Mem. Soc. Geol. It.,
41 (1988), 1299-1305, 5 ff.

STRUTTURA CROSTALE DELLE AREE VULCANICHE ATTIVE DELL'ITALIA MERIDIONALE DA INDAGINI DI SISMICA ATTIVA (DSS) E PASSIVA: AREA VULCANICA CAMPANA; ISOLE EOLIE MERIDIONALI

Memoria di M. CASTELLANO (*), F. FERRUCCI (*), G. GAUDIOSI (*), C. GODANO (*), G. MILANO (*), N.A. PINO (*) & G. VILARDO (*)

RIASSUNTO

I risultati ottenuti dall'integrazione di dati di sismica attiva e passiva acquisiti negli anni 1985-88 nell'area campana ed alle Isole Eolie hanno permesso di evidenziare alcune importanti caratteristiche strutturali di queste aree vulcaniche.

Dall'analisi di *profili DSS lineari ed a ventaglio* nell'area Campana si riscontra, lungo la direzione NW-SE, un innalzamento della Moho al disotto dell'area dei Campi Flegrei, correlabile con una struttura di tipo *graben*.

L'esperimento di *sismica trasmissione*, condotto alle Isole Eolie nel 1986, ha messo in evidenza la presenza di un'anomalia positiva di velocità nell'area della Fossa di Vulcano, in accordo con i dati ottenuti dalla *tomografia sismica*. Quest'ultima, ottenuta mediante inversione tridimensionale di oltre 1400 tempi di tragitto di eventi sismici locali, ha permesso di identificare la presenza di un corpo ad alta velocità al disotto dell'area craterica. I risultati ottenuti sono coerenti con quelli di una perforazione effettuata dall'AGIP che aveva riscontrato la presenza di un corpo intrusivo di natura monzogabbrica a debole profondità al disotto della Fossa.

TERMINI CHIAVE: *sismica crostale; sismica trasmissione; tomografia sismica.*

ABSTRACT

Two multi-method seismic experiments, carried out in the neapolitan area of quaternary volcanism and in the southern Aeolian Islands (Lipari-Vulcano), allow to detect some major structural features of these volcanic areas.

A very complex picture of the crust-mantle interface is revealed by DSS experiments carried out in the years 1985-86, in the Campania volcanic area. A sharp short-wavelength uprise of the Moho discontinuity beneath the Campi Flegrei caldera, calls for a local NW-SE tensile mechanism, overprinted to the main (NE-SW) extensional tectonic of the region and coherent with a graben-structure in which the quaternary volcanism developed.

The seismic experiments in the Lipari-Vulcano area were carried out in three main steps: short-range DSS profiling (1986), seismic trasmission experiment (1986), and natural seismicity recording (1987-88).

A first evidence of a sharp P-velocity excess in the Vulcano crater area is obtained by constant-offset recording of shots fired at sea from different azimuths around the islands of Lipari and Vulcano. The velocity anomaly corresponds to a very dense monzogabbroic intrusion, formerly penetrated by a drill-hole. The lateral extent of such a shallow body is mapped by inversion of more than 1400 P-traveltimes by local earthquakes.

KEY WORDS: *deep seismic sounding; seismic-trasmission; seismic tomography.*

AREA VULCANICA CAMPANA

Dall'analisi di *profili lineari ed a ventaglio* a copertura regionale (fig. 1) è stato possibile ottenere un quadro dell'andamento della Moho in tutta l'area costiera campana ed evidenziare importanti discontinuità laterali all'interno della struttura crostale (FERRUCCI *et alii*, 1989).

La modellazione diretta per i profili «P» e «B» è stata effettuata con sismogrammi sintetici, calcolati col metodo dei fasci gaussiani (PINO *et alii*, 1989; FERRUCCI *et alii*, 1989).

Questi due profili, avendo i punti di scoppio in comune, hanno richiesto un'uguale modellazione della struttura crostale al disotto dell'area di tiro, con velocità medie di circa 6.0 km/s c profondità della Moho di circa 25 km.

Tuttavia, il *fit* dei dati è possibile solo assumendo strutture fortemente differenziate nelle due direzioni Nord-NordEst (profilo «P») ed Est (profilo «B») conformemente con le dif-

(*) Osservatorio Vesuviano, Via Manzoni 249, 80123 Napoli.

