

STRUTTURA DEL SISTEMA LITOSFERA-ASTENOSFERA NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE DA DATI DI TOMOGRAFIA SISMICA

RIASSUNTO

La realizzazione del profilo sismico CROP-03 è stata motivo di spunto per uno studio tomografico della struttura profonda al di sotto dell'area della catena appenninica compresa tra l'Umbria e la Toscana settentrionale. Utilizzando le registrazioni telesismiche digitali delle stazioni della Rete Sismica Nazionale dell'ING più vicine alla direzione del suddetto profilo, abbiamo determinato la distribuzione dei residui relativi e successivamente, attraverso l'inversione degli stessi, le anomalie delle velocità sismiche in profondità. Per queste ultime valutazioni, il sistema litosfera-astenosfera sottostante la regione in esame è stato rappresentato da un modello a 5 strati, con una profondità massima di indagine di 320 km. L'analisi delle immagini tomografiche ottenute evidenzia la presenza di alte velocità al di sotto dell'arco appenninico settentrionale, fino a profondità di circa 200 km. Di particolare interesse è anche il fatto che tale anomalia positiva risulta approfondirsi con continuità da nord-ovest verso sud-est. Ciò rende maggiormente plausibile l'ipotesi, già avanzata da altri autori, di una litosfera ispessita a causa di un meccanismo di subduzione probabilmente ancora attivo.

ABSTRACT

In the framework of the CROP-03 profile, we performed the analysis of the deep structure of the Apennines between Umbria and northern Tuscany. We used the digital waveforms of teleseisms detected by the ING National Seismic Network to determine the relative residual distribution and the velocity anomalies at depth, by inverting the residuals themselves. We parametrized the lithosphere-asthenosphere system beneath the study region with a 5-layer model, up to 320 km depth. The analysis of the tomographic images reveal a high velocity anomaly up to about 200 km depth beneath the northern Apennines. This anomaly seems to deepen almost continuously from the northwest to the southeast, substantiating the hypothesis advanced by other authors of a thickened lithosphere, due to an active or remnant subducting slab.

PAROLE CHIAVE : Tomografia sismica, Litosfera- Astenosfera, Appennino settentrionale.

KEY WORDS : Seismic Tomography, Lithosphere-Asthenosphere, Northern Apennines.

INTRODUZIONE

Le conoscenze attuali sulla struttura profonda dell'area italiana evidenziano sempre più la presenza di

forti eterogeneità anche al di sotto degli strati crostali, nel mantello superiore. Al fine di formulare delle ipotesi sull'evoluzione geodinamica che una certa regione ha subito, è importante quindi studiare i rapporti tra andamento delle strutture crostali e della Moho e struttura del sistema litosfera-astenosfera sottostante. L'individuazione di zone anomale dal punto di vista della propagazione delle onde sismiche, può fornirci ad esempio utili indicazioni sulla presenza di *slab* attivi o fossili, di zone a bassa velocità o di altre importanti strutture geologiche. Date le profondità in gioco (dell'ordine delle centinaia di chilometri), tali testimonianze non sono osservabili con le tecniche sismiche convenzionali (sismica attiva), ma possono venire identificate studiando la propagazione delle onde sismiche di terremoti lontani (o telesismi), ossia di eventi sismici localizzati a distanze epicentrali maggiori di 20°-25°. I tempi di arrivo di un fronte d'onda telesismico determinati alle diverse stazioni, risultano anticipati o ritardati (rispetto a dei tempi medi di riferimento) dalla presenza di anomalie di velocità positive o negative lungo il tragitto dei raggi sismici. L'analisi di questi residui temporali, permette di evidenziare sia l'estensione delle aree con più marcata eterogeneità in profondità, sia l'entità e l'eventuale comportamento direzionale delle perturbazioni di velocità all'interno di una struttura a blocchi predefinita della regione in esame.

In uno studio di questo tipo, la profondità massima di indagine è legata all'apertura della rete sismica di cui si dispone, mentre la massima risoluzione spaziale delle anomalie dipende dalla densità di raggi telesismici utilizzati, funzione questa del numero delle stazioni sismiche e degli eventi utilizzati. Nel caso dell'Italia, possiamo analizzare la struttura del mantello fino alla profondità di diverse centinaia di chilometri, con un dettaglio che non può però eccedere alcune decine di chilometri, considerata la spaziatura tra le stazioni della Rete Sismica Nazionale (RSNC) dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING), da noi utilizzate (Fig. 1). In particolare, per questo lavoro, abbiamo considerato un sottoinsieme della RSNC, costituito dalle stazioni a distanza non superiore ai 200 km rispetto al profilo CROP-03. Ciò, oltre a realizzare con maggiore dettaglio la tomografia sismica della regione in esame (in quanto è risultato possibile risolvere bene blocchi di dimensioni più piccole), ci ha permesso di confrontare i risultati qui presentati con quelli ottenuti utilizzando tutta la rete (CIMINI *et al.*, 1990; AMATO *et al.*, 1991).

