

TOMOGRAFIA SISMICA IN AREE VULCANICHE

INDICE

| | |
|---------------------------------------|----------|
| RIASSUNTO | pag. 339 |
| ABSTRACT | ” 339 |
| INTRODUZIONE | ” 339 |
| TOMOGRAFIA SISMICA IN AREE VULCANICHE | ” 340 |
| CENNI SUL METODO | ” 340 |
| APPLICAZIONI E RISULTATI | ” 340 |
| CONCLUSIONI | ” 341 |
| TESTI CITATI | ” 342 |

RIASSUNTO

L'utilizzo della tomografia sismica per lo studio della struttura profonda ha permesso, negli ultimi anni, di ottenere immagini di dettaglio del modello di velocità in regioni di vulcanismo attivo o recente. La possibilità di riconoscere, dalle anomalie di velocità, caratteristiche di particolare interesse quali camere magmatiche, intrusioni, zone ricche in fluidi rende tale metodologia particolarmente utile e originale. In questo lavoro vengono presentati, dopo una introduzione generale sul metodo, i risultati, relativi a differenti tecniche di indagine, ricavati in alcune aree vulcaniche della California e del Lazio.

ABSTRACT

Seismic tomography represents an original method to obtain detailed velocity images beneath volcanoes. Velocity anomalies are generally related to specific features like magma chambers, intrusive bodies, fluids located at various depth in the crust and in the upper mantle.

The aim of this work is to present a general outline of the method and some results obtained with different techniques in Quaternary volcanic areas of California and Latium.

PAROLE CHIAVE: tomografia, anomalie di velocità, camere magmatiche.

KEY WORDS: Tomography, Velocity Anomalies, Magma Chambers.

INTRODUZIONE

La tecnica tomografica, originalmente impiegata in medicina (*CAT scanning*), permette di ottenere immagini di strutture complesse e direttamente inaccessibili. Per tomografia viene generalmente inteso ogni metodo per il quale la distribuzione di una proprietà in un volume viene stimata da un integrale di tale pro-

prietà calcolato lungo differenti percorsi all'interno del volume (EVANS, 1988).

Nel caso della tomografia sismica la proprietà in studio è la velocità delle onde sismiche e l'integrale è fornito dai tempi di percorso dei raggi sismici all'interno della struttura. Gli osservabili dai quali parte l'analisi sono i tempi di arrivo delle onde irradiate da sorgenti, registrati da una rete di stazioni. Poiché, in tali studi, non si dispone di sorgenti e ricevitori equamente e continuamente distribuiti nel volume in studio e le stazioni sono poste unicamente sulla superficie terrestre, il campionamento della struttura risulta non completo e il problema non correttamente calcolabile. In questo caso l'utilizzo congiunto di tecniche che usano onde a differente lunghezza e reti di stazioni a diversa apertura e densità consente di "illuminare" volumi con grado di definizione e profondità di penetrazione variabili.

Le principali tecniche operano con telesismi, scoppi e terremoti locali.

Nella tomografia telesismica l'uso dei terremoti lontani (> 2000 km) consente di indagare fino a profondità legate all'apertura della rete, normalmente alcune decine fino a centinaia di km. La lunghezza d'onda dei fronti incidenti ad alto angolo al di sotto della rete può risolvere strutture dalle dimensioni minime di 5 - 6 km. Dal momento che viene modellata solo la parte terminale del raggio il problema risulta lineare e robusto (AKI *et al.*, 1977; EVANS, 1988).

L'uso di scoppi produce immagini con una definizione maggiore, per le più alte frequenze delle onde generate; in questo caso il dettaglio delle immagini tomografiche è principalmente determinato dalla spaziatura tra i ricevitori. Nel caso particolare di esperimenti "NeHT", dove una rete densa di stazioni è posta sul volume in studio e le esplosioni avvengono lungo *pattern* concentrici intorno alla rete (NERCESSIAN *et al.*, 1984) la definizione raggiunge anche 1 km (EVANS & ZUCCA, 1988; CHIARABBA *et al.*, 1991 a, b).

