

CARATTERISTICHE DELLA CROSTA DELL' APPENNINO SETTENTRIONALE IN BASE ALLA REVISIONE DATI DEI PROFILI N-C-S e B-C-A DELLA CAMPAGNA DSS 1978

Riassunto

Abstract

1. Introduzione
 2. Digitalizzazione dei dati DSS 1978
 3. Profilo longitudinale N - C - S (Livorno - M.ti Romani)
 4. Profilo trasversale C - B - A (Piombino - Ancona)
 5. Stratigrafia della Crosta del settore toscano e marchigiano
 6. Interpretazione geologica
- Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

Viene presentata in questo lavoro un' interpretazione integrata geologico-geofisica dei risultati della digitalizzazione dei dati analogici della campagna sismica DSS del 1978 relativa ai due profili N-C-S e C-B-A (Livorno-M.ti Romani e Piombino-Ancona). Vengono messe a confronto le stratigrafie della crosta dei settori toscano e marchigiano che manifestano una sostanziale identità costitutiva data da due coppie di unità sismiche a bassa ed alta velocità al di sopra della Moho; il più profondo dei "veloci" ($V_p=6.7$ km/s) può essere interpretato come il tetto della crosta inferiore (Conrad auct.). La crosta inferiore del settore toscano è meno veloce e più sottile rispetto a quella del corrispondente marchigiano; così pure è la velocità del mantello superiore del settore toscano.

Vengono infine messe in evidenza le strutture deformative di importanza crostale rilevabili dalla sismica DSS.

Esse consistono in ;

— un raddoppio della Moho, interpretato come l' espressione di una subduzione di litosfera continentale nel sottosuolo della zona tosco-umbra, collegabile nei livelli strutturali più superficiali agli elementi compressivi compresi fra il versante orientale dell' Appennino umbro marchigiano e l' offshore adriatico,

— uno scalino di circa tre km della Moho nel settore toscano cui possono collegarsi i thrusts di Perugia e della ruga interna dell' Appennino umbro-marchigiano

— due thrusts in corrispondenza dei fronti del M.Cetona e della Dorsale Medio- toscana di cui si apprezza la continuità nei livelli superiori della crosta.

— Lungo la linea N-C-S, sia la Moho che il top della crosta inferiore appaiono più sollevati di circa 3 km rispetto al settore occidentale della linea C-B-A. .

Non è risolvibile nei profili studiati, se non come diminuzione dello spessore della crosta inferiore e come attenuazione della sua velocità, la tettonica estensionale del settore toscano.

*Dipartimento di Scienze della Terra, Piazza dell' Università, PERUGIA.

** C.N.R. Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico, Via Bassini, MILANO

ABSTRACT

This paper deals with a new integrated geological and geophysical interpretation of two refraction seismic profiles of the 1978 campaign after a conversion in digital form of the old analogical data.

The N-C-S (Livorno-M.ti Romani) and C-B-A (Piombino-Ancona) profiles, respectively along and across the strike of the main geologic structures of Northern Apennines, give informations on the stratigraphy of both inner (Tuscany) and outer (Marches) sectors of the Italian continental crust.

This one consists of two couples of seismic units of low and high velocity above the Moho, the deepest high velocity unit ($V_p=6.7$ km/s) being interpretable as *Conrad discontinuity*.

The lower crust in Tuscany is thinner and lower in velocity than in Marches, and its upper mantle shows an attenuated velocity: this is caused by a synergic effect of extensional tectonics and heat flow that affected only the Tuscan sector of the Italian continental crust. The main compressive structures of crustal importance along the transversal profile are then described; they consist of:

— a thrust system in the subsurface of the Tuscany - Umbria border which doubles the Moho and might be connected to the compressive structures of the Adriatic offshore;

— a "step" between Tuscan and Umbrian Moho to which the Umbria-Marche Apennine thrust and fold belt could be connected;

— two thrusts emerging in connection with the structures of M. Cetona and of Mid-Tuscany Range that clearly affect the upper crustal levels;

— along the line N-C-S, the Moho and the top of the lower crust are detected about 3 km higher than in the westernmost sector of the line C-B-A.

Due to the scale of sampling no information comes from our reprocessed data about the geometry of the extensional fault systems.

PAROLE CHIAVE: geologia strutturale, geofisica, sismica a rifrazione, Appennino settentrionale.

KEY WORDS: structural geology, geophysics, seismic refraction, Northern Apennines.

1. INTRODUZIONE

Con questa ricerca, eseguita nell' ambito del sottoprogetto CROP 03 del Progetto Strategico Crosta Profonda (PIALLI, 1989), si intende portare un contributo alle conoscenze sulla struttura della crosta e del mantello superiore dell' Appennino settentrionale nella fascia compresa tra la Toscana marittima e le Marche esterne (Fig.1). In questa fascia sono state effettuate due campagne di

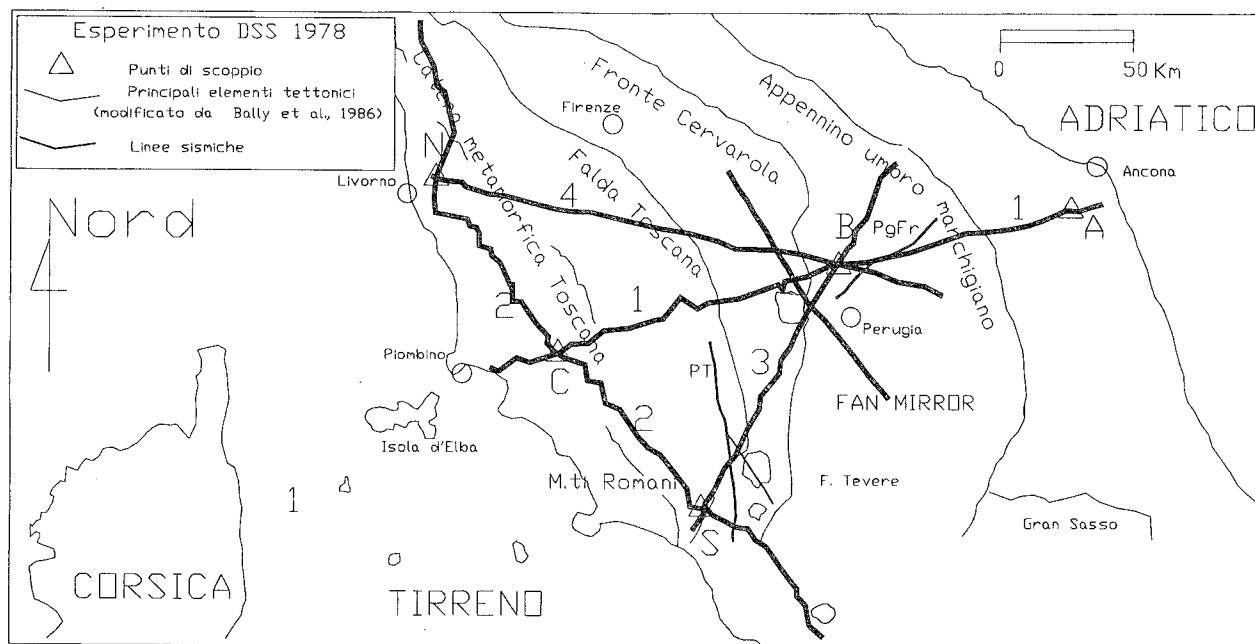


Fig. 1 - Localizzazione delle linee sismiche elaborate ed interpretate. Linea 1 C-B-A (Piombino -Ancona), linea 2 N-C-S (Livorno -M. ti Romani). Sono riportati anche i profili DSS Pienza-Tuscania (PT) e Perugia Frontone (PgFr).

sismica a rifrazione DSS da parte del Gruppo Italiano Grandi Esplosioni con la collaborazione dell' Università di Berlino, nel 1974 e nel 1978; un' ulteriore campagna è stata effettuata recentemente, nel 1993, ad integrazione della sismica NVR del CROP 03. Le prime due campagne hanno utilizzato solo stazioni di tipo analogico. In questa nota viene presentata una revisione dei dati della campagna DSS 1978 e, quindi, un affinamento dell' interpretazione, relativamente ai due profili longitudinale e trasversale Livorno-M. ti Romani (N-C-S) e Piombino-Ancona (C-B-A) (Fig. 1). La revisione ha avuto come presupposto la digitalizzazione di tutti i sismogrammi dei due profili relativi ai vari scoppi.