(*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma

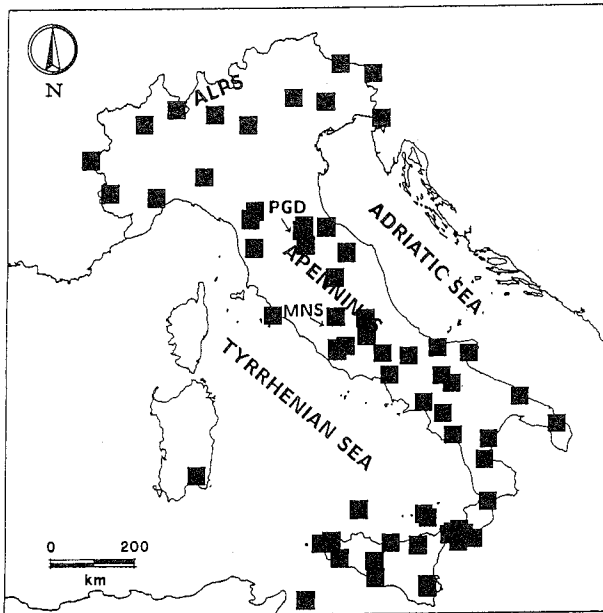


Fig. 1 - Distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'Istituto Nazionale di Geofisica.

I DATI

Nel nostro studio, abbiamo analizzato le forme d'onda registrate dalla RSNC negli anni 1988 e 1989. Questa è costituita attualmente da circa 80 stazioni sismometriche, distribuite sull'intero territorio nazionale (Fig. 1). I dati registrati dalla rete vengono trasmessi attraverso linee telefoniche alla sede centrale, a Roma, e qui digitalizzati ed analizzati in tempo reale da un sistema di acquisizione automatico su calcolatore, e successivamente controllati ed elaborati da personale specializzato.

In particolare, per l'area interessata dal profilo CROP-03, disponiamo di una buona copertura di stazioni sismiche nella zona di catena e avanfossa, mentre abbiamo una carenza nella zona della Toscana (Fig. 1). Ciò comporta una maggiore indeterminazione nei modelli di velocità che possono essere calcolati in questo settore. D'altro canto, possiamo disporre di un'ottima copertura di raggi telesismici da eventi nella direzione del profilo, in particolare da Est e Nord-Est, con distanze, e quindi angoli di incidenza, differenti (Fig. 2). Al riguardo è utile precisare che l'insieme di dati alla base del presente studio, è costituito da 123 eventi con distanza epicentrale tra i 20 e i 100 gradi (fasi P) e da 23 eventi con distanza epicentrale maggiore di 110 gradi (fasi PKP), per un totale di circa 1500 tempi di arrivo.

La possibilità di disporre di forme d'onda digitali registrati da un unico sistema centrale ci permette di ottenere dei dati di maggiore qualità rispetto a quelli generalmente utilizzati in questi studi (bollettini sismici). Tra gli studi precedenti vanno citati quelli di SPAKMAN (1990), il quale ha usato un gran numero di dati di bollettini per modellare la struttura di velocità delle onde P al di sotto dell'intero Mediterraneo, con una

risoluzione spaziale di circa 100 km. Lavori relativi all'area italiana, ancora utilizzando dati di bollettini sismici, sono quelli di SCARPA (1982) e di BABUSKA & PLOMEROVA (1990), i quali identificano degli elementi generalmente simili a quelli mostrati in questo studio, sia pure con un dettaglio inferiore.

ANALISI DEI RESIDUI TELESISMICI

Il primo passo di un'analisi delle anomalie di velocità che influiscono sulla propagazione delle onde telesismiche al di sotto di una rete di sensori è il calcolo dei residui assoluti $R_{ij} = T_{ij} - H_{ij}$, e dei residui relativi, $R(\text{rel})_{ij}$, ottenuti dagli stessi residui assoluti sottraendo la media per evento.

Per i dettagli relativi alla determinazione (*picking*) dei tempi di arrivo T_{ij} , dove i indica l'evento e j la stazione, alle correzioni che solitamente si operano sui residui di stazione per renderli maggiormente significativi nonchè, infine, sulla tecnica di inversione degli stessi per la quantificazione numerica delle anomalie di velocità si vedano AKI *et al.* (1977), ALESSANDRINI *et al.* (1989), CIMINI *et al.* (1990) e AMATO *et al.* (1991).

La distribuzione di tali residui, e soprattutto di quelli relativi che sono meno influenzati dall'approssimazione delle *travel times* di riferimento H_{ij} e dalla stima dei parametri ipocentrali degli eventi, ci fornisce le prime indicazioni sulla ubicazione e l'entità di zone anomale in profondità. Particolarmente significativa risulta a tale scopo la distribuzione dei residui relativi in dipendenza della direzione di approccio del fronte d'onda telesismico. A titolo di esempio, riportiamo in Fig. 3 la dipendenza azimutale dei residui relativi per due stazioni dell'Appennino centro-settentrionale, Montasola (MNS), e Poggio Sodo (PGD) (vedi Fig. 1). La prima, situata tra il Lazio e l'Umbria, non pre-

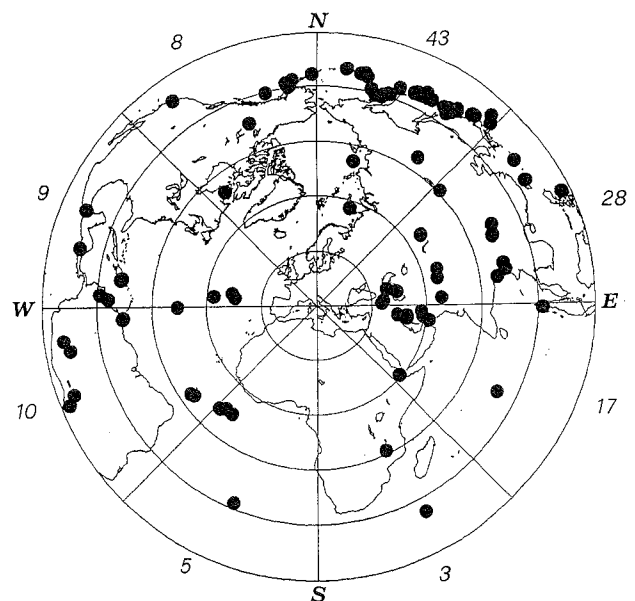


Fig. 2 - Diagramma polare centrato su Roma con la distribuzione dei telesismi (solo eventi P) usati in questo lavoro. I numeri rappresentano gli eventi ricadenti in ogni settore di 45°.

