

CONSIDERAZIONI SUL PROFILO LA SPEZIA - REGGIO EMILIA

ABSTRACT

In relation with the CROP Project (the Italian Project of deep reflection - seismic profiles), the Authors describe a preliminary geological section across the NW Apennines, from La Spezia (Tyrrhenian side of the Apenninic Belt) to the hills surrounding Reggio Emilia (Adriatic side, near the Po Plain).

Two different sectors of the section are discussed.

The western sector is dominated by the Alpi Apuane tectonic window, where the deepest Unit of the NW Apennines outcrops, characterized by formations ranging in age from Paleozoic to Tertiary, with alpine greenschist syntectonic metamorphism (Tuscanid I), overlain by the Tuscan Nappe (or Tuscanid II), with an anchimetamorphic succession of formations ranging in age from upper Trias to Tertiary. The Tuscan nappe is in turn overlain by the different Ligurian and Subligurian Nappes issued from an oceanic domain and continental margin with an extremely thinned continental crust.

The Ligurian and Subligurian Units mainly outcrop in the eastern sector of the profile, notwithstanding their more internal (western) origin, owing to the structural evolution of the Northern Apenninic Belt.

Unconformable Oligo-Miocene piggy-back sediments ("Epiligurian Succession"), deposited above the advancing Ligurian and Subligurian Nappes, allow to retrace the complex deformational path of these Units. The age of deformation and Nappe emplacement in the Tuscan Units is instead determined on the biostratigraphical age of the younger deposits involved (the "Macigno" turbiditic sandstones) and on basis of the different syntectonic metamorphic episodes.

Tectonic styles and deformational phases will be now described in sequence.

The structural organization and emplacement of the Ligurian Units, can be ascribed to middle-upper Eocene, considering the unconformable deposits of the upper Eocene - lower Miocene piggy-back basins ("Epiligurian Succession p. p."). The Ligurids are deformed in tight isoclinal folds at the cores of which, in one of these (Bracco - Val Graveglia Unit) oceanic bottom slices are involved. The other units appearing in the section (Gottero Unit and Helminoid Flysch Units) are only represented by Cretaceous-Paleocene detrital formations, with upper Cretaceous wildflysch base complex (Helminoid Flysch), separated from their original sea-bottom substratum by a detachment surface. Later, deformation migrated to a more external position; the structural organization of the more external Subligurian Canetolo Unit is sealed by the Bratica Sandstone (base lower Oligocene), and is consequently to be ascribed to a upper Eocene - lower Oligocene age.

In the upper Oligocene - lower Miocene (Aquitanian?) the front of the apenninic accretionary wedge was yet emplaced in

correspondence with the Alpi Apuane, in the continental Tuscan domain: the lower Unit (Tuscanid I) was deformed in tight isoclinal superposed folds (reverse limbs more or less stretched in ductile thrusts), and involving the whole rock pile from the Paleozoic Hercynian basement to the Tertiary graywacke Flysch.

This folding and thrusting episode (D1) was contemporaneous with the emplacement of the Tuscan Nappe, already capped by the Ligurian and Subligurian Units.

Owing to the charge of the Nappe building and ensialic subduction, synkinematic metamorphism (greenschist facies) affected mainly the Tuscanid I, favouring ductile deformation.

During the Burdigalian phase the frontal thrust of the accretionary wedge was yet in a more external position. The internal margin of Cervarola Basin was deformed, the external margin of this foredeep basin only later, after the Langhian.

A strong post-Langhian uplift in the westernmost sector of the external zone is suggested by the distribution, from W to E, of the outcrops. This is presumably in relation with the exhumation of the Alpi Apuane metamorphic core, whose structural elements (isoclinal folds, axial plane schistosity, shear surfaces and tectonic contacts), are refolded in a mega-antiform with reverse drag folds (Apuanian phase D2).

Owing to the confining pressure of the nappe building, the beginning of phase D2 was characterized by ductile deformation and greenschist metamorphism.

This allowed to determine the approximate age of the beginning of the phase on the basis of the final closure of metamorphic systems (11-14 M.Y.-Serravallian). Moreover, the whole process of unroofing of the Apuane core complex has been retraced on different thermo-baric markers, up to the late extensional phases, in which detachment faults reactivated the previous sole thrust surfaces, or formed new detachment surfaces, bringing the North-western Apennines to their present-day configuration.

Finally, an upper-Tertiary extensional phase in the internal zone dissected the nappe building in a horst and half-graben structure, presumably in connection with the opening of the Tyrrhenian Sea.

The relationships of these horst and graben structures with the previous extensional D2 phase (in connection with thermo-basic reequilibration?) is still a matter of debate and an open problem to be investigated in the future.

CRITERI GENERALI E FONTI PER LA ESECUZIONE DEL PROFILO

La sezione composta di Tav. I, il cui tracciato è il più prossimo al progettato CROP 1 attraverso l'Appennino, si basa sui dati di superficie affioranti per una fascia di circa 10 Km a Nord e a Sud della traccia dello stesso CROP 1 (Fig. 1). I problemi incontrati sono quelli consueti ad un profilo in cui, per rappresentare interpretazioni profonde, si proiettano sulla stessa verticale informazioni ottenute

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena

(**) Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR, Pisa

(***) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova

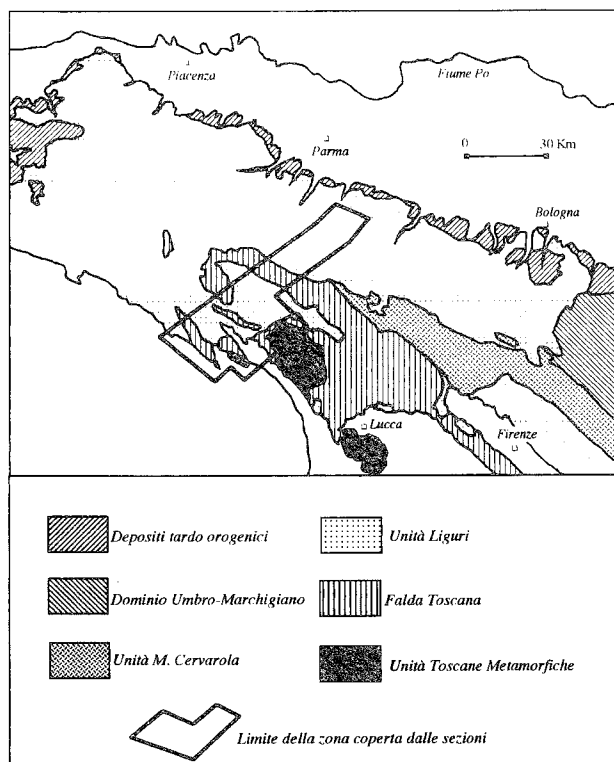


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino settentrionale, con indicazione della fascia presa in considerazione nella esecuzione del profilo di Tavola I.

lungo una fascia di una certa ampiezza sfruttando le ondulazioni assiali delle strutture.

Nel caso del profilo di Tav. 1, a difesa del criterio "cilindrata" adottato e che sfrutta la grande culminazione dell'edificio appenninico in corrispondenza delle Alpi Apuane, faremo soltanto rimarcare due fatti:

- è stato evitato l'attraversamento di linee trasversali suscettibili di consentire repentine e importanti variazioni longitudinali di struttura della catena;

- la proiezione delle Apuane sotto il Graben della Lunigiana è stata effettuata sulla base di una dettagliata analisi della terminazione periclinale del massiccio, tenendo conto quindi di tutte le laminazioni e riduzioni delle unità tettoniche sovrastanti, dello sfasamento tra l'apice dell'antiforme di scistosità e la linea di cresta dell'antiforme di falde, e di tutti gli altri accidenti tettonici dell'area. A questo ultimo problema sarà comunque dedicato un apposito paragrafo.

Le fonti dei dati geologici sono in gran parte originali e di recente acquisizione. Se per le Liguridi affioranti nel settore più occidentale del profilo sono stati presi in considerazione soltanto i dati di ABBATE (1969), peraltro ancora validi, tutti gli affioramenti a serie Toscana di La Spezia, sia per il promontorio occidentale sia per quello orientale, sono stati rilevati *ex-novo* negli anni a cavallo tra gli '80 e i '90 (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; COLACICCO, 1990; FRANDINO, 1990; SCOTTI, 1990; BERTOLETTI, 1991; SERENI, 1991; ROBBIANO, 1991).

I dati sulle Alpi Apuane provengono dalla ben nota Carta Geologico - Strutturale del settore N delle Apuane (CARMIGNANI *et al.*, 1984). La terminazione periclinale a nordovest delle Apuane, con tutti i relativi problemi, è stata studiata da DEL TREDICI (1992).