L' interpretazione di WIGGER, (1984) definiva una crosta assottigliata nella regione toscana, con una profondità media della Moho di 25 km, ed un brusco approfondimento della stessa, circa in corrispondenza della valle del Tevere, fino a 35 km di profondità; da questo punto la profondità della Moho si manteneva costante fin quasi all' altezza di Ancona dove si verificava una risalita verso i 30 km. Nel profilo longitudinale veniva messo in luce un netto approfondimento della Moho tra Livorno e Piombino di circa 7 km, con Moho più elevata nel lato di Piombino. Inoltre si individuavano nella crosta inferiore della regione toscana livelli a velocità molto bassa, fino a 4.0 km/s, che venivano connessi alle strutture dei campi geotermici presenti nell' area (temperature dell' ordine di 600-700 °C). Veniva infine messo in luce nelle zone più superficiali dell' intorno del punto di scoppio B (Perugia) un orizzonte a bassa velocità, interpretato da ALFANO *et al.*(1982) come un raddoppio di orizzonti filladici del basamento sulla copertura sedimentaria umbro-occidentale.

2. DIGITALIZZAZIONE DEI DATI DSS 1978

Nella campagna 1978 furono utilizzati 5 punti di scoppio a terra con cariche da 1200 a 1500 Kg che hanno permesso di acquisire 16 transetti corrispondenti a 6 linee sismiche con una spaziatura media tra le stazioni di 5 km. L' interpretazione dei dati analogici fu corredata da un' analisi cinematica mediante procedura di *ray-tracing* sulle linee 2,3,4 (Fig.1) ma non sulla parte continentale della linea 1 (Fig.1). La riorganizzazione dei dati ha messo in evidenza l' esistenza di un profilo *fan* (Fig.1) che non era stato preso in considerazione nel lavoro originale. Il lavoro di digitalizzazione è stato eseguito su *workstation* HP 9000 con *software* messo a punto dall' IRRS C.N.R. (DE FRANCO *et al.*, 1991); i dati sono disponibili nel formato standard europeo DSS utilizzato per la *European GeoTraverse*. Esso ha permesso di migliorare il *processing* e l' interpretazione rispetto alla originale versione analogica. L' analisi dei dati è iniziata con un modello bidimensionale ottenuto con il metodo del tempo intercetto (DE FRANCO *et al.*, 1991).

Molti sismogrammi sono stati analizzati separatamente allo scopo di investigare i contenuti in frequenza del segnale e migliorare le correlazioni delle fasi dove il rapporto segnale-rumore era sfavorevole; il contenuto spettrale del segnale è risultato centrato su 8 Hz, per cui si può stimare conservativamente una risoluzione del dettaglio strutturale intorno a 2 km. I modelli crostali iniziali sono stati vincolati fino a circa 5 km di profondità con tutte le informazioni disponibili di geologia di superficie e del sottosuolo nonché con altri due profili DSS a media-alta risoluzione: il Pienza-Tuscania (AMATO *et al.*, 1991) ed il Perugia-Frontone (BIELLA *et al.*, 1993) (PT e PgFr in

Fig.1). La relativa complessità strutturale visibile nella parte superficiale del modello interpretativo della linea 1, nella zona del monte Cetona e dei Massicci Perugini, deriva appunto dalla disponibilità di questi due profili. Le numerose perforazioni presenti nel campo geotermico di Larderello consentono nella linea 2 un maggiore dettaglio nella parte corrispondente del modello interpretativo.

3. PROFILO LONGITUDINALE N - C - S (LIVORNO - M.TI ROMANI)

Questo profilo (Fig.1) si sviluppa nell' entroterra toscano in direzione subparallela alla costa tirrenica dall' Est di Livorno ai M.ti Romani. Esso corre all' interno dell' elemento strutturale più importante della Toscana marittima, la Dorsale medio-toscana, cui si mantiene circa parallelo per tutto il tratto compreso tra i punti di scoppio N e C; tra C ed S la Dorsale da un andamento circa appenninico

assume una direzione Nord-Sud per cui essa viene attraversata diagonalmente.

In superficie i terreni interessati dal profilo sono costituiti dai depositi marini e continentali dei graben neogenici, dalle coltri liguri l.s., dal Macigno costiero e, limitatamente alla parte meridionale, dalle coperture piroclastiche della provincia romana. Le corrispondenti velocità V_p sono mediamente di 2.75 km/s per i depositi argillo-sabbiosi e le piroclastiti e di 3.5 km/s per le sequenze torbiditiche liguri e del Macigno. Le coperture sedimentarie al di sotto del Macigno, date dalla sequenza calcareo-siliceo-marnosa mesozoico-terziaria, hanno velocità compresa tra 4.8 e 5.2 km/s, mentre il gruppo di formazioni Calcarea Massiccio-Calcarei a R.contorta- Anidriti di Burano, sottostante alla precedente, o direttamente alle Liguridi nel caso delle "serie ridotte", è caratterizzato da un valore di 6.0 km/s. Meno veloce (5.6 km/s) è l' insieme del Verrucano e dei termini più alti del basamento cristallino.