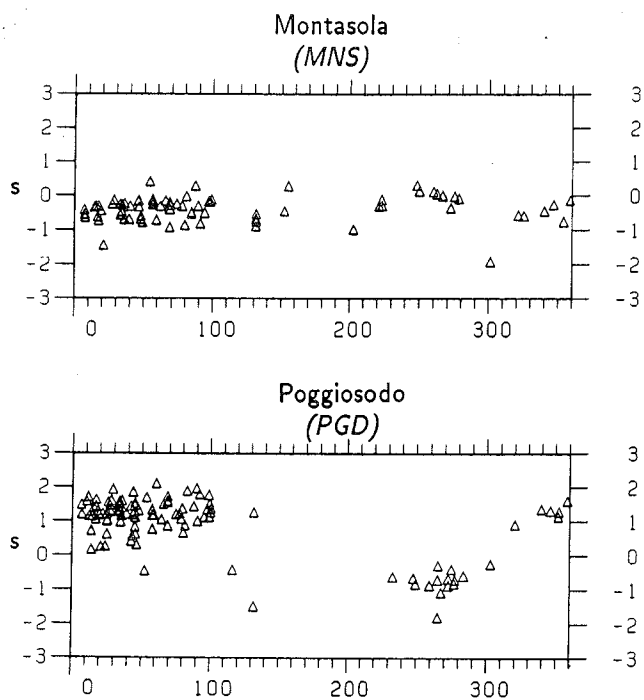


Fig. 3 - Variazione azimutale dei residui relativi per le stazioni di Montasola (MNS), situata nell'Appennino centrale, e Poggiosodo (PGD) nell'Appennino settentrionale. Si noti la marcata dipendenza direzionale dei residui della stazione di Poggiosodo rispetto all'andamento di Montasola.

senta sensibili variazioni dei residui secondo la direzione di provenienza. Viceversa la seconda, ubicata circa 200 km a Nord-Ovest, mostra delle fortissime variazioni. Più precisamente, si nota come la stazione PGD registri residui positivi tra 1 e 2 secondi per azimut tra Nord e Est, mentre sia caratterizzata da residui negativi (fino a -1 s) per direzioni da Sud-Ovest e Ovest (Fig. 3).

Questa semplice osservazione costituisce un primo indizio della presenza di una forte eterogeneità laterale nel mantello superiore dell'Appennino settentrionale, con una zona di alte velocità verso la Toscana. Occorre notare che una differenza nello spessore della Moho da 20 a 40 km comporterebbe una differenza nel residuo relativo dell'ordine di 0.6-0.7 secondi. Le cause di un tale comportamento vanno quindi ricercate anche nel mantello.

Per avere un'idea delle forti variazioni azimutali osservate in Italia, si osservi la Fig. 4, in cui sono graficati i residui relativi di stazione per telesismi raggruppati in 8 settori di 45 gradi, a seconda della direzione di approccio dei relativi fronti d'onda. Nella mappa di Fig. 4, al centro sono riportate le medie per tutti gli eventi P registrati, mentre nelle 8 mappe circostanti sono riportate le medie di ciascun settore. Ad esempio, la mappa in alto a destra rappresenta la distribuzione dei residui di stazione calcolati per i raggi

