

STRUTTURA DELLA LITOSFERA E DEL MANTELLO SUPERIORE DELLE ALPI OCCIDENTALI E ZONE LIMITROFE DERIVATA DA INVERSIONE DI ONDE P TELESISMICHE

INDICE

RIASSUNTO	pag.	77
ABSTRACT	"	77
INTRODUZIONE	"	77
RACCOLTA ED ANALISI DEI DATI	"	78
METODO DI INVERSIONE	"	79
RISULTATI	"	83
CONCLUSIONI	"	83
BIBLIOGRAFIA	"	85

RIASSUNTO

Viene presentato un modello tridimensionale dell'Italia nord-occidentale e del Mar Ligure ottenuto dall'inversione tridimensionale di un set di residui di tempi di arrivo di 500 fasi P telesismiche registrate da 98 stazioni.

L'applicazione del metodo tomografico su un modello caratterizzato da nodi molto vicini tra loro ha consentito una dettagliata ricostruzione, fino a 300 Km di profondità, delle eterogeneità laterali presenti nella litosfera e nel mantello superiore della zona in esame.

I risultati evidenziano che, mentre negli strati più superficiali le anomalie positive di velocità rispecchiano l'assetto strutturale dell'orogene alpino-appenninico, in profondità si evidenzia un'unica struttura anomala con una orientazione preferenziale NE-SO.

La rappresentazione dell'inversione tomografica mediante sezioni rivela con maggiore precisione l'andamento spaziale delle perturbazioni ed in particolare determina l'andamento sub-verticale dell'anomalia alpina che si estende almeno sino a 300 Km. Inoltre le sezioni condotte attraverso il Mar Ligure evidenziano una probabile risalita astenosferica in accordo con l'evoluzione tettonica di questo bacino.

ABSTRACT

A tridimensional model of North-Western Italy and Ligurian Sea as derived by a tomographic inversion is proposed.

It has been obtained by inversions of relative time residuals of about 500 teleseismic P phases recorded by 98 seismic stations.

Assuming a very dense blocks model, a detailed reconstruction of lateral heterogeneities, up to 300 Km of depth, has been obtained.

In the shallower layers, high and low velocity anomalies follow the structural behaviour of the alpine-apenninic chains whereas in the deepest ones only a high velocity structure approximately trending NE-SW has been observed.

Cross-sections depict the spatial trend of perturbations and in particular outline the sub-vertical character of the alpine

anomaly.

Under the Ligurian Sea, the 3D inversion confirms the uplift of the asthenosphere in agreement with the tectonic evolution of the basin.

PAROLE CHIAVE: Residui di tempo, tomografia, radici litosferiche, Mar Ligure.

KEY WORDS: Travel time residuals, tomography, lithospheric roots, Ligurian Sea.

INTRODUZIONE

La struttura profonda dell'Italia nord-occidentale ed in particolare dell'arco alpino può essere considerata come il risultato della collisione fra il margine continentale meridionale, che ora comprende molta parte dell'Italia settentrionale e il Mar Adriatico, con il margine continentale settentrionale "europeo".

L'effetto di questa collisione, anche in situazioni geodinamiche che non possono essere risolte secondo i classici modelli di subduzione di tipo Benjoff, coinvolge non solo gli strati superficiali ma interessa tutto il sistema litosferico-astenosferico (SUHADOLC *et al.*, 1990).

La complessità della struttura crostale, almeno in parte, è già stata risolta utilizzando differenti metodologie di indagine geofisiche (GIESE 1985; BUNESS *et al.*, 1989; BUNESS & GIESE, 1992); rimane di estremo interesse l'individuazione di eterogeneità laterali anche a livello del mantello superiore, in quanto il loro carattere regionale può riflettere, meglio delle variazioni crostali locali, gli importanti processi geodinamici che hanno condotto al presente assetto strutturale.

Lo scopo di molti lavori dell'ultimo decennio è stato l'identificazione di anomalie positive di velocità di propagazione a livello lito-astenosferico; queste vengono normalmente considerate come indicatrici dell'esistenza di frammenti di litosfera subdotta non ancora in equilibrio termico con il materiale circostante.

I risultati di tali lavori hanno consentito di individuare al di sotto dell'arco alpino la presenza di profonde radici litosferiche sia studiando la dispersione di onde superficiali (CALCAGNILE & PANZA, 1981; SUHADOLC *et al.*, 1990) che eseguendo l'inversione di residui da telesismi (SCARPA, 1982; BABUSKA *et al.*, 1990; BABUSKA & PLOMEROVA, 1990; CATTANEO & EVA, 1990; SPAKMAN, 1990a; SPAKMAN 1990b; CIMINI *et al.*, 1990; AMATO *et al.*, 1991).

Piuttosto complicata appare invece la situazione dell'Appennino settentrionale al di sotto del quale l'individuazione di un corpo perturbante, sebbene già ipotizzata in precedenti lavori (SUHADOLC *et al.*, 1990; CATTANEO &

(*) Dipartimento Scienze della Terra-Sez. Geofisica, Università di Genova

SPALLAROSSA, 1990; AMATO *et al.*, 1991), non è altrettanto certa.

L'eventuale conferma della presenza di radici litosferiche appenniniche potrebbe ulteriormente avvalorare tesi secondo cui anche quest'ultima fase orogenetica sarebbe stata accompagnata da fenomeni subduttivi coinvolgenti litosfera oceanica (MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et al.*, 1987; DOGLIONI, 1991).

Questo lavoro, che rappresenta un approfondimento delle tematiche già affrontate in precedenti note (CATTANEO *et al.*, 1989; CATTANEO & SPALLAROSSA, 1990; CATTANEO & EVA, 1990), ha lo scopo di poter dare una visione tridimensionale delle strutture lito-astenosferiche delle Alpi occidentali e loro interferenze con quelle appenniniche, utilizzando un *set* di dati più completo sia spazialmente che quantitativamente tramite l'inversione dei residui di tempo da telesismi.

RACCOLTA ED ANALISI DEI DATI

Per il presente lavoro sono stati utilizzati segnali sismici digitali relativi a circa 500 fasi P telesismiche ($40^\circ < < 100^\circ$) registrate da 98 stazioni che hanno operato negli

ultimi 6 anni nell'area compresa tra 4.50° e 12° di longitudine EST e tra 42.25° e 47° di latitudine NORD (Fig. 1).

La fonte principale dei dati è la rete sismica regionale ligure-piemontese centralizzata presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Genova (EVA *et al.*, 1985), le cui stazioni sono state utilizzate come riferimento per tutte le integrazioni di dati derivati da stazioni che non hanno operato contemporaneamente tra di loro; infatti molte sono rappresentative di reti regionali, altre invece costituivano semplicemente reti mobili temporanee installate nell'ultimo decennio per studiare la sismicità alpino-appenninica (CATTANEO *et al.*, 1987).