Per il suo andamento subparallelo alle strutture questo

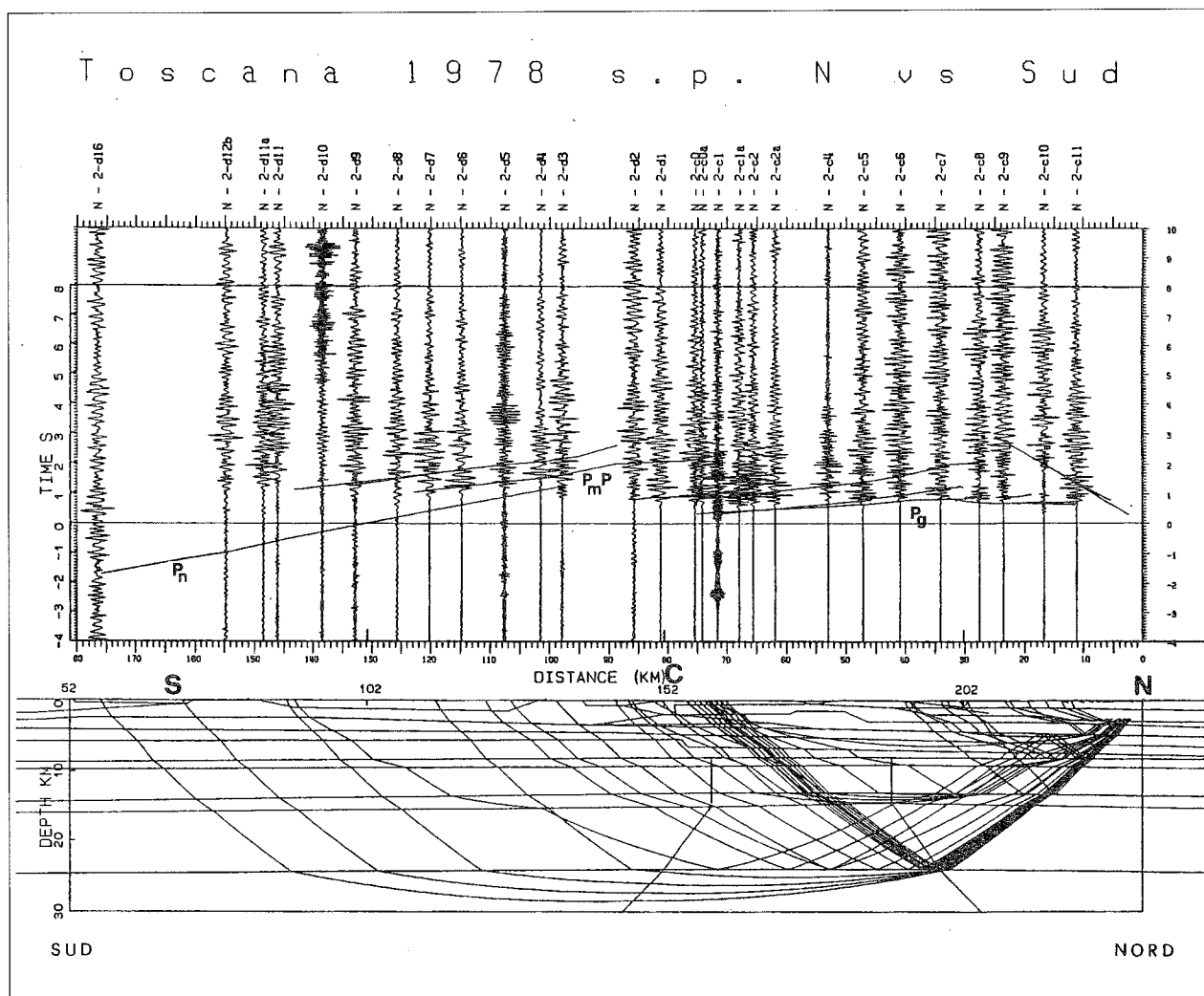


Fig.2 - Ray-tracing con punto di scoppio da N verso Sud lungo la linea N-C-S. superiormente sono riportate le dromocrona calcolate sovrapposte alle sezioni film. Risulta evidente la forte riflettività della crosta superiore e media. Fasi ritardate visibili sulla sezione film relativa al punto di scoppio N tra 1 e 3 s in tempi ridotti ed a distanze tra 90 e 160 km sono qui interpretate come multiple intracrostali in seguito riflesse dalla discontinuità crosta-mantello. Dromocrona calcolate e dati osservati sono alla stessa scala.

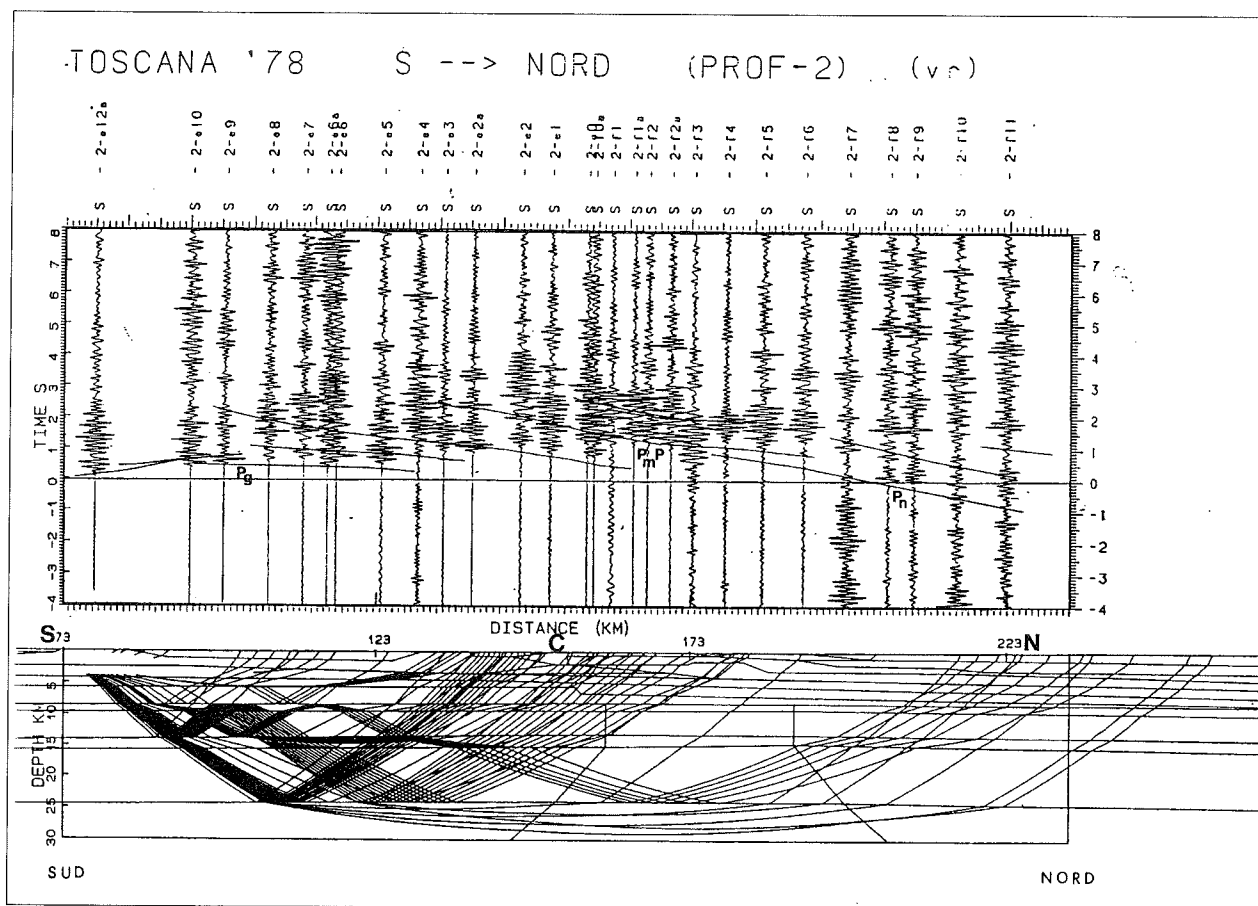


Fig.3 - Ray-tracing con punto di scoppio S verso Nord lungo la linea N-C-S. superiormente sono riportate le dromocrone calcolate sovrapposte alle sezioni film. Risulta evidente la forte riflettività della crosta superiore e media. Le dromocrone calcolate e ritardate parallele a PmP e Pn hanno significato analogo a quello ipotizzato per fasi simili in Fig. 2.

profilo risente meno, rispetto a quello ad esso ortogonale, di possibili interferenze con complicazioni tettoniche e strutture laterali producendo buone informazioni sulla stratigrafia della crosta e del mantello superiore del settore toscano. Queste provengono essenzialmente dalle fasi Pg e PmP (Fig. 2 e 3) in quanto la propagazione delle fasi rifratte nel mantello è molto limitata, mentre le riflessioni primarie e, probabilmente multiple, da orizzonti nella crosta superiore e media sono sempre evidenti e molto energetiche. Per economia di rappresentazione sono riportati solo i *raytracing* relativi ai punti di scoppio N verso sud e S verso nord, benchè naturalmente il modello sia stato costruito utilizzando tutti e quattro i profili (SN, NS, CS, CN).

