

Università degli Studi di Napoli
"Federico II"

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e
Naturali



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XX ciclo

***Definizione della struttura litosferica del
Somma - Vesuvio mediante tomografia
sismica delle onde superficiali.***

Tutor:
Prof.ssa Concettina Nunziata

Dottorando:
Dott. Gerardo De Nisco

Coordinatore del XX Ciclo:
Prof. Giuseppe Nardi

Novembre 2007

*A mia madre,
per avermi dedicato i sacrifici
di tutta la sua vita*

I terremoti, storie di sapere e di vite umane
(Gerardo De Nisco, 23 novembre 2007)

Indice

Introduzione	pag. 5
Capitolo 1	
Inquadramento geologico, geofisico e geochimico del complesso vulcanico Somma – Vesuvio	pag. 8
1.1 Inquadramento geologico	pag. 8
1.2 Inquadramento geofisico	pag. 14
1.3 Inquadramento geochimico	pag. 32
Capitolo 2	
Metodologie di Analisi	pag. 35
2.1 Frequency – Time ANalysis (FTAN)	pag. 35
2.2 Tomografia delle onde superficiali	pag. 39
2.2.1 L’inversione tomografica	pag. 39
2.2.2 La risoluzione spaziale delle mappe tomografiche	pag. 41
2.2.3 La regionalizzazione delle mappe tomografiche	pag. 44
2.3 L’inversione non lineare hedgehog	pag. 45
Capitolo 3	
Analisi dei dati	pag. 48
3.1 La rete sismica dell’Osservatorio Vesuviano – INGV	pag. 48
3.2 Selezione dei dati	pag. 50
3.3 Analisi FTAN (Frequency – Time ANalysis)	pag. 51
3.4 Elaborazione delle mappe tomografiche	pag. 56
3.5 Regionalizzazione delle mappe tomografiche	pag. 58
3.6 Inversione della curva di dispersione media	pag. 60

Capitolo 4

Analisi di noise sismico pag. 63

4.1 Emergenza della funzione di Green
dalla correlazioni in campo diffuso pag. 63

4.2 Acquisizione dati pag. 64

4.3 Analisi dati pag. 65

Capitolo 5

Confronti, interpretazioni e conclusioni pag. 68

Ringraziamenti pag. 78

Bibliografia pag. 79

Introduzione

Nell'immaginario collettivo della popolazione vesuviana da tempo il Vesuvio, tra storia e leggenda, continua a destare timore e riverenza. L'alta densità demografica dell'hinterland vesuviano fa di questo settore un'area ad altissimo rischio che, a circa 60 anni dall'ultima eruzione, ha stimolato molte ricerche di carattere vulcanologico e geofisico, per meglio comprendere la struttura del vulcano. Solo mediante una dettagliata conoscenza della struttura profonda è infatti possibile formulare ipotesi realistiche sulle possibili dinamiche eruttive che sono alla base di una zonazione del territorio, finalizzata alla riduzione del rischio vulcanico. Attualmente l'area vesuviana è suddivisa in tre zone, rossa, gialla, blu, in base al grado di pericolosità vulcanica, decrescente con l'aumentare della distanza dall'edificio vulcanico. I limiti tra le diverse zone scaturiscono da un'analisi probabilistica della storia eruttiva del vulcano assumendo come scenario realistico un'eruzione di medio grado energetico tipo quella del 1631. La mancanza di un modello eruttivo, suffragato da un dettagliato modello strutturale del complesso vulcanico, ha determinato molto spesso notevole difficoltà nelle scelte di classificazione, che sono diventate in diversi casi, un compromesso tra limiti amministrativi e pericolosità vulcanica, scaturendo in discutibili scelte di programmazione territoriale a lungo termine.

E' per questo che i modelli sulla struttura del Somma - Vesuvio si sono evoluti nel tempo divenendo sempre più dettagliati. Gli studi sono rivolti, in particolare, alla definizione della profondità e delle dimensioni del serbatoio magmatico. Le conoscenze sulla struttura superficiale del vulcano sono migliorate a seguito della perforazione Agip, a scopi geotermici, nel territorio di Trecase, terminati nel marzo 1981. Il pozzo fu spinto fino ad una profondità di circa 2 km dal piano campagna mostrando l'intera sequenza vulcanoclastica del complesso vulcanico e raggiungendo il top dell'orizzonte carbonatico mesozoico. Nel 1987 Cassano e La Torre hanno interpretato la mappa di Bouger per la Piana Campana con un modello 2D lungo il profilo Acerra - Rovigliano determinando la profondità del tetto dell'orizzonte carbonatico. Nel 1996 sono iniziati i progetti Tomoves, Mareves e Broadves, che hanno fornito immagini tomografiche delle onde longitudinali del complesso vulcanico fino ad una profondità di circa 4 km (Zollo et al., 1996, Zollo et al., 2002, Lomax et al., 2001, De Natale, 2004) individuando una zona ad alta velocità al di sotto del complesso vulcanico interpretata come una struttura

a dicchi. I dati acquisiti durante tali progetti hanno inoltre individuato due possibili posizioni di un orizzonte di conversione, supposto essere il top di una camera magmatica, rispettivamente a circa 8 ed a 11 - 15 km (Zollo et al, 1996, Auger et al., 2001, De Natale et al., 2001). Nel 1999 Bruno e Rapolla hanno rielaborato i dati di indagini di sismica a riflessione acquisiti dall'Agip lungo i fianchi del Somma - Vesuvio, evidenziando un sistema di faglie profonde nel settore SE del complesso che potrebbero controllare la dinamica del vulcano. Cubellis et al. (2001) hanno pubblicato un modello gravimetrico del complesso vulcanico evidenziando, al di sotto di esso, un corpo magmatico solidificato che attraversa il basamento carbonatico. Nel 2005 Natale et al. hanno proposto modelli di onde di taglio del complesso vulcanico fino ad una profondità di 30 km per una serie di stazioni sismiche ubicate sul Vesuvio, ottenuti dall'inversione non lineare hedgehog delle curve di dispersione medie delle velocità di gruppo e di fase da 0.2 a 30 secondi. I modelli proposti mostrano due inversioni di velocità a circa 7 - 11 km ed al di sotto di 11 - 20 km, attribuibili alla presenza di materiale parzialmente fuso. Nunziata et al. (2006), propongono un modello schematico di velocità delle onde di taglio per il Vesuvio, a partire dal Mar Tirreno fino ad una profondità di 135 km. Tale modello presenta due zone parzialmente fuse rispettivamente ad 8 - 9 km ed a 20 - 25 km ed una profondità della Moho intorno a 15 - 17 km.

Gli studi geochimici sulle inclusioni fluide e fuse e sui rapporti isotopici di Belkin et al. (1985), Belkin e De Vivo (1993), Marianelli et al. (1999), Lima et al. (2003), Pappalardo et al. (2004), Piochi et al. (2006), Lima et al. (2007), hanno restituito un sistema di alimentazione del complesso vulcanico, individuando una camera magmatica più superficiale a circa 4-5 km di profondità che avrebbe originato l'attività di tipo pliniano.

Lo scopo principale di questa tesi di Dottorato è di effettuare una tomografia sismica delle onde superficiali a partire dalle curve di dispersione delle velocità di gruppo estratte mediante la Frequency - Time ANalysis (FTAN) da una serie di eventi sismici vesuviani. I dati di tomografia locale così ottenuti sono integrati con i dati tomografici regionali relativi alla cella A4, di dimensioni 1° X 1° e centrata a Sud della Penisola Sorrentina (Panza et al. 2007) per definire un modello litosferico del Somma - Vesuvio fino ad una profondità di 73 km.

Seguendo i recenti studi di Shapiro e Campillo (2004), la tesi si propone come secondo obiettivo di sperimentare il metodo di correlazione del rumore sismico tra due stazioni

che, in condizioni di campo diffuso, origina una forma d'onda differente dalla vera funzione di Green tra i due ricevitori per un fattore di ampiezza. A tal fine le registrazioni della componente verticale del moto di rumore sismico di tre stazioni accelerometriche a banda larga, ubicate al Somma – Vesuvio e nelle immediate propaggini appenniniche, sono correlate con quelle acquisite dalla stazione accelerometrica dell'Osservatorio Geofisico, sez. di Sismologia, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II". I segnali risultanti sono analizzati con la Frequency – Time ANALYSIS al fine di estrarre la curva di dispersione delle velocità di gruppo delle onde superficiali.

Capitolo 1

Inquadramento geologico, geofisico e geochimico del complesso vulcanico Somma - Vesuvio

1.1 Inquadramento geologico

Il complesso vulcanico Somma-Vesuvio è situato nel settore meridionale della Piana Campana, depressione strutturale di età Plio-Quaternaria localizzata tra il lato orientale del Mar Tirreno e la catena appenninica meridionale. Tale depressione è controllata da un sistema di faglie NW-SE/NNW-SSE e NNE-SSW/NE-SW ed è riempita da depositi sedimentari di età risalente al primo Pleistocene-Olocene. Durante il Quaternario il settore sud occidentale dell'area è stato interessato da un'intensa attività vulcanica come testimoniato dai distretti vulcanici dei Campi Flegrei, di Ischia, di Procida, del Roccamonfina e del Somma-Vesuvio (Fig. 1.1).

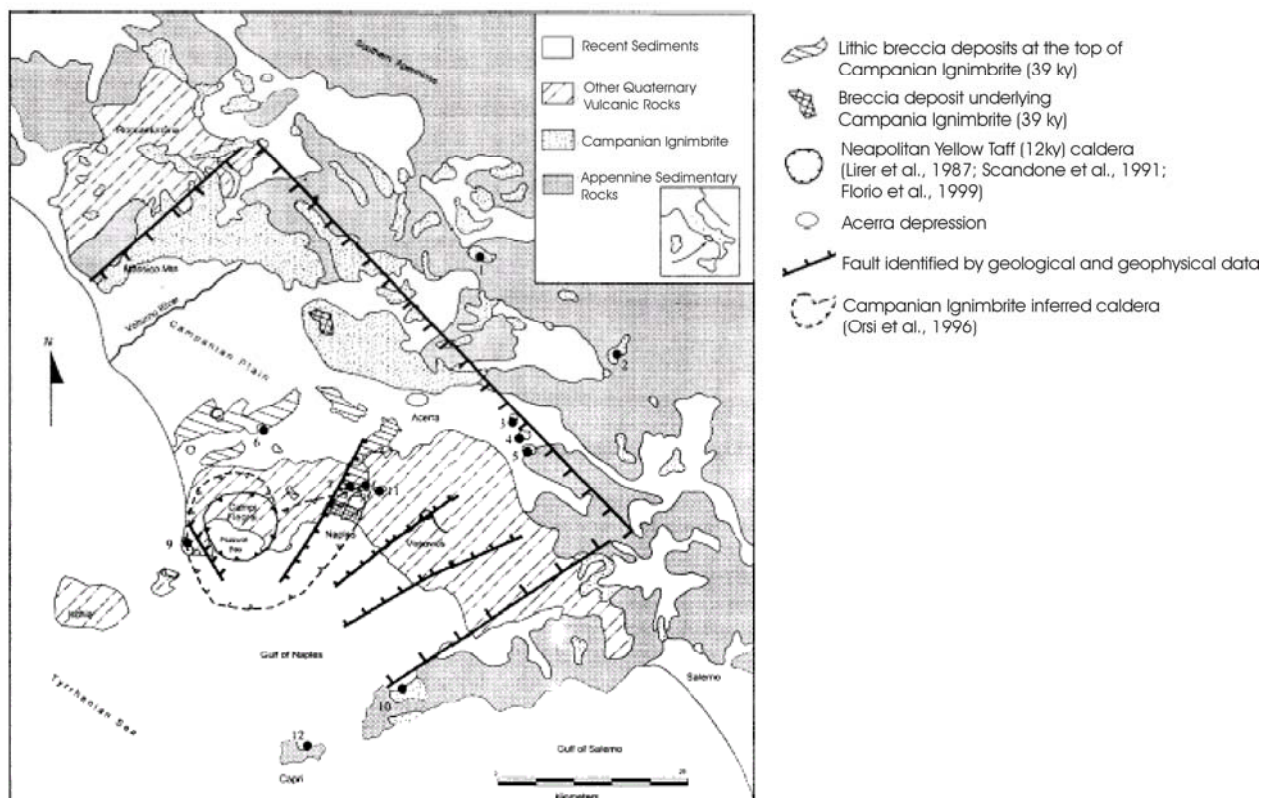


Fig. 1.1 – Carta geologica semplificata della Piana Campana (modificata da De Vivo et al., 2001)

Il Somma - Vesuvio è un vulcano composito centrale la cui attività ha inizio circa 400 ka fa (Brocchini et al., 2001). L'edificio vulcanico consiste di uno più vecchio ripetutamente collassato (Somma) ed uno più recente (Vesuvio); le due strutture sono collegate dalla valle del Gigante, uno stretto semicerchio il cui fondo è ricoperto da flussi lavici di diverse eruzioni (Fig. 1.2). Il Somma è costituito da colate laviche e da depositi minori di scorie da caduta e di flusso; il Cono del Vesuvio comprende inoltre depositi piroclastici di eruzioni pliniane e sub-pliniane.

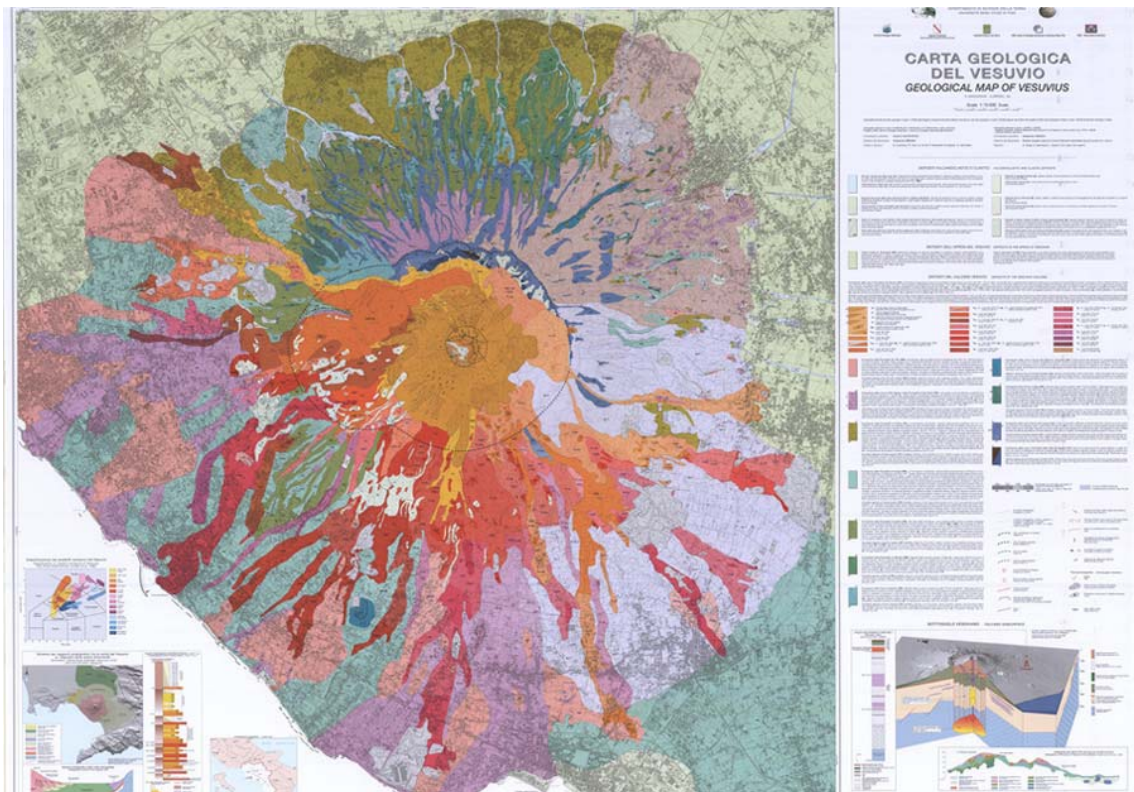


Fig. 1.2 – Carta geologica del complesso vulcanico Somma – Vesuvio(Santacroce e Sbrana, 2003).

La caldera del Somma è bordata da faglie ad anello originatesi forse durante eruzioni di tipo esplosivo; essa ha una forma ellittica il cui asse maggiore è orientato in direzione E-W. Gli orli calderici sono ben sviluppati nel settore settentrionale dell' edificio dove si presentano come pareti subverticali di altezza massima di circa 280 m; nei settori occidentali e meridionali invece gli orli calderici sono ricoperti da prodotti successivi all' evento del 1631 (Principe et al., 1987). Il Vesuvio è un tipico cono vulcanico di diametro sommitale pari a 450 m e profondità di 330 m (Cubellis et al., 2001). L'orlo del cratere mostra una notevole asimmetria presentando una maggiore acclività nel settore nord – orientale. L'attività vulcanica del complesso Somma-Vesuvio è di tipo misto; nel corso della sua esistenza si sono succedute eruzioni da effusive a pliniane.

Durante gli ultimi 20 ka, sono avvenute sette eruzioni pliniane ad intervalli di alcune migliaia di anni, l'ultima delle quali è la famosa eruzione del 79 d.C. che distrusse le città di Pompei ed Ercolano. Si calcola che ogni evento pliniano sia stato capace di produrre tra 5 e 11 km³ di materiale piroclastico, diffuso su un'area di circa 20-30000 ettari.

La storia eruttiva del complesso Somma – Vesuvio può essere distinta in tre periodi (Arnò et al. 1987). Il periodo più vecchio ed anche il più lungo è quello che precede l'eruzione di Pompei: mancano dati storici e le ricostruzioni sono state effettuate solo su base geologica. Il secondo periodo ricopre un intervallo temporale che va dal 79 d.C. al 1631: i dati storici a disposizione sono spesso incompleti, pertanto studi stratigrafici di dettaglio e datazioni radiometriche sono stati necessari per una corretta ricostruzione. Il terzo ed ultimo periodo va dal 1631 al 1944: la ricostruzione della storia eruttiva è suffragata da una omogenea e completa documentazione storica. In figura 1.3 è riportato lo schema cronostratigrafico dell'attività del Somma – Vesuvio (Santacroce e Sbrana, 2003) con l'indice di esplosività vulcanica di Newhall e Self (1982).

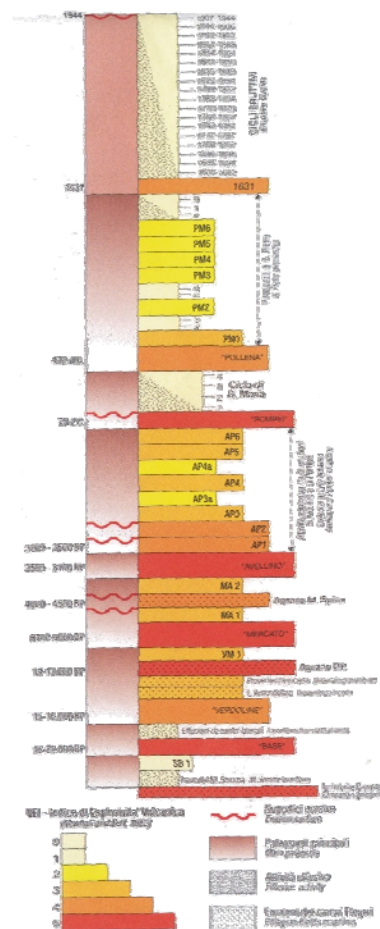


Fig. 1.3 – Schema cronostratigrafico dell'attività del Somma – Vesuvio da < 37.000 anni al 1944. E' riportato l'indice di esplosività vulcanica (Newhall e Self, 1982) (dall'ultima carta geologica al Vesuvio, Santacroce-Sbrana, 2003).

I° periodo

Eruzione pliniana di Codola (circa 25.000 anni fa)

Il deposito piroclastico associato all'eruzione di Codola è stato campionato in un pozzo vicino alla stazione di Codola. Esso consiste in un livello di pomici bianche da caduta che grada verso l'alto in un orizzonte di pomici verdi. La parte inferiore del deposito è intercalato da un livello di cenere massivo ricoperto da livelli di tufo cineritico (Alessio et al., 1978). La data di 25.000 anni deriva dalla datazione di un paleosuolo tra il deposito e la sottostante Ignimbrite Campana.

Eruzione pliniana di Sarno (circa 22.000 anni fa)

I prodotti associati a questa eruzione sono riconosciuti nella piana ad est del vulcano e consistono essenzialmente in depositi da caduta dello spessore di circa 3 m nella zona di Sarno. Datazioni radiometriche su K-feldspati danno un'età di 22.520 ± 1000 anni (Capaldi et al., 1985).

Flussi lavici del Somma (> 17000 anni fa)

Secondo la datazione effettuata su un paleosuolo sovrastante il tetto delle lave del Somma, queste sarebbero più antiche di 17.000 anni fa. Studi condotti da Bellucci (1998) mostrerebbero una superficie articolata del tetto delle lave; in particolare il settore sud-occidentale sarebbe caratterizzato da un generale aumento di pendenza e da un ribassamento del tetto delle lave.

Eruzione pliniana delle pomici di Base (circa 17.000 anni fa)

I prodotti delle eruzione delle pomici di base poggiano direttamente sulle lave del Somma e rappresentano il più vecchio deposito esposto sulle pendici del vulcano. La successione tipo, descritta nel pozzo di Lagno Amendolare, comprende tutta la sequenza pliniana (depositi da caduta, da surge e da flusso), complicata da due depositi di scorie nere. Un paleosuolo alla base della successione è stato datato circa 17.050 anni fa.

Eruzione pliniana delle pomici verdoline (circa 15.000 anni fa)

I depositi di questa eruzione interessano principalmente il settore NNO del complesso Somma-Vesuvio. Si rinviene spesso l'intera sequenza piroclastica. I depositi da caduta constano di pomici il cui colore diventa più scuro verso l'alto, con contenuto in elementi litici crescente nella parte alta del deposito. Si riconoscono due principali unità di flusso separate da un deposito da surge.

Eruzione pliniana di Lagno Amendolare (circa 11.000 anni fa)

I prodotti di questa eruzione sono stati datati 10.800 anni fa da Delibrias et al. (1979); questo evento non è considerato un tipico evento pliniano, per la relativa minore dispersione dei prodotti e per la mancanza di prodotti da surge e da flusso. I depositi infatti constano di pomice bianche da caduta che diventano più scure verso l'alto, seguiti da livelli di lapilli neri spesso mischiati a pomice bianche.

Eruzione pliniana di Mercato (circa 8.000 anni fa)

I depositi di questa eruzione constano di due livelli di pomice bianche da caduta separate da un sottile deposito da surge di taglia cineritica. Un terzo deposito di pomice da caduta, più ricco in elementi litici, si ritiene appartenga allo stesso evento.

Sono stati riconosciuti in successione verticale i prodotti da surge e da flusso piroclastico specialmente nel settore nord – orientale del vulcano.

Eruzione pliniana di Avellino (circa 3.800 anni fa)

Questo evento comprende tutta la sequenza pliniana che può essere osservata completamente vicino Ottaviano. I depositi da caduta sono molto simili a quelli dell'eruzione di Pompei; i due depositi però si distinguono in quanto a distribuzione, essendo stati controllati nella distribuzione, da differenti venti dominanti (Lirer et al., 1973). Essi consistono in pomice il cui colore va dal bianco al grigio (verso il top del deposito); tali depositi sono ampiamente distribuiti soprattutto in direzione Nord – Est dal vulcano. I depositi da surge ed i depositi da flusso invece sono distribuiti in direzione Nord – Ovest. All'eruzione di Avellino è stata attribuita l'età di 3.700-3.800 anni, in base alla datazione radiometrica effettuata su un paleosuolo alla base dei depositi (Arnò et al., 1987); l'età è confermata dal ritrovamento, in questi paleosuoli, di utensili risalenti all'Età del Bronzo.

II° periodo

Eruzione pliniana di Pompei (79 d.C.)

L'eruzione di Pompei del 79 d.C. è l'eruzione pliniana per eccellenza. L'evento consiste nell'esplosione di un volume di pomice e di ceneri (circa 3 km³ secondo Lirer et al., 1973) in un intervallo di tempo di circa 30 ore, con un tasso di emissione di 10⁴ m³/s. La

fase iniziale dell'evento, a cui sono associati i depositi da caduta, vede una colonna eruttiva alta circa 20 km (Sheridan et al., 1981). Lo stadio finale è caratterizzato da una fase, definita idromagmatica, in cui vengono disperse ceneri fini da base surge e flussi piroclastici. La completa sequenza dell'evento è stata riconosciuta ad Oplonti (Villa di Poppea). La sequenza eruttiva tipo dell'evento del 79 d.C. comprende pomici da caduta, pomici da flusso, ceneri da flusso, surge piroclastici e depositi di fango.

Eruzione di Pollena (472)

I depositi legati a questa eruzione sono stati riconosciuti sul versante nord - occidentale del Monte Somma e si distribuiscono in direzione NO verso Avellino. L'evento risale al 472 in base a misure radiometriche effettuate su carboni inclusi nei flussi piroclastici e su un paleosuolo (Arnò et al., 1987). La sequenza comprende alla base pomici da caduta di colore verde, con abbondanti frammenti litici, depositi da surge, limitati all'area vulcanica, e depositi piroclastici distribuiti principalmente nel settore NO del vulcano.

Eruzione del 1631

Ricostruzioni storiche e stratigrafiche sono state effettuate per cercare di comprendere la tipologia di evento connessa all'eruzione del 1631. Rosi e Santacroce (1984) sottolineano il carattere esplosivo dell'eruzione a cui, secondo tali autori, non sarebbero associati flussi lavici. Secondo altri autori invece (Rolandi e Russo, 1989) all'eruzione del 1631 sarebbero associati flussi lavici.

III° periodo

Attività nel periodo 1631 – 1944.

L'eruzione del 1631 lascia il Vesuvio a condotto aperto. Il periodo tra il 1631 ed il 1944, ultimo evento eruttivo, è caratterizzato da una relativa media attività stromboliana frequentemente interrotta da periodi di quiescenza mai superiori ai sette anni. Le eruzioni furono caratterizzate dall'emissione di flussi lavici, qualche volta prodotti da crateri eccentrici, accompagnati dall'emissione di bombe vulcaniche e ceneri dalla sommità del cratere. Tra le più copiose si ricorda l'eruzione eccentrica del 1760 e quella del 1794 che distrusse gran parte dell'abitato della vicina Torre del Greco.

1.2 Inquadramento geofisico del Somma-Vesuvio

Le uniche informazioni dirette sulla struttura profonda del complesso Somma - Vesuvio provengono dalla stratigrafia del sondaggio profondo realizzato dall'AGIP a Trecase nel 1981 per la ricerca geotermica (Fig. 1.4). La successione stratigrafica è costituita essenzialmente da un'alternanza di lave e depositi piroclastici per 250 m legate all'attività del Somma e del Vesuvio, poggianti direttamente su circa 150 m di tufi e tufiti, ascrivibili in parte all'Ingnimbrite campana. Seguono circa 1.100 m di alternanze di lave e sedimenti marini di età pleistocenica, 400 m di conglomerati calcarei continentali di età terziaria ed ad una profondità di circa 1.900 m dal piano campagna un basamento dolomitico mesozoico (Principe et al., 1987).