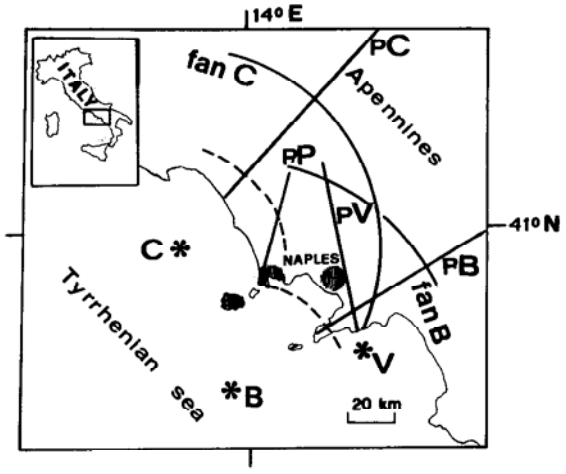


Fig. 1 - Mappa dei profili lineari e a ventaglio realizzati nell'area campana. Il tratteggio indica l'area di campionamento (area di riflessione delle PmP) dei ventagli B e C.

ferenze dinamiche e strutturali delle due aree (rispettivamente: l'area vulcanica flegrea e l'area carbonatica dei Mt. Lattari). Infatti lungo il profilo «B» (Penisola Sorrentina → Nord-Est) si evidenziano interfacce superficiali in rapida risalita verso l'area di catena. Le velocità crostali medie appaiono abbastanza elevate (circa 6.5 km/s). Inoltre si evidenzia una forte flessione nella discontinuità crosta-mantello che passa nel giro di soli 10 km (da 15 a 25 km dal punto di scoppio) da 25 a 30 km di profondità.

Le caratteristiche crostali e la profondità della Moho nell'area della Penisola Sorrentina vengono confermate dall'analisi del profilo «V», normale al precedente.

Lungo il profilo «P», viceversa, il fit dei dati sperimentali è possibile solo assumendo una velocità crostale media di 5.8-6.0 km/s, introducendo velocità superficiali mediamente più basse ed ammettendo l'esistenza in prossimità dell'area vulcanica costiera di uno strato a 2.8 km/s di velocità. La profondità della Moho non supera mai i 20-25 km. Il modello crostale ottenuto al disotto dell'area vulcanica costiera ben si accorda con i risultati ottenuti dai profili marini, con uso di O.B.S., effettuati nel 1980 nel Mar Tirreno al largo di Napoli (NICOLICH, 1981).

Lungo il profilo «C» (Massico → Nord-Est) elevate velocità apparenti delle fasi dirette (7.8 km/s) rilevabili tra 20 e 40 km dal punto di scoppio testimoniano l'esistenza di interfacce superficiali, con oltre 14° di pendenza, in rapida risalita verso l'area costiera, analogamente a quanto già osservato lungo il profilo «B». La profondità della Moho nell'area campionata assume valori di circa 30 km.

Dall'analisi di questi profili si evidenziano, nell'area flegrea, spessori crostali più ridotti e velocità crostali mediamente più basse delle circostanti aree carbonatiche del Mt. Massico a Nord e dei Mt. Lattari a Sud.

I modelli elaborati per i profili lineari rappresentano il punto di partenza per una ricostruzione delle variazioni laterali della struttura crostale lungo i ventagli «B» e «C» ad essi normali.

Dall'analisi congiunta dei due ventagli, ridotti a D/8, è stata realizzata una sezione profondità (fig. 2b). I dispositivi di registrazione sono posti a circa 100 km dai punti di scoppio. La geometria adottata permette di ricostruire la forma dei riflettori profondi attraverso la correlazione delle fasi riflesse PmP alla Moho. L'area campionata, posta alla distanza media (D/2=50 km) tra dispositivi di registrazione e punti di scoppio, corrisponde alla fascia costiera che si estende dal Mt. Massico fino alla Penisola Sorrentina attraverso le aree vulcaniche dei Campi Flegrei e del Vesuvio.

La sezione conferma la generale risalita della Moho nell'area flegrea e fornisce interessanti informazioni sulla topografia dell'interfaccia profonda dell'area campionata.