Se si esclude la zona di Larderello dove, rispetto a tutto il resto del profilo, si osserva una netta diminuzione delle V_p dalla superficie fino a profondità superiori a 40 km per una larghezza di circa 50 km, come risulta anche da lavori di tomografia sismica (FOLEY *et al.*, 1990), nel suo insieme il profilo nel modello interpretativo (Fig. 4 A,B) mostra valori di velocità orizzontalmente continui e verticalmente alternanti indicando così la presenza di una crosta nettamente stratificata. Essa forma un insieme di strati ad andamento suborizzontale caratterizzato da una leggera

arcuatura di tipo antiformale in corrispondenza del campo geotermico di Larderello.

A partire dall' alto si ha un primo rifratte continuo su tutto il profilo caratterizzato (Fig. 4A) da $V_p=6.15-6.25$ km/s, dello spessore di circa 2 km, incentrato sulla profondità di 5 km dall' estremità meridionale del profilo fino al punto di scoppio C. Da questo punto fino all' estremità settentrionale questo rifratte scende debolmente fino alla profondità di 7.5 km. Segue verso il basso un primo livello a inversione di velocità, modellata con 5.5 km/s, dello spessore di circa 3 km, che sale da Sud debolissimamente mantenendo inalterato lo spessore fino al punto di scoppio C. Da questo punto verso Nord esso si assottiglia fino ad esaurirsi all' estremità settentrionale del profilo.

Al di sotto di questa coppia di livelli si trova per tutta la lunghezza del profilo sempre con un andamento blandamente antiformale, con asse nell' area del campo geotermico, un' altra coppia di livelli costituita da un rifratte di 6.7 km/s dello spessore di circa 2 km con tetto a circa 9 km di profondità' seguito da una zona a bassa velocità con velocità modellata a 6 km/s, di spessore intorno ai 5 km il cui tetto raggiunge la profondità di circa 13-14 km. Va osservato che gli spessori delle zone a bassa

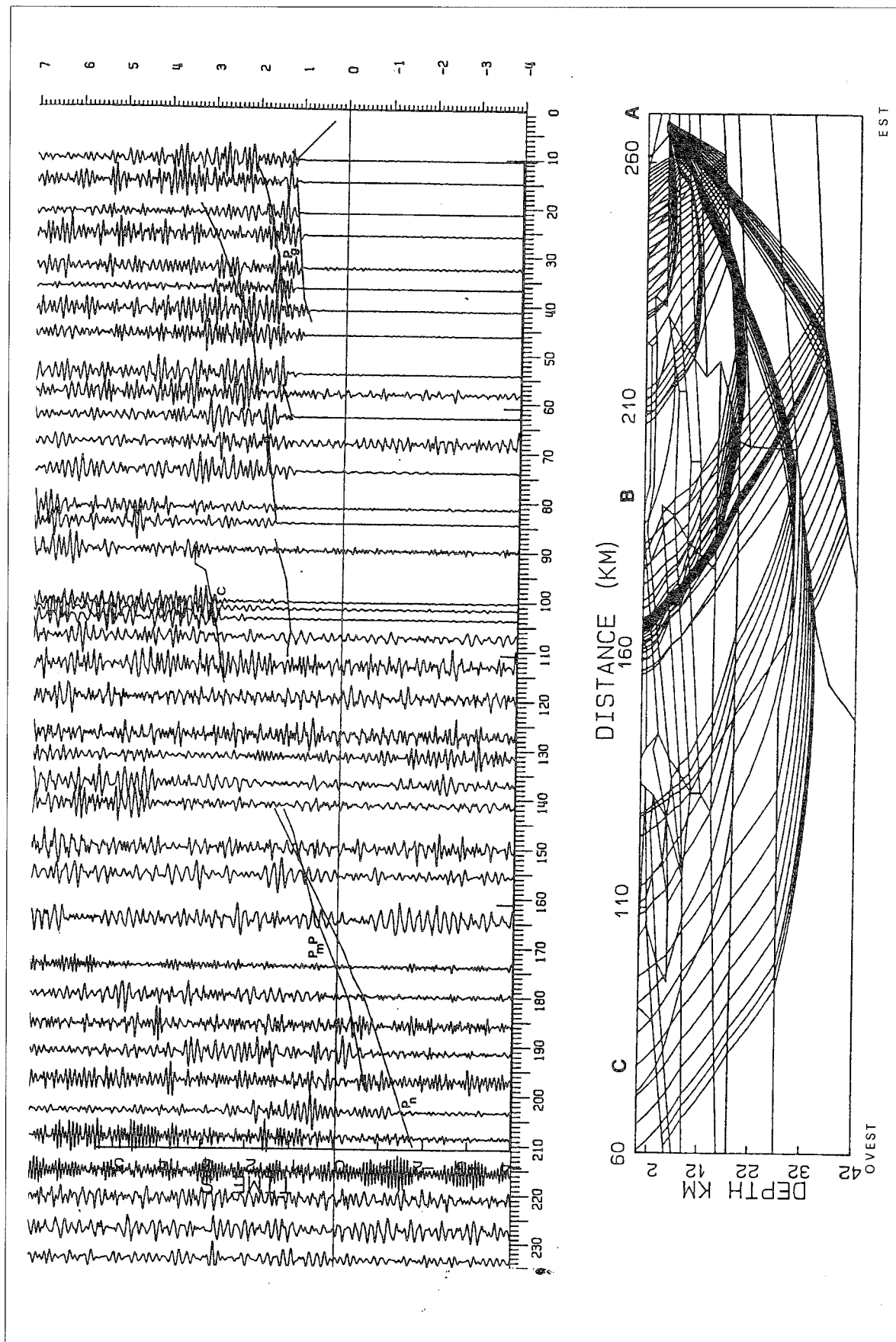


Fig.5 - Ray-tracing relativo al punto di scoppio A verso Ovest della linea C-B-A. Nella parte superiore della figura sono riportate le sezioni film con le dirometrose calcolate dalla modellazione. Notare l'assenza delle fasi postcritiche riflesse dalla Moho adriatica legata alla rifrazione delle stesse all'interno del Mantello toscano. Ben evidenti invece le riflessioni critiche (c) e le fasi rifratte (Pn).

velocità vanno considerati come indicativi in quanto il loro valore è legato in modo inverso ai relativi valori di velocità. Comunque l'introduzione delle zone ad inversione di velocità è essenzialmente legata a considerazioni di tipo geofisico (velocità sismiche e contrasto di impedenza sismica degli strati) e ai possibili vincoli di tipo litologico e tettonico.