Nella tomografia con terremoti locali le sorgenti sono poste nell'area da indagare e ciò rende il problema altamente non lineare per dover contemporaneamente risolvere gli ipocentri dei terremoti e il modello di velocità. La presenza, inoltre, di *turning points* dei raggi all'interno del volume rende la tecnica meno robusta. I vantaggi offerti sono l'elevato numero di sorgenti disponibili, la loro distribuzione in profondità e le piccole lunghezze d'onda generate che permettono di risolvere strutture di piccola estensione (THURBER, 1983).

L'uso congiunto delle tecniche descritte può permettere di ottenere informazioni a diversa scala e con differente grado di dettaglio. In questo lavoro vengono presentati i risultati ottenuti in alcune aree vulcaniche della California e del Lazio (AMATO & BERGE, 1988; CHIARABBA *et al.*, 1991 a, b; AMATO *et al.*, 1991 a).

(*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

TOMOGRAFIA SISMICA IN AREE VULCANICHE

La distribuzione tridimensionale delle anomalie di velocità al di sotto di aree vulcaniche offre la possibilità di individuare l'ubicazione e, se possibile, le dimensioni di strutture magmatiche (camere condotti, intrusioni, etc.) con importanti ricadute per la valutazione del rischio vulcanico e per la ricerca geotermica (IYER, 1984). Ulteriori possibilità sono legate allo studio del rapporto V_p/V_s alle varie profondità e dell'attenuazione delle onde sismiche. A tal proposito l'analisi congiunta delle anomalie di velocità e di attenuazione ha fornito brillanti evidenze in recenti studi di inversione (EVANS & ZUCCA, 1988) e conferme da risultati di laboratorio (MAVKO, 1980). In particolare il diverso comportamento di tali proprietà al passaggio tra roccia secca e satura in fluidi può permettere di discriminare la presenza di fluidi a diverso stato nel sottosuolo (ITO *et al.*, 1979; NUR, 1987).

Camere magmatiche possono, così, apparire come zone con bassa velocità e alta attenuazione delle onde P e, maggiormente, delle onde S (SANDERS & RYALL, 1983).

Corpi intrusivi superficiali sono caratterizzati da alta velocità e attenuazione media.

Per zone ricche in fluidi, la cui presenza è lecito aspettarsi in aree di recente vulcanismo, si deve distinguere tra volumi ricchi in vapore, con conseguenti bassa velocità e attenuazione normale, e volumi a saturazione parziale con velocità bassa o normale e alta attenuazione.

Altre fonti di anomalie possono essere legate a strutture di collasso o rocce altamente porose (EVANS & ZUCCA, 1988) o alla presenza di faglie contornate da materiale incoerente.

CENNI SUL METODO

Il punto di partenza di ogni studio di tomografia risiede nella formulazione del problema diretto ovvero della relazione che lega il tempo di arrivo t dell'onda ad un ricevitore e la velocità del mezzo $v(x,y,z)$:

$$t = \int v^{-1}(x,y,z) ds \quad [\text{eq. 1}]$$

Tale equazione può essere risolta una volta definito il modello di velocità. Esistono differenti modi di rappresentare la struttura di velocità all'interno dell'area in studio. Il loro utilizzo è generalmente legato sia al tipo di dati a disposizione che alla tecnica usata nella elaborazione.

Nell'analisi dei tempi di arrivo telesismici la tecnica introdotta da AKI *et al.* (1977) prevede che il modello sia definito da una serie di blocchi al cui interno la velocità, è costante. Tale approccio risulta estremamente semplice ma non riesce adeguatamente a rappresentare le strutture eterogenee reali. Questo problema è anche maggiore se i dati a disposizione sono terremoti locali. In tal caso una definizione più realistica della struttura di velocità è possibile assegnando i valori di velocità ai nodi di una griglia tridimensionale. La velocità in ogni punto dello spazio viene calcolata per interpolazione lineare dei valori dei nodi adiacenti (THURBER, 1983). Tale tecnica è stata estesa anche alla elaborazione di dati provenienti da esperimenti "NeHT".

