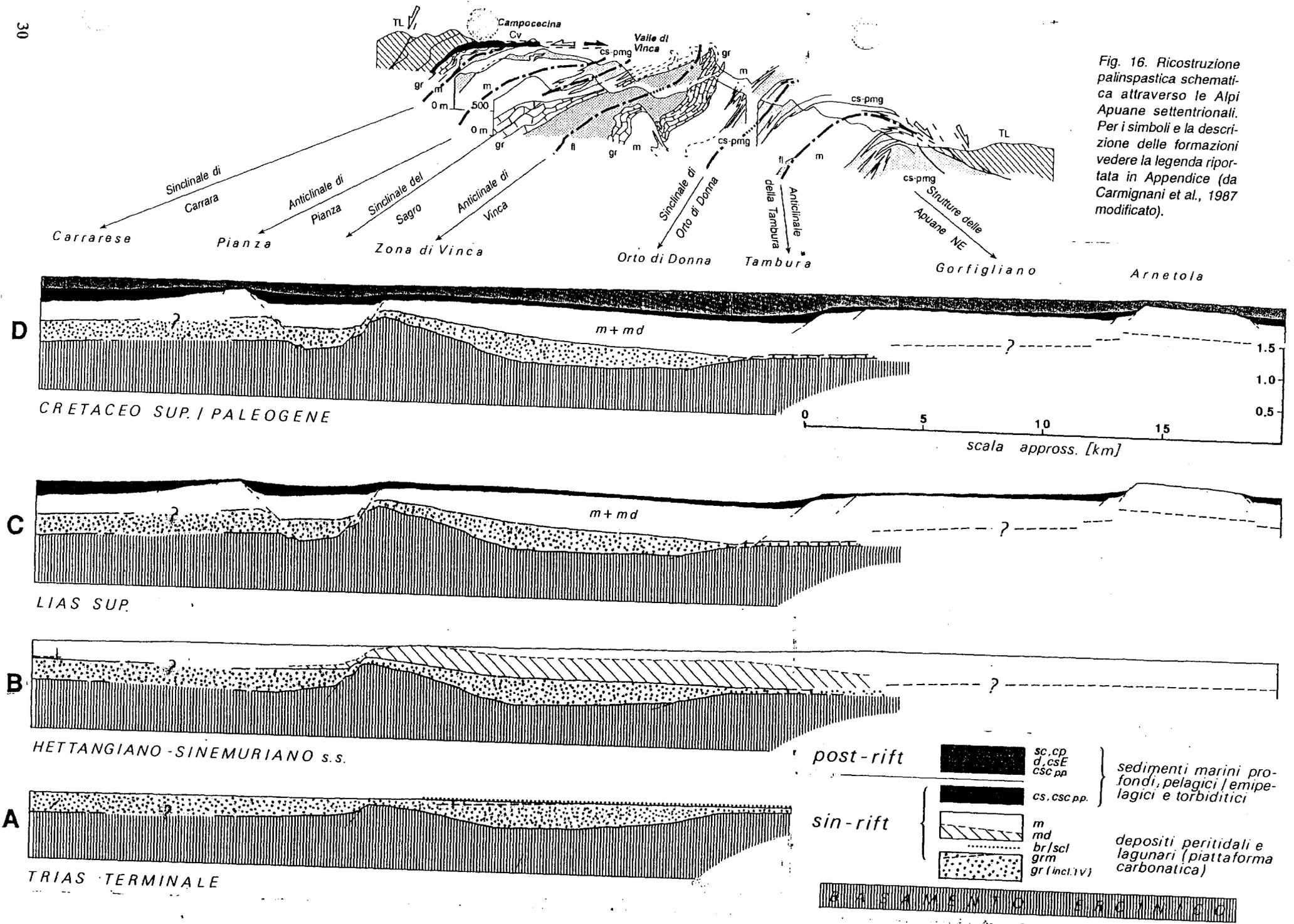
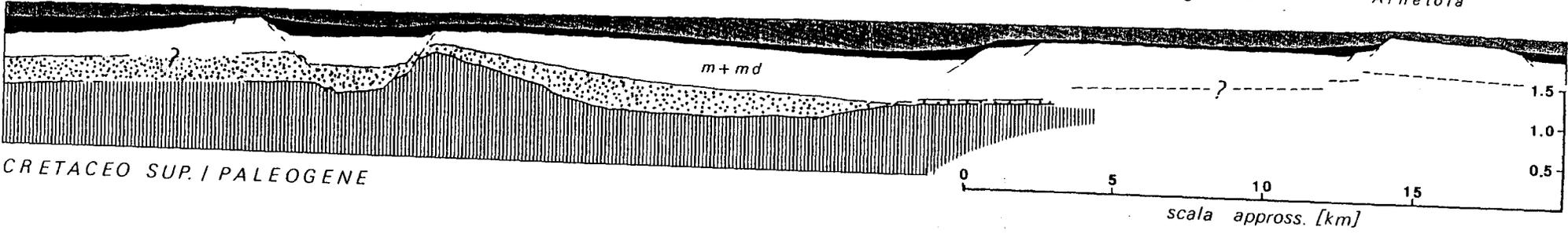
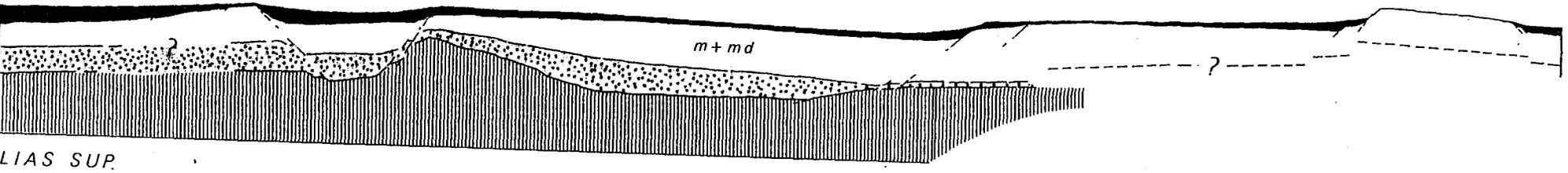


Fig. 16. Ricostruzione palinspastica schematica attraverso le Alpi Apuane settentrionali. Per i simboli e la descrizione delle formazioni vedere la legenda riportata in Appendice (da Carmignani et al., 1987 modificato).

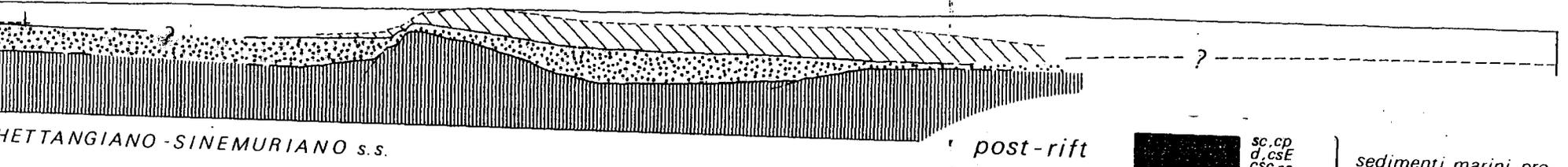
D



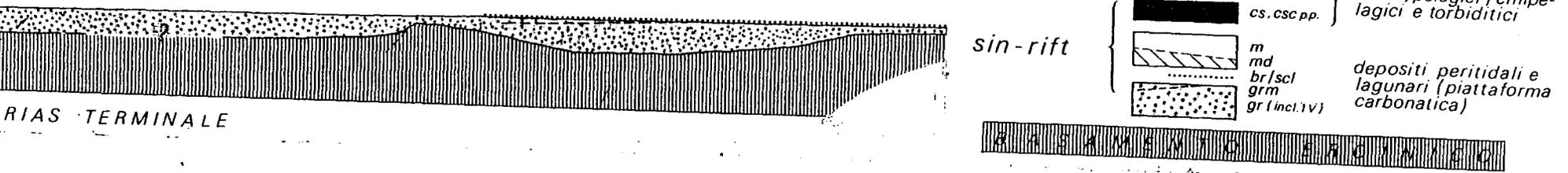
C



B



A



Calcari Selciferi a Entrochi. Questa formazione ove è più sviluppata (Valle di Orto di Donna) inizia con calcari pelagici a cui seguono spessori variabili di risedimenti calcarei, che contengono anche materiali di ambienti neritici penecontemporanei, e che verso l'alto passano per alternanze alla formazione degli Scisti Sericitici (colonne del M. Grondilice-M. Pisanino in fig. 15).

Mentre nelle zone bacinali lo spessore complessivo dei depositi (emi)pelagici fino agli Scisti Sericitici arriva almeno a 500 m, esistono successioni in cui lo stesso intervallo stratigrafico è rappresentato solo da alcune decine di metri di sedimenti.

Nelle aree caratterizzate da queste successioni condensate e/o lacunose i Marmi liassici possono arrivare ad essere coperti direttamente dagli Scisti Sericitici tramite orizzonti di brecce talvolta contenenti elementi di alcune delle formazioni mancanti (serie lacunose: fig. 16C). Queste successioni caratterizzano la parte nord-orientale della finestra tettonica apuana e la zona di Carrara (Pianza, Vagli, Arni, ecc.; colonna di Arnetola in fig. 15) e trovano corrispondenze nelle serie lacunose della Falda Toscana (Mommio, Corfino, Soraggio, ecc.: fig. 14).

La zona nord-orientale del complesso metamorfico, caratterizzata da frequenti serie condensate e lacunose, ha successioni cretacee superiore-paleogeniche notevolmente più carbonatiche (Cipollini) di quelle coeve affioranti nel resto del massiccio (Scisti Sericitici). Questa variazione di facies sembra suggerire una persistenza di alti sottomarini relitti fino al terziario (fig. 16 D).

Sia la successione metamorfica che quella della Falda Toscana sono chiuse da un flysch. Nel complesso metamorfico, questo deposito è noto come Pseudomacigno ed è rappresentato da modesti spessori di metarenarie affioranti esclusivamente sul versante orientale e contenenti nella parte inferiore calcareniti che hanno fornito un'associazione a *Lepidocyclone* dell'Oligocene superiore (Dallan Nardi, 1977).

L'età dei depositi clastici appartenenti alla facies tipo Macigno non è di facile determinazione, per le ovvie difficoltà che si incontrano nella separazione di queste unità formazionali provenienti dalla deposizione entro bacini di avanfossa, migranti verso E durante tutto il terziario. Secondo una ricostruzione di Fazzuoli et al. (1985), la sedimentazione delle arenarie torbiditiche tipo Macigno ha avuto inizio nella Toscana marittima e nella zona di La Spezia durante il Rupeliano superiore e nel Chattiano inferiore ha raggiunto probabilmente l'area apuana con la deposizione dello Pseudomacigno. La sedimentazione in queste aree terminò nell'Oligocene superiore, in seguito al progressivo avanzamento verso NE dei complessi liguri.

Le più antiche età radiometriche delle miche (27 Ma) campionate da Kligfield (1980; 1986) indicano che già alla fine dell'Oligocene il metamorfismo aveva interessato l'area apuana.

Questa età non contrasta con i dati biostratigrafici dello Pseudomacigno, né con quelli del Macigno circostante al nucleo metamorfico (Dallan Nardi, 1977; Montanari & Rossi, 1985).

4. TETTONICA DEL COMPLESSO METAMORFICO

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;
- Unità delle Scaglie di Stazzema (o Parautoctono 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.

E' 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 l'Unità di Massa, ben caratterizzata come successione stratigrafica e nettamente separata dall'Autoctono *Auctt.* e dalla Falda Toscana da contatti tettonici di primo ordine, e l'Autoctono *Auctt.* a sua volta divisibile in sottunità 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-crostante su un complesso metamorfico profondamente deformato ad un livello medio-crostante (figg. 17 e 18). 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 (Microplacca Adriatica);
- 2) una deformazione distensiva duttile (D2) che porta al riequilibrio isostatico della crosta ispessita.

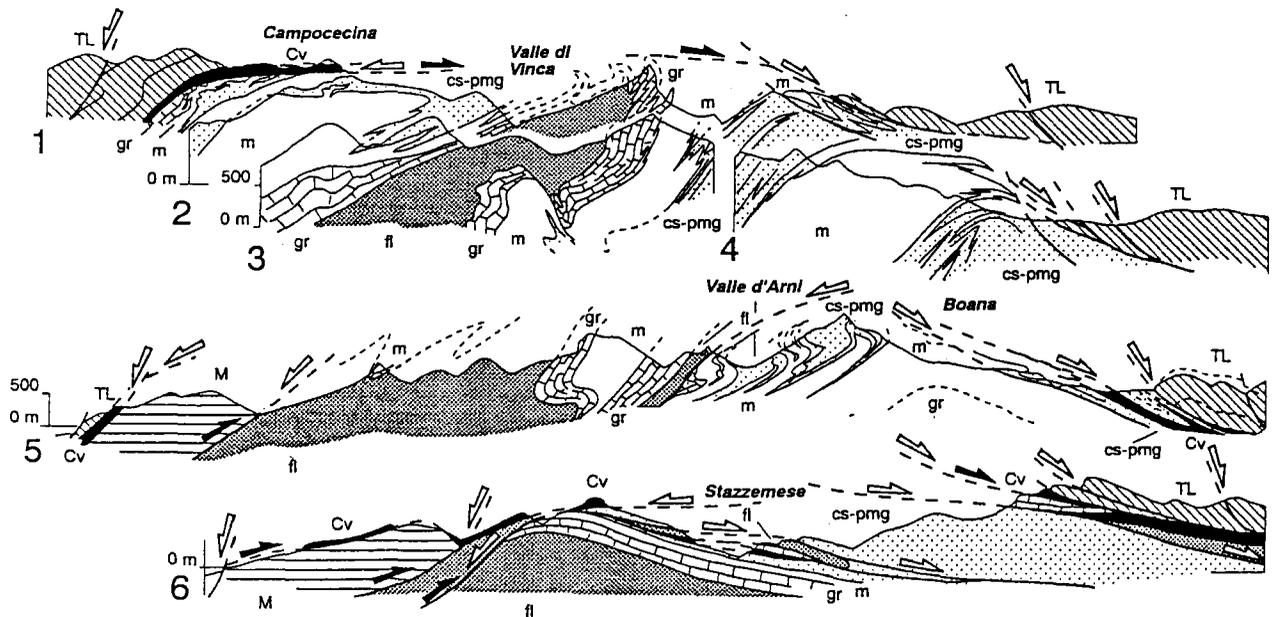
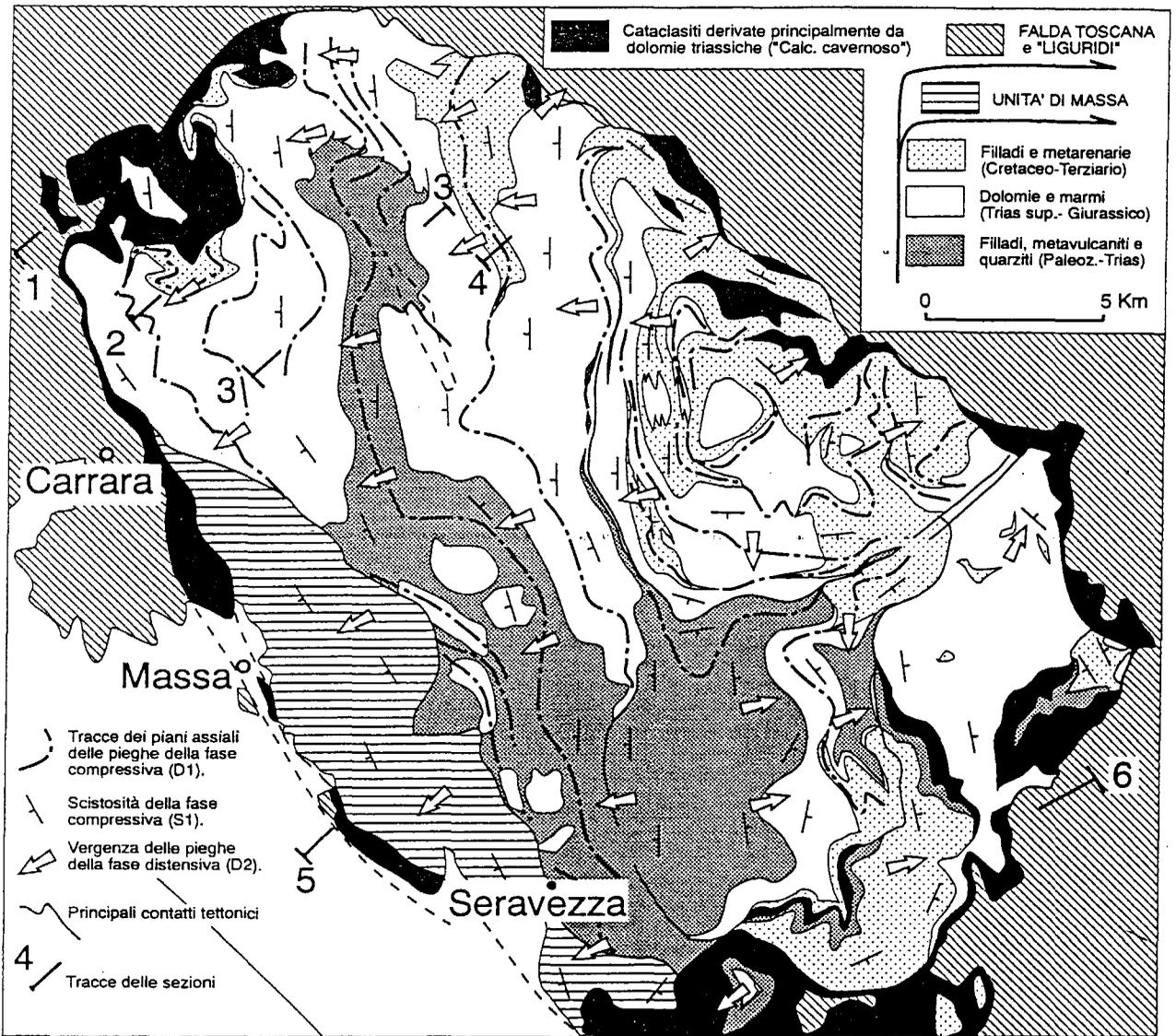
La paragenesi sincinemica della fase D1 è costituita da miche chiare (muscovite, paragonite e pirofillite), biotite, clorite, quarzo e feldspati. Durante i primi stadi dello sviluppo della fase D2 cristallizzano cloritoide ed epidoti nell'Autoctono, e cianite, cloritoide ed epidoto nell'Unità di Massa.

Successivamente, durante gli ultimi stadi di sviluppo della scistosità tardiva, si ha una nuova cristallizzazione di mica chiara potassica, clorite e parziale ricristallizzazione di carbonati.

Dalla distribuzione della pirofillite e della cianite, unitamente alla distribuzione delle temperature di metamorfismo stimate attraverso il geotermometro calcite-dolomite nei marmi (Di Pisa et al., 1985), si rileva un incremento del grado metamorfico sia all'interno dell'Autoctono *Auctt.* (procedendo dalle zone orientali a quelle occidentali) sia tra questo e l'Unità di Massa.

Il Complesso Metamorfico Apuano comprende 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-

Fig. 17 (a fianco) - Schema tettonico delle Alpi Apuane e relative sezioni schematiche. Legenda delle sezioni - fl: 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: cataclasti derivate principalmente da dolomie del Trias superiore (Calcare 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.



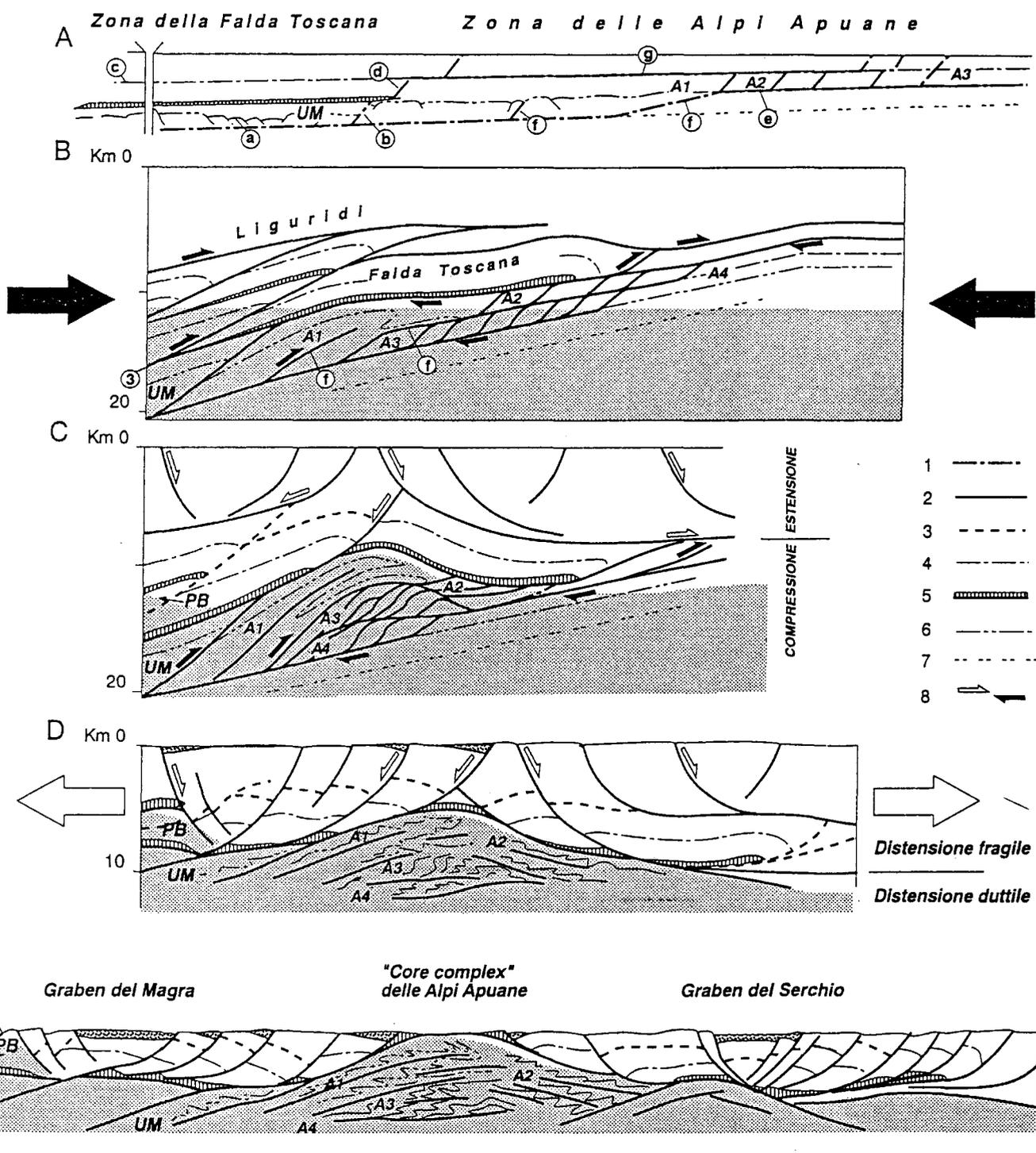


Fig. 18 - Schema dell'evoluzione tettonica compressiva (A, B, C) e distensiva (D, E) delle Alpi Apuane (da Carmignani & Kligfield, 1990, modificato).
 A: geometria pre-collisione con le tracce restaurate dei principali accavallamenti.
 B: sviluppo del duplex apuano (?Oligocene superiore).
 C: sviluppo 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.) da settori estesi mediante zone di taglio duttile simetamorfiche (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) (segue a pagina a fronte).

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 africano e unità derivate dal Dominio Oceanico Ligure-Piemontese costituite da ofioliti e dalla loro copertura sedimentaria (Liguridi s.l.) (fig. 18 A,B,C).

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 (fig. 18 D,E).

La distensione si realizza nell' Autoctono *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-crostate.

4.1. 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. 17. Nelle Apuane meridionali (trasversale Seravezza-Stazzema-Fornovolasco: sezione 6 di fig. 17) 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

(segue alla legenda di pagina a fronte) 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 *Auctt.*).

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. 16) 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 brecce 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.

Complesso Metamorfico e dalle relazioni angolari tra scistosità e stratificazione nella Falda Toscana (Carmignani et al., 1978;1980; Carmignani & Giglia, 1984; Kligfield et al., 1981; Carmignani et al., 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.

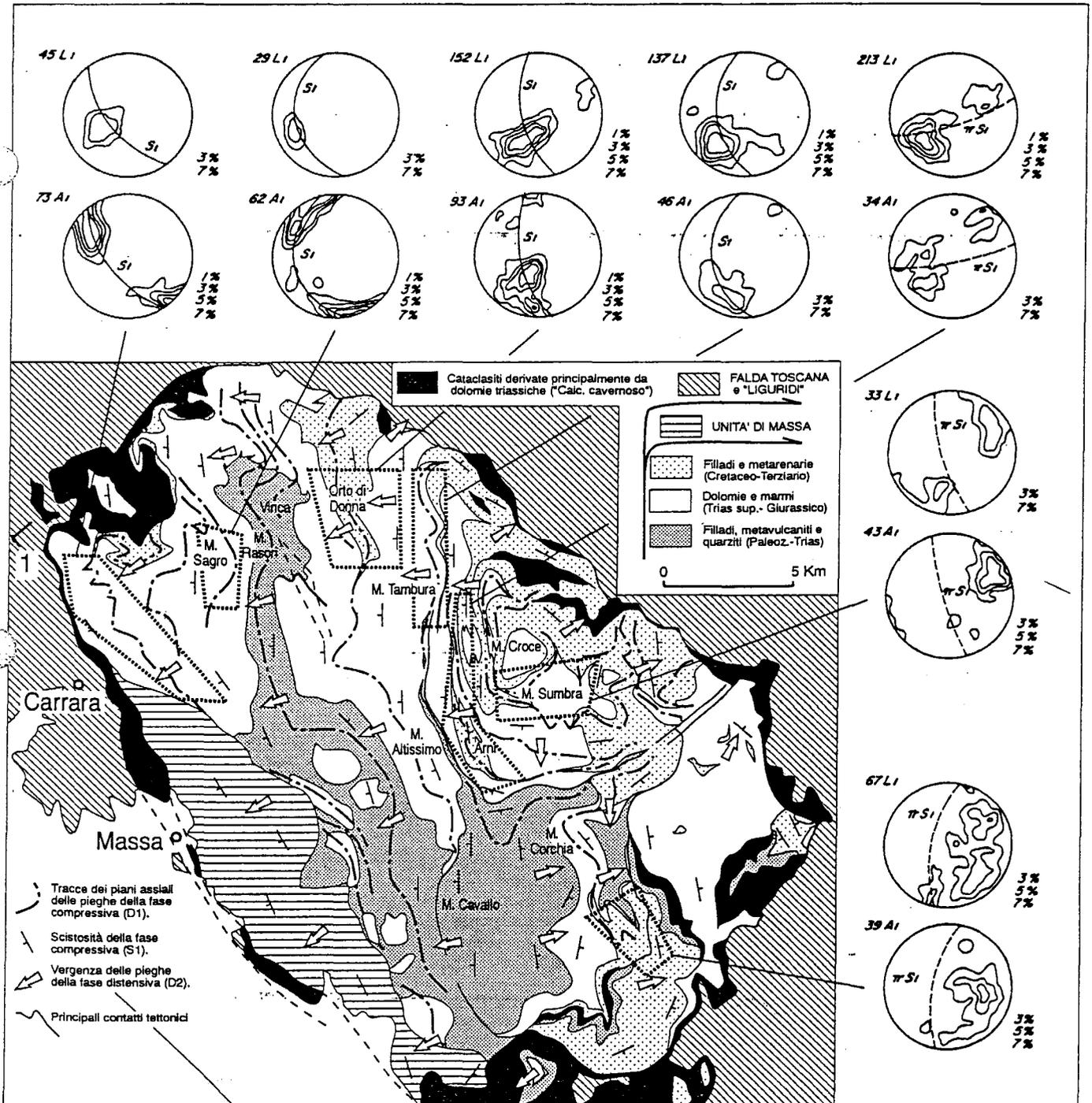


Fig. 19. Proiezioni stereografiche (proiezione equiarea, emisfero inferiore) delle lineazioni di estensione (L1) e degli assi di prima fase (A1) delle zone delimitate nello schema strutturale (da Carmignani et al., 1987, modificato).

4.1.1. Caratteristiche geometriche

La fase D1 ha sviluppato accavallamenti di dimensioni chilometriche, 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 & Watter-son, 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 breccie 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 (fig. 19).

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. Queste variazioni di orientazione degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione della fase D1 sono illustrate dalle proiezioni stereografiche di fig. 19 e sono state attribuite a una rotazione passiva degli



Fig. 20. Esempio a scala metrica di piega a guaina (*sheath fold*) nei Diaspri del Canale di Cerignano (Alta Valle del Frigido).

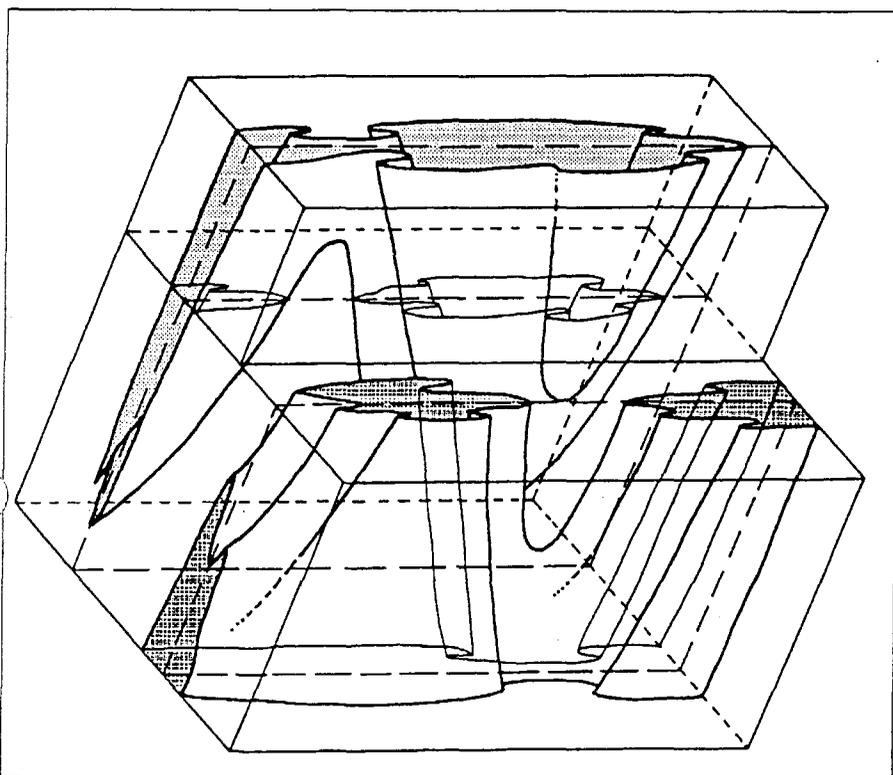


Fig. 21. Schema di affioramento di pieghe a guaina (da Carmignani et al., 1987)

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 suggerisco-

no che mediamente lo *strain* di taglio aumenti 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. 19) 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 folds, plis en fourreau*) (Cobbold & Quinquis 1980, Ramsay 1980) cioè pieghe con fortissime culminazioni e depressioni assiali come quella di fig. 20.

Le culminazioni delle anticlinali e le depressioni delle sinclinali determinano forme di affioramento chiuse e strutture con vergenze opposte come schematizzato in fig. 21. Queste forme di affioramento sono comuni sulle Apuane centrali e nord-orientali anche alla scala chilometrica (p.e. valli di Arni, Arnetola e Orto di Donna).

L'interferenza delle pieghe a guaina con la fase plicativa D2 produce strutture non piane e non cilindriche (fig. 22).

In zone con pieghe a guaina la direzione assiale delle pieghe è essenzialmente una questione di scala. Mentre a scala dell'affioramento o anche del versante (o più grande) le direzioni assiali sono parallele alla direzione di estensione a scala regionale l'involuppo della linea di cerniera mantiene la direzione ortogonale alla direzione di estensione (fig. 23). Questo consente ancora di proiettare la "grande geometria" su profili diretti circa SW-NE come le sezioni geologiche di fig. 17.

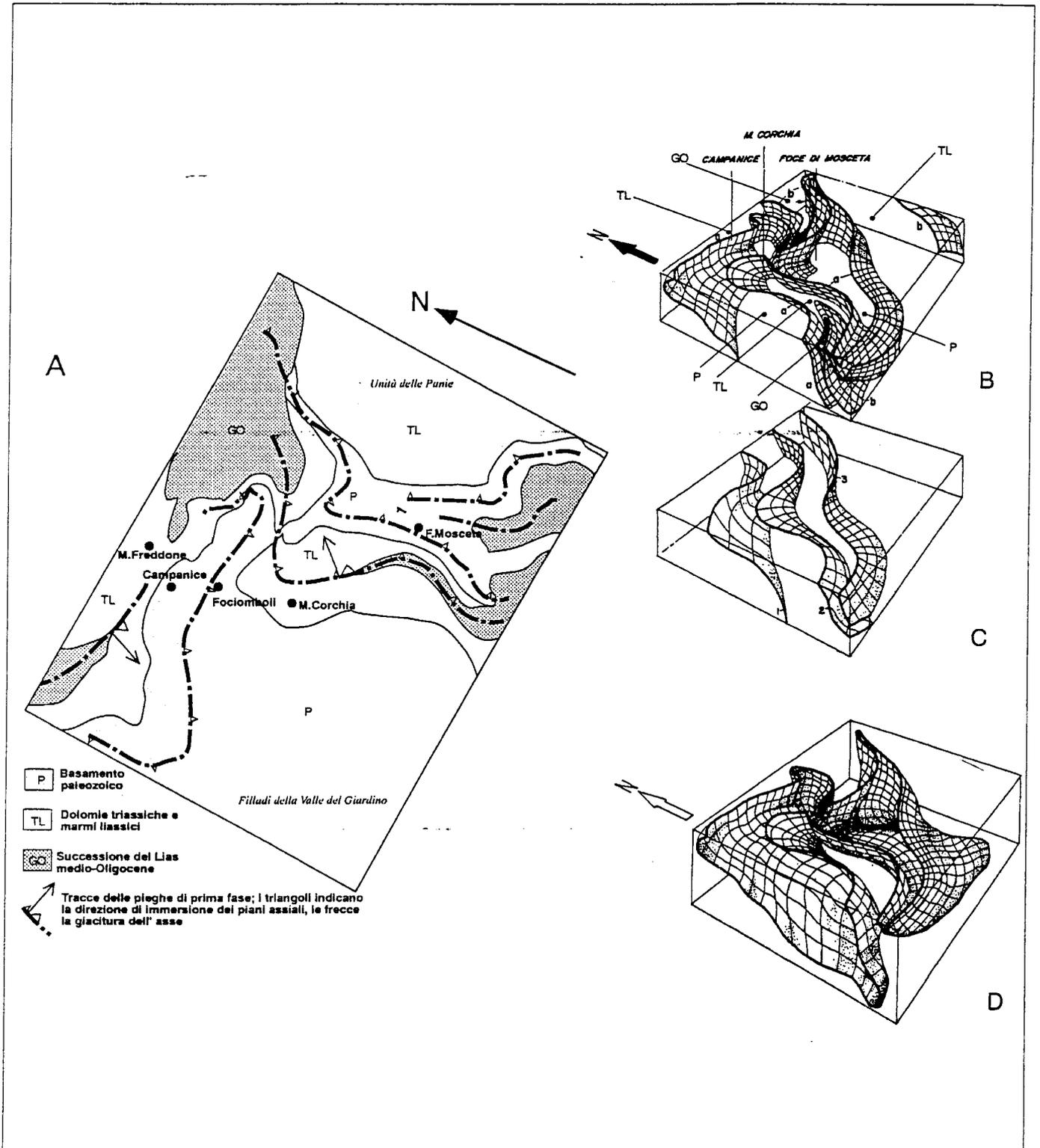


Fig. 22. A: schema strutturale dell' area di M. Corchia. B - Rappresentazione tridimensionale del limite Paleozoico-Mesozoico (a) e del limite Mesozoico-Terziario (b). C- Superfici assiali delle strutture di prima fase (1: superficie assiale della Anticlinale di Campanice-Fociomboli; 2: Superficie assiale della Sinclinale di M. Corchia-Puntato; 3) Superficie assiale dell' Anticlinale di Mosceta). D- ricostruzione in profondità del contatto Paleozoico-Mesozoico.

4.1.2. *Strutture di primo ordine*

Le tracce dei piani assiali delle principali strutture plicative della fase D1 sono riportate nella fig. 24.

Da SW a NE le strutture principali sono:

- L'Unità di Massa che sulla trasversale passante per la città di Massa è assimilabile ad una grande anticlinale rovesciata complicata da numerosi accavallamenti minori, costituita da formazioni triassiche con nucleo di basamento paleozoico;
 - La Sinclinale di Carrara (I in fig. 24) costituisce la struttura più occidentale dell' Autoctono *Auctt.*. Il suo fianco inverso, laminato e stirato, rovesciato per circa 4 km scompare al di sotto della Falda Toscana a N di Carrara. L'asse ha una direzione media appenninica; una culminazione assiale minore è presente a NW di Massa e una maggiore a W di M. Cavallo, a S della quale la struttura di Carrara è presumibilmente rappresentata dalla Sinclinale di M. Costa (Seravezza);
 - L'Anticlinale di Vinca (II in fig. 24), fa seguito verso E alla Sinclinale di Carrara, ed è compresa fra questa e la Sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo-M. Corchia-Puntato. Il suo piano assiale è ben identificato dalla valle di Vinca alla valle del Frigido, sino alla bassa valle del Versilia. Nelle Apuane meridionali prosegue con i nuclei paleozoici e triassici dello Stazzemese e da qui passa alla zona compresa tra il M. Corchia e la Pania sul versante orientale del massiccio (Anticlinale di Mosceta).
 - La Sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo-M. Corchia-Puntato (III in fig.24), la cui traccia del piano assiale può essere facilmente seguita sul versante occidentale del massiccio per una ventina di km, da Orto di Donna sino a S di M. Altissimo, continua nella Sinclinale di M. Corchia e nella sua prosecuzione più orientale: la Sinclinale di Puntato .
 - L'Anticlinale del M. Tambura (IV in fig. 24) circonda e avvolge completamente la successiva Sinclinale di Arni. Come l'Anticlinale di Vinca, si radica sul versante occidentale del massiccio e finisce a *tête plongeante* su quello orientale (Anticlinale di Campanice-Fociomboli). Il suo fianco inverso è laminato da un accavallamento che spesso porta a contatto diretto il basamento del nucleo dell'anticlinale con il marmo del fianco rovesciato. L'elisione dei Grezzoni è tettonica, ma la loro progressiva diminuzione di spessore da W verso E lungo tutto il fianco diritto dell'anticlinale e il fatto che questa formazione non affiori più a nucleo delle anticlinali più orientali fa supporre che l'accavallamento si sia impostato in corrispondenza di una diminuzione di spessore della dolomia triassica o/e in prossimità di una variazione laterale di facies (transizione a depositi evaporitici del Trias superiore ?) (fig. 16).
- Lo sviluppo trasversale complessivo delle strutture fin qui descritte è di oltre 15 km: più che di anticlinali si può quindi parlare di vere e proprie falde.
- Nelle strutture della zona nord-orientale della finestra tettonica (da V a VIII in fig. 24) affiorano altre strutture plicative chilometriche. Da SW verso NE ricordiamo : la Sinclinale di Arni-Arnetola (V in fig. 24), l'Anticlinale di Passo Sella (V in fig.

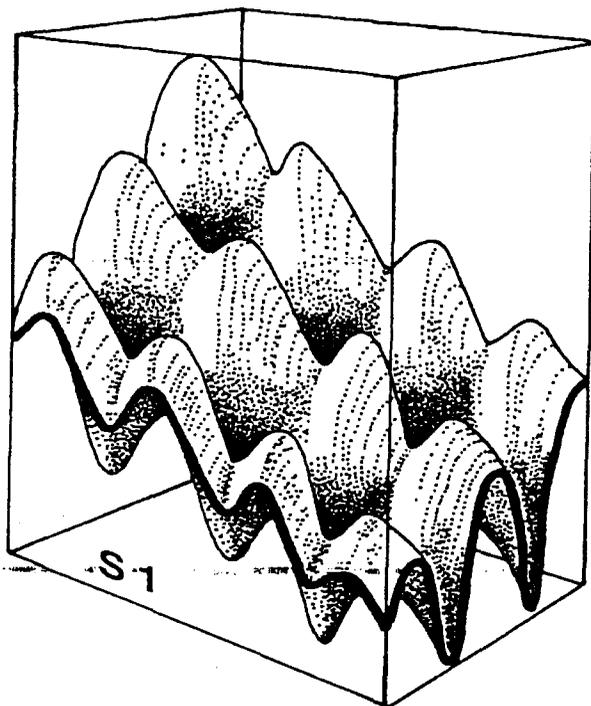


Fig. 23. Sistemi di pieghe a guaina (Carnignani et al., 1987).