Segue, infine, una terza coppia, caratterizzata anch'essa superiormente da un rifrattore veloce (6.7 km/s) spesso circa 2 km, seguito da una zona di inversione di velocità (6.3 km/s) spessa circa 8 km. Alla profondità di circa 24-25 km si trova un rifrattore di velocità 7.7-7.8 km/s interpretato come un mantello anomalo, la cui velocità risulta più bassa di quella che caratterizza gli oceani ed i cratoni stabili (FREEMAN *et al.*, 1990). Tale anomalia viene messa in relazione all'alto flusso di calore che si verifica nella Toscana marittima e quindi ad alte temperature esistenti alla base della crosta (WIGGER, 1984). Recenti lavori tendono ad interpretare tale rifrattore come una Moho di neoformazione (MINELLI *et al.*, 1991; D'OFFIZI *et al.*, 1993) determinata da processi di erosione crostale e metasomatici connessi con la risalita dell'astenosfera nel Tirreno settentrionale (LAVECCHIA & STOPPA, 1991; SERRI *et al.*, 1991). L'unità sismica a 6.3 km/s, al di sopra di questa Moho toscana costituisce, unitamente al rifrattore sovrastante a 6.7 km/s, la crosta inferiore, il cui tetto si fa corrispondere alla discontinuità di Conrad *Auctorum*. La coppia di unità sismiche ad alta velocità e zona a bassa velocità (6.7 e 6.0 km/s) sovrastanti la "Conrad" costituisce la crosta superiore mentre la analoga coppia più superficiale (6.25 e 5.5 km/s) viene da noi sempre interpretata come crosta superiore ma sovrascorsa verso Est. Si ha cioè un raddoppio di crosta superiore di importanza regionale esteso per tutto il profilo.

Non appare confermata dai dati la presenza, tra i punti di scoppio C e N, dello scalino di 7 km interessante la Moho Toscana (WIGGER, 1984).

4. PROFILO TRASVERSALE C - B - A (PIOMBINO-ANCONA)

Nei profili relativi ai tre punti di scoppio C, B ed A (Piombino-Ancona) (Fig. 1) sono state identificate sia fasi Pg e PmP sia fasi Pn sufficientemente energetiche da permettere buone correlazioni e quindi una definizione delle velocità della crosta e del mantello superiore. Sulla base dei nuovi dati digitalizzati e del modello sismico costruito e controllato con il procedimento del *ray tracing* (Fig. 5 e 6), il settore crostale umbro-marchigiano appare ben stratificato al di sopra di un mantello superiore caratterizzato da una $V_p = 7.9-8.0$ km/s e alla profondità di circa 35 km. La crosta inferiore presenta uno spessore di circa 15 km ed è caratterizzata da $V_p = 6.5$ km/s, al di sopra di essa si ha un rifrattore-riflettore con $V_p = 6.7$ km/s dello spessore di circa 2 km il cui tetto è interpretabile come discontinuità di Conrad. La crosta superiore sovrastante consta di uno strato a bassa velocità con $V_p = 6.0$ km/s

dello spessore di circa 6 km il cui tetto, nella zona del punto A, si trova a circa a 10 km di profondità; sopra tale strato è stato modellato un rifrattore-riflettore con $V_p = 6.3$ km/s dello spessore di circa 2 km. Segue verso l'alto un altro intervallo di inversione di velocità, modellata a 5.2 km/s, interpretabile, in base alle velocità fornite dalla sismica a riflessione tarate su pozzi profondi (BALLY *et al.*, 1986), come un basamento filladico che comprende nella sua parte più alta il Verrucano. Su quest'ultimo poggia la sequenza costituita dalle evaporiti triassiche, dai calcari a *R. contorta* e dal Calcare Massiccio ($V_p = 6.0$ km/s) e l'intera successione mesozoico-terziaria ($V_p = 4.8$ km/s).

5. STRATIGRAFIA DELLA CROSTA DEL SETTORE TOSCANO E MARCHIGIANO

Analogamente al settore umbro-marchigiano (Fig. 7), la crosta del settore toscano mostra, al di sopra della Moho ($V_p = 7.7$ km/s), una comune sequenza stratigrafica data da due coppie di unità sismiche ad alta e bassa velocità delle quali il tetto dello strato con $V_p = 6.7$ km/s, molto ben definito, costituisce la discontinuità di Conrad. Le differenze fra i due settori riguardano i seguenti punti:

a) la velocità delle rocce del mantello del settore toscano è più bassa ($V_p = 7.7$ km/s) rispetto a quelle del settore marchigiano ($V_p = 7.9-8.0$ km/s);

b) la velocità della crosta inferiore è anch'essa più bassa ($V_p = 6.3$ km/s), nel settore toscano, rispetto a quella del settore marchigiano ($V_p = 6.5$ km/s);

c) lo spessore della crosta inferiore toscana è di circa 8 km mentre il corrispondente marchigiano è di circa 15 km;

d) lo strato ad alta velocità della crosta superiore, ha in Toscana valori fino a 6.7 km/s mentre nelle Marche e nell'Umbria si mantiene sui 6.3 km/s;

e) i livelli superficiali della Toscana (coperture sedimentarie e basamento cristallino) hanno velocità medie più elevate di quelli marchigiani.

Sulla base di questi dati sembra possibile ipotizzare che Toscana e Marche costituiscono due settori di un medesimo tipo crostale ben stratificato, caratterizzato da due coppie di unità sismiche a bassa ed alta velocità, con discontinuità di Conrad ben definita. Il minor spessore della crosta inferiore toscana, unitamente alla diminuzione della sua velocità, rispetto a quella marchigiana, possono essere messi in relazione a due concomitanti fenomeni che hanno interessato la Toscana marittima e non, o in minima parte, le Marche: la tettonica estensionale neogenica e la risalita astenosferica cui viene imputato l'alto flusso di calore.

6. INTERPRETAZIONE GEOLOGICA

Il profilo Piombino - Ancona (Fig. 1 e 8) attraversa tutte le principali strutture compressive e distensive dell'Appennino toscano-umbro-marchigiano dalla dorsale medio