Nel settore orientale, sia per la minore disponibilità di dati strutturali puntuali, sia per l'assenza in affioramento in tutto il versante emiliano-romagnolo di unità geometricamente più profonde del Cervarola, il profilo ha inevitabilmente carattere molto più pellicolare del tratto sud-occidentale. Il tratto nord-orientale risente anche dell'assenza lungo il tracciato dei risultati di perforazioni profonde disponibili, invece, su altre verticali del versante padano.

L'opportunità di adozione di questo tracciato è peraltro sostenuta dal soddisfacente livello di informazioni strutturali disponibili sul complesso di falde liguri e subliguri, con particolare riferimento alla strutturazione in sinclinale coricata del Flysch di M. Caio della Val Cedra - Val d'Enza (sinclinale di Pratopiano), e sulla successione epiligure che, in Val d'Enza, è organizzata in una delle più belle strutture plicative di tutto l'Appennino emiliano-romagnolo: la grande sinclinale rovesciata della Val d'Enza, in passato pressoché sconosciuta e messa in evidenza dai rilevamenti dettagliati condotti in questi anni nell'ambito dei programmi di cartografia geologica della Regione Emilia-Romagna (CERRINA FERONI & PLESI, 1986 a, b).

Nella zona di interferenza delle due sinclinali sono possibili, proprio per la maggiore disponibilità di dati strutturali puntuali (CERRINA FERONI *et al.*, 1989) che in particolare documentano la persistenza di una immersione assiale verso E-SE degli assi, proiezioni a maggiore profondità che consentono la costruzione di un profilo meno pellicolare.

IL PROFILO

Vengono di seguito esaminati i dati geologici (stratigrafici, strutturali) a supporto dell'assetto geometrico mostrato nel profilo e della conseguente ricostruzione evolutiva della catena. Per comodità descrittiva, e soprattutto perché i problemi interpretativi sono diversi nei vari settori, l'esame è stato diviso in due parti:

- la zona occidentale, dal Tirreno al crinale appenninico
- il versante padano.

La descrizione verrà eseguita con riferimento alla Tavola I, nella quale sono stati raggruppati tutti i dati necessari ad una comprensione immediata dei problemi in discussione: l'osservazione geologica di campagna nel profilo in alto; i dati stratigrafici e strutturali a supporto nel profilo intermedio; l'interpretazione geologica in profondità nel profilo più basso, seguendo una successione logica che parte dall'affioramento, e cioè dai dati strutturali e stratigrafici visibili, sino alla interpretazione alle massime profondità possibili.

IL SETTORE OCCIDENTALE

La deformazione tangenziale del margine toscano: la fase D1

I problemi del settore occidentale riguardano anzitutto l'assetto strutturale delle Apuane, punto di partenza obbligato per qualsiasi ricostruzione della tettonica dell'Appennino a N dell'Arno, e le loro immediate adiacen-

ze. È già stato descritto più volte come il nucleo metamorfico delle Apuane sia stato interessato, nel Terziario, da una tettonica polifasica (si veda in CARMIGNANI *et al.*, 1993a) le cui tappe vengono di seguito brevemente riassunte.

- Una prima fase tangenziale D1, di subduzione ensialica, che ha prodotto pieghe da isoclinali a subisoclinali, di ampiezza plurichilometrica. Al nucleo delle anticlinali risulta impegnato il basamento ercinico rimobilizzato; le pieghe sono interessate da una scistosità molto pervasiva (S1), e da una diffusa lineazione di estensione (L1) a costante direzione SW-NE.

Le pieghe (A1) di questa fase sono in varia misura non cilindriche per rotazione passiva degli assi sino a raggiungere, nei settori orientali, il parallelismo di questi con la lineazione di estensione, caratteristica esclusiva delle fasce di deformazione con forte componente di taglio semplice. La scistosità di piano assiale S1 (e, di conseguenza, le corrispondenti superfici di piano assiale) formano un angolo caratteristico con la superficie di taglio che le separa dalle sovrastanti unità (U. Toscane e U. Liguri s.l.), angolo che indica inevitabilmente un percorso della Falda Toscana dall'interno verso l'esterno della catena.

Il metamorfismo, sin-cinematico, ha accompagnato la fase tangenziale D1. Le associazioni mineralogiche diagnostiche di condizioni P-T, riscontrate nella Formazione delle Breccie di Serravezza (PANNUTI, 1992) sono:

- pirofillite-clorite-cloritoide;
- pirofillite-margarite-diasporo;
- sudoite-pirofillite;

sulla base delle quali si può valutare una pressione massima di circa 6 Kb per una temperatura di circa 370°C.

La fase D1 coinvolge sia il Macigno toscano che le metaarenarie torbiditiche dello "Pseudomacigno". Le età della base del Macigno variano dal Rupeliano sup. al Chattiano (MONTANARI & ROSSI, 1983). È quindi prudente ascrivere l'inizio della fase D1 ad un Oligocene superiore, considerata anche la elevata velocità di sedimentazione del Macigno (ABBATE, 1969).

Gli altri dati non sono certo in disaccordo con quelli sopra richiamati: le età massime di 27 M.A. rinvenute nelle metasiltiti deformate durante la fase tangenziale della Toscanide I e non interessate dalle fasi plicative posteriori (KLIGFIELD *et al.*, 1986) costituiscono una eccellente conferma al quadro complessivo (nell'Unità inferiore deformazione traspositiva con metamorfismo sin-cinematico, praticamente contemporaneo all'età presumibile dei tetti dei flysch dell'Unità superiore). Tuttavia, per i margini di incertezza insiti nella metodologia e nelle migrazioni di fluidi durante la fase metamorfica (si veda l'Appendice I nel lavoro citato di KLIGFIELD *et al.*, 1986), queste età radiometriche possono anche divenire una fonte di errore se utilizzate per definire fasi cronologiche troppo ravvicinate e in ogni caso utilizzando metodologie a diverso grado di risoluzione.

È quindi dall'Oligocene sup. - Miocene inferiore che deve partire la ricostruzione degli eventi deformativi nel settore toscano a nord dell'Arno: in questo momento le Liguridi sono già strutturate, mentre il settore toscano è ancora indeformato.

Nella fase D1, il carico necessario al metamorfismo

non può essere fornito che dalle sovrastanti Unità alloctone nell'ambito di un prisma di accrezione. La presenza di unità superiori al disopra della Unità metamorfica è dimostrata dal fatto che, in quest'ultima, alcune delle anticlinali di prima fase sono separate da lame di Calcare Cavernoso, base della Falda Toscana, che doveva pertanto essere già presente durante il raccorciamento della fase D1.

Non esistono più dubbi, oggi, sulla estensione della Falda Toscana da La Spezia alla dorsale di M. Orsaro (prendendo in considerazione soltanto l'area a nord dell'Arno) e sulla continuità dell'Unità di Massa, che poteva in origine costituire il substrato (si veda in GIAMMARINO & GIGLIA, 1990), da Punta Bianca a tutto il versante occidentale delle Apuane con la sola, limitata interruzione dello stretto Graben della bassa Val di Magra. Questi affioramenti peraltro registrano tutti gli eventi della strutturazione della Falda Toscana nelle Alpi Apuane: dal clivaggio per *heterogeneous layer parallel sliding* della fase D1, alla tettonica per grandi pieghe intrafoliali dei primi eventi estensionali della fase D2 (vedi paragrafo seguente).

Alla fase D1 (Oligocene? - Miocene inf.), che vede per la prima volta coinvolto il margine toscano nella deformazione compressiva, corrispondono di fatto tutti gli eventi deformativi e le principali fasi di traslazione in passato riferiti (si veda BALDACCINI *et al.*, 1967) alle fasi subligure e toscane allora considerate rispettivamente aquitaniana e tortoniana.

La fase D2 e l'innesco della tettonica estensionale

Gli elementi strutturali della fase D1 sono deformati da una seconda fase (D2), anch'essa sin-metamorfica, che produce una mega antiforme complessa a carico delle strutture della prima fase. Si realizza così nell'Unità metamorfica un duomo, allungato secondo la direzione della catena appenninica, sui cui fianchi si impostano fasce di taglio duttile inclinate a SW lungo il fianco sud-occidentale; e a NE lungo quello nord-orientale (Fig. 2), all'interno delle quali si sviluppano grandi pieghe intrafoliali.