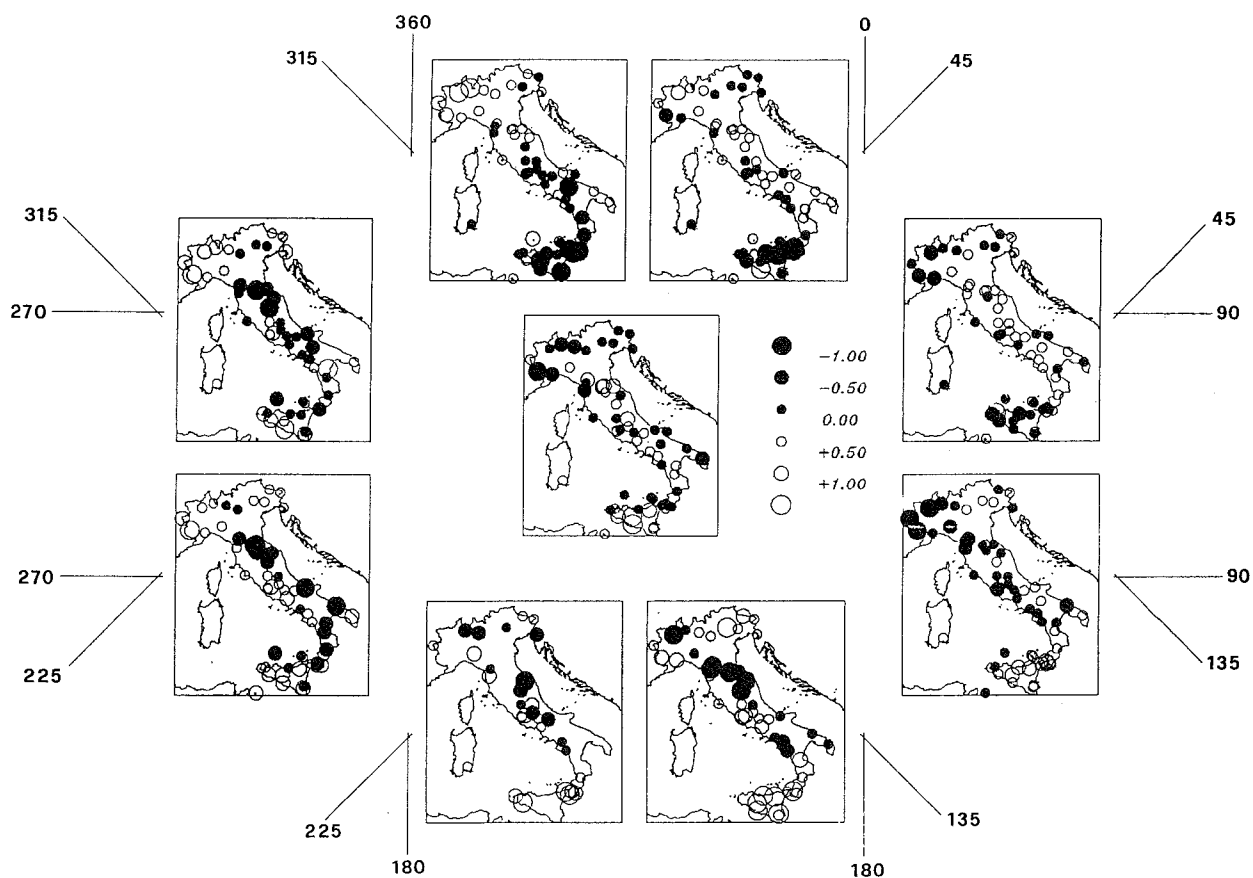


Fig. 4 - Distribuzione dei residui relativi in funzione dell'azimut per tutte le stazioni della RSN. I valori riportati su ogni mappa rappresentano i residui medi determinati per gli eventi P localizzati in ogni settore di 45° (cfr. Fig. 2). Si osservi la forte dipendenza dall'azimut per le stazioni dell'Appennino settentrionale.

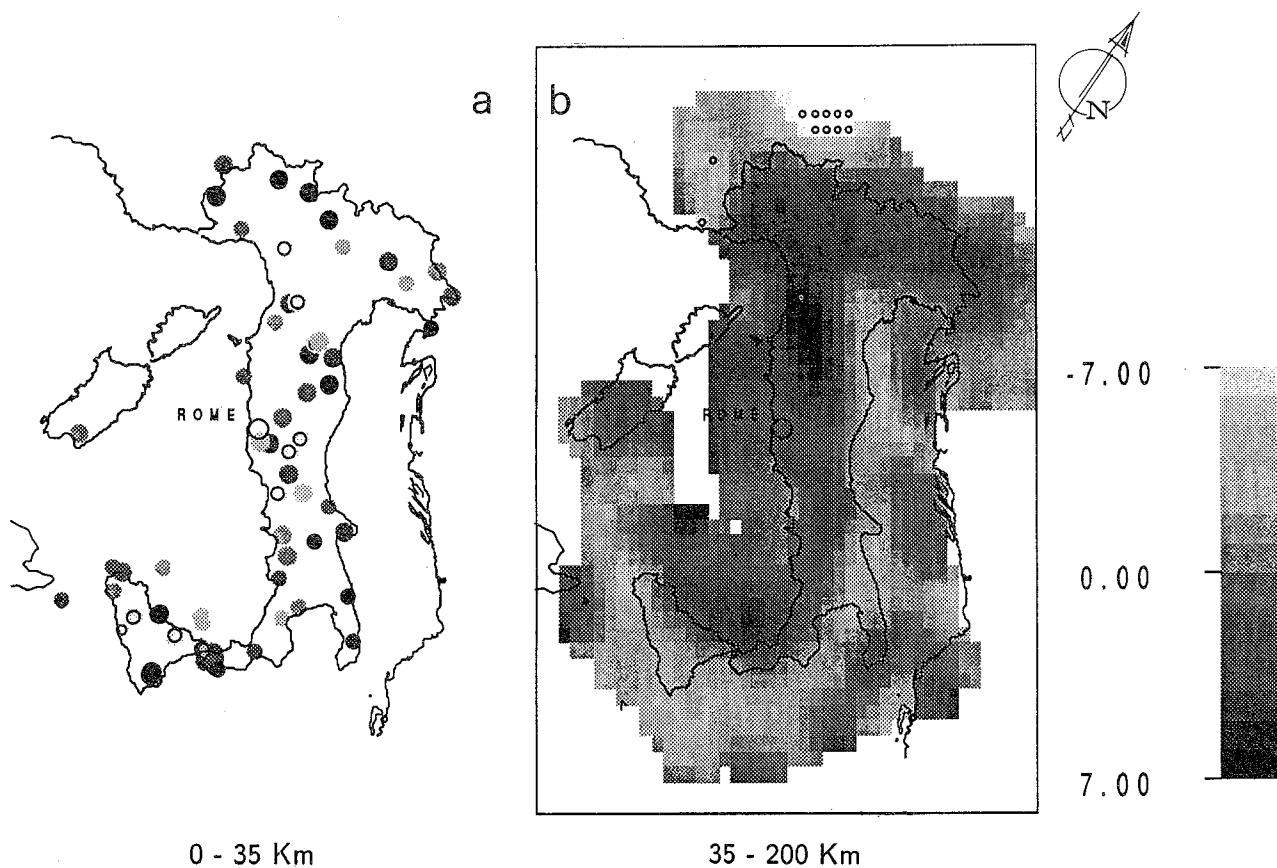


Fig. 5 - Anomalie di velocità per un modello a due strati dell'intera regione italiana. Il primo strato rappresenta le anomalie all'interno della crosta al di sotto di ciascuna stazione della RSNC. Il secondo strato mostra una estesa anomalia positiva di velocità dall'arco alpino all'arco calabro. L'anomalia risulta particolarmente pronunciata in corrispondenza dell'area toscana.

telesismici provenienti da Nord-Ovest. Emerge chiaramente come intere regioni mostrino degli andamenti coerenti, fortemente dipendenti dalla direzione di provenienza dei raggi. Si osservi ad esempio l'andamento nell'Appennino settentrionale, che risente della forte anomalia di alta velocità al disotto della Toscana (Fig. 4). Andamenti simili si notano per le Alpi occidentali e per l'arco calabro.