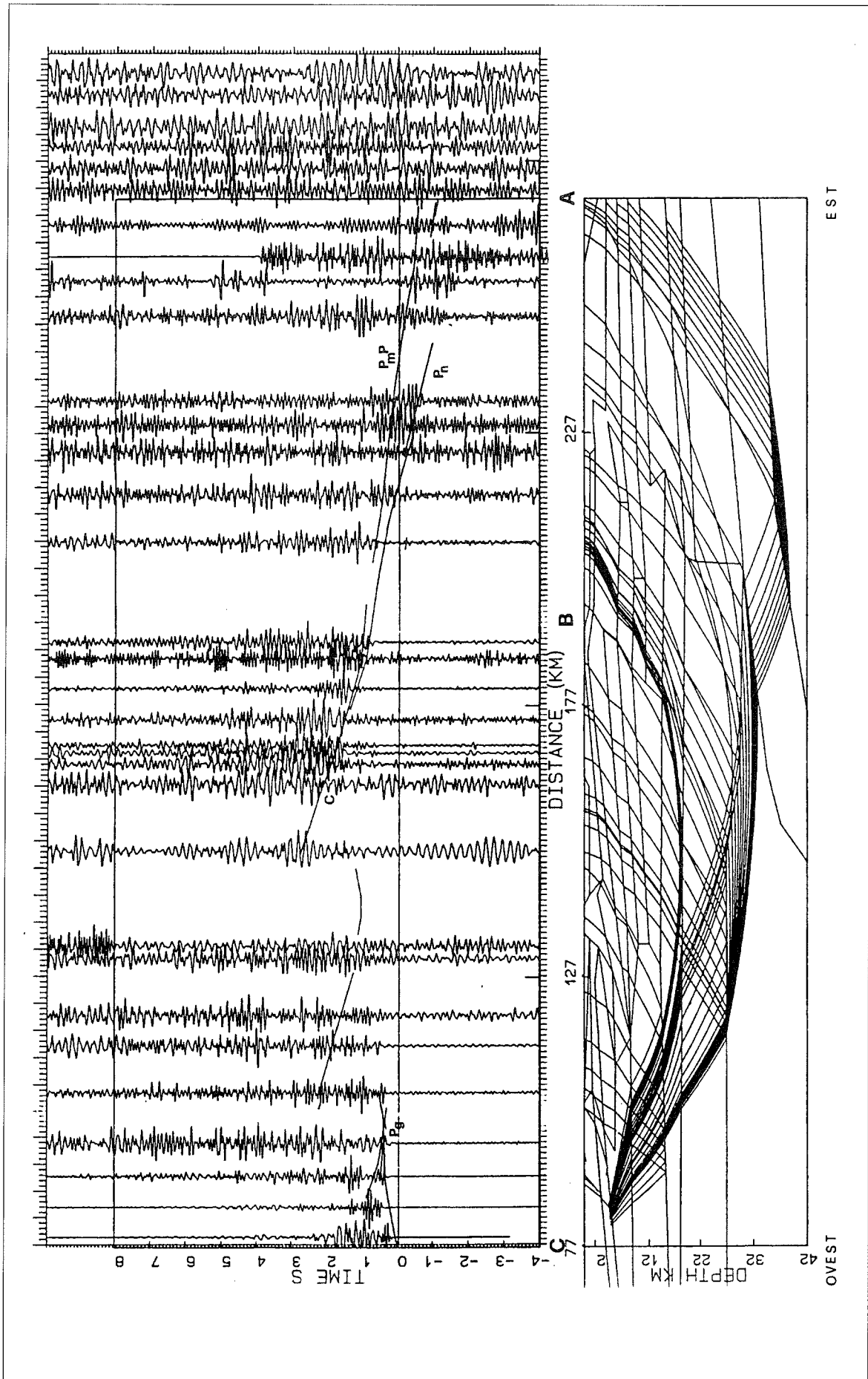


Fig.6 - Ray-tracing relativo al punto di scoppio Cverso Est della linea C-B-A. Nella parte superiore della figura sono riportate le sezioni film con le dromocrone calcolate dalla modellazione. Ben evidenti le riflessioni critiche dalla Moho e le fasi rifratte correlate.

toscana, al fronte della falda toscana, a quelli dell' unità Falterona-Trasimeno, dell' Umbria interna e del preappennino umbro, al sistema a pieghe e sovrascorrimenti dell' Appennino umbro-marchigiano e della fascia pedemontana ed ai principali graben toscani ed umbri. Di tutte queste strutture, ben rilevabili in superficie, solo le più importanti sono seguibili in profondità con la sismica DSS. Il motivo fondamentale è che la copertura adottata durante l' acquisizione non permette di avere un potere risolvante tale da evidenziare le strutture geologiche che, soprattutto nella Toscana e nell' Umbria occidentale sono estremamente frammentate dalla tettonica estensionale. Il modello sismico anche se nella sua essenza è ispirato dalla geologia di superficie e di questa ricalca l' assetto strutturale, risulta pertanto semplificato rispetto alla complessità della realtà geologica .

L' elemento tettonico più importante che appare nel profilo (Fig. 8) è costituito da un complesso ed ampio sovrascorrimento del settore crostale toscano su quello marchigiano (ROEDER, 1990; CASSINIS *et al.*, 1991; MINELLI *et al.*, 1991) che porta ad un raddoppio crostale, implicante la crosta inferiore e il mantello, nel sottosuolo della zona compresa tra la Val di Chiana e la Val Tiberina e che costituisce l' espressione di una subduzione di litosfera continentale. Rispetto al dato analogico (WIGGER, 1984), il dato digitale consente di mettere in evidenza la reale sovrapposizione delle due Moho.

Ad Est del raddoppio di Moho, ed a livelli strutturali più elevati, si assiste alla sovrapposizione del rifrattore con $V_p=6.7$ km/s (interpretato come discontinuità di Conrad) ed ancora più ad Est a quella di tutti gli elementi della crosta superiore (basamento e copertura sedimentaria compresi).

Se a questa struttura vengono associati il fronte esterno dell' Appennino umbro-marchigiano quelli più esterni della fascia pedeappenninica e dell' Adriatico, allora è ipotizzabile per la sua attività compressiva un' età che va dal Pliocene inferiore al Pleistocene sulla base di datazioni in Appennino e in Adriatico (PATACCA *et al.*, 1990; ARGNANI *et al.*, 1991).

E' possibile che al *footwall* di questa grande struttura si sviluppino in profondità, nel sottosuolo della catena appenninica i terremoti (40-80 km di profondità ipocentrale) con meccanismi focali compressivi messi in evidenza da AMATO & SELVAGGI (1991).

Ed è parimenti possibile che attualmente la compressione si trasmetta verso settori crostali più esterni, tramite piani di scollamento nella crosta superiore che abbiano come effetto la formazione delle strutture plio-quadernarie in Adriatico (ARGNANI *et al.*, 1991).

Un altro importante dato che emerge dalla revisione del profilo C-B-A è l' esistenza di un dislivello tra il settore crostale toscano marittimo, con Moho anomala posta a circa 25 km di profondità, e quello tosco-umbro, presente al di sotto del punto di scoppio B, ove la Moho si trova a circa 30 km.

Dati geofisici e geologici del sottosuolo (ALFANO *et al.*, 1982; DAMIANI *et al.*, 1984; BALLY *et al.*, 1986; ANELLI *et al.*, 1992; MINELLI, 1992; BIELLA *et al.*, 1993) dimostrano l' esistenza all' altezza del punto di scoppio B di una struttura rappresentata da filladi del basamento sovrascorse sulle evaporiti triassiche. Sul prolungamento verso il basso di questo sovrascorrimento il nostro modello mostra chiaramente la ripetizione di tutti i livelli della crosta superiore, basamento filladico compreso, mentre l' orizzonte con $V_p=6.7$ km/s appare continuo. Chiaramente ciò non significa che esso non è coinvolto nella deformazione; le cause dell' apparente continuità della Conrad possono essere molte, non ultima lo scarso potere risolvante della sismica DSS. Questo sovrascorrimento può in realtà non esaurirsi nella struttura dei Massicci Perugini e sulla scia di quanto ipotizzato da D' OFFIZI *et al.* (1993) e KELLER *et al.* (1994) esso potrebbe costituire un elemento di un più esteso sistema di sovrascorrimenti cui potrebbe essere legata la formazione dell' orogene umbro -marchigiano. L' età del sovrascorrimento dei Massicci Perugini così inteso, in base a dati e considerazioni sulla geologia di superficie (LAVECCHIA *et al.*, 1989; MINELLI, 1992; BIELLA *et al.*, 1993; D' OFFIZI *et al.*, (1993) va inquadrata nel lasso di tempo compreso tra il Tortoniano ed il Messiniano.

Procedendo verso ovest il modello di velocità permette di delineare due importanti sovrascorrimenti in corrispondenza delle strutture del M. Cetona e della Dorsale Medio-Toscana. Essi sono intuibili dalla geologia di superficie ma non manifesti in quanto la sovrapposizione della tettonica estensionale sulla fase compressiva ne maschera quasi sempre i fronti superficiali. Nel caso del cosiddetto fronte della Falda toscana dati del sottosuolo (BUONASORTE *et al.*, 1987) provenienti dalla zona dell' Alfina, che costituisce il prolungamento della struttura del M. Cetona, mostrano la presenza di unità ombre al di sotto di quelle toscane più volte embriciate, mentre nel caso della Dorsale Mediotoscana solo nella parte meridionale del M.te Leoni, è possibile intuire la sovrapposizione di unità filladiche del basamento su unità di affinità ligure tramite l' interposizione di altre unità tettoniche (MORETTI, 1991). Il modello sismico (che riprende in quest' area i dati del profilo DSS Pienza - Tuscania ma ne estende i risultati lateralmente, pur con minore risoluzione, nel sottosuolo della dorsale Mediotoscana) mostra come oltre alle coperture sedimentarie anche il basamento cristallino ed il sottostante orizzonte veloce siano coinvolti. E' evidente che i due sovrascorrimenti o separatamente o congiungendosi debbano aver interessato anche le parti più profonde della crosta in zone interne dell' orogene, o nella zona attualmente occupata dal Tirreno o nella parte più occidentale investigata dal profilo.