Per rendere più omogenea la copertura areale nel settore alpino occidentale si sono inoltre utilizzati alcuni dati provenienti dalle reti regionali francesi dell'I.P.G di Strasburgo e SISMALP di Grenoble (THOUVENOT *et al.*, 1989).

Il lavoro svolto può essere suddiviso in due parti:

- a) calcolo dei residui di tempo registrati alle varie stazioni;
- b) loro inversione per ottenere un modello tridimensionale.

Per ogni fase sismica registrata, in base al tempo di tragitto tra ipocentro e stazione, sono stati calcolati i residui

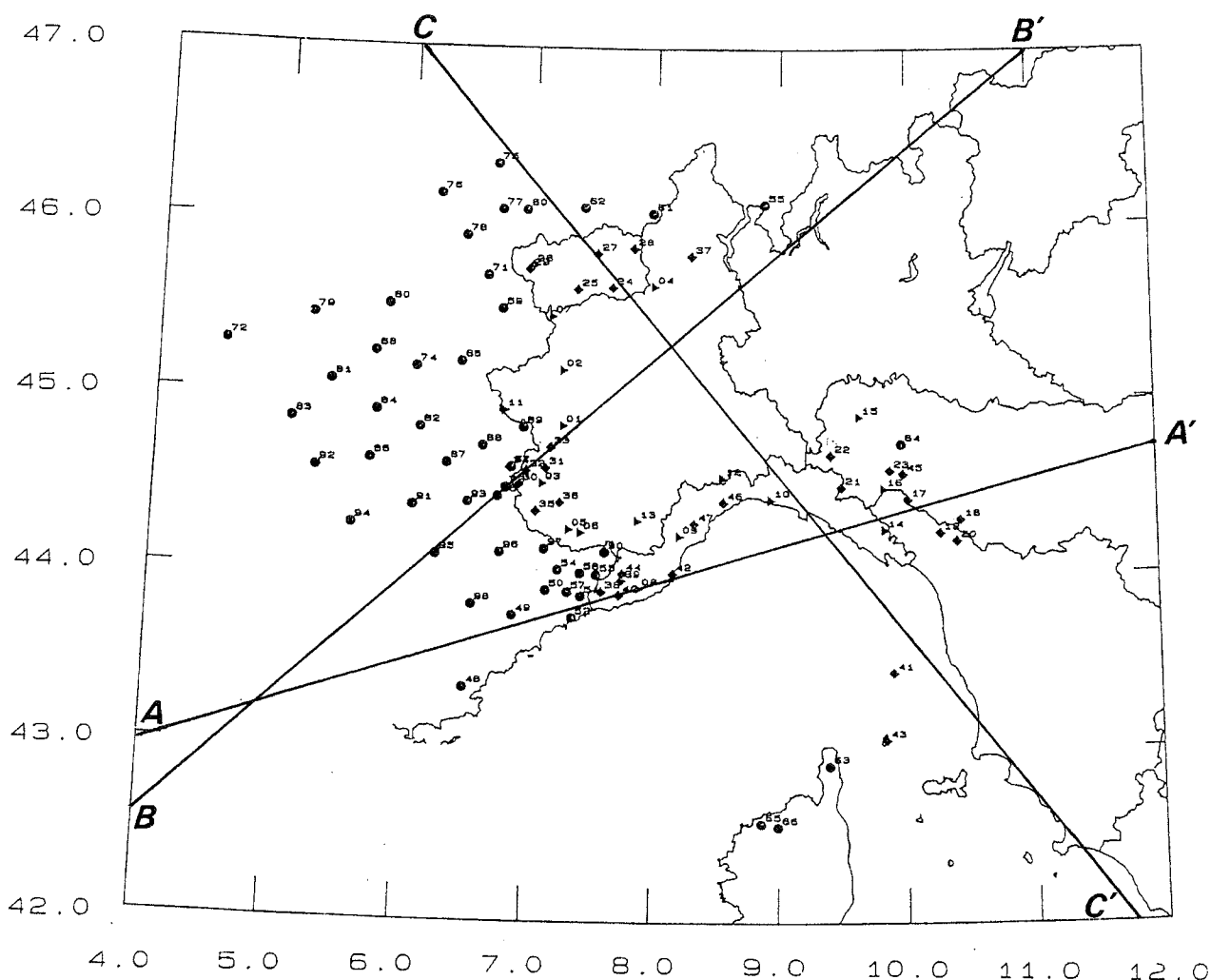


Fig. 1 - Mappa delle stazioni sismiche utilizzate. A-A', B-B', C-C' indicano le sezioni utilizzate per la rappresentazione dei risultati.

di tempo rispetto ad un modello a velocità globale medio e successivamente i residui relativi rispetto a stazioni di riferimento.

Tali operazioni si sono svolte in maniera semi-automatica utilizzando tecniche di *cross*-correlazione (CATTANEO *et al.*, 1986) tra i segnali che hanno permesso di minimizzare l'errore introdotto nella determinazione del tempo di arrivo delle fasi sismiche. L'analisi della variazione azimutale dei residui relativi, sviluppata secondo le metodologie classiche (CLEARY & HALES, 1966; ARGAWAL *et al.*, 1976; BAER, 1980), ha consentito non solo di evidenziare le forti eterogeneità laterali presenti in tutta l'area alpina, si veda ad esempio Fig. 2, ma anche di effettuare un accurato controllo dei dati con la conseguente eliminazione dei valori che presentavano forti scarti rispetto all'andamento medio.

In una seconda fase proiettando i residui di tempo lungo i percorsi dei raggi sismici, tramite procedure di inversione si è potuta definire la posizione spaziale delle masse perturbanti che generano le anomalie di propagazione.

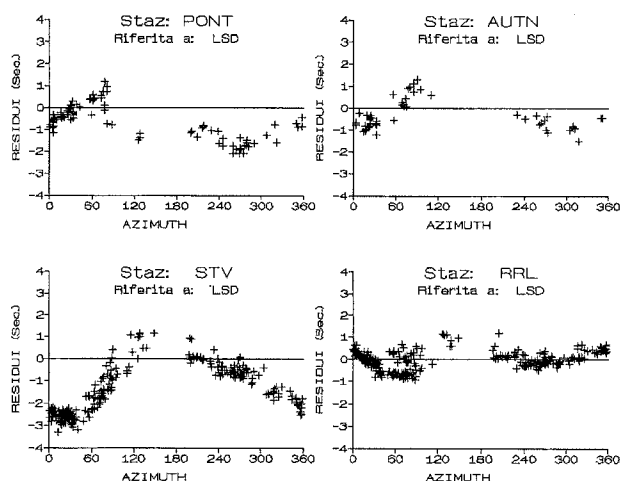


Fig. 2 - Rappresentazione grafica dei residui relativi in funzione dell'azimuth. La presenza di eterogeneità è rivelata dalla forte variazione azimutale dei residui.