È possibile osservare, procedendo dal Mt. Massico verso i Campi Flegrei, un innalzamento molto regolare della discontinuità crosta-mantello; viceversa, da Sud, è evidente un brusco salto nella profondità della Moho che passa da 30 km a poco più di 20 km al di sotto dei Campi Flegrei.

Questa importante discontinuità laterale è localizzabile tra l'area vulcanica flegrea e quella vesuviana.

I dati analizzati individuano, quindi, lungo la sezione NW-SE, un andamento della Moho in risalita sotto l'area flegrea ipotizzabile con una struttura tipo graben o caldera. CASSANO & LA TORRE (1987) propongono per la parte crostale superficiale della stessa area investigata dalle indagini DSS un modello gravimetrico 2D (fig. 2a) che è stato interpretato con una struttura di tipo *graben*. I dati attualmente analizzati permettono di avanzare ipotesi esclusivamente su strutture 2D. L'ipotesi alternativa dell'esistenza di una struttura di tipo calderico, potrà essere verificata solo con l'ausilio di

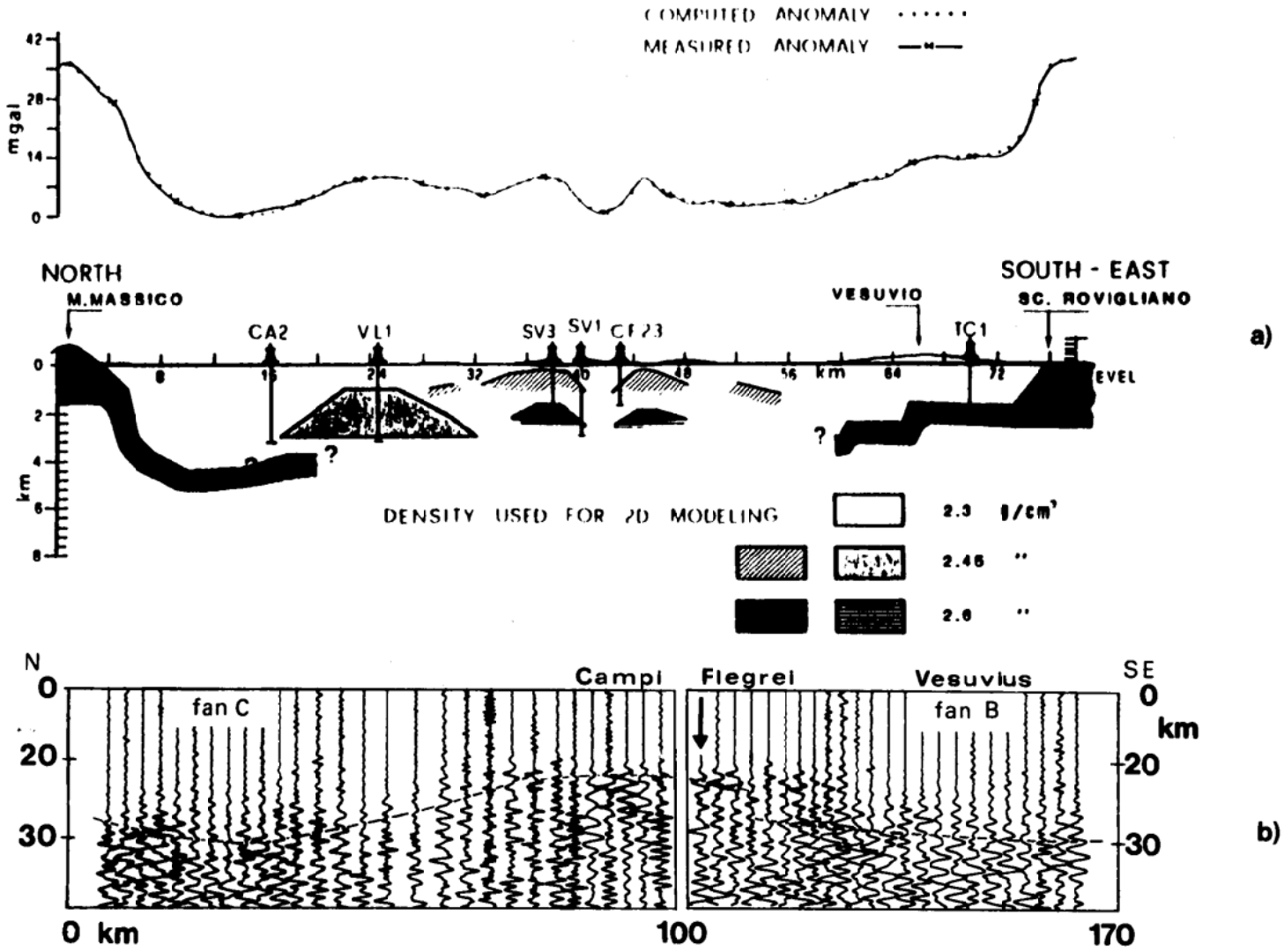


Fig. 2 - a) Modello gravimetrico 2D della Piana Campana (da CASSANO & LA TORRE, 1987). *b*) Sezione profondità di un profilo ad offset costante (D=100 km) ottenuto dall'analisi congiunta dei ventagli «B» e «C». L'area campionata è posta alla distanza media (D/2=50 km) tra dispositivo di registrazione e punto di scoppio. Nelle fig. *a*) e *b*) le scale verticali sono arbitrarie e non confrontabili.

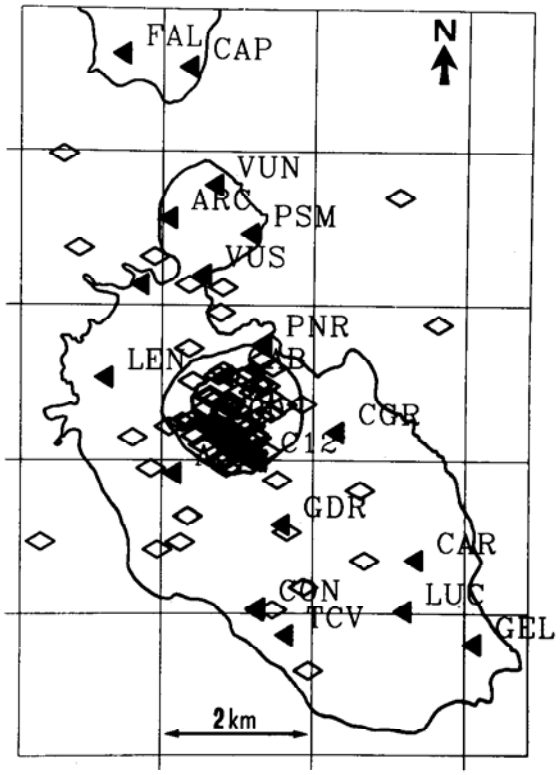


Fig. 3 - Ubicazione delle stazioni di registrazione (triangoli neri) a Vulcano e Lipari sud e localizzazione epicentrale degli eventi sismici (rombi) dopo inversione.

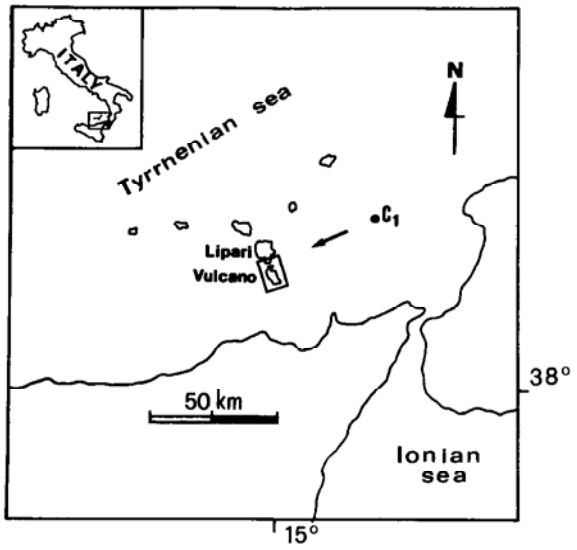


Fig. 4 - Ubicazione dello scoppio C utilizzato per l'esperimento di sismica trasmissione nell'area di Lipari-Vulcano. Il riquadro racchiude l'area investigata dall'esperimento di tomografia sismica.

ulteriori indagini DSS nelle direzioni non campionate dai precedenti esperimenti.