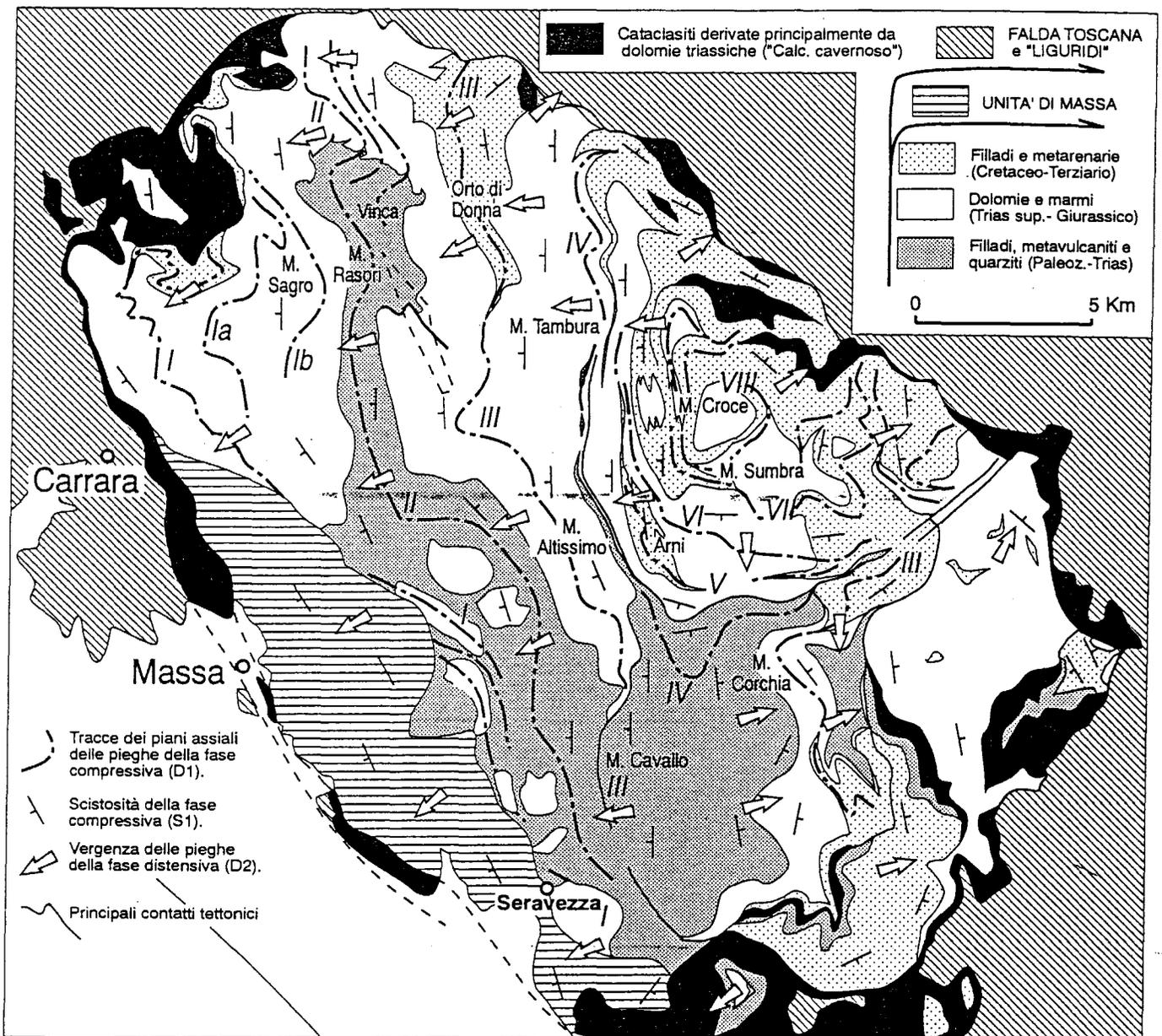


Fig. 24. Schema tettonico delle Alpi Apuane (I: Sinclinale di Carrara; Ia: Anticlinale di Pianza; Ib: Sinclinale del M. Sagro; II: Anticlinale di Vinca; III: Sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo-M. Corchia-Puntato; IV Anticlinale del M. Tambura-Campanice-Fociomboli; V: Sinclinale di Arni; VI: Anticlinale di Passo Sella; VII: Sinclinale del M. Fiocca; VIII Anticlinale del M. Sembra).

24), la Sinclinale del M. Fiocca (VII in fig. 24) e l' Anticlinale del M. Sembra (VIII in fig. 24). In quest'area però lo stile deformativo della fase D1 cambia radicalmente. La formazione più antica affiorante è il marmo liassico che costituisce il nucleo di anticlinali a guaina molto laminate con depressioni e culminazioni assiali a lunghezza d'onda molto breve. Queste anticlinali sono separate da sinclinali a guaina, ugualmente laminate, comprendenti tutta la successione fino al flysch terziario, o più frequentemente da contatti tettonici sinmetamorfici (*ductile fault*) e fasce milonitiche lungo le quali sono deformate le formazioni (emi)pelagiche e il flysch. In queste fasce la successione stratigrafica originaria è smembrata e la stratificazione è completamente trasposta; le lineazioni d'intersezione, le cerniere di pieghe minori e le lineazioni mineralogiche e d'estensione sono fuse in un'unica pronunciata lineazione diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

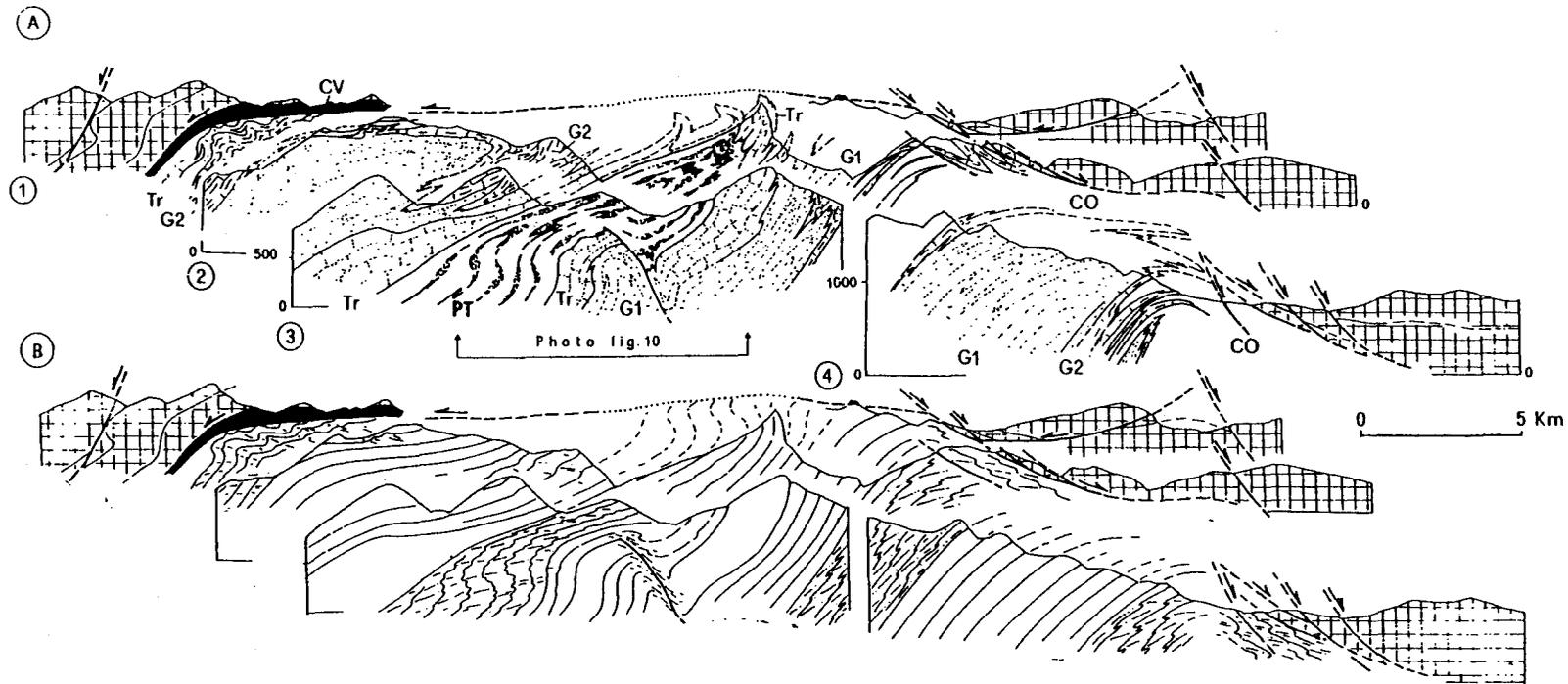


Fig. 25. Profilo geologico composto attraverso le Alpi Apuane settentrionali. Le tracce delle sezioni geologiche sono riportate in Fig. 17. In A sono riportate le formazioni ed è così evidenziata la struttura della fase compressiva D1; in B è indicata la scistosità della fase D1 ed è quindi evidenziata la struttura della fase D2. Aree quadrettate: rocce non metamorfiche della Falda Toscana e delle Unità Liguri. Cv: cataclasiti (Calcare Cavernoso). PT: filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico-Trias). Tr: dolomie (Trias superiore). G1: marmi (Lias inferiore). G2: Calcare Selciferi, Diaspri e Calcescisti (Lias-Malm). CO: Calcare Selciferi ad Entrochi, metarenarie e filladi (Cretaceo-Oligocene) (da Carmignani & Kligfield, 1990).

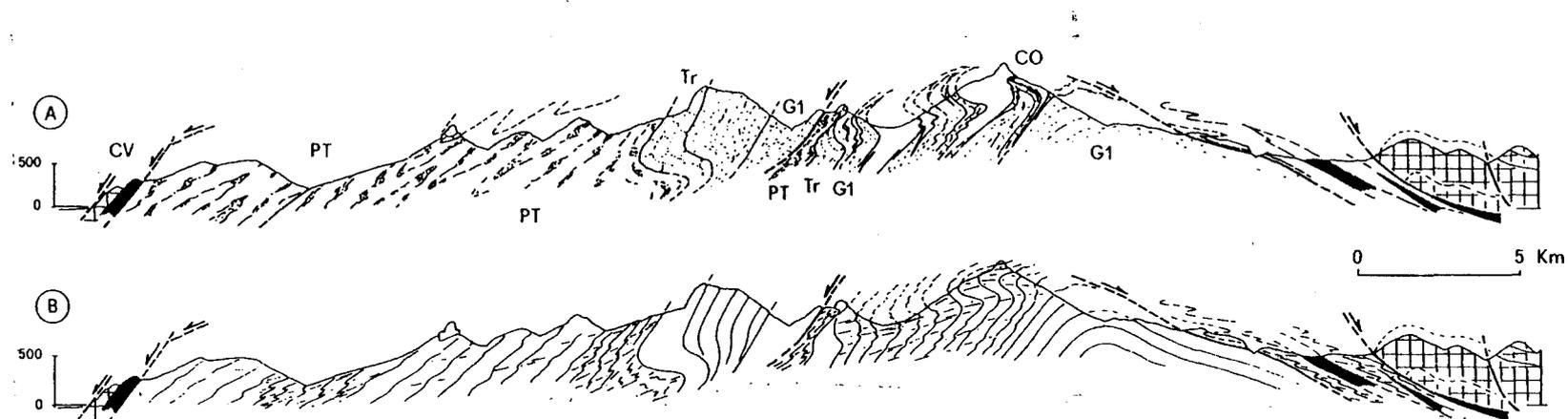


Fig. 26. Profilo geologico attraverso le Alpi Apuane centrali. La traccia della sezione geologica è riportata in Fig. 17 (traccia 5). In A sono riportate le formazioni ed è così evidenziata la struttura della fase compressiva D1; in B è indicata la scistosità della fase D1 ed è quindi evidenziata la struttura della fase D2. Per la spiegazione dei simboli vedere fig. 25 (da Carmignani & Kligfield, 1990).

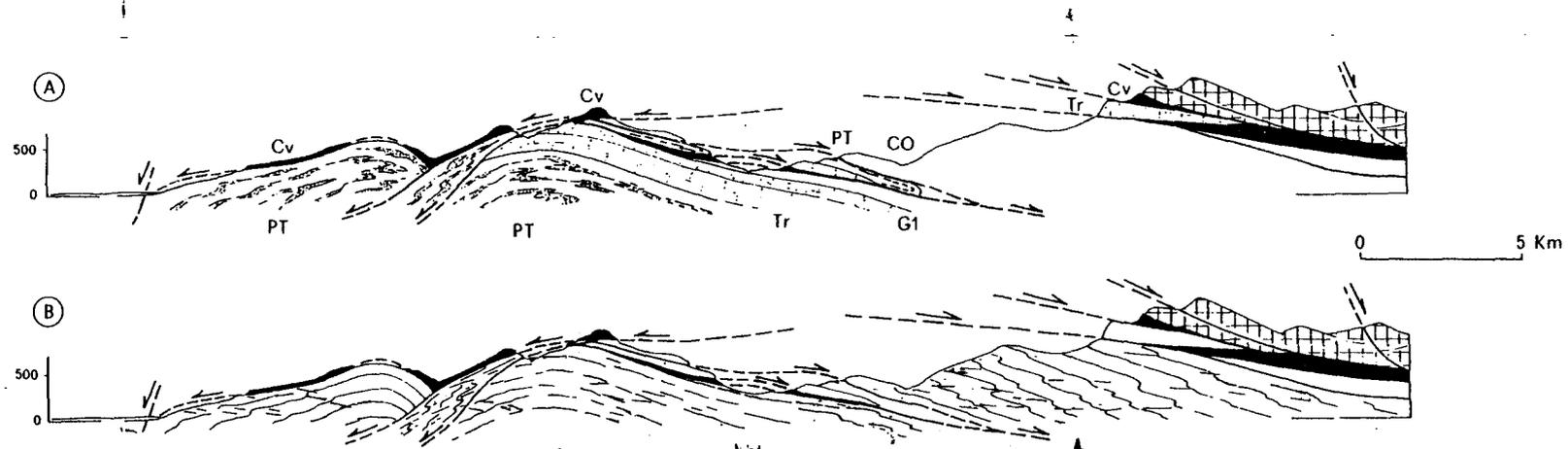


Fig. 27. Profilo geologico attraverso le Alpi Apuane meridionali. La traccia della sezione geologica è riportata in Fig. 17 (traccia 6). In A sono riportate le formazioni ed è così evidenziata la struttura della fase compressiva D1; in B è indicata la scistosità della fase D1 ed è quindi evidenziata la struttura della fase D2. PT: filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico-Trias). Tr: dolomie (Trias Superiore). G1: Marmi (Lias inferiore). G2: Calcarei Selciferi, Diaspri e Calcescisti (Lias-Malm). CO: Calcarei Selciferi ad Entrochi, metarenarie e filladi (Cretaceo-Oligocene) (da Carmignani & Kligfield, 1990).

In diverse località della parte orientale della finestra tettonica (Vagli, Arni, a N di Gorfigliano, ecc.), il Calcare Cavernoso affiora a nucleo di sinclinali o è "preso" lungo contatti tettonici di prima fase. Le anticlinali a *tête plongeante* del versante orientale delle Apuane sono spesso separate da lame di Calcare Cavernoso di dimensioni chilometriche. Questi rapporti ovviamente richiedono che la Falda Toscana avesse raggiunto la zona più orientale del complesso metamorfico mentre era ancora attivo il raccorciamento di prima fase.

4.1.3. Interpretazione cinematica

Tutti i caratteri esposti nel precedente paragrafo 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 di figg. 25, 26, 27 mostrano che sia la *vergence* 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. 18.

Il raccorciamento inizia con contatti tettonici del tipo *ramp-flat* (fig. 18 A). I principali elementi di questa geometria sono:

- a - scollamento delle successioni paleozoiche di basso grado triassiche dell'Unità di Massa e dell'Autoctono *Auctt.* da un ipotetico zoccolo cristallino sconosciuto nella regione apuana, ma noto in sondaggio (gneiss) in Toscana meridionale;
- 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 *Auctt.*);
- 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 comunque da una zona con uno spessore di dolomie triassiche ridotto (per effetto dell'emersione con erosione retica?);
- f - rampe in corrispondenza delle variazioni di spessore della successione giurassica (fig. 16) 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.

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.

4.2. Tettonica distensiva post-collisionale

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.,



Fig. 28. Calcare Selcifero a Entrochi (Cretaceo inferiore), Canale di Cerignano (alta valle del Frigido): esempio di interferenza D1/D2 sul versante sud-occidentale del core complex. Nella fotografia le superfici assiali delle pieghe della fase D1 immergono verso sinistra, quelle della fase D2 verso destra.

1991), derivata da distensione crostale (Carmignani & Kligfield, 1990). La distensione 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 e 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 é rispettivamente verso SW e verso NE (fig. 17 e 18); ne consegue che a scala regionale esse determinano una estensione orizzontale accompagnata da assottigliamento crostale.**

Queste zone di taglio distensive si sovrappongono alle precedenti strutture compressive ed il loro sviluppo é controllato dalle giaciture della S1 e degli accavallamenti nelle *antiformal stack* della fase compressiva (fig. 18 C,D): 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 (versante NE del "duomo" apuano).

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. 28) e di pieghe sin-D2 su pieghe sin-D1 con la stessa vergenza verso NE sul versante nord-orientale.

Geometria e cinematica sono quelle descritte in molti *core complex* di classiche zone di distensione intracontinentale. I minerali sintettonici con la fase D1 comprendono muscovite o fengite, biotite, clorite, quarzo. Durante la fase D2 cristal-

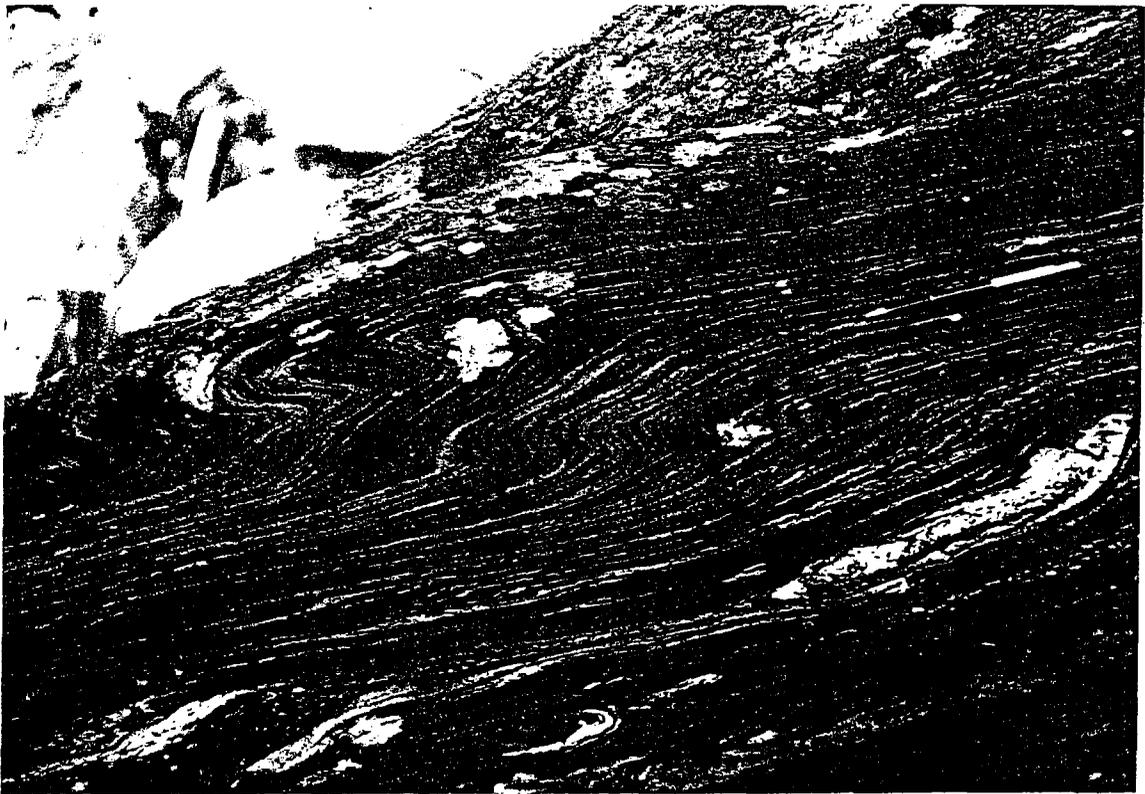


Fig. 29. Esempi di pieghe della fase D2. In alto, pieghe circa simili in calcescisti selciferi ("pieghe passive di taglio semplice"); in basso, pieghe circa concentriche disarmoniche in alternanze di metaradiolariti e filladi ("pieghe di trasferimento dello spostamento"). Versante meridionale del M. Contrario (alta valle del Frigido).

lizzano 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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-croscali (8-10 Km) prima della sua denudazione e sollevamento.

4.2.1. Caratteristiche geometriche

Nella parte centrale del nucleo metamorfico le strutture distensive 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. 30 A,B).

Una delle caratteristiche fondamentali della tettonica duttile distensiva è la grande eterogeneità della deformazione di taglio. Il grado di distorsione interna, valutato in base al grado di sviluppo della scistosità (S2) e alla frequenza ed angolo di apertura delle pieghe minori, è chiaramente legato alla competenza delle formazioni. Una graduatoria qualitativa della deformabilità durante la fase distensiva vede in testa filladi e calcescisti cretaceo-eocenici e filladi paleozoiche, mentre dolomie del Trias superiore (Grezzoni), marmi dolomitici e dolomie cristalline del Lias inferiore costituiscono l'altro estremo della graduatoria.

I Grezzoni non mostrano tracce significative di distorsione interna, tanto che le strutture sedimentarie sono indeformate. Un comportamento intermedio è mostrato dai marmi e dai Calcari Selciferi del Lias inferiore. A proposito dei marmi bianchi di Carrara, bisogna precisare che la scarsità di *marker* e superfici pre-deformazione permette raramente una valutazione della distorsione. Schematizzando al massimo, in base all'entità della distorsione interna tardiva la successione metamorfica può essere divisa in tre parti. Le parti basale (filladi paleozoiche) e sommitale (successione pelitica, pelitico-carbonatica e pelitico-arenacea cretaceo-oligocenica) sono costituite da formazioni che durante la fase distensiva realizzano un forte spostamento per distorsione interna; le due parti sono separate da una cornice carbonatica potente diverse centinaia di metri e caratterizzata da una deformazione interna piccola o assente (dolomie noriche, marmi dolomitici e dolomie cristalline del Lias inferiore).

La tettonica a pieghe isoclinali della fase D1 determina una ripetuta alternanza di queste formazioni a diversa reologia. Su questa la fase distensiva D2 realizza un edificio strutturale complesso, caratterizzato da una grande inomogeneità di distorsione interna.

Le strutture più comuni e tipiche delle zone con deformazione distensiva duttile sono pieghe intrafoliari generalmente asimmetriche.

Alla mesoscala le pieghe della fase D2 hanno direzioni assiali comprese tra N-S e NW-SE e, come ripetuto, senso di rovesciamento verso i quadranti orientali e occidentali rispettivamente sul versante orientale e occidentale del *core complex*

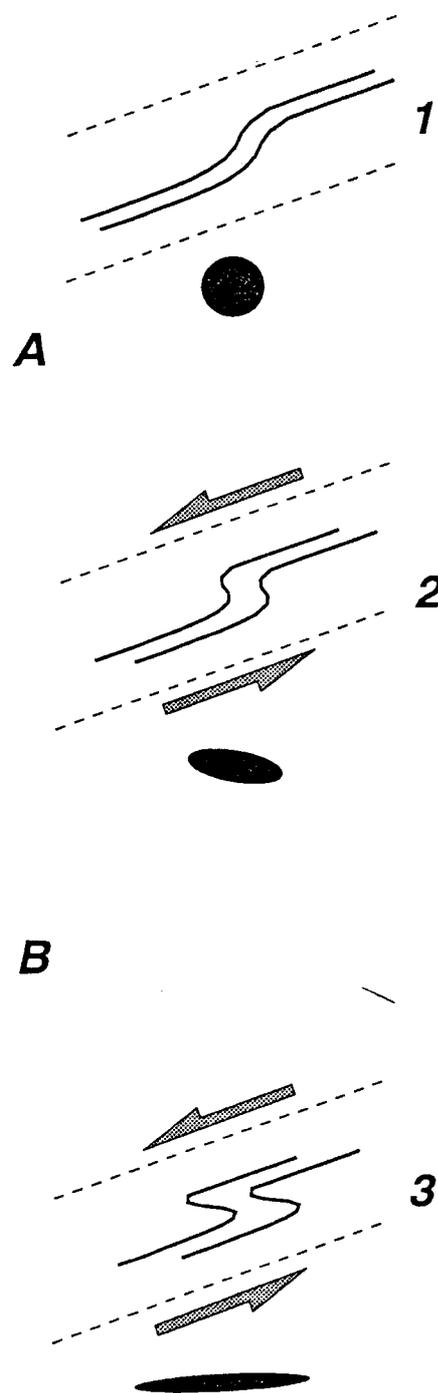
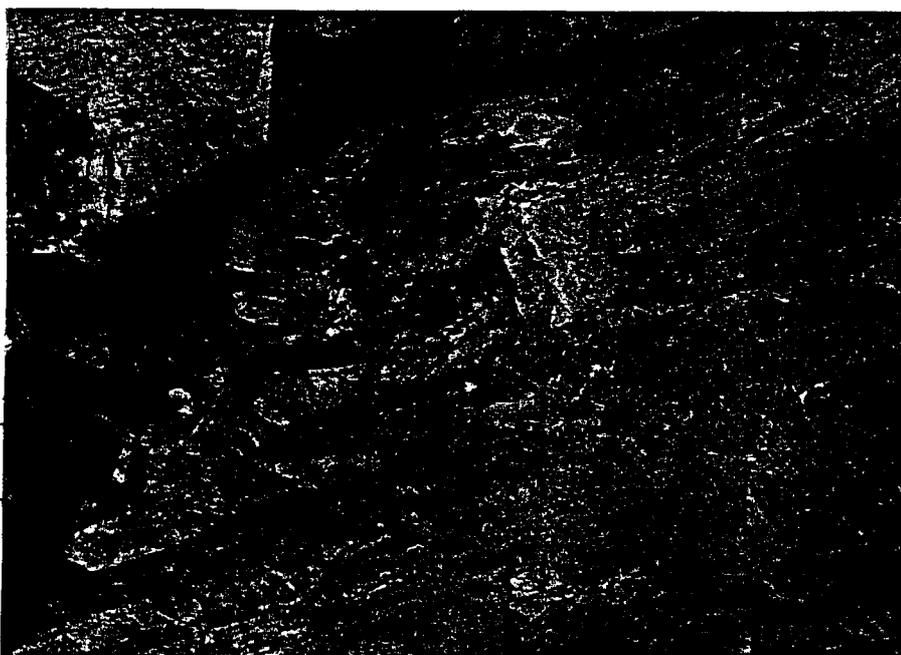


Fig 30. A, B: pieghe di taglio della fase D2 nei Calcari Selciferi (Passo Sella, Arni); 1,2,3: progressiva evoluzione di una piega di taglio partendo da un livello con forma sigmoide inclinato sinteticamente sulla zona di taglio. L'angolo di apertura e l'inclinazione del piano assiale rispetto alla superficie di taglio diminuiscono contemporaneamente e il fianco corto è prima ispessito e poi assottigliato.

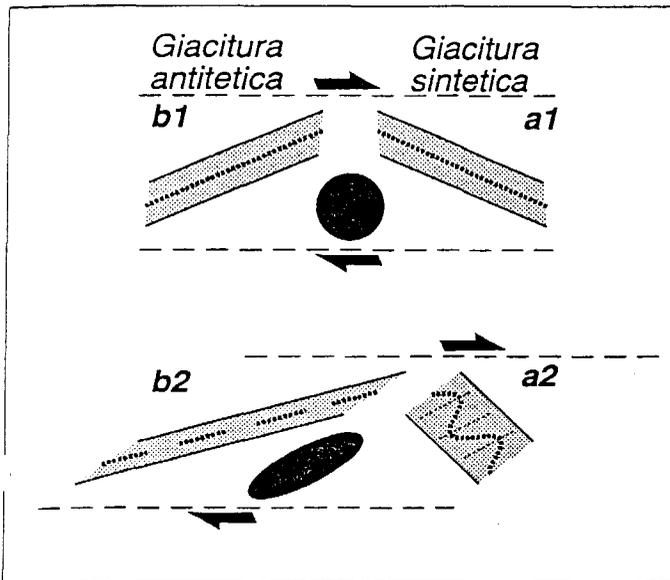


Fig. 31. Deformazione di livelli con giacitura sintetica e antitetica rispetto alla fascia di taglio. Orizzonti più competenti (a tratteggio in figura) vengono boudinati quando hanno giacitura antitetica e piegati quando hanno giacitura sintetica rispetto alla direzione di movimento.

(fig. 18).

In funzione della litologia e dell'entità della deformazione, queste pieghe presentano una grande varietà di dimensioni, forme e orientazioni del piano assiale, riconducibile a due geometrie fondamentali che rappresentano i termini estremi di una serie continua e che riteniamo siano dovute a due distinti meccanismi di sviluppo. Indicheremo questi due tipi di pieghe come:

- 1) "Pieghe passive di taglio semplice"
- 2) "Pieghe di trasferimento dello spostamento" (fig. 29).

1) Pieghe passive di taglio semplice

Questo tipo di pieghe si sviluppa in fasce di taglio distensive che interessano alternanze con piccolo contrasto di competenza (marmi, calcescisti, filladi calcarifere). Queste pieghe sono caratterizzate da un profilo quasi simile, sempre nettamente asimmetrico e sono

associate ad una scistosità di piano assiale (S2) generalmente ben espressa nei livelli micacei. La forte componente di taglio semplice della deformazione che ha prodotto le pieghe è manifestata, oltre che dal loro carattere intrafoliare e dalla generale asimmetria, anche dalle relazioni tra: 1) angolo di apertura delle pieghe; 2) angolo tra piano assiale e/o scistosità S2 e la superficie che involupa le pieghe intrafoliari (superficie di taglio); infine 3) variazione di spessore del fianco corto rispetto a quello lungo.

Con poche eccezioni, al decrescere dell'angolo di apertura delle pieghe diminuisce anche l'angolo tra il piano assiale e la superficie di taglio, contemporaneamente la S2 diviene più penetrativa e ruota verso la superficie di taglio.

Gli stadi precoci dello sviluppo sono caratterizzati da sistemi di pieghe aperte asimmetriche, con piani assiali inclinati di 40°-30° sulla superficie di taglio. Stadi più avanzati di deformazione mostrano pieghe sempre più chiuse ed angoli sempre più piccoli tra piani assiali e scistosità S2 e la superficie di taglio.

Come mostra la fig. 30, con il diminuire dell'angolo di apertura il fianco corto prima si ispessisce e infine si rovescia e si assottiglia. Questa variazione è caratteristica delle pieghe amplificate per taglio semplice: durante la deformazione rotazionale il fianco corto ruota dal campo del raccorciamento a quello dell'estensione dell'ellissoide della distorsione totale (*Finite Strain Ellipsoid*).

E' quasi sempre evidente che queste pieghe si sono nucleate su inhomogeneità di giacitura del *layering* ereditate dalla fase compressiva e amplificate in fasce di taglio semplice fino a produrre pieghe rovesciate (fig. 30). Questo tipo di pieghe è stato riprodotto sperimentalmente (Cobbold & Quinquis, 1980) e simulato al computer (Vollmer, 1988).

Durante la deformazione i livelli inclinati sinteticamente sulla zona di taglio (a1 in fig. 31) ruotano prima nel campo compressivo dell'ellissoide dello *strain* incrementale (subendo un raccorciamento parallelo ai livelli stessi: a2 in fig. 31) e poi, se la deformazione di taglio prosegue, vengono rovesciati ed entrano nel campo di estensione dell'ellissoide dello *strain* incrementale. Al contrario, i livelli inclinati antitetivamente sulla zona di taglio (b1 in fig. 31) ruotano nella zona di estensione dell'ellissoide dello *strain* incrementale e sono assottigliati (b2 in fig. 31).

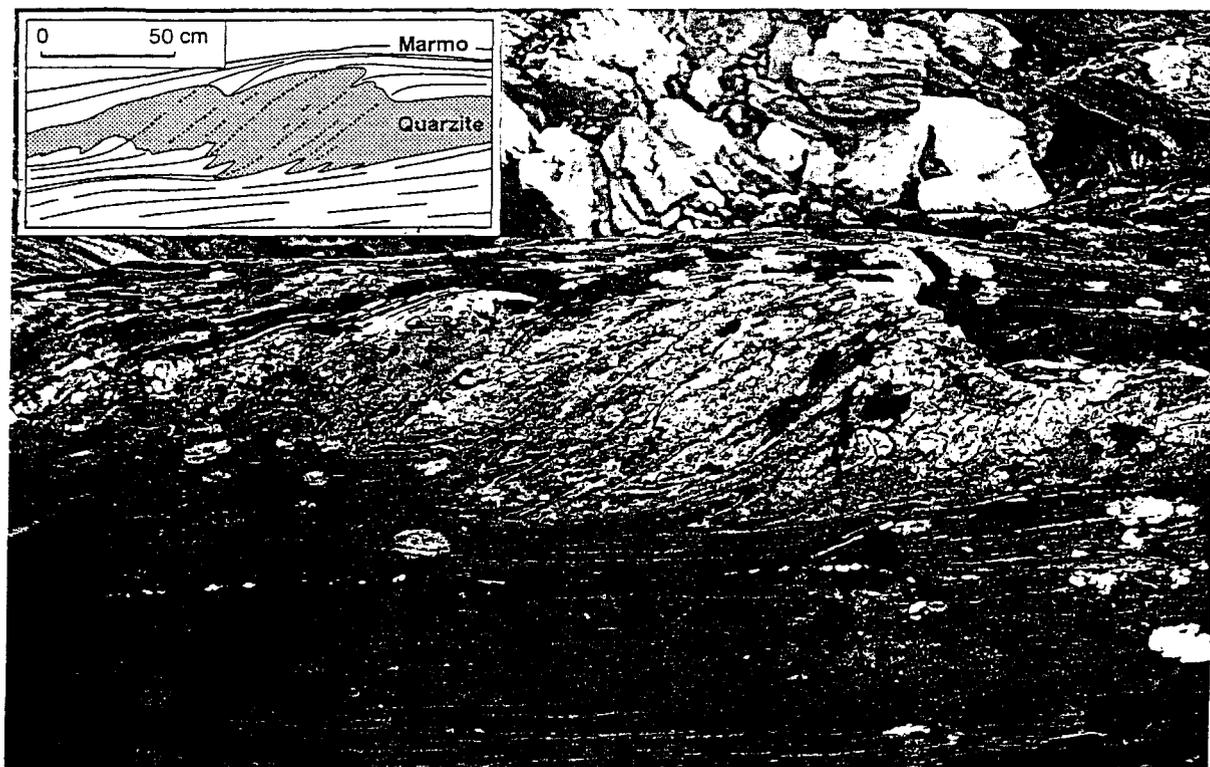


Fig. 32. Calcari Selciferi a Entrochi del versante meridionale del M. Contrario. Il contrasto di competenza tra selce metamorfica (chiara) e marmo (grigio) determina una forte eterogeneità della distorsione interna, che si manifesta con una variazione di inclinazione ("rifrazione") e densità della scistosità S1. In caso di inversione della zona di taglio, questa variazione di inclinazione può essere amplificata fino a sviluppare pieghe rovesciate come illustrato in Fig. 31.

Inomogeneità della distorsione sin-D1, generalmente dovute a contrasto di competenza tra livelli, determinano variazioni di intensità e orientazione della scistosità S1 secondo bande parallele alle superficie di taglio (rifrazione della scistosità; fig. 32). In corrispondenza di queste variazioni di giacitura della S1 si nucleano le pieghe passive di taglio della fase D2 (fig. 33).

2) Pieghe di trasferimento dello spostamento

Nelle alternanze di rocce con forte contrasto di competenza, come le alternanze di filladi e quarziti del basamento paleozoico, i livelli relativamente più competenti conservano sensibilmente il loro spessore e la geometria dominante è quella di pieghe parallele più o meno appiattite (fig. 34). Le pieghe sono disarmoniche e confinate tra superfici di scorrimento; esse sono generalmente asimmetriche e rovesciate nella direzione del movimento, ma non sono rare pieghe simmetriche. Locali raccorciamenti paralleli ai livelli, involuppati da superfici di scorrimento sono stati descritti da Dennis & Secor (1987) e Rykkelid & Fossen (1992) e attribuiti al trasferimento dello spostamento da un livello ad un altro in zone di taglio. I piegamenti sono causati dalla terminazione degli orizzonti più ricchi di fillosilicati che funzionano da livelli di scollamento durante la deformazione di taglio. Quando il trasferimento dello spostamento avviene verso l'alto e nella direzione del movimento, come schematizzato in fig. 35 A,B, il bilanciamento della struttura richiede che la zona compresa tra i due livelli di scollamento ("Zona di Trasferimento", grigio chiaro in fig. 35) sia raccorciata e, se la zona contiene orizzonti competenti, questi saranno piegati.

Se invece il trasferimento avviene verso il basso, gli effetti saranno opposti: nella zona di trasferimento si svilupperanno strutture distensive (*Normal slip crenula-*

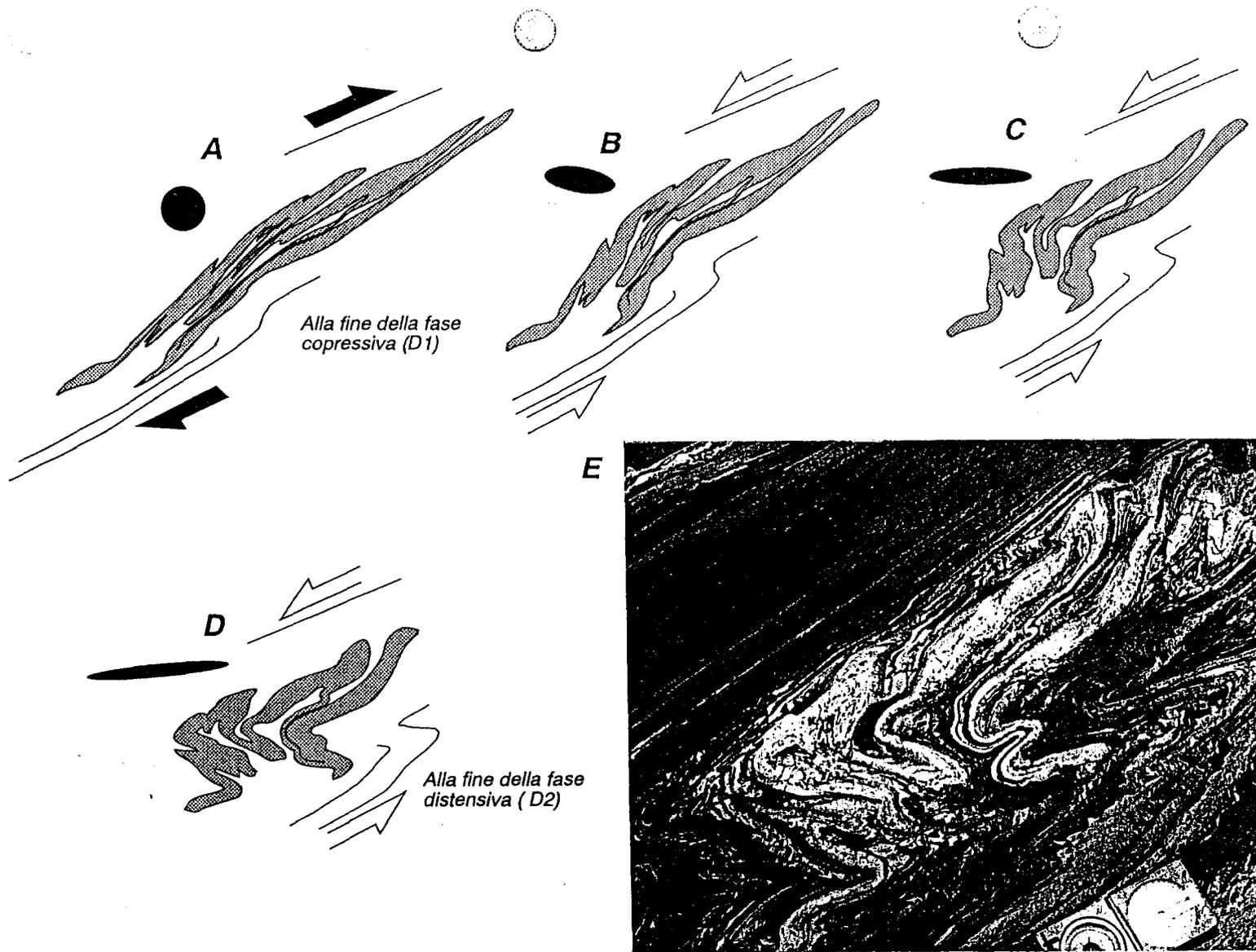


Fig. 33. E: interferenza prodotta dalla sovrapposizione di pieghe della fase D2 (rovesciate verso sinistra nella foto) e pieghe isoclinali della fase D1 nel Calcari Selciferi a Entrochi del versante meridionale del M. Contrario.