MODELLI TRIDIMENSIONALI DI VELOCITÀ DELLA REGIONE ITALIANA

Per determinare la struttura di velocità sotto la regione coperta dalla rete sismica impiegata, abbiamo invertito i residui telesismici relativi secondo la tecnica ACH (AKI *et al.*, 1977). Il volume attraversato dai raggi sismici viene suddiviso in strati a velocità costante, e ciascuno strato in blocchi rettangolari di alcune decine di chilometri di lato. Data la copertura non omogenea di stazioni sismiche sulla superficie terrestre, è più corretto rappresentare il primo strato con dei coni (cerchi in mappa e triangoli in sezione nelle successive figure), che indicano il volume di litosfera realmente attraversato dai raggi sismici. L'apertura dei coni è funzione dell'angolo di incidenza dei raggi telesismici, compresi tra la verticale e circa 30 gradi. Nel nostro caso, ad esempio, non avrebbe senso calcolare le ve-

locità nei primi 30-40 km di litosfera al centro della Toscana, o nella Pianura Padana, dove non ci sono stazioni della RSNC.

Un altro elemento da tenere presente è che, poichè si invertono i residui relativi, non è possibile determinare le velocità assolute in un blocco, ma soltanto variazioni di velocità rispetto al valore di partenza. Le mappe di velocità presentate sono quindi in realtà mappe di anomalie di velocità. I modelli di velocità di partenza sono generalmente dei modelli omogenei della Terra, nel nostro caso quello di Herrin (HERRIN *et al.*, 1968). Da ciò deriva una importante assunzione di fondo, che è quella di considerare il fronte d'onda di ciascun telesisma analizzato, piano, ossia indisturbato fino alla base del nostro modello. Ora, poichè non conosciamo a priori fino a che profondità ciò può essere ritenuto vero, ne scaturisce che la scelta della massima profondità a cui calcoliamo le anomalie può indirettamente influire sui modelli calcolati. Generalmente si può dire che, se ci limitiamo a modellare le anomalie di velocità fino a profondità troppo modeste, rischiamo di proiettare negli strati modellati il contributo di anomalie più profonde.

Se ad esempio calcoliamo le anomalie di velocità della regione italiana in soli due strati, uno crostale e uno fino a 200 km di profondità (Fig. 5, da AMATO *et al.*, 1991), vedremo in quest'ultimo elementi che possono riflettere anche anomalie più profonde. Cionono-

stante, e anche in base alla constatazione che l'entità delle variazioni nei primi 200 km sia maggiore di quelle più profonde (BABUSKA & PLOMEROVA, 1990; SPAKMAN, 1990), questo modello si presta molto bene per una analisi degli elementi strutturali principali del sistema litosfera-astenosfera in Italia.

Occorre a questo punto precisare che sussiste una difficoltà intrinseca nella interpretazione dei risultati di una tomografia sismica. La difficoltà deriva essenzialmente dalla scarsa conoscenza che abbiamo del comportamento reologico delle rocce alle condizioni di pressione e temperatura che si hanno a profondità di decine o addirittura centinaia di chilometri. Così, per dare un senso geologico alle anomalie di velocità che la tomografia sismica mette in risalto, occorre fare delle assunzioni e delle estrapolazioni talvolta piuttosto pesanti. In genere, anomalie negative di velocità vengono associate a materiale *caldo*, ad esempio in prossimità di aree vulcaniche, mentre anomalie positive vengono attribuite a lembi di litosfera più *fredda*, come ad esempio in aree di subduzione o di collisione continentale. In quest'ultimo caso, la struttura che solitamente si considera coinvolta nel fenomeno è la litosfera oceanica, date le caratteristiche composizionali di quest'ultima rispetto alla litosfera continentale (SPAKMAN, 1990). Va altresì ricordato che in caso di subduzione di crosta continentale, assisteremmo ad una situazione in cui ugualmente materiale più freddo, e quindi più *veloce*, sarebbe contrapposto ad una astenosfera a minore velocità. Resterebbe comunque da spiegare come un fenomeno del genere (la subduzione di litosfera continentale *leggera*) si sia potuto innescare.

Nell'esaminare e interpretare le mappe di anomalie di velocità presentate in questo lavoro, bisognerà tenere conto di tali considerazioni.

Tornando alle mappe di Fig. 5, vediamo come i valori calcolati nel primo strato (0-35 km) riflettano abbastanza bene la struttura crostale così come la conosciamo dai sondaggi DSS (CASSINIS *et al.*, 1979; NICOLICH, 1989). Si notano alte velocità nelle stazioni sismiche poste nei settori di avanpaese, dagli Iblei, al Salento, e alla zona di Trieste, a testimonianza di una crosta più rigida rispetto alle aree di catena. Alte velocità si osservano anche lungo l'arco alpino occidentale, probabilmente per la presenza del corpo di Ivrea. Le forti differenze tra stazioni vicine poste lungo l'arco dell'Appennino settentrionale sono attribuibili principalmente all'ispessimento dei sedimenti lungo il fronte dell'avanfossa (Fig. 5a).