Un aspetto estremamente importante è la procedura di tracciamento dei raggi tra la sorgente e il ricevitore. Per problemi di costo macchina si fa usualmente ricorso a tecniche approssimate il cui risultato è stato ampiamente verificato.

L'equazione (1) viene risolta linearizzando il problema e introducendo il residuo come la differenza tra il tempo osservato e quello calcolato in base ad un ipocentro di prova ed un modello di velocità iniziale. Tali ipocentro e modello vengono perturbati in diverse iterazioni fino a che il residuo non arriva a valori minimi.

Una relazione generale che lega le perturbazioni dei parametri D_{jk} (ipocentrali) e D_{mi} (di velocità) ai residui r_{ij} è data da:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\delta T_{ij}}{\delta \chi_k} \Delta \chi_k + \Delta t_i + \sum_{i=1}^L \frac{\delta T_{ij}}{\delta m_i} \Delta m_i \quad [\text{eq. 2}]$$

La prima parte a destra dell'equazione (2) rappresenta le variazioni dei tempi di percorso dei raggi in funzione dei parametri ipocentrali. Nel caso di telesismi o scoppi, la cui posizione è nota, tale termine scompare rendendo il problema più lineare. La seconda parte è relativa alle variazioni dei tempi in relazione ai parametri di velocità. L'equazione 2 viene solitamente risolta, per la stima dei parametri usando la tecnica numerica dei minimi quadrati smorzati.

APPLICAZIONI E RISULTATI

Lassen Peak

L'uso della tomografia telesismica, con la tecnica "ACH" (AKI *et al.*, 1977) ha consentito di ricostruire la struttura tridimensionale nella crosta e nel mantello superiore al di sotto del vulcano Lassen Peak (Nord California). Nella parte centrale del vulcano compare, a profondità tra i 7 e i 15 km, una anomalia di bassa velocità (Fig. 1). Tale anomalia è confermata da uno studio condotto utilizzando terremoti locali. L'anomalia viene interpretata come una camera magmatica di modeste dimensioni (AMATO & BERGE, 1988).

In Italia l'applicazione della stessa tecnica nel campo geotermico di Larderello ha permesso di identificare una camera magmatica fino a profondità di circa 20 km (FOLEY *et al.*, 1990).

Medicine Lake

L'inversione di dati provenienti da sismica a rifrazione e da un esperimento ad alta definizione (*NeHT experiment*) ha permesso di ricostruire la struttura di velocità nei primi chilometri crostali sotto al vulcano Medicine Lake (Nord California) (EVANS & ZUCCA, 1988; CHIARABBA *et al.*, 1991 a, b). Differenti tecniche di inversione hanno mostrato simili risultati (Fig. 2) e, in particolare, sono stati individuati un corpo intrusivo ad alta velocità nei primi 3 km della crosta sotto la caldera e una zona a bassa velocità, più profonda, probabilmente legata alla presenza di una piccola camera magmatica. In tale area era stata riconosciuta anche una anomalia di alta attenuazione (EVANS & ZUCCA, 1988) in prossimità della zona a bassa velocità individuata.

Vulsini

Diverse campagne di scoppi eseguiti nell'area tra il 1986 e il 1989 dall'I.G.L. di Milano in collaborazio-