METODO DI INVERSIONE

Secondo la metodologia utilizzata (AKI *et al.*, 1977), la zona da indagare è suddivisa in un certo numero di strati, di spessore variabile, ognuno dei quali caratterizzato da una velocità media costante. Ogni strato è suddiviso in blocchi le cui dimensioni non possono scendere al di sotto della lunghezza d'onda delle onde P.

Il modello viene attraversato da raggi telesismici che si propagano lungo segmenti rettilinei all'interno dei singoli blocchi (ciascuno caratterizzato da una velocità costante) seguendo la Legge di Snell alle interfacce tra uno strato e l'altro.

In tale maniera si riesce a linearizzare il problema ed a costruire un sistema di equazioni la cui risoluzione rappresenta appunto la perturbazione di velocità percentuale di ogni blocco rispetto alla velocità media dello strato.

Il sistema di equazioni derivato non possiede soluzione univoca in quanto è sparso e mal condizionato (VAN DER SLUIS & VAN DER VORST, 1987).

Esso è sparso perchè solo una piccola percentuale dei valori contenuti nella matrice è diverso da zero; risulta mal condizionato poichè una piccola imprecisione sul vettore contenente i residui si ripercuote in modo evidente sulla soluzione. Tali caratteristiche sono la conseguenza di una "illuminazione" forzosamente disomogenea dei modelli in generale e dell'uso di *set* di dati necessariamente finiti.

Il problema viene risolto regolarizzando il sistema di equazioni lineari, il che consente di diminuire l'instabilità della soluzione a scapito del potere risolutivo.

Nel nostro caso si è preferito utilizzare il metodo LSQR (PAIGE & SUNDERS, 1982) che rappresenta una implementazione diretta del Gradiente Coniugato (SCALES, 1987) e che, nel caso di sistemi fortemente mal condizionati, presenta un potere risolutivo maggiore (VAN DER SLUIS & VAN DER VORST, 1987).

Il metodo è di tipo iterativo, ovvero non necessita dell'inversione completa del sistema e la regolarizzazione avviene attraverso il numero di iterazioni: al crescere di quest'ultimo aumenta l'instabilità della soluzione in quanto vengono sempre più considerati gli errori insiti in ciascuna misura. Ciò porta talora a considerare soluzioni poco smorzate come più rispondenti alla realtà fisica. In base ad una serie di test di affidabilità con dati sintetici è stato possibile scegliere la parametrizzazione migliore ed ottimizzare la posizione geografica del modello rispetto alla posizione delle stazioni.

L'area prescelta di dimensioni 600 x 540 km è stata suddivisa in blocchi di 30x30 km a partire da un'origine posta a 42°.25 lat. N e 4°.50 di long. E. Per definire la distribuzione delle anomalie in profondità, i primi 300 km dell'interno della terra sono stati suddivisi in sei strati (ciascuno a velocità costante: 6.4, 8.0, 7.8, 8.3, 8.3, 8.3 Km/sec) e di spessori diversi (0-50 km; 50-90 km; 90-140 km; 140-200 km; 200-250 km; 250-300 km).

Tale suddivisione in strati è stata determinata anche in base a conoscenze a priori della costituzione profonda della zona studiata. In totale quindi si è operata un'inversione simultanea su 2160 blocchi.

Pur utilizzando un numero piuttosto elevato di stazioni sismiche, esse non risultano, però, equamente distribuite sul reticolato con cui è stata suddivisa la zona in esame.

Questo, aggravato dall'utilizzo di raggi ad incidenza pressochè verticale, porta ad un' "illuminazione" non omogenea di tutti i blocchi e risulta particolarmente penalizzante per gli strati più superficiali.

La Fig. 3, in cui viene riportato il numero di raggi che attraversano ciascun blocco, mette in evidenza le zone meglio campionate e permette di individuare le aree in cui i risultati dell'inversione possono essere considerati più attendibili.

In particolare emerge che negli strati più superficiali possono essere risolti solo i blocchi prossimi alle stazioni sismiche; per quelli più profondi, pur di fronte ad una diminuzione del numero di campioni per blocco, viene evidenziato un notevole aumento dei blocchi campionati.

È importante sottolineare che, in base ad una serie di test su dati sintetici, già 5 campioni possono garantire una soluzione attendibile. Ciò porta a considerare che, tranne per le parti più periferiche, tutta la zona in esame è sufficientemente illuminata.