E' quindi da tenere in considerazione il dislivello sia della Moho sia del top della crosta inferiore evidenziato dall' analisi congiunta delle due linee (fig. 8).

E' interessante notare come le indicazioni che provengono dalla sismica a rifrazione per questi due sovrascorrimenti coincidano con quelle derivanti dalla prospezione aeromagnetica e, in parte, con quelle della gravimetria. ARISI ROTA & FICHERA (1985) e CASSANO (1991) nell' interpretazione del transetto centrale della

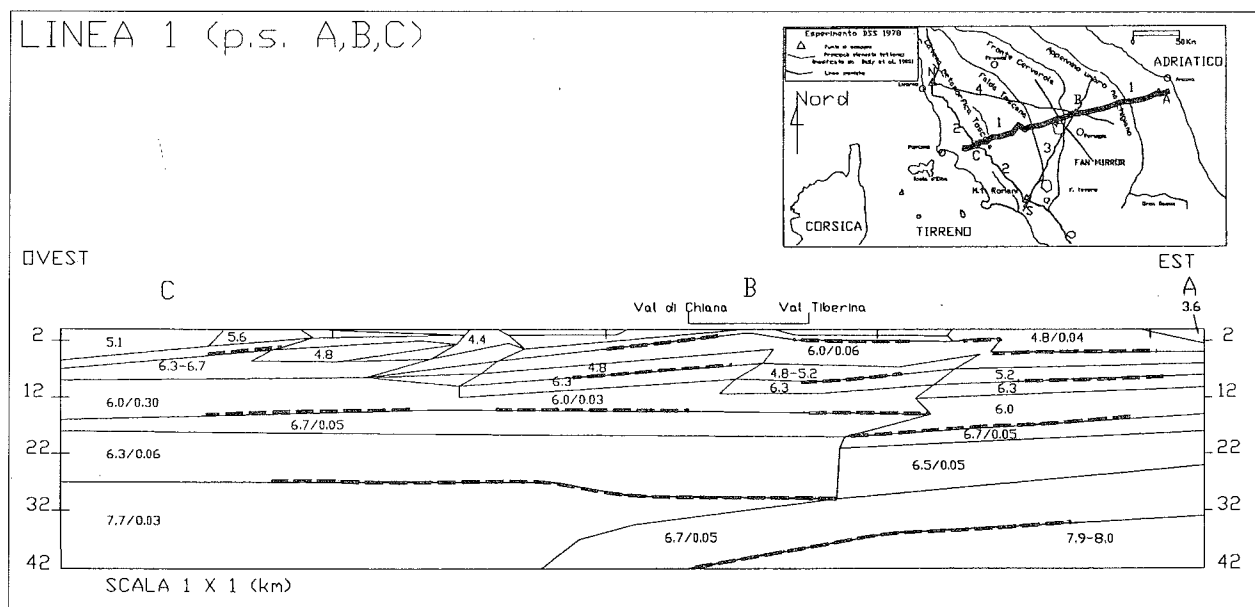


Fig.7 - Modello sismico relativo alla linea C-B-A. Le velocità in km/s si riferiscono ai limiti superiori dei poligoni e i gradienti sono definiti in km/s/km.

carta aeromagnetica dell' AGIP, praticamente coincidente con il profilo Piombino-Ancona, mostrano un raddoppio di basamento che si estende dalla Toscana marittima fin quasi al Lago Trasimeno mentre CASSINIS *et al.* (1991) mettono in guardia, in base a dati gravimetrici, sulla possibilità di avere sovrascorrimenti che coinvolgono l' intera crosta, o parti di essa, all' altezza della fascia della Toscana marittima.

Nel modello sismico presentato non trova chiara evidenza la tettonica estensionale che, almeno nella Toscana marittima, è stata invece molto sensibile e si è articolata, trascurando "fasi" e campi di sforzo locali, in almeno tre momenti deformativi. Il primo, pre-Tortoniano superiore, è stato responsabile di una notevole estensione della catena appena formata, e probabilmente ha portato alla formazione delle cosiddette "serie ridotte" (BERTINI *et al.*, 1991).

D' OFFIZI *et al.* (1993) e KELLER *et al.* (1994), in linea con tali evidenze geologiche ipotizzano una *shear zone* nella crosta inferiore responsabile, a livelli più superficiali, del sistema di faglie dirette a basso angolo che ha separato in due blocchi l' originariamente unico edificio tettonico dell' Elba orientale e della Dorsale Medio Toscana. Un secondo momento deformativo si è verificato in Toscana a partire dal Tortoniano superiore (BERTINI *et al.*, 1991) ed è responsabile della formazione dei bacini lacustri e marini del Messiniano e del Pliocene inferiore e medio. Ad esso è connessa la presenza di faglie dirette ad alto angolo che danno luogo ad una estensione sicuramente inferiore a quella precedente. Dal Pliocene medio, infine, la Toscana è stata sottoposta ad un sollevamento generalizzato che ha portato a quote sensibilmente elevate i depositi neoautoctoni.

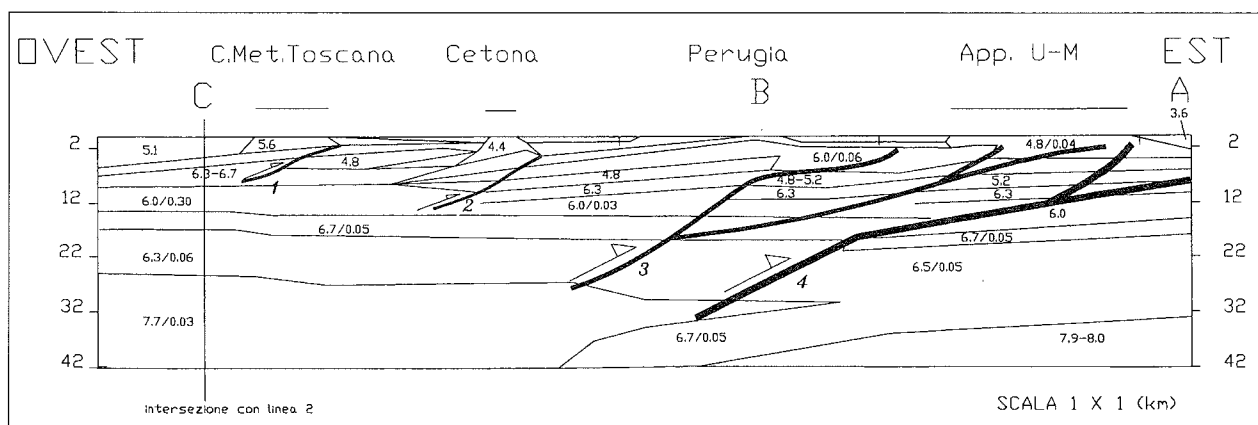


Fig.8 - Una possibile interpretazione geologica della linea C-B-A (Piombino-Ancona).