I caratteri di queste pieghe chilometriche e la distribuzione della distorsione al loro interno che nell'insieme sta ad indicare una estensione orizzontale dell'edificio apuano, sono state ripetutamente descritte (CARMIGNANI *et al.*, 1993a e b). Ciò che qui interessa ancora ricordare è che pieghe asimmetriche, a polarità centrifuga rispetto al nucleo metamorfico, affiorano su tutto il contorno delle Apuane ed interessano anche la Falda Toscana e le sovrastanti Unità Liguri. La loro pertinenza ad una fase deformativa molto verosimilmente collegata al sollevamento antiformale del nucleo apuano è dimostrata dalla identità di stile e di localizzazione strutturale con quelle dell'Unità metamorfica: sono anch'esse grandi pieghe chilometriche intrafoliali, comprese tra due orizzonti di scollamento, generalmente rappresentati dal Calcare cavernoso in basso e dal complesso Scaglia-Macigno in alto. Sono peraltro pieghe che tendono ad espandere lateralmente un edificio in precedenza ispessito sulla verticale. Pieghe di taglio estensionale sono realizzate anche dallo stesso complesso Scaglia-Macigno tra l'oriz-

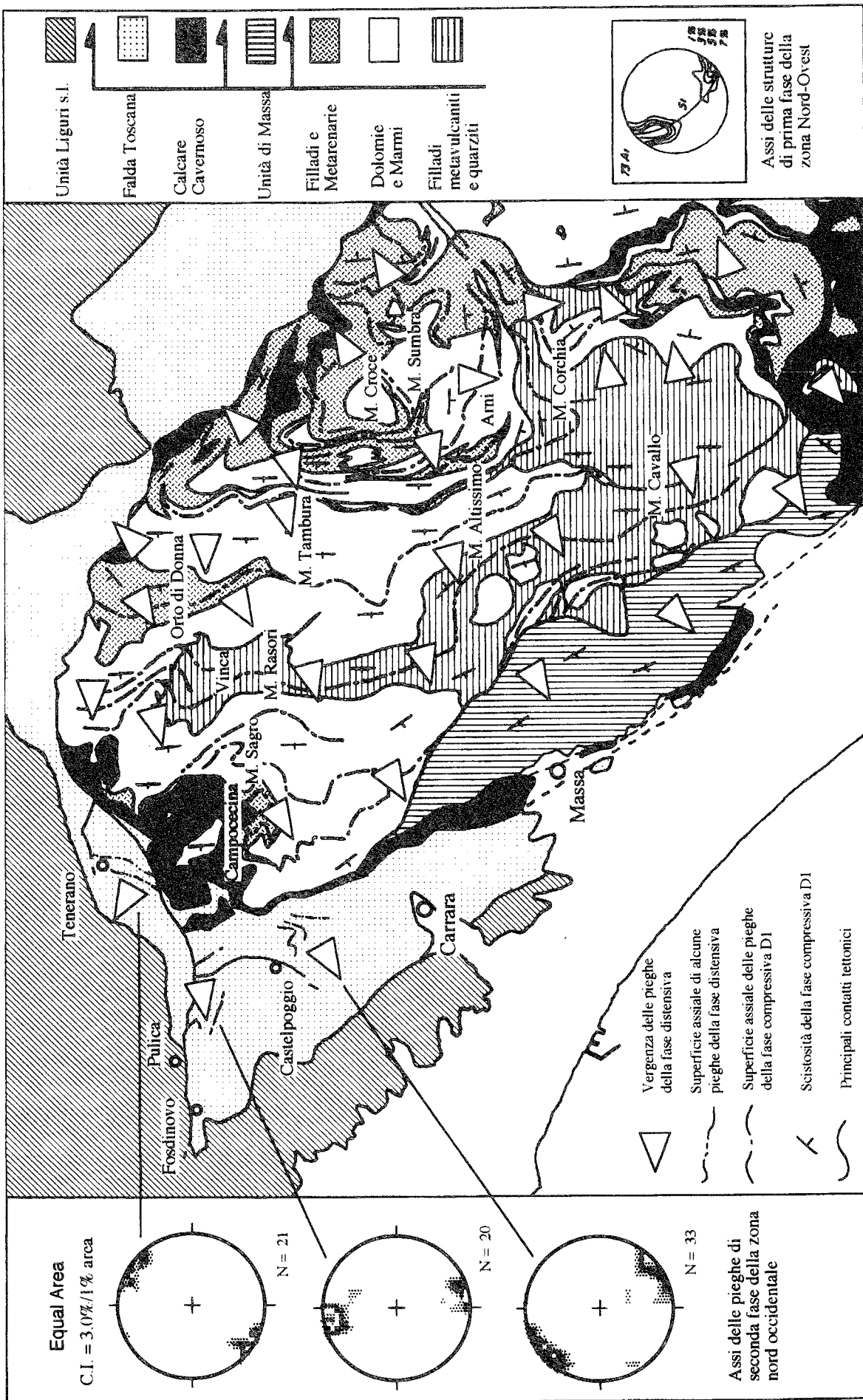


Fig. 2 - Schema tettonico delle Alpi Apuane, con indicazione degli assi della fase D2 sulla terminazione NW del massiccio. Per confronto, in basso a destra, è riportata la distribuzione degli assi di prima fase per l'Unità metamorfica.

zonte di scollamento basale dal *multilayer* carbonatico della Serie Toscana e orizzonti di scollamento più elevati in corrispondenza dei contatti tettonici con le sovrastanti Unità Liguri, e anche all'interno delle Unità Liguri stesse, come dimostra la piega Tirreno-vergente realizzata dall'Unità del Gottero nell'estremo settore occidentale del profilo di Tavola I.

Le pieghe ora descritte rimaneggiano un precedente clivaggio per "heterogeneous layer parallel sliding" i cui rapporti con la stratificazione dimostrano uno spostamento differenziale dall'interno verso l'esterno della catena e che pertanto sono estranei alle pieghe Tirreno-vergenti. Il clivaggio per "heterogeneous layer parallel sliding", indicativo di un movimento tangenziale dall'interno verso l'esterno della catena e rimaneggiato dalle successive pieghe D2, è ragionevolmente da attribuire alla fase toscana D1 (come già ricordato in precedenza), fase che nella Falda Toscana è stata registrata con una distorsione non traspositiva (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990).

Nella Falda Toscana, dagli affioramenti di La Spezia sino a tutto lo spartiacque principale della catena, le pieghe della fase D2 sono peraltro dotate di un proprio grossolano clivaggio, che forma un ampio ventaglio intorno all'orizzontale (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; CARMIGNANI *et al.*, 1993a) il cui andamento, per la zona di La Spezia, è riportato nel profilo, relativo agli elementi strutturali, di Tav. I.

Interessanti indicazioni sul significato geodinamico della fase D2 provengono dalla evoluzione del metamorfismo sin-cinematico che ne ha accompagnato lo sviluppo. Sempre dall'orizzonte delle Breccie di Serravezza (il meno banale nella composizione di partenza, e quindi il più sensibile nel registrare variazioni termo-bariche anche di non eccessiva entità) si ottengono le seguenti informazioni (PANNUTI, 1992). Durante i primi stadi della fase D2 e della relativa scistosità S2, si sviluppa una paragenesi a cloritoide, epidoto e piemontite. Nei porfiroblasti di cloritoide delle fasi precoci della D2, si osserva una variazione, dal nucleo verso la periferia, del contenuto in Fe e Mg, con un aumento di quest'ultimo, indicativo di un aumento di temperatura durante la crescita del minerale.

Per questa fase prograd del metamorfismo sono state valutate temperature dai 370° ai 420°C e pressioni equivalenti agli 8-10 Km di profondità. La parte tardiva dello sviluppo della S2 (e quindi della fase D2) è invece caratterizzata da un metamorfismo retrogrado, con scarse blastesi di muscovite e clorite (PANNUTI, 1992).

L'età radiometrica delle miche associate alla fase D2 è compresa tra 14 e 8 M.A. (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et al.*, 1986); la fase estensionale duttile dovrebbe quindi essersi svolta almeno in parte nel Miocene medio.

A completamento di questi dati, e per chiudere il quadro delle età di sollevamento, denudazione e conseguente raffreddamento sulla verticale della fascia di taglio oligo-miocenica della fase toscana, possiamo ancora riferire le età delle tracce di fissione dell'apatite: 2-5 M.A. per l'Unità metamorfica e 10 M.A. per la Falda Toscana (ABBATE *et al.*, 1990). Se queste età segnano il passaggio di queste unità attraverso l'isoterma dei 120°C (tempera-

tura di chiusura del sistema), esse si dovevano trovare all'epoca a profondità tra i 4 e i 5 Km, a seconda del gradiente termico adottato (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

La storia termica sulla verticale delle Apuane può essere meglio apprezzata in Fig. 3, ispirata dalla Fig. 14 di CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), ma modificata con i dati di PANNUTI (1992). Altre fonti per la realizzazione di Fig. 3 sono: GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO (1970); KLIGFIELD *et al.* (1986); BIGAZZI *et al.* (1988); ABBATE *et al.* (1990). A ulteriore commento ricorderemo ancora che la storia termica di Fig. 3 è ricostruita sulla base di dati provenienti dall'Unità metamorfica e quindi, per le Unità superiori dell'edificio a falde, l'inizio dei vari tipi di comportamento, ad esempio il passaggio duttile-fragile, può essere sfasato cronologicamente rispetto all'unità più profonda.