In conclusione i dati esaminati hanno permesso di evidenziare una complessa transizione tra struttura tirrenica, area vulcanica campana ed Appennino. È tuttavia evidente anche nelle strutture più profonde il prevalente regime distensivo che investe l'area costiera campana. In correlazione con altri dati geofisici questi risultati sembrano, pertanto, avvalorare l'ipotesi di un vulcanismo distensivo impostatosi su un margine continentale passivo interessato da tettonica regionale distensiva.

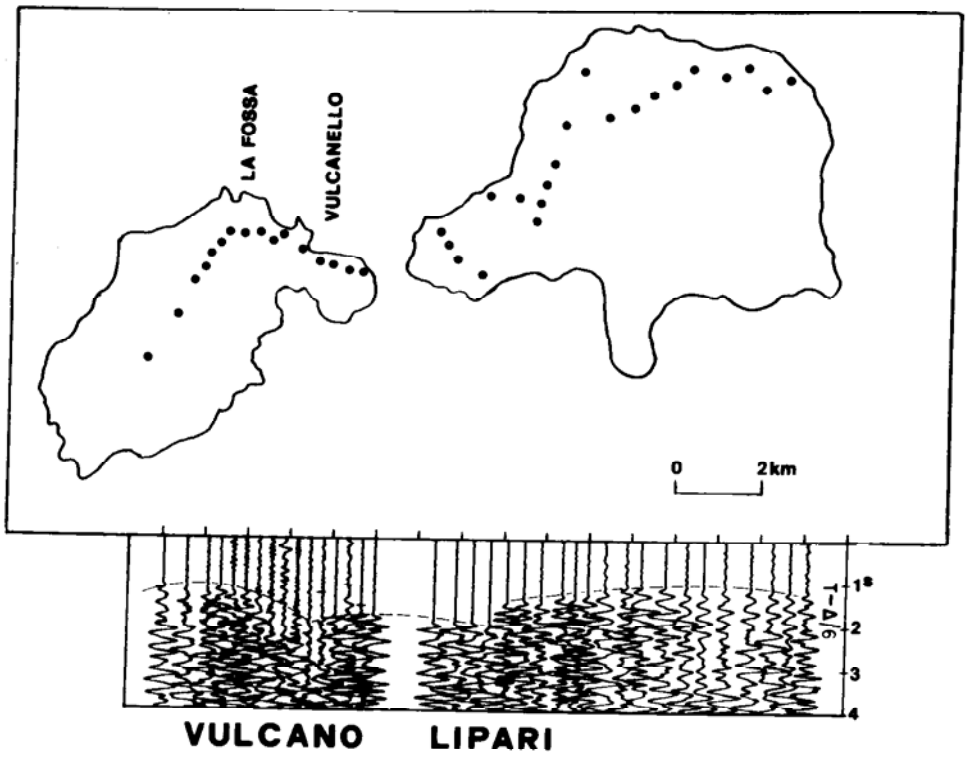
ISOLE EOLIE MERIDIONALI: DEFINIZIONE DELLA STRUTTURA DELL'AREA CRATERICA DI VULCANO

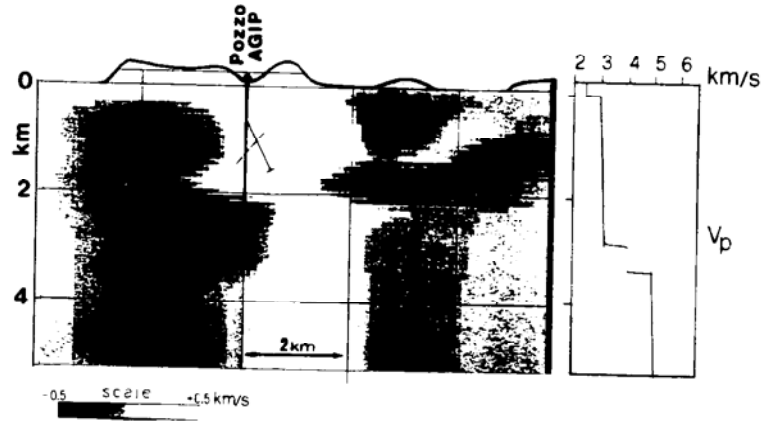
Si riassumono i risultati di due campagne sismologiche condotte nell'area delle isole Eolie meridionali nel 1986 (*sismica attiva*) e 1987-88 (*sismica passiva*). I due interventi miravano, congiuntamente, ad ottenere una base di dati idonei alla definizione dell'eterogeneità strutturale dell'area, con particolare riguardo all'apparato della Fossa di Vulcano.