Per eliminare l'effetto della eccessiva discretizzazione

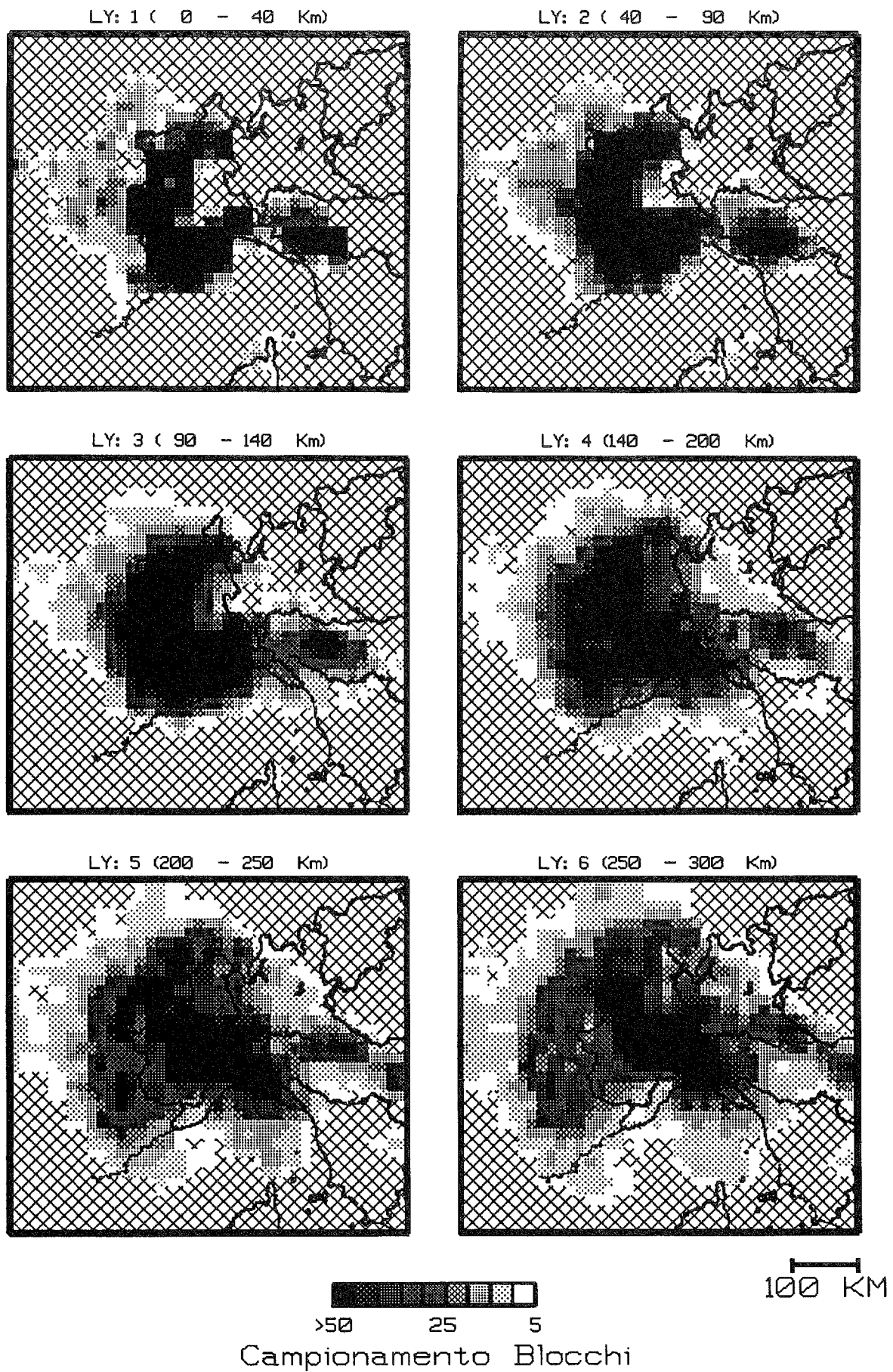


Fig. 3 - Rappresentazione del campionamento; numero di raggi per blocco (le aree quadrettate corrispondono a blocchi non campionati).

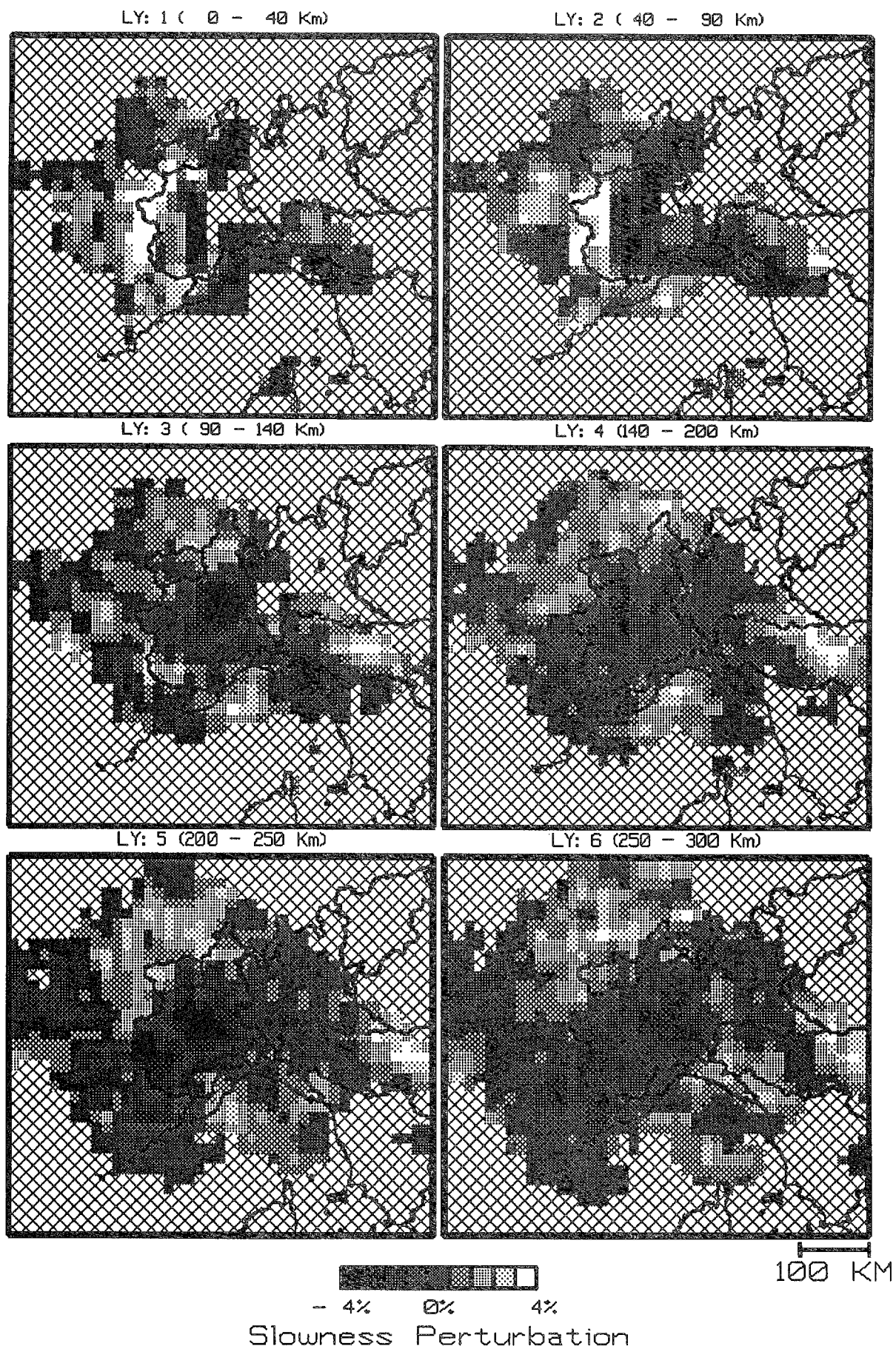


Fig. 4 - Modello "mediato" non smorzato, (le aree quadrettate corrispondono a blocchi non campionati).