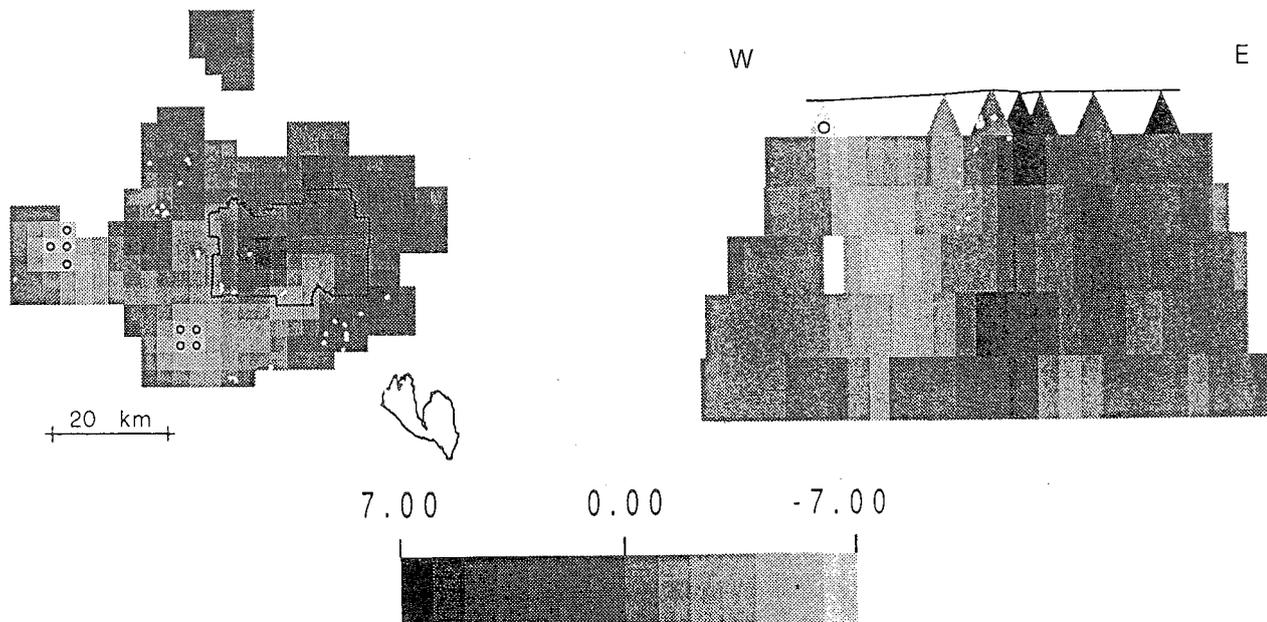


Fig. 1 - Anomalie di velocità delle onde P nello strato tra 7 e 15 km di profondità e in sezione E-W al di sotto del vulcano di Lassen Peak. La scala cromatica varia dal bianco per le alte velocità al nero per le basse velocità. Da notare la diminuzione di velocità (7% del valore iniziale) nella parte centrale del vulcano. I terremoti locali usati nell'analisi sono indicati dai pallini bianchi.