Da D ad A: restaurazione al computer della geometria pre-D2 della precedente interferenza, assumendo per la D2 una deformazione di taglio semplice progressivo. La restaurazione mostra che l'interferenza può derivare dall'inversione di una fascia di taglio da compressiva (A) a distensiva (B,C,D). Le pieghe della fase D2 derivano dall'amplificazione di piccole variazioni di inclinazione della S1 dovute a inomogeneità di distorsione e spostamento entro una zona di taglio della fase D1, come il caso mostrato in fig. 32.

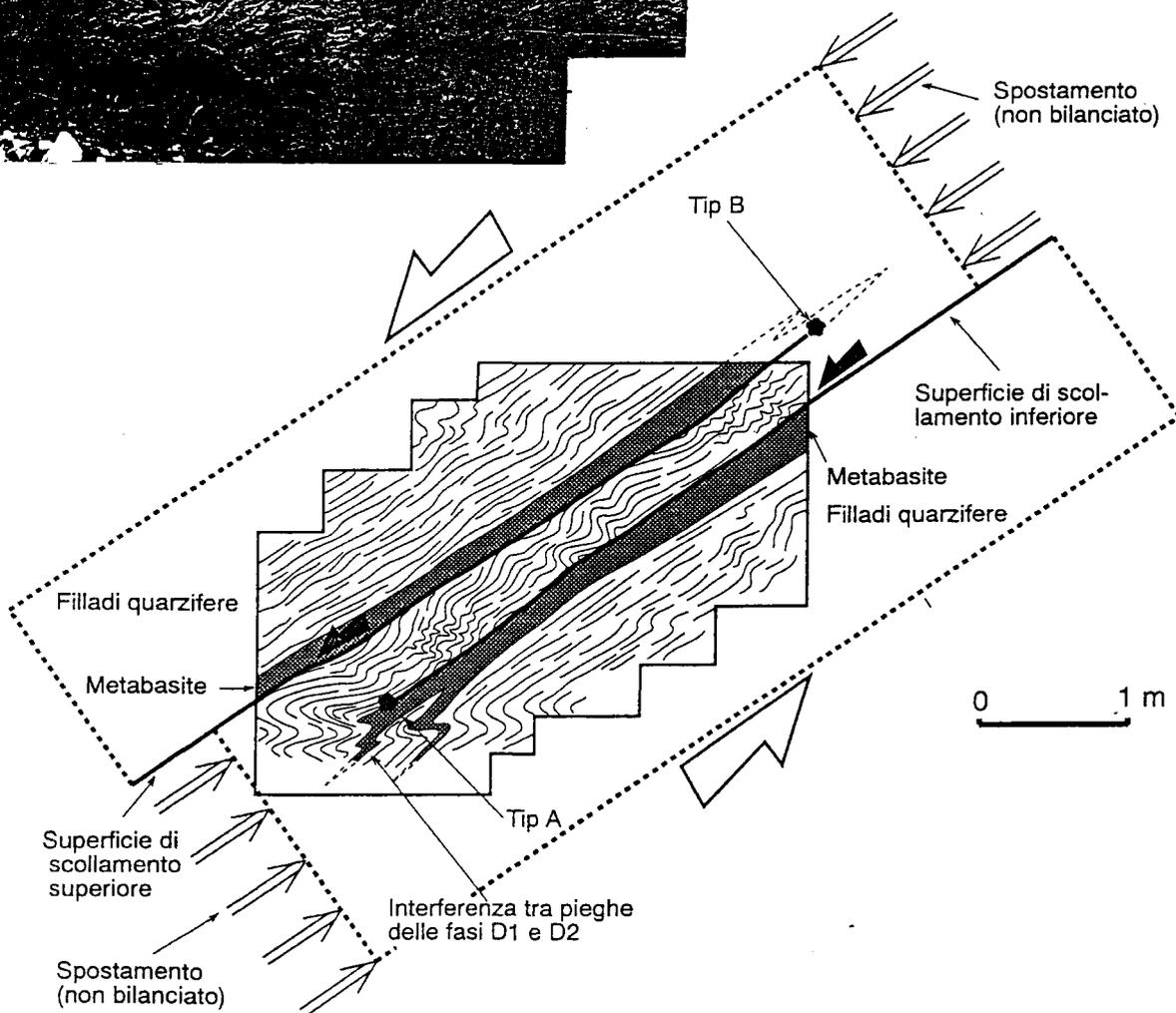
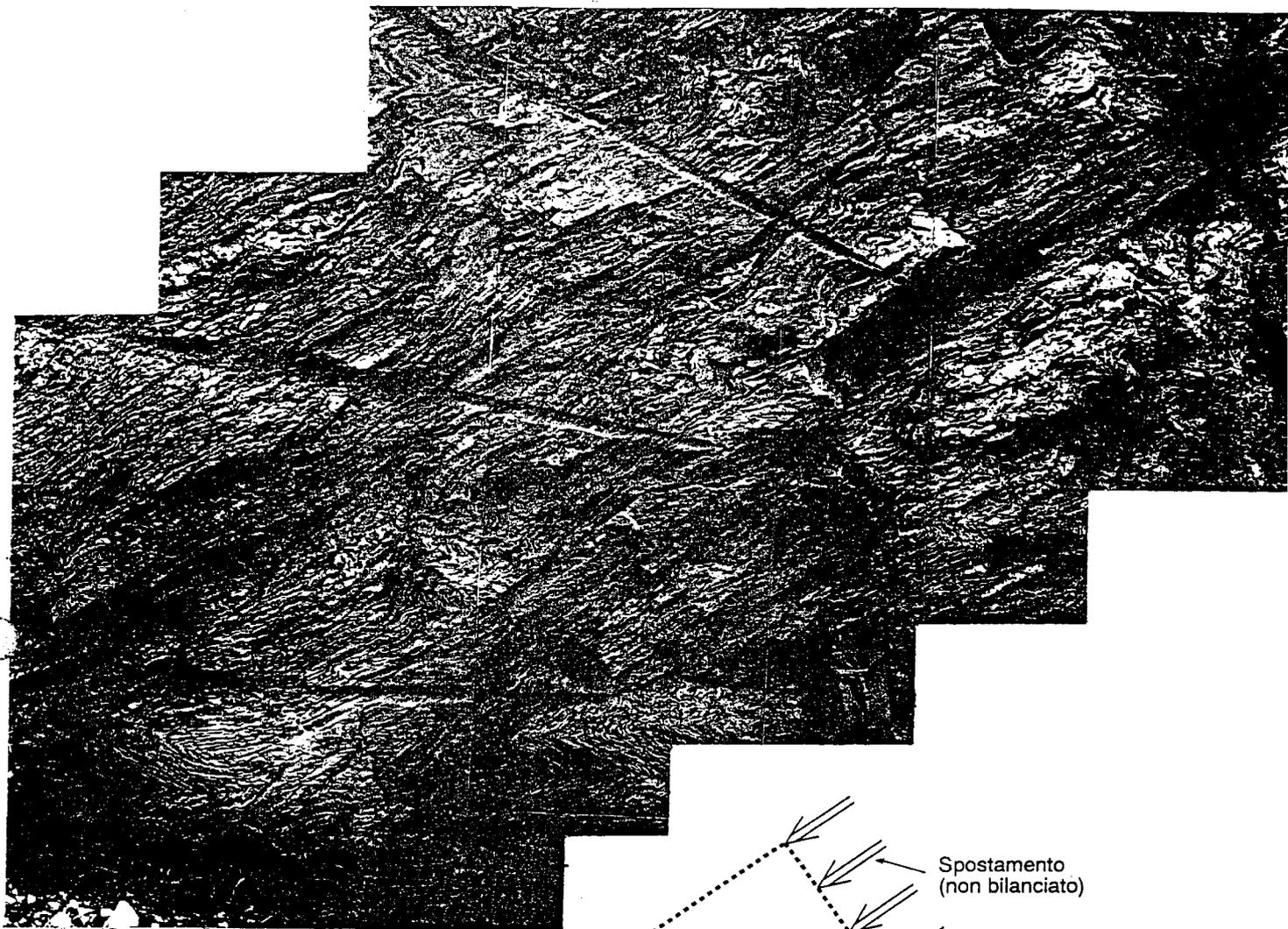


Fig. 34. Pieghe di trasferimento dello spostamento nelle Filladi Inferiori del basamento paleozoico (versante occidentale del M. Corchia). Le filladi quarzifere tra i due livelli di metabasiti si trovano nella zona in cui lo spostamento per taglio diretto sin-D2 viene trasferito dalla superficie di scollamento inferiore che termina nel tip A (in corrispondenza della chiusura di prima fase del livello di metabasiti inferiore) alla superficie di scollamento superiore che termina nel tip B fuori immagine. La cinematica di questa struttura è schematizzata in fig. 35.

tion di Dennis & Secor, 1987 ed *Extensional composite structures* di Rykkelid & Fossen, 1992).

Nel primo caso, parallelamente ai livelli competenti compresi nella zona di trasferimento agisce una forte componente normale dello *stress*, che determina una deformazione con forte componente di appiattimento (*pure shear*) con produzione di pieghe simmetriche a piano assiale sub-ortogonale alle superfici di taglio (fig. 35 A, B). Le zone di trasferimento sono l'equivalente in stile duttile dei *duplex* che trasferiscono il movimento nei regimi deformativi compressivi e distensivi alto-crostali.

E' probabile che le strutture plicative connesse con trasferimento dello spostamento siano molto comuni. In complessi metamorfici che hanno subito una fase di trasposizione, la discontinuità dei livelli deformati é la regola e questo predispone un sistema di potenziali trasferimenti di spostamento da un livello all'altro in caso di ulteriori eventi tettonici.

Sia le pieghe di trasferimento che quelle passive di taglio sono ben rappresentate nelle pieghe minori associate a zone di taglio distensive del Complesso Metamorfico Apuano.

Pieghe passive di taglio sono frequenti nelle formazioni carbonatiche o filladiche e si nucleano in corrispondenza di variazioni di giacitura della scistosità S1 derivate da inomogeneità della deformazione di taglio semplice durante la fase D1.

Pieghe di trasferimento sono invece più comuni in formazioni ove un grande contrasto di competenza tra i livelli favorisce lo sviluppo di superfici di scollamento, come le alternanze di quarziti e filladi paleozoiche.

Naturalmente questi due meccanismi di piegamento possono coesistere; la prevalenza di uno dei due dipenderà dalle caratteristiche litologiche e soprattutto dal

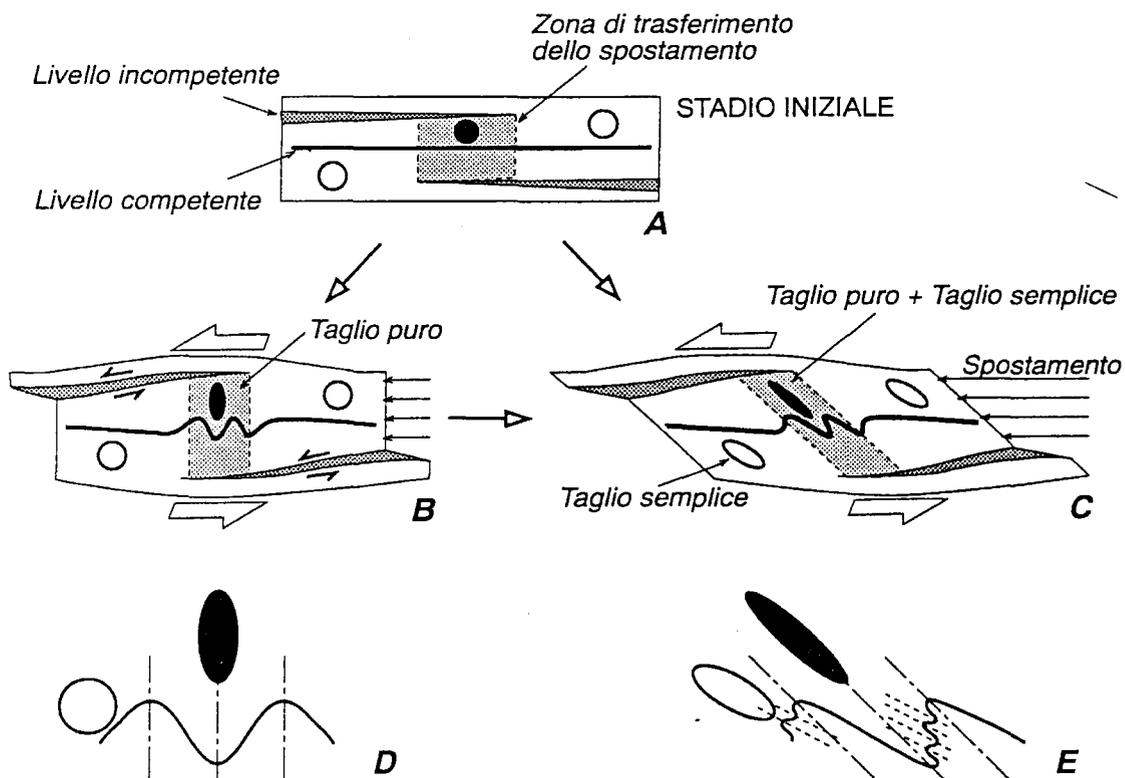


Fig. 35. Schema di sviluppo di "Pieghe di trasferimento dello spostamento" (da Rykkelid & Fossen, 1991, modificato).

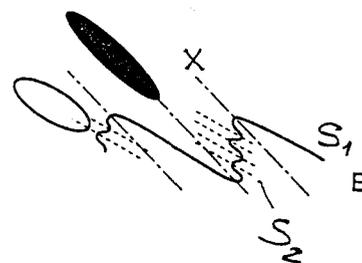
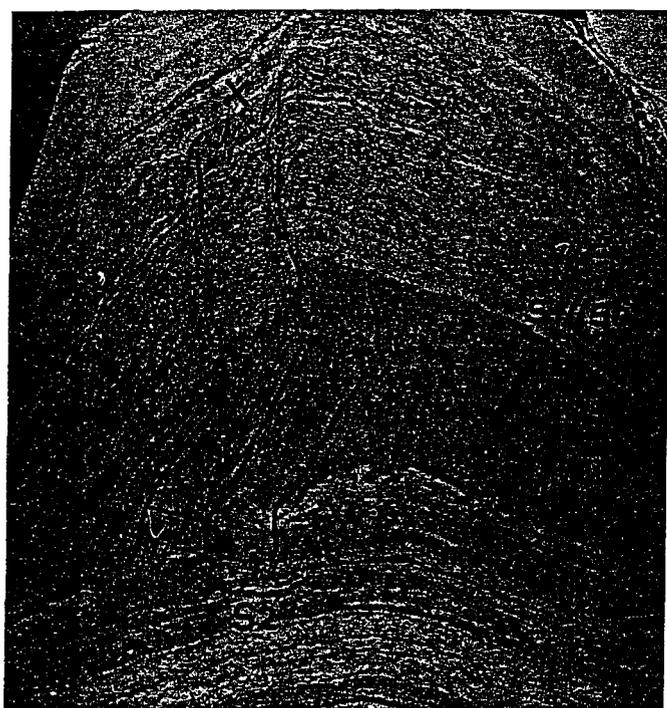


Fig. 36. Calcarei Selciferi a Entrochi del Canale di Cerignano (Massa). Superficie S_0/S_1 intersecata da due crenulazioni (X, S2). Le due crenulazioni sono interpretate in base allo schema di fig. 35. La crenulazione X può derivare da deformazione di taglio puro prevalente (fig. 35 B-D). La crenulazione S2 da deformazione di taglio semplice prevalente sovrapposto.

contrasto di competenza tra i livelli. La presenza di pieghe asimmetriche nelle zone di trasferimento fa pensare a un meccanismo composto in cui una deformazione di taglio semplice segue o accompagna la deformazione di taglio puro per trasferimento dello spostamento (fig. 35 C).

Un punto da sottolineare riguarda la possibilità di sviluppare contemporaneamente pieghe con differente profilo, simmetria e giacitura del piano assiale durante una deformazione progressiva :

1) Nelle zone di trasferimento dello spostamento con direzione di taglio parallelo al layering (fig. 35) la deformazione di taglio puro dovuta allo *stress* normale parallelo ai livelli é generalmente associata a una componente di taglio semplice (fig. 35 B,C). Queste due componenti possono agire assieme, oppure in momenti successivi una può prevalere sull'altra con conseguenti forti variazioni di orientazione dell'ellissoide dello *strain* incrementale. Queste variazioni sviluppano

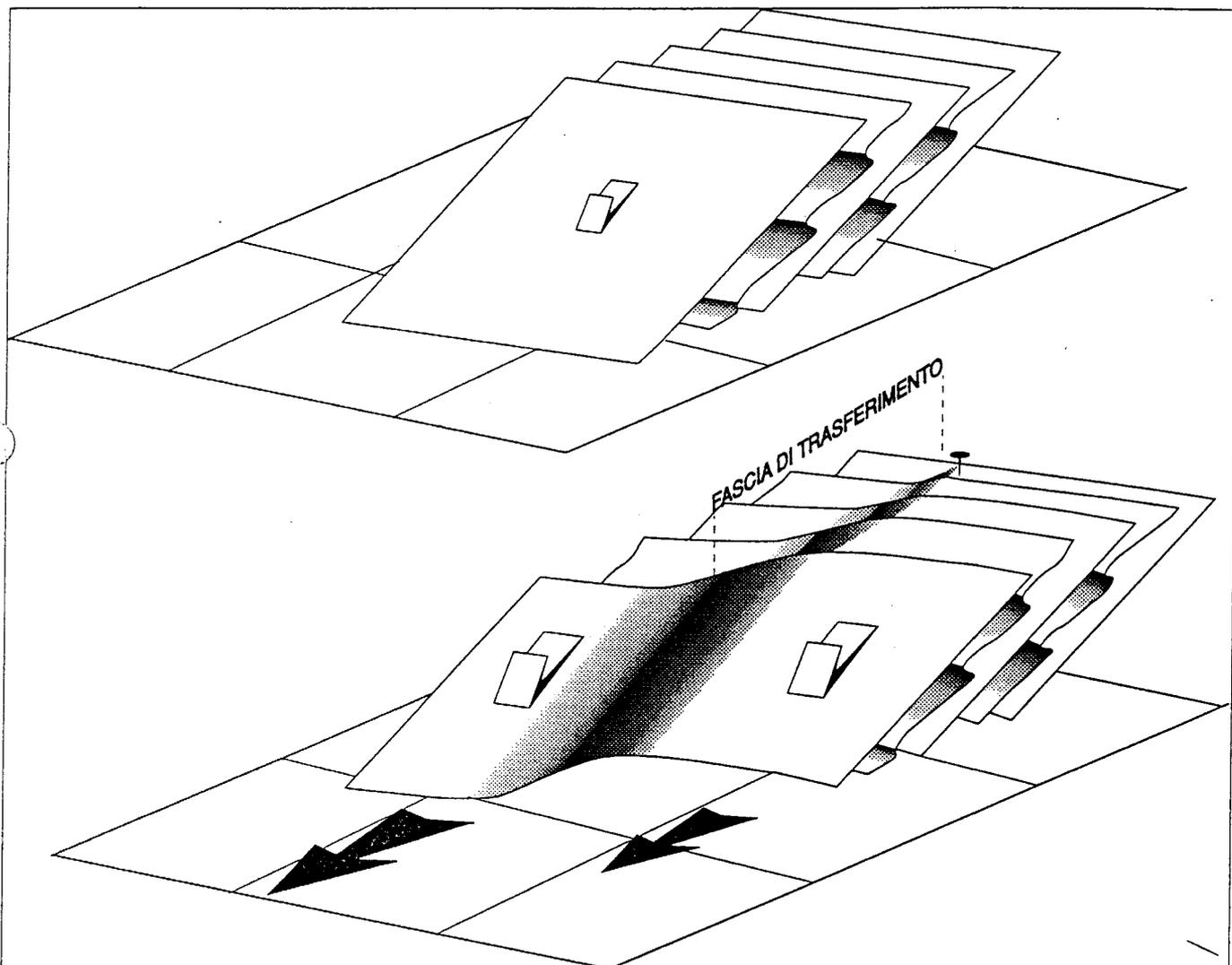


Fig. 37. Schema di fascia di trasferimento trascorrente. La deformazione nella fascia di trasferimento è conseguenza di un diverso valore della distensione (in questo caso maggiore nella parte sinistra). Le pieghe associate a fasce di trasferimento trascorrente e quelle associate a fasce di taglio dirette possono sviluppare interferenze complesse.

clivaggi di crenulazione con inclinazioni anche assai diverse. In alcune località (Orto di Donna, Arnetola, Passo Sella, ecc.) sono sviluppate pieghe minori e crenulazioni con piani assiali molto inclinati sulle fasce di taglio riferibili alla deformazione di taglio puro, sia un clivaggio di crenulazione debolmente inclinato riferibile alla deformazione di taglio semplice (fig. 35 D E).

Le strutture descritte sono illustrate in fig. 36 che mostra l'interferenza di due clivaggi di crenulazione post D1: il primo è associato a pieghe con piano assiale molto inclinato ed è deformato, il secondo è parallelo al piano assiale di pieghe SW vergenti associate a zone di taglio dirette immergenti a SW ed è debolmente inclinato.

2) Differenti entità della distensione su differenti trasversali determinano zone di trasferimento trascorrenti. In questo modo si sviluppano zone di torsione anche chilometriche, (valle del Frigido) e alla scala dell'affioramento interferenze tra la scistosità e le pieghe minori associate alle fasce di taglio distensive (fig. 37). I due

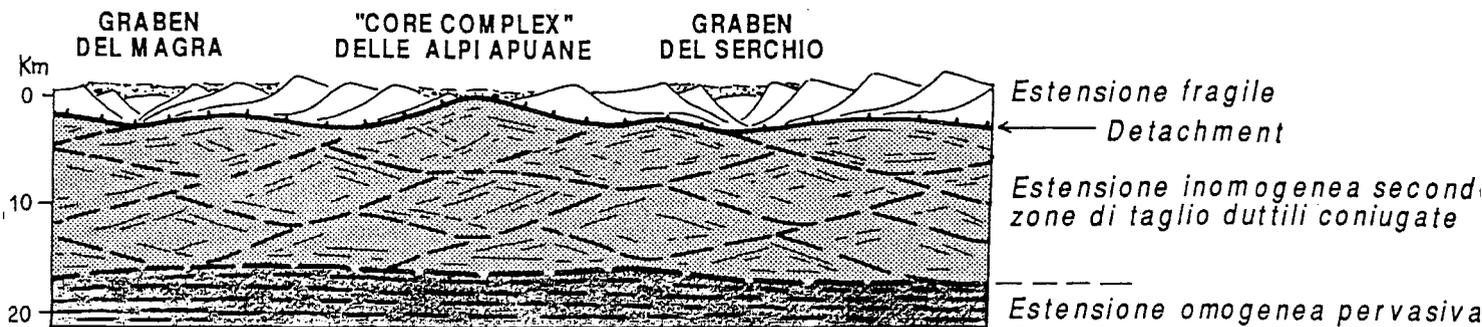


Fig. 38. La distensione determina nella crosta superiore faglie listriche che si raccordano in profondità ad una superficie di scollamento sub-orizzontale. La deformazione della crosta intermedia è caratterizzata da blocchi in movimento relativo secondo diverse direzioni lungo zone di taglio che individuano elementi cristallini a forma di losanga. Verso il basso si suppongono condizioni di taglio puro pervasivo. Modelli simili per l'estensione crostale nella regione del Basin and Range in America del Nord, sono stati proposti da Hamilton (1987) e da Kligfield et al. (1984) (da Carmignani & Kligfield, 1990).

sistemi di pieghe hanno assi e piani assiali a forte angolo e alla scala dell'affioramento generalmente producono pieghe cilindriche e piane (Interferenza di tipo 1, Ramsay, 1967).

4.2.2. Strutture di primo ordine

La fase D2 genera anche pieghe chilometriche che, oltre a costituire un esempio di raccorciamenti di livelli a grande scala in regime di distensione crostale, forniscono qualche contributo al problema più generale dei meccanismi di sviluppo delle pieghe rovesciate di grandi dimensioni. Sono note pieghe di grandi dimensioni sia sul versante occidentale (Campo Cecina, Arnetola, Arni, Alta valle del Frigido) che su quello orientale (Capanne di Careggine, Zona di Pruno a N di Stazze-ma). Le principali strutture sono visibili sulle sezioni di fig. 25, 26, 27.

Nell'escursione saranno dettagliatamente esaminate le strutture di primo ordine della fase distensiva della valle di Arni e in panorama quelle dell'alta valle del Frigido. In entrambi i casi si tratta di pieghe chilometriche rovesciate in cui sono deformati gli elementi strutturali della fase collisionale. Entrambe le zone appartengono al fianco occidentale del *core complex* e le strutture della fase D1 NE-vergenti sono deformate da strutture plicative della fase D2 SW-vergenti. In queste due località abbiamo un completo campionario delle strutture plicative tardive apuane: ad Arni-Arnetola le strutture della fase D1 sono deformate da pieghe passive di taglio, mentre nell'alta valle del F. Frigido sono principalmente realizzate per trasferimento della spostamento.

Per una descrizione di queste strutture si rimanda agli stop relativi.

4.2.3. Interpretazione cinematica

La tettonica distensiva duttile apuana è stata riconosciuta su una trasversale di una ventina di chilometri e 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 un modello di distensione della crosta per taglio puro, come quello proposto da Hamilton (1982; 1987) per il Basin and Range Region del Nord America in base a profili sismici profondi, piuttosto che per una singola zona di taglio che attraversa tutta la crosta continen-

tale (Wernicke et al. 1987; Lister & Davis, 1989).
 Nel modello di Hamilton la crosta media continentale viene estesa per mezzo di una rete di zone di taglio coniugate che anastomizzandosi dividono le metamorfite in lenti che scorrono le une sulle altre lungo fasce di taglio duttili. Una di queste lenti è rappresentata dal *core complex* apuano, che mostra un'ulteriore suddivisio-

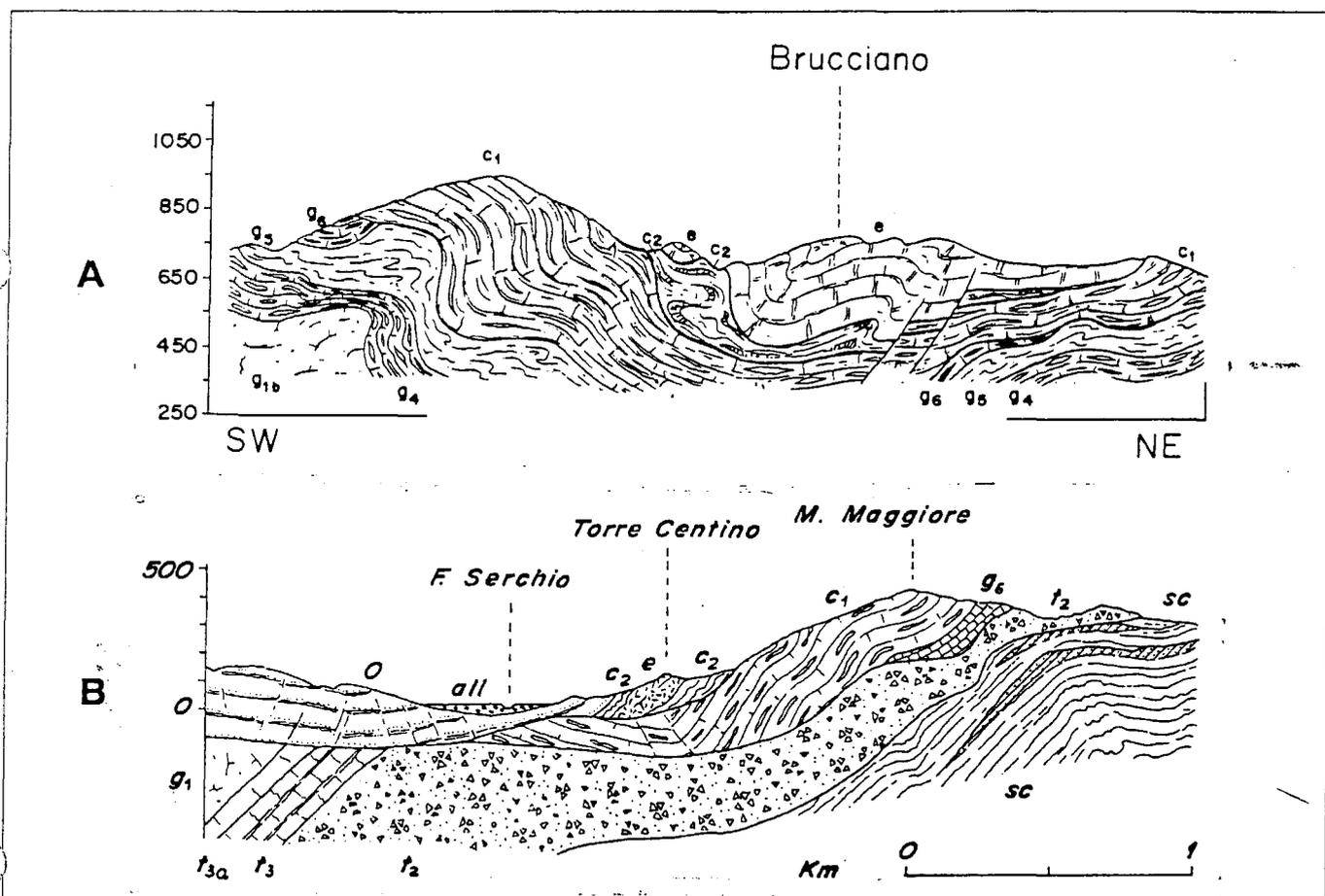


Fig. 39. Sezioni geologiche con contatti tettonici interpretabili come faglie dirette a "basso angolo". A: Falda Toscana in Garfagnana (da Nardi, 1961); g1b: calcari grigi, massicci; g4: calcari grigio-chiari con selce; g5: calcari marnosi e marne con *Posidonomya alpina*; ge: calcari con selci nere; c1: calcare "maiolica"; c2: "scaglia rossa"; e: microbreccia nummulitica e conglomerato a grossi elementi. B: Falda Toscana e unità metamorfiche dei Monti Pisani (da Giannini & Nardi, 1965); Atoctono - sc: Scisti sericitici varicolori con intercalazioni di *Pseudomacigno*; Falda toscana - t2: Calcari cavernosi e breccie di origine tettonica; t3: Calcari e marne ad *Avicula contorta*; t3a: Calcari neri tipo "Portoro"; g1: Calcari massicci; g6: Diaspri; c1: Maiolica; c2: Scaglia rossa con intercalazioni di calacreniti a Nummuliti (e); o: Macigno; all.: Alluvioni.

ne interna in zone di taglio di ordine superiore (fig. 38).
 L'interpretazione distensiva della fase D2 apuana ha implicazioni che vanno oltre l'ambito regionale. Pieghie simmetriche, asimmetriche, rovesciate e coricate di dimensioni variabili da centimetriche a chilometriche non sono strutture esclusive della tettonica compressiva bensì possono essere associate a fasce di taglio dirette. Questo impone la massima prudenza a trarre considerazioni sulla tettonica a scala regionale o crostale da osservazioni alla scala dell'affioramento o del versante.

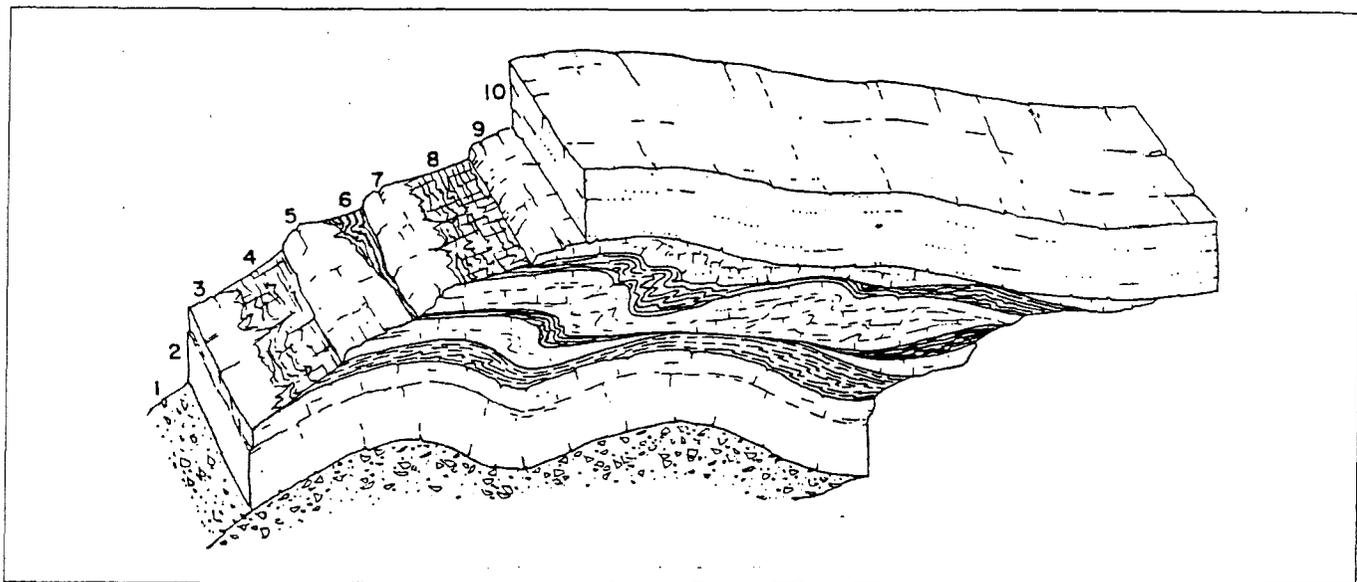


Fig. 40. Taglio semplice eterogeneo nella fase D2 nella Falda Toscana. 1): *Calcarea Cavernoso*. 2): *Calcarea Massiccio*. 3): *Calcarea Selcifero Inferiore*. 4) *Marne a Posidonomya alpina*. 5): *Calcarea Selcifero Superiore*. 6): *Diaspri*. 7): *Maiolica*. 8) *Scaglia Rossa*. 9): *Macigno* (da Nardi, 1961).

5. CENNI SULLA TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

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 inquadrabili 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 Adritico-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.

La presenza di una tettonica polifasata nella Falda Toscana è stata segnalata da Pertusati et Al. nel 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 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. 18 D,E; fig. 39). Le faglie dirette principali hanno profilo listrico e si radicano entro l'orizzonte di scollamento del Calcarea 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) (fig. 40). Pieghe chilometriche della Falda sono state recentemente attribuite alla fase distensiva nella zona di Pescaglia e Castelpoggio (Carmignani et al., 1992), di La Spezia (Giammarino & Giglia, 1992), di Monsummano e Val di Lima (Carmignani & Fantozzi, 1992). Per la Falda Toscana può dunque essere tracciata una successione di eventi deformativi simile a quella del Complesso Metamorfico.

Tali eventi sono così riassumibili:

- una prima fase cui è associata una scistosità (S1) ben sviluppata nelle rocce dominante argillosa, i cui rapporti angolari con la stratificazione indicano costantemente una vergenza nordorientale;

- una successiva fase deformativa caratterizzata da fasce di taglio distensive che insistono sulle formazioni meno competenti (fig. 40). La successione carbonatica mesozoica dà luogo a grandi pieghe di trasferimento dello spostamento dirette 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.) (fig. 41). 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. Una struttura plicativa tardiva di grandi dimensioni nella Falda Toscana, è descritta più dettagliatamente a Castelpoggio (Stop 1.4) durante il primo giorno di escursione. A nostro avviso l'evento deformativo più antico è riferibile alla fase di raccorciamento connessa con l'appilamento delle unità del Dominio Toscano verso NE e indicata come D1 nel Complesso Metamorfico; l'evento tardivo, a cui sono da ascrivere tutte le più importanti strutture plicative descritte nella Falda Toscana, è invece da riferire alla tettonica distensiva post-collisionale coeva con l'esumazione del Complesso Metamorfico e indicata come D2 in quest'ultimo.

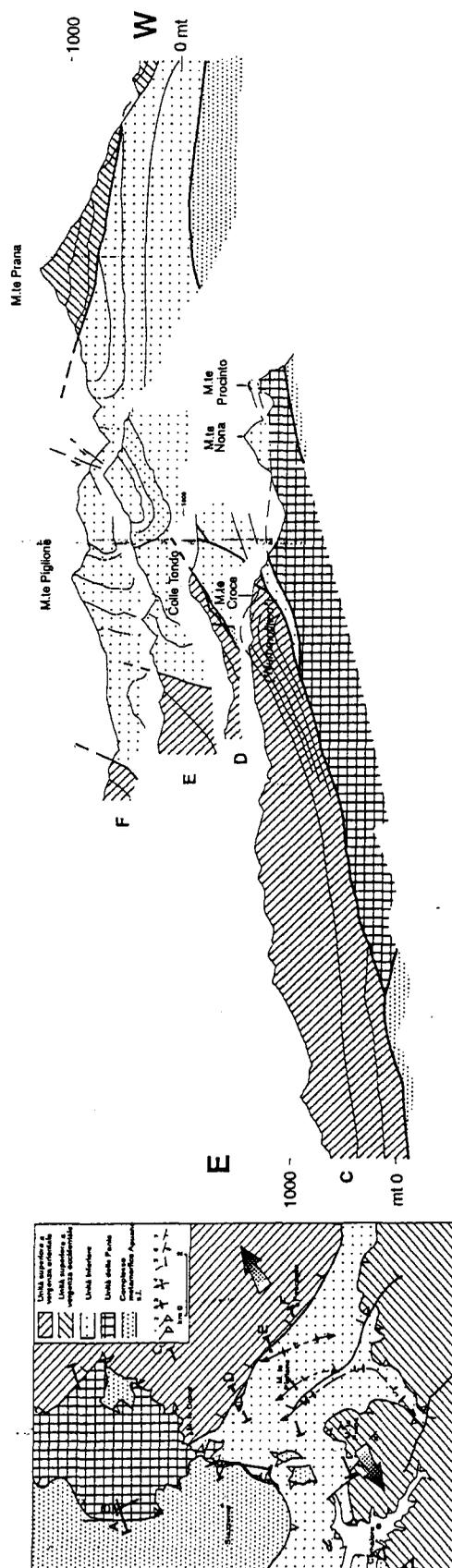


Fig. 41. Carta geologica schematica della zona di M. Croce-Camaiore (Alpi apuane sud-orientali). Nelle sezioni geologiche (C, D, E, F in carta), si notino l'opposto senso di movimento dell'unità di M.te Pra e di M. Croce.

TEMI DELL'ESCURSIONE

L'escursione si sviluppa attraverso il settore centrale e meridionale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, lungo un itinerario che comprende la zona di Campocecina-Carrara, la valle del F. Frigido (Massa), la valle di Arni, il M. Corchia, lo Stazzemesese e la valle del T. Vezza fino a Seravezza (Lucca).

L'escursione si articola in tre giorni:

- **il primo giorno** ha per tema la struttura del versante occidentale del Complesso Metamorfico e dei suoi rapporti con la Falda Toscana.