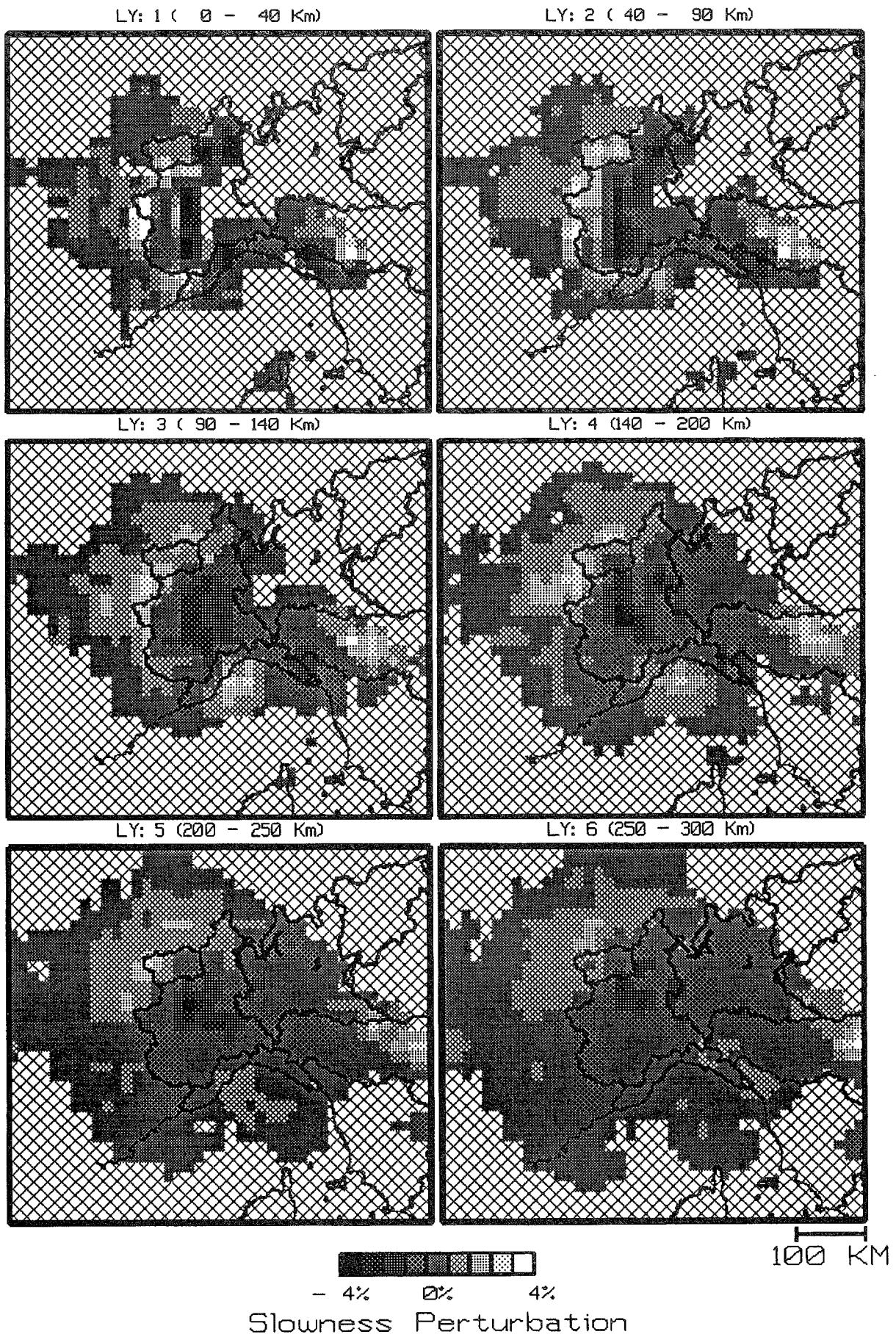


Fig. 5 - Modello "mediato" smorzato (le aree quadrettate corrispondono a blocchi non campionati).

del modello si sono eseguite tre ulteriori inversioni su modelli traslati di 15 km e con copertura dei blocchi del 50%.

Gli spostamenti sono stati eseguiti sia nelle direzioni cardinali (EW, NS) sia trasversalmente (NW).

La media delle quattro inversioni ha portato alla creazione di un modello "mediato" (con maglia di 15x15 km) che consente di ottenere immagini più "lisciate" ed elimina l'influenza della parametrizzazione scelta (CATTANEO & EVA, 1990).

I risultati ottenuti con tale tecnica sono riportati in Fig. 4, in cui sono ben visibili i contrasti di "slowness" (inverso della velocità per cui a valori positivi corrispondono diminuzioni di velocità rispetto al modello di riferimento assunto e viceversa) relativi ai diversi strati considerati.

Oltre a tale inversione, derivata utilizzando valori di smorzamento calcolati in base alla parametrizzazione (CATTANEO & SPALLAROSSA, 1990), per controllare la stabilità delle soluzioni è stata eseguita una serie di inversioni modificando i parametri di regolarizzazione.

Tale operazione, che può essere eseguita imponendo una riduzione delle iterazioni, porta ad ottenere una soluzione molto smorzata del tutto simile ad un filtraggio dei valori.

La Fig. 5, che riporta i risultati ottenuti operando con 3 iterazioni, mostra come tale processo tenda ad evidenziare solo i valori di massima anomalia non alterandone sensibilmente la posizione.

Si deve sottolineare che, per motivi di resa grafica, nelle figure le scale si riferiscono a valori di +/- 4%, ma nella realtà in particolare per gli strati più superficiali sono state raggiunte anche variazioni del 15%.

RISULTATI

I grafici di Fig. 4 e 5 evidenziano come tutta la regione studiata presenti fortissime anomalie laterali di velocità che interessano tutti gli strati.

I contrasti di velocità sono più marcati nei primi tre strati, ovvero in quelli che rappresentano mediamente la litosfera terrestre. Una anomalia ad alta velocità caratterizza l'interno dell'arco alpino, seguendo l'andamento delle anomalie gravimetriche connesse con il "Corpo di Ivrea" e le sue propaggini meridionali sino al Cuneese.

Qui essa ruota di circa 90° e segue l'andamento delle Alpi Liguri per poi interessare l'Appennino settentrionale. Solo nel secondo strato tale anomalia appare collegare le strutture di pertinenza alpina con quelle appenniniche. Parallelamente una estesa zona a bassa velocità caratterizza tutto l'arco esterno delle Alpi occidentali, il Mar Ligure e l'Appennino esterno.

A profondità maggiori invece le perturbazioni diventano indipendenti e quella appenninica scompare al di sotto dei 200 km di profondità.

A partire dal quarto strato in poi, le zone sia di alta che di bassa velocità tendono ad allinearsi assumendo un orientamento circa NE-SW. La zona ad alta velocità di pertinenza "piemontese" saldandosi con quella presente nel settore delle Alpi francesi sembra estendersi dal Lago Maggiore sino alla Provence.

Si può osservare ancora come il Mar Ligure occidentale

appaia veloce nel primo strato per poi divenire costantemente lento a profondità maggiori. Tale area a più bassa velocità, al crescere della profondità, sembra estendersi gradualmente a tutto il settore dell'Appennino settentrionale.

In particolare osservando la Fig. 5, "più filtrata", si può osservare come la zona di massima anomalia negativa (alta velocità) appaia a tutte le profondità fortemente concentrata nel Piemonte centrale in corrispondenza del minimo assoluto di flusso termico (40-50 mW/m²; CERMAK *et al.*, 1992).

Al fine di meglio individuare in profondità la posizione geometrica delle zone a forte contrasto di velocità, è stata eseguita una serie di sezioni. Alcune di queste sono riportate, con riferimento ai profili di Fig. 1, nei grafici di Fig. 6.

Le tre sezioni che riportano i valori delle mappe di Fig. 4 sono mediate su una fascia di 30 km. In particolare, la sez. A-A' che interseca, con andamento WSW-ENE, la Provence, il Mar Ligure e l'Appennino settentrionale, evidenzia le due zone a bassa velocità che bordano l'anomalia più veloce appenninica. Una, quasi verticale, interessa tutto il Mar Ligure, mentre la seconda, fortemente verticalizzata, sembra immergere verso NE, sotto l'Appennino esterno.