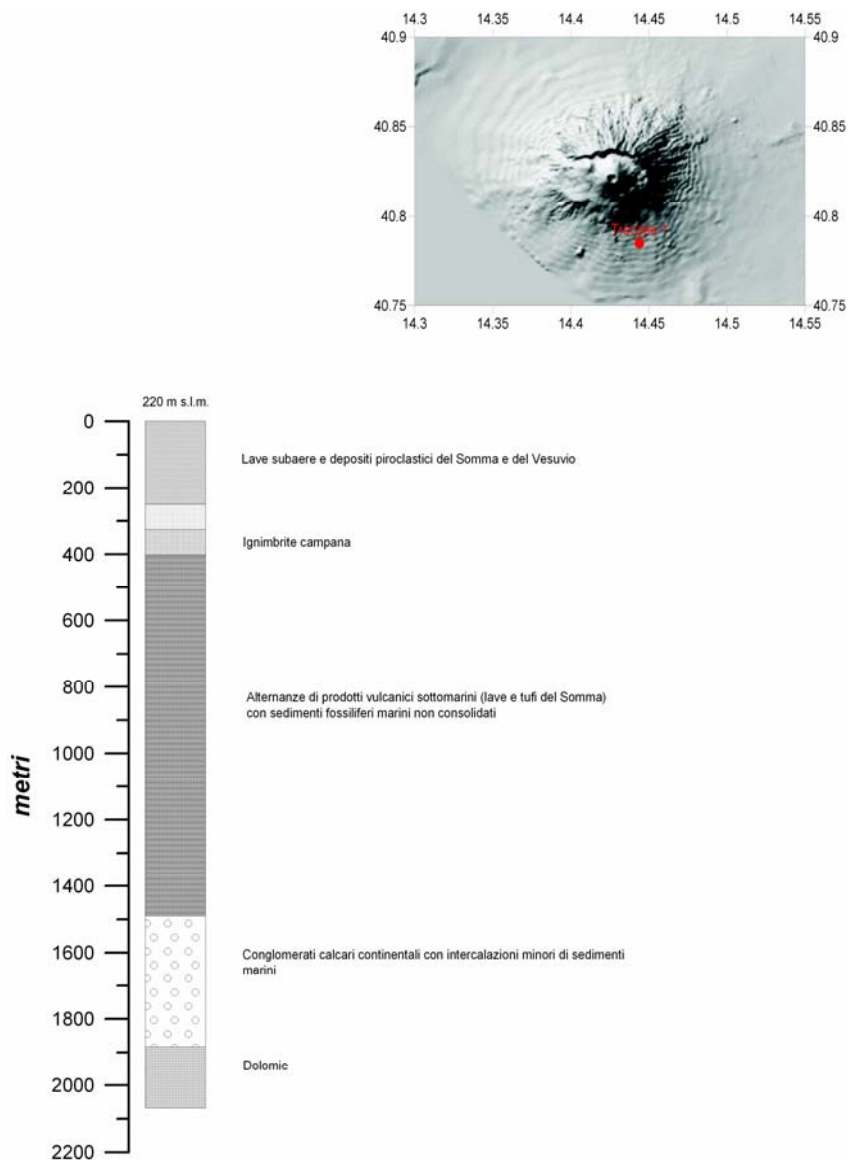


Fig. 1.4 – Ubicazione Venture e stratigrafia sintetica del pozzo Trecase 1 ($40^{\circ} 47' 07''$ N; $14^{\circ} 26' 40''$ E; quota p.c.=220 s.l.m.), realizzato dall'AGIP-ENEL Joint-Venture per ricerca geotermica tra il Novembre 1980 ed il Marzo 1981.

Diversi studi sono stati eseguiti per delineare l'andamento del basamento carbonatico nonché la localizzazione e le dimensioni della camera magmatica. Nel 1987 Cassano e La Torre hanno pubblicato la carta delle anomalie di Bouguer per la Piana Campana (Fig. 1.5 a). I valori delle anomalie di Bouguer sono riferiti al basamento carbonatico che nelle zone affioranti (penisola Sorrentina, Appennino) coincidono con valori di anomalia positiva. I valori di anomalia negativa indicano delle zone di graben, ribassate da sistemi di faglie. Il sistema Somma – Vesuvio è collocato in una zona di minimo gravimetrico non molto intenso, tra il graben di Acerra e quello di Pompei contraddistinti entrambi da gradienti gravimetrici marcati e da anomalie negative molto estese. In figura 1.5 b è riportato il profilo gravimetrico e la sezione interpretativa tra Acerra e Rovigliano; si può notare l'articolazione del basamento carbonatico al di sotto del Vesuvio con profondità media di circa 2 km.

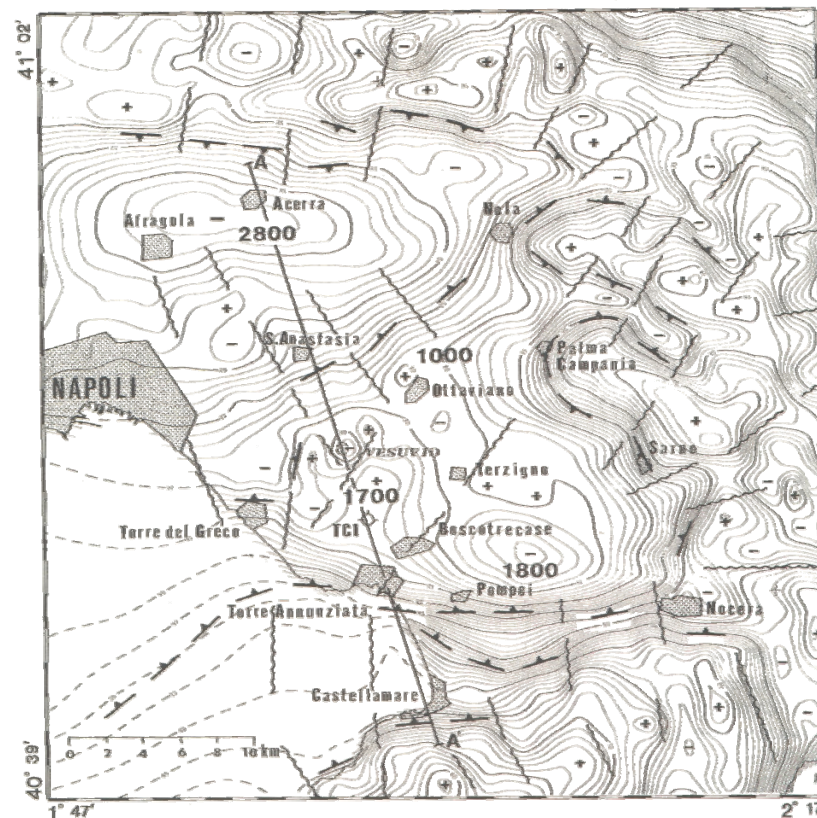


Fig. 1.5 a – *Mapa delle anomalie di Bouguer – isolinee = 1 mgal; densità media = 2.3 g/cm³; segmenti con triangoli = faglie o contatti; linee ondulate = discontinuità gravimetriche; A-A' = traccia del profilo gravimetrico e della sezione interpretativa Acerra – Rovigliano (da Cassano e La Torre, 1987).*

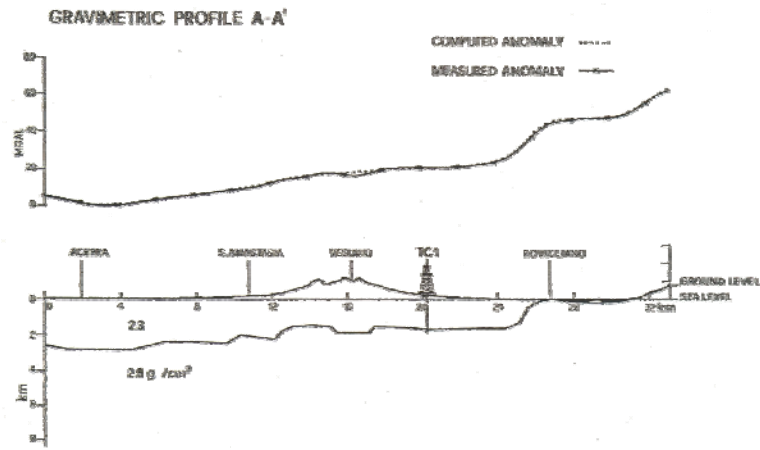


Fig. 1.5 b – Interpretazione 2D dell'anomalie gravimetriche di Bouguer lungo la sezione Acerra – Rovigliano (da Cassano e La Torre, 1987).

Cubellis et alii (2001), sulla base di dati di letteratura e di un nuovo profilo gravimetrico costiero da Napoli a Castellamare di Stabia, hanno studiato le anomalie residue al fine di definire le strutture più superficiali del Somma – Vesuvio. Un minimo gravimetrico è posizionato nel settore orientale del complesso; gli autori hanno elaborato un modello 2½ D analizzando l'andamento delle anomalie per due profili di direzione rispettivamente WNW – ESE e NNE – SSW e passanti per il minimo summenzionato (Fig. 1.6).

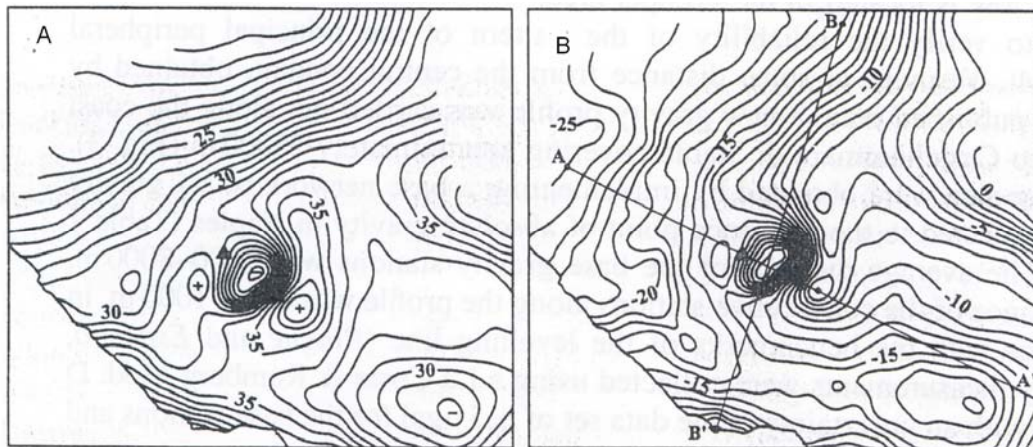


Fig. 1.6 – Anomalie di Bouguer (A) ed anomalie residue (B); sono anche mostrati i due profili lungo i quali sono state interpretate le anomalie residue (da Cubellis et al., 2001).

Il modello interpretativo delle anomalie residue (Fig. 1.7) può essere schematizzato come una struttura crostale con uno strato vulcanoclastico di spessore variabile con densità pari a 2.3 Mg/m³, poggiante su un bedrock carbonatico con densità pari a 2.6 Mg/m³. Sotto il complesso vulcanico il modello è complicato da un corpo che si

estende dal livello del mare fino a circa 2 km con densità pari a 2.1 Mg/m^3 poggiante su un corpo di densità pari a 2.4 Mg/m^3 . Questo modello può essere interpretato come un sistema magmatico in risalita lungo l'asse del vulcano.

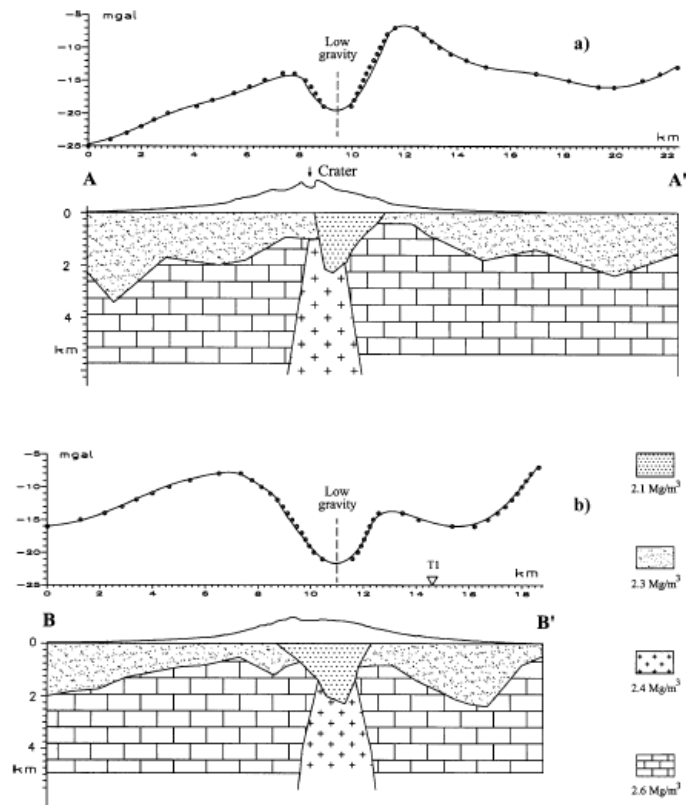


Fig. 1.7 – Modello strutturale ottenuto dall'interpretazione delle anomalie residue lungo i profili AA' e BB'.
(da Cubellis et al., 2001).

I dati provenienti dall'indagine di sismica a riflessione condotta lungo i fianchi del Somma – Vesuvio dall'AGIP sono stati analizzati da Bruno e Rapolla (1999). Le principali caratteristiche strutturali rilevate dall'indagine sono riportate in figura 1.8. Sistemi di faglie Plio-Quaternarie interessano tutta l'area vulcanica; secondo gli autori alcune di queste faglie con direzione E – W e NW – SE, visibili nel settore SE, attraverserebbero l'edificio vulcanico in profondità e potrebbero avere influenza sull'attività vulcanica futura. Sono state ritrovate evidenze di una superficie di rottura, interpretata come un vecchio collasso laterale che coinvolge la parte sud – occidentale del monte Somma (orlo calderico del Somma). Evidenze di un sistema di faglie ad anello sono state trovate nei settori nord – occidentali, nord – orientali e sud orientali della Piana Campana intorno al complesso vulcanico; all'interno di questa area riflettori

articolati sono stati interpretati come dicchi superficiali e crateri sepolti, localizzati nei settori nord – orientali e sud – orientali.

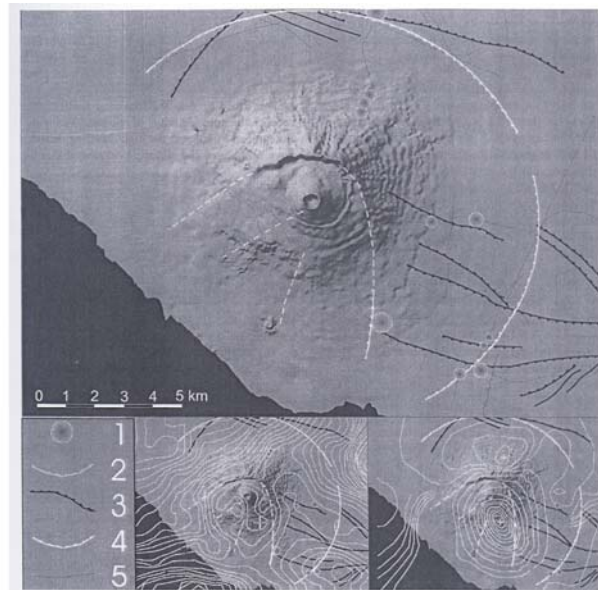


Fig. 1.8 – Principali elementi strutturali del complesso Somma – Vesuvio evidenziati dall'indagine di sismica a riflessione. 1) dicchi e bocche sepolte; 2) faglie ad anello rinvenute nella Piana Campana; 3) faglie tettoniche post-Mioceniche; 4) faglie delimitanti l'area di collasso del settore sud – occidentale del complesso; 5) lineamenti sismici. In basso sono mostrate le mappe gravimetriche e magnetiche dell'area (da Cassano e La Torre , 1987) (da Bruno e Rapolla, 1999).

Agli inizi degli anni '90 vede la luce il progetto TOMOVES, esperimento di tomografia sismica basato sull'acquisizione di segnali secondo una geometria radiale con centro nell'apparato vulcanico. I risultati del progetto hanno permesso di definire la struttura del Somma – Vesuvio fino a 4-5 Km di profondità .

Il progetto inizia nel 1994 con una fase preliminare che vide il posizionamento di stazioni sismiche lungo un profilo di direzione appenninica indicato, in figura 1.9 con la lettera S ; in quella occasione furono fatte esplodere in profondità tre grosse cariche .

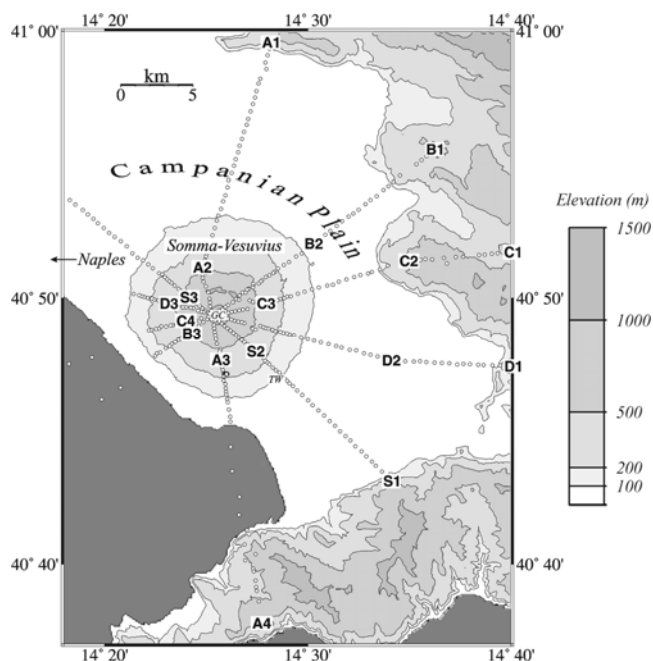


Fig. 1.9 – Mappa topografica del Somma – Vesuvio ed ubicazione dei profili TOMOVES. Con la lettera S è indicato il profilo preliminare del 1994 mentre con le lettere da A – D sono indicati i profili del 1996; con la simbologia A1, A2, ecc. sono indicate le ubicazioni delle sorgenti (da Lomax et al., 2001).

Zollo et al. nel 1996 pubblicano il primo modello 2D di velocità di onde P fino a circa 3.5 - 4 km di profondità (Fig. 1.10) invertendo i dati ottenuti dal profilo S ed i tempi di arrivo di una serie di terremoti vesuviani; tale modello presenta velocità delle onde P inferiori a 2.5 km/s per i primi 300 – 500 m ed un corpo ad alta velocità al di sotto della caldera del Somma con $V_p = 3.5 - 4$ km/s interpretato come una struttura a dicchi solidificati.

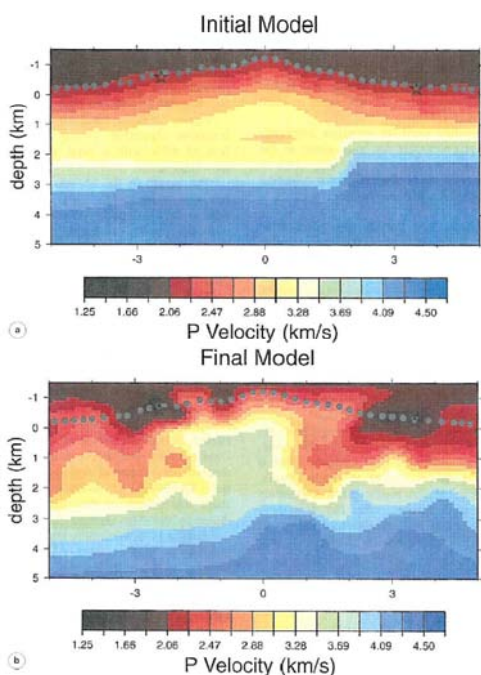


Fig. 1.10 – Modello 2D ottenuto invertendo i segnali acquisiti dal profilo preliminare del 1994 ed una serie di terremoti vesuviani; (a) modello iniziale desunto da dati gravimetrici e dalla stratigrafia del pozzo Trecase 1; (b) modello finale ottenuto dall'inversione (da Zollo et alii, 1996).

Nel 2000 i segnali acquisiti lungo i diversi profili previsti nel progetto TOMOVES, furono analizzati da De Matteis et al. mediante inversione τ -p ottenendo profili 1D di velocità delle onde longitudinali. In figura 1.11 sono mostrati i modelli ottenuti, caratterizzati da un' effetto di eterogeneità laterale. I modelli 1D del settore NO presentano velocità di onde P di circa 1 km/s maggiore rispetto al settore SE, in buon accordo con la regione superficiale ad alta velocità identificata nel modello 2D di Zollo (1996), interpretata come una struttura a dicchi solidificati (circa 4 – 5 km/s). La profondità del top carbonatico al di sotto del complesso Somma – Vesuvio è stata calcolata a circa 1.3 – 1.6 km sotto il livello del mare.

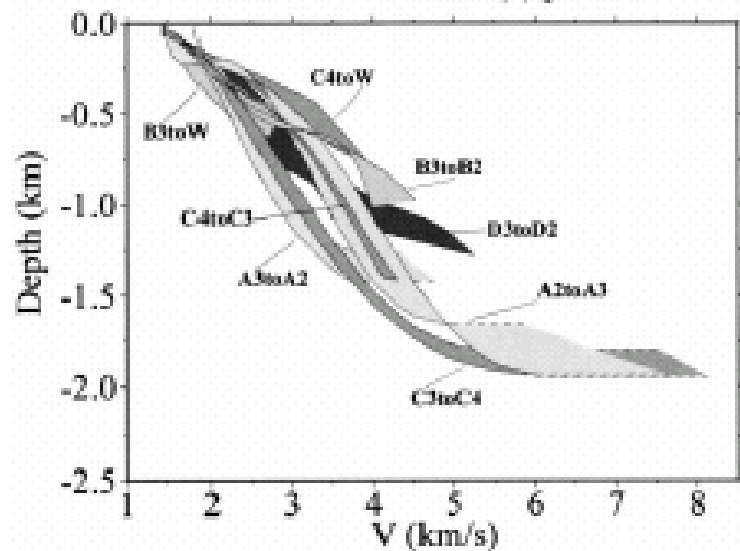


Fig. 1.11 – Modelli di velocità 1D per il complesso Somma – Vesuvio (da De Matteis et al., 2000) relativi ad i profili eseguiti durante il progetto TOMOVES.

Nel 2001 viene presentata una rivisitazione del modello 2D di Zollo et al. (1996) basata su un approccio bayesiano (fig. 1.12). Le strutture superficiali presentano una V_p fortemente variabile tra 1.5 e 6 km/s. Un incremento di velocità (da 3 - 4 km/s a 6 km/s) è osservato a profondità comprese tra poche centinaia di metri fino a 3 - 4 km; a circa 2 – 3 km infatti si può osservare un forte incremento delle velocità che, in accordo con la stratigrafia di Trecase (Principe et al., 1987) e con le misure di laboratorio (Bernard e Zamora, 2000), corrisponderebbe al top del basamento carbonatico . Nel modello 2D è possibile notare l'articolazione del basamento carbonatico, in accordo con le interpretazione di Cassano e La Torre (1987). Nella sezione sono evidenti due strutture a graben che fiancheggiano il complesso Somma – Vesuvio interpretabili come il graben di Acerra e di Pompei.

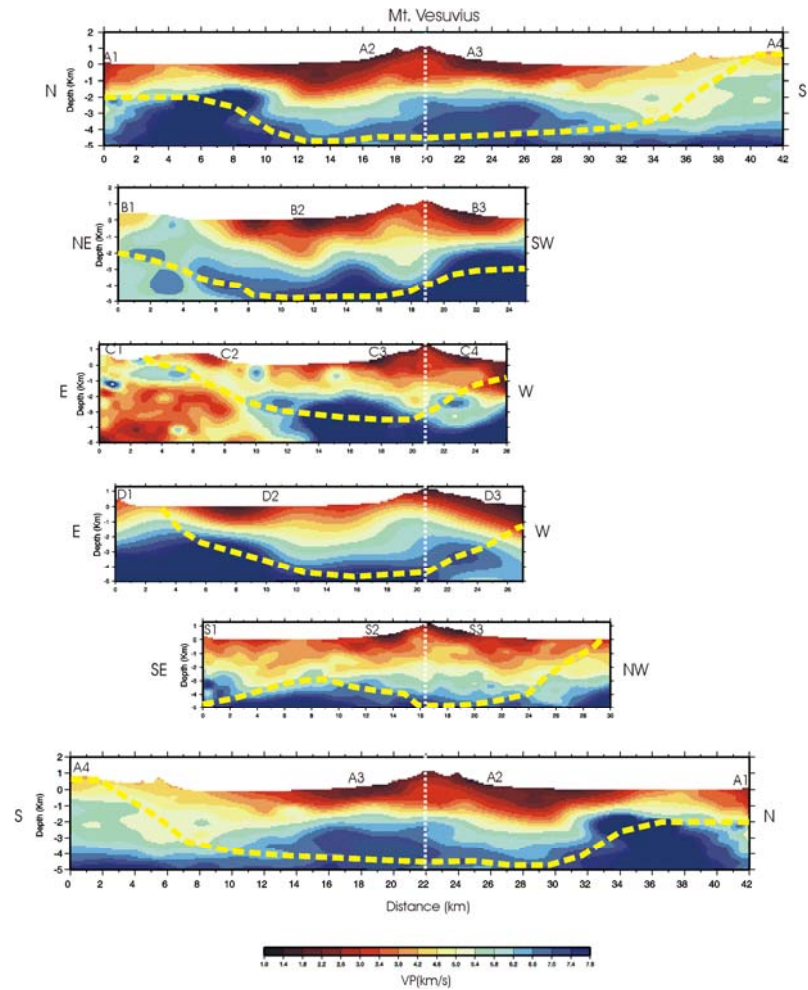


Fig. 1.12 – Modello 2D ottenuto da Zollo et al. (2002). Sono i modelli 2D relativi ai profili A,B,C,D,S. La linea tratteggiata indica il limite dell'area di migliore risoluzione (da Zollo et al., 2002).

Un ulteriore contributo è stato fornito da Lomax et al. nel 2001 con un modello 3D ottenuto interpolando le sezioni 2D di Zollo et al. (2002) (Fig. 1.13), in cui sono stati ricollocati una serie di ipocentri di terremoti vesuviani, che secondo tale modello si collocano tra 1 – 3.5 km al di sotto del livello del mare, contro i 2 – 6 km dei modelli precedenti. La profondità ipocentrale media sarebbe concentrata nei primi 2 km del basamento carbonatico Mesozoico. Tali variazioni rispetto ai precedenti modelli sono imputabili ad un rapporto $V_p/V_s = 1.90$ che produce residui medi minori ad ogni stazione, rispetto al valore di 1.76 in genere assunto.