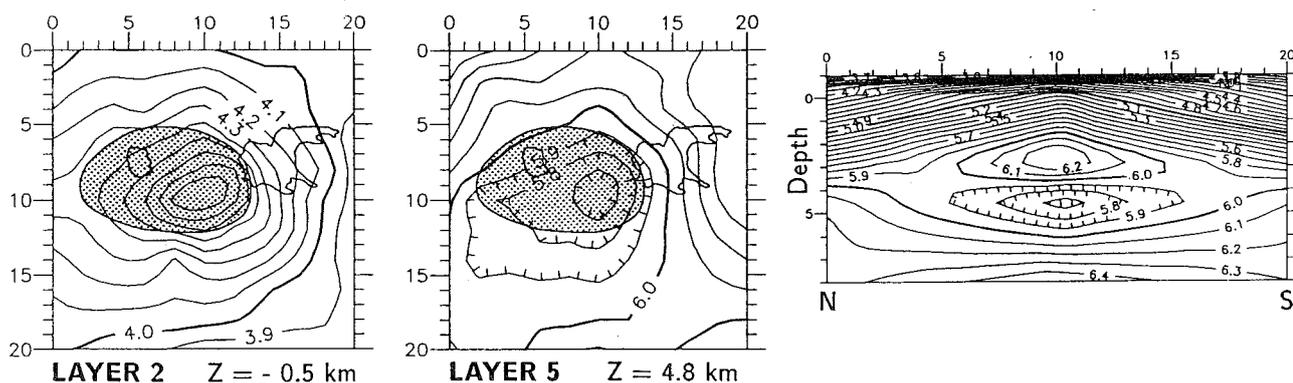


Fig. 2 - *Counturing* delle velocità delle onde P in pianta a diverse profondità (-0.5 e 4.8 km s.l.m.) e in sezione N-S al di sotto di Medicine Lake. Nei primi 4 km crostali è presente una anomalia di alta velocità nella parte centrale della caldera (in puntinato); al di sotto vi è un corpo a bassa velocità.

ne con l'I.N.G. hanno permesso di ricostruire la struttura di velocità al di sotto del complesso vulcanico. L'elaborazione dei dati, relativi alle esplosioni e ad alcuni terremoti locali, ha portato a riconoscere un rifrattore ad alta velocità (6.5 km/s) alla profondità di circa 7 km. Una anomalia di bassa velocità (Fig. 3) interessa l'area centrale del complesso vulcanico a profondità compresa tra 4 e 7 km. Tale anomalia può essere legata o a una camera magmatica in raffreddamento o a strutture di collasso (AMATO *et al.*, 1991 a). E' in corso un perfezionamento del lavoro con una collaborazione tra l'I.N.G. e l'ENEA U.N.G.

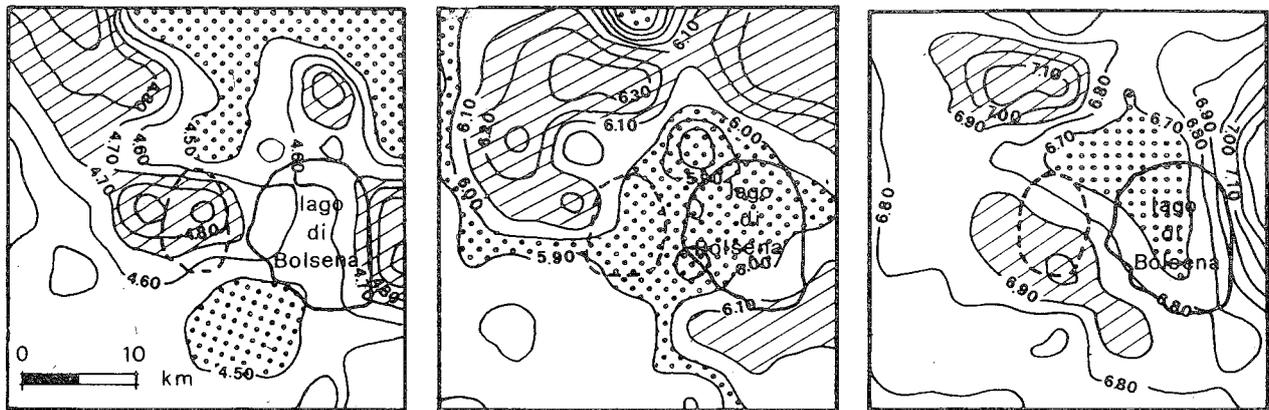
Colli Albani

Uno studio preliminare eseguito utilizzando i tempi di arrivo dei terremoti locali registrati da una rete locale durante lo sciame del 1989-1990 (AMATO *et al.*, 1991 b) ha consentito di individuare le principali ano-

malie nell'area. Una zona ad alta velocità è presente al di sotto dell'area occupata dai crateri freatomagmatici dell'attività fino a profondità di circa 6 km. L'anomalia è centrata nella zona di Grottaferrata ma tende a spostarsi verso il centro del complesso vulcanico in profondità. Non sono state individuate tracce di camere magmatiche almeno fino alle profondità raggiunte dall'analisi (circa 7 km).

CONCLUSIONI

L'utilizzo della tomografia sismica permette di ottenere immagini originali e dettagliate del modello di velocità e di attenuazione delle onde sismiche in aree vulcaniche. La possibilità di operare con differenti tecniche consente di illuminare volumi con diversa definizione e profondità.