La struttura veloce appenninica scompare completamente sotto i 190 km di profondità dove le due zone lente tendono a rinsaldarsi.

Le sez. B-B' e C-C', tracciate rispettivamente dalla Provence sino alle Alpi centrali e dalla zona della Molassa elvetica sino all'Appennino settentrionale, indicano la forte verticalizzazione, ad andamento quasi cilindrico, della struttura veloce centro padana e la presenza di una consistente zona lenta che borda tutto l'arco esterno delle Alpi occidentali. In dette sezioni è altresì da notare come tutte le perturbazioni presentino un minimo intorno a 150 Km di profondità.

CONCLUSIONI

Sulla base dei risultati ottenuti con l'inversione 3-D, pur nei limiti della discretizzazione a blocchi assunti, la litosfera e il mantello superiore al di sotto delle Alpi occidentali e dell'Appennino settentrionale risultano caratterizzati da un'alta complessità strutturale probabilmente legata alla vicende geodinamiche che hanno interessato tutta la zona.

Ovviamente tali risultati danno una rappresentazione schematica della situazione attuale, espressa in termini di contrasti di velocità delle onde longitudinali tra blocchi limitrofi, che può essere correlata con una serie di evidenze geofisiche e geodinamiche.

Analizzando i primi due strati (0-90 km) che, in prima approssimazione comprendono la litosfera, si può notare come venga ben risolta tutta la struttura del "Corpo di Ivrea". Tale struttura, ben lungi dal rappresentare un corpo legato solo alla crosta, sembra collegabile ad una perturbazione con origini molto profonde (Figg. 4, 5 e sez. BB' di Fig. 6). In superficie essa non risulta continua ma è frammentata in almeno due blocchi disgiunti: uno, ad andamento NE-SW, legato alla zona del Canavese e l'altro, orientato quasi NS, connesso con la parte di anomalia gravimetrica che borda la fascia prealpina compresa tra Torino e Cuneo. La diversità tra i due blocchi trova riscontro nelle rappre-

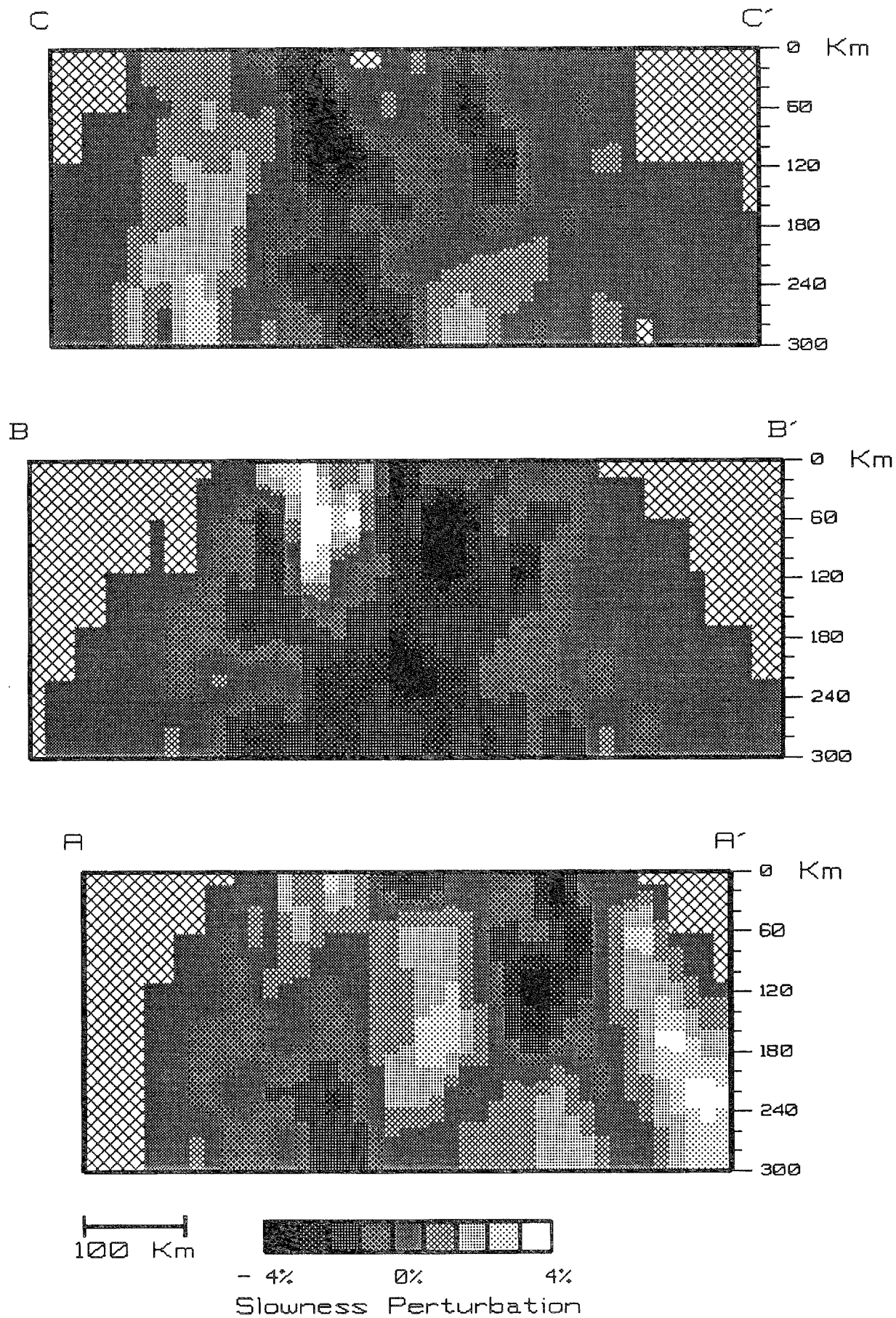


Fig. 6 - Sezioni condotte secondo le direzioni rappresentate in Fig.1 (le aree quadrettate corrispondono a blocchi non campionati).

sentazioni delle isoanomalie di Bouguer (Carta gravimetrica d'Italia, CARROZZO *et al.*, 1990) e di quelle magnetiche (AGIP, 1983).

Il forte contrasto laterale (che raggiunge valori prossimi al 15-20%), causato dalla zona molto lenta che caratterizza tutta la fascia del Brianzonese e delle Alpi occidentali esterne, è dovuto sia al forte ispessimento crostale di questa zona che alla presenza di materiali cristallini più leggeri e più lenti del normale posti a contatto con le strutture più dense e veloci del "Corpo di Ivrea" (GIESE & PRODEHL, 1976; NICOLAS *et al.*, 1990; THOUVENOT *et al.*, 1990; REY *et al.*, 1990).