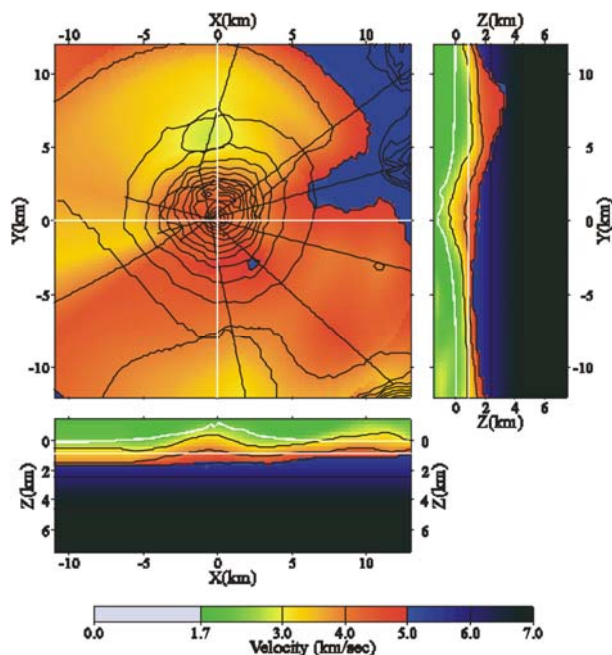


Fig. 1.13 – Sezione orizzontale del modello 3D ottenuto da Lomax et al. (2001) attraverso il Gran Cono e sezioni verticali N-S e E-O.

Nel 1997 fu realizzato il progetto MAREVES durante il quale fu realizzato un array di 25 stazioni a tre componenti localizzate sull'edificio vulcanico e sulle propaggini appenniniche. Le sorgenti sismiche impiegate furono cariche di aria compressa fatte scoppiare da una nave ancorata nel Golfo di Napoli. Le tracce acquisite mostravano una fase ritardata con grande ampiezza (*large-amplitude late arrival phase* – LALA) più energetica sulle componenti orizzontali del moto interpretata come una P converta in S sul top di uno strato a bassa velocità. I dati del profilo F che attraversava il vulcano sono stati analizzati con la tecnica 2D di migrazione della profondità (Auger et al., 2001). I risultati mostrano il top di una zona a bassa velocità a circa 8 km di profondità (Fig. 1.14) interpretata come una camera magmatica.

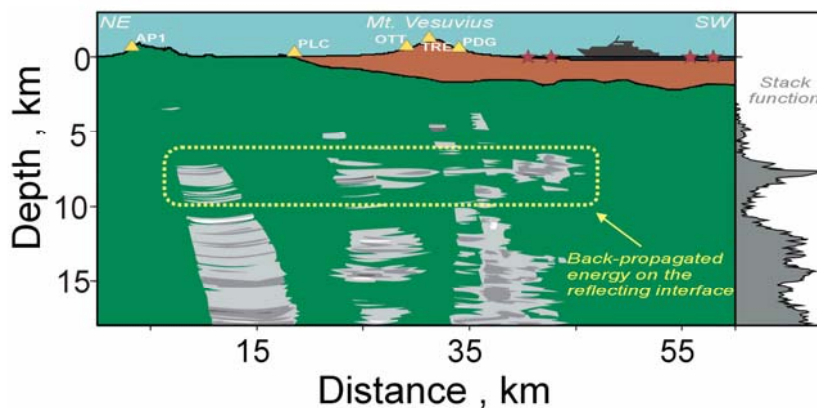


Fig. 1.14 – Migrazioni PP e PS per gli scoppi del profilo F alle stazioni PDG, TRE, OTT, PLC e API. Sull'immagine migrata è evidente un incremento di energia a circa 8 km di profondità meglio evidenziato dalla funzione di stacking (a sinistra) (da Auger et al., 2001).

Nel 2001 De Gori et al. propongono un modello tomografico di onde P fino ad una profondità di 285 km (Fig. 1.15) ottenuta analizzando telesismi registrati dalle stazioni della Rete Simica Nazionale ubicate nel settore meridionale della penisola italiana e da quelle temporanee installate nell'area campana durante il progetto BROADVES, iniziato nel 1996. In particolare anomalie negative si rinvengono tra i 15 – 35 km di profondità sotto i complessi vulcanici del Somma – Vesuvio e del Roccamonfina. Tali anomalie sono ancora evidenti ma meno pronunciate tra i 35 – 65 km.

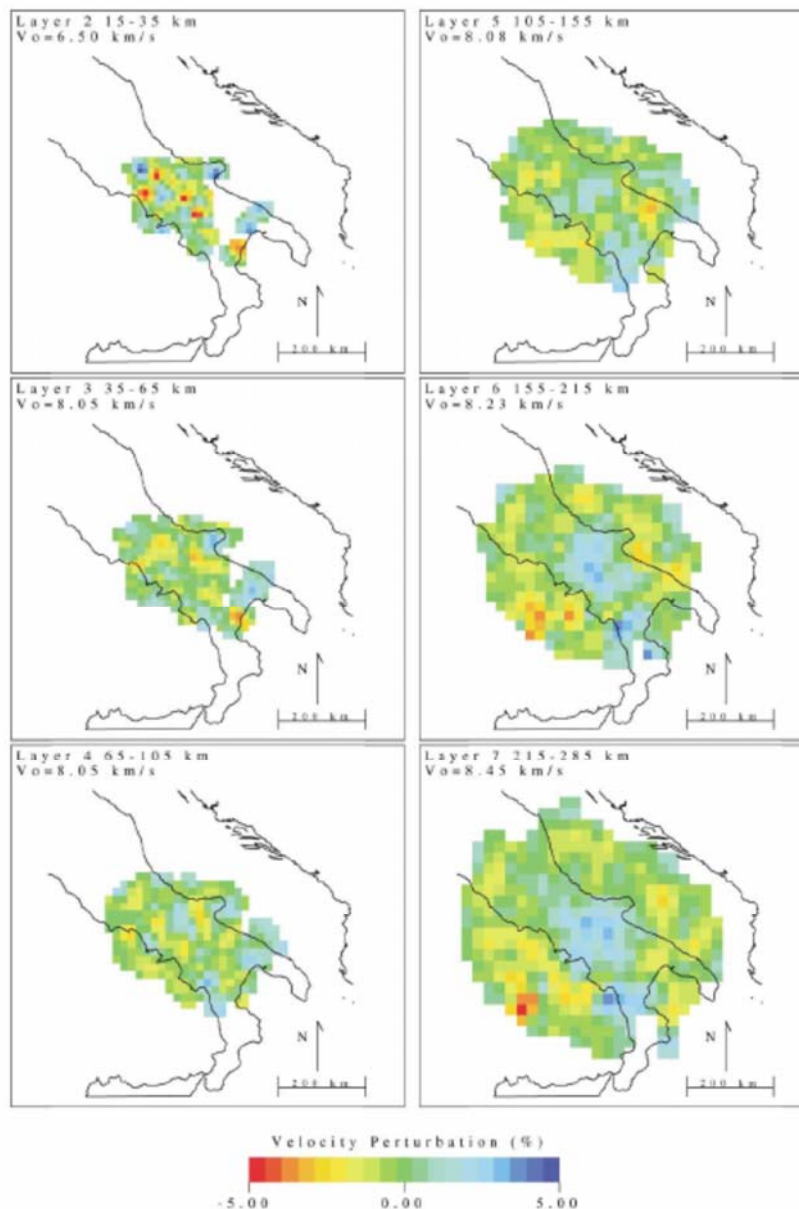


Fig. 1.15 – Modello tomografico di perturbazione di velocità di onde P proposto da De Gori et al. (2001) fino ad una profondità di 285 km. Tra i 5 – 15 km sono evidenti anomalie negative al di sotto dei complessi vulcanici del Somma – Vesuvio e del Roccamonfina. Tali anomalie, meno pronunciate, sono ancora visibili tra i 35 km ed i 65 km.

Dai telesismi registrati durante il progetto BOADVES De Natale et al. (2001) hanno riconosciuto una conversione P – SV, molto evidente sulle componenti orizzontali del moto. Al Somma – Vesuvio la fase conversa mostra un ritardo rispetto al primo arrivo di circa 2 s. Tale ritardo determina una profondità della superficie di discontinuità a 12 – 15 km considerando il modello di velocità desunto dalla tomografia 3D ed un rapporto $V_p/V_s = 1.8$. Secondo gli autori la conversione si originerebbe su un corpo magmatico di piccole dimensioni (Fig. 1.16).

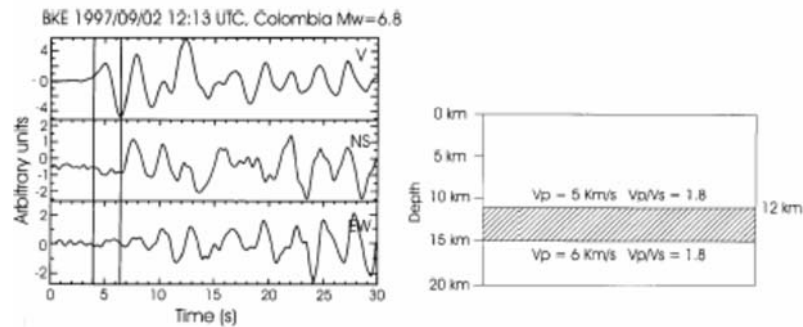


Fig. 1.16 – Evento del 1997/09/02 12:13 UTC Colombia Mw = 6.8 registrato alla stazione BKE (Bunker Est). Il primo arrivo e la conversa P-SV sono ritardati di circa 2 s. A sinistra è riportato l'intervallo di profondità (12 – 15 km) dell'orizzonte di conversione (da De Natale et al., 2001).

Tra il 2001 ed il 2004 De Natale et al. hanno proposto un'immagine tomografica di onde P per il complesso vulcanico, fino ad una profondità di 5 km (Fig. 1.17). Il data set è costituito da 3892 tracce, registrate dalla rete sismica dell'Osservatorio Vesuviano, di 394 eventi sismici locali e dalle registrazioni del progetto TOMOVES. Nel modello presentato è evidente un netto contrasto di velocità tra la parte centrale dell'edificio vulcanico rispetto alle zone laterali, fino ad una profondità di 3 km.

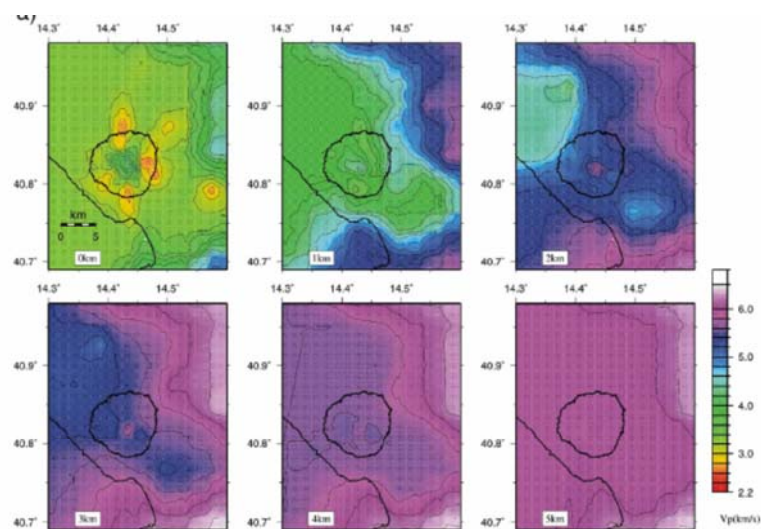


Fig. 1.17 – Modello 3D di onde P per il Somma – Vesuvio proposto da De Natale et al. (2004) da 0 – 5 km. Tra 0 – 3 km di profondità è evidente un contrasto di velocità tra la zona centrale dell'edificio vulcanico e quelle laterali.

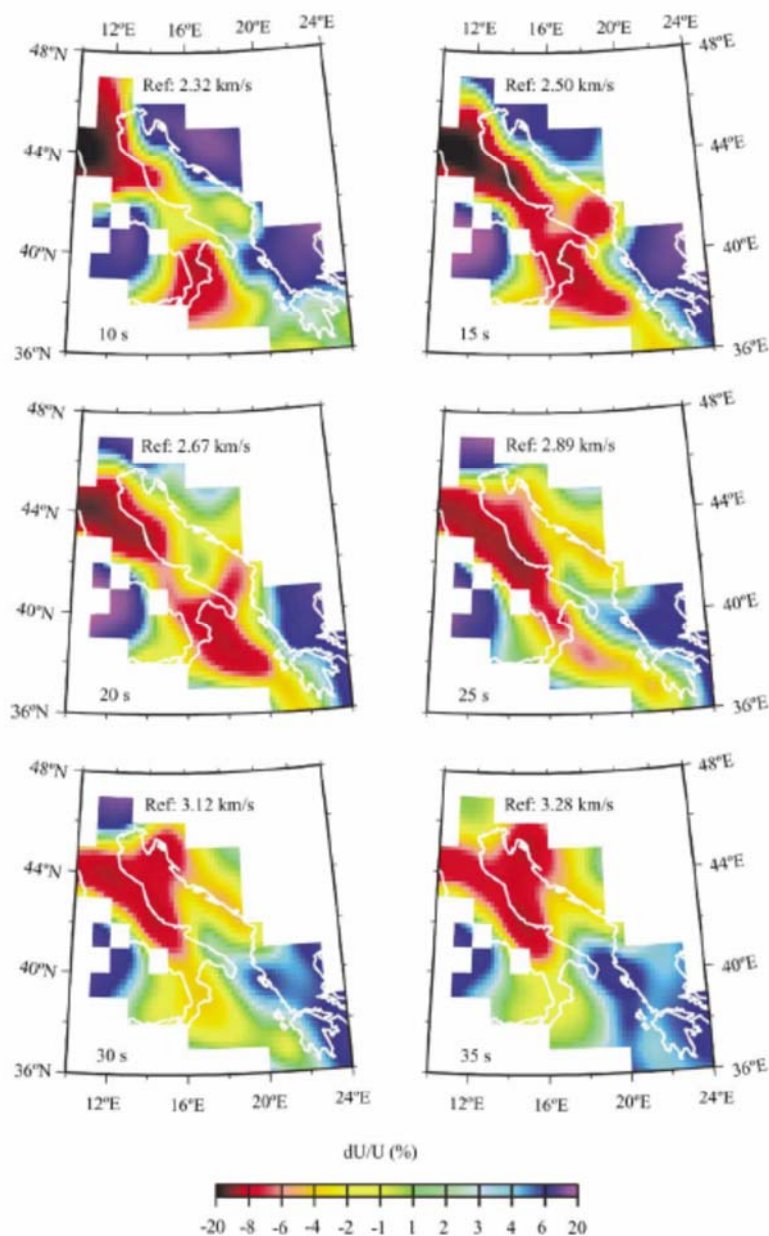


Fig. 1.18 – Mappe tomografiche variazione relativa delle velocità di gruppo calcolate per i periodi da 10 – 35 s, elaborate per la penisola italiana da Pontevivo e Panza (2002).

Nel 2002 Pontevivo e Panza hanno elaborato una tomografia sismica delle onde superficiali per tutto il territorio italiano utilizzando le curve di dispersione delle velocità di gruppo, estratte mediante la Frequency – Time ANalysis da un set di terremoti localizzati nella penisola italiana e nelle aree limitrofe (Fig. 1.18). Sono state calcolate mappe di distribuzione di variazione relativa delle velocità di gruppo per i periodi da 10 – 35 s, per tutto il territorio nazionale, discretizzato in una griglia a maglie quadrate con passo di $1^\circ \times 1^\circ$. La regionalizzazione delle celle di calcolo delle mappe tomografiche ha consentito l'identificazione di sette zone omogenee per le quali, mediante l'inversione non lineare hedgehog delle curve di dispersione medie, gli autori hanno ottenuto modelli di velocità delle onde di taglio fino a 60 km.

Nel 2004 Panza et al., a partire dallo studio di Pontevivo e Panza (2002) propongono un modello 1D di velocità delle onde di taglio fino a circa 350 km per la Cella A4 di dimensioni $1^\circ \times 1^\circ$, con centro a Sud della Penisola Sorrentina (lat. 40.50° N, long. 14.50° E), contenente i distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma – Vesuvio (Fig. 1.19). Nel modello è presente un'accentuata inversione di velocità a i 5 – 15 km di profondità.

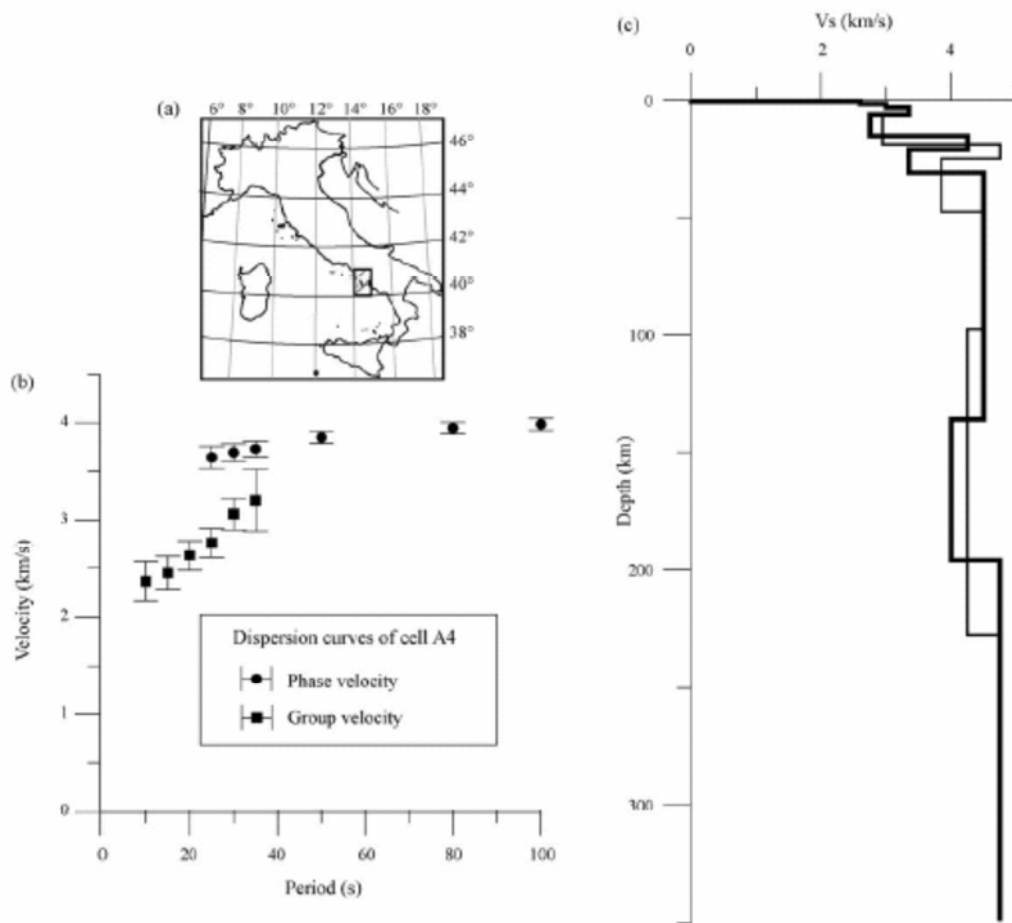


Fig. 1.19 – Curve di dispersione medie delle velocità di fase e di gruppo (b) ottenute per la cella A4 (a) contenente i complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma - Vesuvio e modello di terra 1D di velocità delle onde di taglio ottenuto mediante l'inversione non lineare hedgehog (Panza et al., 2004).

Natale et al. (2005) hanno proposto un modello crostale di velocità delle onde di taglio per il complesso vulcanico Somma - Vesuvio fino ad una profondità di 30 km, ottenuto dall'inversione non lineare congiunta delle curve di dispersione medie del modo

fondamentale dell'onda di Rayleigh estratte mediante metodologia FTAN (Frequency – Time Analysis) da eventi vesuviani registrati dalla rete sismica mobile dell'Osservatorio Vesuviano e della curva di dispersione media di velocità di fase e di gruppo tra 10 e 100 s relativa alla cella A4 della tomografia sismica calcolata per la penisola italiana (Panza et al., 2004). Le principali caratteristiche dei modelli proposti (Fig. 1.20) sono: una copertura superficiale con $V_s < 2.2$ km/s tipiche di tufi; una prima discontinuità con velocità da 2.3 a 3.3 km/s ad una profondità di 1.55-3 km, interpretabile come il top del basamento carbonatico; uno strato tra i 3-6 km con V_s di 3.40 – 3.60 km/s attribuibile ad un corpo lavico oppure a calcari compatti; un inversione di velocità a circa 7-11 km con V_s variabili da 2.35 a 3.05 km/s interpretabile come rocce parzialmente fuse; uno strato a circa 11-20 km di profondità con valori di V_s compresi tra 3.65 e 4.25 km/s associabile a melange crostale od a materiale mantellico al di sotto del quale giace uno strato con V_s comprese tra 3.05 e 3.35 km/s, interpretato come materiale mantellico parzialmente fuso.

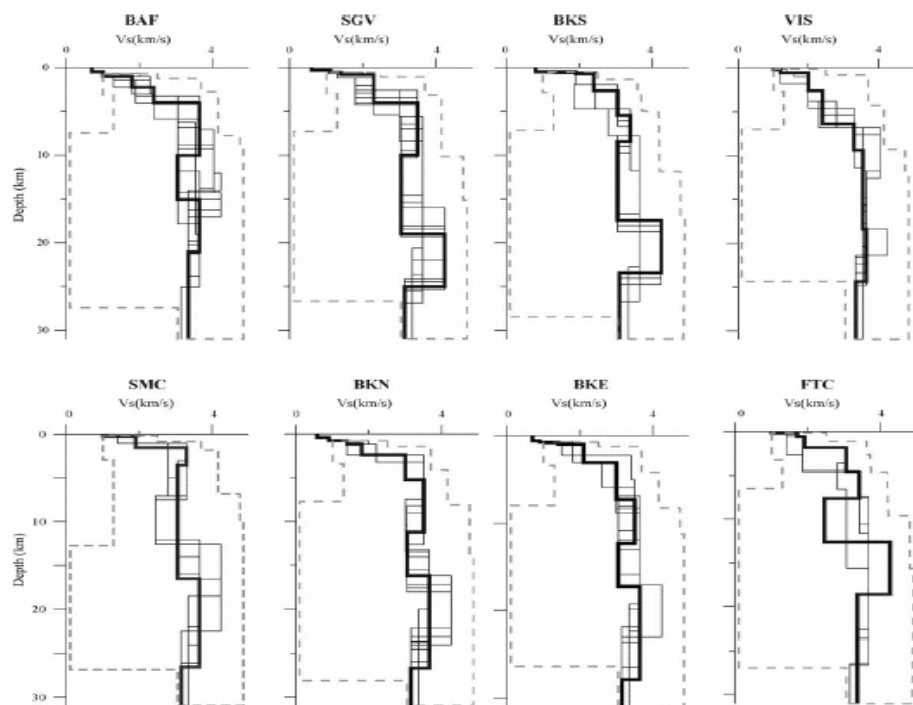


Fig. 1.20 – Modelli crostali di velocità delle onde di taglio ottenuti dall'inversione non lineare hedgehog delle velocità di gruppo ($T = 0.3 - 35$ s) e di fase ($T = 25 - 100$ s). In nero è indicata la soluzione scelta per ogni stazione; le linee tratteggiate delimitano lo spazio dei parametri (velocità delle onde di taglio - spessori) investigato (da Natale et al., 2005).

Gli autori propongono anche un modello medio per le stazioni site sul cono del complesso vulcanico (BAF, BKN, BKS, BKE, SGV) (Fig. 1.21) utilizzabile nelle localizzazioni di eventi sismici locali. Nunziata et al. (2006), a partire dai modelli medi

di velocità delle onde di taglio e dei dati relativi all'intervallo di periodi per le velocità di gruppo e di fase di Natale et al. (2006), impongono nell'inversione non lineare della curva media di dispersione, come informazione a priori il valore di 1.0 km/s per la discontinuità a 8 km di profondità, interpretabile come uno strato parzialmente fuso. Il risultato dell'inversione indica uno strato a bassa velocità di spessore tra 0.050 – 0.350 km che essendo troppo piccolo non può essere risolto nell'inversione non lineare senza informazioni a priori.

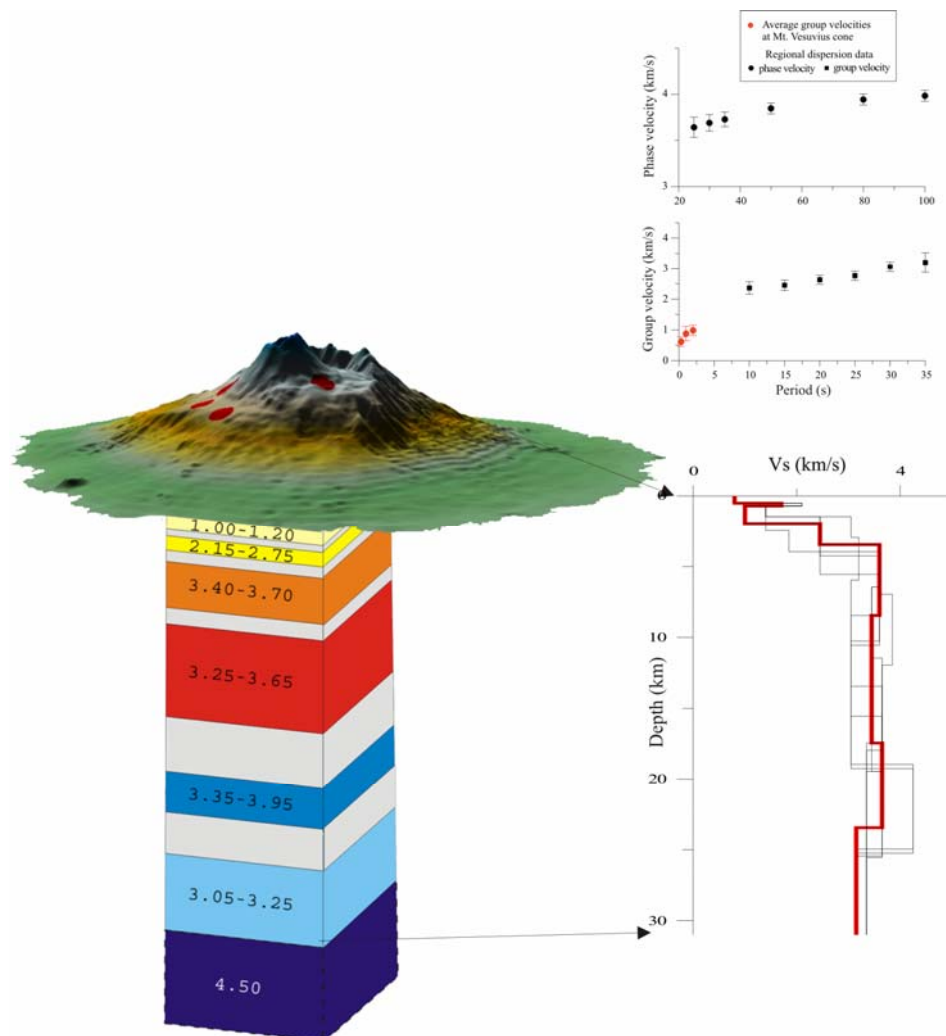


Fig. 1.21 – Modello medio di onde di taglio al Vesuvio (Natale et al., 2006) per le stazioni OV – INGV ubicate sul cono dell'edificio vulcanico (BAF, BKN, BKS, BKE, SGV), ottenute dall'inversione non lineare delle velocità medie di gruppo ($T = 0.3 - 35$ s) e di fase (25 – 100 s). In rosso è indicata la soluzione scelta del set di soluzioni. Il colore grigio indica i limiti tra gli strati interpretabili come zone di transizione; i gruppi di numeri indicano l'intervallo di V_s in km/s.