È stata effettuata un'*inversione dei tempi di tragitto delle onde compressionali*, su una base dati costituita da 1400 primi arrivi (Tp), ottenuti da circa 100 eventi sismici naturali registrati dalla rete (fig. 3) posta a Vulcano ed a Lipari sud (VILARDO *et alii*, 1990).

Il modello di velocità bidimensionale a – priori utilizzato è costituito da quattro strati con velocità rispettivamente di:

Fig. 5 - *a*) Ubicazione dei punti stazione del ventaglio C a Vulcano e Lipari. *b*) Sezione-film relativa al ventaglio C (velocità di riduzione: Vr=6 km/s; offset di 45 km). È stata correlata con un tratteggio la fase Pn. *c*) Risultati dell'inversione tridimensionale dei tempi di tragitto di eventi locali lungo una sezione Sud-Nord (a sinistra) e ubicazione del pozzo Agip; modello di velocità a priori (a destra) utilizzato per l'inversione. *d*) Rilocalizzazione degli eventi sismici (rombi) nella struttura eterogenea ottenuta dal procedimento di inversione. Il volume sismogenetico risulta limitato tra 0 e 2 km e concentrato nel corpo ad alta velocità.


LA FOSSA
VULCANELLO
0 2km
a)
T-Δ/6
1s
2
3
4
b)
VULCANO LIPARI


Pozzo AGIP
0
km
2
4
2km
-0.5 scale +0.5 km/s
2 3 4 5 6 km/s
Vp
c)

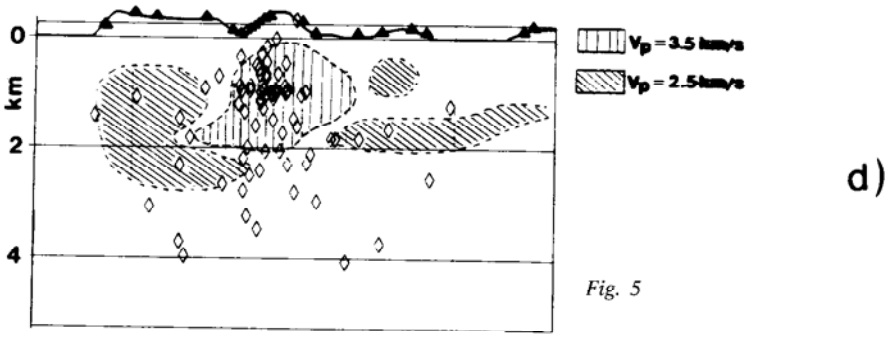

0
km
2
4
Vp = 3.5 km/s
Vp = 2.5 km/s
d)

Fig. 5

– 2.5 km/s per lo strato al di sopra del livello del mare;

– 3.0 < Vp< 3.1 km/s, per z compresa tra 0.0 e 2.6 km;

– 4.0 km/s, per 2.6 < z< 3.2 km;

– 5.0 km/s per il semispazio z > 3.2 km di profondità.

In fig. 3 sono riportati i dispositivi di registrazione e mappa epicentrale degli eventi sismici rilocalizzati dopo inversione.

In fig. 5c è riportato il modello a-posteriori, lungo la sezione S-N, rappresentato in termini di anomalia di velocità Vp. Si identificano variazioni laterali massime di velocità comprese tra un'incremento di +0.5 km/s o una diminuzione di -0.5 km/s rispetto ai valori del modello bidimensionale di partenza. Le variazioni di velocità comprese tra i due valori estremi (+0.5 e -0.5 km/s) corrispondono alla transizione bianco-nero attraverso una scala di differenti toni di grigio il cui valore medio (grigio neutro) identifica il valore di velocità del modello bidimensionale a-priori di velocità.

Si evidenzia la presenza di un corpo ad alta velocità (contrasto laterale di velocità di circa 1.0 km/s rispetto al mezzo incassante) in corrispondenza dell'area della Fossa, con profondità apicale valutabile nell'intervallo 0-500 metri.

La rilocalizzazione degli eventi nella struttura eterogenea ottenuta dal procedimento di inversione mostra che il volume sismogenetico, concentrato tra 0 e 2 km di profondità, risulta praticamente coincidente con il corpo intrusivo ad alta velocità (fig. 5d).