La fascia ad alta velocità continua in Liguria e nell'Appennino settentrionale e viene ad ubicarsi lungo tutta la zona di raddoppio crostale causata dall'interferenza tra la litosfera del Mar Ligure e quella della pianura padana (BUNESS & GIESE, 1992). Gli alti valori di velocità sarebbero da ascrivere a lame di mantello del Mar Ligure inserite nella litosfera padana come dimostrato dai profili sismici eseguiti durante la Geotraversa Europea (BUNESS & GIESE, 1990).

La prosecuzione a profondità maggiori di tale zona veloce al di sotto degli Appennini potrebbe essere dovuta ai processi di roto-traslazione subito dalle masse cristalline del limite Alpi-Appennino e conseguente "subduzione" della crosta padana (CASTELLARIN *et al.*, 1992; DOGLIONI, 1992; LAUBSCHER *et al.*, 1992).

Però, data la sua ubicazione, più che ad una vera subduzione, la zona veloce al di sotto dei 90 km potrebbe essere ascritta ad una perturbazione termica (raffreddamento) indotta nell'astenosfera dall'ispessimento litosferico conseguente alla collisione Mar Ligure-crosta padana.

Una eventuale subduzione potrebbe esistere più a sud dove PANZA (1985) ha indicato l'esistenza di radici litosferiche appenniniche.

Il Mar Ligure, a causa del suo assottigliamento crostale, mostra nello strato più superficiale velocità più elevate delle zone limitrofe. Tale situazione scompare completamente in profondità dove si trovano velocità costantemente inferiori a quelle del modello assunto e di tutte le zone circostanti.

Ciò, connesso con gli alti valori di flusso termico (CERMAK *et al.*, 1992), è indice di una litosfera giovane e poco inspessita sovrapposta ad una ben sviluppata astenosfera (MUELLER & PANZA, 1986).

Al di sotto dei 90 km di profondità le analogie con le strutture litosferiche tendono gradualmente a scomparire ed i risultati della tomografia possono essere spiegati solo in termini di radici litosferiche e/o da relitti di antiche subduzioni.

Le radici litosferiche (KISSLING *et al.*, 1983) sono caratterizzate da elevate velocità sismiche, alta densità e bassa temperatura. Incrementi di densità dell'ordine 0.05 gr/cm³ (WERNER, 1985) accompagnati da diminuzioni di temperatura (KISSLING *et al.*, 1983) sarebbero sufficienti per sospingere verso il basso la litosfera continentale.

La struttura caratterizzata dalle più elevate velocità che gradualmente, al crescere della profondità, si estende dalla zona Ivrea-Verbanò sino alla Provenza, rappresenterebbe il relitto della litosfera subdotta dell'Adria, parzialmente riassorbito e smembrato, in conseguenza alla collisione alpina (ELTER & PERTUSATI, 1973; LAUBSCHER, 1985). Le

radici litosferiche, ipotizzate al di sotto della pianura padana occidentale (MUELLER & PANZA, 1986), trovano conferma, anche geometrica, nei nostri risultati ed in particolare, con riferimento alla mappa molto smorzata di Fig. 5 ed alle sezioni di Fig. 6, nel massimo assoluto di anomalia ad alta velocità di tutta l'Italia settentrionale. La struttura corrispondente, pressochè cilindrica e molto fredda (in superficie è perfettamente collegabile con il minimo assoluto di flusso termico), viene ad ubicarsi nel centro di curvatura dell'arco alpino e potrebbe rappresentare il risultato di una convergenza radiale della litosfera (BLUNDELL *et al.*, 1992), come d'altronde evidenziato dalla mappa della Moho della zona prodotta dall'EGT (BUNESS & GIESE, 1992).

L'intensa zona a bassa velocità, che inizialmente appare circoscrivere tutto l'arco delle Alpi occidentali, va a concentrarsi nel settore nord-occidentale della catena interessando tutte le profondità indagate.

Questi risultati contrastano, almeno parzialmente, con quanto proposto da BLUNDELL (BLUNDELL *et al.*, 1992) che, sulla base di una modellazione proposta da WERNER & GUDMUNDSSON (lavoro in preparazione), ipotizzano l'esistenza di una giovane zona in subduzione immergente dal bacino molassico (a N) verso il crinale alpino (a S) sino ad una profondità di 140 km.

L'impossibilità di poter discriminare i contributi delle strutture alle diverse profondità non permette una risposta definitiva. Tenuto conto del considerevole aumento del flusso termico nella Svizzera sud-occidentale, tutta l'anomalia potrebbe essere dovuta ad un consistente rialzo termico nel sistema litosfera-astenosfera.

BIBLIOGRAFIA

AGARWAL N., JACOBY W. & BERCKHENER M. (1976) - *Teleseismic P-wave travel time residuals and deep structure of the Aegean region*. Tectonophysics **31**, 33-57.

AGIP (1983) - *Carta magnetica d'Italia: Anomalia del campo magnetico residuo*. Scala 1:500.000.

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

AMATO A., ALESSANDRINI B., CIMINI G.B. & SELVAGGI G. (1991) - *Struttura tridimensionale di velocità e similitudine nel mantello superiore in Italia*. Atti X Conv. GNGTS-CNR., **1**, 11-22.

BABUSKA V., PLOMEROVA J. & GRANET M. (1990) - *The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals*. Tectonophysics, **176**, 137-165.

BABUSKA V. & PLOMEROVA J. (1990) - *Tomographic studies of the upper mantle beneath Italian region*. Terra Nova, **2**, 569-576.

BAER M. (1980) - *Relative travel time residuals for teleseismic events at the new Swiss seismic station network*. Annales de Geophysique, **36**, 2.

BLUNDELL D., MUELLER ST. & MENGEL K. (1992) - *Geodynamics of Europe*. In: D.BLUNDELL, R.FREEMAN & ST.MUELLER (Eds.), A