Gli autori propongono un modello schematico di crosta e di mantello superiore al Vesuvio a partire dal Mar Tirreno fino ad una profondità di 135 km (Fig. 1.22). Il modello presenta due strati a bassa velocità, il primo dei quali a circa 8 - 9 km mentre il

secondo con profondità variabile da Ovest a Est da circa 20 km a 25 km sotto il livello del mare. La profondità della Moho è variabile tra i 15 ed i 17 km.

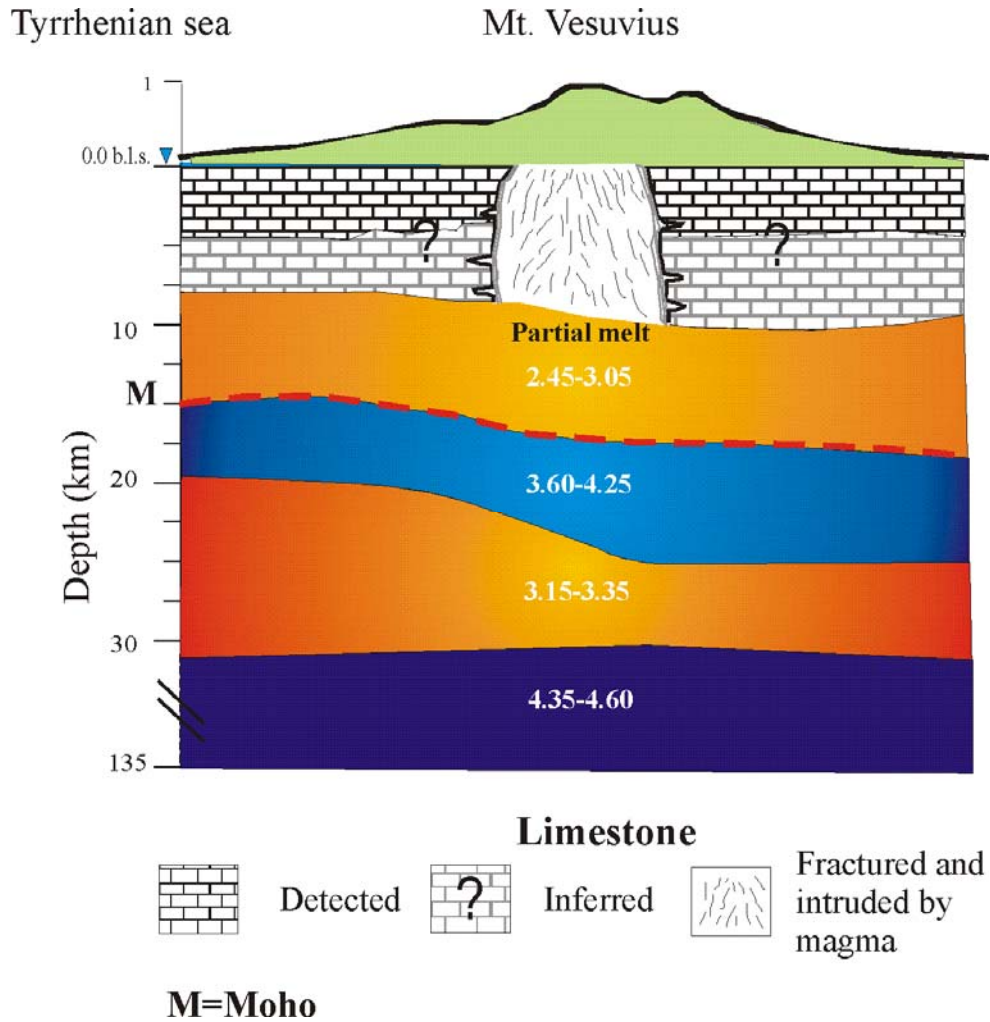


Fig. 1.22 – Modello schematico di crosta e mantello superiore al Vesuvio proposto da Nunziata et al. (2006). Sono indicati i range di V_s (km/s) di ogni strato. La profondità della Moho è indicata dalla linea tratteggiata rossa.

Nel 2007 Panza et al., hanno implementato il data set analizzato da Pontevivo e Panza (2002) ed hanno elaborato una nuova tomografia sismica con le onde superficiali per il territorio italiano, discretizzato in celle di dimensioni $1^\circ \times 1^\circ$, al fine di definire per ogni cella, modelli litosferici di onde di taglio fino ad una profondità di circa 350 km attraverso l'inversione non lineare hedgehog delle curve di dispersione medie delle velocità di fase e di gruppo. Le mappe tomografiche sono state calcolate nell'intervallo di periodi compreso tra 7 – 80 s mentre periodi maggiori, fino a 150 s, sono stati desunti dagli studi di tomografia globale di Ritzwoller e Levshin (1998) e di Shapiro e Ritzwoller (2002) (Fig. 1.23).

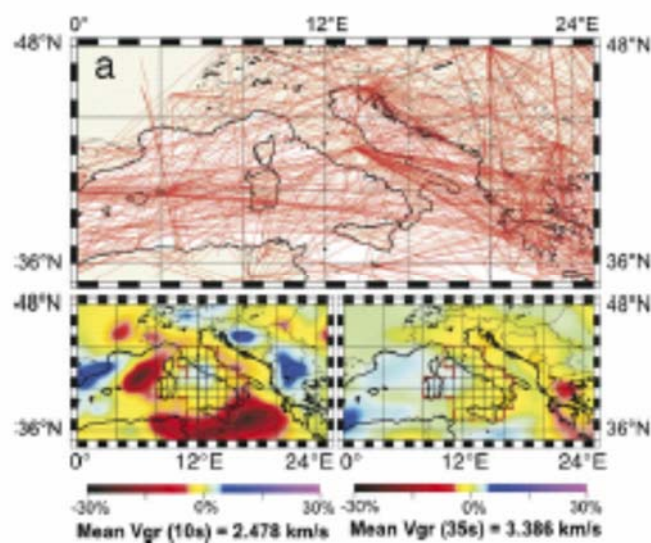


Fig. 1.23 – Distribuzione dei raggi sismici del data set di Panza et al., 2007. In basso sono proposte le mappe tomografiche di variazione relativa delle velocità di gruppo calcolate ai periodi $T=10$ s e $T=35$ s per la penisola italiana e le aree limitrofe (da Panza et al. 2007).

Gli autori propongono per la Cella A4, contenente i complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma – Vesuvio, un modello di velocità delle onde di taglio in cui lo spessore crostale è di circa 23 km, al di sotto del quale si rinviene un cuneo mantellico, con V_s di circa 4.2 km/s, sovrastante un corpo con onde di taglio comprese nel range 4.20 – 4.60 km/s interpretabile come lo slab Ionio-Adriatico subdotto (Fig. 1.24 -1.25). Nel modello proposto è presente inoltre un'accentuata inversione di velocità a 6 – 11 km di profondità, attribuibile a materiale parzialmente fuso.

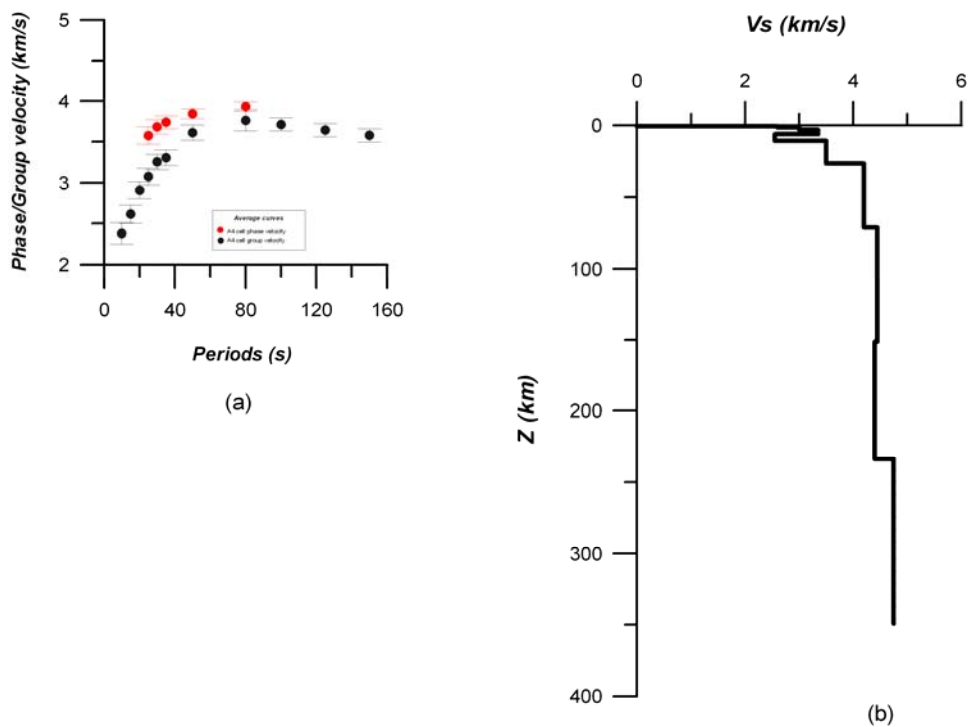


Fig. 1.24 – Curve di dispersione medie delle velocità di fase e di gruppo (a) ottenute per la cella A4, contenente i complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma - Vesuvio e modello di terra 1D di velocità delle onde di taglio (b) ottenuto mediante l'inversione non lineare hedgehog (Panza et al., 2007).

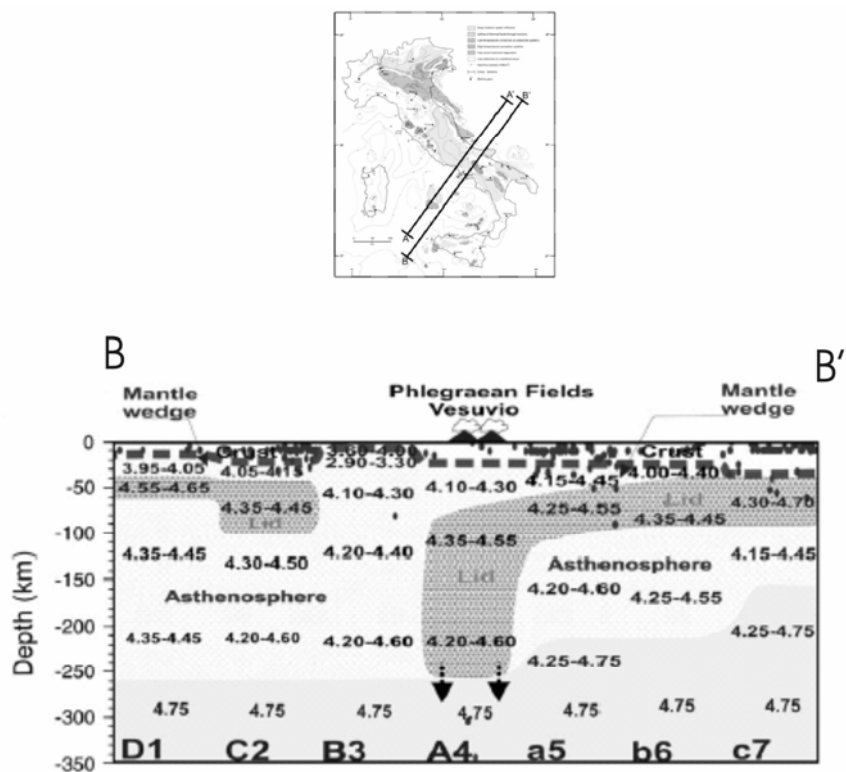


Fig. 1.25 – Sezione interpretativa B- B' costituita dai modelli medi di velocità delle onde di taglio delle singole celle (D1, C2, B3, A4, a5, b6, c7) (da Panza et al., 2007).

1.3 Inquadramento geochimico

Le principali evidenze geochimiche inerenti il sistema di alimentazione del complesso vulcanico Somma – Vesuvio sono state oggetto di studio da parte di diversi autori. Le analisi relative alle inclusioni fluide e fuse nei fenocristalli (Belkin et al., 1985; Belkin e De Vivo, 1993; Marianelli et al., 1999; Lima et al., 2003; Lima et al., 2007), indicano tre differenti profondità di cristallizzazione rispettivamente a 3.5 – 5 km, a 8 – 10 km e profondità superiore a 12 km (Fig. 1.26).

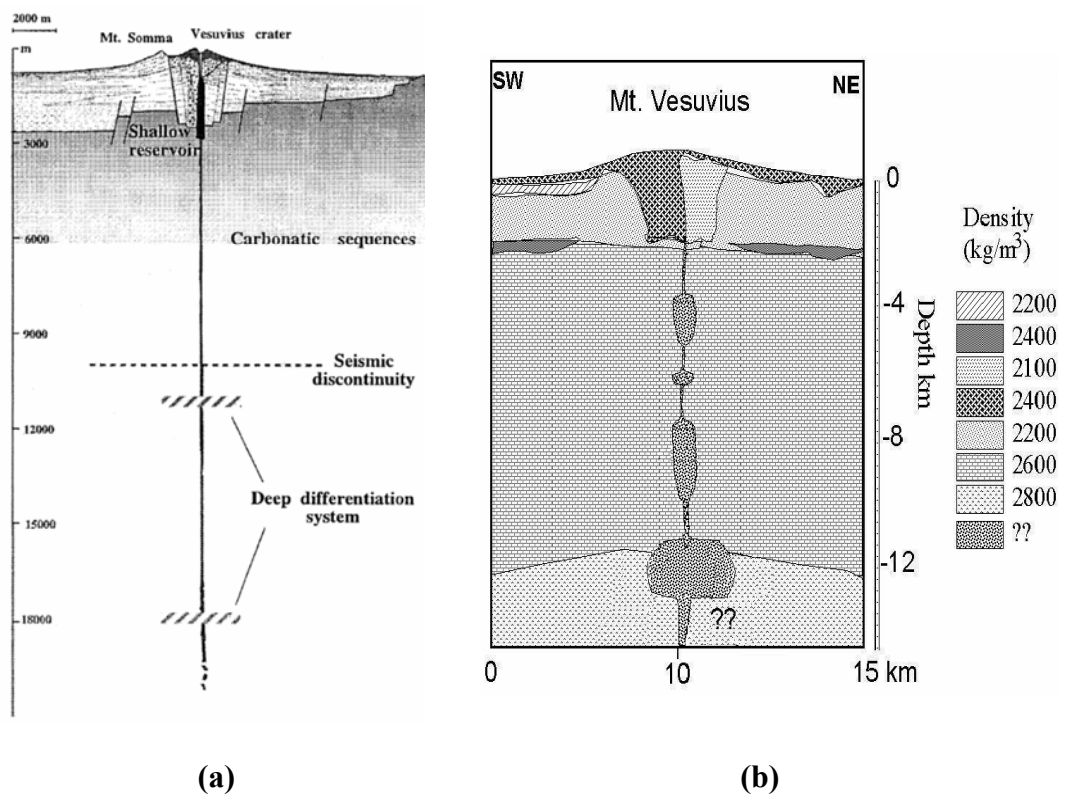


Fig. 1.26 – Modelli riepilogativi del sistema di alimentazione del complesso vulcanico Somma – Vesuvio desunto dagli studi sulle inclusioni fuse e fluide di Marianelli et al. (1999) (a) e di Lima et al. (2003) (b).

Tali profondità sono in accordo con quelle desunte dai rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e δO^{18} che propongono una contaminazione crostale della composizione chimica dei magmi indicante i carbonati come principali contaminatori (Pappalardo et al., 2004). Tali studi evidenziano una zona di contaminazione superficiale ad una profondità di circa 5 km con rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7074$, origine del vulcanismo di tipo pliniano e sub-pliniano ed una seconda zona a profondità superiori a 10 km,

isotopicamente meno contaminata con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7074$, alimentante il vulcanismo interpliniano tra il 1631 ed il 1944, in condizioni di condotto aperto (Fig. 1.27).

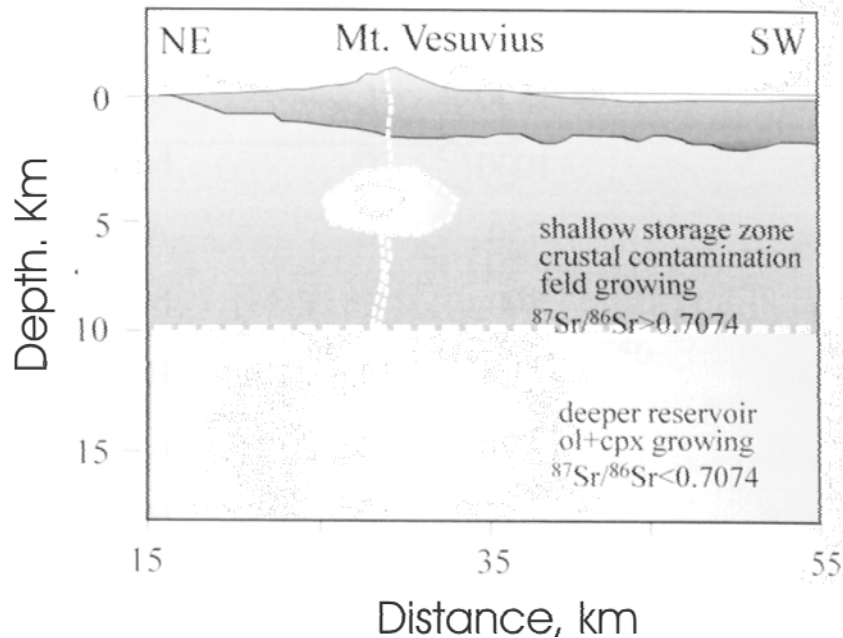


Fig. 1.27 – Modello schematico riepilogativo proposto da Pappalardo et al. (2004) per il sistema di alimentazione del complesso vulcanico Somma – Vesuvio, ricostruito su base geochimica ed isotopica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Piochi et al. (2006) designano un modello più complicato di contaminazione magmatica evidenziando che la decarbonatazione non è l'unico processo invocabile dato che nessuna correlazione è stata trovata tra δO^{18} e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ed una correlazione negativa è desunta tra i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e la percentuale di fenocristalli.

Il ritrovamento infatti in vari depositi piroclastici di pomice riolitiche termometamorfosate tra gli ejecta, con rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiori a 0.711 e δO^{18} intorno al 15‰, interpretati come sedimenti pelitici parzialmente fusi durante episodi termometamorfici (De Moro et al., 2001; Fulignati et al., 2005), suggeriscono in aggiunta, una possibile contaminazione magmatica da parte di sedimenti miocenici. Piochi et al., (2006) propongono un sistema di alimentazione per il complesso vulcanico Somma – Vesuvio costituito da tre livelli situati a profondità crescenti. Il più superficiale, localizzato a circa 5 km è la sede delle camere magmatiche delle eruzioni pliniane; l'intermedio tra gli 8 km ed i 12 km di profondità alimentante magmi con rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compresi tra 0.7071 e 0.7074 e $\delta\text{O}^{18} < 8\text{‰}$ tipici di eventi interpliniani (e. g. 1906) e sub-pliniani (472, 1631); il più profondo localizzato a

profondità superiori a 15 km ed originante magmi con rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiori a 0.7072 e $\delta\text{O}^{18} < 8\text{‰}$.

Capitolo 2

Metodologie di analisi

2.1 Frequency – Time ANalysis (FTAN)

La tecnica multifiltro FTAN (Frequency-Time ANalysis) e' stata sviluppata da Dziewonski et al. (1969) ed implementata da Levshin et al., (1972, 1992).

Questa metodologia si basa sull'analisi bidimensionale frequenza-tempo del segnale al fine di separare i singoli modi di oscillazione dell'onda di Rayleigh, processandolo mediante una serie di filtri gaussiani.

Un generico segnale sismico può essere espresso nella forma

$$W(t) = |W(t)| e^{i\phi(t)} \quad (2.1)$$

dove $|W(t)|$ e $\phi(t)$ rappresentano rispettivamente l'ampiezza e la fase istantanea; nel dominio di Fourier lo stesso segnale è espresso nella forma

$$K(\omega) = |K(\omega)| e^{i\psi(\omega)} \quad (2.2)$$

dove $|K(\omega)|$ e $\psi(\omega)$ sono rispettivamente lo spettro d'ampiezza e di fase del segnale.

Per le onde superficiali il tempo di gruppo, strettamente dipendente dalle caratteristiche fisiche del mezzo, può essere espresso come

$$\tau(\omega) = -\frac{d\psi(\omega)}{d\omega} \quad (2.3)$$

Per le onde superficiali, lo spettro di fase in un mezzo isotropo può essere espresso come

$$\psi(\omega) = -k(\omega)r + \psi_s(\omega) \quad (2.4)$$

dove $k(\omega)$ è il numero d'onda, r è la distanza epicentrale e $\psi_s(\omega)$ lo spettro di fase della sorgente.

Pertanto il tempo di gruppo è uguale:

$$\tau(\omega) = -\frac{d\psi(\omega)}{d\omega} = \frac{r}{U(\omega)} - \frac{d\psi_s(\omega)}{d\omega} \quad (2.5)$$

La funzione $\tau(\omega)$ è la funzione di dispersione del segnale che, considerando una durata del tempo sorgente relativamente piccola rispetto al tempo di gruppo, tanto da poter essere assunta costante, può essere espressa come:

$$\tau(\omega) = -\frac{d\psi(\omega)}{d\omega} = \frac{r}{U(\omega)} \quad (2.6)$$

La metodologia FTAN prevede l'applicazione nel dominio delle frequenze di una serie di filtri gaussiani centrati in ω^n e dipendenti dal parametro β :

$$H_n(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\beta}} e^{-\frac{(\omega-\omega^n)^2}{\beta^2}} \quad (2.7)$$

dove il parametro β regola l'ampiezza dell'iesimo filtro gaussiano. Per distanze inferiori a 100 km il parametro β viene fissato dall'operatore, non essendoci ancora una legge per tali distanze. La scelta del valore di tale parametro è fondamentale; un valore errato porterebbe ad un periodo del segnale filtrato differente dal periodo centrale dell'iesimo filtro gaussiano.

Dato che la l'antitrasformata di Fourier dell'ennesimo filtro e' ancora una funzione gaussiana, la cui taglia dipende questa volta da $1/\beta$, il miglioramento della risoluzione nel dominio delle frequenza ha come conseguenza il peggioramento della risoluzione nel dominio dei tempi.

L'applicazione di tutta la serie di filtri gaussiani può essere espressa mediante una funzione in due variabili, ω^n e t :

$$S(\omega^n, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(\omega - \omega^n) K(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.8)$$

La funzione $S(\omega^n, t)$ viene chiamata rappresentazione frequenza – tempo del segnale (Levshin et al., 1972).

Il modulo $|S(\omega^n, t)|$ rappresenta l'ampiezza dell'uscita dell'ennesimo filtro gaussiano applicato con tempo di arrivo $t_n = \tau(\omega^n)$. Nota la distanza epicentrale pertanto si può costruire una matrice in cui l'ampiezza del segnale è in funzione della velocità di gruppo $U(T)$ e del periodo T la cui rappresentazione grafica viene denominata mappa FTAN.

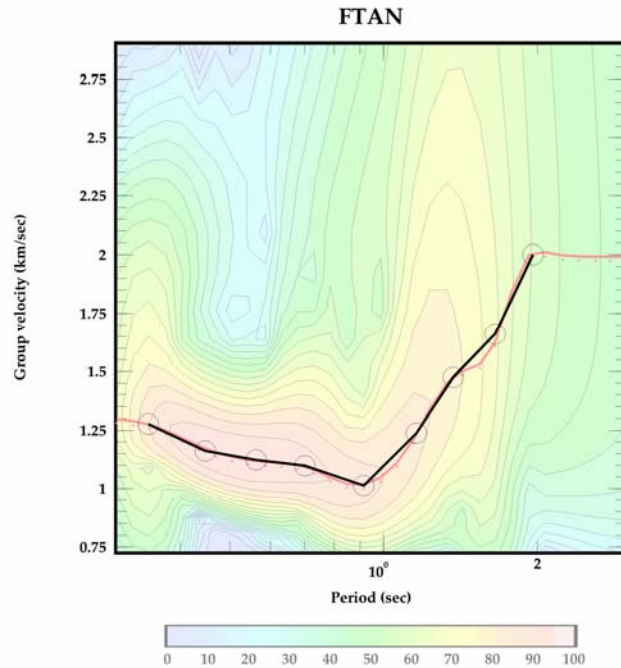


Fig. 3.1 – Esempio di mappa FTAN. La linea rossa unisce i valori massimi della matrice; la linea nera corrisponde al picking della curva di dispersione.

Sulla mappa FTAN pertanto le varie fasi del segnale costituiranno dei massimi energetici (*mountain ridge*) la cui posizione sulla mappa dipende dalla loro composizione in frequenze e dalla loro velocità. Operativamente sulla mappa FTAN viene effettuato un picking della curva di dispersione associandola ai valori massimi di ampiezza dell'intervallo di periodi prescelto.

La metodologia prevede un'ulteriore fase di analisi nota come “*floating point filtering*”, consistente in un'ulteriore operazione di filtraggio nel dominio del tempo, al fine di agevolare l'estrazione del modo di oscillazione desiderato.

Tale operazione si basa sulla considerazione che un segnale disperso, composto da varie armoniche, ad una certa distanza dalla sorgente, differisce “dall'iniziale” per lo sfasamento tra le diverse frequenze che lo compongono legato alla dispersione. Lo sfasamento del segnale e può essere ottenuto moltiplicando la sua trasformata di Fourier per $e^{if(\omega)}$, dove

$$f(\omega) = r \int_{\omega_0}^{\omega_1} \frac{d\omega}{U(\omega)} + c \cdot \omega \quad (2.9)$$

con r = distanza epicentrale; $\omega_0 - \omega_1$ = intervallo di frequenze della serie di filtri;

$U(\omega)$ = velocità di gruppo; c = costante.