La conferma diretta del forte contrasto di velocità e della conseguente esistenza di un corpo poco profondo (e spazialmente limitato) ad alta velocità, è fornita dall'esperimento di sismica effettuato nel 1986.

Le geometrie scelte sono tipiche della *sismica per trasmissione*, in cui l'approccio all'eterogeneità strutturale viene effettuato dalla misura dello scostamento di un fronte d'onda localmente piano dal suo tragitto calcolato teorico.

Il punto di scoppio C (fig. 4), posto a 45 km di distanza dall'*array* di registrazione (Lipari e Vulcano), consente di evidenziare una differenza di circa 1 secondo in *travel-time* della prima fase tra i punti di registrazione posti in area craterica e quelli ripartiti tra Lipari sud e Vulcanello (fig. 4b). La fase correlata, sulla base dei profili sismici realizzati nell'area (FERRUCCI *et alii*, 1990) è stata attribuita a rifrazione alla Moho (Pn).

Un contrasto laterale di velocità di 1s (da 2.5 a 3.5 km/s), quale ottenuto dalla procedura di inversione, può assorbire completamente il ritardo osservato su circa 3.5 km di percorso reale.

I risultati di questa ricerca (FERRUCCI *et alii*, 1990) sono perfettamente correlabili anche con i dati delle perforazioni (FARAONE *et alii*, 1986) effettuate dall'AGIP ad Ovest del cratere che hanno evidenziato la presenza di un corpo intrusivo di composizione monzogabbrica.

La perforazione principale (verticale) fissa a 1360 mt. di profondità il top dell'intrusione; la perforazione deviata (verso Nord) raggiunge l'intruso a 1160 mt (fig. 5c).

In fig. 5 sono stati mostrati i risultati dell'inversione di velocità lungo una sezione Nord-Sud (5c), i dati schematici delle perforazioni (5c), la rilocalizzazione degli eventi sismici dopo inversione (5d) e la sezione-film ottenuta dalla sismica (ventaglio C) (5b).

È evidente la coerenza dei risultati delle differenti indagini ottenuti da metodologie e dati assolutamente indipendenti.

Manoscritto pervenuto il 12 maggio 1989.
Testo approvato per la stampa il 17 gennaio 1991.
Ultime bozze restituite il 29 ottobre 1991.

BIBLIOGRAFIA

CASSANO E. & LA TORRE P. (1987) - *Geophysics*. In: Somma-Vesuvius; Quaderni de «La Ricerca Scientifica», P.F.G.–C.N.R.: Monografie finali, C.N.R., Roma, **8**, 175-196.

FARAONE D., SILVANO A. & VERDIANI G. (1986) - *The monzogabroic intrusion in the island of Vulcano, Aeolian Archipelago, Italy*. Bull. Volcanol., **48**, 299-307.

FERRUCCI F., GAUDIOSI G., HIRN A., LUONGO G., MIRABILE L. & PINO N.A. (1989) - *Seismic detection of a major Moho upheaval beneath the Campania Volcanic Area (Naples, Southern Italy)*. Geophys. Res. Lett., **16** (11), 1317-1320.

FERRUCCI F., GAUDIOSI G., MILANO G., NERCESSIAN A., VILARDO G. & LUONGO G. (1990) - *Seismological exploration of Vulcano (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian sea): case history*. In stampa su Acta Vulcanologica.

NICOLICH R. (1981) - *Il profilo Latina-Pescara e le registrazioni mediante OBS nel Mar Tirreno*. Atti I Convegno Annuale G.N.G.T.S.-C.N.R., 621-634.

PINO N.A., FERRUCCI F. & GODANO C. (1989) - *Applicazione del metodo del Ray-Tracing dinamico con fasci gaussiani ad alcuni dati DSS ottenuti nell'area vulcanica napoletana: Nota preliminare*. Atti VI Convegno Annuale G.N.G.T.S. - C.N.R., 887-894.

VILARDO G., CASTELLANO M., GAUDIOSI G. & FERRUCCI F. (1990) - *Seismic surveillance at Vulcano by use of a portable digital array: features of the seismicity and relocation of the events in a 3-D heterogeneous structure*. In stampa su Acta Volcanologica.