- Continent revealed. The European Geotraverse, 215-232. Cambridge Univ. Press.
- BUNESS H. & GIESE P. (1990) - *A crustal section through the Northwestern Adriatic plate*. In: FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER ST. (Eds.), The European Geotraverse: Integrative studies. Eu.Sc. Foundation. 297-304.
- BUNESS H. & GIESE P. (1992) - *A Continent revealed*. In: D. BLUNDELL, R. FREEMAN & ST. MUELLER (Eds.), The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press.
- BUNESS H., GIESE P., HIRN A., NADIR S. & SCARASCIA S. (1989) - *Crustal structure derived from seismic refraction between southern Alps and the Ligurian Sea*. Proceedings of the Sixth Workshop on the EGT Project: Data compilations and synoptic interpretation. R. FREEMAN & ST. MUELLER (Eds.), 165-167.
- CALCAGNILE G. & PANZA G.F. (1981) - *The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surroundings regions*. Pure Appl. Geophys., **119**, 865-880.
- CARROZZO M.T., LUZIO D., MARGIOTTA C. & QUARTA T. (1986) - *Gravity map of Italy. Isoanomalies of Bouguer*. Scale 1:500.000. CNR- P.F. Geodinamica. Roma
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, Vol. **VI**, n° 1, 62-94.
- CATTANEO C., COVIELLO M., EVA C. & PASTA M. (1986) - *Residui di tempo delle onde P in Italia Nord-Occidentale*. Atti V Conv. GNGTS-CNR., **2**, 439-449.
- CATTANEO M., EVA C. & MERLANTI F. (1987) - *Uso di reti mobili per il monitoraggio di strutture sismogenetiche*. Atti VI Conv. GNGTS- CNR., **2**, 987-996.
- CATTANEO M. & EVA C. (1990) - *Propagation anomalies in North- Western Italy by inversion of teleseismic residuals*. Terra Nova, **2**, 577-584.
- CATTANEO M., SOLARINO S. & VEZZARO V. (1989) - *Modelli di propagazione da inversione di residui telesismici in Italia Nord-Occidentale*. Atti VIII Conv. GNGTS-CNR., **1**, 365-376.
- CATTANEO M. & SPALLAROSSA D. (1990) - *Inversione in 3-D di residui di onde P telesismiche: modelli a differente scala*. Atti IX Conv. GNGTS-CNR., In Press.
- CERMAK B., DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., SCHULZ R. & VERDOYA M. (1992) - *A Continent revealed*. In: D. BLUNDELL, R. FREEMAN & ST. MUELLER (Eds.), The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press.
- CIMINI G.B., ALESSANDRINI B. & AMATO A. (1990) - *Tomografia telesismica della regione italiana*. Atti IX Conv. GNGTS-CNR., **1**, 321-336.
- CLEARY J. & HALES A.L. (1966) - *An analysis of travel times of P waves to North American stations, in the distance range 32° to 100°*. Bull. Seism. Soc. Am., **56**, 467-489.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions-possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, **3**, 423-434.
- DOGLIONI C. (1992) - *Main difference between thrust belts*. Terra Nova, **4**, 152-164.
- EGGER A.P. (1992) - *Lithospheric structure along a transect from the Northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data*. Tesi di dottorato, ETH Zurigo.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Memorie Società Geologica Italiana, **12**, 359-375.
- EVA C., CATTANEO M. & MERLANTI F. (1985) - *La rete sismica Ligure-Piemontese*. Atti IV Conv. GNGTS-CNR., **1**, 31-41.
- GIESE P. & PRODEHL C. (1976) - *Main features of crustal structure in the Alps*. In: GIESE P., PRODEHL C. & STEIN A. (Eds.), Explosion seismology in the Central Europe. Springer, Heidelberg.
- GIESE P. (1985) - *The structure of the upper lithosphere between the Ligurian Sea and the Southern Alps*. Proceedings of the Second Workshop on the EGT Project: The southern segment. D.A. GALSON & ST. MUELLER (Eds.), 143-153.
- LAUBSCHER H. (1985) - *The tectonics of the Western and Southern Alps: Correlation between surface observations and deep structure*. In: D.A. GALSON & ST. MUELLER (Eds.), Second EGT Workshop - The Southern Segment. The European Science Foundation. Strasbourg, 93-101.
- LAUBSCHER H. (1990) - *The deep structure of the central Alps inferred from both geophysical and geological data*. Terra Nova, **2**, 645-652.
- LAUBSCHER H., BIELLA G.C., CASSINIS R., GELATI R., LOZEJ A., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1992) - *The collisional knot in Liguria*. Geol. Rundschau, **81/2**, 275-289.
- KISSLING E., MUELLER ST. & WERNER D. (1983). - *Gravity anomalies, seismic structure and geothermal history of the central Alps*. Ann. Geophys., **1**, 37-46.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tirrenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MENKE W. (1984) - *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic Press Inc.
- MUELLER ST. & PANZA G.F. (1986) - *Evidence of a Deep-Reaching lithospheric root under the Alpine Arc*. In: F.C. WEZEL, (Eds.), The Origin of Arcs. Development in Geotectonics, **21**, 93-114.
- NICOLAS A., POLINO R., HIRN A., NICOLICH R. & ECORS-CROP WORKING GROUP (1990) - *ECORS-CROP traverse and deep structure of the Western Alps: a synthesis*. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds.), Deep structure of the Alps. Vol. Spec. Soc. Geol., **1**, 15-28.
- PAIGE C.C. & SAUNDERS M.A. (1982) - *An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares*. ACM Trans. Math. Softw., **8**, 43-71.
- PANZA G.F. (1985) - *Lateral variations in the lithosphere in the correspondence of the Southern Segment of the EGT*. In: D.A. GALSON & ST. MUELLER (Eds.), Second EGT Workshop-

The Southern Segment. The European Science Foundation. Strasbourg, 45-51.

REY D., QUARTA T., MOUGE P., MILETTO M., LANZA R., GALDEANO A., CARROZZO T., BAYER R. & ARMANDO E. (1990) - *Gravity and aeromagnetic maps of the Western Alps: contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile*. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds.), *Deep structure of the Alps*. Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma, **1**, 107-121

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.

SPAKMAN W. (1990a) - *The structure of the lithosphere and mantle beneath the Alps as mapped by delay time tomography*. The European Geotraverse: Integrative Studies, Results from the Fifth Study Centre. R. FREEMAN, P. GIESE & ST. MUELLER (Eds.), 213-220.

SPAKMAN W. (1990b) - *Tomographic images of the upper mantle below Central Europe and the Mediterranean*. *Terra Nova*, **2**, 542-553.

SUHADOLC P., PANZA G.F. & MUELLER ST. (1990) - *Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe*. *Tectonophysics*, **176**, 123-135.

SCALES J. (1987) - *Tomographic inversion via the conjugate gradient method*. *Geophysics*, **52**, 179-185.

SCARPA R. (1982) - *Travel time residuals and three dimensional velocity structure of Italy*. *Pure Appl. Geophys.*, **120**, 1209-1213.

THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R. & JANATTON L. (1989) - *SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the Western Alps*. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, **1**, 1-10.

THOUVENOT F., PAUL A., SENECHAL G., HIRN A. & NICOLICH R., (1990) - *ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps*. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds.), *Deep structure of the Alps*. Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, **1**, 97-106.

VAN DER SLUIS A. & VAN DER VORST H.A. (1987) - *Numerical solution of a large sparse linear algebraic system arising from tomographic problem*. In: NOLET G. (Ed.), *Seismic Tomography*, 49-83.

WERNER D. (1985) - *A two-dimensional geodynamic model for the southern segment of the EGT*. In: D.A. GALSON & ST. MUELLER (Eds.), *Second EGT Workshop-The Southern Segment*. The European Science Foundation. Strasbourg, 65-69.

WERNER D. & GUDMUNDSSON H. (1992) - *Four geodynamic profiles crossing the Alps*. In prep.