Ciò è tanto più vero nella fase decompressionale, in cui la cronologia dei vari episodi di scarico è mal controllabile. La Fig. 3 sintetizza l'evoluzione termo-barica (e quindi anche deformativa, dal momento che si conoscono le correlazioni tra i due eventi) dell'edificio a falde delle Apuane già esposto nelle pagine precedenti. Alla fase di subduzione ensialica D1, presumibilmente rapida, fa seguito un picco termico corrispondente agli episodi precoci della fase D2.

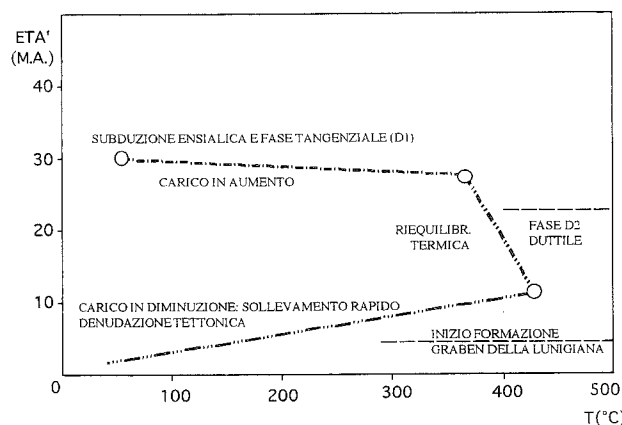


Fig. 3 - Interpretazione delle età di raffreddamento per l'Unità metamorfica inferiore delle Alpi Apuane.

È da ritenere che questo picco sia in qualche modo legato ad un ristabilimento termico turbato nella fase di subduzione ensialica con l'inserimento di materiale superficiale relativamente freddo in profondità. La scarsa entità del picco termico rispetto alle temperature precedenti può essere da riferire al fatto che la subduzione ensialica è sempre limitata, ed è di conseguenza limitata la perturbazione termica indotta.

È presumibilmente ad un certo stadio della riequilibrio termica che ha inizio la fase D2, favorita anche dalla instabilità del prisma orogenico dovuta all'ispessimento della litosfera superiore nell'edificio a falde di neoformazione.

Il comportamento nella Fase D2 è duttile, e non solo nell'Unità metamorfica più profonda, come dimostrano le pieghe di taglio descritte per la Falda Toscana, ancora scistogene (V. proiezione stereografica di Tav. I), e le pieghe consimili delle sovrastanti Unità Liguri.

La prima manifestazione accertata di comporta-

mento fragile nell'area è rappresentata dal Graben della Lunigiana, ascrivibile verosimilmente al Pliocene inferiore se non addirittura al Miocene superiore, in base all'età Rusciniense dei sedimenti più antichi del riempimento fluvio-lacustre datati in base agli spettri pollinici (BERTOLDI, 1988).

Le faglie estensionali fragili e il Graben della Lunigiana

La strutturazione forse già messiniana e sicuramente pliocenica inferiore del Graben della Lunigiana risulta sensibilmente più antica di quella plio-pleistocenica determinata per i Graben delle aree circostanti (Serchio e Val di Magra). Questa origine precoce può risultare di difficile comprensione: essa pone comunque il problema dei rapporti fra la tettonica distensiva fragile che ha interessato tutta la zona appenninica del versante tirrenico, con inizio nel Tortonianiano sup. - Messiniano per la Toscana meridionale, e le fasi finali della tettonica estensionale prima duttile e poi fragile che nel paragrafo precedente è indicata come Fase D2.

Vediamo ora di rendere più espliciti i termini del problema. La fase distensiva del versante tirrenico dell'Appennino, con i caratteri e i tempi descritti in una voluminosa letteratura (migrazione dall'interno verso l'esterno; inizio nel Miocene superiore in Toscana meridionale; nel Plio-Pleistocene a Nord dell'Arno e lungo tutto il bordo orientale del versante tirrenico), è ritenuta in connessione con la lacerazione litosferica del Tirreno. Al contrario, il sollevamento delle Apuane nella Fase D2 appare legato al ristabilimento dell'equilibrio isostatico turbato dall'ispessimento crostale nel corso della Fase D1, nell'ambito dell'evoluzione di un prisma di accrezione.

A quale dei due eventi (apertura del Tirreno o sollevamento delle Apuane nella Fase D2) è legata la formazione del Graben della Lunigiana?

La Lunigiana è situata sul prolungamento a nord-ovest delle Apuane metamorfiche e la sua posizione, di struttura depressa sul prolungamento di un alto strutturale, è stata sempre fonte di discussioni. Qualche indicazione sui rapporti tra le due strutture, oltre che dalla cronologia degli eventi che hanno portato all'assetto attuale, può essere fornita dallo studio delle strutture delle falde sulla terminazione nord-occidentale delle Apuane.

Sulla cresta dell'edificio a falde, in corrispondenza della località di Campocecina, le superfici di sovrapposizione delle coltri alloctone, così come la stratificazione (o il clivaggio nelle Unità pelitiche come le Argille e Calcari di Canetolo) all'interno delle singole Unità tettoniche, assumono una direzione antiappenninica (circa SW-NE) per alcuni chilometri, per poi riportarsi in direzione NW-SE, in coerenza con tutto l'edificio. Sul contorno della finestra, nella Falda Toscana, si trovano tre pieghe asimmetriche, di dimensioni chilometriche, generate lungo fasce di taglio duttile estensionale, che interessano tutto il *multilayer* compreso fra gli orizzonti di scollamento del Calcare cavernoso e del complesso Scaglia-Macigno. Gli assi di queste tre pieghe variano dalla direzione N-20°E (Tenerano), alla N-170°E (Pulica), fino a N-140°E (Castelpoggio), sposando la forma della finestra (Fig. 2) e con vergenze dirette sempre verso la periferia del massiccio

metamorfico, come tutte le altre pieghe parassite dell'antiforme di scistosità della Fase D2 situate anche nel nucleo metamorfico.

Che queste pieghe siano tutte riconducibili alla fase estensionale duttile del *core-complex* apuano è dimostrato anche dal fatto che esse rimaneggiano il precedente clivaggio per *heterogeneous layer parallel sliding* riconosciuto in tutto l'Appennino interno (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; CARMIGNANI *et al.*, 1993b) e attribuito alla fase toscana D1 di subduzione ensialica e appilamento delle falde interne sulla verticale delle Apuane.

Le tre pieghe in parola sono attualmente separate da superfici raddrizzate, a direzione N-20°/40°E, corrispondenti sia a contatti tettonici (ad esempio del tetto del Macigno con le Unità subligure e ligure esterna del flysch ad Helmitoidi), sia a superfici di laminazione e di taglio interne alle singole Unità tettoniche. La progressiva rotazione degli assi delle tre pieghe tardive, sempre in aderenza alla terminazione periclinale delle Apuane nel settore nord-occidentale, rende verosimile l'ipotesi di una loro originale continuità, in seguito smembrata da eventi tardivi.

Queste pieghe tardive sono tagliate da una faglia di importanza regionale, ad andamento antiappenninico (N20°-30°E) lungo la congiungente Fosdinovo-Tenerano, che mette in contatto il complesso Scaglia-Macigno con il Calcare cavernoso e che, più ad est, si raccorda con un'ampia curva al sistema in direzione appenninica situata sulla destra orografica del Serchio.

È utile porsi il problema se questa faglia, nel tratto a nordovest delle Apuane sia una trascorrente, eventualmente profonda, che possa avere trasferito, dislocandolo in senso orizzontale, l'intero edificio a Nord delle Apuane, oppure se si tratti di una semplice faglia che ha avuto la funzione di favorire il collasso, anche verso nord-ovest, delle Unità superiori dell'edificio a falde.