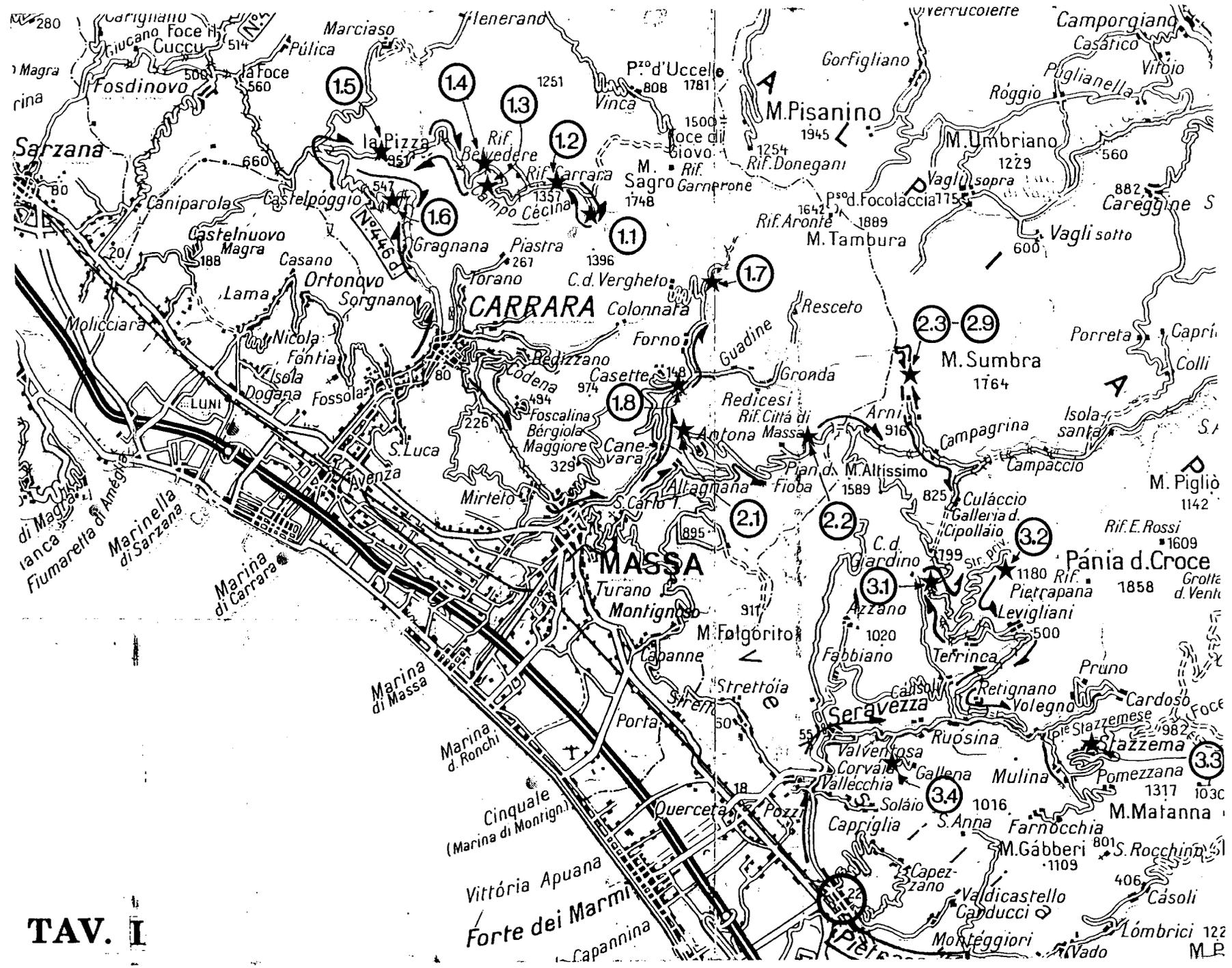
L'itinerario prevede l'esame del Complesso Metamorfico lungo la sezione del Morlunco (Foce di Pianza-Campocecina-M. Uccelliera) e della Falda Toscana in vari siti tra Campocecina e Carrara; nella valle del F. Frigido (Massa) si visiterà il passaggio dal Trias superiore al limite Trias-Lias del Complesso Metamorfico e si farà il primo incontro con le rocce del basamento;

- **il secondo giorno** ha per tema la sezione naturale compresa tra Campocecina e M. Fiocca. Questa sezione taglia quasi completamente le Alpi Apuane centrali mostrando i maggiori esempi di interferenza tra tettonica compressiva e distensiva del Complesso Metamorfico.

L'itinerario segue la strada da Massa a Passo del Vestito e arriva fino ad Arni e Passo Sella;

- **il terzo giorno** ha per tema l'esame della struttura distensiva E-vergente del Complesso Metamorfico e della successione paleozoica del basamento nella zona di M. Corchia, infine dei rapporti tra Complesso Metamorfico e Falda Toscana nello Stazzemesese.

L'itinerario completo è mostrato in Tav. I. Di seguito sono descritti gli itinerari di ogni giorno e i relativi stop.



TETTONICA DISTENSIVA DEL COMPLESSO METAMORFICO DELLE ALPI APUANE - GUIDA ALL'ESCURSIONE.

TAV. I

DESCRIZIONE DEGLI STOP

- PRIMO GIORNO -

Complesso Metamorfico e Falda Toscana sul versante occidentale del core complex delle Alpi Apuane

ITINERARIO: PIETRASANTA - CARRARA - CAMPOCECINA - CARRARA - MASSA - FORNO - PIETRASANTA (TAV. I; FIG. 1.1 E FIG. 1.2).

Da Carrara si sale verso Castelpoggio e si arriva a Campocecina, lungo un itinerario che prima attraversa tutta la successione toscana non metamorfica (dal Macigno ai termini più antichi) e poi entra nella successione metamorfica, qui coinvolta nella Sinclinale di Carrara. Raggiungeremo il fianco diritto di quest'ultima e, tornando indietro, faremo sei fermate lungo uno dei più classici profili della geologia apuana (Zaccagna, 1932; Ippolito, 1950), la cui stratigrafia e struttura sono adeguatamente illustrate

nei lavori di Valduga (1957), Elter (1958) e Decandia et al. (1968). L'area è essenzialmente costituita da una monoclinale di unità tettoniche variamente inclinate verso il Mar Tirreno e sovrapposte da NE a SW in quest'ordine: Complesso Metamorfico Apuano, Falda Toscana, Unità di Canetolo e Unità Liguri s.l.. In particolare, questa trasversale ci offre l'opportunità di confrontare e correlare la deformazione polifasica del Complesso

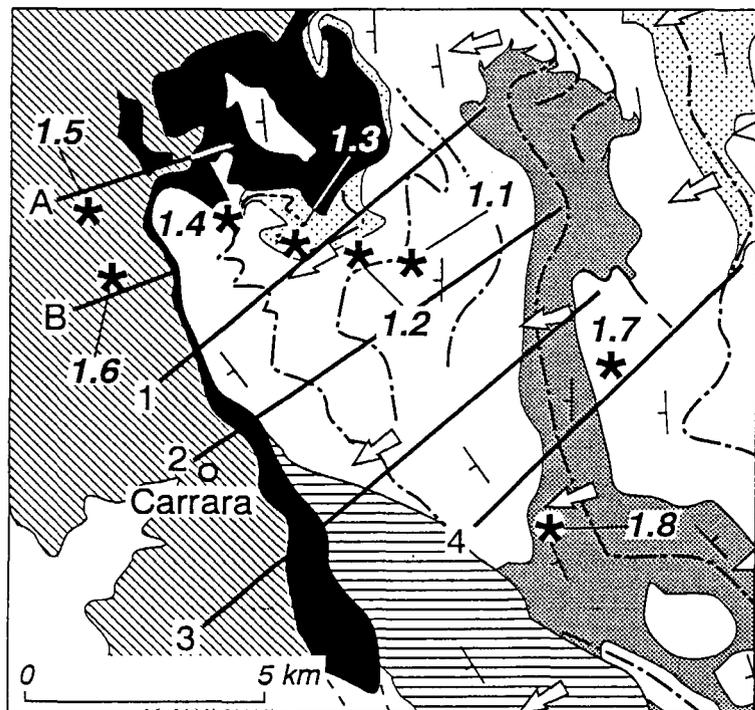


Fig. 1.1. Ubicazione degli stop del primo giorno e tracce delle sezioni di fig. 1.2.

trasversale ci offre l'opportunità di confrontare e correlare la deformazione polifasica del Complesso Metamorfico con quella della sovrastante Falda Toscana. Mentre nel primo la fase D1 è ovunque palesata da pieghe ben delineate a tutte le scale e dalla loro pervasiva scistosità di piano assiale, nella Falda Toscana essa è testimoniata solo da una scistosità in ambiente anchizonale (Pertusati et al., 1977; Cerrina Feroni et al., 1983) ben sviluppata nelle litologie argillitiche. In entrambe le unità le lineazioni di intersezione e gli assi delle pieghe minori della fase D1 sono diretti NW-SE e debolmente immergenti a NW; i rapporti angolari S0-S1 indicano costantemente una vergenza verso NE. Le deformazioni della fase tardiva sono invece sempre chiaramente riconoscibili nelle due unità: S0 e S1 sono ovunque deformate da pieghe con assi diretti NW-SE immergenti debolmente a NW e con piani assiali suborizzontali.

Nell'area che visiteremo, la Piega di Castelpoggio è la principale struttura plicativa tardiva (D2) della Falda Toscana: è rovesciata a SW e deforma le formazioni comprese tra i calcari del Trias superiore e le argilliti eoecniche (fig. 1.2 A, B). Come si vede dalle sezioni di fig. 1.2 A, B, il Calcare Cavernoso ed il Macigno non partecipano al piegamento: queste due formazioni costituiscono i limiti di una fascia di taglio distensiva W-vergente.

STOP 1.1 - PANORAMA DELL' INTERFERENZA FRA LE STRUTTURE NE VERGENTI DELLA FASE D1 E SW-VERGENTI DELLA DELLA FASE D2 LUNGO LA DORSALE M. UCCELLIERA-M.BORLA

Nella dorsale è ben esposta la Sinclinale di Carrara (fig. 1.2), avente a nucleo gli Scisti Sericitici e metacalcareniti del Cretaceo inferiore-Oligocene inferiore. Le altre formazioni affioranti sono:

- a) Marmi: metacalcari bianchi e/o venati con lenti di dimensioni variabili di breccie; subito a monte della cava di Foce di Pianza è nota una località fossilifera ad ammoniti (rari) e gusci di lamellibranchi, concentrati in alcuni livelli a lumachelle o sparsi in banchi contenenti più abbondanti pisoliti e oncoliti.
- b) Calcari Selciferi: sono costituiti da metacalcari grigi con liste e noduli di quarziti biancastre. In genere i metacalcari derivano da calcilutiti, ma non mancano varietà con una certa frazione pelitico-siltitica. La parte bassa della formazione contiene ammoniti piritizzate. Il potente livello in risalto lungo il versante meridionale della dorsale, noto come Bancone del Morlungo, è una metarudite a dominanti clasti quarzitici: nell'area in esame rappresenta l'esempio più vistoso e continuo di risedimenti intraformazionali a granulometria variabile, prodotti dai meccanismi erosionali connessi con la tettonica sinsedimentaria di *block-faulting* del Lias inferiore.
- c) Diaspri: sono rappresentati da solo pochi metri di straterelli centimetrici



di quarziti verdoline e/o biancastre, separati da livelletti millimetrici di filladi siltose a forte contenuto cloritico.

d) Scisti Sericitici *Auctt.* e Calcari a Nummuliti *Auctt.* s.l.: sono filladi siltose verdi e in subordine grigio-violacee; nella parte alta contengono numerose intercalazioni di livelli marmorei bianchi e metacalcareniti, nonché microbreccie poligeniche.

Lungo il crinale di M. Borla si notano piccole *klippe* di Calcare Cavernoso, che osserveremo in dettaglio a W di Campocecina (presso località Capanne Ferrari); esse rappresentano la base della Falda Toscana, che taglia tettonicamente il fianco rovesciato e il nucleo della Sinclinale di Carrara (fig. 1.2).

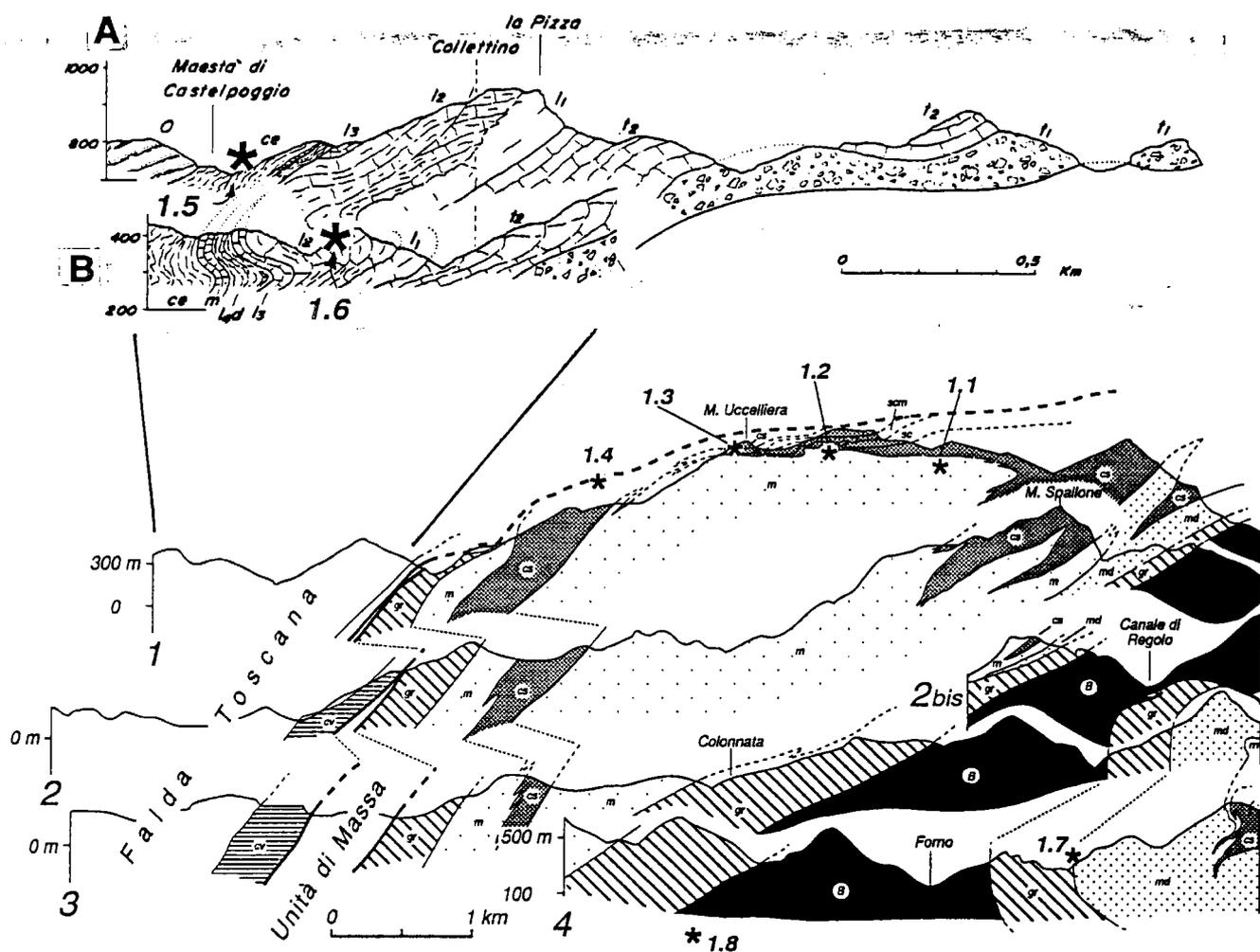


Fig. 1.2. Sezioni geologiche attraverso l'area di fig. 1.1. Legenda delle sezioni A e B (da Decandia et al., 1968): t1 - Calcare Cavernoso; t2 - Calcari e marne a *Rhaeticavicula contorta*; t1 - Calcare massiccio; t2 - "Calcari ad Angulati" *Auct.*; t3 - Rosso ammonitico; t4d - Calcare con intercalazioni marnose e marne a *Posidonia alpina*; m - Diaspri; ce - Scaglia; o - Macigno. Legenda delle sezioni 1-4 (da Carmignani et al., 1987, mod.): B - basamento; gr - Grezzoni, Marmi a *Megalodonti* e Breccie di Seravezza (Norico-Retico); md - Marmi Dolomitici (Lias inferiore); m - Marmi s.s. (Lias inferiore); cs - Calcari Selciferi (Lias medio superiore); sc - Scisti Sericitici; scm - Calcari a Nummuliti s.l.; cv - Calcare Cavernoso.

La Sinclinale di Carrara é una megapiegia NE-vergente della fase D1 con asse appenninico e piano assiale immergente a SW, accompagnata da una serie di pieghe parassite su entrambi i fianchi. Lungo il taglio della strada per Foce di Pianza, si distinguono nel fianco diritto della struttura principale due di queste pieghe parassite (un'anticlinale a nucleo di Marmi e la sottostante sinclinale a nucleo di Calcari Selciferi: fig. 1.3): esse sono ripiegate da una struttura tardiva ettometrica vergente a SW, costituita dall'Antiforme e dalla Sinforme del Morlungo con asse ancora in direzione appenninica e piano assiale da suborizzontale a debolmente inclinato a NE. La sovrapposizione delle due fasi genera un'interferenza del tipo 3. In corrispondenza di questa interferenza sar  effettuato il prossimo stop.

Si lascia il punto panoramico; lungo il taglio stradale si possono osservare diverse variet  di Marmi ("bianco ordinario", "venato", in subordine "bardiglio" e "bardiglietto"), tra cui breccie sedimentarie deformate che nel Carrarese di solito occupano la parte alta della formazione marmifera e forniscono variet  merceologiche di un certo pregio ("arabescato", "calacatta", ecc.).

STOP 1.2 - INTERFERENZE DI PIEGHE D1 e D2 ALLA SCALA DEL VERSANTE SOPRA LE CAVE DEL MORLUNGO

Il taglio stradale offre una notevole variet  di particolari strutturali dell'interferenza tra le fasi D1 e D2: ripetuti esempi di sovrapposizione di S2 su S1 e di mesopieghe della fase D1 pi  o meno intensamente deformate, sistematiche indicazioni della vergenza sud-occidentale della deformazione D2 (asimmetria delle pieghe, angoli S1-S2, figure S-C), ecc.. Nella parete sopra strada si nota un esempio di filone sedimentario al tetto dei Marmi, riempito da materiale per lo pi  siliceo analogo a quello che costituisce il Bancone del Morlungo.

Si procede in pullman alla volta dello stop 1.3.

STOP 1.3. - PANORAMA DEL CONTATTO TETTONICO DI BASE DELLA FALDA TOSCANA TRA M. BALLERINO E CAPANNE FERRARI E DELLA SUCCESSIONE NON METAMORFICA DEL CARRARESE.

Guardando verso NE, osserviamo nel crinale di fronte a noi la sovrapposizione della Falda Toscana sul Complesso Metamorfico. Verso W in panorama si coglie lo sviluppo della Falda Toscana immergente verso la pianura costiera e, in ultimo piano, delle sovrastanti Unit  Liguri s.l.. La sezione A di fig. 1.2 mostra sinteticamente la struttura geologica di questo profilo che da NE a SW comprende:

- il M. Ballerino, la cui sommit    costituita da Calcare Cavernosio;



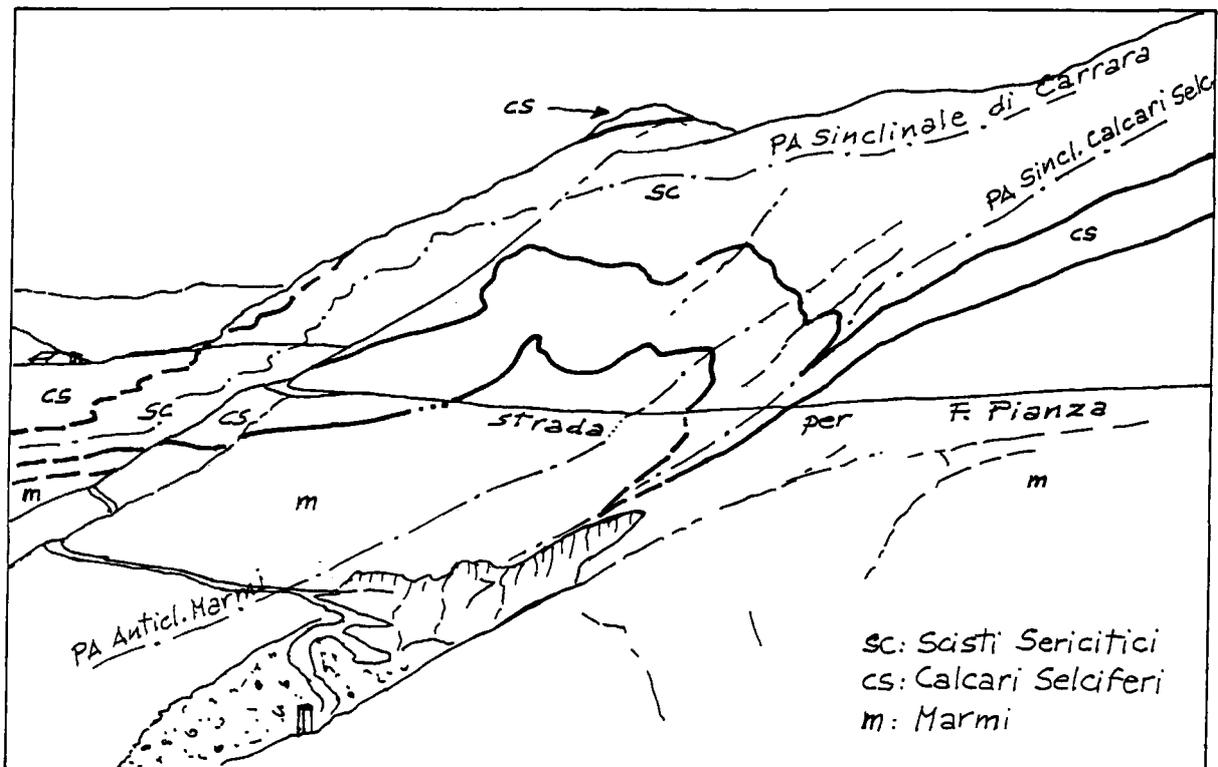


Fig. 1.3. Panorama del Morlungo-Zucco del Latte: pieghe parassite di fase D1 nel fianco destro della Sinclinale di Carrara deformate dall'Antiforme e dalla Sinforme del Morlungo.

- verso W si riconoscono altre *klippe* di Calcare Cavernoso, che nell'insieme consentono di ricostruire agevolmente l'andamento del contatto di base della Falda Toscana, fino alla strada asfaltata (presso Capanne Ferrari) dove é previsto il prossimo stop;
 - ancora più a W, in secondo piano il ripido versante che sale fino alla cima La Pizza é costituito da calcari del Trias superiore e giurassici, che formano una cornice immergente verso SW ben evidente nella morfologia;
 - la sella morfologica successiva é Maestà di Castelpoggio, in corrispondenza della quale affiora la Scaglia Toscana;
 - ancora oltre i rilievi a W di La Maestà di Castelpoggio sono costituiti da Macigno;
 - in ultimo piano, prima della valle del F. Magra, affiorano le Unità Liguri s.l..
- Verso NW, oltre il crinale in primo piano si apre la depressione tettonica della Lunigiana.

Si prosegue la discesa in pullman per circa 2 km, attraversando gli Scisti Sericitici.

STOP 1.4 - CONTATTO COMPLESSO METAMORFICO-FALDA TOSCANA A CAPANNE FERRARI

La Falda Toscana é separata dal Complesso Metamorfico da uno spessore variabile di breccie poligeniche (fig. 1.1 e 1.2) con clasti appartenenti alle formazioni di entrambe le unità. Tra questi sono talvolta abbondanti i clasti e blocchi di dolomie e calcari dolomitici, brecciati e cariati.

Sul significato geologico di queste breccie, sempre cartograficamente associate al Calcare Cavernoso, si é sviluppato un dibattito che ha visto contrapporsi due principali posizioni:

a) queste breccie sono sedimentarie e marine (Dallan Nardi & Nardi, 1973; Dallan Nardi, 1979; Sani, 1985) e si sono deposte sopra un substrato costituito dal Complesso Metamorfico già metamorfosato e polideformato. Su questo insieme si sarebbe accavallata la Falda Toscana;

b) esse sarebbero una cataclasite prodotta alla base della Falda Toscana, prevalentemente a spese delle sue formazioni triassiche sia durante la fase D1, sia durante la fase D2.

La diversità delle interpretazioni di questa roccia derivano sicuramente dalla complessa storia da essa subita. Infatti, in qualunque ipotesi si deve ammettere che essa sia stata sottoposta all'evoluzione tettonica connessa con i movimenti sin- e post-collisionali della Falda Toscana e ad una successiva, profonda elaborazione carsica; quest'ultima é testimoniata da alcuni dati sui rapporti isotopici dell'ossigeno nella matrice della breccia, indicativi di ambiente continentale (Cerrina Feroni et al., 1977). Comun-



que, la nostra interpretazione circa l'evoluzione del Complesso Metamorfico, delineata nella parte introduttiva di questa guida, esclude l'ipotesi sedimentaria di queste brecce.

Si prosegue alla volta di località La Maestà, attraversando più volte in contatto Falda-Metamorfica e poi entrando definitivamente nella successione diritta non metamorfica. Da La Gabellaccia fino al contrafforte nord-est di La Pizza la strada si snoda nella formazione dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta; la parete orientale di La Pizza è intagliata nella formazione del Calcare Massiccio e nel versante sud-occidentale del rilievo si entra nei Calcari ad Angulati.

STOP 1.5 - INTERFERENZE S0-S1-S2 NELLA SCAGLIA TOSCANA S.L.

Presso La Maestà la terminazione nord-occidentale della Faglia della Foce mette a contatto un limitato affioramento di Diaspri con la Scaglia Toscana s.l. (fig. 1.2). Nell'area, ove affiorano i termini più pelitici della successione della Falda Toscana, è ben evidente l'interferenza tra elementi strutturali della fase compressiva NE-vergente e quelli della fase distensiva SW-vergente. In particolare, nella Scaglia lungo strada si notano vari casi di sovrapposizione tra S2, S1 e S0; le reciproche relazioni giacitureali sono schematizzate in fig. 1.4. Tenendo conto del fatto che la successione stratigrafica è in giacitura diritta, i rapporti S0-S1 indicano una direzione e un verso di taglio verso NE. Questi rapporti angolari sono conservati in tutta la Falda Toscana del Carrarese, e sono ancora gli stessi su tutto lo spessore dell'unità affiorante nel versante orientale del Complesso Metamorfico (ad es. la valle del T. Edron, Vagli), a ulteriore conferma della messa in posto della Falda Toscana da SW a NE.

La S1 è mediamente più inclinata verso W rispetto alla S0: in corrispondenza dei livelli più pelitici essa è pervasiva e forma piccoli angoli con la stratificazione, nei litotipi più competenti è più spaziata e l'angolo con la stratificazione aumenta. La scistosità della fase D2 è data da un grossolano clivaggio come piano assiale di deboli ondulazioni che deformano il sistema S0-S1; le superfici di clivaggio sono suborizzontali e mostrano una giacitura generale analoga a quella della scistosità tardiva delle formazioni metamorfiche del Carrarese.

Come vedremo nel prossimo stop, questo clivaggio è di piano assiale della grande piega coricata di Castelpoggio, il maggior esempio lungo il versante occidentale apuano di struttura plicativa connessa a fasce di taglio distensive W-vergenti.

La successiva discesa in pullman ci porta molto all'interno della formazione del Macigno e poi di nuovo verso la Scaglia e le formazioni giurassiche nei pressi di Castelpoggio; sotto il paese affiorano i Calcari Selciferi a Angulati.

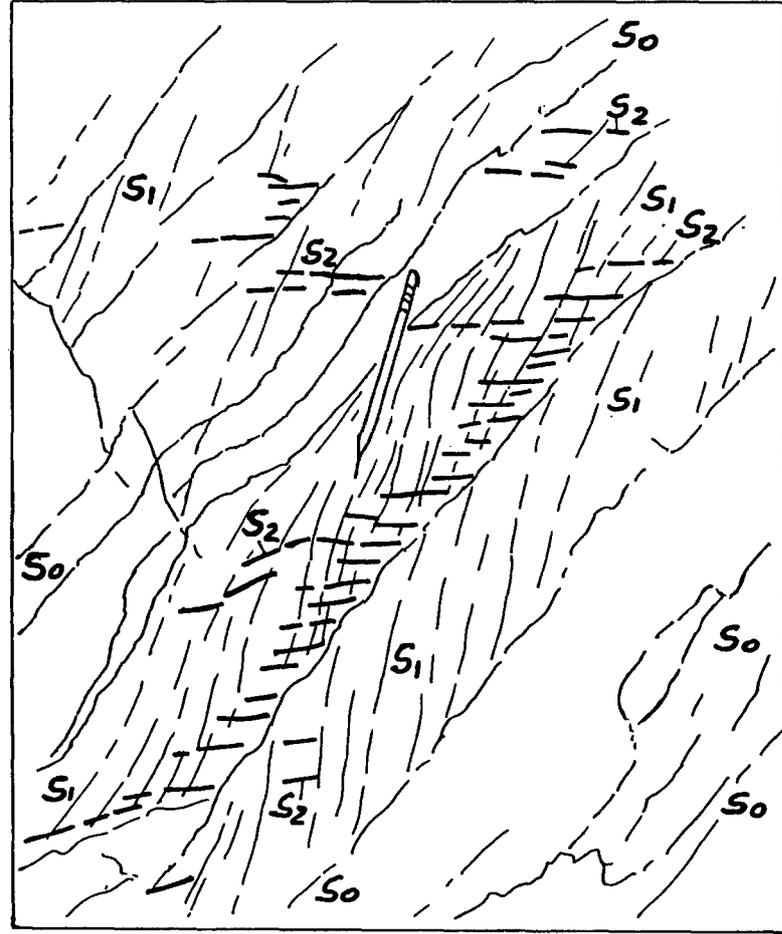
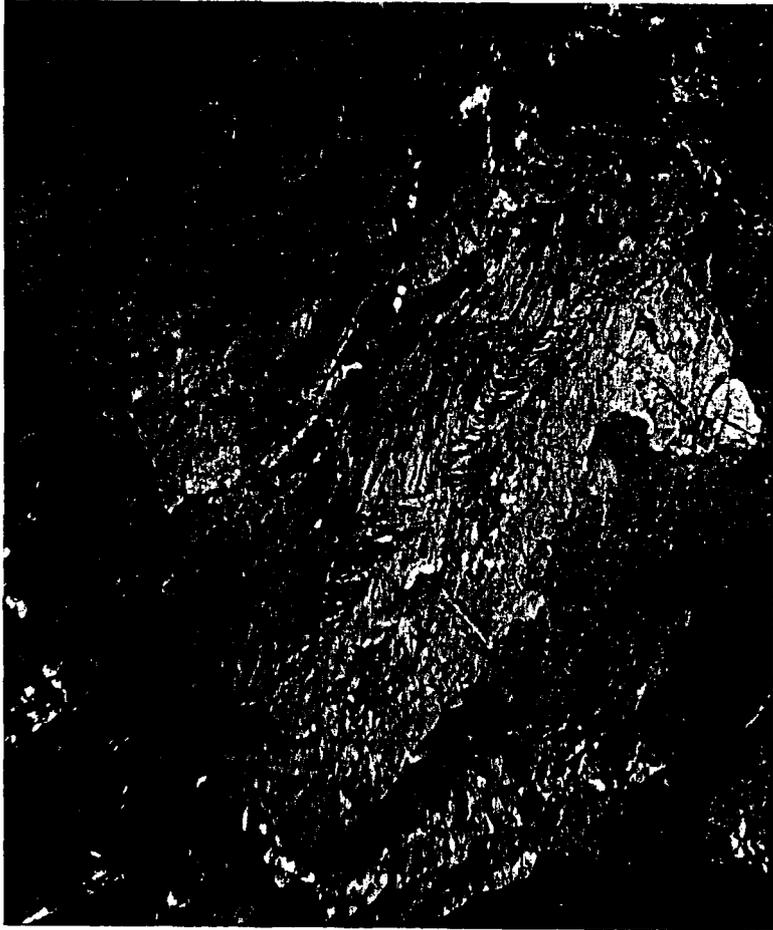


Fig. 1.4. Interferenza tra S_0 , S_1 e S_2 nell'affioramento di Scaglia Toscana del taglio di strada presso La Maestà di Castelpoggio. I rapporti angolari S_0 - S_1 indicano una vergenza a NE, quelli S_0 - S_2 verso SW (l'immagine è stata scattata guardando da SE verso NW).

STOP 1.6 - LA PIEGA DI CASTELPOGGIO.

Si percorre a piedi un tratto di strada che taglia la formazione dei Calcari ad Angulati. Nel primo tratto si attraversa il fianco diritto della Piega di Castelpoggio (fig. 1.2), nel quale la S0 é inclinata verso SW e ha con la S1 gli stessi rapporti angolari già visti nello stop precedente (fig. 1.4 e 1.5 B). La zona di cerniera non é ben esposta, mentre il fianco rovesciato affiora in corrispondenza del tornante: qui il sistema S0-S1 é ribaltato in modo che la stratificazione é diventata suborizzontale e la S1 immerge a W (fig. 1.5 C).

Un'immagine panoramica dell'intera struttura e dei rapporti con il sottostante Complesso Metamorfo si può apprezzare proprio dal tornante (vedi anche la sezione composita di fig. 1.5 A). Guardando verso NE si nota la balza carbonatica del Calcare Cavernoso *Auctt.* che poggia sul Complesso Metamorfo con un contatto poco inclinato verso SW. Nei versanti boscosi della valle del Canale della Tecchia questo contatto, insieme alla stratificazione nella Falda Toscana e alla S1 nel Complesso Metamorfo, diviene progressivamente più inclinato pur senza arrivare al ribaltamento; quest'ultima giacitura é invece raggiunta dalle formazioni della Falda (come abbiamo appena visto).

La struttura di Castelpoggio é dunque una piega a "S" con asse in direzione NW-SE e poco inclinato a NW, e si é sviluppata in una fascia di taglio diretta W-vergente compresa tra il Calcare Cavernoso e il Macigno.

*Si scende a Carrara e si raggiunge Massa per la strada provinciale Via della Foce, che si sviluppa a cavallo della omonima faglia. Giunti a Massa, si entra nella valle del F. Frigido che ci offre una naturale sezione geologica attraverso l'Unità di Massa e l'Autoctono *Auctt.* nella metà centro-occidentale del "duomo" apuano. Si oltrepassa il paese di Forno e si raggiunge l'affioramento di Breccie di Seravezza oggetto della prossima fermata.*

STOP 1.7 - IL CONTATTO GREZZONI-MARMI DOLOMITICI A MONTE DI FORNO

In questa sosta, localizzata ad un livello strutturale ben più profondo di quello che abbiamo visitato stamani (fig. 1.2), esaminiamo il passaggio stratigrafico fra il tetto dei Grezzoni e la base dei Marmi Dolomitici. Esso é marcato da circa 25 m di Breccie di Seravezza e Scisti a cloritoide (Scisti Ottrelitici *Auctt.*), che iniziano con breccie a elementi di dolomia spesse 2-3 m e di colore bruno-ocraceo; dopo circa 10 m di breccie a elementi marmorei in subordinata matrice, inizia la facies più tipica delle Breccie di Seravezza, con abbondante matrice filladica grigio-violacea a cloritoide. Al loro interno si nota la presenza di un banco discontinuo di metacalcare

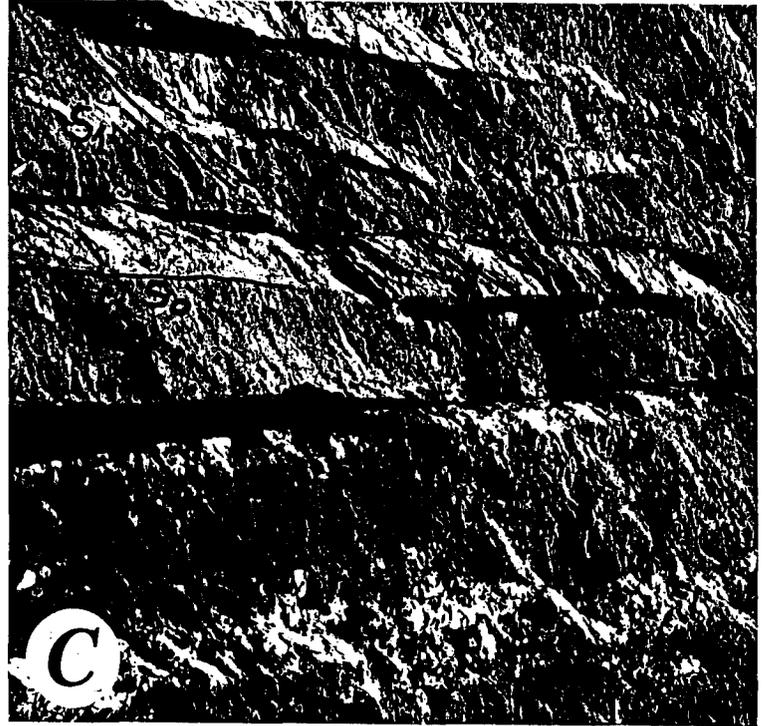
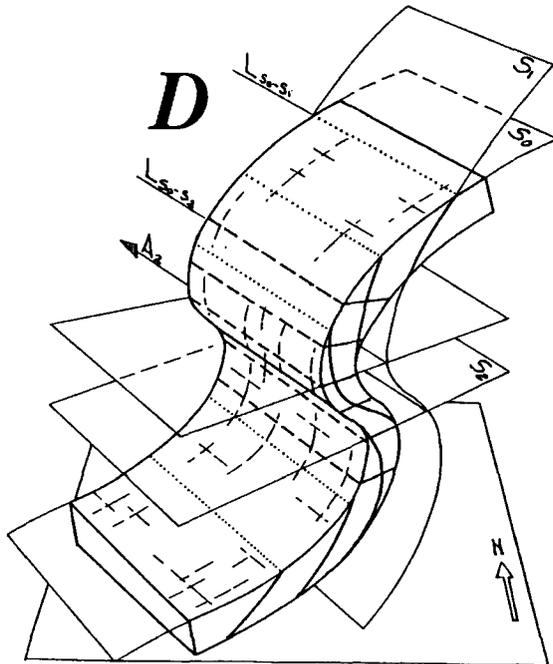
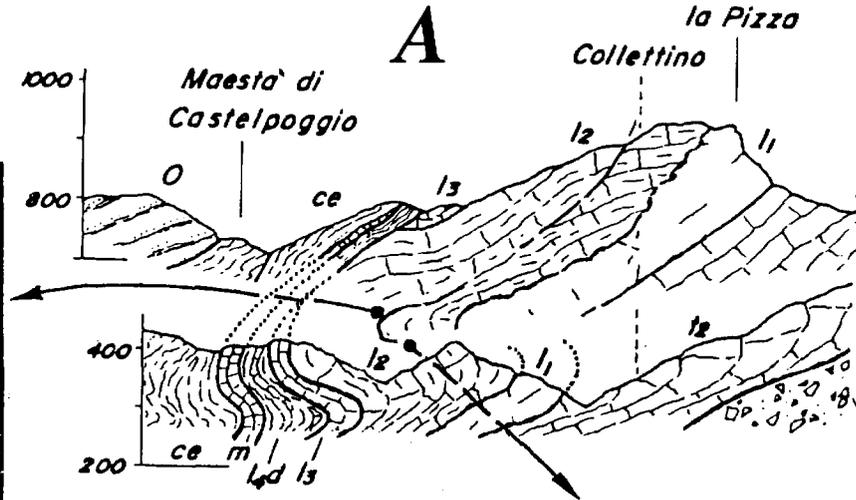


Fig. 1.5. A: stralcio delle sezioni composite della Falda Toscana già presentate in fig. 1.1. B: interferenza S0-S1-S2 nei Calcari ad Angulati del fianco diritto della Piega di Castelpoggio poco a valle del paese (i rapporti angolari tra le superfici indicano un quadro cinematico analogo a quello della fig. 1.3; immagine scattata guardando da SE verso NW). C: giacitura ribaltata del sistema S0-S1 nel fianco rovesciato della medesima piega (immagine scattata guardando da NW verso SE). D: rappresentazione schematica della geometria della Piega di Castelpoggio.

arrossato, internamente molto fratturato, e di alcuni livelli di filladi verdi con forte concentrazione di cloritoide. Verso la parte orientale dell'affioramento la successione termina con una breccia a clasti marmorei di taglia più omogenea che passa in breve tratto ai primi banchi di Marmo Dolomitico.

L'affioramento si trova nel fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca (figg. 1.2, 2.2 e 24). Alla mesoscala la superficie più evidente è la S1, parallela alla S0, alla quale è associata una lineazione di estensione denunciata sia dal forte allungamento dei clasti marmorei entro le brecce, sia dalla disposizione orientata dei minerali blastici.

I rapporti angolari S0-S1 da fianco rovesciato sottolineano la vergenza NE dell'Anticlinale di Vinca. La generale giacitura subverticale è frutto della tettonica distensiva che nell'alta valle del F. Frigido ha costruito una delle strutture post-collisionali più grandi e articolate di tutto il Complesso Metamorfico (figg. 1.2, 2.2 e 24). A questa fase deformativa vanno anche attribuite le fini crenulazioni a carico della matrice filladica delle brecce e dei clasti calcescistosi. Queste strutture saranno osservate in panorama e discusse negli stop di domani.