Applicando l'antitrasformata di Fourier, nel dominio del tempo si ottiene il segnale “al tempo origine”. Teoricamente, se l'energia fosse rilasciata nello stesso istante di tempo

(ipotesi di sorgente puntiforme), l’involuppo teorico del segnale “riportato alla sorgente” dovrebbe tendere alla funzione delta di Dirac (Fig. 3.2) centrata al tempo origine.

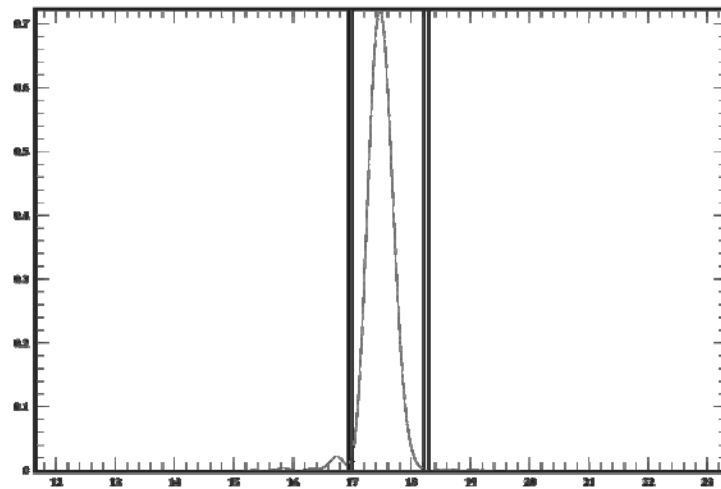


Fig.3.2 - Esempio di segnale “riportato alla sorgente” mediante l’operazione di floating point filter. Le linee verticali indicano i limiti della funzione trapezoidale applicata per filtrare ulteriormente il segnale nel dominio del tempo.

Le altre fasi del segnale che non appartengono al modo di oscillazione desiderato, possono essere rimosse mediante un’operazione di windowing nel dominio del tempo moltiplicando il segnale riportato alla “sorgente” per una funzione trapezoidale. La parte del segnale selezionata nel *floating point filtering* viene nuovamente sfasata dividendo la trasformata di Fourier per $e^{i\phi(\omega)}$; su questo segnale viene eseguita l’antitrasformata di Fourier al fine di ottenere il segnale solo con il modo di oscillazione desiderato nel dominio del tempo (Fig. 3.3).

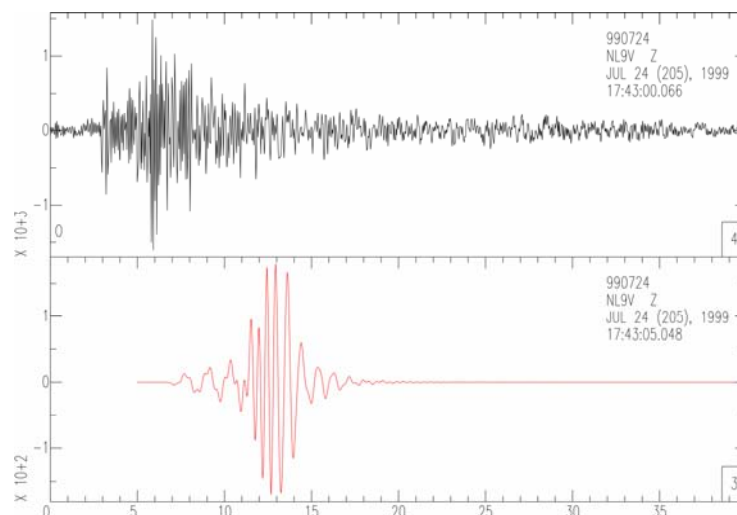


Fig. 3.3 – Evento vesuviano del 1999/07/24 17:44:26.10 UTC (lat. 40.827 ° N, long. 14.427 ° E; prof. 1.61 km; $M_l = 2.50$) registrato alla stazione NL9 (Nola) dell’Osservatorio Vesuviano – INGV. In rosso è riportato il modo fondamentale di oscillazione dell’onda di Rayleigh estratto mediante la Frequency – Time ANalysis (FTAN.).

2.2 Tomografia delle onde superficiali

2.2.1 L'inversione tomografica

Il metodo tomografico con le onde superficiali di Ditmar e Yanoskaia (1987) e Yanoskaia e Ditmar (1990) è un'estensione su una superficie piana del metodo proposto da Backus e Gilbert (1968, 1970). Tale metodologia consente di ottenere un'immagine tomografica in termini di variazione relativa della velocità di gruppo a periodo fissato dell'area in studio. Contrariamente alle tecniche tomografiche con le onde di volume questa metodologia non presuppone l'assunzione a priori di uno modello iniziale. Fin ora questa tecnica è stata efficacemente applicata in diversi studi crostali tra i quali menzioniamo quelli rivolti alla penisola italiana (Pontevivo e Panza, 2002; Panza et al. 2007) ed al complesso vulcanico dei Campi Flegrei (Guidarelli et al., 2004).

Partendo da un sistema di riferimento piano in cui:

$$x = R_0 \ln \tan(\theta/2)$$

$$y = R_0 \varphi$$

dove R_0 = raggio terrestre

θ = latitudine geografica

φ = longitudine geografica

la distribuzione di velocità dell'area in studio è del tipo $V(x,y)$.

La metodologia è sviluppata per aree rettangolari in cui $0 < x < X$ e $0 < y < Y$.

Il tempo di viaggio tra due punti (x_{0j}, y_{0j}) e (x_{1j}, y_{1j}) , nell'ipotesi che le variazioni laterali siano molto piccole e tali da approssimare i raggi sismici con linee rette, può essere espressa come:

$$t_j = \int_{(x_{0j}, y_{0j})}^{(x_{1j}, y_{1j})} V^{-1}(x, y) ds \quad (2.10)$$

Considerato un valore medio della lentezza V_0^{-1} nell'area in studio, calcolati i tempi di arrivo teorici t_{0j} , definita $\delta V^{-1} = V^{-1}(x, y) - V_0^{-1}$ la variazione della lentezza sperimentale con quella teorica, la differenza tra il tempo di viaggio osservato e quello teorico è data dall'espressione:

$$\delta t_j = \int_{(x_{0j}, y_{0j})}^{(x_{1j}, y_{1j})} \delta V^{-1}(x, y) ds \quad (2.11)$$

Definendo una correzione adimensionale alla lentezza come $m(x,y) = V_0 \delta V^{-1}(x,y)$ possiamo riscrivere la (2.11) come:

$$\delta t_j = \int_{(x_0,y_0)}^{(x_1,y_1)} m(x,y) \frac{ds}{V_0} \quad (2.12)$$

dove la velocità V_0 (*velocità media di riferimento*) viene definita come:

$$V_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^n (ss(i)xt(i))}{\sum_{i=1}^n (t(i))^2} \quad (2.13)$$

con $ss(i) = \sqrt{(xx_2(i) - xx_1(i))^2 + (yy_2(i) - yy_1(i))^2}$

$$t(i) = \frac{ss(i)}{V(i)}$$

rispettivamente la distanza iesima epicentro-stazione ed il tempo di gruppo ad un determinato periodo.

da cui

$$\iint_S G_j(x,y) m(x,y) dx dy = \delta t_j \quad (2.14)$$

dove $G_j(x,y)$ è il kernel dei dati che è singolare sul jmo raggio e nullo ovunque e soddisfa la relazione

$$\iint_S G_j(x,y) dx dy = t_{0j} \quad (2.15)$$

I valori di velocità sono definiti sugli jesimi raggi e non forniscono informazioni sui restanti punti dell'area in studio; pertanto è necessaria una assunzione di lisciamento della funzione $m(x,y)$ che può essere espressa dalla relazione:

$$\iint_S (\nabla m(x,y))^2 dx dy = \min \quad (2.16)$$

Altra condizione necessaria è che:

$$\left. \frac{\partial m}{\partial n} \right|_{C_s} = 0 \quad (2.17)$$

dove C_s è il contorno dell'area in studio. Quest'ultima condizione fa sì che la variazione sulla normale al contorno dell'area sia nulla.

La ricerca della distribuzione $m(x,y)$ è pertanto soggetta a due condizioni di minimizzazione che possono essere sintetizzate nella seguente funzione:

$$\alpha \int \int_s |\nabla m|^2 dx dy + \sum_j \left[\int \int_s G_j m dx dy - \delta t_j \right]^2 \quad (2.18)$$

dove α è un parametro di regolarizzazione, determinato a priori, ed espresso dal rapporto tra la varianza sperimentale e la varianza della distribuzione $m(x,y)$ cercata.

Ditmar e Yanovskaya (1987) e Yanoskaya e Ditmar (1990) dimostrano che la minimizzazione dell'equazione 2.18 può essere ricondotta al problema di Neumann, cioè alla ricerca di una funzione $m(x,y)$ dell'equazione di Laplace:

$$\Delta m(r) = -2\pi \sum_j \lambda_j G_j(r) \quad (2.19)$$

dove

Δ = operatore laplaciano

$r = (x,y)$

λ_j = moltiplicatori indeterminati di Lagrange

-2π = costante inserita per convenienza di calcolo

tale che la derivata rispetto alla normale al bordo dell'area in esame sia uguale a zero.

2.2.2 La risoluzione spaziale delle mappe tomografiche

La soluzione dell'inversione tomografica non è un problema univoco poiché direttamente dipendente dalla distribuzione dei dati (raggi sismici) sull'area d'indagine. La conoscenza della risoluzione spaziale della soluzione è pertanto essenziale per determinare la taglia di un'eventuale anomalia o se essa è prodotta da una scarsa distribuzione dei nostri dati.

Supponiamo di avere un piano coperto da raggi sismici, con $0 < x < X$, $0 < y < Y$, in cui δt_i sono i nostri dati di partenza, la soluzione del problema tomografico in un punto $P(x_0, y_0)$ dell'area in studio può essere scritta come

$$m(x_0, y_0) = \sum_i a_i(x_0, y_0) \delta t_i \quad (2.20)$$

dove $m(x_0, y_0)$ è la correzione dimensionale della lentezza come $m(x,y) = \delta V(x_0, y_0) V_0(x_0, y_0)^{-1}$.

Il kernel di lisciamento nel punto $P(x_0, y_0)$ può essere scritto come

$$A(x, y; x_0, y_0) = \sum_i a_i(x_0, y_0) G_i(x, y) \quad (2.21)$$

dove $G_i(x, y)$ sono i kernel dei dati singolari sugli i esimi raggi, soggetti alla condizione

$$\iint_S G_i(x, y) dx dy = t_{0i} \quad (2.22)$$

con t_{0i} il tempo di viaggio sull' i esimo raggio per lo starting model.

Al fine di definire il criterio della stima della risoluzione spaziale in un punto $P(x_0, y_0)$ lungo una determinata direzione assumiamo di volerlo determinare, per convenienza, lungo l'asse x .

Calcolando l'integrale del kernel di lisciamento lungo la direzione y nell'intervallo $(0, Y)$, si ottiene una funzione dipendente da x e dal punto $P(x_0, y_0)$:

$$F(x; x_0, y_0) = \int_0^y A(x, y; x_0, y_0) dy = \sum_i a_i(x_0, y_0) \int_0^y G_i(x, y) dy \quad (2.22)$$

Tale funzione misura il lisciamento della soluzione nella direzione x .

Nell'ipotesi che l'integrale del kernel di lisciamento su tutta l'area di indagine sia uguale ad 1

$$\iint_S A(x, y; x_0, y_0) dx dy = 1, \quad (2.23)$$

la risoluzione spaziale può essere stimata come vicinanza con la funzione delta calcolando lo scarto tra la funzione $F(x; x_0, y_0)$ e la funzione $\delta(x - x_0)$.

Questo scarto può essere calcolato come differenza tra l'integrale

$$\Phi(x; x_0, y_0) = \int_0^x F(x'; x_0, y_0) dx' \quad (2.24)$$

e la funzione di Heaviside $\varepsilon(x - x_0)$

in termini di deviazione quadratica dalla funzione

$$s(x_0, y_0) = \int_0^x (\Phi(x; x_0, y_0) - \varepsilon(x - x_0))^2 dx \quad (2.25)$$

Chiaramente più piccolo è il valore di s e minore sarà lo scarto tra le due funzioni e pertanto migliore sarà la risoluzione spaziale lungo l'asse x .

Supponiamo che il kernel di lisciamento sia una costante diversa da zero in un

$$\text{rettangolo } x_0 - \frac{a}{2} < x < x_0 + \frac{a}{2}, y_0 - \frac{b}{2} < y < y_0 + \frac{b}{2}.$$

Imponendo la condizione che il kernel sia soggetto alla condizione

$$\iint_s A(x, y; x_0, y_0) dx dy = 1 \quad (2.26)$$

il valore che esso assume è $\frac{1}{ab}$. Per tale kernel si verifica che

$$s(x_0, y_0) = \frac{a}{12} \quad (2.27)$$

per cui

$$a = 12s(x_0, y_0) \quad (2.28)$$

Può essere assunto come stima della taglia dell'area di lisciamiento nella direzione x per il punto $P(x_0, y_0)$.

Nella nostra ipotesi l'asse x è stato scelto per convenienza; è chiaro che è possibile definire una stima della risoluzione lungo qualsiasi altra direzione. Ruotando l'asse x infatti possiamo definire per il punto $P(x_0, y_0)$ una stima della risoluzione spaziale con dipendenza azimutale definendo una funzione del tipo $a(\theta)$. Per un generico punto $P(x_0, y_0)$, la condizione $a(\theta) = \text{cost}$ definisce un'area circolare di lisciamiento con raggio pari a $a(\theta)/2$. La stima della risoluzione spaziale può essere migliorata se consideriamo una funzione del tipo:

$$L = a + b \cos(2\theta - 2\phi) \quad (2.29)$$

Tale assunzione determina la stima della taglia minima e massima dell'area di lisciamiento efficace, per ogni punto, lungo due direzioni mutuamente ortogonali. La peggiore risoluzione si ha pertanto per gli angoli $\theta = \phi$ e $\theta = \phi + \pi$, con dimensione lineare $L = a + b$ dell'area di lisciamiento. La migliore risoluzione spaziale invece si ha per angoli $\theta = \phi + \pi/2$ e $\theta = \phi + 3\pi/2$, con $L = a - b$. Chiaramente se b è prossimo allo zero la risoluzione è la stessa per tutte le direzioni. Se il rapporto b/a è alto in alcuni punti, significa che per tali punti, l'orientazione dei raggi è simile e pertanto insufficiente per una corretta ricostruzione tomografica. L'area di lisciamiento efficace può essere rappresentata pertanto da un'ellisse con assi maggiore e minore di taglia pari alla minima ed alla massima risoluzione spaziale e rispettivamente uguali ad $a + b$ ed $a - b$, con angolo di orientazione dell'asse maggiore pari a ϕ . L'elongazione ε dell'ellisse corrispondente area del kernel di lisciamiento può essere espressa dal rapporto tra la differenza tra le sue dimensioni massime e minime e la sua taglia media:

$$\varepsilon = \frac{2b}{a} \quad (2.30)$$

Piccoli valori di elongazione ε , per ogni punto, indicano che i raggi sismici sono orientati abbastanza uniformemente in tutte le direzioni e pertanto la risoluzione spaziale può essere rappresentata dalla taglia media a dell'ellisse.

2.2.3 La regionalizzazione delle mappe tomografiche

La metodologia illustrata finora consente di calcolare mappe di distribuzione di velocità di gruppo ad un periodo fissato T . Al fine di ottenere un valore medio di velocità per ogni singola zona effettivamente risolta in 2D ($\varepsilon < 0.5$) si adotta un procedimento noto come “Regionalizzazione”. Per un dato periodo T si considerano i valori di velocità calcolati nei singoli nodi della griglia di calcolo. Per la i -esima cella la velocità media sarà attribuita come la media dei quattro angoli, passando in questo modo da una distribuzione di valori puntuale ad una areale. Tutte le celle i cui valori di velocità sono compresi entro la standard deviation calcolata su tutte le i -esime maglie costituiscono un'area di regionalizzazione la cui velocità media e l'errore ad esso associato è calcolato su tutte le celle che la compongono.

2.3 L'inversione non lineare hedgehog

L'inversione non lineare hedgehog (Valyus et al., 1968; Panza, 1981) della curva di dispersione media si basa sulla ricerca delle soluzioni entro uno spazio dei parametri predefinito e dipendente dall'errore associato al dato sperimentale (curva di dispersione media).

L'insieme dei modelli che costituiscono la soluzione del nostro problema inverso è in relazione sia alla discretizzazione dello "starting model" che al numero di parametri, variabili del nostro problema. La parametrizzazione si basa su una conoscenza preliminare di elementi, quali la distribuzione delle velocità P ed S e della densità con la profondità. Le curve di dispersione di fase e/o di gruppo sono invertite per un modello di Terra 1D caratterizzato da un set di parametri ($h, V_p, V_s, Q_\alpha, Q_\beta, \rho$).

Tale metodologia consente l'esplorazione sistematica di una porzione di spazio multidimensionale, discretizzandolo in una griglia per ogni nodo della quale si calcola, attraverso la sintesi modale (Panza, 1985), la differenza tra curva di dispersione teorica e quella sperimentale del modo fondamentale di oscillazione delle onde di Rayleigh. La griglia è generata costruendo i nodi equidistanti lungo i singoli assi dei parametri con uno step dello stesso ordine di grandezza della risoluzione del singolo parametro al fine di ricercare le soluzioni del problema inverso in maniera sistematica. La dimensione dell'iesimo asse della griglia è determinata a priori e tale da permettere una certa variazione di quel parametro. Un set di parametri per i quali la differenza tra la curva di dispersione teorica e quella sperimentale soddisfa una determinata condizione di minimizzazione stabilita a priori, può rappresentare una soluzione del problema inverso. L'inversione delle proprietà fisiche del mezzo costituisce dunque un problema di "ricerca di minimi di una funzione multidimensionale".

Affinchè il metodo sia efficace è necessario che il numero dei parametri (N) sia tale da generare una griglia con un numero di nodi non troppo elevato. Il numero dei nodi infatti è pari a K^N , dove K è il numero di valori distinti che ogni parametro può assumere. Allo stesso tempo il numero dei parametri N non deve essere neanche troppo piccolo, causa di un'eccessiva approssimazione del problema.

Il metodo Hedgehog è un'ottimizzazione del metodo Montecarlo. A partire da una serie di valori dei parametri scelti in maniera random, lo spazio dei parametri viene investigato fin quando non viene individuata una soluzione del tipo:

$X(P_1, P_2, \dots, P_N)$

dove P_j con $j=1, 2, \dots, N$ sono i parametri del problema.

Lo spazio nell'intorno del punto X viene investigato con il metodo trial-and-error in cui in maniera sistematica vengono esaminati tutti i punti X' :

$$X'=(P_j+n \cdot dP_j) \quad j=1, 2, \dots, N$$

dove dP_j e' il passo lungo l'asse del parametro P_j , mentre $n=0, 1, 2, \dots$ e' una quantita' intera positiva il cui limite superiore N , per ogni P_i , dipende dall'intervallo di variabilita' del parametro stesso. Esplorati tutti i punti intorno al minimo X il metodo Montecarlo individua un nuovo minimo $Y(P_1, P_2, \dots, P_N)$, per il quale vengono considerati sistematicamente tutti i punti del suo intorno. Il procedimento si protrae fin quando non viene esplorato l'intero spazio dei parametri.

Il passo di variazione dP_j lungo l'asse del j -esimo parametro P coincide con il potere risolutivo $\sigma(P_j)$ del parametro stesso P e dipende dall'errore associato ai dati sperimentali rappresentati nel nostro caso sono le velocita' di gruppo e di fase delle onde superficiali. A ciascun valore sperimentale $U(T_i)$ e' associata un'incertezza $\sigma(T_i)$, mediante il quale e' possibile calcolare il potere risolutivo sui diversi P_j ovvero stimare la varianza associata ad ogni singolo parametro costituente lo spazio dei parametri.

La descrizione completa delle varianze dei parametri richiederebbe lo studio di tutti gli elementi della matrice degli errori del modello. Tuttavia, per semplicita' si possono considerare solo gli elementi diagonali di questa matrice, che sono le intercette dell'ellissoide-soluzione con gli assi dei parametri (Panza, 1981). In questo modo, tuttavia, il potere risolutivo di ogni singolo parametro e' abbastanza grossolano e ritenuto "pessimistico"; esso puo' essere stimato mediante la formula:

$$\sigma_{pess}(P_j) = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial c(T_i)}{\partial P_j} \right)^2 \cdot \sigma(T_i)^{-2} \right]^{-0.5}$$

dove

$c(T_i)$ la velocita' di fase o di gruppo all' i -esimo periodo della curva sperimentale;

$\sigma(T_i)$ la deviazione standard associata ad ogni periodo.

Una stima del potere risolutivo migliore e ritenuto piu' "ottimistico" puo' essere ottenuto mediante la relazione $\sigma_{ott}(P_j)$:

$$\sigma_{ott}(P_j) = \text{Min} \left[\left(\frac{\partial c(T_{i,n})}{\partial P_j} \right)^{-1} \cdot \sigma(T_{i,n}) \right]$$

Operativamente la risoluzione da utilizzare nell'inversione è scelta nell'intervallo definito dalle due espressioni (Panza, 1981). Le relazioni precedenti dipendono entrambi dall'errore associato ad ogni singolo periodo, pertanto il potere risolutivo è migliore quanto più piccola è la standard deviation associata ad ogni dato sperimentale. La stima del potere risolutivo su un certo parametro fornisce informazioni sul "peso" che lo stesso parametro esercita ai fini della corretta modellazione della sezione verticale in esame.

La stima della risoluzione aggiunta allo spessore degli strati e alla caratterizzazione di ciascuno di essi determina il set di parametri di partenza.

Capitolo 3

Analisi dei dati

3.1 - La Rete sismica dell'Osservatorio Vesuviano - INGV

La rete sismica di sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano è costituita da una rete permanente ed una rete mobile. La Rete fissa è una rete regionale costituita da stazioni sismiche analogiche a corto periodo (1 Hz) con trasmissione continua dei segnali al Centro di Acquisizione. Essa è costituita da 28 stazioni distribuite in maniera irregolare sul territorio regionale con una più alta densità al Vesuvio (10 stazioni di cui 7 a componente verticale e 3 a tre componenti) ed ai Campi Flegrei.

Le stazioni a corto periodo a componente verticale sono equipaggiate con sensori Mark L4-C o Teledyne Geotech S13; le stazioni a tre componenti sono dotate invece di sensori Mark L4-3D o terne di sensori Teledyne Geotech S13.

La Rete Sismica Mobile consta di stazioni Lennartz Marslite digitali equipaggiate con sensori Lennartz LE3D a corto periodo, Guralp CMG-40T e Lennartz LE3d/20s.

Le stazioni della rete fissa prese in esame in questo lavoro di tesi sono: HR9, TDG, CPV, SOR; TRZ, OTV, SMC, NL9 mentre quelle della rete mobile sono BKE, BKN, BKS, FTC, SGV, BAF, SVT, CDT, POL, VIS, FAL, VIC (Fig. 3.1) (tab.3.1).

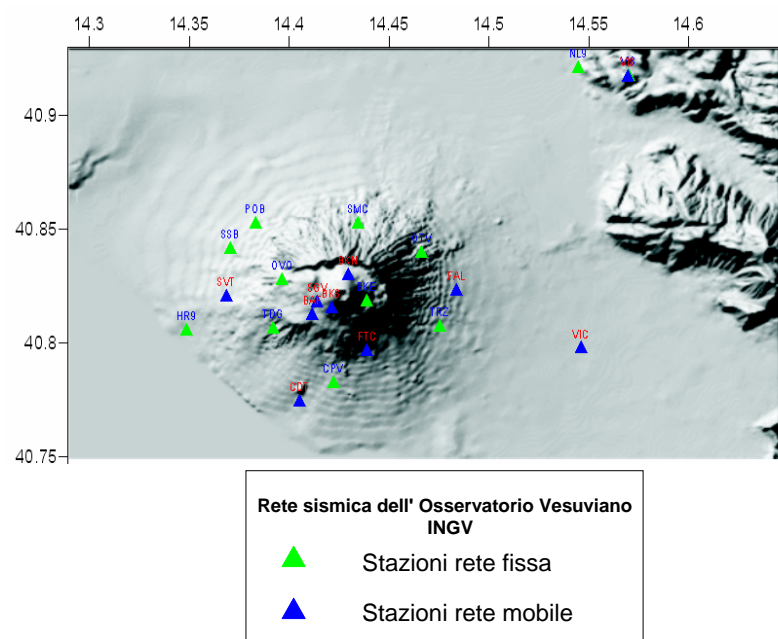


Fig. 3.1 – Distribuzione delle stazioni sismiche delle reti fissa e mobile di sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano - INGV nell'area del complesso vulcanico Somma – Vesuvio.

Sigla Stazione	LATITUDINE ° N	LONGITUDINE ° E	Quota (m s.l.m.)	Sensore
CPV	40.782	14.422	190	CP-1C
OTV	40.839	14.466	363	CP-1C
NL9	40.921	14.545	75	CP-1C
TDG	40.806	14.392	300	CP-1C
TRZ	40.807	14.475	175	CP-1C
SSB	40.841	14.371	175	CP-1C
SMC	40.852	14.435	406	CP-1C
OVO	40.827	14.397	584	CP-3C
HR9	40.805	14.349	34	CP-1C
CDT	40.774	14.405	170	CP-3C
POL	40.851	14.384	181	CP-3C
SVT	40.820	14.369	200	CP-3C
VIC	40.797	14.546	250	CP-3C
BAF	40.781	14.412	590	CP-3C
BKE	40.795	14.439	850	CP-3C
BKN	40.787	14.430	865	CP-3C
BKS	40.769	14.421	600	CP-3C
FTC	40.780	14.439	150	CP-3C
SGV	40.782	14.414	734	CP-3C
VIS	40.917	14.570	310	CP-3C

Tab. 3.1 – *Tabella riepilogativa delle stazioni appartenenti alla rete fissa e mobile dell'Osservatorio Vesuviano, attive al Somma - Vesuvio. Per ogni stazione sono specificate le coordinate geografiche, l'altezza sul livello del mare e la tipologia di sensore (CP = corto periodo) con cui sono equipaggiate.*

3.2 - Selezione dei dati

L'Osservatorio Vesuviano – INGV ha fornito due set di dati relativi alla crisi sismica che interessò il complesso vulcanico Somma - Vesuvio tra il 1999-2000 e rilevati sia dalla rete sismica fissa che da quella mobile. I segnali di entrambi i data set sono stati digitalizzati con frequenza di campionamento di 100 Hz. I dati sono stati classificati in base alla profondità ipocentrale, prendendo in considerazione solo quelli per i quali $H/D < 0.5$ (H = profondità ipocentrale, D = distanza epicentrale), al fine di minimizzare l'effetto legato alla profondità ipocentrale. Sono stati analizzati 32 eventi riportati in tabella 3.2 i cui epicentri sono localizzati in prossimità dell'asse craterico con latitudine compresa tra $40.816 - 40.828$ ° N, longitudine compresa tra $14.414 - 14.436$ ° E e profondità ipocentrale variabile tra 0.69 ed 2.89 km.