Come faglia trascorrente, lo spostamento non deve essere stato di grande entità, poiché il distacco della piega di Tenerano rispetto alle pieghe di Castelpoggio e Pulica non supera i 3 Km. Anche se la cinematica della faglia è assai complessa, avendo rigiocato in più fasi (DEL TREDICI, 1992), è da ritenere assai probabile che il suo rigetto sia prevalentemente verticale e che essa abbia avuto la funzione di favorire il "décoiffement" delle Unità alloctone verso nordovest, in conseguenza del sollevamento delle Apuane, nella prosecuzione della fase D2 ed al suo passaggio dal comportamento duttile a quello fragile. Svincolata da questa faglia, e con la riutilizzazione dei contatti tettonici come faglie dirette, all'area a nordovest del massiccio apuano è stata consentita una evoluzione indipendente, con la formazione del Graben della Lunigiana, pur sempre indicativa di un'assottigliamento sull'apice del duomo. La formazione del Graben della Lunigiana nel quadro dell'evoluzione fragile della fase D2, potrebbe spiegarne l'età più antica rispetto alle depressioni tettoniche circostanti.

In ogni caso, il rinvenimento di un substrato precarbonatico paleozoico e di lame di copertura al disotto di una struttura ad *antiformal-stack* nel pozzo Pontremoli 1 depone a favore di una sostanziale prosecuzione, verso nordovest, dell'edificio strutturale delle Apuane.

IL SETTORE ORIENTALE

Si sviluppa lungo il tracciato del profilo per circa 30 Km, dal crinale appenninico (M. Acuto) fino ai dintorni di Lodrignano (PR) in corrispondenza del fianco orientale della sinforme miocenica Vetto-Carpineti, a nucleo di Arenarie di Bismantova.

In questo segmento del profilo è rappresentata, a differenza di quanto si verifica, come abbiamo visto, nel tratto occidentale, soltanto la parte superiore dell'edificio strutturale costituito essenzialmente dall'associazione di unità liguri e subliguri coinvolte in una deformazione polifasica che sviluppa geometrie anche complesse in assenza di processi di ricristallizzazione metamorfica e di foliazione pervasiva.

Le scarse ma importanti informazioni sulla profondità e geometria del basamento, (CASSANO *et al.*, 1986), indicano, per la sua superficie sommitale, una profondità dell'ordine di 10-12 Km ed una immersione generale verso occidente (verso il crinale appenninico). La marcata dissimmetria dei due settori a livello del basamento costituisce uno dei motivi di maggiore interesse del profilo; ritorneremo brevemente sull'argomento nel paragrafo conclusivo.

In assenza di rilevanti e diffusi processi traspositivi, che assumono importanza notevole soltanto negli orizzonti di tettoniti pelitiche pre - M. Piano, la stratificazione conserva sostanzialmente, in tutte le unità dell'edificio orientale, il ruolo di principale *marker* della deformazione. È naturale che in questo orizzonte tettonico, che impegna complessivamente non più di 5000 metri di spessore del profilo (tra parti esposte lungo il profilo stesso e parti affioranti su verticali adiacenti utilizzabili in proiezione), la stratigrafia rivesta una importanza decisiva per la definizione di un possibile schema evolutivo spazio-temporale della deformazione e quindi per la scansione delle fasi tettoniche in cui si articola l'evoluzione polifasica dell'edificio strutturale.

In particolare tre distinte superfici di discordanza stratigrafica di importanza regionale (ds1, ds2, ds3), tutte rappresentate nelle sezioni geologiche della Tavola fuori testo e di Fig. 4, contribuiscono in maniera determinante alla definizione di un percorso deformativo che si articola regionalmente in numerose fasi tettoniche distinte e sovrapposte (F1, F2, F3₁, F3₂, F4). Altri *markers* temporali della deformazione, e in particolare l'età più recente delle unità coinvolte nei sovrascorrimenti nel corso delle fasi di taglio a forte componente tangenziale, assicurano in più occasioni un controllo allo schema di cronologia della deformazione suggerito dalle discordanze stratigrafiche regionali.

La fase ligure (F1) e la discordanza di sutura (ds1)

Le Unità liguri di M. Cassio e di M. Caio, espresse nel profilo dai ben noti flysch ad Helmintoidi del Campaniano sup. - Maastrichtiano e dai rispettivi complessi di base, cui si interpone localmente una unità probabilmente solo cretacea, a blocchi e breccie di ofioliti rigenerate qui correlata tentativamente alla Unità ofiolitica della Val Baganza (F° 217, Neviano degli Arduini), sono saldate tra loro, secondo superfici

di taglio localmente deformate dalle fasi successive, in un edificio strutturale (Paleoappennino eocenico) costruito nel corso della Fase ligure (ELTER *et al.*, 1964; ELTER, 1966; ELTER, 1973; ZANZUCCHI, 1980). Non si può escludere che questa strutturazione sia in parte riconducibile anche agli eventi eoalpini (Cretaceo sup.) anche se mancano per il momento sufficienti dati strutturali a sostegno di questa possibilità.

Alla stessa fase tettonica va attribuita la strutturazione in sinclinale coricata del Flysch di M. Caio (sinclinale di Pratopiano in Val Cedra) che sviluppa ortogonalmente al suo asse (N 98, 30° E in Val Cedra) un fianco inverso molto lungo (non inferiore a 12 Km) (CERRINA FERONI 1988a, b; CERRINA FERONI *et al.*, 1989); da parte di questi ultimi la sinclinale della Val Cedra è stata correlata alla sinclinale coricata di Flysch di M. Caio della Val Parma - Val Baganza (ELTER *et al.*, 1966; ELTER, 1973; MONTEFORTI & RAGGI, 1968; ZANZUCCHI, 1963b, 1961; VESCOVI, 1986) ed interpretata come una struttura primaria (Adria-vergente pre rotazione antioraria dell'App. sett.) della paleocatena appenninica eocenica.

La stessa correlazione è stata sostenuta nella prima edizione del F° 217 Neviano degli Arduini (in scala 1:50.000); di questa piega viene indicata nel Foglio 217 la traccia della superficie assiale e, localmente, la direzione assiale (N 130 in Val Parma e N 98, come già detto, in Val Cedra). Interessanti elementi di analogia con la struttura del Flysch di M. Caio presenta, nel settore occidentale, il flysch ad Helmintoidi che sormonta tettonicamente l'Unità di Canetolo, (qui indicato come Flysch ad Helmintoidi della Lunigiana) e che ne rappresenta l'omologo strutturale nel versante tirrenico.

In merito alla strutturazione in sinclinale coricata di questo flysch, estesamente affiorante all'interno del Graben della Lunigiana, questa costituisce allo stato attuale delle conoscenze soltanto una ragionevole ipotesi di lavoro. Questa soluzione, che dovrà essere sottoposta in futuro ad accurate verifiche di terreno, scaturisce fondamentalmente dall'analisi della distribuzione delle superfici di stratificazione e delle relative polarità dedotte dalla scarsa cartografia geologica esistente (essenzialmente il F° 96 Massa e le relative tavolette inedite in scala 1:25.000) ed è sostenuta da alcuni controlli eseguiti sul terreno da parte di due di noi (CERRINA FERONI e MARTINELLI).

L'esame della cartografia mette in evidenza l'esistenza di un lungo fianco inverso, a basso angolo, che sormonta un fianco dritto affiorante a quote più basse in corrispondenza dei bassi versanti della Val Taverone e della Val Rosaro; la cerniera di raccordo è ipotizzabile nei dintorni di Licciana Nardi (MS). Particolare interesse presenta la situazione più occidentale (dintorni di Aulla) dove un ridotto spessore di flysch ad Helmintoidi, probabilmente con polarità diritta in basso e rovesciata in alto, si interpone con giaciture sub-orizzontali, ad arenarie e breccie ofiolitiche (Arenarie di Casanova?) del suo complesso di base. Sembra quindi possibile che la sinclinale coricata della Val Taverone tenda a chiudersi verso sud-ovest sviluppandosi verso nord-est per molti chilometri; per lo stile regionale della deformazione medio-eocenica di molti flysch ad Helmintoidi dell'Appennino ligure ed emiliano, il grande fianco inverso della Val Taverone è da