Queste brecce furono oggetto di un lavoro da parte di Giglia & Trevisan (1967) nel quale si sottolineava che il chimismo peralluminoso della matrice ne indicava la derivazione da protoliti bauxitici legati ad una emersione. La presenza di elementi marmorei nella breccia aveva indotto gli autori a concludere che l'età dell'emersione fosse liassica.

Durante il rilevamento del Foglio Nord delle Alpi Apuane (Carmignani, 1985) fu cartografato un orizzonte stratigraficamente sottostante alle Brecce di Seravezza e rappresentato dai Marmi a Megalodontidi, attribuiti da Sirna (comunicazione personale) al Retico terminale. La presenza di questo livello marmoreo ha riaperto la questione dell'età delle Brecce di Seravezza. Per confronto con altre successioni tetidee, sembrerebbe più probabile che queste brecce marchino un episodio di emersione collocabile al passaggio Trias-Lias.

Un'altra indicazione paleogeografica è fornita dalla distribuzione di queste brecce: esse sono diffuse solo nelle Alpi Apuane centrali e mancano in quelle occidentali (Carrarese), ove sono sostituite da metacalcri dolomitici scuri (marmo "nero di Colonnata"). Questa distribuzione sembra indicare un paleomargine fra una zona emersa (brecce) o a sedimentazione in ambiente tidale e una zona di laguna talvolta ristretta (fig. 14).

Sulla strada del ritorno alla volta di Pietrasanta, ci fermiamo poco a valle del bivio Resceto-Forno dove affiorano termini cambro-ordoviciani del basamento.

STOP 1.8 - Il Basamento dell' Autoctono Auctt. nella valle del fiume Frigido

La sosta é in corrispondenza di una struttura a nucleo di Dolomie ad Orthoceras, che é stata interpretata come una sinclinale ercinica (Conti et al., 1991). La formazione fossilifera é esposta per breve tratto solo sulla sponda sud-orientale del F. Frigido, non raggiungibile dalla strada; si tratta di dolomie massicce grige scure con scarso sviluppo di scistosità, quasi del tutto prive di intercalazioni filladiche carboniose e invece ricche di frammenti di lamellibranchi, gasteropodi e ortoceratidi. Potremo osservare da vicino questi litotipi nella zona di M. Corchia, che visiteremo dopodomani. In campioni provenienti anche da questo affioramento Vai (1972) ha rinvenuto conodonti del Siluriano superiore.

In corrispondenza del nucleo dolomitico della struttura, lungo il taglio stradale affiora la formazione delle Metarenarie, Quarziti e Filladi principalmente costituite da quarziti assai mature con granuli submillimetrici ben assortiti di quarzo magmatico. Tornando per breve tratto verso il bivio Forno-Resceto si incontra una bella esposizione dei Porfiroidi e Scisti Porfirici; la gamma delle formazioni erciniche del Frigido si completa con le Filladi Inferiori affioranti poco oltre sia nel taglio stradale che nell'alveo del fiume.



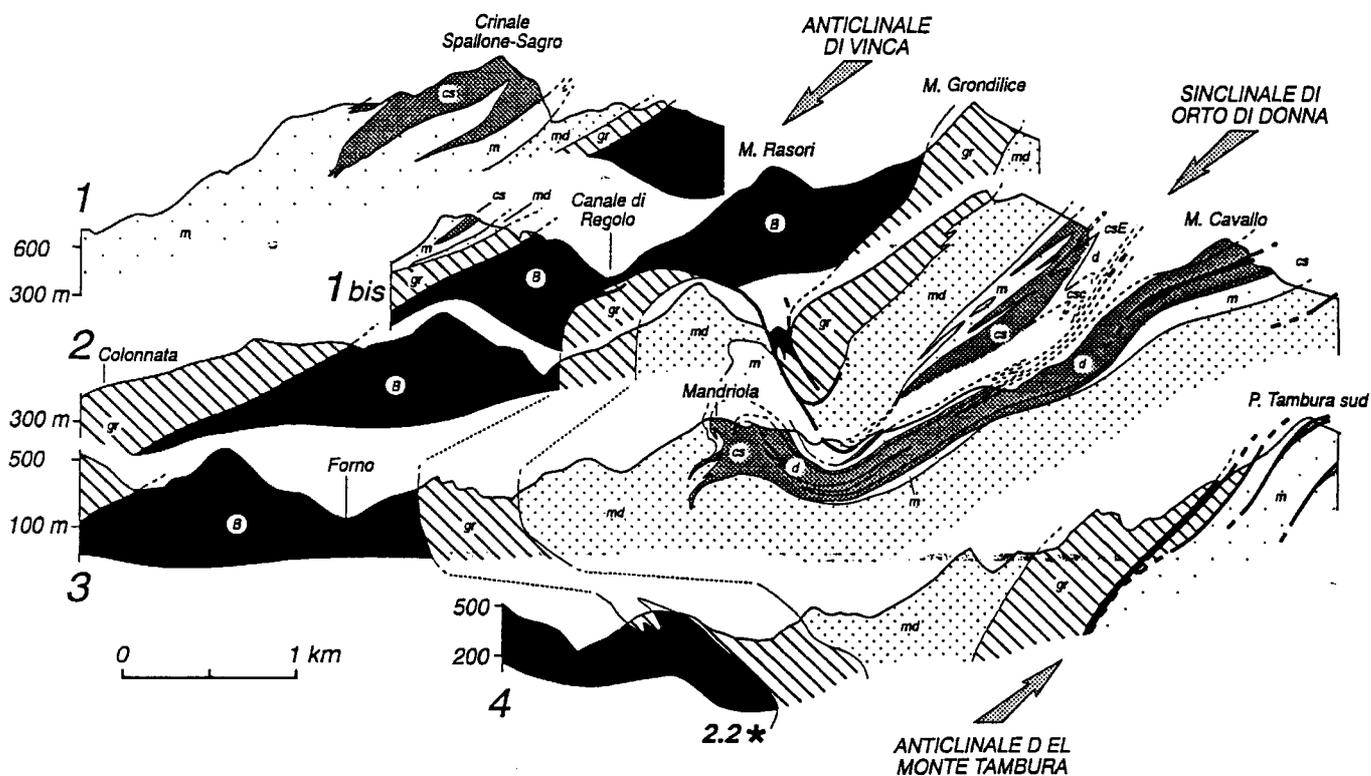


Fig. 2.2 - Sezioni geologiche seriate attraverso la valle del Frigido. Nella sezione 4 è riportata l'ubicazione approssimata dello stop. 22. B: Basamento; gr: Grezzoni, Marmi a Megalodonti e Breccie di Seravezza (Norico-Retico); md: Marmi Dolomitici (Lias inferiore); m: Marmi s.s. (Lias inferiore); cs: Calcarei selciferi (Lias medio superiore); csc: Calcescisti (Lias superiore-Dogger); d: Diaspri (Malm); CsE: Calcarei selciferi ad Entrochi (Titonico superiore-Cretaceo inferiore).

affiorano filladi paleozoiche si attraversa il nucleo della Sinclinale del M. Carchio (prosecuzione meridionale della Sinclinale di Carrara) costituito da dolomie del Trias superiore Marmi e Calcarei Selciferi liassici.

STOP 2.1 - PANORAMA DEL CONTATTO TETTONICO TRA UNITÀ DI MASSA E L'AUTOCTONO AUCTT.

Buona parte del versante su cui è ubicato il paese di Antona è costituito da Porfiroidi e Scisti Porfirici paleozoici che affiorano a nucleo dell'Anticlinale di Vinca. Dal tornante sopra al paese è ben visibile su entrambi i versanti della valle del Frigido il contatto tettonico di base dell'Unità di Massa: le filladi e quarziti di questa unità poggiano sopra ai Grezzoni e ai Marmi del fianco rovesciato della sinclinale di Carrara (fig. 2.3)



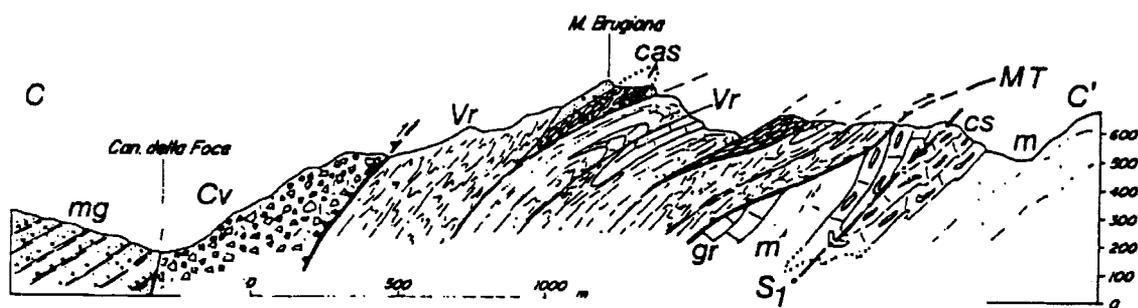


Fig. 2.3 - Sezione geologica parallela al versante destro della bassa valle del Frigido. Si noti che l'Unità di Massa taglia a "basso angolo" il piano assiale della Sinclinale di Carrara. Falda Toscana: mg - Macigno; Cv - Calccare Cavernoso. Unità di Massa: Vr - Quarziti, metaruditi, filladi (Verrucano); cas - Marmi a Diplopore. Autoctono Auctt.: gr - Grezzoni; m - Marmi; cs - Calcari Selciferi. MT: contatto tettonico di base dell'Unità di Massa. S1: Piano assiale della Sinclinale di Carrara (Carmignani et al., 1978).

Si prosegue la salita per Pian della Fioba. Per un lungo tratto lungo la strada affiorano le dolomie triassiche del fianco diritto dell'Anticlinale di Vinca e quindi si rientra nel basamento che costituisce il nucleo dell'anticlinale.

STOP 2.2 - PANORAMA DELLA SEZIONE NATURALE TRA IL M. SAGRO E IL M. TAMBURA.

Dalla strada per il Passo del Vestito si può cogliere uno dei più suggestivi panorami geologici delle Alpi Apuane già illustrato da Zaccagna in sezioni del 1881. Si tratta della più estesa sezione naturale dell'Anticlinale di Vinca.

La sezione naturale visibile da questo stop si estende dal M. Brugiana fino al M. Tambura. Le sezioni di fig. 2.2 mostrano il tratto compreso tra il M. Spallone e il M. Tambura..

Il panorama è caratterizzato da due crinali principali. In primo piano si sviluppa il crinale della Mandriola (sopra al paese di Resceto, sez. 3 di fig. 2.2), che verso NE si raccorda al M. Cavallo; in secondo piano è sviluppato il crinale che comprende da E a W le cime dei monti: Tambura, Cavallo, Contrario, Grondilice, Rasori, Sagro, Spallone (la parte centrale del panorama è compresa nelle Sez. 1 e 2 di fig. 2.2).

Gli assi delle strutture immergono debolmente (10° - 20°) verso N e quindi da N verso S affiorano sezioni sempre più profonde della struttura.

- Il fianco diritto dell'Anticlinale di Vinca affiora nei rilievi del M. Spallone-Sagro, è mediamente inclinato verso W e, da E verso W, comprende Grezzoni, Marmi Dolomitici, Marmi (spigolo E del Sagro e M. Spallone) e i Calcari Selciferi (vetta del M. Sagro e M. Spallone) (Sez. 1 di fig. 2.2).

- Il nucleo dell'Anticlinale è costituito dalle filladi e dai porfiroidi

del basamento paleozoico, affiora sul crinale del M. Rasori tra il M. Sagro e il M. Grondilice (Sez. 1 bis di fig. 2.2) e più a S lungo la valle di Forno fino al nostro punto di osservazione.

- Il fianco rovesciato dell'Anticlinale affiora tra il M. Grondilice e il M. Cavallo e, da W verso E, comprende: Grezzoni (M. Grondilice), Marmi Dolomitici e Marmi (Passo delle Pecore), Calcari Selciferi.

- Il nucleo della sinclinale di Orto di Donna, costituito da Diaspri e Calcari Selciferi a Entrochi, si sviluppa per alcuni km tra il M. Cavallo e la Mandriola sul versante in primo piano (Sez. 2 e 3 di fig. 2.2).

A E del M. Cavallo fino al M. Tambura affiora il fianco diritto della Sinclinale di Orto di Donna. Il sottile nucleo di paleozoico dell'anticlinale successiva (Anticlinale del M. Tambura) si intravede all'estremità orientale del panorama tra le guglie di dolomie in località Campaniletti (sez 4 di fig. 2.2).

All'estremità occidentale del panorama è visibile l'accavallamento dell'Unità di Massa (M. Brughiana) sui marmi della terminazione meridionale della Sinclinale di Carrara (fig. 2.3).

Gli effetti della tettonica post-collisionale sono ben evidenti anche a grande scala sul versante meridionale del M. Grondilice: il fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca è piegato da una sinforme con a nucleo il basamento filladico e da una antiforme con a nucleo i marmi liassici (Sinforme e Antiforme di M. Rasori). La complessa struttura delle dolomie del fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca è determinata dal *trasferimento dello spostamento* (Cfr. paragrafo 4.2.1) dalle zone di taglio distensive entro le formazioni meno competenti del nucleo della Sinclinale di Orto di Donna (filladi e calcescisti cretacico-eocenici) a quelle del nucleo dell'Anticlinale di Vinca (filladi paleozoiche).

La rappresentazione più obiettiva dell'interferenza è mostrata sui profili di fig. 2.4. L'alta valle del Frigido è composta da due domini omogenei della fase D2. Il primo comprende l'area di fig. 2.5 A con una media degli assi della fase D2 di $351^{\circ}/16^{\circ}$, il secondo comprende l'area di fig. 2.5 B con una media degli assi di $326^{\circ}/30^{\circ}$. La fig. 2.4 mostra le proiezioni di entrambi i domini. Sui questi profili è evidente l'interruzione della cornice dolomitica triassica tra le cerniere dell'Antiforme e della Sinforme di M. Rasori. Interruzioni analoghe sono note anche in altre località delle Apuane e generalmente attribuite alla fase D1. Questa zona di debolezza deve certamente aver condizionato l'ubicazione delle due pieghe della fase D2.

Queste pieghe si differenziano profondamente dalle pieghe passive della valle d'Arni che saranno illustrate nei prossimi stop di oggi: hanno piani assiali molto inclinati, interessano principalmente le dolomie triassiche e si smorzano rapidamente sia verso l'alto che verso il basso. I fianchi diritti dell'Anticlinale di Vinca e della Sinclinale di Orto di Donna non sono ripiegati.



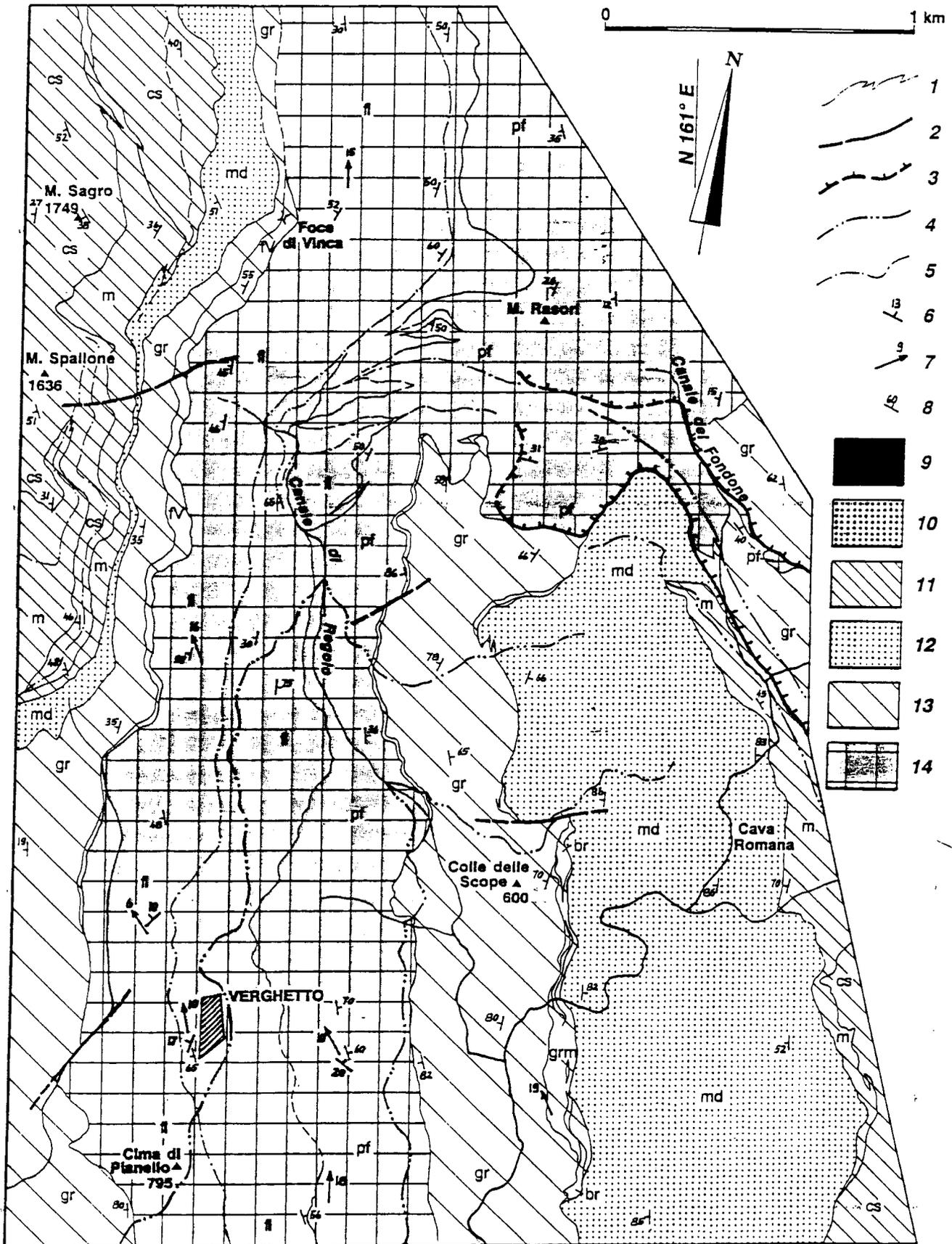


Fig. 2.5 - Carta geologico-strutturale schematica dell'alta valle del F. Frigido (Alpi Apuane nord-occidentali). A: settore di M. Rasori (in questa pagina); B: settore di M. Grondilice (nella pagina di fronte).
 1: Contatti stratigrafici; 2: faglie; 3: contatti tettonici; 4 e 5: tracce dei piani assiali delle principali pieghe della fase distensiva D2 (4) e della fase compressiva D1 (5); 6 e 7: giaciture di scistosità (6) e di assi di pieghe (7) della tettonica distensiva; 8: giaciture di scistosità della tettonica compressiva D1



movimento ha generato una forte componente compressiva parallela ai livelli, nelle dolomie del fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca e sviluppato così pieghe di flessione circa simmetriche, nucleate nella zona boudinata dalla fase D1.

La debole vergenza verso W sia dell'Antiforme che della Sinforme di M. Rasori (fig. 2.4) è probabilmente da imputare a una componente di taglio semplice W-vergente che interessa l'intera struttura secondo la meccanica illustrata in fig. 35 C. Anche la differenza tra il fianco orientale dell'antiforme del M. Rasori, uniformemente inclinato a E, e il suo fianco occidentale deformato da pieghe con piani assiali suborizzontali (fig. 2.4), può essere riferito alla componente di taglio semplice secondo lo schema già illustrato in fig. 35 E.

Lungo la strada in corrispondenza della stop affiora il contatto tra il basamento paleozoico e la copertura triassica. Questo contatto è fortemente inclinato a W e fa parte del fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca (Cfr con l'ubicazione dello stop 2.2 sulla sez. 4 della fig. 2.2). Il basamento è qui costituito da porfiroidi, il contatto con le dolomie triassiche è marcato da un sottile orizzonte di metaconglomerati.

La struttura alla scala dell'affioramento è caratterizzata da una scistosità sin-metamorfica subparallela alla stratificazione, ben sviluppata nei porfiroidi. E che invece non interessa in modo apprezzabile la dolomia triassica, in cui sono ben conservate le originarie strutture sedimentarie. Questa scistosità è la scistosità di piano assiale dell'Anticlinale di Vinca. Un clivaggio di crenulazione debolmente inclinato a E individua con la scistosità precedente lineazioni poco inclinate verso N. La scistosità principale (S1) è da riferire alla tettonica compressiva sin-collisionale appenninica (D1), la crenulazione (S2) alla tettonica distensiva duttile connessa con la denudazione ed esumazione del Complesso Metamorfico Apuano (D2).

Nei porfiroidi è sviluppata anche una seconda debole crenulazione diretta circa EW e molto inclinata che taglia la precedente. A valle della galleria dell'Acerello l'interferenza delle due crenulazioni determina piccole strutture a duomi e bacini sulla scistosità S1. Quest'ultima crenulazione è sviluppata in corrispondenza della fascia di torsione parallela alla valle del Frigido determinata da una zona di trasferimento dovuta a una maggiore distensione del settore a N della valle secondo lo schema di fig. 37.

Si riprende la salita in pullman verso la galleria del Passo del Vestito. Prima si attraversa la formazione dei Grezzoni del fianco rovescio dell'Anticlinale di Vinca, quindi i marmi al nucleo della Sinclinale Orto di Donna - M. Altissimo. Le due formazioni lungo la strada sono divise da un sottile orizzonte di Scisti a Cloritoide e Breccie di Saravezza. Superata la galleria del Passo del Vestito, si passa nella valle delle Gobbie, ingombra, nel primo tratto, di morena. Scendendo più a



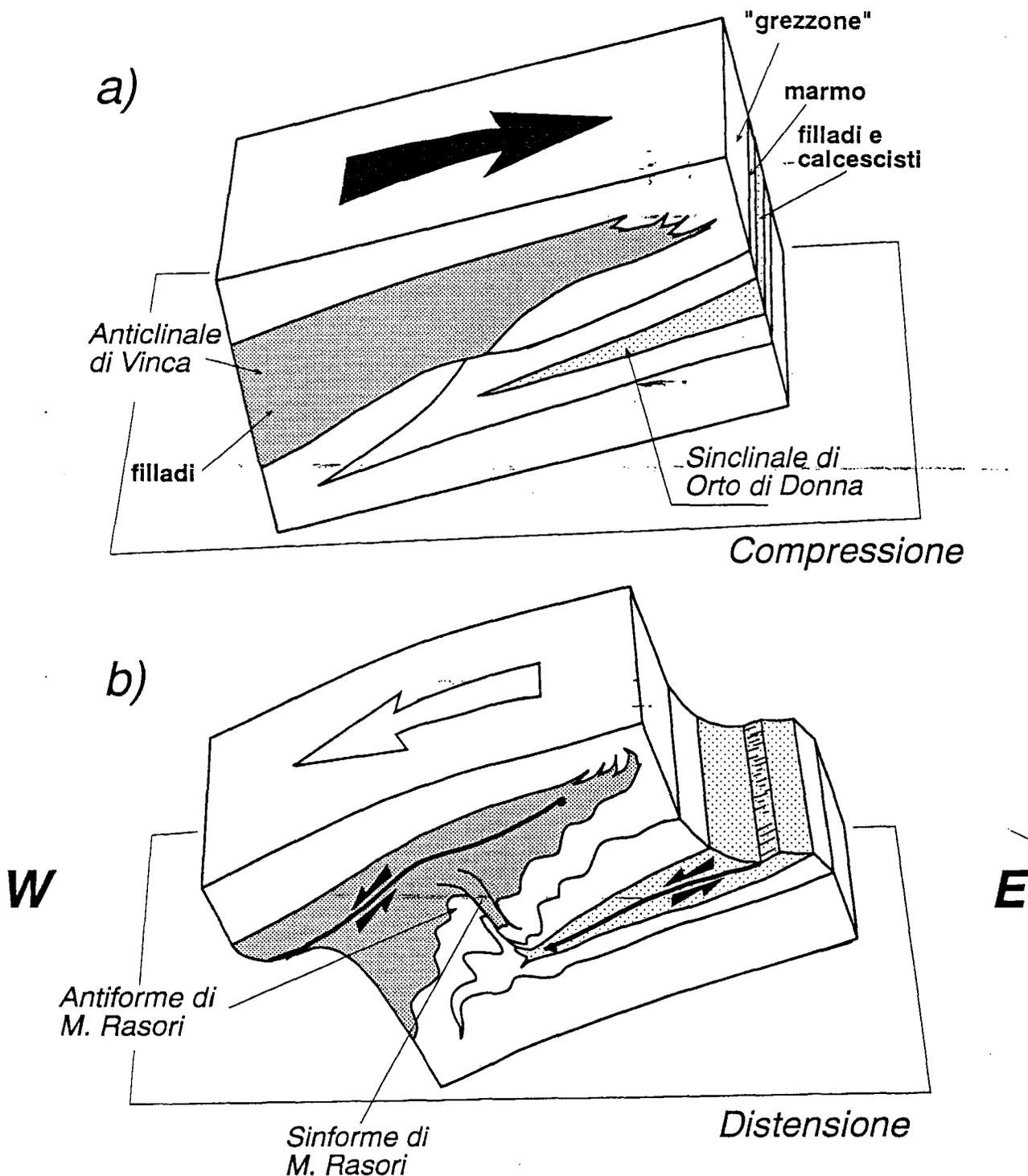


Fig. 2.6 - Block-diagram della struttura d'interferenza dell'alta valle del Frigido. Le strutture che interessano il fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca (Antiforme e Sinforme di M. Rasori) sono interpretate come "pieghe di trasferimento dello spostamento" che interessano le dolomie triassiche comprese tra le due zone di taglio duttile (filladi paleozoiche a nucleo dell'Anticlinale di Vinca e calcescisti e filladi a nucleo della Sinclinale di Orto di Donna).

valle si attraversano i Grezzoni del fianco diritto dell'Anticlinale del M. Tambura e quindi le filladi paleozoiche del nucleo in località detta Capanna del Pastore. Si supera una breve galleria scavata nei marmi del fianco rovesciato dell'Anticlinale del M. Tambura e si attraversa il paese di Arni fino al termine della strada asfaltata.

STOP 2.3 - PANORAMA DELLA SEZIONE NATURALE DELL'ALTA VALLE DI ARNI.

La struttura della Valle di Arni ha sempre avuto una particolare importanza nell'interpretazione della tettonica apuana.

Fin dai primi lavori sulla tettonica apuana (Lotti, 1881 a, b; Zaccagna, 1898) la struttura di questa valle è stata portata ad esempio della cosiddetta "doppia vergenza delle Alpi Apuane". La zona di Arni era interpretata come una sinclinale "a ventaglio rovescio" compresa tra due anticlinali isoclinali a vergenza opposta (fig. 2.7). La giacitura dei contatti nel Complesso Metamorfico, immergenti verso WSW sul versante occidentale e verso ENE su quello orientale, e la ripetizione delle formazioni sulla verticale in entrambi i versanti, furono all'origine di questa interpretazione. In assenza degli elementi fondamentali emersi dall'analisi strutturale degli ultimi dieci anni fu giocoforza far chiudere le anticlinali verso l'alto e le sinclinali verso il basso.

Il modello era ispirato alla interpretazione data da Escher & Heim alla struttura dell'Alpe di Glärus (*Glärner-doppelfalte*; fig. 2.8) a cui si fa del resto esplicito riferimento nell'ultimo paragrafo della prima nota di Lotti (1981a); di Heim veniva anche adottata tutta la complicata terminologia strutturale.

La "doppia vergenza" ha sempre costituito un ostacolo ad una integrazione del Complesso Metamorfico nella struttura NE - vergente

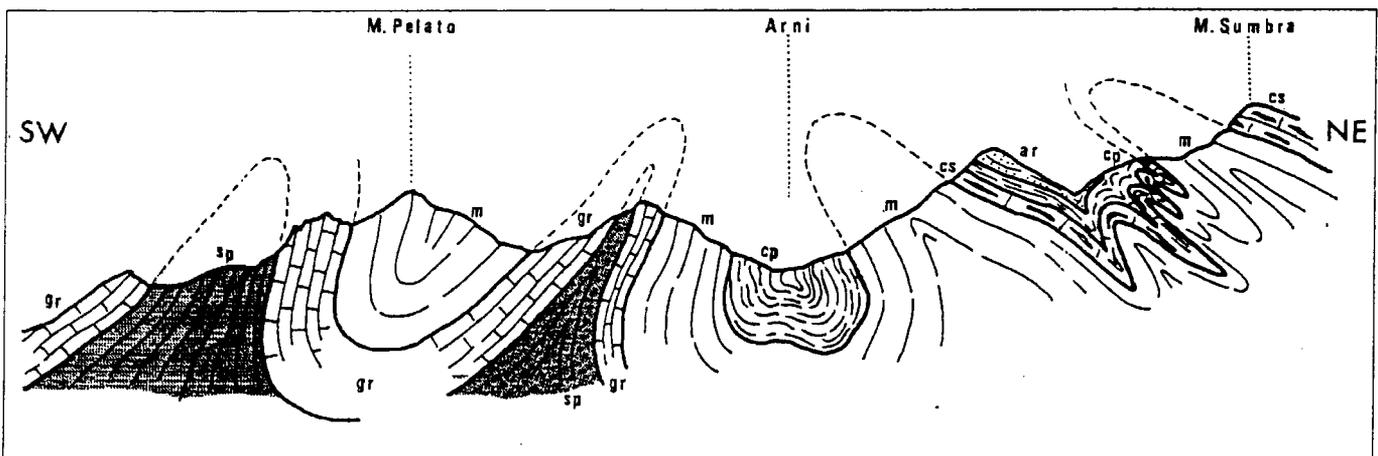


Fig. 2.7 - Sezioni geologiche attraverso la valle di Arni secondo Lotti (1881 b). sp: Filladi paleozoiche; gr: Grezzoni; m: Marmi; cs: Calcari Selciferi; p: Cipollini; ar: Pseudomacigno.



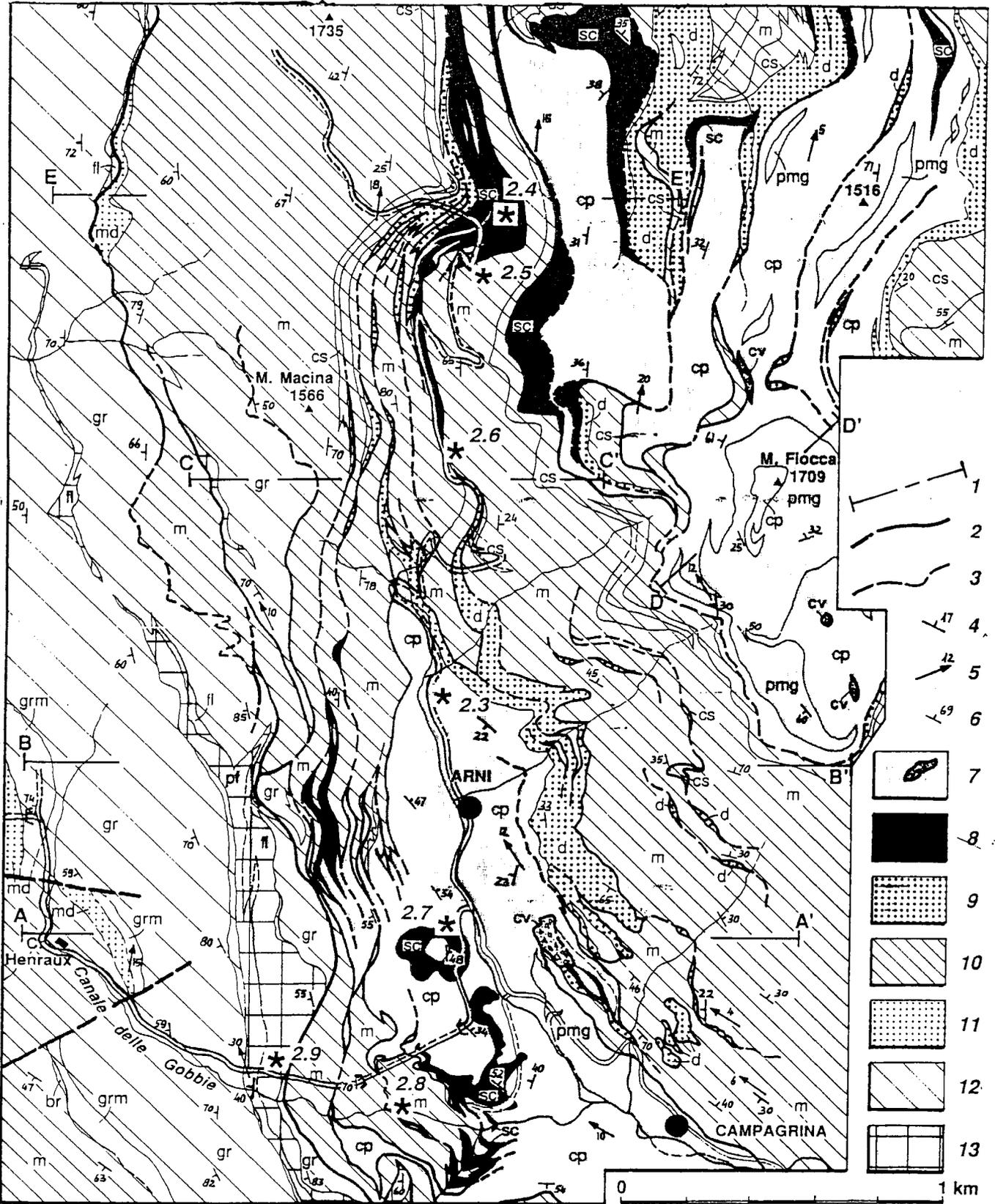


Fig. 2.9 - Carta geologica della zona di Arni-Arnetola . Con gli asterischi sono indicati gli stop nella Valle di Arni.
 1: tracce delle sezioni; 2: faglie; 3: contatti tettonici; 4 e 5: giaciture di scistosità (4) e di assi di pieghe (5) della fase D2; 6: giaciture di scistosità della fase D1; 7: Pseudomacigno (pmg) e Cipolini (cp), Calcare Cavernoso (cv); 8: Scisti sericitici Auct. (sc); 9: Diaspri (d); 10: Calcescisti (csc), Calcari selciferi (cs) e Marmi s.s. (m); 11: Marmi dolomitici (md); 12: Breccie di Seravezza e Scisti a cloritoide (br), Marmi a Megalodonti (grm), Grezzoni (gr), Formazione di Vinca (fv) e Verrucano (vr); 13: Porfiroidi e Scisti porfirici Auct. (pf) e Filladi inferiori Auct. (fl).

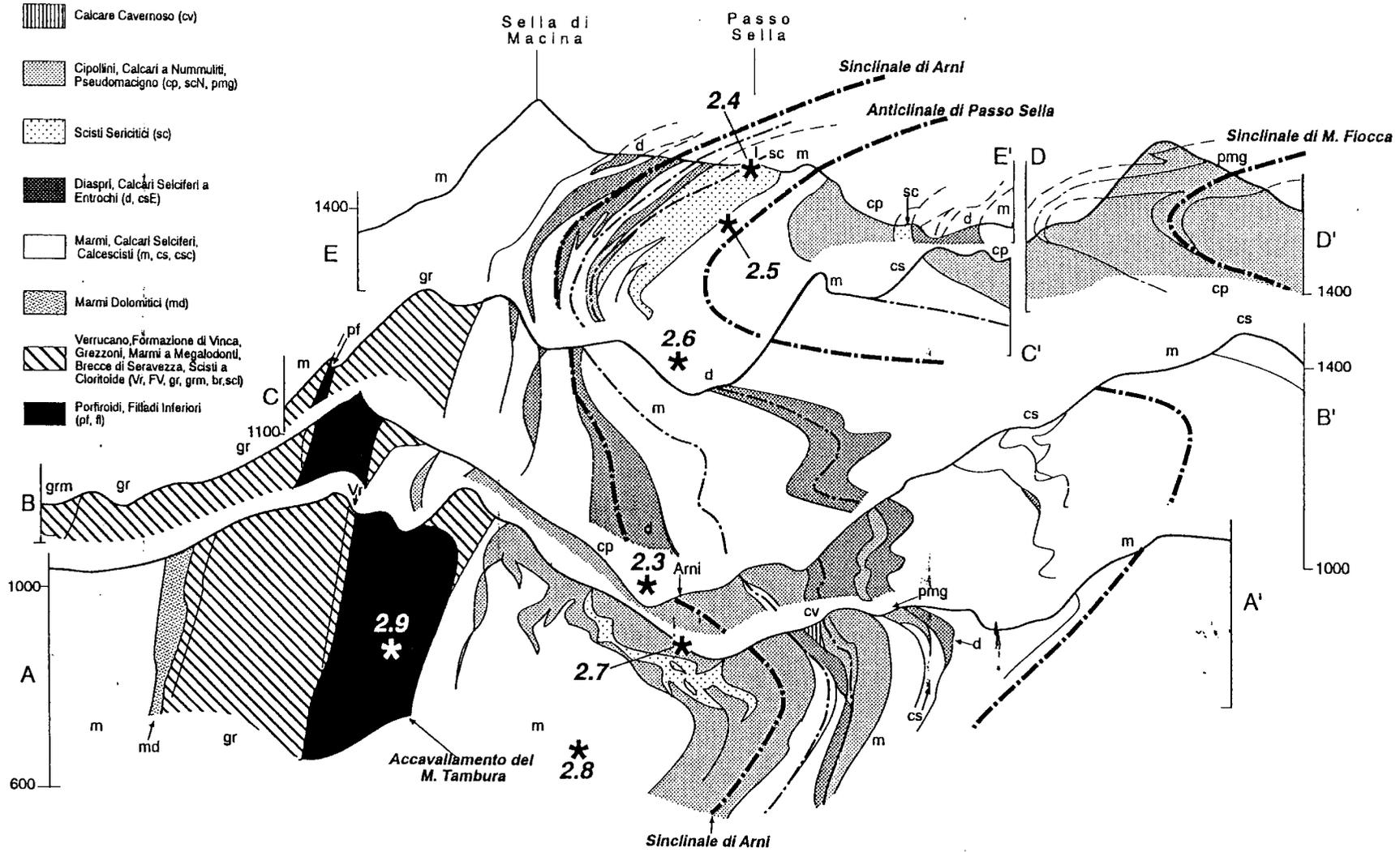


Fig. 2.10 - Sezione geologica della struttura d'interferenza della valle di Arni. A tratto e punto sono indicati i piani assiali delle principali pieghe della fase D₁. Sulle sezioni è riportata la posizione approssimata degli stop nella valle di Arni.

piano YZ dell'ellissoide medio della distorsione (*Finite Strain*).

Le strutture della fase D1 sono deformate secondo due grandi pieghe rovesciate verso W (Sinforme di Arni e Antiforme di Arni), già descritte da Carmignani & Giglia (1979), che si possono essere seguite in modo continuo dalla valle di Arnetola (Vagli) alla bassa valle di Arni e lungo l'alta valle della Turrite Secca. Tra Arnetola ed Arni l'asse di queste pieghe é diretto circa N-S e debolmente inclinato verso N; nell'alta valle della Turrite Secca esse assumono bruscamente una direzione E-W e una inclinazione di una decina di gradi verso E ("Virgazione di Arni"); le finiscono con terminazioni coniche a SE del M. Sumbra.

Queste strutture si sviluppano su una lunghezza di una decina di chilometri e interessano una fascia che raggiunge la massima ampiezza (circa 2 km) sulla trasversale del M. Fiocca. Vista da sud la struttura ha la forma di una grande "S" (fig. 2. 10), il cui fianco rovesciato affiora sul versante orientale delle valli di Arni e di Arnetola ed ha una larghezza misurata ortogonalmente all'asse di circa 1 km; le formazioni sovrastanti all'Accavallamento del M. Tambura non sono coinvolte nel piegamento. La cinematica di questa struttura é coerente con una grande fascia di taglio diretta, delimitata superiormente dai Grezzoni del M. Tambura e il cui limite inferiore non affiora.

Si noti la somiglianza tra la struttura della valle di Arni (fig. 2.10) e la struttura alla scala dell'affioramento della foto di fig. 33 E. Come per quest'ultima, in fig. 2.12 è stata eseguita una restaurazione dell'interferenza della valle d'Arni, assumendo che le pieghe tardive derivino da deformazione omogenea di taglio semplice W-vergente. Sottraendo uno *strain* di taglio uguale a 3, si ottiene una struttura in cui i piani assiali (S1) della fase D1 hanno una forma sigmoide coerente con una coppia di taglio E-vergente. Questa geometria sembra derivata da inomogeneità di spostamento e distorsione interna lungo una grande fascia di taglio E-vergente della fase D1. Analoga a quella di piccole dimensioni riportata in fig. 32. Disomogeneità della deformazione di taglio della fase D1 sembra confermata anche dallo stile delle strutture: avvicinandosi all' accavallamento del M. Tambura la distorsione aumenta, le lineazioni di estensione e la scistosità S1 sono più pronunciate e associate a strutture isoclinali particolarmente appiattite (strutture isoclinali di Passo Sella e sinclinali isoclinali del versante E del M. Tambura: "Cintole del M. Roccandagia").