No dell'evento	Data	tempo origine	Lat. ° N	Long. ° E	Prof. (km)	MI
1	03/05/1996	14:08:07.13	40.820	14.431	2.1	
2	08/05/1996	01:08:37.49	40.819	14.426	1.8	
3	07/06/1996	04:49:47.94	40.823	14.429	2.1	
4	24/07/1999	17:44:26.10	40.827	14.426	1.61	2.5
5	13/08/1999	23:29:25.12	40.827	14.424	1.48	2.4
6	23/08/1999	00:35:15.47	40.825	14.424	1.59	2.9
7	23/08/1999	05:13:17.57	40.822	14.427	1.71	2.3
8	14/09/1999	23:00:42.10	40.818	14.437	1.84	2.3
9	17/09/1999	03:34:53.56	40.821	14.429	1.7	2.5
10	23/09/1999	05:45:54.48	40.825	14.433	1.02	2.6
11	27/09/1999	03:32:41.52	40.824	14.419	2.26	2.3
12	02/10/1999	23:50:27.50	40.824	14.428	1.71	2.4
13	11/10/1999	04:35:05.29	40.825	14.426	1.63	3.3
14	11/10/1999	05:05:18.13	40.824	14.427	1.55	2.6
15	14/10/1999	14:06:55.57	40.815	14.429	1.48	
16	14/10/1999	21:10:45.43	40.827	14.429	1.48	
17	20/10/1999	03:29:22.47	40.825	14.425	1.82	
18	05/11/1999	05:55:22.34	40.822	14.426	1.52	2.7
19	05/11/1999	07:01:21.26	40.818	14.429	0.21	
20	09/11/1999	08:28:20.19	40.820	14.424	2.08	
21	10/11/1999	20:14:33.73	40.828	14.424	2.58	2.8
22	12/11/1999	08:11:30.06	40.820	14.427	1.6	
23	18/11/1999	19:03:07.46	40.823	14.430	1.7	
24	21/11/1999	11:55:06.76	40.820	14.425	1.78	
25	24/11/1999	09:08:21.26	40.820	14.427	1.42	
26	24/11/1999	10:58:56.18	40.824	14.428	2.86	2.3
27	19/12/1999	16:07:25.04	40.817	14.421	1.76	
28	19/12/1999	21:58:28.81	40.820	14.426	1.44	
29	09/01/2000	12:20:36.07	40.823	14.431	1.32	
30	09/01/2000	17:36:07.63	40.816	14.429	0.69	
31	10/01/2000	17:11:16.78	40.822	14.425	1.6	
32	26/08/2000	15:50:38.92	40.826	14.427	1.45	2.4

Tab. 3.2 – Tabella riassuntiva degli eventi sismici analizzati. Per ogni singolo evento sono indicati il tempo origine, le coordinate spaziali dell' ipocentro e la magnitudo, se stimata.

3.3 Analisi FTAN (Frequency – Time ANalysis)

I dati, dopo essere stati corretti per la risposta strumentale, sono stati processati con la Frequency – Time ANalysis (FTAN) al fine di estrarre la curva di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale di oscillazione dell'onda di Reylegh. In totale sono state analizzate 96 tracce (Fig. 3.2) per ognuna delle quali è stato possibile estrarre la relativa curva di dispersione, applicando ai segnali 32 filtri gaussiani con parametro α (taglia del singolo filtro) variabile tra 60 e 70, in un intervallo di periodi compresi tra 0.2 – 4 s e range di analisi variabile delle velocità di gruppo tra 0.2 e 2.5 km/s.

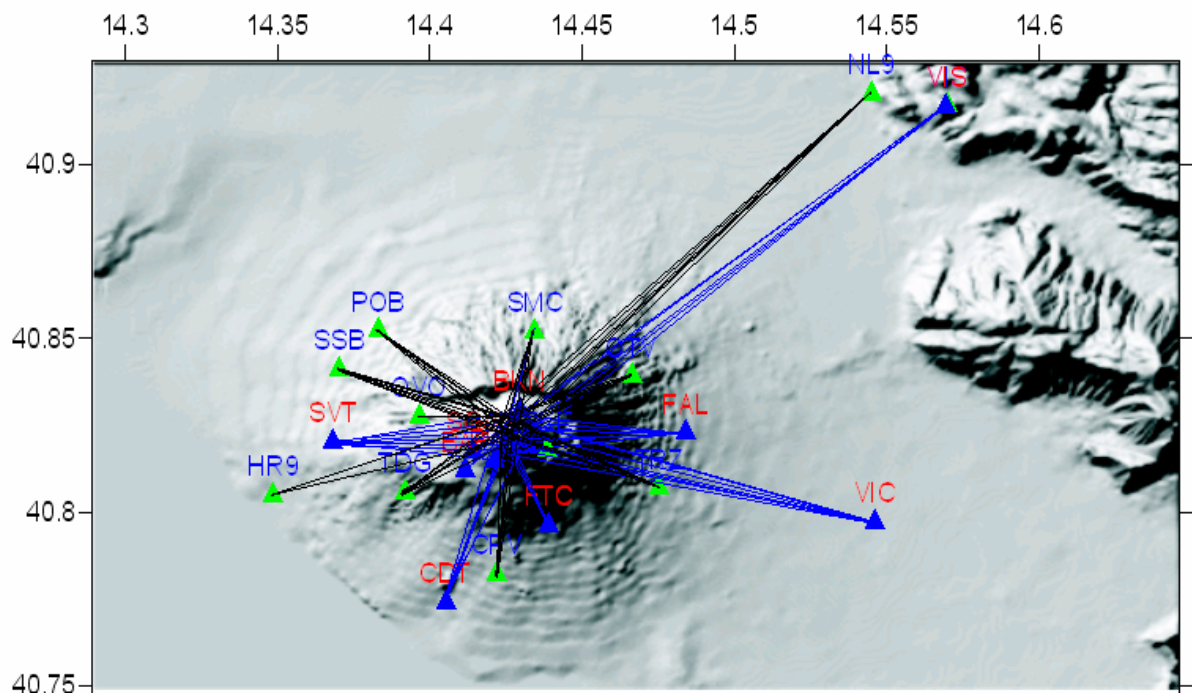


Fig. 3.2 – Distribuzione dei raggi sismici relativi agli eventi analizzati. In nero sono indicati i raggi relativi alle stazioni della rete fissa mentre in blu quelli delle stazioni mobili.

Di seguito si illustrano le fasi principali di analisi a cui sono stati sottoposti tutti i segnali del data set, applicate come esempio all'evento del 1999/09/23, 05:13:17.57 UTC (lat. 40.825 ° N, long. 14.433 ° E, prof. 1.02 km, MI = 2.60) e registrato alla stazione sismica OTV (Ottaviano).

Dopo aver rimosso la risposta strumentale, viene calcolato il contenuto spettrale del segnale mediante l'algoritmo della *FFT*. Nel caso in esempio, lo spettro d'ampiezza è compreso tra 0.5 e 12 Hz, con contenuti energetici maggiori tra 4 e 7 Hz (Fig. 3.3).

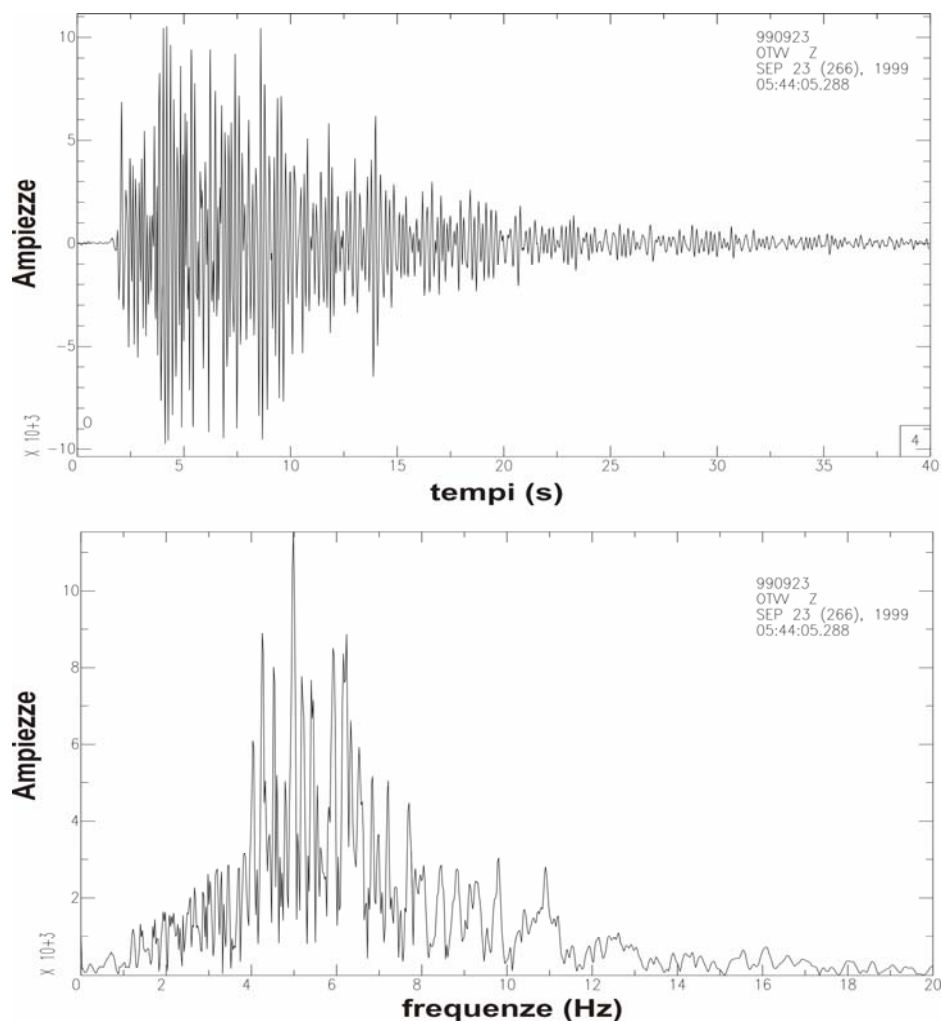


Fig. 3.3 – Evento del 1999/09/23 05:13:17.57 UTC registrato alla stazione OTV (Ottaviano). In alto è riportato il segnale dopo la correzione strumentale; in basso lo spettro d'ampiezza del segnale.

Definito l'intervallo spettrale di competenza del segnale, la traccia viene sottoposta ad una prima analisi FTAN al fine di identificare il “mountain ridge” associato al modo fondamentale di oscillazione dell'onda di Rayleigh (Fig. 3.4). In genere, in segnali sismici in cui le onde di superficie sono ben evidenti, è facilmente identificabile sulla mappa FTAN il loro contenuto energetico. Questo purtroppo raramente si è verificato

nei segnali del nostro data set in cui, a causa delle esigue distanze epicentrali, sono ancora predominanti le onde di volume, causando notevole difficoltà nella applicazione della Frequency – Time ANalysis. Nell’esempio riportato infatti, la mappa FTAN evidenzia a periodi minori delle fasi più energetiche, interpretabili come onde di volume, rispetto a quelle associabili alle superficiali.

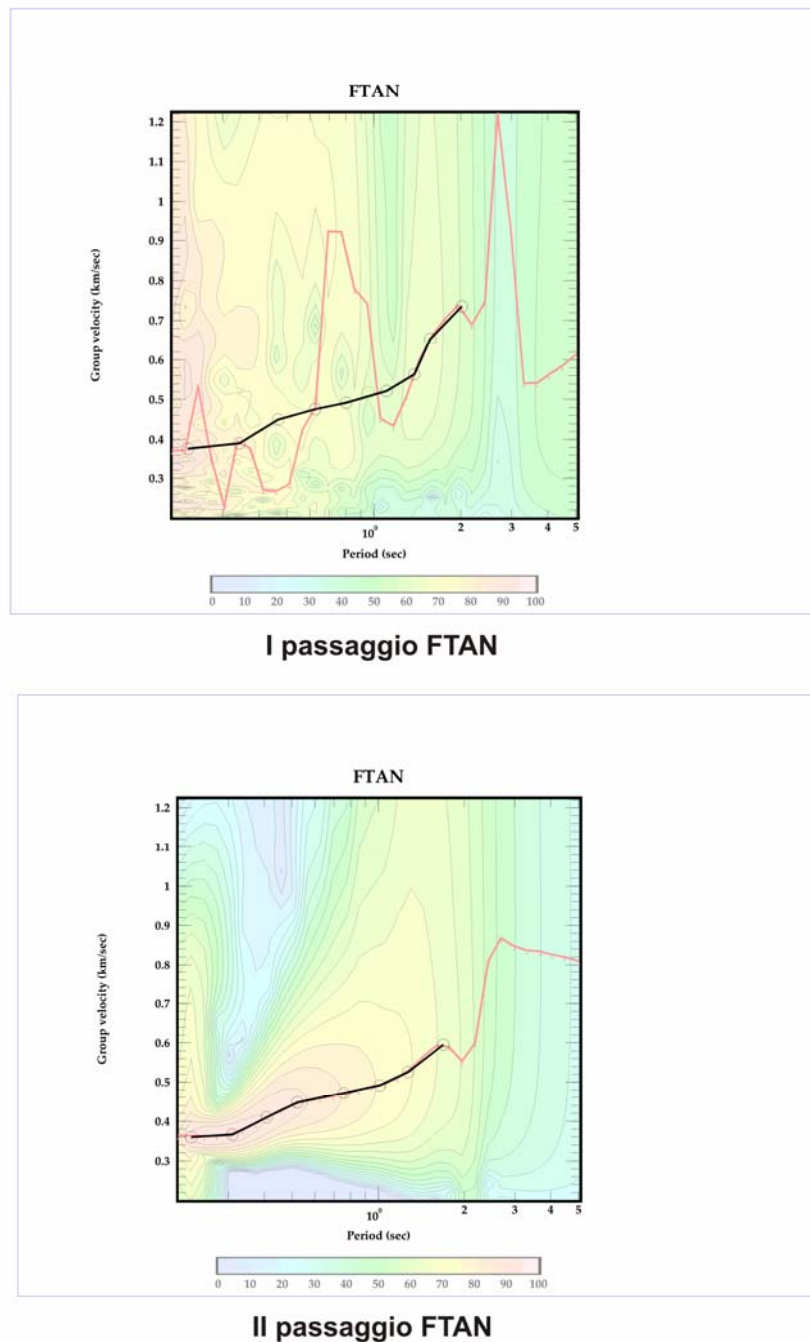


Fig. 3.4 – Mappe FTAN relative al I ed al II passaggio relative all’evento sismico vesuviano del 1999/09/23 05:13:17.57 UTC registrato alla stazione OTV (Ottaviano). La linea rossa unisce i valori massimi di energia; la linea nera indica il “picking” della curva di dispersione delle velocità di gruppo.

Nel primo passaggio FTAN viene effettuata una scelta della curva di dispersione al fine di estrarre il modo fondamentale di oscillazione. Il filtraggio del modo fondamentale viene agevolato nella fase di *floating point filtering*, “riportando il segnale al tempo origine”, al fine di rimuovere eventuali fasi non associate ad esso (Fig. 3.5). Il segnale estratto viene successivamente paragonato con il segnale originale al fine di evidenziare le eventuali differenze tra le forme d’onda (Fig. 3.6). Se l’accordo è buono si sottopone il fondamentale estratto ad un secondo passaggio FTAN al fine di estrarre la curva di dispersione delle velocità di gruppo del segnale filtrato (Fig. 3.4).

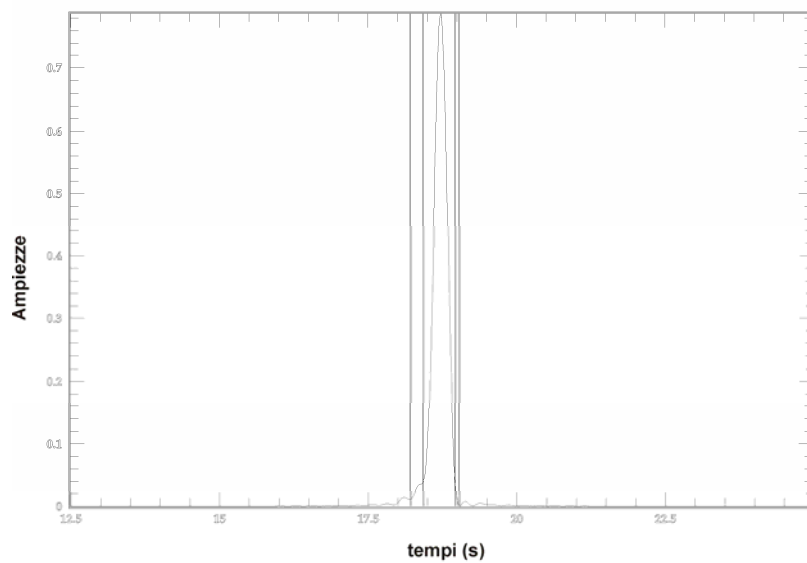


Fig. 3.5 - *Floating point filtering* relativa all'estrazione del modo fondamentale di oscillazione dell'onda di Rayleigh per la traccia registrata alla stazione OTV (Ottaviano) mostrata in Fig. 3.3.

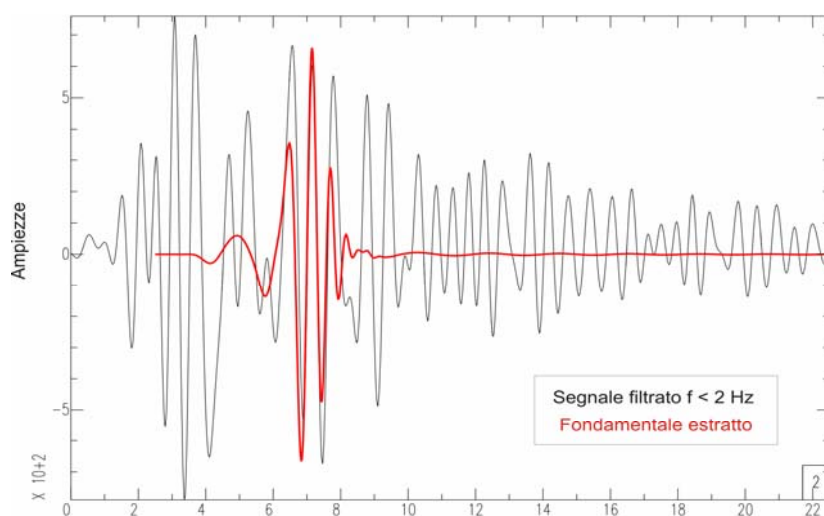


Fig. 3.6 – Confronto tra il segnale originale (nero) ed il fondamentale estratto (rosso) mediante la *Frequency – Time Analysis (FTAN)* per la traccia dell'evento sismico vesuviano del 1999/09/23 05:13:17.57 UTC registrato alla stazione OTV (Ottaviano).

Mediamente le 96 curve di dispersione sono comprese in un intervallo di periodi di 0.3 – 3 s; vista la posizione degli epicentri, localizzati mediamente in prossimità dell'asse calderico, si è deciso di raggruppare le curve di dispersione per stazione. Per ognuna di esse è stata calcolata la curva media e la standard deviation ai periodi 0.5, 1.0, 2.0 s (Fig. 3.7, tab. 3.3). Le velocità di gruppo medie, nell'intervallo di periodi scelto, variano da 0.360 a 1.9 km/s.

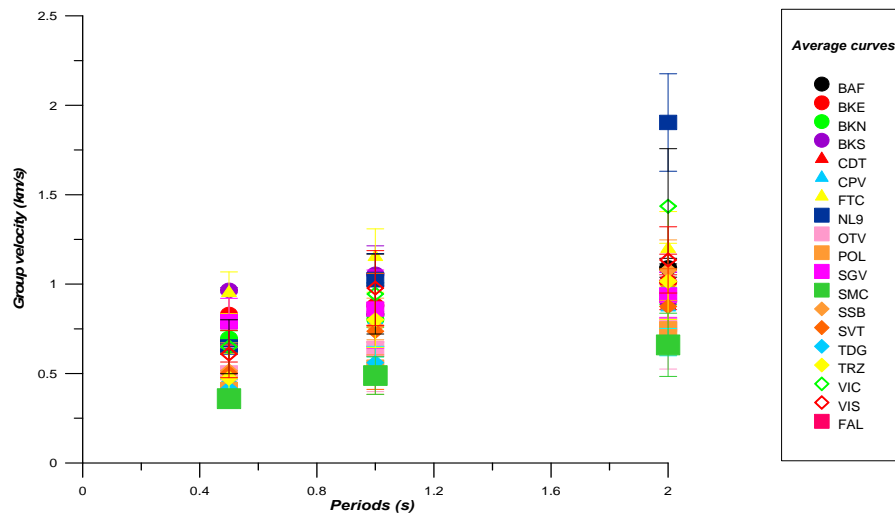


Fig. 3.7 – Curve medie di dispersione delle velocità di gruppo calcolate ai periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0$ s, calcolate per ogni stazione sismica del data set.

Sigla stazione	T=0.5		T=1.0		T=2.0	
	U(T)	$\sigma(T)$	U(T)	$\sigma(T)$	U(T)	$\sigma(T)$
BAF	0.682	0.034	0.830	0.088	1.091	0.026
BKE	0.830	0.067	0.881	0.055	1.012	0.078
BKN	0.697	0.021	0.803	0.023	0.949	0.032
BKS	0.966	0.008	1.055	0.080	0.905	0.080
CDT	0.454	0.055	0.637	0.020	0.882	0.085
CPV	0.473	0.083	0.801	0.103	0.870	0.055
FAL	0.795	0.008	1.014	0.025	1.397	0.042
FTC	0.952	0.058	1.152	0.078	1.198	0.104
NL9	0.649	0.067	1.025	0.073	1.904	0.136
OTV	0.504	0.071	0.640	0.121	0.775	0.125
POL	0.412	0.035	0.536	0.076	0.750	0.074
SGV	0.790	0.066	0.861	0.109	0.940	0.064
SMC	0.360	0.019	0.489	0.053	0.661	0.088
SSB	0.515	0.078	0.763	0.079	1.078	0.084
SVT	0.503	0.079	0.736	0.162	0.875	0.106
TDG	0.416	0.026	0.561	0.046	0.676	0.038
TRZ	0.475	0.070	0.800	0.077	1.016	0.107
VIC	0.650	0.075	0.945	0.112	1.436	0.161
VIS	0.609	0.066	0.978	0.105	1.135	0.093

Tab. 3.3 – Tabella riepilogativa delle curve di dispersione medie delle velocità di gruppo calcolate ai periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0$ s, per ogni stazione sismica.

3.5 Regionalizzazione delle mappe tomografiche

Per le tre mappe tomografiche elaborate ai periodi $T=0.5, 1.0, 2.0$ s, in base alla copertura dei raggi sismici, ad i valori di $\varepsilon = 2b/a$ ed alla taglia media del kernel di liscio (parametro a), è stato identificato un poligono di dimensioni comprese tra 1.7 km e 6 km, delimitante l'area di massima risoluzione e coincidente con l'area calderica del complesso vulcanico (Figg. 3.10 a-b-c). Tale poligono comprende 28 nodi della griglia di calcolo per un totale di 17 celle. In tale zona il parametro a varia da 1.5 a 4 km mentre il valore di ε è compreso tra 0.03 ed 1. Le variazioni relative della velocità di gruppo presentano un range compreso tra -26 % ed il 19 % al periodo $T = 0.5$ s mentre la variazione dello scarto relativo è tra il -35 % e l'11 % per il periodo $T = 1.0$ s; al periodo $T = 2.0$ s invece la variazione relativa è compresa nell'intervallo -34 – 12 % (Fig. 3.11 a-b-c).

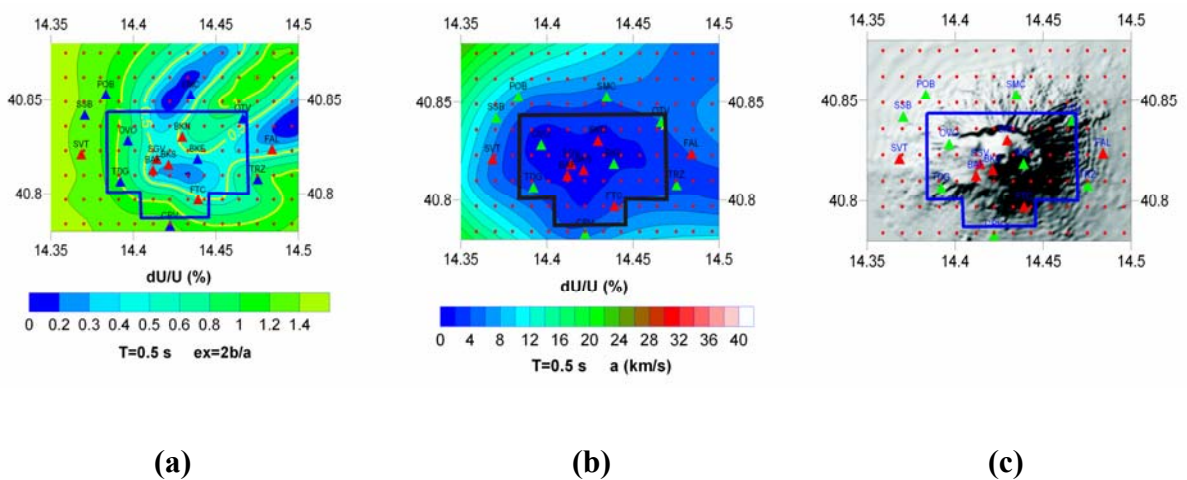


Fig. 3.10 – Poligono relativo all'area di massima risoluzione delimitato tenendo conto delle distribuzioni (a) del parametro $\varepsilon = 2b/a$, (b) del parametro a e della copertura dei raggi. La zona delimitata coincide con l'area calderica del sistema vulcanico (c). I punti rossi indicano i nodi della griglia di calcolo.