Più interessanti le informazioni che possiamo trarre dal secondo strato, che va dalla base della crosta fino a 200 km (Fig. 5b). Quello che si osserva è una fascia continua di alte velocità a partire dalle Alpi, attraverso l'Appennino (particolarmente in quello settentrionale), e fino al basso Tirreno. A questa fascia si contrappone, verso l'avanpaese, una zona abbastanza continua di bassa velocità (Fig. 5b). L'interpretazione più immediata di questo andamento è quella di considerare la presenza di "radici litosferiche" profonde al di sotto dell'intero sistema Alpi-Appennino-arco cala-

bro. All'interno dell'arco calabro, tale anomalia sarebbe facilmente spiegabile con una subduzione di litosfera oceanica nel basso Tirreno, considerata anche la presenza di sismicità intermedia e profonda (ANDERSON & JACKSON, 1987) e di un arco vulcanico (BARBERI *et al.*, 1973).

Nella zona alpina, i nostri risultati confermano la presenza di una estesa anomalia positiva di velocità al disotto della Moho, già evidenziata da altri autori (SUHADOLC & PANZA, 1989; BABUSKA & PLOMEROVA, 1990; SPAKMAN, 1990). Tale anomalia è causata verosimilmente dalle estese radici litosferiche presenti sotto l'intero edificio alpino. Date le profondità a cui si riscontra tale zona anomala e la sua entità (circa 7%), riteniamo che essa sia attribuibile a litosfera oceanica subdotta (AMATO *et al.*, 1991).

Ricordiamo a tale proposito che un ispessimento della crosta, quale quello effettivamente osservato sotto le Alpi (lo stesso può dirsi per l'Appennino, anche se l'ispessimento è minore, NICOLICH, 1989), avrebbe da solo l'effetto di produrre residui positivi, quindi velocità più basse. Ciò è esattamente il contrario di quanto accade (ALESSANDRINI *et al.*, 1989; CIMINI *et al.*, 1990). Conseguentemente, le anomalie osservate nella distribuzione dei residui telesismici sono obbligatoriamente da attribuire ad anomalie del mantello.

Ancora nella Figura 5, si nota una marcata anomalia positiva di velocità al disotto della Toscana, che unisce l'anomalia appena discussa dell'arco alpino con quella del resto dell'Appennino. Il fatto che nell'Appennino settentrionale questa sia più accentuata che altrove, sta a significare che la causa che la genera è molto presumibilmente compresa in questo intervallo di profondità (35-200 km), come effettivamente evidenziato da ricostruzioni tomografiche dell'intera regione italiana presentate in altra sede (AMATO *et al.*, 1991). Ci limiteremo qui a rilevare che l'anomalia positiva di velocità che osserviamo lungo tutto l'arco appenninico, si approfondisce con continuità da Nordovest verso Sud-Est. Nell'Appennino meridionale la zona ad alta velocità si evidenzia infatti intorno ai 400-500 km di profondità, in corrispondenza della zona ove si registrano terremoti profondi (lungo la costa campana).

STRUTTURA DI VELOCITA' DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Allo scopo di ricostruire con il maggiore dettaglio possibile la struttura di velocità del sistema litosfera-astenosfera in prossimità della regione interessata dal profilo CROP-03, abbiamo calcolato un modello di velocità utilizzando soltanto le stazioni della RSNC situate ad una distanza massima di 200 km rispetto alla traccia del profilo. Il modello di partenza era costituito da 5 strati di spessore variabile tra i 35 e i 100 km e con una dimensione orizzontale dei blocchi compresa tra i 50 e i 90 km. Nella pratica, poichè la tecnica utilizzata permette di traslare ad ogni successiva in-