La fig. 2.12 dimostra che la complessa interferenza della valle di Arni può essere realizzata mediante:

1) una deformazione di taglio inomogenea E-vergente durante la fase D1 (fig. 2.12 A): una fascia con minore distorsione e caratterizzata da scistosità più inclinata è limitata in alto dall'Accavallamento del M. Tambura. Il suo limite inferiore non affiora. Le relazioni tra i piani



assiali delle pieghe della fase D1 e gli accavallamenti, a parte la scala, sono riconducibili a strutture tipo S-C;

2) una deformazione di taglio W-vergente durante la fase D2 (fig. 2.12 B, C, D): le variazioni di giacitura del *layering* traspositivo della fase D1 sono amplificate. In particolare, lungo la fascia in cui S0//S1 erano più inclinate verso W al termine della fase D1, esse si sono trovate in giacitura sintetica rispetto alla nuova fascia di taglio sin-D2 e ruotate fino al rovesciamento.

Trasferimento a Passo Sella con fuoristrada.

STOP 2.4 - PANORAMA DEL VERSANTE ORIENTALE DEL CRINALE M. SELLA - M. ROCCANDAGIA.

Verso N si apre la valle di Arnetola secondo la quale proseguono le strutture della valle di Arni.

Il versante sinistro della valle di Arnetola è costituito da una pila di strutture isoclinali a nucleo di Marmo (anticlinali) e Pseudomacigno o Scisti Sericitici (sinclinali) sottostanti l'Accavallamento del M. Tambura (fig. 2.13). Queste sinclinali isoclinali arrivano fino a passo Sella e proseguono verso S nella Sinclinale di Arni.

Scendendo da Passo Sella si attraversano due anticlinali minori a nucleo di Marmi separate da Calcescisti e Scisti Sericitici del nucleo della Sinclinale di Arni. I nuclei di marmo hanno registrato pochissime strutture minori della fase D2, mostrano invece ben sviluppata la S1 e la lineazione di estensione. Al contrario le formazioni pelitiche del nucleo delle sinclinali hanno funzionato come fasce di taglio diretto durante le fasi tardive, sviluppando "pieghe in cascata" con una scistosità S2 molto penetrativa da poco inclinata a mediamente inclinata verso W.

Sporadicamente è presente anche una crenulazione sub-verticale generalmente precedente alla scistosità suborizzontale associata alle "pieghe in cascata" e che noi interpretiamo come dovuta a locali fenomeni di trasferimento dello spostamento secondo lo schema proposto in fig. 35.

Gli Scisti Sericitici del nucleo delle sinclinali sono spesso a diretto contatto con le brecce a elementi marmorei (Marmo varietà "arabescato") in tutta la valle di Arni i termini stratigrafici dal Lias medio al Cretaceo superiore sono spesso assenti (Cfr. colonna Arnetola in fig. 15 e l'"alto" di Arnetola nella parte destra della fig. 16. La situazione si ripete identica nella valle di Arnetola e in parte della valle di Gorfigliano.

Anche se l'elevato grado di deformazione non consente di verificare con certezza passaggi stratigrafici, la diffusione del fenomeno su una fascia precisa e la presenza di brecce a elementi marmo-



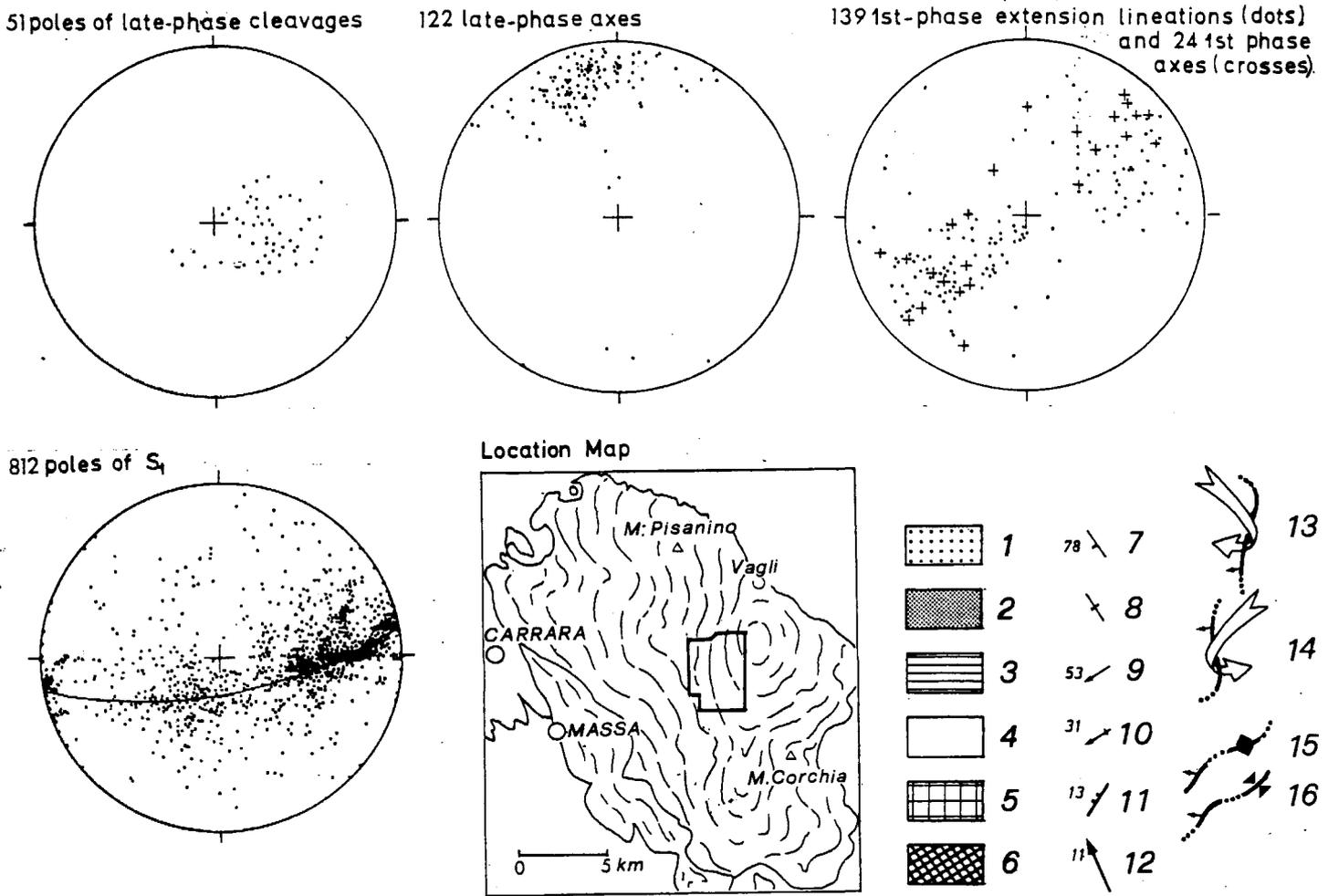


Fig. 2.11 - Carta strutturale della valle di Arni.

- 1 - Metarenarie turbiditiche (Oligocene superiore);
- 2 - Calcescisti, metaradiolariti, filladi, marmi cloritici (Dogger - Eocene);
- 3 - Calcari Selciferi metamorfici;
- 4 - Marmi (Lias inferiore);
- 5 - Dolomie (Trias superiore);
- 6 - Filladi e porfiroidi (Paleozoico);
- 7 - Direzione e immersione della scistosità della fase D1 (S1);
- 8 - S1 verticale;
- 9 - Lineazione di estensione della fase D1 (L1);
- 10 - Assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione della fase D1;
- 11 - Scistosità della fase D2 (S2);
- 12 - Assi delle pieghe minori e lineazioni di intersezione della fase D2;
- 13 - Traccia del piano assiale della Sinforme di Arni, le frecce vuote indicano la traiettoria della S1;
- 14 - Traccia del piano assiale dell'Antiforme di Arni, le frecce vuote indicano la traiettoria della S1;
- 15 - Traccia del piano assiale di antiformi della fase D2 di ordine superiore;
- 16 - Traccia del piano assiale di sinformi della fase D2 di ordine superiore.



rei e matrice filladica interpretabile come Scisti Sericitici, ci fa ritenere che questa zona abbia costituito un alto strutturale persistente tra il Lias e il Cretaceo. Situazioni analoghe sono ben note anche nella Falda Toscana (Mommio, Corfino, Soraggio di fig. 14) e in molte altre successioni mesozoiche della Tetide. A causa della deformazione e metamorfismo è difficile stabilire se si tratti di successioni condensate o lacunose: la presenza sporadica di brecce con elementi di selci grigie o rosse sembra testimoniare locali lacune per erosione.

STOP 2.5 - LA STRUTTURA ALLA SCALA DELL'AFFIORAMENTO LUNGO LA STRADA PER PASSO SELLA.

Al primo tornante, nel nucleo di una piccola anticlinale di marmo sono evidenti pronunciate lineazioni di allungamento. La forma dei clasti delle brecce marmoree testimonia l' enorme deformazione subita da questa zona durante la fase collisionale (D1).

Da questo punto di vista è ben esposta in panorama la struttura della fase D1 dell'alta valle di Arni.

Il nucleo della sinclinale di Arni è occupato da Cipollini, fasciati da Scisti Sericitici verdastri. Anche in panorama è evidente come lo spostamento per taglio duttile tardivo (distensivo) si sia realizzato soprattutto dentro agli Scisti Sericitici che mostrano evidenti "pieghe in cascata".

Al di sopra della sinclinale con nucleo di Cipollini (Sinclinale di Arni), una pila di strutture isoclinali ripiega assieme Marmi, Diaspri, Scisti Sericitici e modesti spessori di Calcari Selciferi. Queste fitte ripetizioni tettoniche, che si sviluppano a E dell'Accavallamento del M. Tambura attraverso il M. Roccandagia fino a Gorfigliano, erano state in passato erroneamente interpretate come eteropie (tra Diaspri e Marmi !) che avevano portato a ipotizzare l'esistenza sulle Apuane di marmi cretacei (Marmi del M. Roccandagia).

Superati i primi due tornanti si attraversa il contatto Scisti Sericitici - Marmi. Il contatto è ripiegato secondo pieghe della fase D1 "ruotate" (direzione circa 40°) parallele alla lineazione di estensione ("pieghe a guaina").

La strada prosegue dentro al nucleo di marmi dell'Anticlinale del Sumbra. In questo tratto della discesa ci avviciniamo alla zona di cerniera della Sinforme di Arni, per cui scendendo lungo la strada si passa da giaciture della S1 inclinate verso W in alto, ad una giacitura sub-verticale alla base del versante. Lungo tutto questo tratto sono sempre ben evidenti le lineazioni di estensione della fase D1 molto inclinate.



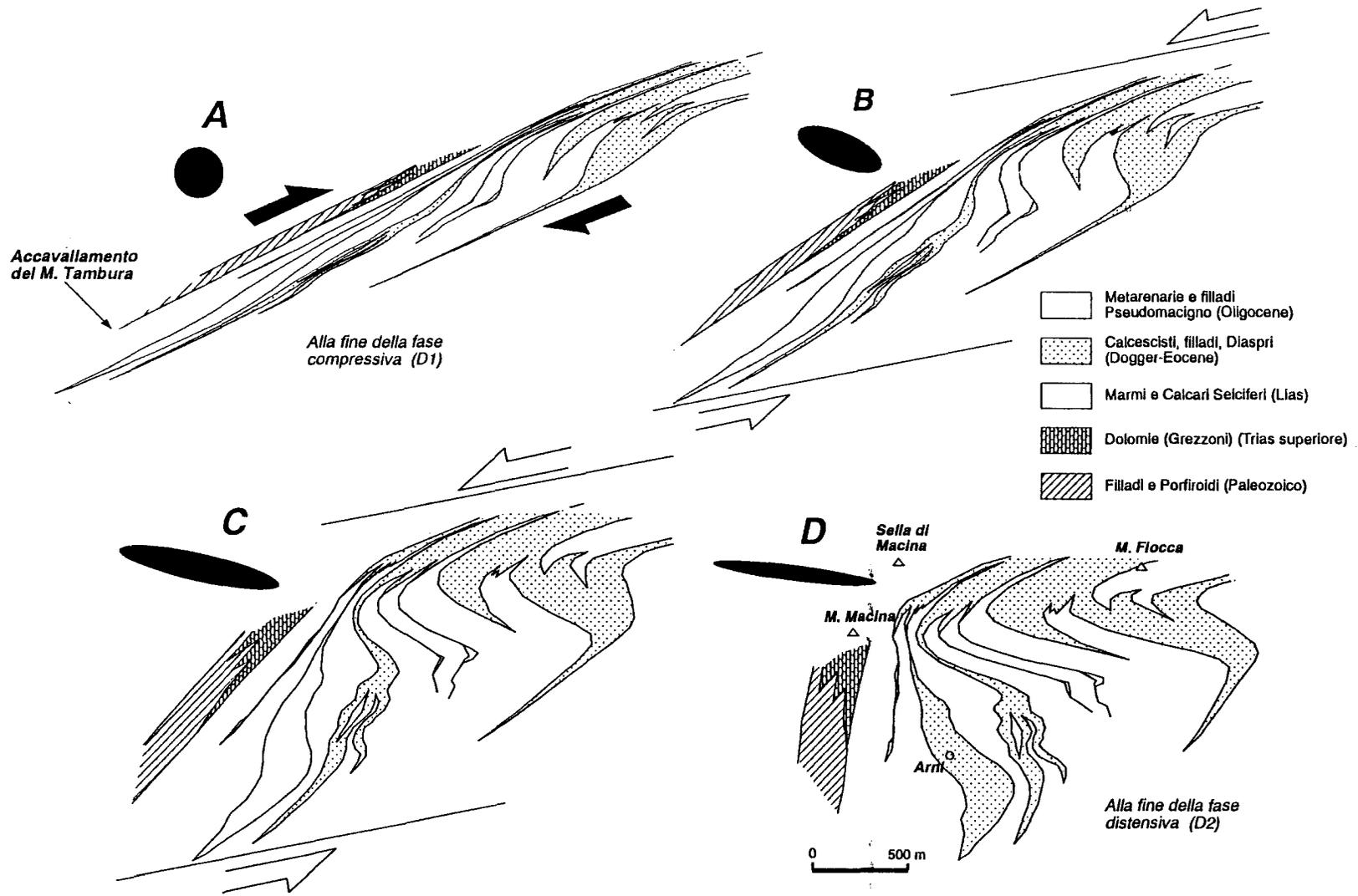


Fig. 2.12 - Ricostruzione dell'evoluzione della struttura d'interferenza della valle di Arni.

A: fine della fase compressiva, strutture isoclinali per taglio semplice compressivo NE-vergente a letto dell'Accavallamento del M. Tambura.

B,C,D: deformazione progressiva per taglio semplice SW-vergente durante la fase distensiva. La restaurazione della struttura da C ad A è stata eseguita al computer assumendo una deformazione di taglio semplice progressivo a partire dalla struttura D corrispondente alla sezione geologica di fig.2.10.



Provincia Autonoma di Trento
 Dipartimento di Scienze Geologiche
 Università degli Studi di Trento
 Dipartimento di Scienze Geologiche

STOP 2.6 - STRUTTURE NELLE CAVE DI MARMO (VARIETÀ "ARABESCATO" E "FANTASTICO D' ARNI")

Alla confluenza della valle principale con il Fosso del Mantello sulla sinistra della strada è aperta una cava di "arabescato". I tagli della cava consentono di valutare l' enorme appiattimento delle brecce.

Sulla destra della strada in una cava di "fantastico d' Arni" affiorano strette sinclinali minori della fase D1 dentro al marmo, ripiegate da pieghe della fase D2. In questa zona inizia la zona di cerniera della Sinforme di Arni e infatti cominciano a prevalere le simmetrie a "M" delle pieghe minori della fase D2.

Scendendo fino allo sbocco del Canale del Burrone, si entra nel fianco inferiore della Sinforme di Arni la scistosità della fase D1; i piani assiali delle pieghe di questa fase e i contatti formazionali sono inclinati verso est e la simmetria delle pieghe minori della fase D2 che era a "S" nella parte alta della valle e ad "M" alla confluenza con il Fosso del Mantello è adesso a "Z". Si attraversa il paese fino di fronte alla chiesa.

STOP 2.7 - PANORAMA DELLA ZONA DI CERNIERA DELLA' ANTIFORME DI ARNI.

Davanti alla chiesa del paese, lungo il tratto iniziale di strada che conduce al Passo del Vestito, sul versante sinistro della valle si può seguire lo sviluppo in profondità della grande struttura della fase D2 seguita da Passo Sella.

La Sinforme di Arni, seguita dal suo fianco superiore (Passo Sella) a quello inferiore (Fosso del Burrone), si raccorda in profondità ad una antiforme di dimensione e stile analoghi (Antiforme di Arni).

Sul versante sinistro della valle di Arni è ben esposta la cerniera dell'antiforme. La zona ad "M" della struttura è evidenziata da una "parete" sub-verticale di Diaspri.

Da questa posizione è possibile seguire di raccordo tra le cerniere della sinforme, che affiora sopra la grande cava di marmo in sotterraneo aperta sul versante destro del Fosso del Burrone (Cava Faniello) e la cerniera dell' antiforme, che affiora sul versante dietro la chiesa.

Si scende a piedi fino al bivio per Cave Landi. Qui, lungo la strada affiora il Cipollino con vistose pieghe a "M" della cerniere dell'Antiforme di Arni e sulla destra della strada la morena descritta nel Il Bel Paese di Stoppani.



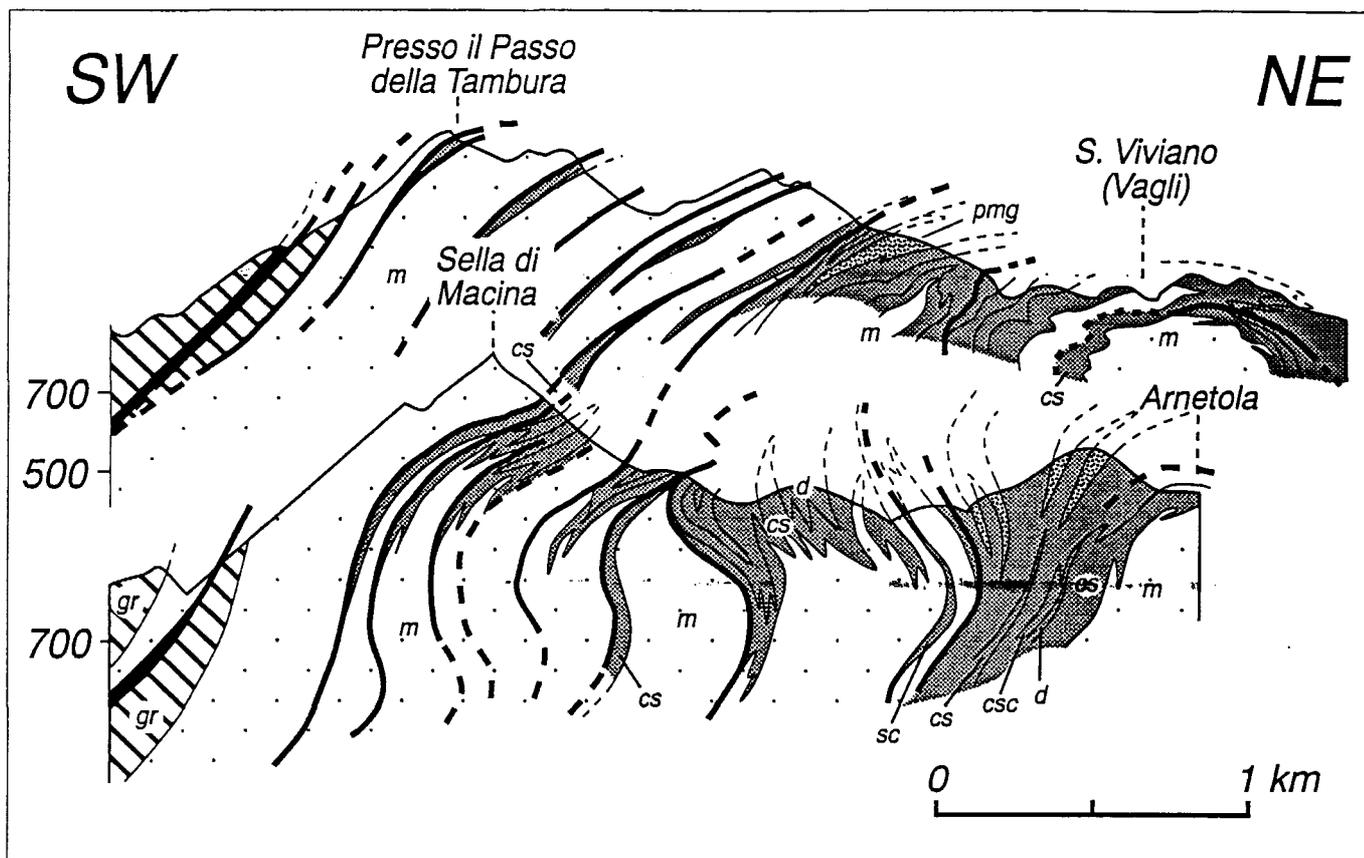


Fig. 2.13 - Sezioni geologiche del versante occidentale della valle di Arnetola.

In nero: basamento del nucleo dell'Anticlinale del M. Tambura; gr: Grezoni, Marmi a Megalodonti e Breccie di Seravezza (Norico-Retico); md: Marmi Dolomitici (Lias inferiore); m: Marmi s.s. (Lias inferiore); cs: Calcari selciferi (Lias medio superiore); csc: Calcescisti (Lias superiore-Dogger); d: Diaspri (Malm); pmg: Pseudomacigno (Oligocene superiore).

STOP 2.8 - ZONA DI CERNIERA DELL'ANTIFORME DI ARNI PRESSO CAVE LANDI.

Nelle Cave Landi e in particolare in quelle più alte sono ben esposte pieghe minori della zona di cerniera dell'Antiforme di Arni.

Si risale il versante fino a raggiungere la strada asfaltata del Passo del Vestito.

STOP 2.9 - NUCLEO DELL'ANTICLINALE DEL M. TAMBURA

Presso la località detta Capanna del Pastore lungo la strada affiora il nucleo dell'Anticlinale del M. Tambura costituita dalle Filladi Inferiori.

Nelle filladi sono ben evidenti pieghe minori della fase D2 rovesciate verso W che indicano come il nucleo filladico della anticlinale abbia funzionato da fascia di taglio distensiva duttile durante la fase

D2.

I Grezzoni del fianco rovesciato è ridotto a pochi lembi di dolomie cataclastiche e generalmente il basamento è sovrapposto tettonicamente al Marmo del fianco rovesciato (Accavallamento del M. Tambura).

Lungo la strada affiora uno di questi lembi di Grezzoni del fianco rovesciato che è a contatto con il Marmo tramite una faglia diretta ad "alto angolo" marcata da una cataclasite non metamorfica.

Questa zona ha una storia deformativa complessa: durante la fase compressiva (D1) debutta come grande anticlinale isoclinale (Anticlinale del M. Tambura) che coinvolge tutta la successione fino al basamento ed evolve in accavallamento (Accavallamento della Tambura). Durante la tettonica distensiva post-collisionale il nucleo dell'anticlinale è riattivato come fascia di taglio duttile a "basso angolo" e infine, localmente, come faglia diretta ad "alto angolo" durante l'evoluzione distensiva a livelli alto crostali.



DESCRIZIONE DEGLI STOP

- TERZO GIORNO -

*Sezione attraverso le Alpi Apuane meridionali e rapporti con la
Falda Toscana sul versante orientale*

**ITINERARIO : PIETRASANTA - SERAVEZZA - M. CORCHIA - STAZZEMA -
GALLENA - SERAVEZZA - PIETRASANTA (TAV. 1, FIG. 3.1).**

Da Pietrasanta si raggiunge Seravezza.

A Seravezza si attraversa l'Unità di Massa costituita da quarziti, filladi e metaruditi del Trias (Verrucano). L'accavallamento tra Unità di Massa e Autoctono *Auctt.* passa in corrispondenza del paese.

La prima struttura dell'Autoctono *Auctt.* è la Sinclinale del M. Costa, con nucleo di Calcari Selciferi, che è generalmente considerata la prosecuzione meridionale della Sinclinale di Carrara (cfr. fig. 17). Dolomie triassiche implicate in questa sinclinale affiorano poco a monte di Seravezza sulla destra della strada in corrispondenza del campo sportivo.

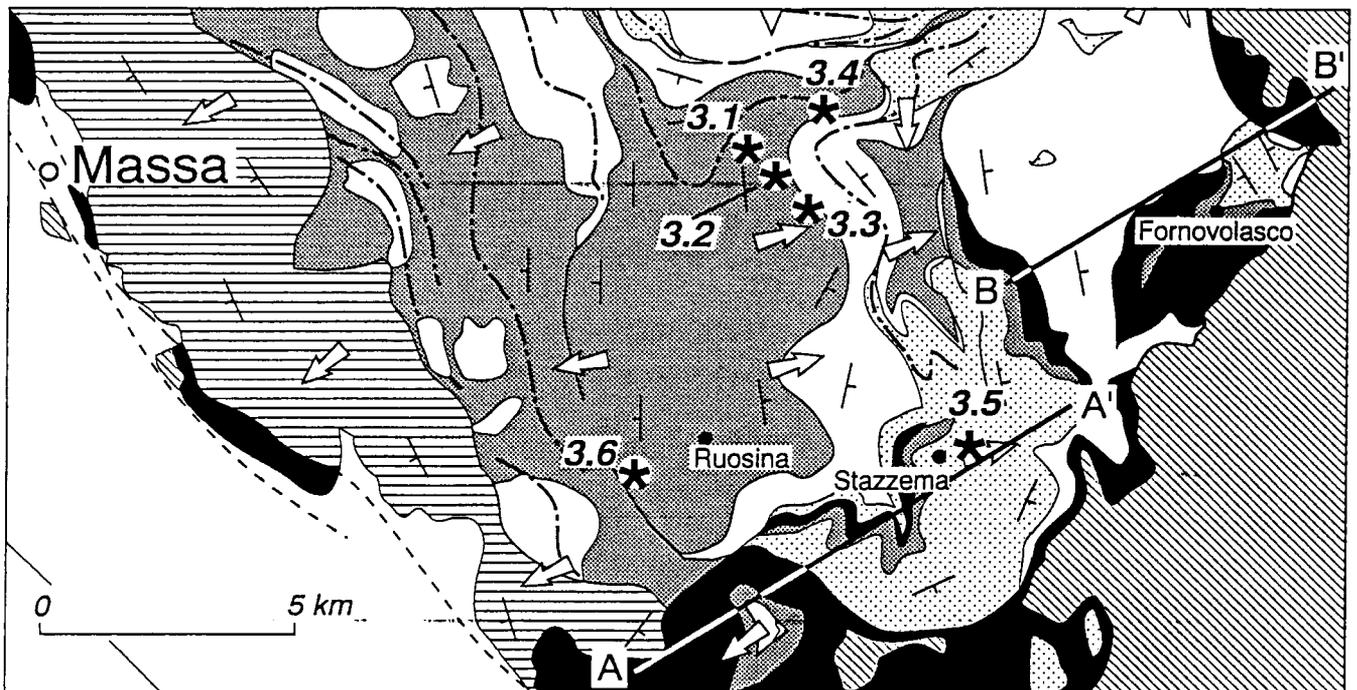


Fig. 3.1 - Ubicazione degli stop del terzo giorno. Per la legenda della carta vedi fig. 17. A-A' e B-B': tracce delle sezioni geologiche di fig. 3.3.

Lasciata Seravezza si entra nella grande massa di Filladi Inferiori che affiora al nucleo della cosiddetta "Anticlinale di Ruosina" *Auctt.*. Si tratta di un alto strutturale determinato dalla tettonica distensiva post-collisionale: tutta la parte occidentale del "duomo" tra Ruosina e Seravezza è caratterizzato da fasce di taglio dirette immergenti a W mentre a oriente di Ruosina immergono a E. La struttura mostrata nelle sezioni di fig. 3.2 ove sono riportate anche foto di pieghe asimmetriche entro fasce di taglio dirette (pieghe in cascata), che sono gli indicatori cinematici più comuni e una struttura a fratture di taglio coniugate che affiorano nella parte centrale del duomo. Uno schema interpretativo dell'intera struttura è schematizzata in fig. 3.3.

Lungo la strada si può seguire la graduale variazione di giacitura della scistosità che da inclinazioni medie ed elevate verso W in prossimità di Seravezza diviene orizzontale in corrispondenza del paese di Ruosina e infine comincia a immergere verso E sempre più decisamente.

Lasciato il bivio per Stazzema si segue la strada per la galleria del Cipollaio costruita sulla sede della vecchia ferrovia marmifera.

Ad eccezione di un piccolo tratto sotto la miniera abbandonata di cinabro di Levigliani ove affiorano Porfiroidi, tutta la strada corre entro le Filladi Inferiori. Sulla sinistra della strada si apre il panorama sulla valle del Giardino: è questo il maggiore affioramento di rocce paleozoiche dell'Appennino settentrionale.

Superato il bivio per Levigliani si prende a sinistra la strada comunale per Pian di Lago - Fociomboli. Lungo tutta la strada fino al Passo di Croce dove parcheggiamo i pullman affiorano Filladi Inferiori.

STOP 3.1 - PANORAMA DELLA STRUTTURA DI ARNI E DELLA TERMINAZIONE MERIDIONALE DELLA SINCLINALE DI ORTO DI DONNA - M. ALTISSIMO DAL VERSANTE OCCIDENTALE DEL M. CORCHIA

Dai pressi del Passo di Croce verso N (foschia permettendo) si può vedere buona parte della valle di Arni e riconoscere alcune delle strutture discusse ieri.

Verso W è visibile sul versante opposto della Valle del Giardino la cava impostata al nucleo della della Sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo (Cave delle Cervaiole).

E' questa una delle maggiori strutture della fase D1 del Complesso Metamorfico apuano. Sul versante occidentale delle Apuane la traccia del suo piano assiale può essere facilmente seguita per una ventina di chilometri da Orto di Donna fino all'alta Valle del Giardino che stiamo osservando. Nell'alta Valle del Giardino i carbonati mesozoici chiudono attorno ad un asse diretto circa NE-SW e immergente a SW.



Da questo punto il nucleo della sinclinale è costituito dal Verrucano e dai Porfiroidi del M. Cavallo. Il nucleo di carbonati mesozoici si riapre molto più a sud sotto M. Rocca sul versante sinistro del fiume Vezza e da qui si raccorda alla Sinclinale del M. Corchia (fig. 17).

Lasciato sulla destra il bivio per Fociomboli si prosegue per la strada che sale alle cave del M. Corchia.

STOP 3.2 - STRUTTURE DISTENSIVE NE-VERGENTI DEL VERSANTE ORIENTALE DELLE APUANE .

Lungo il taglio stradale che sale alle cave affiorano tutte le formazioni del basamento: Filladi Inferiori, Porfiroidi, Scisti Grafitici, ecc..

Particolarmente nelle Filladi Inferiori è facile riconoscere tutta la complessa storia deformativa del basamento apuano.

La superficie più evidente è la scistosità della fase D1 di piano assiale di rare pieghe isoclinali. Questa conserva relitti di una scistosità precedente nei *lithon* delle rocce più competenti (generalmente quarziti) (fig. 3.4). Queste strutture relitte, assenti nelle rocce della copertura alpina, sono attribuite alla orogenesi ercinica. Tutte le strutture citate sono deformate dalla fase D2 . Nel primo tratto della strada affiorano filladi quarzifere e quarziti. La scistosità della fase D1 è deformata in zone di taglio dirette associate a pieghe intrafoliari E-vergenti. Le strutture delle strutture distensive hanno vergenza opposta rispetto a quella che durante i primi due giorni di escursione abbiamo visto in varie località del versante occidentale delle Alpi Apuane. Per una interpretazione cinematica del Complesso Metamorfico è importante ricordare che lungo tutto il versante orientale del massiccio le strutture distensive della fase D2 indicano un movimento verso oriente secondo fasce di taglio inclinate a E mentre sul versante occidentale il movimento è sistematicamente verso W. E' soprattutto questa vergenza opposta dei movimenti distensivi che fa interpretare il nucleo apuano come una zona di denudazione tettonica durante la distensione post-collisionale dell'Appennino settentrionale. Lungo la strada sono ben esposti vari tipi di pieghe asimmetriche ed altri indicatori cinematici (*extensional crenulation cleavage, s-type porphyroclast/tail, ecc.*) prodotti dalla tettonica distensiva duttile. Nelle Filladi Inferiori sono frequenti pieghe della fase D2 con piani assiali ad "alto angolo" sulle zone di taglio, legate a trasferimento dello spostamento. Una di queste "pieghe di trasferimento", che secondo noi rappresentano un modello a piccola scala delle grandi strutture plicative tardive del fianco rovesciato dell' Anticlinale di Vinca, affiora nelle Filladi Inferiori del primo tratto della salita. Questo affioramento è riportato ed interpreta-

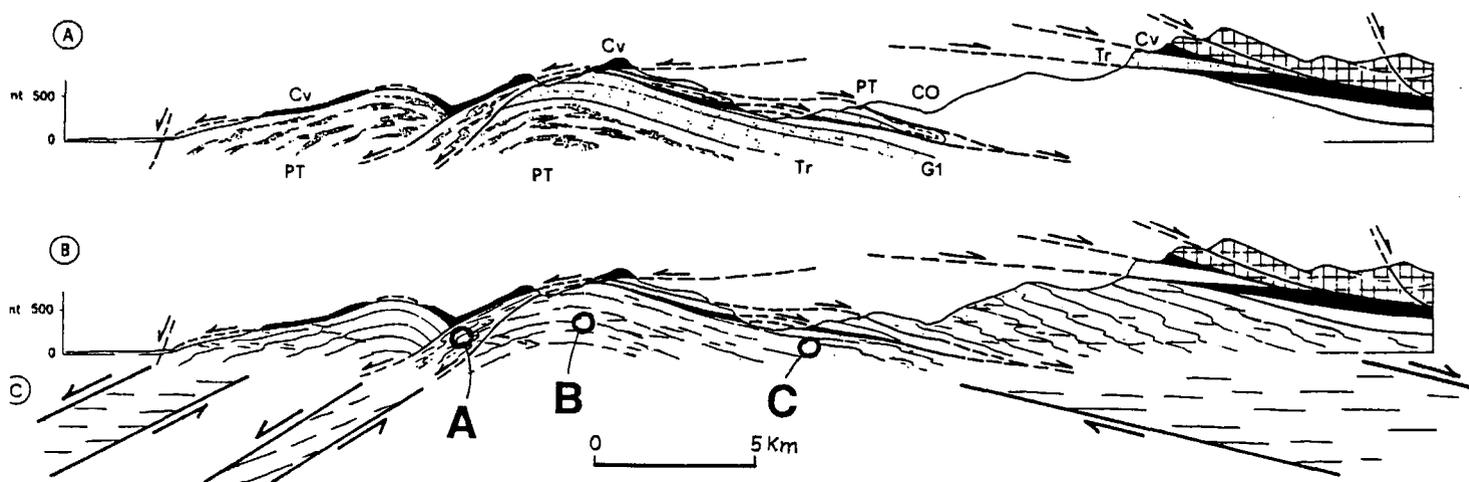
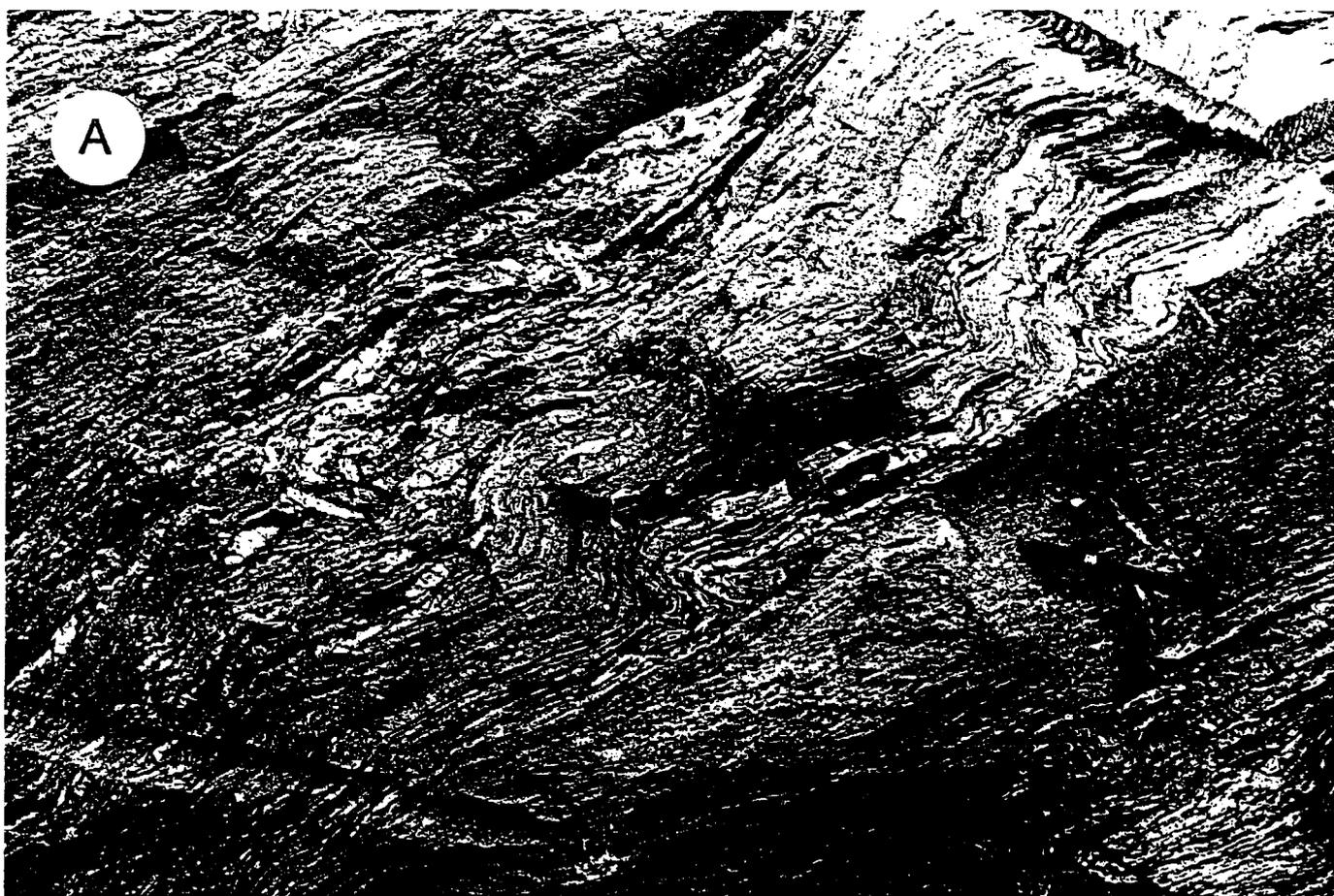
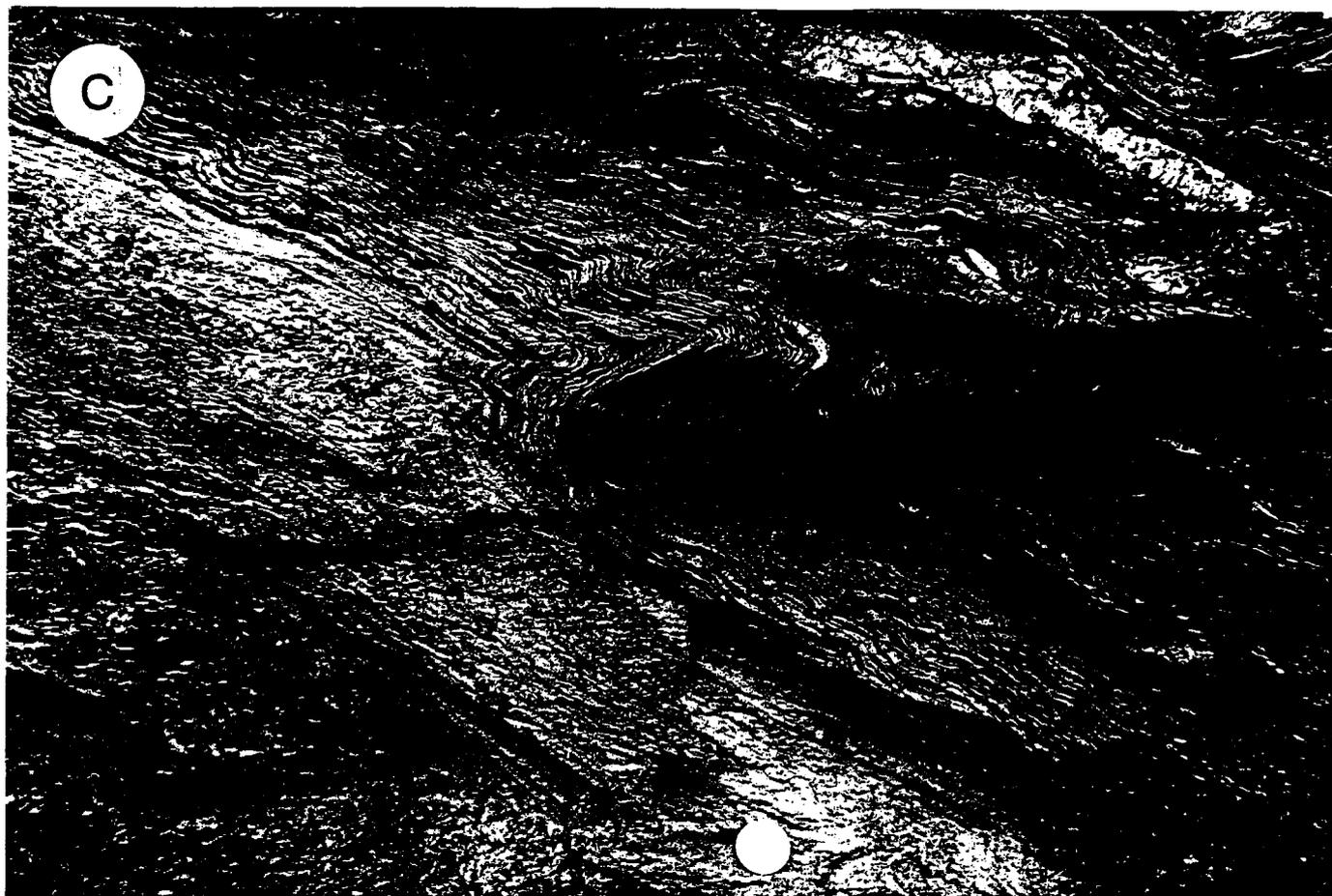


Fig. 3.2 - In basso a destra - Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane meridionali. La traccia della sezione è riportata in fig. 15 (traccia 6). In A sono distinte le formazioni e così sono evidenziate le strutture della fase compressiva D1. In B è distinta la scistosità della fase D1 e quindi evidenziate le strutture della fase distensiva D2. In C sono indicate le fasce con maggiore distorsione e spostamento durante la fase distensiva D2. La simmetria delle pieghe sui fianchi dell'Anticlinale di Ruosina Auctt. indicano un movimento divergente rispetto alla linea di cresta dell' "anticlinale". PT: Filladi e porfiroidi del basamento paleozoico; Tr: Grezzoni, e Breccie di Seravezza (Norico-Retico); G1: Marmi (Lias inferiore); CO: Calcescisti e Pseudomacigno (Cretaceo-Oligocene superiore); Cv: Calcare cavernoso e cataclasiti. Foto A: pieghe in cascata in fasce di taglio distensive W-vergenti sul fianco W dell'Anticlinale di Ruosina Auctt..Foto B: superfici di taglio coniugate (losanghe) nella zona di cresta dell' "anticlinale".Foto C: pieghe in cascata in fasce di taglio distensive E-vergenti sul fianco E dell'Anticlinale di Ruosina Auctt..