Nella Toscana orientale e nell' Umbria occidentale la situazione non si discosta da quella della Toscana interna salvo per l' età più recente delle deformazioni distensive e per un minor valore dell' estensione del primo momento deformativo, mentre per quanto riguarda l' Appennino umbro-marchigiano la tettonica estensionale ha cominciato a manifestarsi solo a partire dal Pleistocene ed è tuttora in atto.

Di questi tre momenti deformativi la campagna sismica DSS del 78 non ha la capacità di risolvere le complesse geometrie della geologia di superficie o di quella del sottosuolo: essa vede solo gli effetti profondi della fase distensiva nel suo insieme. In Toscana e nell' Umbria occidentale questi sono rappresentati essenzialmente da una crosta inferiore e da un mantello superiore che, rispetto a quelle originarie, sono anomale sia per velocità che per spessore. Se si considera infatti lo spessore della crosta alla fine delle fasi compressive, per esempio nella zona della Dorsale Medio-Toscana, esso doveva essere almeno intorno ai 35 km (corrispondente a 3-4 Kbar di pressione di confinamento per permettere il metamorfismo in facies di scisti verdi più lo spessore originario post estensione giurassica, valutato da ALVAREZ & D' ARGENIO, (1980a,1980b) in circa 18-20 km); il passaggio ad uno spessore crostale di 25 km, qual' è quello attuale in tutta la Toscana, comporta un valore del coefficiente β di circa 1.6. Verosimilmente questo processo di assottigliamento si è realizzato in buona parte a spese della crosta inferiore, considerato che in Toscana lo spessore di essa è circa la metà di quello del settore marchigiano adriatico che, in pratica, non ha subito processi estensionali o compressivi. Ancora verosimilmente ciò ha comportato un' interazione con la vecchia Moho ed una sua ristrutturazione fisico-chimica per cui quella che chiamiamo Moho del settore toscano deve considerarsi come una Moho del tutto nuova, generatasi durante la fase estensionale. In conclusione ciò che resta integro della crosta e della Moho del cosiddetto margine insubrico nell' Appennino Settentrionale, dopo l' assottigliamento triassico-giurassico, è costituito dal settore marchigiano e, forse, da quel tratto di Moho e crosta inferiore che si accavalla, per effetto di una subduzione litosferica, sulla crosta inferiore del settore marchigiano nel sottosuolo profondo della zona compresa tra la Val di Chiana e la Val Tiberina.

Lavoro eseguito con fondi C.N.R. e M.P.I. (responsabile G.Pialli)

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ALFANO L., DECANDIA F.A., LAVECCHIA G., PIALLI G., BIELLA G., LOZEI A. & SCARASCIA S. (1982) - *Profilo Piombino-Ancona: dati geofisici ed interpretazione geologica*. Boll.Soc.Geol.It., **101**, 247-258.

ALVAREZ W. & D' ARGENIO B. (1980A) - *Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle*. Geol. Soc. Am. Bull., **91**, 681-689.

ALVAREZ W. & D' ARGENIO B. (1980B) - *Stratigraphic evidence for crustal thickness change on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle*. Geol. Soc. Am. Bull., **91**, II, 2558-2587.

AMATO A., BIELLA G., CHIESA S., DE FRANCO R., MALAGNINI L., MINELLI G., PONZIANI F. & VEZZOLI L. (1991) - *Il profilo sismico Tarquinia-Pienza*. Workshop: "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell' area Tosco- Laziale". Pisa, 12-13 Giugno 1991.

AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell' Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 75-82.

ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1992) - *Dati di pozzi profondi dell' Appennino Settentrionale*. Soc. Geol. It., 76ma Riunione Estiva, Firenze 21-23 sett. 1992, Riassunti, 191.

ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L' avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 371-381.

ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to Geo-Magnetic Provinces: the italian case-history*. 47th EAEG Meeting, Budapest, Hungary, 30

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica tra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 155-178.

BIELLA G., DE FRANCO R., DE MARTIN M., MINELLI G., PIALLI G. & BARCHI M. (1993) - *Profilo Perugia-Frontone: analisi integrata di dati geologici e geofisici*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 31-42.

BUNASORTE G., FIORDELISI A., PANDELI E., ROSSI U. & SOLLEVANTI F. (1987) - *Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of northern Latium*. Per. Mineral., **56**, 123-136.

CASSANO E. (1991) - *Dati magnetici lungo il profilo CROP 03*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 49-53.

CASSINIS R., PIALLI G., BROGGI M. & PROSPERI M. (1991) - *Dati gravimetrici a grande scala lungo la fascia del profilo: interrogativi sull' assetto della crosta e del mantello*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 41-47.

DAMIANI A.V., MINELLI G. & PIALLI G. (1991) - *L' unità Falterona- Trasimeno nell' area compresa fra la Val di Chiana e la Val Tiberina: sezione Terontola-Abbazia di Cassiano*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 235-241.

DE FRANCO R., BIELLA G., CORSI A. & PONZIANI F. (1991) - *Digitalizzazione del profilo Corsica-Ancona e profili adiacenti: primi risultati*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 65-70.

D' OFFIZI S., MINELLI G. & PIALLI G. (1993) - *Foredeeps and*

thrust systems in the Northern Apennines. Boll.Geof. Teor. e Appl., in stampa.

FOLEY J.E., TOKSOZ M.N. & BATINI F. (1990) - *Three-dimensional inversion of teleseismic travel times for velocity structure in the Larderello geothermal field, Italy*. Geothermal Resour. Co. Transaction, **14**, II, 1413-1419.

FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER S. (Eds.) *The european geotraverse: integrative studies*. Eur.Sci.Found., pp.404

KELLER J.V.A., MINELLI G. & PIALLI G. (1994) *Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case*. Tectonophysics, in stampa.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Lake Trasimeno-Pesaro transect (Central Italy)*. In: BORIANI *et al.* (Eds.): *The lithosphere in Italy: advances in earth sciences research*. Acc.Naz.Lincei, Roma 1989, 177-194.

LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1991) - *Distribuzione regionale dei litotipi ignei, traccianti geochimici ed altri aspetti caratteristici dell' area tirrenica e peri-tirrenica. Sua evoluzione tettonica e verifica del modello estensionale*. Studi Geol.Camerti, Vol.Spec. 1991/1, 413-428.

MINELLI G. (1992) - *Tectonic evolution of the Perugia Massifs area, Northern Apennines (Italy)*. Ph.D. Dissertation (Imperial College of London, London University) London.

MINELLI G., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione dei*

profili crostali nell' area dell' Appennino Settentrionale interessata dal profilo CROP 03. Studi Geol.Camerti, Vol.Spec. 1991/1, 55-64.

MORETTI A. (1991) - *Stratigrafia e rilevamento geologico dell' area di Monte Leoni - Roselle (Gr)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 149-153.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. Mem.Soc.Geol.It., **45**, 425-451.

PIALLI G. (1989) - *Profilo Isola di Pianosa - M.ti dell'Uccellina - M.te Amiata - Perugia - Ancona*. In: C.N.R. Progetto Strategico Crosta Profonda: *Analisi di Priorità*. Profilo 1989, 56-64, Roma 1989.

ROEDER D. (1990) - *Crustal structure and kinematics of ligurian and west alpine regions*. In: FREEMAN R., GIESE P., MUELLER S. (Eds.) "The european geotraverse: integrative studies". Eur.Sci.Found., 311-326.

SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell' area toscolaziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell' Appennino Settentrionale*. Studi Geol.Camerti, Vol.Spec. 1991/1, 429-463.

WIGGER P.J. (1984) - *Die Krustenstruktur des Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe B/Heft **9**, 1-87.