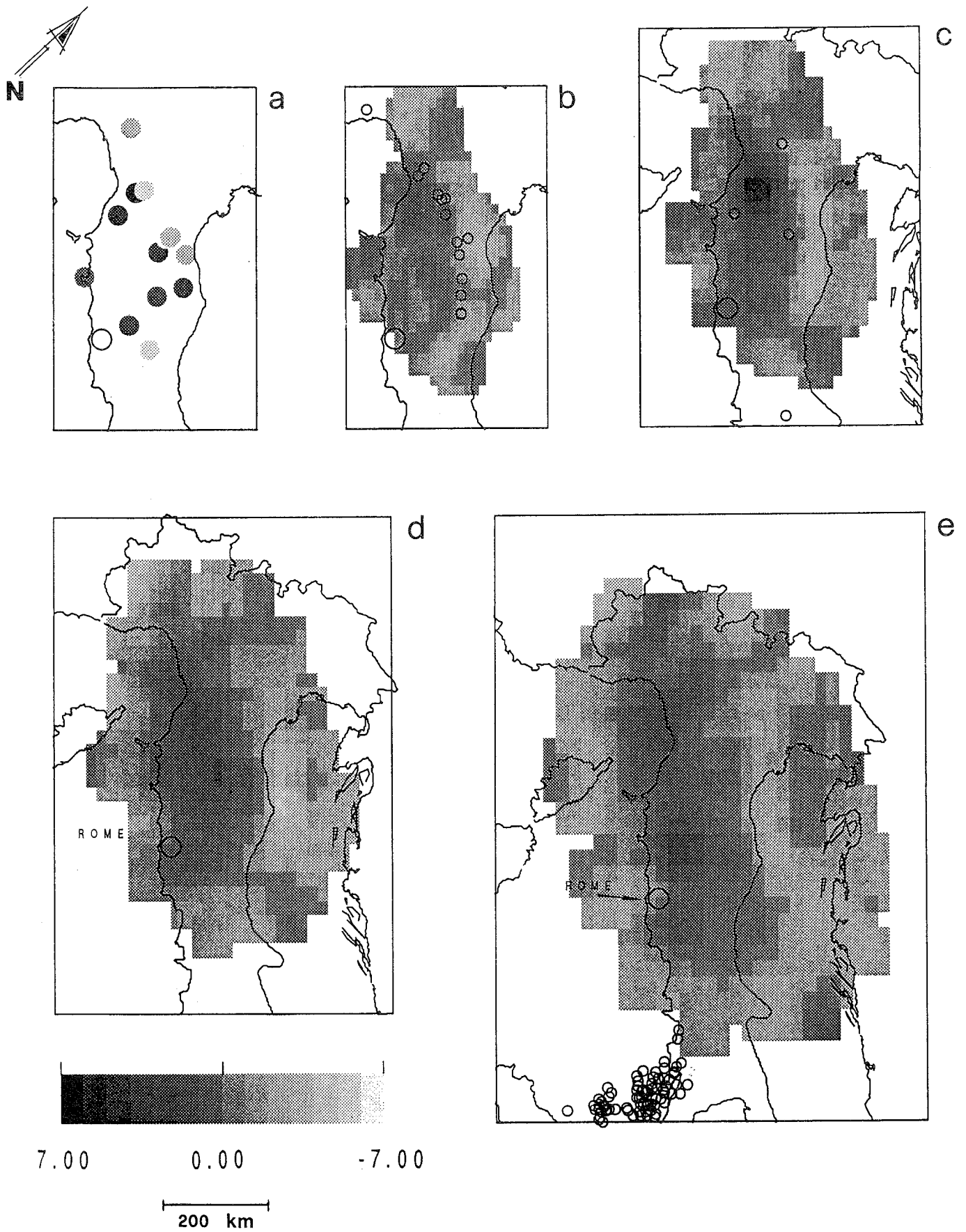


Fig. 6 - Modello di velocità a cinque strati del sistema litosfera-astenosfera al di sotto dell'Appennino settentrionale. Il modello si allarga in profondità in dipendenza dell'inclinazione dei raggi telesismici. I cerchi rappresentano i terremoti più profondi di 50 km localizzati dai bollettini sismici dell'ING. a) 0-35 km; b) 35-80 km; c) 80-140 km; d) 140-220 km; e) 220-320 km.

versione l'origine della griglia di una quantità pari ad 1/3 di tale dimensione, i risultati ottenuti derivano dalla media delle 9 inversioni che così automaticamente vengono effettuate.

Come si vede dalla mappa in figura 6, l'anomalia positiva di velocità è chiaramente presente all'interno dell'arco appenninico settentrionale, e si approfondisce da Nordovest a Sudest, seguendo il trend generale dell'Appennino. La posizione di tale anomalia, la sua entità e la concomitanza di questa con una zona a sismicità sub-crostante (Fig. 5), ci porta ad ipotizzare che al disotto di questa regione sia presente una litosfera ispessita, con caratteristiche reologiche ben diverse dal materiale circostante. Evidenze del tutto congruenti con i nostri risultati sono state ottenute da dati sismologici indipendenti (SUHADOLC & PANZA, 1989, dalla dispersione delle onde superficiali; BABUSKA & PLOMEROVA, 1990, dai residui P). Con i dati finora a nostra disposizione non siamo attualmente in grado di definire la natura di tale anomalia, anche se ci appare verosimile attribuirle a subduzione litosferica, meccanismo già proposta in base ad evidenze geologiche, geochimiche e petrologiche da altri autori (REUTTER, 1981; ROYDEN *et al.*, 1987; MALINVERNO & RYAN, 1986; PHILIP, 1987; BECCALUVA *et al.*, 1989; CIVETTA *et al.*, 1989).

L'esistenza, fino ad oggi piuttosto sconosciuta, di una sismicità subcrostante che si approfondisce dall'Adriatico verso il Tirreno fino a profondità di quasi 100 km (AMATO & SELVAGGI, in questo volume), sembra indicare che tale subduzione sia ancora attiva, sia pure con una attività sismica piuttosto ridotta.

L'andamento della sismicità in profondità (si veda la Fig. 2 in AMATO & SELVAGGI, questo volume) sembra indicare che al disotto della catena sia in atto una collisione tra la crosta adriatica, in flessione verso Sud-ovest, e quella "toscana", che apparentemente immerge in direzione opposta fino al contatto tra le due. Proseguendo idealmente l'inflessione della crosta adriatica, definibile in base alla sismicità fino a circa 90 km, questa si ricongiunge idealmente con l'anomalia positiva di velocità visibile nei profili di Fig. 7 al disotto degli 80 km. Se così fosse, potremmo ipotizzare che quest'ultima rappresenti un lembo di litosfera oceanica che attualmente starebbe sprofondando nell'astenosfera al disotto della Toscana. Più a Est, la crosta continentale adriatica si deforma flettendosi, dando luogo alla sismicità descritta.

Un tale modello, che va considerato come una prima ipotesi di lavoro, dovrà essere verificato nel futuro migliorando la risoluzione delle immagini tomografiche, sia attraverso un incremento del numero dei dati che dal confronto con altre evidenze geofisiche.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. Piali per l'interesse mostrato nella nostra ricerca. Siamo grati inoltre a Daniela Riposati per il prezioso aiuto nella realizzazione della parte grafica.