Passo in Abbinato - il Passo
Palamotto (SARANI)
E SUA SVOLGIMENTO NELLE
CARENE ALPINE
APPENNINE E MAREMME.

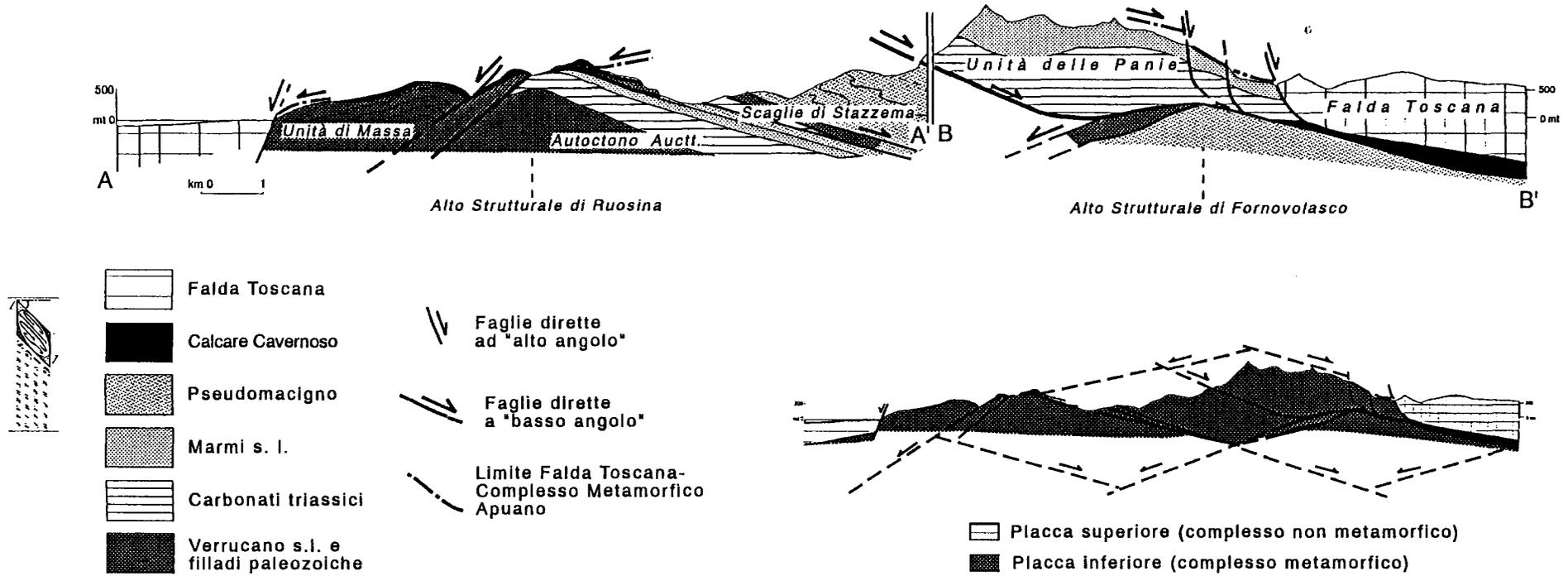


Fig. 3.3 - Schema interpretativo delle Alpi Apuane meridionali.

to in fig. 34 e questo tipo di struttura è discusso nel paragrafo 4.2.1 al quale si rimanda.

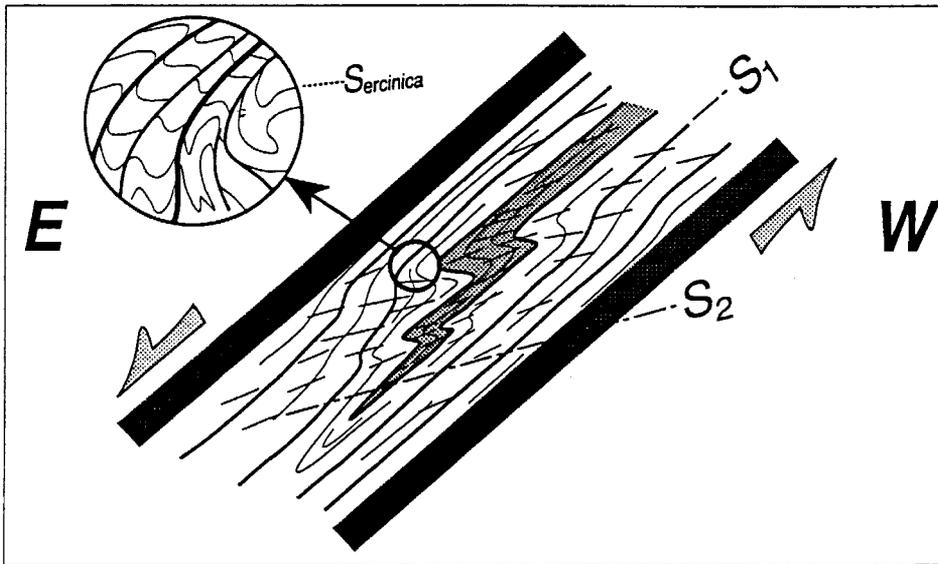


Fig. 3.4 - Schema della struttura delle Filladi Inferiori sul versante orientale delle Alpi Apuane. S1: Scistosità della fase compressiva (D1); S2: Scistosità della fase distensiva (D2).

Proseguendo la salita si attraversano varie volte le formazioni del basamento che presentano una giacitura e una struttura costanti fino al contatto con la dolomia triassica.

STOP 3.3 - CONTATTO BASAMENTO / COPERTURA SUL VERSANTE OCCIDENTALE DEL M. CORCHIA.

Il basamento qui costituito da filladi verdastre è sormontato da una decina di metri di metaruditi (Verrucano) e quindi dalle dolomie noriche. Il passaggio ai Grezzoni è rappresentato da alcuni metri di dolomie giallastre e rossastre con detrito siliciclastico in alternanza con sottili livelli di filladi. La base dei Grezzoni è costituita da breccie dolomitiche in banchi metrici testimoni di episodi di smantellamento della piattaforma carbonatica che si andava instaurando.

Si torna indietro fino al bivio per Fociomboli. Poco oltre il bivio in direzione di Fociomboli nelle filladi affiorano alcuni filoni di metabasiti e poco più avanti una lente di Dolomie ad Orthoceras. Lungo la strada sono di nuovo ben esposte tutte le formazioni del basamento.

STOP 3.4 - STRUTTURA DELLA FASE D1 DELLA ZONA DEL M. CORCHIA.

Da Fociomboli verso E sia apre il panorama sulla valle di Puntato

questa zona offre l'opportunità di di illustrare la struttura del M. Corchia che è un altro "classico" della tettonica apuana con il quale si sono cimentati geologi come Lotti, Zaccagna, Franchi e più recentemente molti altri e che come la zona di Arni è stata interpretata (e da alcuni Autori lo è ancora) nell'ottica della "doppia vergenza" (fig. 3.5).

In fig. 3.6 è riportata la carta strutturale della zona del M. Corchia,

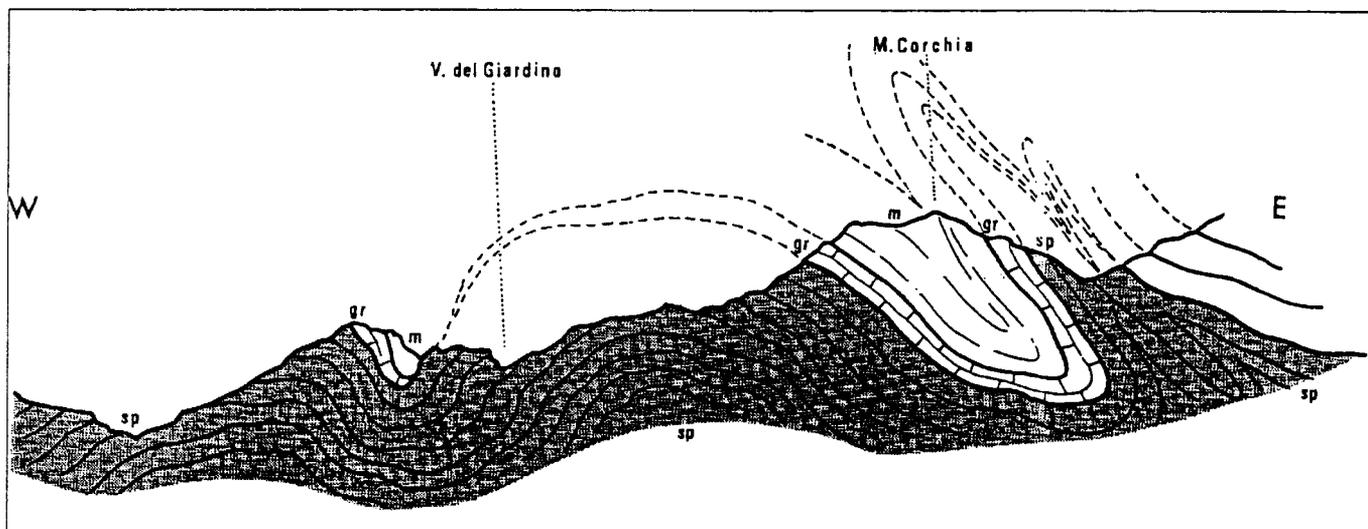


Fig. 3.5 - Sezione geologica attraverso il M. Corchia secondo Zaccagna (1898) (ridisegnata). sp: Basamento, gr: Grezzoni, m: Marmi.

la fig.17 mostra le relazioni di questa struttura con quelle esaminate nei giorni precedenti.

A prima vista, la carta strutturale del M. Corchia è di più difficile interpretazione rispetto a quella della valle di Arni. Una prima osservazione da fare, in base agli elementi strutturali, è che le pendenze da medie a forti della scistosità S1, dei contatti litologici e delle lineazioni di intersezione e di estensione della fase D1 rendono la carta strutturale quasi una sezione parallela al piano YZ dell'ellissoide medio dello strain della prima fase .

Le strutture più evidenti che attraversano obliquamente la carta, sono le due sinclinali del M. Corchia e di Puntato inserite nella massa del basamento paleozoico. Sono entrambe a nucleo di Pseudomacigno, possiedono un asse abbastanza inclinato, e si aprono in direzioni opposte: il «*sense of younging*» del M. Corchia è verso S; quello della Sinclinale di Puntato verso N. Le due sinclinali (che vedremo essere la stessa struttura) sono entrambe fasciate da due anticlinali: a N l'Anticlinale di Campanice-Fociomboli, prosecuzione di quella del M. Tambura, a S l'Anticlinale di Mosceta, che probabilmente rappresenta la *tête plongeante* sul versante orientale delle Apuane dell'Anticlinale di Vinca. Le loro superfici assiali sono deformate in modo complesso,



come si mostrerà in seguito.

E veniamo ai rapporti tra le due sinclinali di M. Corchia e di Puntato:

1- le tracce delle rispettive superfici assiali si corrispondono abbastanza bene;

2 - le due strutture sono comprese tra le stesse anticlinali a nucleo di basamento: l'Anticlinale di Mosceta che passa tra il M. Corchia e la Pania della Croce e l'Anticlinale di Campanice-Fociomboli (fig.3.6).

Da queste considerazioni deriva che le due sinclinali, attualmente separate, devono corrispondere ad una stessa struttura.

Il piano assiale della Sinclinale del M. Corchia - Puntato ha direzione NW-SE fino a Fociomboli e quindi piega in direzione circa EW secondo la grande fascia di torsione che segue la valle della Turrite Secca ("Virgazione di Arni").

Gli stereonet di fig. 3.6 mostrano che le strutture della fase D1 (lineazioni di estensioni - L1, assi di pieghe minori - A1, scistosità - S1 sono piegate dalla fase D2. Gli assi delle pieghe minori della fase D1 restaurati dalle deformazioni della fase D2 hanno direzioni decisamente anti-appenniniche (NE-SW) e sono sistematicamente paralleli alla lineazione di estensione. Da questo deriva che qualunque interpretazione della struttura collisionale della zona del M. Corchia - Puntato deve basarsi su "pieghe a guaina" con assi mediamente diretti NE-SW e con vergenze che possono essere sia verso NW che verso SE. (fig. 3.7)

Con questi vincoli dalla carta strutturale è stato costruito lo schema interpretativo di fig. 3.8. La faccia superiore dello stereogramma di questa figura rappresenta uno schema semplificato della carta strutturale di fig. 3.6, con la morfologia livellata intorno alla quota di 1300 m circa. La scala delle altezze è stata esagerata, per cui le pendenze medie risultano superiori al reale. Le semplificazioni riguardano principalmente le pieghe parassite sia della fase D1 che della D2, che sono state eliminate per non complicare troppo il disegno. Sono stati quindi rappresentati soltanto gli involucri della litologia relativi alle superfici limite Paleozoico-Mesozoico (indicata con "a") e Mesozoico-Terziario (indicata con "b").

In fig. 3.9 è rappresentata una interpretazione in profondità delle strutture di fig. 3.8 (Anticlinale di Campanice - Fociomboli, Sinclinale del Corchia - Puntato, Anticlinale di Mosceta), utilizzando la sola superficie limite Paleozoico-Mesozoico.

In sostanza, l'anticlinale di Mosceta sarebbe un'anticlinale a guaina che richiude a *tête plongeante* sul versante orientale delle Apuane come conseguenza del ripiegamento antiforme di tutte le strutture della fase D1. La Sinclinale di M. Corchia-Puntato, sulle quali si addossa l'Anticlinale di Mosceta, è un'unica sinclinale, costituita da due strutture a guaina che si raccordano con una "sella tettonica" poco

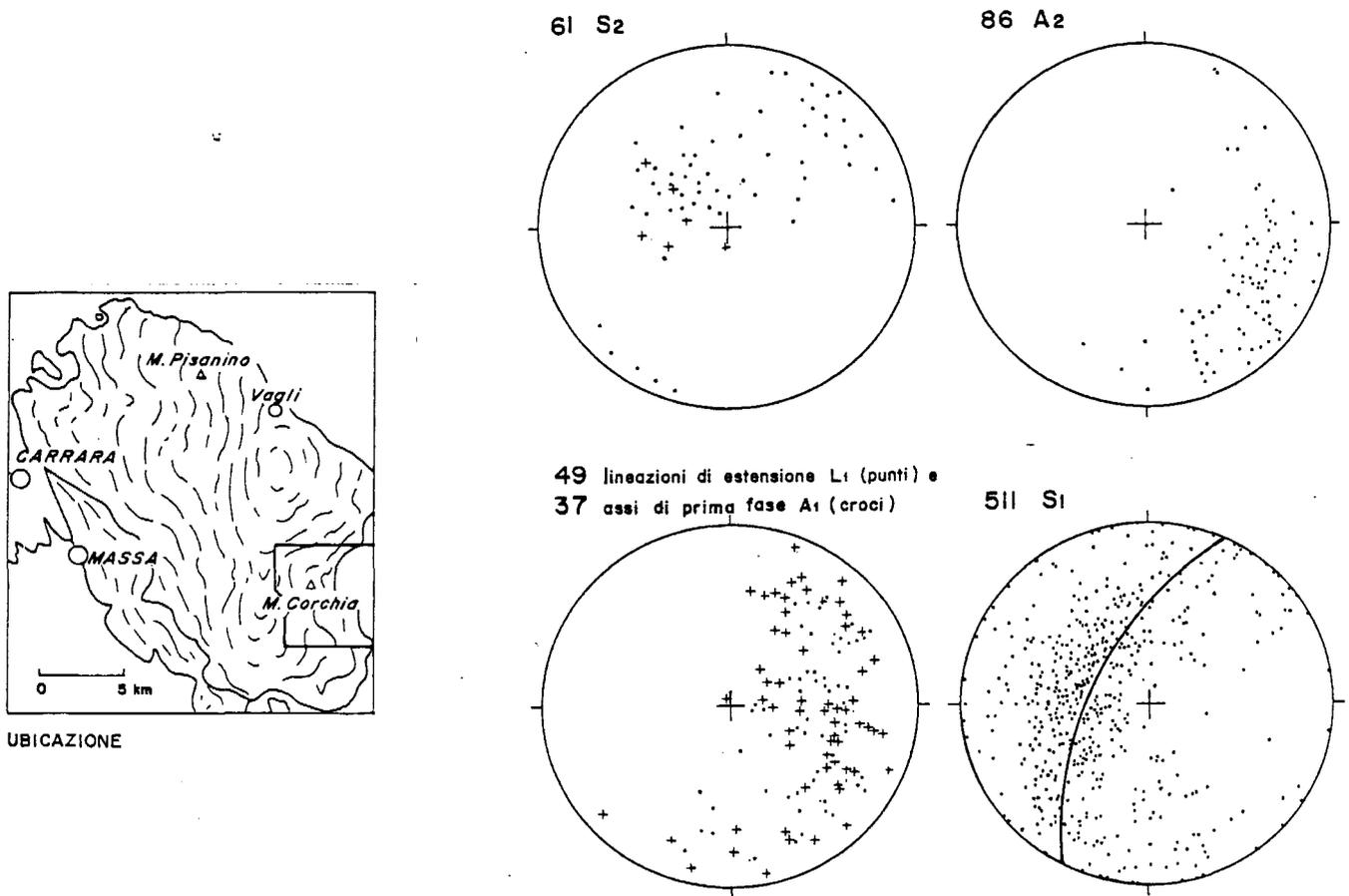
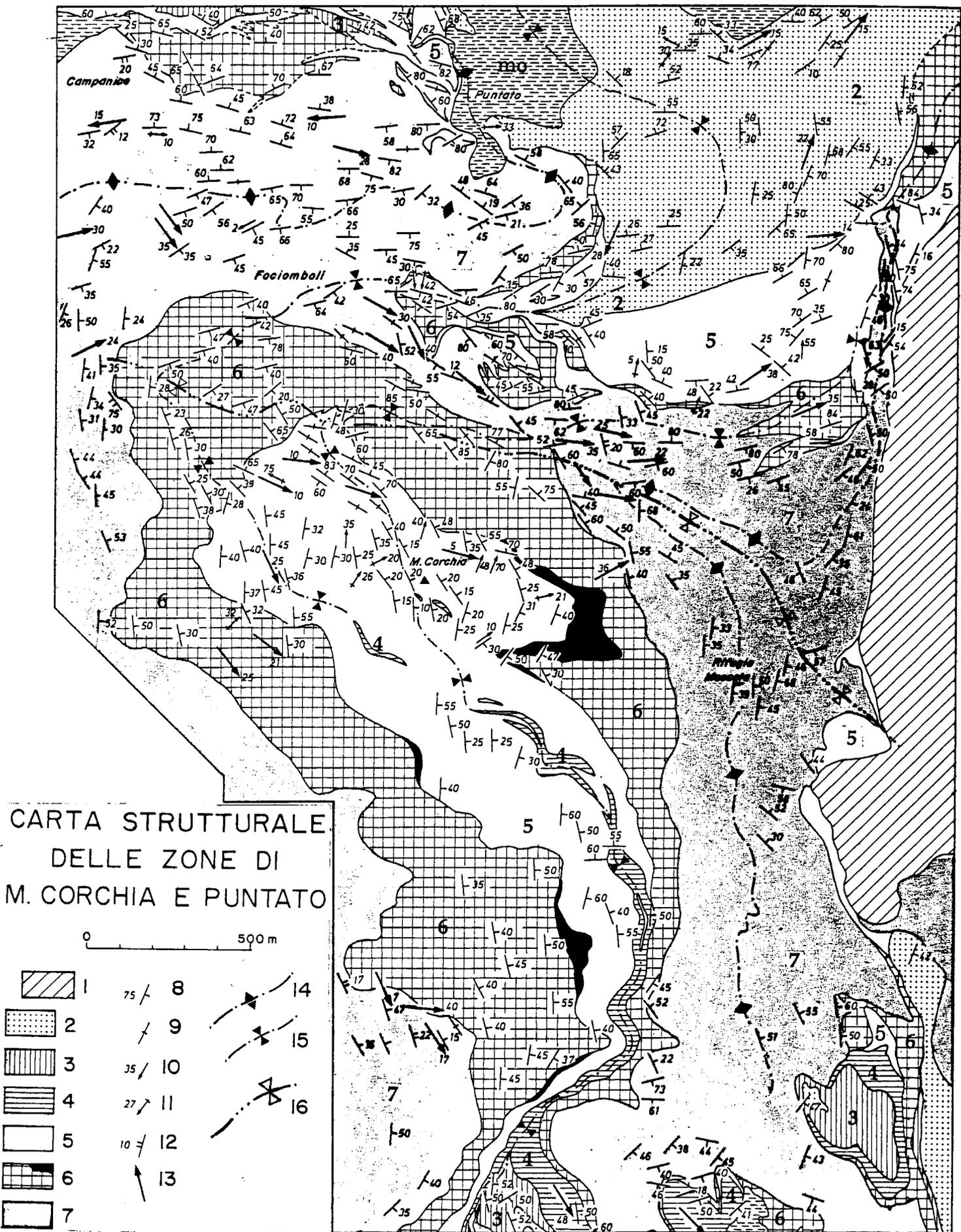


Fig. 3.6 - Carta strutturale delle zone di M. Corchia e Puntato.

- 1 - Unità delle Panie;
 - 2 - Metarenarie turbiditiche (Oligocene superiore);
 - 3 - Calcescisti, metaradiolariti, filladi, marmi cloritici (Dogger - Eocene);
 - 4 - Calcari selciferi metamorfici;
 - 5 - Marmi (Lias inferiore);
 - 6 - Dolomie (Trias superiore);
 - 7 - Filladi e Porfiroidi (Paleozoico);
 - 8 - Direzione e immersione della scistosità della fase D1 (S₁);
 - 9 - S₁ verticale;
 - 10 - Lineazione di estensione della fase D1 (L₁);
 - 11 - Assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione della fase D1;
 - 12 - Scistosità della fase D2 (S₂);
 - 13 - Assi delle pieghe minori e lineazioni di intersezione della fase D2;
 - 14 - Tracce del piano assiale delle anticlinali della fase D1 di Mosceta (parte orientale della carta) e di Fociomboli (parte settentrionale della carta);
 - 15 - Traccia del piano assiale della Sinclinale della fase D1 del M. Corchia - Puntato;
 - 16 - Traccia del piano assiale della sinforme della fase D2;
- mo - Morena di Puntato.





PIRELLA GÖTTSCHE LOWE
 PUBBLICITÀ INTEGRATA
 E SUI SVILUPPI NELLE
 CATEGORIE ALFA,
 APPROPRIATA A MALGRANITA.

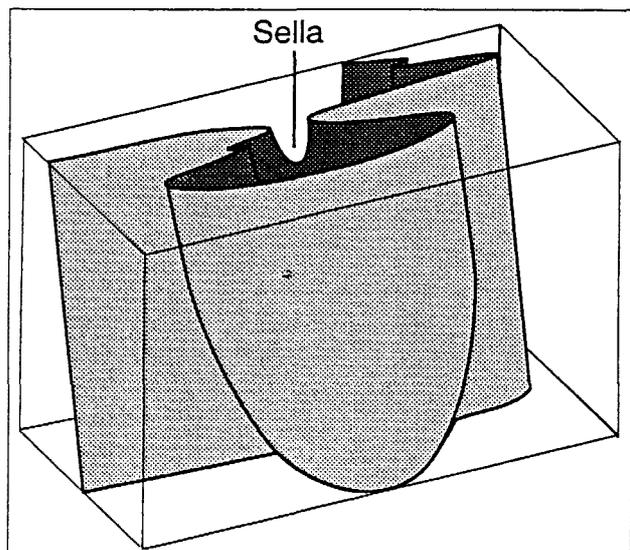


Fig. 3.7 - Schema di pieghe a guaina. Si noti l'opposta vergenza analoga a quella delle sinclinali di M. Corchia - Puntato e la "sella", analoga a quella che separa le due sinclinali poco a N del M. Corchia.

a N del M. Corchia. Le due parti separate dalla "sella" si "aprono" rispettivamente verso S e verso N (vergenza opposta), prolungandosi verso il basso per una lunghezza non precisabile.

Una sezione orizzontale diventa così più significativa di una sezione verticale diretta SW-NE, che non consente di rappresentare la struttura in quanto parallela agli assi della fase D1 (fig. 3.5). Sono queste sezioni, in cui le pieghe sono erroneamente chiuse come se avessero direzione appenninica, che hanno portato anche sulla trasversale del Corchia a interpretare la struttura mediante la "doppia vergenza".

Strutture non piane e non cilindriche, come quelle realizzate dalla stratificazione sulle Alpi Apuane, non possono infatti essere sempre rappresentate lungo sezioni perpendicolari all'allungamento generale della catena. Questo approccio porta molto spesso a raccordare i contatti formazionali in modo semplicistico: assolutamente inadeguato nel caso di strutture così marcatamente non cilindriche come le "pieghe a guaina".

Si riprendono i pullman e si scende fino a Ponte Stazzemesse e da qui si risale al M. di Stazzema.

STOP 3.5 - PANORAMA DEI RAPPORTI TRA FALDA TOSCANA, UNITÀ DELLA PANIA, SCAGLIE PARAUTOCTONE DELLO STAZZEMESE, AUTOCTONO AUCT..

Dal M. di Stazzema si coglie uno dei più suggestivi panorami delle Apuane.

A E è esposta in parete la sovrapposizione tettonica della Falda Toscana sull'Unità della Pania e infine di questa sullo Pseudomacigno delle Scaglie Parautoctone dello Stazzemesse (Cfr. Cap. 4).

Sulla parete a oriente rispetto al nostro punto di osservazione, da N a S l'Unità delle Panie prima si assottiglia e infine scompare all'altezza della Foce di S. Rocchino lasciando a diretto contatto la Falda Toscana con le Scaglie Parautoctone (fig. 3.10).



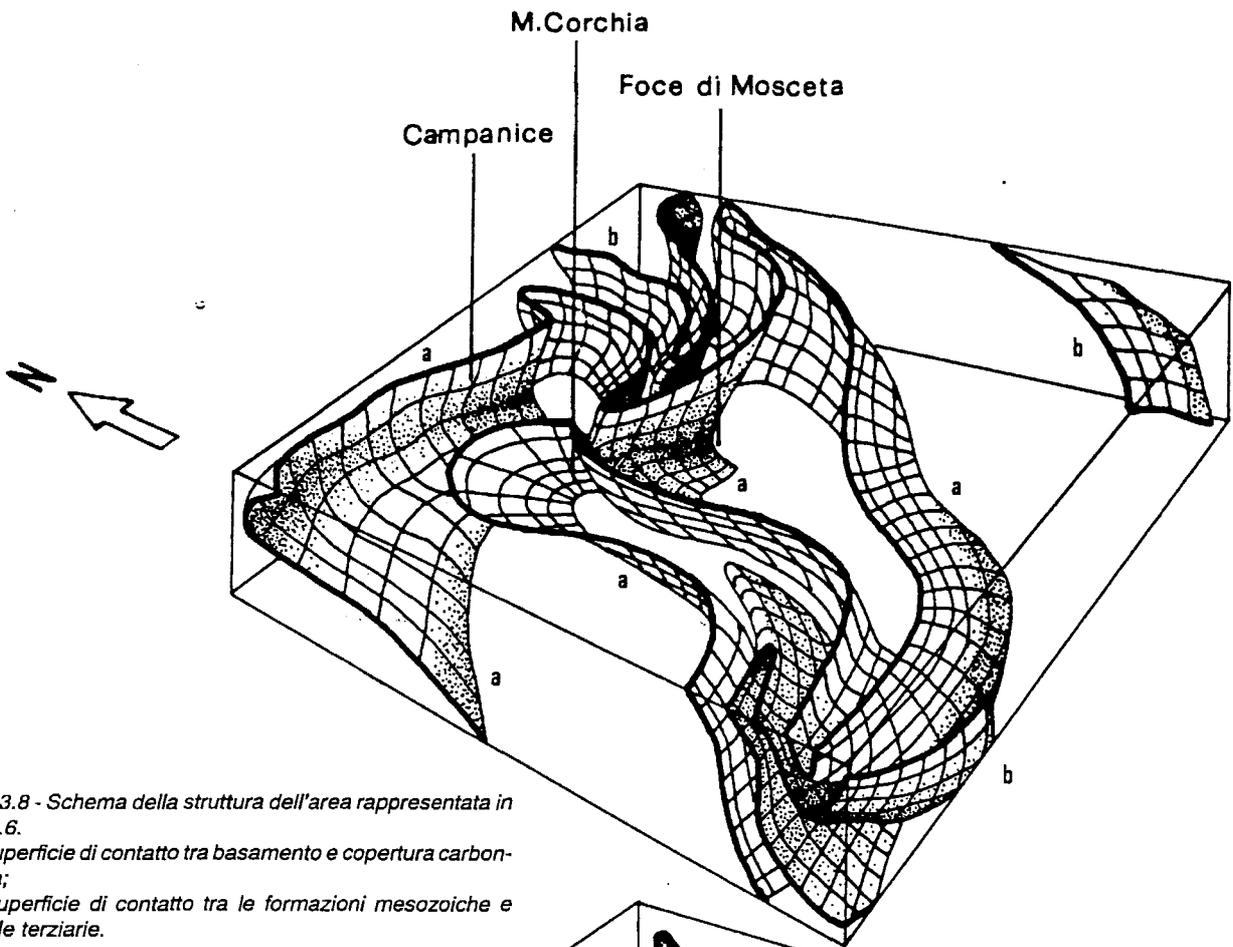


Fig. 3.8 - Schema della struttura dell'area rappresentata in fig. 3.6.

a) superficie di contatto tra basamento e copertura carbonatica;
b) superficie di contatto tra le formazioni mesozoiche e quelle terziarie.

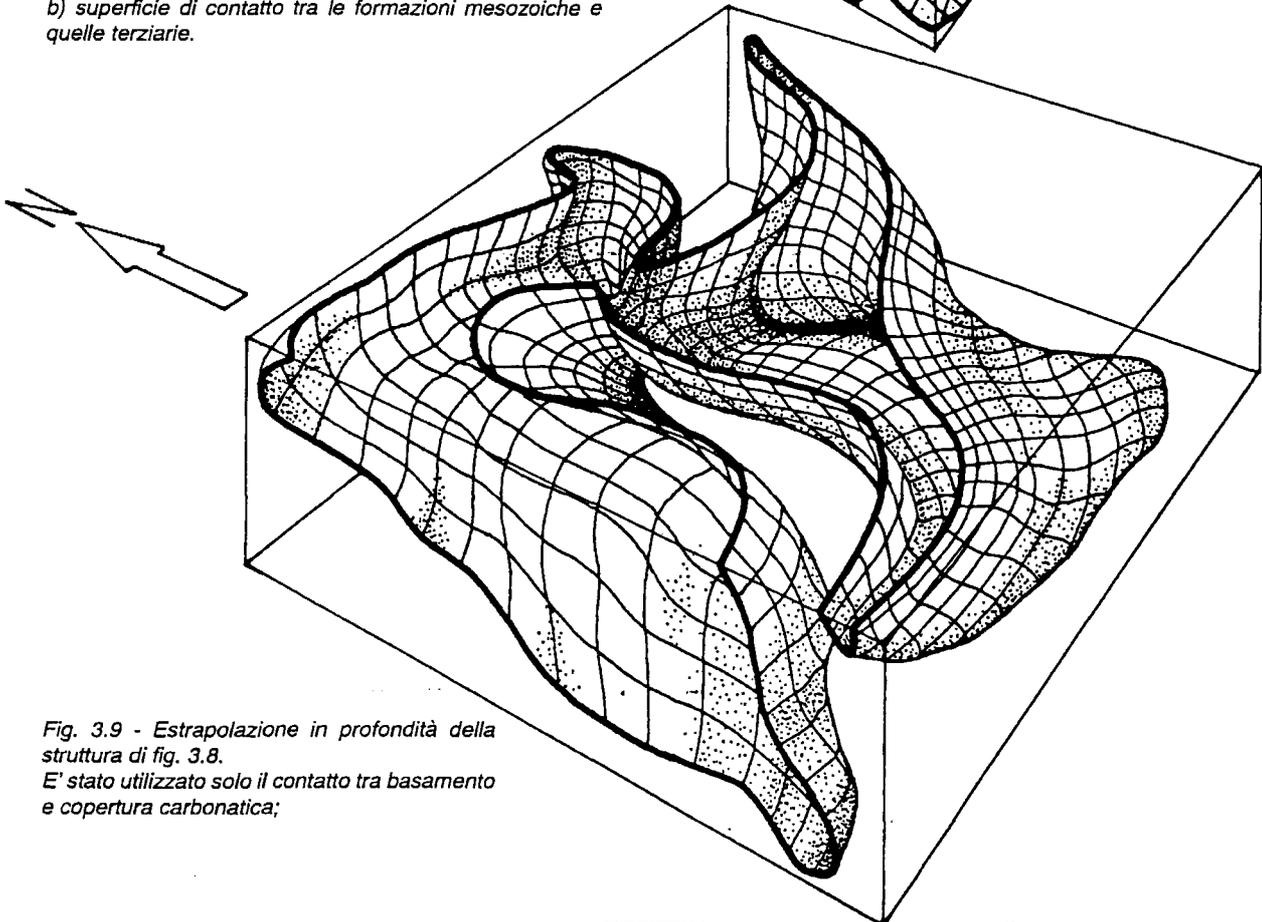
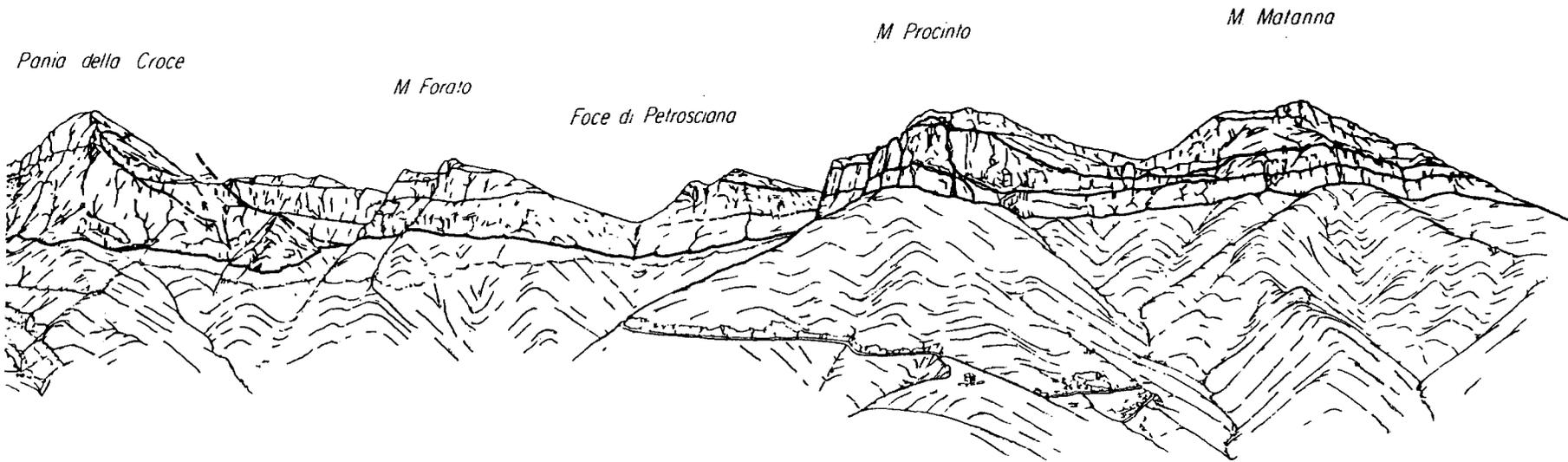


Fig. 3.9 - Estrapolazione in profondità della struttura di fig. 3.8.