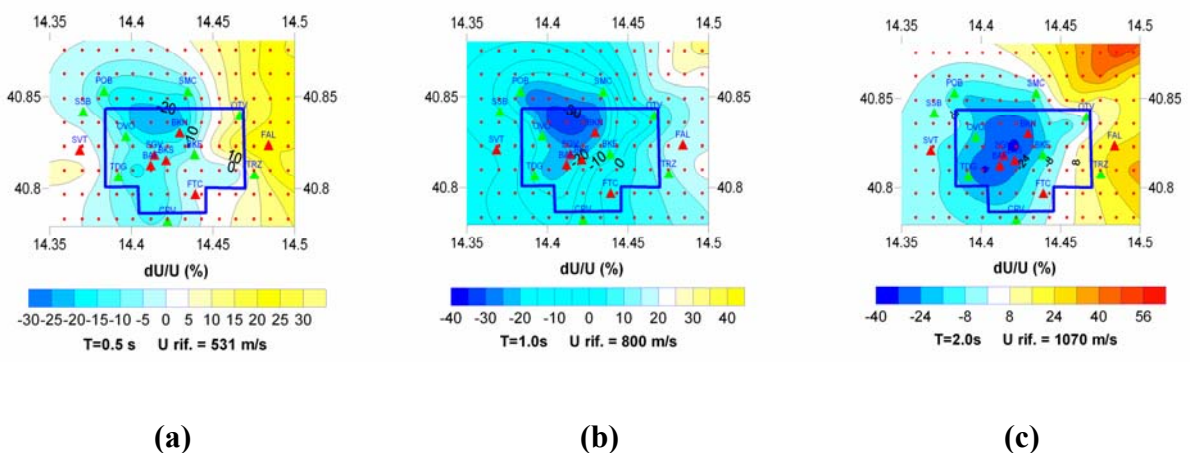


Fig. 3.11 – Distribuzione delle variazioni relative delle velocità di gruppo ai periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0$ s per l'area di massima risoluzione (a, b, c). I punti rossi indicano i nodi della griglia di calcolo.

Le celle appartenenti all'area di massima risoluzione sono state trattate con il metodo della “regionalizzazione” al fine di identificare delle zone omogenee ed attribuirne un valore medio di velocità di gruppo. La regionalizzazione ha delimitato, ad ogni periodo, un'area comprendente le celle le cui velocità di gruppo medie scartano rispetto al valore medio calcolato su tutte le celle appartenenti all'area di massima risoluzione di $\pm \sigma$ (Fig. 3.12). Tuttavia le esigue dimensioni delle zone raggruppanti le celle con scarto superiore alla standard deviation, con taglia inferiore o paragonabile alla risoluzione spaziale, non hanno permesso di identificarle come regioni distinte. La regionalizzazione ha pertanto individuato un'unica area coincidente con l'area di massima risoluzione, per la quale è stata ottenuta la seguente curva di dispersione media delle velocità di gruppo:

$T = 0.5 \text{ s}$	$U(T) = 0.500 \text{ km/s}$	$\sigma(T) = 0.043 \text{ km/s}$
$T = 1.0 \text{ s}$	$U(T) = 0.719 \text{ km/s}$	$\sigma(T) = 0.073 \text{ km/s}$
$T = 2.0 \text{ s}$	$U(T) = 0.923 \text{ km/s}$	$\sigma(T) = 0.094 \text{ km/s}$

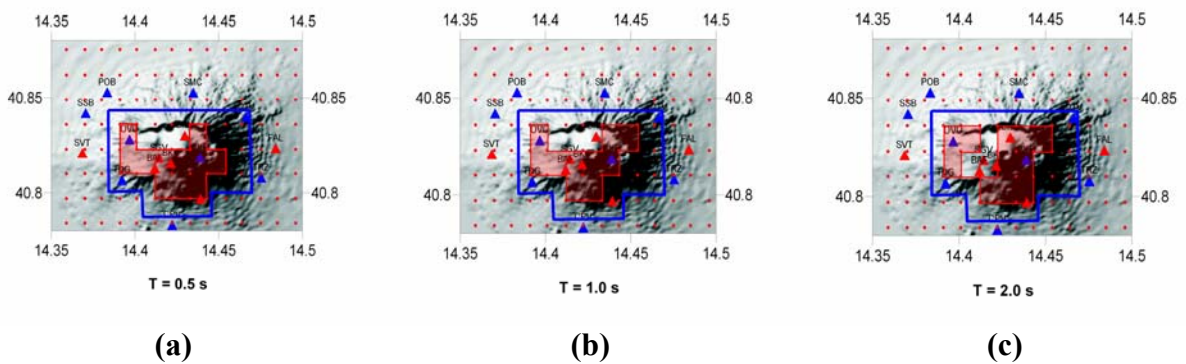


Fig. 3.12 – Regioni (in rosso) raggruppanti le celle il cui scarto della velocità di gruppo rispetto alla velocità media calcolata su tutte le celle dell'area di massima risoluzione (poligono blu), è compreso tra $\pm \sigma$ per i periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0 \text{ s}$ (a, b, c).

3.6 Inversione della curva di dispersione media

Al fine di ottenere un modello crostale 1D di velocità delle onde di taglio, le velocità di gruppo medie ottenute dal processo di regionalizzazione per i periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0$ s e la curva di dispersione media della velocità di gruppo e di fase della cella A4 fino al periodo $T = 150$ s (Panza et al., 2007) sono state invertite con la metodologia di inversione non lineare hedgehog (tab. 3.4) (Fig. 3.13).

T (s)	C(T) (km/s)	$\delta_{C(T)}$ (km/s)	U(T) (km/s)	$\delta_{U(T)}$ (km/s)	
0.5			0.5	0.043	area di regionalizzazione
1			0.719	0.073	
2			0.923	0.094	
10			2.381	0.13	cella A4
15			2.616	0.11	
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.11	3.077	0.105	
30	3.682	0.09	3.261	0.095	
35	3.739	0.08	3.311	0.095	
50	3.841	0.06	3.612	0.095	
80	3.93	0.06	3.761	0.13	
100			3.712	0.08	
125			3.642	0.08	
150			3.577	0.08	

Tab. 3.4 – Tabella riassuntiva della curva di dispersione media delle velocità di fase e di gruppo invertite. I periodi da 0.5 – 2.0 s sono relativi all’area di massima risoluzione; i valori da 10 a 180 s si riferiscono alla velocità di fase e di gruppo della cella A4 (Panza et al., 2007).

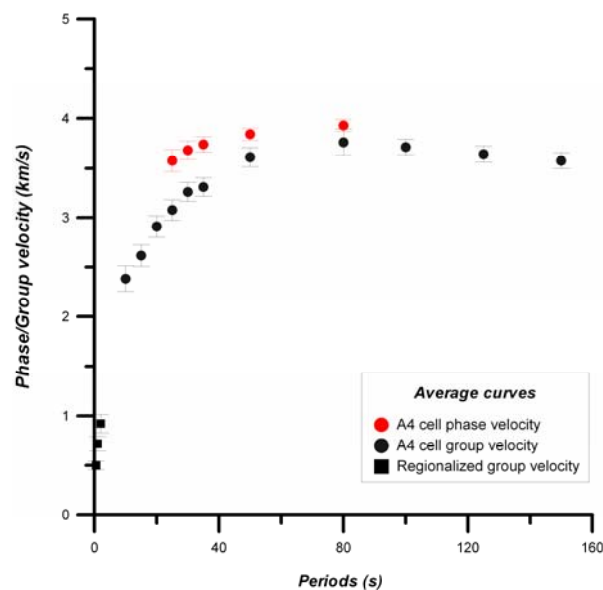


Fig. 3.13 – Curve medie di dispersione invertite con il metodo hedgehog. I periodi da 0.5 – 2.0 s sono relativi all’area di massima risoluzione; i valori da 10 a 150 s si riferiscono alla velocità di fase e di gruppo della cella A4 (Panza et al., 2007).

E' stato discretizzato un modello di terra iniziale costituito da 12 parametri (5 spessori e 7 velocità delle onde di taglio) fino ad una profondità di 73 chilometri assumendo un rapporto $V_p/V_s = 1.8$. La parametrizzazione iniziale, desunta dai modelli di velocità delle onde di taglio proposti da Nunziata et al. (2006) per il Vesuvio e da Panza et al. (2007) per la cella A4 è riassunta nella tabella 3.5.

Parametri	MIN	MAX	STEP	
	0.62	0.62		
P1	0.2	2.5	0.14	V_s (km/s)
P2	0.6	2.5	0.2	
P3	1.3	4	0.5	
P4	1.75	4.75	0.7	
P5	2.25	4.66	0.4	
P6	2.7	4.3	0.5	
P7	3.8	4.6	0.2	
P8	1.8	1.8	1.8	
	0.2	0.2		V_p/V_s
	0.4	0.4		
P9	0.25	5.25	0.3	H (km)
P10	0.8	6.8	2.5	
P11	1	7	2.5	
P12	4	13	4	
P13	13	33	12	

Tab. 3.5 – Tabella riassuntiva dei parametri invertiti: sono indicati il range di variabilità di ogni singolo parametro e lo step di indagine.

E' stato ottenuto un set di 9 soluzioni con r.m.s. per la velocità di fase variabile tra 0.019 e 0.040 km/s e per la velocità di gruppo tra 0.039 km/s e 0.052 km/s (Fig. 3.14). Gli r.m.s medi calcolati su tutte le soluzioni sono, rispettivamente, 0.028 km/s per la velocità di fase e 0.047 km/s per la velocità di gruppo. Dal set di soluzioni è stata scelta quella con gli r.m.s della velocità di fase e di gruppo coincidenti con i valori medi calcolati. In base all'errore su ogni singolo parametro, valutato come la metà dello step di indagine, il modello scelto è costituito da un primo strato con spessore di 0.2 km e V_s di 0.62 km/s, un secondo strato con spessore di 0.4 km e velocità delle onde di taglio comprese nell'intervallo 0.87 – 1.01 km/s; un terzo strato con spessore compreso tra 0.8 – 1.1 km e V_s nell'intervallo 0.70 – 0.90 km/s; un quarto strato con spessore variabile da 1.55 a 4.05 km e V_s comprese nell'intervallo 3.25 – 3.75 km/s; un quinto strato di spessore variabile da 4.25 km a 6.75 km e velocità delle onde di taglio variabile da 3.00 a 3.70 km/s; un sesto strato con spessore compreso nel range 9 – 13 km e V_s variabili da 3.25 a 3.65 km/s; un settimo strato con spessore variabile da 19 a 31 km e velocità delle

onde di taglio nell'intervallo 3.75 – 4.25 km/s; un ottavo strato con spessore di 27.15 km e V_s comprese tra 4.10 e 4.30 km/s (tab.3.6).

h (km)	V_s (km/s)
0.20	0.62
0.40	0.87 - 1.01
0.80 - 1.10	0.70 - 0.90
1.55 - 4.05	3.25 - 3.75
4.25 - 6.75	3.00 - 3.70
9.00 - 13.00	3.25 - 3.65
19.00 – 31.00	3.75 - 4.25
27.15	4.10 - 4.30

Tab. 3.6 – Range di variabilità dei parametri della soluzione con il criterio della soluzione con gli r.m.s. più prossimo all'errore medio calcolato per tutte le soluzioni. In questo caso, la soluzione scelta ha l'errore (rms) coincidente con l'errore medio di tutte le soluzioni.

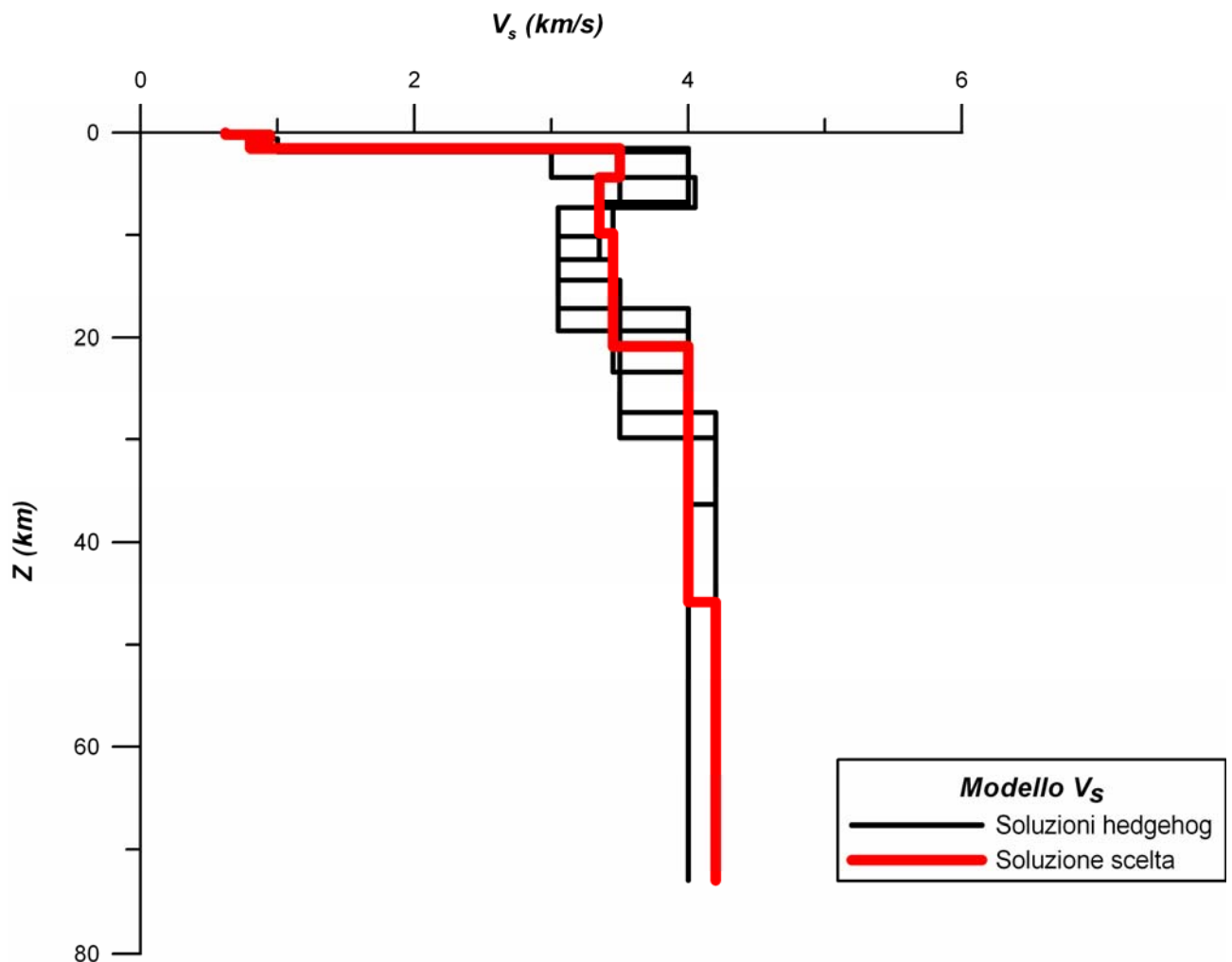


Fig. 3.14 – Set di soluzioni ottenuto dall'inversione non lineare hedgehog della curva di dispersione media della velocità di fase e di gruppo. In rosso è indicata la soluzione scelta con gli r.m.s. della velocità di fase e di gruppo coincidenti con quelli medi calcolati su tutte le soluzioni.

Capitolo 4

Analisi di noise sismico

4.1 – Emergenza della funzione di Green dalla correlazioni in campo diffuso

Recentemente, le analisi di cross-correlazione su lunghe serie temporali di noise sismico hanno dimostrato l'emergenza della funzione di Green su distanze del migliaio di chilometri (Shapiro e Campillo, 2004). Weaver e Lobkis (2001) hanno dimostrato infatti che la forma d'onda ottenuta dalla cross-correlazione tra due ricevitori in un campo diffuso, differisce dalla vera funzione di Green tra i due ricevitori solo per un fattore di ampiezza.

Una semplice dimostrazione di questa proprietà è basata su una rappresentazione modale di campo diffuso in un corpo elastico (Lobkis e Weaver, 2001):

$$\phi(x, t) = \sum_n a_n \omega_n(x) e^{i\omega_n t} \quad (4.1)$$

In cui x è la posizione, t il tempo, u_n ed ω_n sono le autofunzioni e le autofrequenze della Terra reale ed a_n sono le funzioni di eccitazione modale.

La funzione di cross-correlazione tra due ricevitori nelle posizioni x ed y può essere pertanto espressa come:

$$C(x, y, \tau) = \sum_n F(\omega_n) u_n(x) u_n(y) e^{-i\omega_n \tau} \quad (4.2)$$

dove

$F(\omega)$ = densità spettrale di energia

τ = shift della cross-correlazione

La funzione (4.1) differisce dalla vera funzione di Green tra i due ricevitori solo per il fattore di ampiezza $F(\omega)$.

L'ipotesi di campo diffuso per il rumore sismico può essere assunta, considerando lo scattering legato alle eterogeneità del mezzo ed intervalli temporali sufficientemente lunghi, tali da poter considerare le sorgenti del campo come variabili casuali.

4.2 – Acquisizione dati

Durante il secondo ed il terzo anno di dottorato sono state eseguite tre misure di rumore sismico, due delle quali effettuate sulle edificio vulcanico del Somma – Vesuvio ed una nelle immediate propaggini appenniniche. A tal fine sono state impiegate due Kinematics Q330 equipaggiate con triplette accelerometriche a banda larga Episensor E-ST. Le misure sono state eseguite da giugno a settembre 2006 e da febbraio – luglio 2007 con frequenza di campionamento di 100 Hz. Le stazioni sono state ubicate nel complesso storico dell'Osservatorio Vesuviano (OVO), nella sede della forestale di Trecase (FTC) ed in un garage di un edificio sito nel territorio comunale di Cicciano (CIC) (Fig. 4.1, Tab. 4.1). Per una corretta sincronizzazione del tempo assoluto di digitalizzazione, le stazioni Kinematics Q330 sono dotate di un apposita antenna GPS per la ricezione del segnale orario. Le triplette accelerometriche, dotate di sistema di regolazione per la perfetta verticalità, sono state orientate in tutte i siti di misura secondo le direzioni N-S ed E-O. Le misure di ogni singola stazione sono state analizzate con tecniche di cross-correlazione con i segnali acquisiti dalla stazione accelerometrica Kinematics Q330 dell' Osservatorio geofisico sez. di Sismologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" (SMN).



Fig. 4.1 – Ubicazione delle stazioni sismiche installate per le acquisizioni di rumore sismico nei periodi di giugno - settembre 2006 e febbraio – luglio 2007 (SMN = San Marcellino Napoli; OVO = Osservatorio Vesuviano sede storica; FTC = Forestale Trecase; CIC = Cicciano).

<i>Sigla Stazione</i>	<i>Latitudine • N</i>	<i>Longitudine • E</i>	<i>Altezza s.l.m (m)</i>
SMN	40.847	14.257	10
OVO	40.827	14.397	584
FTC	40.796	14.439	150
CIC	40.957	14.536	50
	<i>Coppia stazione</i>	<i>Distanza</i>	
	SMN - OVO	11.91	
	SMN - FTC	16.25	
	SMN - CIC	26.49	

Tab. 4.1 – Tabella riepilogativa delle posizioni geografiche delle stazioni sismiche installate per le acquisizioni di noise sismico (SMN = San Marcellino Napoli; OVO = Osservatorio Vesuviano sede storica; FTC = Forestale Trecase; CIC = Cicciano).

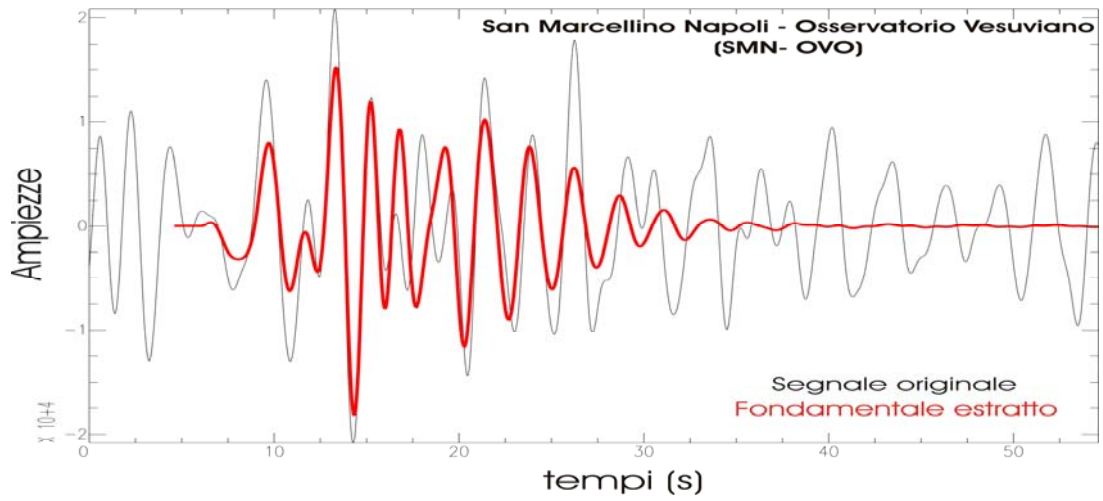
4.3 – Analisi dati

Sono stati presi in considerazione i seguenti intervalli temporali per ogni singola coppia di stazioni:

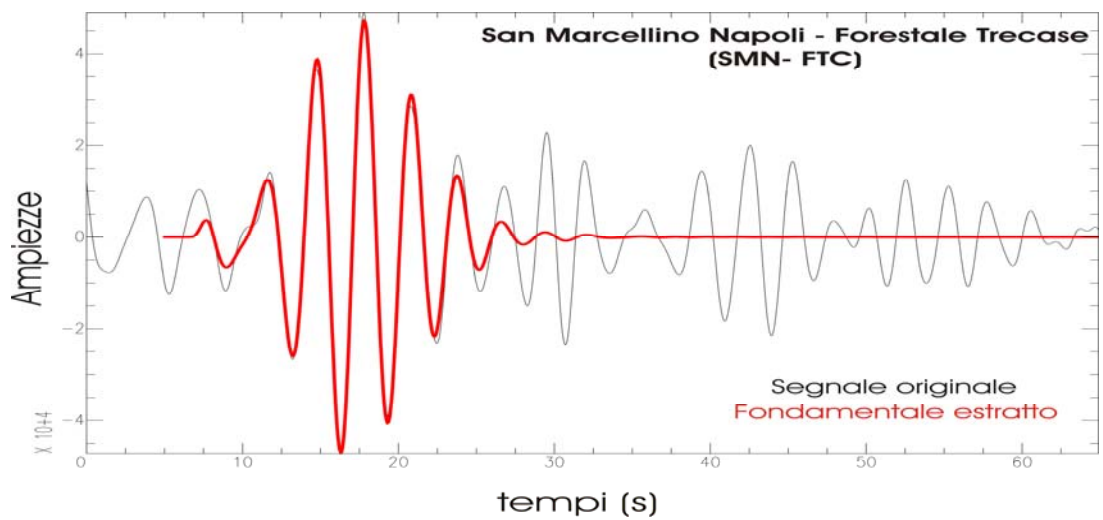
- 1) luglio – agosto 2006 (SMN – OVO)
- 2) agosto – settembre 2006 (SMN – FTC)
- 3) marzo 2007 (SMN – CIC)

I singoli intervalli temporali sono stati esaminati preventivamente al fine di eliminare i giorni in cui sono presenti eventi sismici che possono pregiudicare l'ipotesi di campo diffuso; inoltre sono stati scartati i giorni in cui sono presenti disturbi locali dovuti al passaggio di personale nei luoghi di acquisizione.

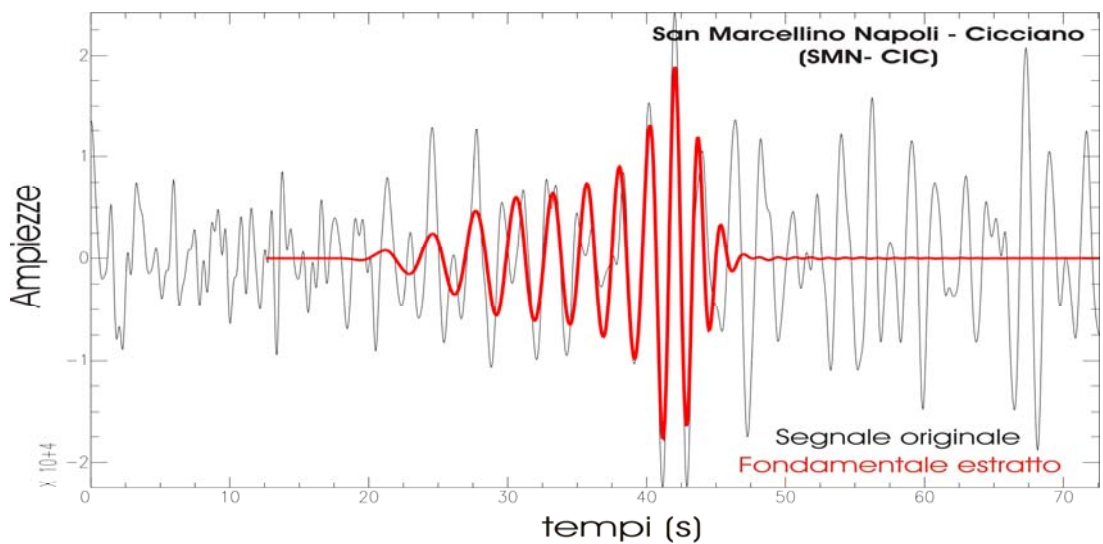
Le analisi di cross-correlazione sono state effettuate in ambiente SAC (Seismic Analysis Code) analizzando le componenti verticali di ogni singolo giorno di acquisizione con finestra di analisi di 200 secondi in una banda di frequenze compresa tra 0.1 – 2 Hz. La registrazione di rumore sismico è stata suddivisa in due parti uguali al fine di ottenere tre segnali medi su cui applicare la Frequency – Time Analysis. In figura 4.2 si riportano i segnali ottenuti dalle cross-correlazioni medie sull'intervallo temporale considerato ed i relativi fondamentali estratti per le tre coppie di acquisizione.