LAYER 1 $Z = 1.5$ km **LAYER 2** $Z = 4.0$ km **LAYER 3** $Z = 7.0$ km

Fig. 3 - Velocità delle onde P a differenti profondità nella regione vulcanica dei vulsini. Da notare sia la bassa velocità che interessa l'area centrale del complesso vulcanico fra 4 e 7 km di profondità, sia gli alti valori di velocità (> 6.5 km/s) nello strato a 7 km.

Alcune applicazioni del metodo in aree vulcaniche della California e del Lazio ci hanno portato a riconoscere strutture di particolare interesse per la comprensione dell'attività vulcanica e con ricadute immediate sullo studio del potenziale geotermico. Stiamo attualmente svolgendo studi tomografici nell'area dei Colli Albani e dei Vulsini per portare un ulteriore contributo alla conoscenza delle strutture crostali sepolte.

TESTI CITATI

- AKI K., A. CHRISTOFFERSSON & E.S. HUSEBYE (1977) - *Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere*, J. Geophys. Res., **82**, 277-297.
- AMATO A. & BERGE P.A. (1988) - *Teleseismic and local earthquake tomography of the Lassen volcanic area, Northern California*. Eos, Trans. AGU, **69**, 1472-1473.
- AMATO A., BIELLA G. & DE FRANCO R. (1991 a) - *Velocity structure of the vulsinian volcanic complex from seismic refraction data and three dimensional inversion of travel times*. J. Geophys. Res., **96**, 517-535.
- AMATO A., AZZARA R., BASILI A., CHIARABBA C., DE COCCO M., DI BONA M. & SELVAGGI G. (1991 b) - *Lo sciame sismico dei Colli Albani del 1989-1990*, in questo volume.
- CHIARABBA C., EVANS J.R. & AMATO A. (1991 a) - *High resolution seismic tomography of Medicine Lake volcanic area (Northern California)*. Eos, Trans. AGU, **72**, 322.
- CHIARABBA C., EVANS J.R. & AMATO A. (1991 b) - *Tomografia sismica ad alta definizione nella regione vulcanica di Medicine Lake (Nord California)*. 10 convegno GNGTS, Roma, 1991.
- EVANS J.R. & ZUCCA J.J. (1988) - *Active high resolution seismic tomography of compressional wave velocity and attenuation structure at Medicine Lake Volcano, northern California*. J. Geophys. Res. **93**, 15, 016-15,036.
- EVANS J.R. (1988) - *Restricted array seismic tomography*. Ph. D. thesis, 1988.
- FOLEY J.E., TOKSOZ M.N. & BATINI M. (1990) - *Three-dimensional inversion of teleseismic travel times for velocity structure in Larderello geothermal field, Italy*. Geoth. Res. Council, Trans., **54**, (2), 1413-1419.
- ITO H., DE VILBISS J. & NUR A. (1979) - *Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition*. J. Geophys. Res., **84**, 4731-4735.
- IYER H.M. (1984) - *Geophysical evidence for the locations, shapes, sizes and internal structure of magma chambers beneath regions of Quaternary volcanism*. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., **A310**, 473-510.
- MAVKO G.M. (1980) - *Velocity and attenuation in partially molten rocks*. J. Geophys. Res., **85**, 5173-5189.
- NERCESSIAN A., HIRN A. & TARANTOLA A. (1984) - *Three dimensional seismic transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France*. Geophys. J.R. Astron. Soc., **76**, 307-315.
- NUR A. (1987) - *Seismic rock properties for reservoir descriptions and monitoring in: Seismic tomography with applications in global seismology and exploration geophysics*. Ed. Nolet, D. Riedel, Dordrecht, 203-237.
- SANDERS C.O. & RYALL F. (1983) - *Geometry of magma bodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals*. Geophys. Res. Letters, **8**, 557-560.
- THURBER C.H. (1983) - *Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California*. J. Geophys. Res., **88**, 8226-8236.