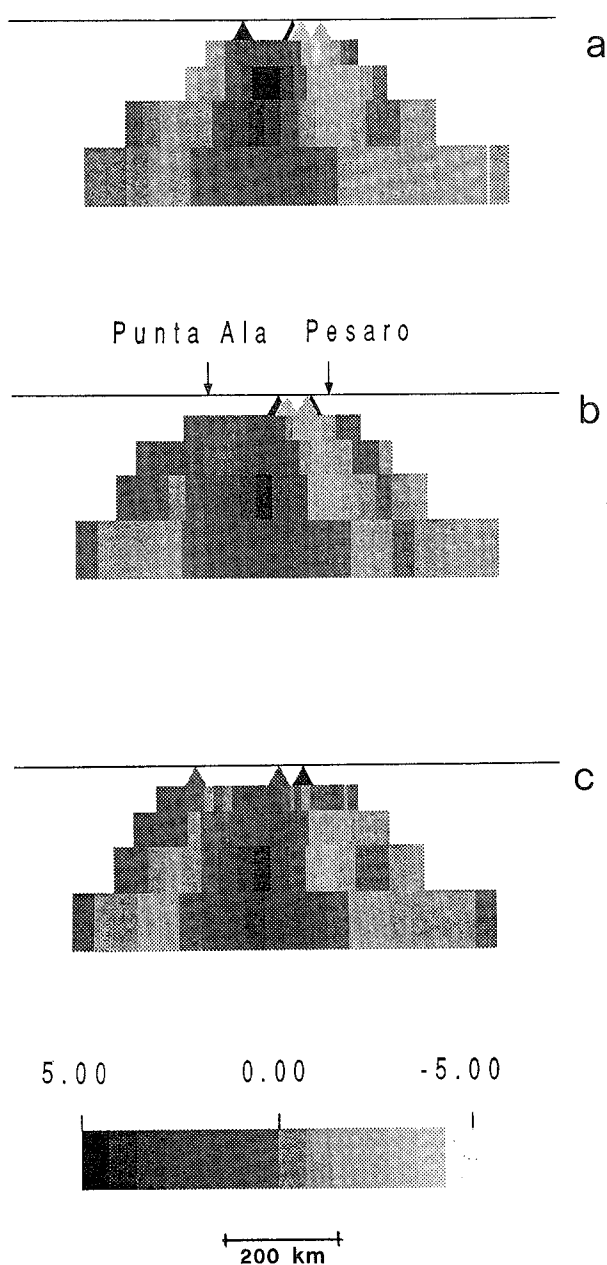


Fig. 7 - Sezioni verticali parallele al profilo CROP-03 di anomalie delle velocità delle onde P. La sezione centrale è stata realizzata in corrispondenza del profilo, quella superiore e inferiore sono ubicate rispettivamente circa 50 km a Nordovest e a Sudest parallelamente al profilo di centro.

BIBLIOGRAFIA

AKI K., CHRISTOFFERSON A., HUSEBYE E.S. (1977) - *Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere*. J. Geophys. Res., **82**, 277-296.

ALESSANDRINI B., AMATO A., CIMINI G.B. (1989) - *Distribuzione dei residui telesismici nella regione italiana dall'analisi di forme d'onda digitali*. Atti VIII Convegno GNGTS, in stampa, 1989.

AMATO A., SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e sub-crostanti nell'Appennino settentrionale*. Questo volume, 1991.

- AMATO A., ALESSANDRINI B., CIMINI G.B. (1991) - *P-wave Tomography of Italy*. In *Seismic Tomography*, H. M. IYER & K. HIRAHARA EDS., Chapman and Hall, in stampa.
- ANDERSON H.J., JACKSON J.A. (1987) - The deep seismicity of the Tyrrhenian sea, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **91**, 613-637.
- BABUSKA V., PLOMEROVA J. (1990) - *Tomographic studies of the upper mantle beneath Italian region*. *Terra Nova*, **2**, 569-576
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F., VILLARI L. (1973) - *Volcanism of the southern Tyrrhenian sea and its geodynamic implications*. *J. Geophys. Res.*, **78**, 5221-5232.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G., TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-Tyrrhenian area*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 230-248, 1989.
- CASSINIS R., FRANCIOSI R., SCARASCIA S. (1979) - *The structure of the Earth's crust in Italy. A preliminary typology based on seismic data*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **XXI**, 105-126.
- CIMINI G.B., ALESSANDRINI B., AMATO A. (1990) - *Tomografia telesismica della regione italiana*. In stampa sugli Atti IX Convegno GNGTS, 1990.
- CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P., PECCERILLO A. (1989) - *Petrological and geochemical variations across the roman comagmatic province: inference on magma genesis and crust-mantle evolution*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 249-269.
- HERRIN E. et al. (1968) - *Seismological tables for P phases*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1193-1242.
- MALINVERNO A., RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP projects*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 41-61, 1989.
- PHILIP H., 1987 - *Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision*. *Annales Geophysicae*, **5b**, (3), 301-320, 1987.
- REUTTER K. J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines*. In *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, F.C. WEZEL ED., CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, 433-443.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. *Geology*, **15**, 714-717.
- SCARPA R. (1982) - *Travel-time residuals and three-dimensional velocity structure of Italy*. *Pure Applied Geophys.*, **120**, 583-606.
- SPAKMAN W. (1990) - *Tomographic images of the upper mantle below Central Europe and the Mediterranean*. *Terra Nova*, **2**, 542-553.
- SUHADOLC P., PANZAG.F. (1989) - *Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from geophysical data*. In *The lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*, A. BORIANI ET AL. EDS., CNR, Acc. Naz. Lincei, 15-40.