E' stato utilizzato solo il contatto tra basamento e copertura carbonatica;



Panorama della Valle di Stazzema (versante settentrionale e orientale)



Istituto Nazionale di Geologia e Geostratigrafia
 Roma - Via dei Marsi, 78
 00137 Roma - Tel. 06/498001
 Telex 320321 - Telefax 06/498002

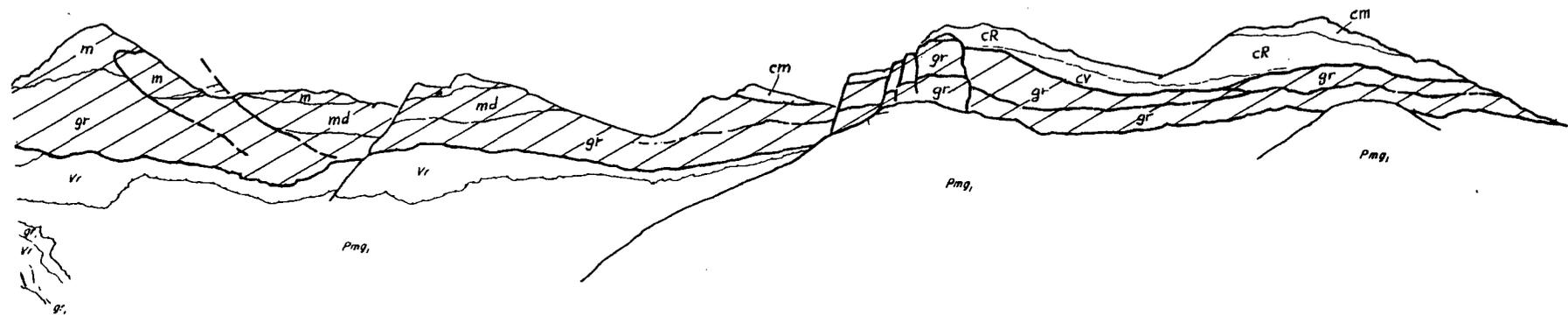
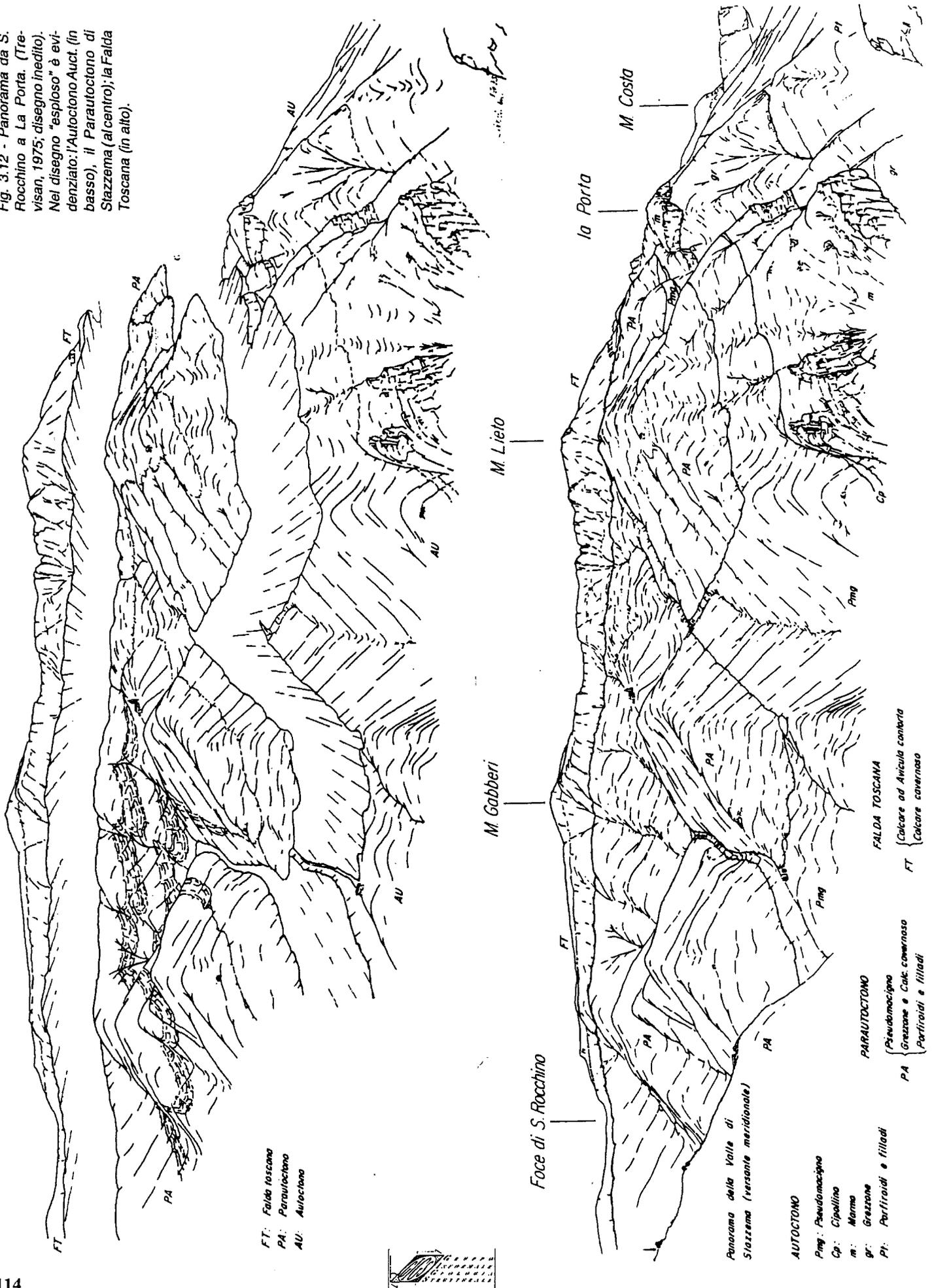


Fig. 3.11 - Panorama dal M. Corchia al M. Matanna. (Trevisan, 1975; disegno inedito). AUTOCTONO, PARAUTOCTONO e UNITA' PANIE: Pmg - Pseudomacigno; Cp - Cipollino; cs - Calcari Selciferi; m - Marmi; gr - Grezzoni; Pt - Basamento paleozoico. FALDA TOSCANA: cv - Calcare Cavernoso e cataclasiiti; cR - Calcare ad Raethavicula contorta; cm - Calcare Massiccio. A righe oblique è distinta l'Unità delle Panie.

Fig. 3.12 - Panorama da S. Rocchino a La Porta. (Trevisan, 1975; disegno inedito). Nel disegno "esplosivo" è evidenziato: l'Autoctono Auct. (in basso), il Parautoctono di Slazzeina (al centro); la Falda Toscana (in alto).



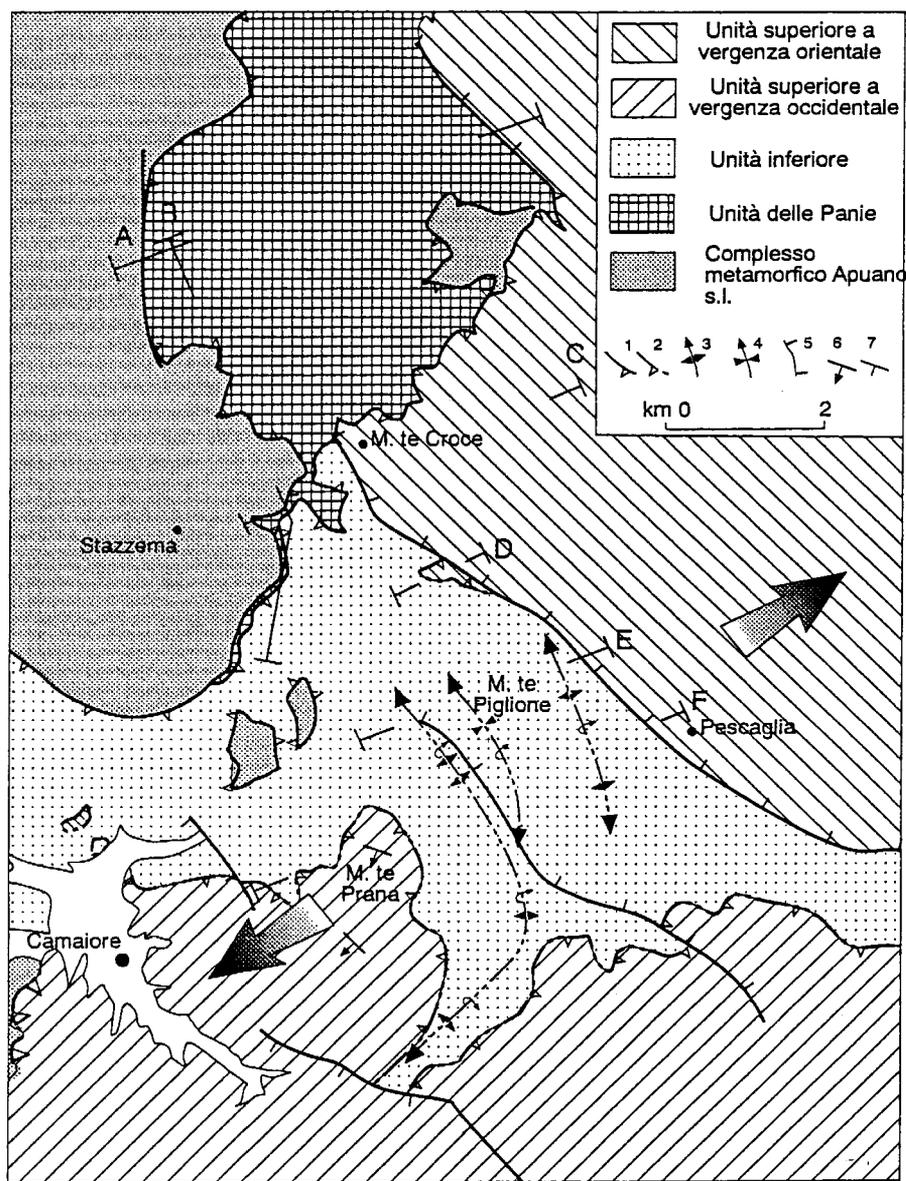


Fig. 3.10 - Schema strutturale delle Alpi Apuane sud-orientali. Si noti la "chiusura dell'Unità delle Panie sia verso S che verso E (Cfr. anche la fig. 3.13).
 1: contatti tettonici compressivi
 2: contatti tettonici distensivi (faglie dirette a "basso angolo")
 3: assi delle anticlinali
 4: assi delle sinclinali
 5: faglie dirette ad alto angolo; i trattini indicano la parte ribassata
 6: giacitura della stratificazione
 7: traccia delle sezioni geologiche di fig. 13.
 La Falda Toscana nella zona tra M. Croce e Camaiore è divisa in tre unità tettoniche qui indicate come: Unità Superiore a Vergenza Orientale, Unità Superiore a Vergenza Occidentale e Unità Inferiore che hanno differenti direzioni di traslazione (freccie) durante l'esumazione del complesso metamorfico.

Il contatto tra Parautoctono e Autoctono *Auctt.* affiora a S del M. di Stazzema in fondo alla valle.

I disegni di Trevisan (fig. 3.11 e 3.12), con la semplicità essenziale di questo insuperabile maestrò, rendono inutile ogni ulteriore descrizione del panorama.

L'aspetto che vogliamo sottolineare è la presenza lungo i contatti tettonici tra le diverse unità di identiche cataclasi che sono state sempre cartografate come Calcere Cavernoso. Questi "calcarei cavernosi" marcano la base della Falda Toscana, dell'Unità delle Panie e separano perfino le scaglie parautoctone. Come già

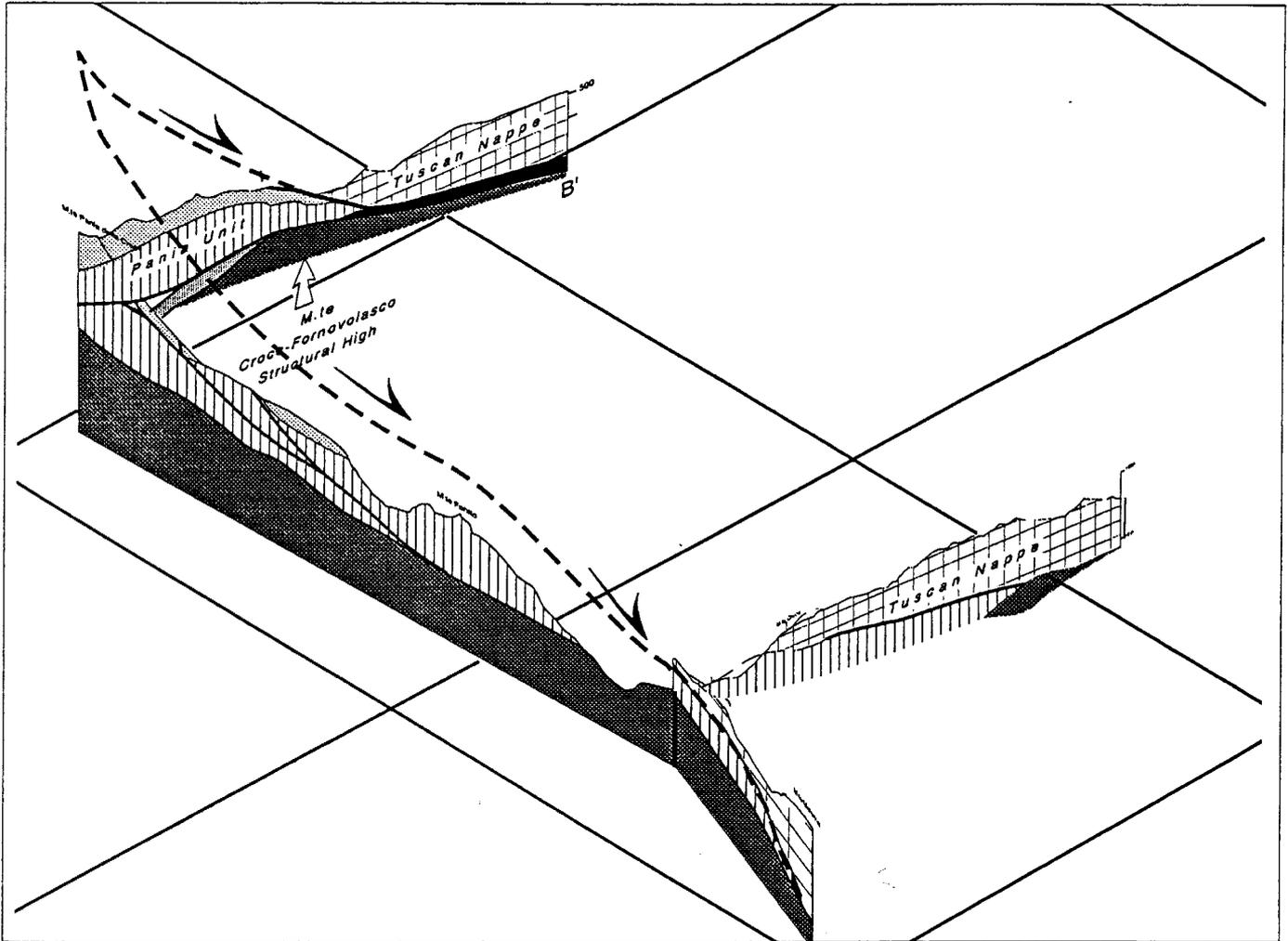


Fig. 3. 13 - Sezioni geologiche attraverso la Falda Toscana nelle Alpi Apuane sud-orientali.

ricordato, queste cataclasi contengono elementi metamorfici e marcano contatti tettonici a “basso angolo”. Una serie di caratteri tettonici ricavabili dalla reinterpretazione di precedenti sezioni geologiche (fig. 39) ed altri rilevati da alcuni di noi (F.P. & M.M.) come le anticlinali di *rollover* del M. Croce (fig. 41), M. Nona, ecc. dimostrano che tutti questi contatti tettonici sono faglie dirette a “basso angolo” (*detachment*) o hanno rigiocato come tali, durante l’esumazione del Complesso Metamorfico.

Uno dei modelli di distensione della crosta media suppone che questa si divida in grandi losanghe limitate da faglie dirette a “basso angolo” (fig. 36 e foto B di fig. 3.2), questa ipotesi, proposta anche per il basamento dell’Appennino (Carmignani & Kligfield, 1990) ha trovato conferma in profili simili delle classiche zone di distensione continentale (Basin-Range) e recentemente anche della Toscana meridionale (fig. 6).

Noi crediamo che la “chiusura” dell’Unità della Pania sulla parete

Noi crediamo che la “chiusura” dell’Unità della Pania sulla parete di fronte a noi rappresenti l’estremità di una di queste losanghe. Un profilo ortogonale alla parete circa parallelo alla valle di Fornovolasco mostra che questa losanga chiude anche in questa direzione suggerisce un sistema distensivo con due direzioni di allungamento sul piano orizzontale (fig. 3.13).

Si ripercorre la valle della Vezza fino oltre Ruosina tornando così sul versante occidentale delle Apuane

STOP 3.6 - STRUTTURA DISTENSIVA DUTTILE SW VERGENTE DEL VERSANTE OCCIDENTALE DELLE APUANE.

Le Filladi Inferiori che affiorano lungo la strada per Gallena mostrano una struttura identica, ma speculare rispetto alle filladi che abbiamo visto al M. Corchia sul versante orientale (foto A di fig. 3.2). Questa simmetria è coerente con l’interpretazione dell’Anticlinale di Ruosina *Auctt.* come una zona di culminazione di un elemento di crosta (losanga) delimitato da fasce di taglio dirette convergenti verso l’alto (fig. 3.3).

APPENDICE

FORMAZIONI ANCHIMETAMORFICHE DELLA "FALDA TOSCANA"

MACIGNO (mg) - Arenarie quarzoso feldspatico-micacee gradate, in strati di potenza variabile, con livelli più sottili di argilliti siltose. OLIGOCENE SUP. - (MIOCENE INF.?).

SCAGLIA TOSCANA s.l. - (cN) Calcareniti a Macroforaminiferi e calciruditi grigie, talvolta selcifere, in strati di potenza variabile, alternate con argilliti e marne rosse o verdastre, in strati di spessore minore. (st) - Argilliti e argilliti siltose e marnose rosso fegato, verdastre o grigie, talvolta con sottili intercalazioni di calcilutiti silicee e calcareniti grigie o verdastre; rare radiolariti rosse. CRETACEO INF. - OLIGOCENE.

MAIOLICA (cma) - Calcilutiti selcifere ben stratificate, bianche nella parte inferiore della formazione, grigie e con rari livelli calcarenitici nella parte superiore. TITONICO SUP. - CRETACEO INF..

DIASPRI (di) - Radiolariti rosso-scure o verdi, sottilmente stratificate, localmente con interstrati argillitici. Talvolta, nella parte più alta della formazione, marne silicee e argilliti rosse con rare intercalazioni di calcilutiti silicee grigio-verdastre. MALM.

MARNE A POSIDONIA (mP) - Marne e calcari marnosi grigio-verdastri, con rare intercalazioni di marne o argilliti rosse e di calcareniti talvolta selcifere. LIAS SUP. - DOGGER.

CALCARI SELCIFERI (cst) - Calcilutiti talvolta leggermente marnose, grigio chiare, ben stratificate, con noduli e liste di selce grigio chiara e sottili interstrati marnosi; rari livelli calcarenitici. LIAS MEDIO - SUP..

ROSSO AMMONITICO (crA) - Calcari nodulari rosati, rossi o giallastri e calcari stratificati rosa, talvolta con sottili interstrati di marne rosse e rare selci rosse. LIAS INF. - MEDIO.

CALCARI AD ANGULATI Auctt. p.p. (cA) - Calcari più o meno marnosi grigio scuri, alternati a marne siltose grigio scure e argilliti ("Formazione di Ferriera", Boccaletti & Bortolotti, 1965). LIAS INF..

CALCARE MASSICCIO Auctt. s.l. (cm) - Calcari e calcari dolomitici grossolanamente stratificati, talvolta massicci. La parte più alta della formazione comprende calcilutiti grigie talvolta con sottili orizzonti giallastri in corrispondenza dei giunti di strato ("Calcari ad Angulati" Auctt. p.p.; "Calcari grigi a liste chiare", Valduga, 1957). LIAS INF..

CALCARI E MARNE A RHAETAVICULA CONTORTA (cR) - Calcari, calcari dolomitici e dolomie con sottili intercalazioni di marne. Generalmente nella parte inferiore prevalgono calcari, calcari dolomitici e dolomie grossolanamente stratificati, cui seguono calcilutiti nere alternate con sottili livelli di marne grigio scure a patina d'alterazione giallastra. Nelle zone di M. Bandita (Tenerano), Castelpog-

gio e Gagnana, in prossimità del contatto con - cm -, lenti discontinue di calcari scuri brecciati con vene calcareo-limonitiche giallastre ("Portoro"). RETICO.

CALCARE CAVERNOSO (cv) - Calcari dolomitici, dolomie grigie con "struttura a cellette" e "dolomie cariate". NORICO.

BRECCIE POLIGENICHE - Breccie poligeniche con prevalenti elementi di dolomie e calcari dolomitici triassici e subordinati elementi di formazioni più recenti della "Falda Toscana" e raramente delle successioni delle "Unità liguri". In prossimità del contatto tettonico con l'"Unità di Massa" e con l'"Autoctono", elementi di rocce metamorfiche provenienti da queste unità possono divenire prevalenti.

FORMAZIONI EPIMETAMORFICHE DELL'"UNITA' DI MASSA"

Copertura triassica con metamorfismo alpino in facies scisti verdi

(fs) - Filladi quarzítico-muscovitiche più o meno cloritiche, grigio-chiare o grigio-verdi, talora violacee; alternanze centimetriche o millimetriche di filladi scure e filladi quarzítico-muscovitiche chiare. Localmente la frazione quarzosa può divenire dominante.

(an) - Metaconglomerati prevalentemente quarzosi con matrice quarzítico-filladica da grigio-verde a violacea. Gli elementi sono costituiti in prevalenza da quarzo rosato, da quarziti bianche o rosate, tormalinolite, ecc.. Sono talvolta presenti livelli quarzítico-filladici violacei. CARNICO

PRASINTI (op) - Metabasiti ad albite, clorite, epidoto e quarzo, verdi, grigio-verdi e grigie, talvolta con livelli di filladi e di metaconglomerati. LADINICO.

(brm) - Breccie monogenetiche metamorfiche a elementi marmorei con matrice filladica muscovitica, più o meno cloritica, grigio-scura o verdastra. LADINICO.

MARMI A CRINOIDI (mC) - Marmi e marmi a muscovite, bianchi o grigi, con rari livelli dolomitici a patina d'alterazione rosso-bruna e abbondanti resti di Crinoidi. (ANISICO SUP.?) - LADINICO.

(fn) - Filladi muscovitiche e filladi muscovitico-quarzítiche grigio-scure, spesso grafitiche, localmente con livelli di metarenarie grige a patina d'alterazione giallastra. ANISICO?.

Basamento paleozoico con metamorfismo alpino ed ercinico in facies scisti verdi

(fl') - Filladi muscovitiche più o meno cloritiche, grigio-verdastre o grigio-scure, e filladi muscovitico-quarzítiche alternate a più sottili livelli di quarziti chiare. CAMBRICO? - ORDOVICIANO?.



FORMAZIONI EPIMETAMORFICHE DELL' "AUTOCTONO" AUCTI.

Copertura mesozoica e terziaria con metamorfismo alpino in facies scisti verdi

PSEUDOMACIGNO Auctt. (pmg) - Metarenarie quarzose-feldspatico-micacee, alternate a filladi più o meno quarzitiche grigio-scure. OLIGOCENE SUP..

CALCARI A NUMMULITI Auctt. s.l. - (scN) Filladi muscovitiche verdastre, rosso-violacee e più raramente grigie, con livelli di metacalcareniti grigie a Macroforaminiferi (Valle del Serchio di Gramolazzo, Gorfigliano, Vagli di Sopra). (scm) - Metacalcareniti e rare metacalciruditi bianche in strati di spessore variabile, con intercalazioni più sottili di filladi muscovitiche verdastre (Cam-pocccina, M. Borla, Monzone Alto). EOCENE? - OLIGOCENE.

CIPOLLINI Auctt. (cp) - Calcescisti verdastri, marmi e marmi a clorite, spesso in fitta alternanza con sottili livelli di filladi carbonatiche e filladi muscovitiche veri e rosse. Rare liste e noduli di quarzite bianca ("selci"). CRETACEO INF.? - OLIGOCENE?

SCISTI SERICITICI Auctt. (sc) - Filladi muscovitiche verdastre, rosso-violacee e più raramente grigie, con rari e sottili livelli di filladi carbonatiche, marmi a clorite e metaradiolariti rosse. CRETACEO INF. - OLIGOCENE.

CALCARI SELCIFERI A ENTROCHI Auctt. (csE) - Calcari selciferi metamorfici. Nelle zone ove la formazione raggiunge gli spessori maggiori, la parte inferiore é costituita da metacalcilutiti grigio chiare o color avorio, ben stratificate e con liste e noduli di "selci", la parte superiore é costituita prevalentemente da metacalcareniti grigie con strati più potenti con liste e noduli di "selci". Localmente a tetto della formazione, lenti di metacalciruditi derivate da originarie breccie poligeniche a elementi di calcilutiti, dolomie e radiolariti. TITONICO SUP. - CRETACEO INF..

DIASPRI Auctt. (d) - Metaradiolariti rosse, violacee, verdastre e raramente grigie, sottilmente stratificate, con interstrati di filladi quarzitiche. Soprattutto nella parte superiore della formazione, sottili livelli di calcari silicei metamorfici e di filladi carbonatiche. (Sono stati distinti solo gli affioramenti più potenti e continui). MALM.

CALCESCISTI (csc) - Calcescisti grigio-verdastri, a aptina d'alterazione marrone chiaro, con sottili intercalazioni di filladi carbonatiche (sono stati distinti solo gli affioramenti più potenti e continui). LIAS SUP. - DOGGER.

CALCARI SELCIFERI Auctt. (cs) - Metacalcilutiti grigio scure, con liste e noduli di "selci", e rari livelli di metacalcareniti, in strati di potenza variabile, spesso alternati con strati più sottili di calcescisti e filladi carbonatiche grigio scure con tracce di pirite e Ammoniti piritizzate. A Est e a Nord di Pizzo d'Uccello e a SE di M. Contrario la base della formazione é costituita da un sottili orizzonte discon-

tinuo di marmi dolomitici e dolomie cristalline nocciola. LIAS MEDIO - SUP..

MARMI s.s. (mzb) - Marmi bianchi e color avorio con sottili livelli di marmi a muscovite e, più raramente, di calcescisti grigio-verdastri; localmente livelli di filladi carbonatiche (Pianaccia). m^b , m^{ba} , m^{br} , m^n , m^s , m^v - Marmi di colore variabile dal bianco al grigio, con rari e sottili livelli di dolomie e marmi dolomitici giallastri. Breccie monogeniche metamorfiche a elementi marmorei da centimetrici a metrici. Rare breccie poligeniche metamorfiche a prevalenti elementi marmorei e subordinati elementi di "selci" grigio chiare e rosse, talvolta con matrice filladica rossastra o violacea (M.Tombaccia, Arnetola, Arni). Il tetto delle formazione é spesso caratterizzato da marmi rosati giallastri o nocciola a Crinoidi, Ammoniti, Belemniti e Molluschi (S.Viviano, M.Tombaccia, zone a SE e a NE del M.Mirandola, Passo delle Pecore, Canale di Cerignano, ecc.), o da marmi bianchi o grigi con abbondanti resti di Crinoidi e rare "selci" (zone a NE del M.Pisanino, a Est del M.Tambura-M.Roccandaglia, ecc.). Per la spiegazione delle diverse sigle e dei sovrasegni usati sulla carta per indicare le varietà merceologiche vedi i "Segni convenzionali". LIAS INF. (-MEDIO?).

MARMI DOLOMITICI e DOLOMIE CRISTALLINE (md) - Marmi spesso dolomitici, alternati a livelli di dolomie grigio chiare o rosate, più o meno ricristallizzate. Frequenti Alghe, Gasteropodi, Brachiopodi e Lamellibranchi ("Marmi dolomitici"). Il passaggio ai Marmi s.s. é graduale: avviene per progressiva diminuzione dello spessore e della frequenza degli orizzonti dolomitici. Masse di dolomie cristalline massicce grigio chiare entro la sequenza precedente ("Dolomie cristalline"). Con la sigla - (mdo) - sono indicati i marmi e i marmi dolomitici cataclastici della Turrice Secca, del Canale Porchia e del Canale Rienti. LIAS INF..

BRECCIE DI SERAVEZZA e SCISTI A CLORITOIDE Auctt. - (br) Breccie poligeniche metamorfiche a elementi marmorei e subordinatamente dolomitici, con scarsa matrice filladica a cloritoide di colore rossastro o verdastro. (scl) Sottili livelli discontinui di filladi a cloritoide, minerale che localmente può divenire il principale costituente della roccia. RETICO (-LIAS INF.?).

MARMI A MEGALODONTI (grm) - Marmi saccaroidi, masicci o grossolanamente stratificati, con scarsa muscovite e clorite lungo i giunti di strato. Il passaggio ai Grezzoni é graduale, caratterizzato da irregolari alternanze di livelli marmorei e livelli dolomitici a patina d'alterazione giallastra. Frequenti Molluschi, Brachiopodi e lumachelle a Megalodonti. RETICO.

GREZZONI (gr) - Dolomie più o meno ricristallizzate grigio scure, con limitate modificazioni tessiturali metamorfiche. La parte inferiore é generalmente costituita da breccie metamorfiche a elementi più o meno angolosi di dolomie, la parte intermedia da dolomie grigio chiare e grigio scure stratificate, la parte alta da dolomie a patina d'alterazione giallastra con tracce di filladi lungo i giunti di strato. In numerose località sono presenti noduli e liste di "selci" nere (versante orientale del Pizzo d'Uccello, M.Gronilice, ecc.). Nella zona di Colonnata la parte superiore della formazione comprende marmi neri, talvolta dolomitici, con Brachiopodi, Crinoidi e Molluschi ("Nero di Colonnata" Auctt.). (grc) - Dolomie brecciate più o meno ricristallizzate, grigio-giallastre, con "struttura a cellette" e talvolta "cariate" (zona di Carrara). NORICO.

FORMAZIONE DI VINCA (fv) - Quarziri a grana variabile e metarenarie feldspatiche con livelli di filladi



muscovitiche e filladi quarzitiche grigio scure o nere e intercalazioni di dolomie grigio scure o rosate spesso con lamine ricche di grani di quarzo (sono stati distinti solo gli affioramenti più potenti e continui). CARNICO - NORICO.

VERRUCANO s.s. (Vr) - Quarziti, anche grossolane, talvolta alternate a filladi muscovitiche e a metaconglomerati quarzosi con matrice quarzítico-filladica ("Anageniti" Auctt.) (sono stati distinti solo gli affioramenti più potenti e continui). LADINICO SUP. - CARNICO.

Basamento paleozoico con metamorfismo alpino ed ercinico in facies scisti verdi

DOLOMIE SCISTOSE AD ORTHOCERAS Auctt. (co) - Dolomie cristalline grigio scure o chiare, a patina d'alterazione giallastra o marrone, talvolta alternate a sottili livelli di filladi grafitiche nere con tracce di pirite, più raramente associate a quarziti nere ("Liditi"). talvolta abbondanti resti di Crinoidi e di Orthoceratidi. SILURICO.

(ar) - Quarziti, quarziti filladiche e metarenarie arcosiche grigio chiare, alternate a filladi e filladi quarzitiche grigio scure. ORDOVICIANO SUP.?.

PORFIROIDI e SCISTI PORFIRICI Auctt. (pf) - Metavulcaniti di composizione prevalentemente riolitica, massicce, verdi chiare o grigie, con relitti millimetrici di fenocristalli di quarzo e feldspati in matrice quarzítico-muscovitica, più o meno cloritica ("Porfiroidi"); rari tipi con relitti decimetrici di fenocristalli di k-feldspato ("Porfiroidi a grandi fenocristalli"). Metarcosi, filladi muscovitico-cloritiche con abbondanti porfiroclasti millimetrici di quarzo ("Scisti porfirici"). ORDOVICIANO?.

FILLADI INFERIORI Auctt. (fl) - Filladi quarzítico-muscovitiche più o meno cloritiche, grigio-scure o grigio-verdastre, alternate a livelli di spessore variabile di quarziti grigio-chiare, che localmente possono nettamente prevalere sulle filladi; rari livelli di filladi grafitiche. CAMBRICO? - ORDOVICIANO?.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- 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., Coccozza, T. & Wezel, F. (1974) - Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature* 248, 309-314.
- Bagnoli G, Tongiorgi M (1980) - New fossiliferous Silurian (M. Corchia) and Devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic. *Mem. Soc. Geol. It.*, 20, 301-313.
- Baldacci 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 arenacci tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 213-244.
- Barberi F., Giglia G. (1966) - La serie scistosa basale dell'autoctono delle Alpi Apuane. *Soc. Geol. It. Boll.* 84, 41-92.
- Barca S. & Marini C. (1980) - Lineamenti litostratigrafici e sedimentologici del "Postgotlandiano" del Fluminese (Sardegna SW). *Mem. Soc. Geol. It.*, 20, 203-216.
- Barca S., Coccozza T., Del Rio M. & Pittau Demelia P. (1982) - Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implication. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, (1981) 377-392.
- Barca S., Del Rio M. & Pittau Demelia P. (1982) - Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of southeast Sardinia: stratigraphical and geological implications. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 369-375.
- 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.
- Berthè D., Choukroune P. & Gapais D. (1979) - Orientations preferentielles du quartz et orthogneissification progressive en regime cisailant: L'exemple du cisaillement sudarmoricain. *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.
- Boccalletti M. & Gosso G. (1980) - Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica nell'area di Campocaccina-M. Pisanino delle Alpi Apuane Settentrionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 101-110.
- Boccalletti, M. & Guazzone, G. (1974) - Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean, *Nature*, 252, 54-78.
- Boccalletti, 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.
- Bonatti, S. (1938) - Studio petrografico delle Alpi Apuane. *Mem. Descr. Carta geologica d'Italia*, 26, 116 pp.
- 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. & Giglia G. (1975) - Le fasi tettoniche terziarie dell'autoctono 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., Scr. A*, 86, 109-125.
- Carmignani L. & Giglia G. (1984) - "Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti. In: *Cento anni di Geologia Italiana. Vol. Giub. I° Centenario Soc. Geol. It.*, 199-214.
- Carmignani L. & Kligfield R. (1990) - The transition from compression to extension in mountain belts: evidence from the Northern Apennines Core Complex. *Tectonics*, 9, 1275-1303.
- Carmignani L. (1985) - Carta geologico-strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, scala 1:25.000, Foglio nord. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- 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.
- Carmignani L., Fantozzi P. & Meccheri M. (1992) - 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., Gattiglio M., Kalin O. & Meccheri M. (1987) - Guida all'escursione sul Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane. Escursione conclusiva della "Summer School di geologia e petrologia dei basamenti cristallini" settembre 1987, Tipografia Editrice Pisana, 110 pp.
- Carmignani L., Giglia G. & Kligfield 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 enclavica delle Alpi Apuane. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 93-100.
- Cerrina Feroni A., Nuti S., Pertusati P.C. & Plesi G. (1976) - Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al Calcere cavernoso dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1161-1174.
- 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.
- Ciarapica G. & Passeri L. (1982) - Panoramica sulla geologia delle Alpi Apuane alla luce delle più recenti ricerche. *Mem. soc. Geol. It.*, 24, 193-208.
- Civetta, L., Orsi, G. & Scandone, P. (1978) - Eastwards migration of Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature* 276, 604-605.
- Cobbold P.R. & Quinquis H. (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 119-126.
- Coli, M. (1990) - 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.
- Conti P., Di Pisa, Gattiglio M., & Meccheri M. (1991) - The pre-alpine basement in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy). In stampa.
- Conti P., Gattiglio M., & Meccheri M. (1991) - The overprint of the Alpine tectono-metamorphic evolution on the Hercynian orogen: an example from the Apuane Alps (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, 191, 335-346.
- 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.
- Dallan Nardi L. & Nardi (1973) - Ipotesi sulla genesi e sul significato delle breccie stratigrafiche associate ai "calcari cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 1973.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1979) - Microfossili miocenici nella matrice delle breccie situate alla base della Falda Toscana nelle Alpi Apuane meridionali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 119-128.
- Dallan-Nardi, L. (1977) - Segnalazione di Lepidocycline 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 and 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 Tencrano. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A*, 75, 102-124.
- Dennis A.J. & Scorr 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.
- 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.
- Di Pisa A., Gattiglio M. & Oggiano G. (1992) - Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles. *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Palaeozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. L. Carmignani & F. P. Sassi Editors, IGCP No 276, NEWSLETTER vol. 5, Siena 1992*, 107-116.
- Elter P. & Trevisan L. (1973) - Olistotromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines, in: K.A. deJong and R. Scholten (eds.) *Gravity and Tectonics*, John Wiley, New York 175-187.
- Elter P. (1958) - Nuove osservazioni sull'Arenaria superiore nella regione di La Spezia e di Carrara. *Boll. Soc. Geol. It.*, 77, 133-166.
- 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
- Giglia G. & Trevisan L. (1967) - Genesi e significato paleogeografico delle breccie a contatto fra grezzoni e marmi nelle Alpi Apuane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Scr. A*, 73, 503-517.
- Giglia G. (1967) - Geologia dell'Alta Versilia Settentrionale (Tav. M.: Altissimo). *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 67-95.
- Gortani M. (1933) - Il Paleozoico delle Alpi Apuane. *Rend. Reg. Acc. Sc. Ist. Bologna Cl. Sc. Fis.*, 37, 53-57.
- Hamilton W.B. (1982) - Structural Evolution of the Big Maria Mountains, northeast Riverside County, Southeastern



- California. In: Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona and Nevada, edit. E. Frost & D. Martin, 1-28.
- Hamilton W.B. (1987) - Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. In: Continental Extensional Tectonics, edited by M. Coward, J. Dewey & P. Hancock., Geol. Soc. Publ., 28, 155-176.
- Ippolito F. (1950) - Le Alpi Apuane. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, 3, 49-96.
- Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffé B., Michard A. & Jourdan C. (1990) - Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, 18, 1007-1010.
- Kastens K. & Mascle J. (1990) - The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107, In K. Kastens and J. Mascle (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 107, p. 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., Hunziker J., Dallmeyer R.D. & Schamel S. (1986) - Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: Results from Northern Apennines. *J. Struct. Geol.*, 8, 781-798
- Lavecchia, G. (1988) - The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and scismotectogenesis. *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 vulcanotettonica dell'Appennino e del Tirreno, *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 569-596.
- Lotti B. (1881 b) - La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane. *Boll. R. Comit. Geol. d'It.*, 12.
- Lotti B. (1981 a) - Nota sopra una piega con rovesciamento degli strati paleozoici e triassici tra il M. Corchia e la Pania della Croce presso Mosseta. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 12, 85-96.
- Malavieille J. (1987) - Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. of Struct. Geol.*, 9, 541-554.
- 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 & Proust F. (1976) - La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous de matériel océanique. *C. R. Acad. Sci.*, 282, 1249-1252.
- Mattauer M., Faure M., & Malavieille J. (1981) - Transverse lincation area large scale structures related to alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, 3, 401-409.
- Maxwell J. C. (1956) - Tectonics of Pania della Croce-Pania Secca area, Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 70, 95-382.
- 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 cronostatigrafici 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.
- Pertusati P., Plesi G. & Cerrina Feroni A. (1977) - Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 587-603.
- Platt J. & Vissler R. (1980) - Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- Platt J. (1986) - Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.
- Principi G. & Treves B. (1984) - Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 549-576.
- Ramsay JG (1967) *Folding and Fracturing rocks*. McGraw-Hill (ed) New York
- Ridley J. (1986) - Parallel stretching lincation and fold axes oblique to a shear displacement direction-a model and observations. *J. Struct. Geol.*, 8, 647-653.
- Royden, L., Patacca, E., and 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.
- Rykkelid E. & Fossen H. (1992) - Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observations from the Oygarden Complex, West Norway Caledonides. *J. Struct. Geol.*, 14, 1-9.
- Sanderson D.J. (1972) - The development of fold-axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, 55-70.
- Sanderson D.J. (1974) - 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.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S. & Ferrara G. (1991) - Il magmatismo neogenico - quaternario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale. Studi Geologici Camerti, volume speciale, 429-463.
- 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.
- Simpson C. (1986) - Determination of movement sense in mylonites. J. Geol. Educ., 34, 246-261.
- Spencer J. (1984) - Role of tectonic denudation in warping and uplift of low angle normal faults. Geology, 12, 95-98.
- Tongiorgi M., Albani R. & Di Milia A. (1984) - The Solanas sandstones of Central Sardinia: new palaeontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-Sardinian molasse?"). Soc Geol France Bull 26, 665-680.
- Treves B. (1984) - Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines. Ofioliti, 9, 577-618.
- 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 a travers l'Apennines septentrional. Bull. Soc. Geol. France, Ser. 7, 9, 675-681.
- Tucci P. (1980) - Le metamorfiti della "serie scistosa basale" del Monte Corchia (Alpi Apuane). Per. Mineral. 49, 57-148.
- Vai G. B. (1972) - Evidence of Silurian in the Apuane Alps (Tuscany, Italy). Giorn. Geol., 38, 349-372.
- Valduga A. (1957) - Geologia dei monti di Carrara ad ovest di M. Sagro. Boll. Soc. Geol. It., 76, 49-149.
- Van Bemmelen, R. (1972) - Driving forces of Mediterranean orogeny. Test case I: Tyrrhenian area, Geol. Mijnbouw, 51, 548-573.
- Vollmer F.W. (1988) - A computer model of sheath-nappes formed during crustal shear in the Western Gneiss Region, central Norwegian Caledonides. J. Struct. Geol., 7, 735-743.
- Wernicke B., Christiansen R., England P. & Sonder L. (1987) - Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: Continental Extensional Tectonics, edit. M. Coward, J. Dewey & P. Hancock, Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 203-221.
- Zaccagna D. (1896) - Carta geologica delle Alpi Apuane. Sezioni Geologiche. Tip. Salomone Roma.
- Zaccagna D. (1932) - Descrizione Geologica delle Alpi Apuane. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 25, 440 pp.
- Zaccagna, D. (1898) - Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane secondo le linee tracciate sulla carta al 1 : 50.000 (Tav. 2). Regio Ufficio Geologico, Litografia Virano, Roma.