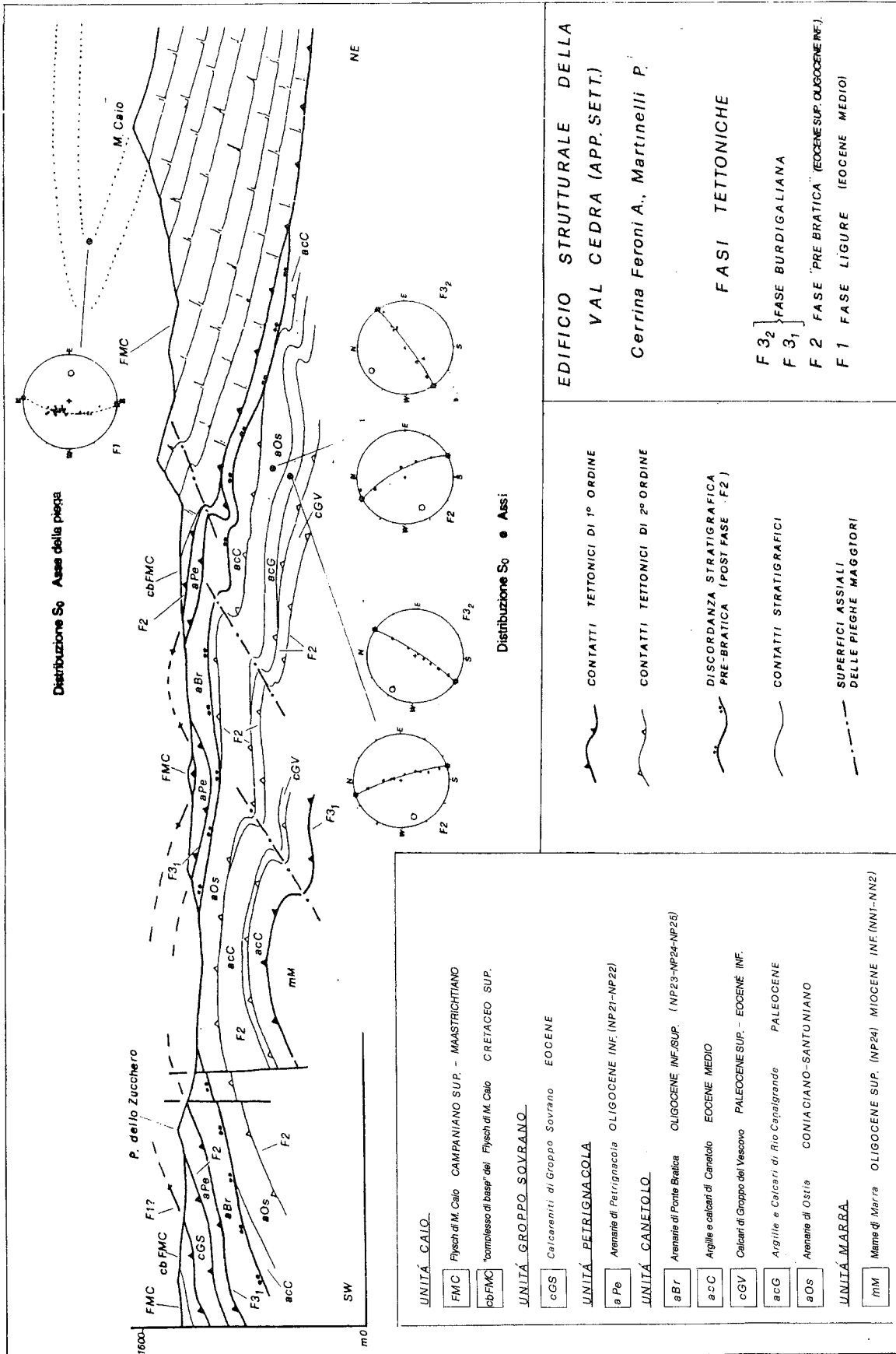


Fig. 4 - Nell'edificio strutturale della media Val Cedra (Appennino parmense) è evidente la complessa strutturazione dell'Unità di Canetolo, in buona parte "pre-Bratica" (F2; Eocene sup. - Oligocene inf.).

riferire alla Fase ligure (F1).

L'edificio strutturale eocenico è suturato, in discordanza stratigrafica (ds1), dalle formazioni di base (Marne di M. Piano e *mélanges* sedimentari associati) della Successione epiligure inferiore (Successione M. Piano - Ranzano - Antognola, dell'Eocene sup.-Aquitano).

Nel profilo, le Marne di M. Piano non sono state distinte, per discontinuità ed esiguità di spessore, dalla Formazione delle Arenarie di Ranzano articolata in cinque litofacies (da Ran1 a Ran5), in successione verticale.

La fase "pre-Bratica" (F2) e la discordanza di sutura (ds2)

Nell'ambito del Dominio subligure, da cui derivano le Unità di Petriagnacola e Canetolo, è da tempo documentata una discordanza stratigrafica alla base delle Arenarie di P.te Bratica (PLESI, 1975 a, b; ELTER, 1975; ZANZUCCHI, 1980; MONTANARI & ROSSI, 1982).

Le recentissime acquisizioni biostratigrafiche sulle Arenarie di Petriagnacola (Oligocene inf. NP21-NP22) e sulle Arenarie di P.te Bratica (Oligocene inf. e sup.; NP23-NP24-NP25), in Val Parma (F° 217 Neviano degli Arduini, schema tempo e legenda) sembrano escludere inoltre la natura stratigrafica comunemente ammessa in passato, del passaggio verticale Bratica-Petriagnacola suggerendo, per quest'ultima, il ruolo di unità strutturale indipendente dall'Unità di Canetolo.

In Val Cedra (CERRINA FERONI *et al.*, 1991) le Arenarie di P.te Bratica sormontano in giacitura complessivamente diritta un edificio costituito dalla ripetizione di elementi strutturali a composizione almeno parzialmente uguale (Fig. 4), il più completo dei quali, corrispondente a un fianco inverso lungo, è costituito da una successione stratigrafica tettonizzata che si sviluppa tra il Santoniano e l'Eocene inferiore. La base stratigrafica di questa successione rovesciata è costituita dalla fascia di Arenarie di Ostia di Monchio-Palanzano (PR) in precedenza interpretate come olistoliti scivolati all'Eocene nel Bacino di Canetolo (ZANZUCCHI, 1963).

L'esistenza di un legame stratigrafico tra le Arenarie di Ostia e la Successione paleocenico-eocenica di Canetolo è stata di recente confermata anche in Val di Taro (PLESI *et al.*, in allestimento). La natura stratigrafica di questi rapporti sembra necessariamente implicare una posizione almeno in parte esterna del bacino di Ostia rispetto al Dominio ligure e riveste un'importanza specifica per la possibile correlazione delle Arenarie di Ostia e forse di altre unità silico-clastiche nordappenniniche (es. le Arenarie di Scabiazza) con una parte del Flysch lombardo del settore sudalpino occidentale (CERRINA FERONI & MARTINELLI, 1991).

È molto probabile che la complessa strutturazione dell'Unità Canetolo della Val Cedra sia stata acquisita, tra l'Eocene sup. e l'Oligocene basale (NP21-NP22), in relazione ad un forte raccorciamento tangenziale, che rappresenta la propagazione della tettonogenesi medio-eocenica verso il Dominio subligure esterno (Fase "pre-Bratica", F2). L'edificio strutturale realizzato in questa fase risulterebbe così suturato da una superficie di discordanza stratigrafica (ds2) alla base delle Arenarie di P.te Bratica o delle breccie sedimentarie alla loro base (PLESI, 1975 a).

Intesa nel senso meno restrittivo, a questa fase è stato anche attribuito l'accavallamento dell'Unità Caio, e delle altre unità liguri con essa ormai solidali per le saldature realizzate nel corso della Fase ligure precedente, sulle Arenarie di Petriagnacola il cui bacino sarebbe stato, in quest'ottica, disattivato fin dall'Oligocene inferiore (NP23).

In relazione all'età necessariamente un po' anticipata della tettonogenesi "pre-Bratica" dell'Unità di Canetolo geometricamente sottostante, l'accavallamento dell'Unità Caio assumerebbe comunque il significato di *thrust* fuori sequenza nell'ambito della Fase F2.

La delimitazione nello spazio della Fase F2 dipende dall'esistenza di una discordanza stratigrafica, nell'ambito della Successione epiligure inferiore, correlabile su base biostratigrafica alla discordanza "pre-Bratica" del Dominio subligure; in quest'ottica indicazioni importanti sembrano derivare da recenti studi sulla biostratigrafia e la sedimentologia della Formazione di Ranzano (CATANZARITI, 1993; CIBIN, 1993), che segnalano nell'Oligocene inferiore un evento di importanza regionale.

La fase burdigaliana (F3₁ - F3₂), la discordanza stratigrafica pre-bismantova (ds3) e le deformazioni post-langhiano (F4)

Nel settore considerato (parte orientale del profilo) alla Fase burdigaliana è riconducibile un ulteriore episodio di forte raccorciamento tangenziale che determina, per l'innescarsi di un nuovo sistema di *thrusts* più recente e più esterno dei precedenti, la disattivazione parziale del bacino delle Arenarie del Cervarola cui sono da ricondurre le Unità di Marra (Fig. 4) e del Cervarola (Tav. I) affioranti in finestra, al nucleo di antiformali est-vergenti, nelle parti più interne (più occidentali) del profilo, al di sotto del sistema di falde liguri e subliguri.

Questa interpretazione, già sostenuta da CERRINA FERONI *et al.* (1990), è compatibile sia con l'età delle Marne di Marra della Val Parma - Val Cedra (Aquitano-Burdigaliano inf.) (F° 217 Neviano degli Arduini, 1990) sia, più in generale, delle Arenarie del Cervarola dei settori più occidentali della catena (ANDREOZZI *et al.*, 1990).

Di recente (LABAUME, 1992) è stata documentata, in corrispondenza della finestra di Bobbio, la strettissima relazione, nel Miocene inferiore, tra la messa in posto del fronte alloctono (Unità subliguri) e la disattivazione del bordo occidentale della avanfossa del Cervarola con strutturazione in sinclinale sinsedimentaria rovesciata a nord-est (*pli d'extrémité de chevauchement*) delle Arenarie di S. Salvatore con evidenze di controllo strutturale del processo sedimentario in regime compressivo.

Le superfici di sovrascorrimento, deformate in antiformali rovesciate a nord-est, che limitano in alto le unità più profonde dell'edificio strutturale del settore orientale, sono quindi da ricondurre secondo questa interpretazione agli eventi di taglio, precoci, della Fase burdigaliana (F3₁). A questo stesso evento è stata ricondotta anche la messa in posto delle unità liguri sulle Arenarie di P.te Bratica che, per l'età oligocenica sup. (NP25) di quest'ultime, non può essere più antica dell'Aquitano; si tratta di una soluzio-

ne “di comodo” adottata provvisoriamente per evitare una proliferazione eccessiva di fasi tettoniche in assenza di migliori controlli biostratigrafici.

Trasferendosi verso l'esterno e verso l'alto dell'edificio strutturale inframiocenico una diversa documentazione della Fase burdigaliana è costituita dalla discordanza stratigrafica (ds3), di importanza e diffusione regionale, che limita alla base le Arenarie di Bismantova (Langhiano, NP25) che rimaneggiano alla base le marne selciose, di tetto, della sottostante Formazione di Antognola (ad es. tra Moragnano e Pignone, in Val d'Enza).

Il marcato raccorciamento differenziale che contrappone regionalmente le Arenarie di Bismantova (e più in generale la Successione epiligure post-Antognola) alla Successione M.Piano-Ranzano-Antognola (Epiligure inf.) potrebbe suggerire l'attribuzione ad un evento plicativo tardivo della Fase burdigaliana (F3₂) della grande sinclinale rovesciata della Val d'Enza che deforma, solidalmente con la Successione epiligure inf., le unità liguri del substrato già strutturate nel corso della Fase ligure medio-eocenica.

I rapporti geometrici rappresentati nel profilo (la discordanza stratigrafica alla base delle Arenarie di Bismantova sutura in effetti il solo fianco diritto della sinclinale) non consentono tuttavia di escludere che alla sinclinale rovesciata della Val d'Enza partecipi anche la Formazione di Bismantova e, in questo caso, anche una parte imprecisabile della successione post-Bismantova assente nel profilo per erosione.

Questa incertezza si riflette naturalmente anche sull'attribuzione cronologica delle altre pieghe nord-est vergenti, più interne della sinclinale della Val d'Enza e omologhe di questa per stile, caratteri geometrici e direzione dell'asse (ad es. l'antiforme di Ramiseto). Le incertezze sull'attribuzione di queste strutture ad un evento tardivo della Fase burdigaliana (F3₂) o ad eventi post-langhiani non meglio precisabili (F4), sono espresse nel profilo dall'adozione della doppia sigla (F3₂/F4).

Riguardo alla sinclinale della Val d'Enza, che può essere seguita per oltre 10 Km a valle di Selvanizza, è da segnalare il coinvolgimento nel rovesciamento miocenico (fianco inverso della sinclinale della Val d'Enza e dell'adiacente antiforme di Ramiseto a nucleo di Argille e Calcari di Canetolo) della superficie assiale della sinclinale coricata di Pratopiano (Fase ligure F1). Si registra così nel Flysch di M. Caio dell'immediato substrato della Successione epiligure inf., appartenente al fianco inverso della sinclinale coricata di M. Piano, una seconda inversione di polarità che conduce, nel fianco inverso della sinclinale miocenica, alla sovrapposizione di strati a polarità normale del Flysch di M. Caio agli strati rovesciati della Formazione di Ranzano (M. Ferrarino).

Alla “Fase F4” (raccorciamento/i post-Langhiano) deve essere viceversa riferita senza incertezze la sinclinale a piano assiale subverticale cui partecipa, solidalmente al suo substrato, la Formazione di Bismantova (Miocene medio) che all'estremità est del profilo occupa il nucleo della sinclinale stessa (terminazione nord-occidentale della sinclinale Vetto-Carpineti).

L'effetto più vistoso dell'evoluzione tettonica post-langhiana di questo settore di catena è infine rappresentato, con stretto riferimento all'edificio strutturale rappre-

sentato nel profilo, dal forte sollevamento differenziale che contrappone le sue parti occidentali ed orientali riallineando, a seguito di processi erosivi molto più energici ad ovest, unità (Marra e Cervarola ad ovest, Bismantova ad est), in origine appartenenti, nell'edificio strutturale miocenico, a livelli strutturali ben differenziati.

Con le difficoltà connesse alla stima degli spessori delle falde liguri e subliguri e della sovrastante Successione epiligure sulle verticali più occidentali, il sollevamento differenziale può essere valutato nell'ordine di alcune migliaia di metri; ad esso si deve l'attuale distribuzione orizzontale dei due *marker* in precedenza commentati (*thrust* inframiocenici e discordanza stratigrafica pre-Bismantova) della Fase burdigaliana, che affiorano rispettivamente all'estremo ovest (per riesumazione su queste verticali delle parti più profonde dell'edificio strutturale) e all'estremo est (per preservazione delle sue parti più superficiali) del settore orientale rappresentato nel profilo.

In questa versione, incompleta, del profilo non sono rappresentati dati sull'evoluzione catena-avanfossa in trasferimento verso l'esterno, in tempi più recenti del Langhiano; una più completa definizione geometrico-cinematica passa necessariamente attraverso l'acquisizione, in corrispondenza del tracciato, di informazioni di sottosuolo sull'assetto in profondità della parte più orientale dell'edificio strutturale al di sopra del *top* del basamento magnetico.

RAPPORTI TRA I SETTORI OCCIDENTALE ED ORIENTALE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il raccordo tra il settore occidentale, tirrenico, ed il settore orientale, padano, del segmento di catena rappresentato nel profilo è attualmente assicurato da un *thrust* a basso angolo immergente verso SW in corrispondenza del quale si realizza l'accavallamento del Macigno, rivestito da marne (Pontecchio?) e da Argille e Calcari dell'Unità Canetolo, dell'anticlinale rovesciata di M. Acuto (storicamente fronte della Falda Toscana) sulle antiformi NE vergenti a nucleo di Arenarie del Cervarola, anch'esse “foderate” da Argille e Calcari dell'Unità Canetolo.

Questi rapporti geometrici sarebbero da interpretare, secondo le articolate argomentazioni di CHICCHI & PLESI (1991) relative a sezioni più spostate a SE, come l'espressione dei movimenti verso NE lungo una *thrust-fault* tardiva (post-Langhiano?) che modifica gli originari rapporti latero-verticali tra le due unità.

Il problema dei rapporti tra le unità oligo-mioceniche della fascia del crinale appenninico è, come noto, di notevolissima complessità e da più di trent'anni mantiene i suoi aspetti di attualità registrando continuamente nuovi contributi di natura stratigrafica, sedimentologica e, più di recente, anche strutturale.

Il profilo discusso in questo lavoro non può da solo commentare adeguatamente i diversi aspetti di questa complessa problematica, anche in relazione all'assenza, su questa trasversale, dell'Unità Modino che tende a rarefarsi, fino a scomparire del tutto, spostandosi lungo la fascia di crinale da SE verso NW.

Abbandonata l'idea di un'origine interna al dominio

toscano dell'Unità Cervarola, sostenuta essenzialmente da PLESI negli anni '70 (1975), o di una sua derivazione dal dominio toscano esterno (copertura "apuana" scollata e avanscorsa secondo l'interpretazione di BALDACCİ *et al.* (1967), esiste oggi una tendenza largamente diffusa ad ammettere per il bacino infra-medio miocenico del Cervarola una posizione originariamente esterna rispetto all'edificio strutturale occidentale già strutturato durante la fase di taglio ensialico (D1) del dominio apuano.

Perplessità in merito a questa soluzione sono mantenute da parte di uno di noi (CERRINA FERONI) che tende a ricondurre anche la soluzione dei rapporti, originari ed attuali, Macigno-Cervarola, nell'ambito di una cinematica della catena miocenica post-Bismantova (post-Langhiano) che si svolga secondo un binario longitudinale di prevalente trascorrenza destra al limite tra il settore tirrenico e il settore padano della catena (CERRINA FERONI, 1989).

Le differenze fra i due settori, occidentale ed orientale, sono già emerse nella descrizione delle fasi tettoniche nei relativi paragrafi, e sono comunque anche implicite nelle tecniche usate per decifrarle: età radiometriche e fasi di raffreddamento per il settore occidentale; metodi biostratigrafici per il settore più corticale della catena, affiorante con le Liguridi prevalentemente nel lato orientale della sezione di Tav. I.

Al di là di questa differenza metodologica nell'approccio ai relativi problemi, il vero punto di differenza fra i due settori è l'andamento del basamento. La carta del basamento da dati magnetometrici, (CASSANO *et al.*, 1986), non riporta dati certi per il settore orientale del profilo La Spezia - Reggio Emilia.

Risulta soltanto, dall'esame delle aree circostanti, che il basamento tende ad infossarsi dalla Valle Padana verso l'interno della catena, sino oltre lo spartiacque Tirreno-Adriatico. Esso riappare poi, rialzato, in corrispondenza della dorsale apuana, sino al promontorio orientale del golfo di La Spezia. Con quali modalità - con quali strutture - questo sbalzo si verifichi è uno dei punti sul quale si possono fare soltanto congetture.

Le Alpi Apuane infatti potrebbero costituire, nel loro insieme, una grossa losanga delimitata, ad oriente, da un sistema di strutture listriche estensionali immergenti verso la Valle Padana, e in questo caso sarebbe imputabile a questo sistema il ribassamento del substrato pre-carbonatico Apuano, l'infossamento del basamento potrebbe essere dovuto ad una struttura compressiva relitta, in corrispondenza di una fascia di taglio sull'esterno delle Apuane, realizzata durante l'orogenesi terziaria.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque terre e dell'entroterra di Levante (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4), 923-1014.

ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIO-
LI C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. 70th International Conference on Geochronology, Cosmo-
chronology Abstract, Camberra, Australia, 22-24 sept., 1990.

ANDREOZZI M., FORNACIARI F., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino reggiano-bolognese*. Mem. descrittive della Carta Geologica d'It., **46**, 185-186, Roma 1992.

BALDACCİ F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 213-244.

BERTOLDI R. (1988) - *Una sequenza palinologica di età Rusciniense nei sedimenti lacustri basali del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (1), 105-138.

BERTOLETTI M. (1991) - *Geologia del promontorio orientale del golfo di La Spezia a nord della trasversale P.ta S. Bartolomeo-Arcola*. Tesi di Laurea inedita, Un. di Genova.

BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & NORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico-milonitica di Foce di Moschetta, Alpi Apuane sud-orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **95**, 89-103.

CARMIGNANI L., ANTONPAOLI M.L., BURBI L., FORNACE G., GATTIGLIO M., GOSSO G., KLIGFIELD R., LORENZONI V., MATTEOLI S., MECCHERI M., MILANO P.F., MONI L., NOTINI P., PALAGI P., RICCI F. & RUFFINI G. (1984) - *Carta geologico-strutturale del complesso metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord)*. Litografia Artistica Cartografica. Firenze.

CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993a) - *Pieghe associate alla distensione duttile del Complesso Metamorfico Apuano*. Mem. Soc. Geol. It. Volume in onore di L. Trevisan.

CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993b) - *Tettonica distensiva del Complesso Metamorfico Apuano. Guida all'escursione*. Pietrasanta 1-4 giugno 1993.

CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP - 73° Congresso Soc. Geol. It., Roma 29 sett.-4 ott. 1986, 27 pp.

CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'intervallo Eocene sup.-Oligocene inf. nell'Appennino settentrionale*. Tesi di Dottorato inedita. Univ. di Bologna.

CERRINA FERONI A. (1988) - *La duplicazione della catena a falde per trascorrenza longitudinale nell'Appennino settentrionale: una soluzione alternativa*. Rend. Soc. Geol. It., **11**, 325-329.

CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Il Foglio 217 Neviano degli Arduini nel quadro della geologia dell'appennino emiliano-romagnolo: dati nuovi, problemi e prospettive*. Mem. descrittive della Carta Geologica d'It., **46**, 111-120, Roma 1992.

CERRINA FERONI A., FONTANESI G. & MARTINELLI P. (1989) - *La struttura a sinclinale coricata del Flysch di M. Caio tra la Val Cedra e la Val Parma nell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lun. di Scienze "G. Capellini", Scienze Nat., Fis. e Mat., **57** e **58**, 43-54, 1987 e 1988.

- CERRINA FERONI A. & MARTINELLI P. (1991) - *Possibili relazioni stratigrafico-strutturali tra i domini Ligure esterno e Subligure dell'Appennino settentrionale e il Sudalpino lombardo*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, **34**, 61-70.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N.M.L. (1990) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Mem. descrittive della Carta Geologica d'It., **46**, 301-312, Roma 1992.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area del ricoprimento apuano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 269-280.
- CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1986a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sez. Ranzano 217 120*. Regione Emilia Romagna.
- CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1986b) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sez. Ramiseto 217 160*. Regione Emilia Romagna.
- CERRINA FERONI A. (1988a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sez. Lagrimone 217 110*. Regione Emilia Romagna.
- CERRINA FERONI A. (1988b) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sez. Palanzano 217 150*. Regione Emilia Romagna.
- CHICCHI & PLESI (1990) - *Il complesso M. Modino - M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Mem. descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**, 139-163, Roma 1992.
- COLACICCO C. (1990) - *Rilevamento geologico-strutturale della piega di La Spezia a sud dell'allineamento La Spezia-Biassa-Punta Pineda*. Tesi di Laurea inedita.
- DEL TREDICI S. (1992) - *Geologia della terminazione periclinale a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Genova.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In Atti del Convegno sul tema: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino". Accademia Nazionale dei Lincei, **183**, 97-118, Roma.
- ELTER P. (1975) - *Introduction a la géologie de l'Appennin septentrional*. Bull. Soc. Geol. France (7) **17**, N° 6, 956-962.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Prealpes Romandes et Chablaisiennes*. Acc. Sc. Genève **19** (3), 279-377.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2), 373-394.
- F° 217 Neviano degli Arduini (1990) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo*. 2° Semin. "Cartografia Geologica" della Regione Emilia-Romagna, Bologna 1990, S.E.L.C.A. Firenze.
- 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.
- 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.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: results from the Northern Appennines*. Journal of Structural Geology, **8**, N° 7, 781-798.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du nord, des Alpes françaises et de Sicile*. These de Docteur d'Etat Academie de Montpellier, Un. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc.
- FRANDINO T. (1990) - *Rilevamento geologico-strutturale della piega di La Spezia dall'allineamento Corniglia-Riccò del Golfo sino alla terminazione periclinale di Cassana*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Genova.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nordappennino: 1. L'Unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (2), 275-289.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nordappennino: 2. Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 185-217.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1967) - *Osservazioni su una sezione geologica fra il M. Penna e il M. Gazzo (alta e media Val di Taro - Appennino ligure)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **74** (2), 549-566.
- PANNUTI F. (1992) - *Formazione delle Breccie di Serravezza: evoluzione sedimentaria e metamorfica di un orizzonte residuale Triassico nelle Alpi Apuane*. Tesi di Dottorato inedita, Consorzio Dott. di Ric. Genova-Torino-Cagliari.
- PLESI G. (1975a) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio Roccaferrara (Val Parma) e di Flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (1-2), 157-176.
- PLESI G. (1975b) - *La nappe de Canetolo*. Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, **17** (6), 979-983.
- ROBBIANO A. (1991) - *Geologia del promontorio orientale del golfo di La Spezia: dalla trasversale Fiascherino-Case Senato alla trasversale Arcola-Punta S. Bartolomeo*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Genova.
- SCOTTI E. (1990) - *Rilevamento geologico-strutturale della piega di La Spezia dall'allineamento di Punta Pineda sino all'allineamento Corniglia-Riccò del Golfo*. Tesi di Laurea inedita, Un. di Genova.
- SERENI P. (1991) - *Geologia del promontorio orientale del golfo di La Spezia: da Punta Bianca alla trasversale Fiascherino-Case Senato*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Genova.

VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (Prov. Parma)*. Ateneo Parmense. Acta Nat., **22**, 85-111.

ZANZUCCHI G. (1963) - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino Emiliano*. Ateneo Parmense. Acta Nat., **34**, 1-23.

ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 133-158.

ZANZUCCHI G. (1980) - *Lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e Zone Limitrofe (1:100.000)*. In: "Volume dedicato a S. Venzo", 201-233, STEP Parma.