(a)

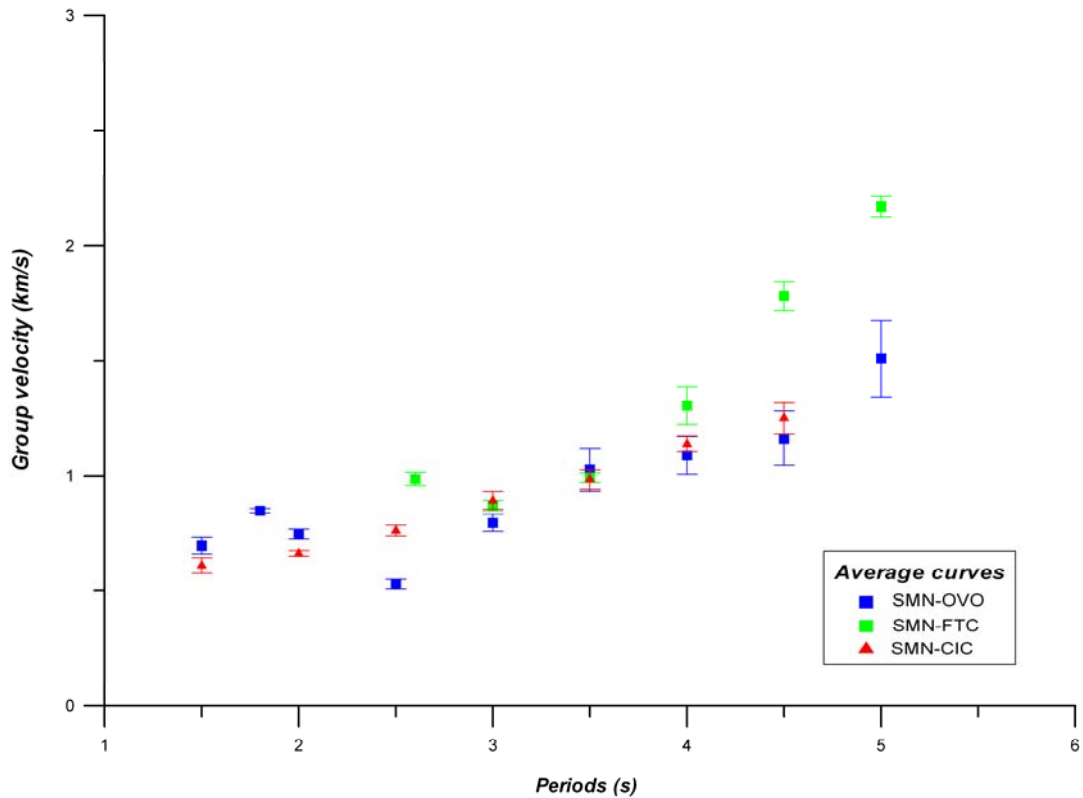


(b)



(c)

Fig. 4.2 – Segnali medi ottenuti dalle cross-correlazioni dei segnali filtrati per $0.1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$ ed i relativi modi fondamentali di oscillazione. estratti mediante la Frequency - Time ANalysis per le coppie di acquisizione SMN – OVO (a), SMN – FTC (b), SMN – CIC (c).



SMN - OVO			SMN - FTC			SMN - CIC		
<i>T</i> (s)	<i>U</i> (km/s)	σ (km/s)	<i>T</i> (s)	<i>U</i> (km/s)	σ (km/s)	<i>T</i> (s)	<i>U</i> (km/s)	σ (km/s)
1.5	0.696	0.036				1.5	0.610	0.034
1.8	0.850	0.010						
2	0.745	0.022				2	0.663	0.012
2.5	0.528	0.021	2.6	0.987	0.029	2.5	0.761	0.024
3	0.795	0.038	3	0.872	0.023	3	0.895	0.039
3.5	1.029	0.093	3.5	0.992	0.020	3.5	0.985	0.041
4	1.092	0.085	4	1.306	0.082	4	1.141	0.032
4.5	1.164	0.117	4.5	1.781	0.063	4.5	1.251	0.067
5	1.511	0.167	5	2.171	0.044			

Fig. 4.2 – Curve medie di dispersione delle velocità di gruppo calcolate tra 1.5 – 5 secondi per le tre coppie di stazioni sismiche (*SMN - OVO*; *SMN - FTC*; *SMN - CIC*).

Le curve di dispersione medie delle velocità di gruppo calcolate tra 1.5 – 5 s variano da 0.528 a 2.171 km/s, mostrando un buon accordo ai periodi compresi tra 3 – 4 s (Fig. 4.2).

Capitolo 5

Confronti, interpretazioni e conclusioni

La Frequency – Time Analysis ha permesso di estrarre le curve di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale di oscillazione dell'onda di Rayleigh dai segnali di eventi locali al Somma – Vesuvio, registrati dalle reti sismiche fisse e mobili dell'Osservatorio Vesuviano. Tali curve hanno consentito l'elaborazione di mappe tomografiche 2D di variazione relativa delle velocità di gruppo per i periodi $T = 0.5, 1.0, 2.0$ s, per un'area rettangolare di dimensioni 17×10 km², comprendente gli epicentri e le stazioni sismiche in analisi. Le tre immagini tomografiche sono state analizzate al fine di identificare le zone effettivamente risolte nelle due dimensioni. Tenendo conto della distribuzione e della densità dei raggi sismici, del parametro di elongazione $\varepsilon = 2a/b$ e del parametro a (taglia media del kernel di lisciamiento), si è delimitata l'area di massima risoluzione. Tale zona di dimensione minima e massima rispettivamente di 2 e 6 km coincide con l'area calderica del complesso vulcanico Somma – Vesuvio. Il successivo processo di “*regionalizzazione*” delle celle comprese nell'area di massima risoluzione, ha confermato un'unica zona coincidente con l'area calderica con una curva di dispersione media da 0.5 a 2.0 s. La curva di dispersione così ottenuta, insieme alla curva di dispersione media delle velocità di fase e di gruppo relativa alla cella A4 della tomografia delle onde superficiali realizzata da Panza et al. (2007) per il territorio nazionale e comprendente i distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma – Vesuvio, è stata invertita mediante l'algoritmo di inversione non lineare hedgehog al fine di ottenere un modello litosferico medio di velocità delle onde di taglio. A tal fine è stato considerato un modello di terra iniziale costituito da otto strati, fino ad una profondità di 73 km, basandosi sulle parametrizzazioni di Natale et al. (2005) al Vesuvio e di Panza et al. (2007) per la cella A4. Dall'inversione non lineare si è ottenuto un set di 9 soluzioni tra le quali è stata scelta quella con gli r.m.s. della velocità di fase e di gruppo coincidenti con gli r.m.s. medi.

Le soluzioni ottenute sono state confrontate, fino a 2 km, con la stratigrafia del pozzo Trecase (Brocchini et al., 2001) e fino a 6 km con i modelli di Natale et al. (2005) e con quelli risultanti dal progetto TOMOVES (Fig. 5.1)

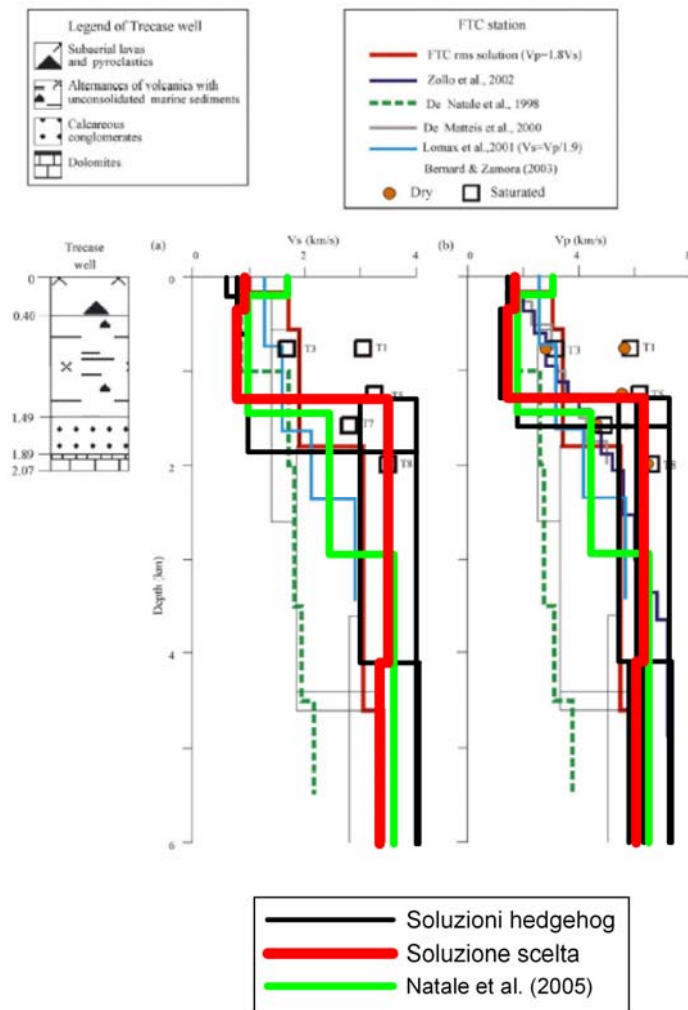


Fig. 5.1 – Confronto tra il set di soluzioni ottenuto, il pozzo Trecase (Bocchini et al.), i modelli proposti da Natale et al. (2005), De Natale et al. (1998), De Matteis et al. (2000), Zollo et al., (2002) e Lomax et al. (2001) e le misure di laboratorio (da Natale et al. (1998), modificato).

E' evidente il buon accordo tra la soluzione scelta ed il modello medio del cono proposto da Natale et al. (2005) fino a 4 km di profondità. A parte la differenza di velocità presente per il primo strato, interpretabile come alternanza di flussi lavici e depositi piroclastici, entrambe i modelli presentano uno strato, di circa 1 km, con velocità delle onde di taglio inferiori ad 1 km/s. In successione stratigrafica, segue un' incremento di velocità fino a circa 3.4 km/s, che in accordo con la stratigrafia del pozzo Trecase può essere attribuito ai carbonati mesozoici. Tale valore è in perfetto accordo con quello desunto dalle misure di laboratorio da Bernard e Zamora (2003). Per il primo chilometro di spessore, c'è un ottimo accordo con il modello di De Natale et al. (1998) ed è più veloce dei modelli proposti da De Matteis (2000), Zollo et al. (2002), Lomax et al. (2001). Le velocità ottenute sono, inoltre, inferiori alle misure di laboratorio su campioni di tufiti e lave. Una certa coerenza tra tutti i modelli in considerazione, tranne per quello proposto da De Natale et al. (1998), si evidenzia invece tra i 2 ed i 4 km di profondità. Tra 4 e 9 km sotto il livello medio del mare, solo nel modello proposto in

questa tesi è presente una lieve inversione di velocità, interpretabile in accordo con Zollo (1996), Auger et al., (2001), Natale et al., (2005) Nunziata et al. (2006) come uno strato contenente una percentuale di materiale parzialmente fuso.

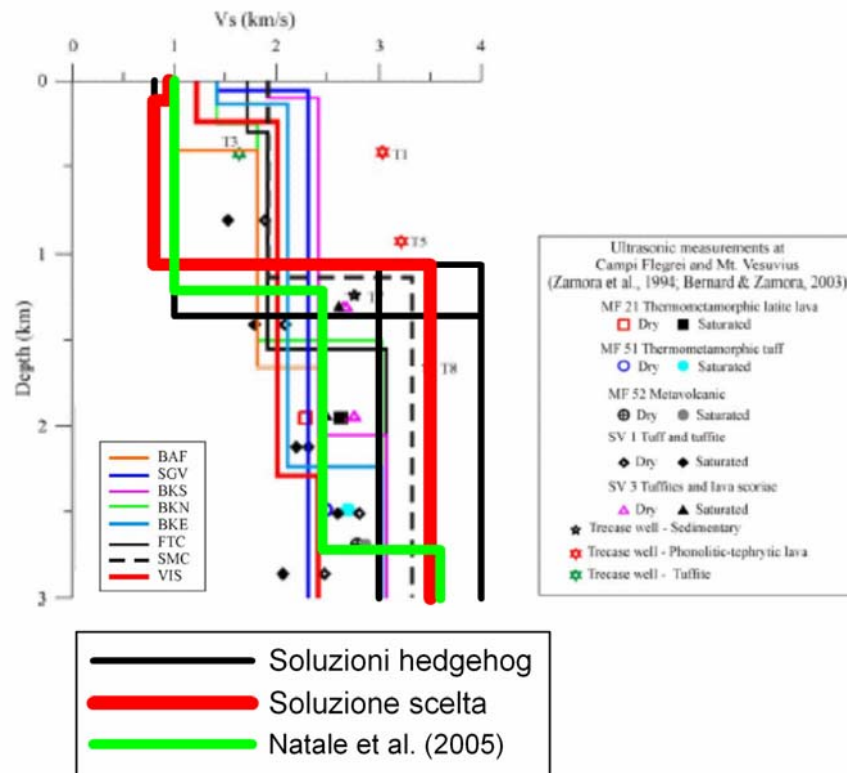


Fig. 5.2 – Confronto tra il set di soluzioni ottenute, i modelli elaborati da Natale et al. (2005) e le misure ultrasoniche su campioni (Zamora et al., 1994; Bernard e Zamora, 2003).

La struttura superficiale della soluzione scelta, è stata confrontata con tutti i modelli proposti da Natale et al. (2005) e con le misure ultrasoniche di laboratorio effettuate da Zamora et al. (1994) e da Bernard e Zamora (2003) su campioni dei campi geotermici di Mofete e San Vito e su campioni del Vesuvio (Fig. 4.2). Come si evince dalla figura, la soluzione scelta mostra velocità più basse rispetto a quelle misurate in laboratorio alle profondità più superficiali mentre a profondità maggiori, esse sono coerenti con le misure su campioni più superficiali di lava e calcare del Vesuvio.

Per l'interpretazione della soluzione scelta a grande profondità, è stata utilizzata la sezione interpretativa dell'Italia meridionale passante per il Vesuvio elaborata da Panza et al. (2007), che è in pieno accordo con quella proposta da De Gori et al. (2001) (Fig. 5.3). In entrambe le sezioni al di sopra dell'astenosfera, è presente sotto gli edifici vulcanici campani, uno slab litosferico in subduzione sul quale si rinviene un cuneo

mantellico con valori di velocità più bassi, riconducibili, secondo gli autori, ad un differente stato termico.

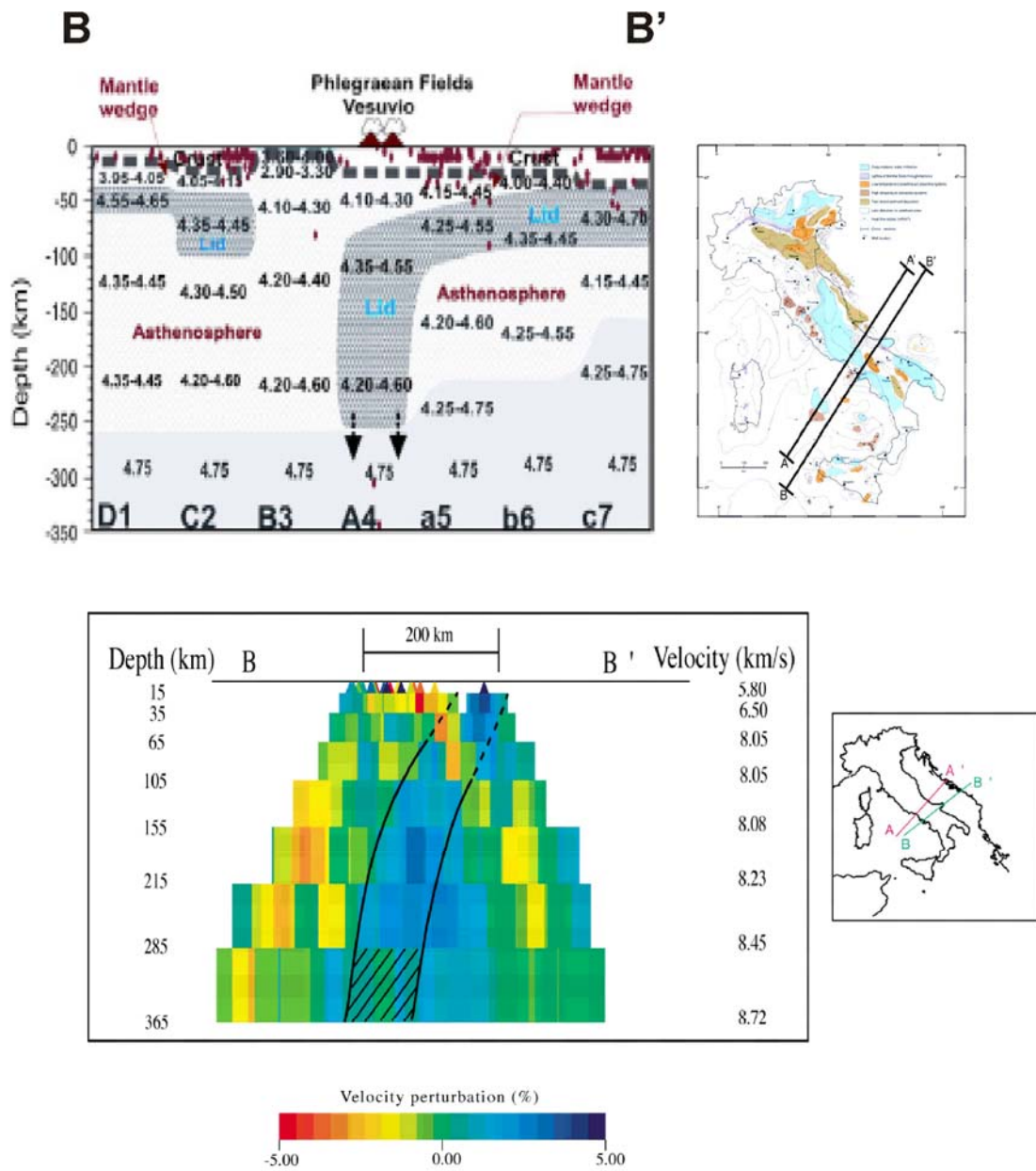


Fig. 5.3 – Sezioni interpretative SO - NE per l'Italia Meridionale elaborate da Panza et al. (2007) e De Gori et al., (2001).

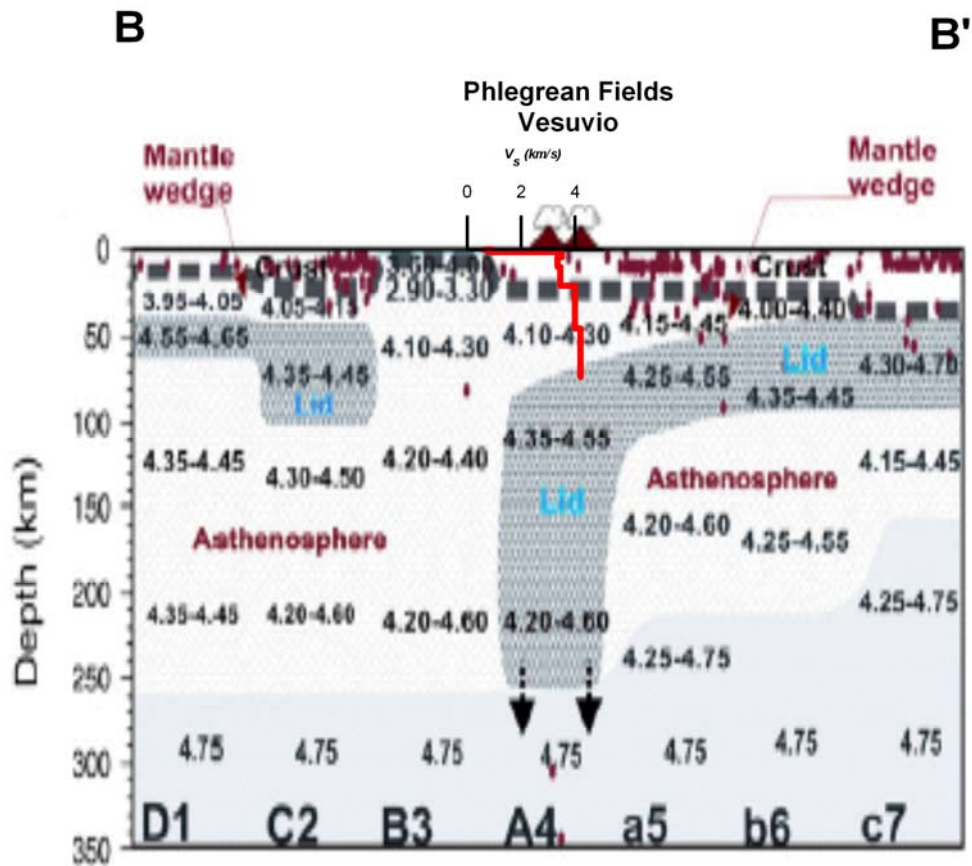


Fig. 6.4 – Confronto tra la sezione interpretativa elaborata da Panza et al. (2007) per l'Italia Meridionale ed il modello di onde di taglio ottenuto dall'inversione non lineare della curva di dispersione media.

Confrontando la soluzione scelta con la sezione di velocità delle onde di taglio proposta da Panza et al. (2007) (Fig. 5.4), si osserva che il netto passaggio di velocità delle onde di taglio da 3.45 a 4 km/s ad una profondità di circa 21 km è in perfetto accordo con la discontinuità riportata dagli autori, attribuibile alla Moho. L'attenzione deve essere focalizzata alle profondità tra 21 e 46 km dove, nella soluzione scelta, la V_s è compresa nel range 3.75 e 4.25, intervallo più basso rispetto a quello evidenziato nello studio di Panza et al. (2007). Questa diminuzione di velocità rispetto al valore regionale (4.1 – 4.3 km/s), potrebbe essere in relazione ad uno stato termico di temperature più alte e con la probabile presenza di una percentuale di materiale parzialmente fuso.

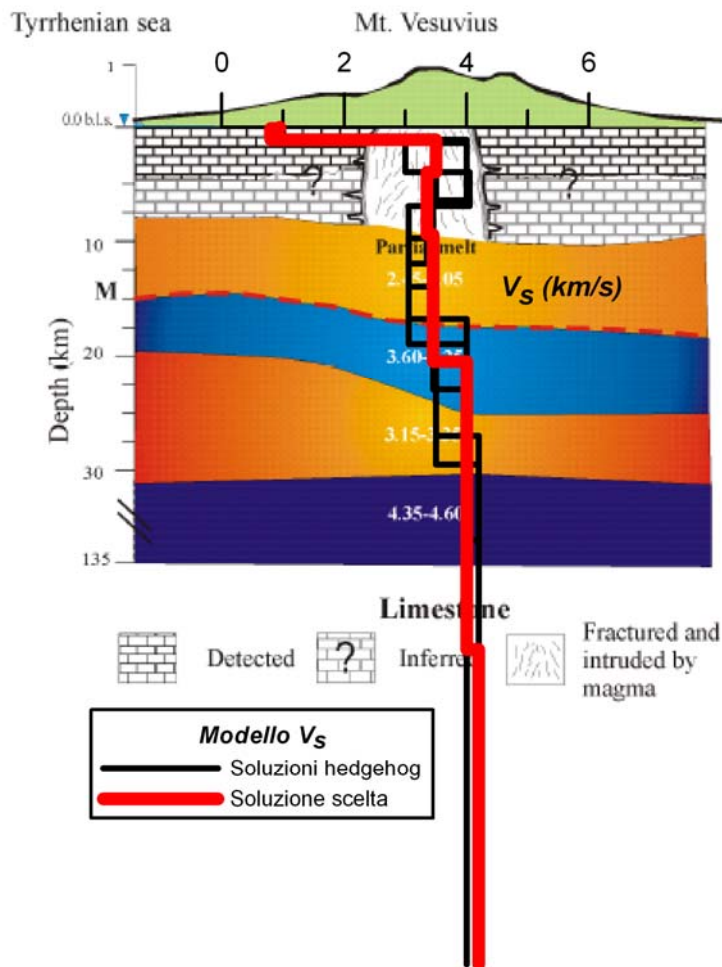


Fig. 5.5 – Confronto tra il modello schematico proposto da Nunziata et al. (2006) ed il set di soluzioni ottenuto in questo lavoro di tesi.

Il set di soluzioni ottenuto dall'inversione non lineare hedgehog è stato confrontato con il modello elaborato da Nunziata et al. (2006) (Fig. 5.5) per le stazioni ubicate sul cono del Vesuvio. Le principali differenze tra i due modelli sono nella profondità più superficiale (~ 4 km) del primo strato parzialmente fuso, mediamente e nell'assenza di una seconda inversione di velocità nella soluzione scelta a circa 20 km di profondità. Tale differenza è principalmente legata alla nuova curva di dispersione delle velocità di fase e di gruppo attribuita per la Cella A4 da Panza et al. (2007) originante una differente parametrizzazione del modello della cella stessa.

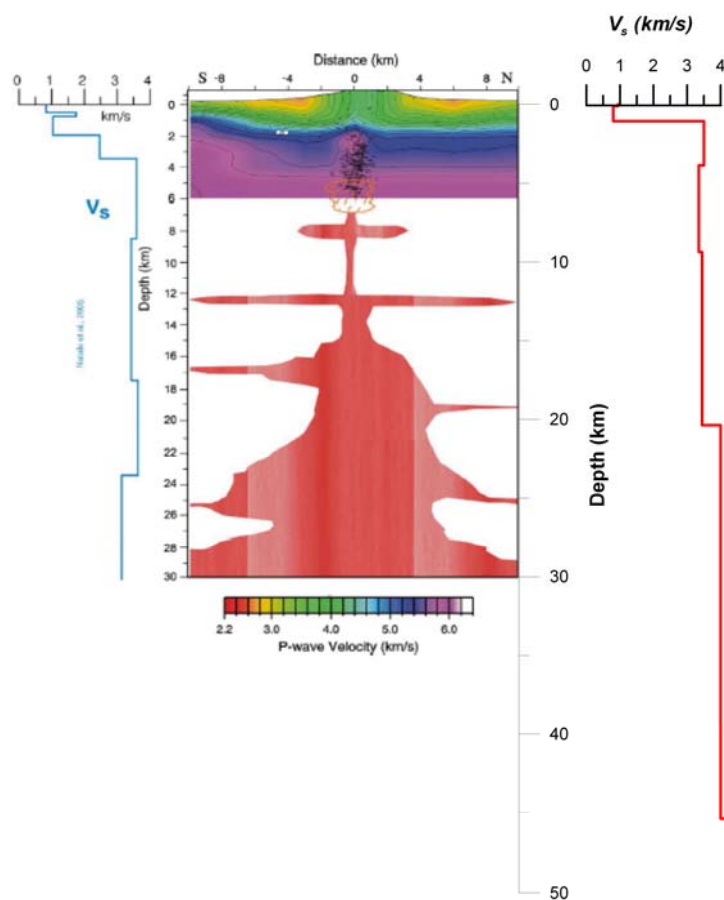


Fig. 5.6 – Confronto tra il modello schematico proposto da De Natale et al. (2006), il modello di Natale et al., (2005) ed il modello proposto in questo lavoro di tesi fino a 50 km.

La soluzione scelta è stata confrontata con il modello schematico di De Natale et al. (2006) ottenuto a partire dalla tomografia 3D superficiale di onde P e dalla informazioni geofisiche e geochimiche desunte da letteratura (Fig. 5.6). Il nostro modello ben si accorda con le zone parzialmente fuse, identificate su base geochimica intorno ad i 5 km, e su base geofisica intorno agli 8 km (Auger, 2001). Il modello presentato in questa tesi di Dottorato mostra una zona anomala con velocità più basse tra 4 e 20 km di profondità. Dai 20 ad i 45 km di profondità i “valori di Vs anomali” del nostro modello rispetto alla media regionale (Panza et al., 2007), interpretabili come una zona con un certa percentuale di fusione, trovano ampio riscontro nel modello di De Natale et al. (2006) desunto tra i 15 ad i 35 km dallo studio di De Gori et al., (2001).

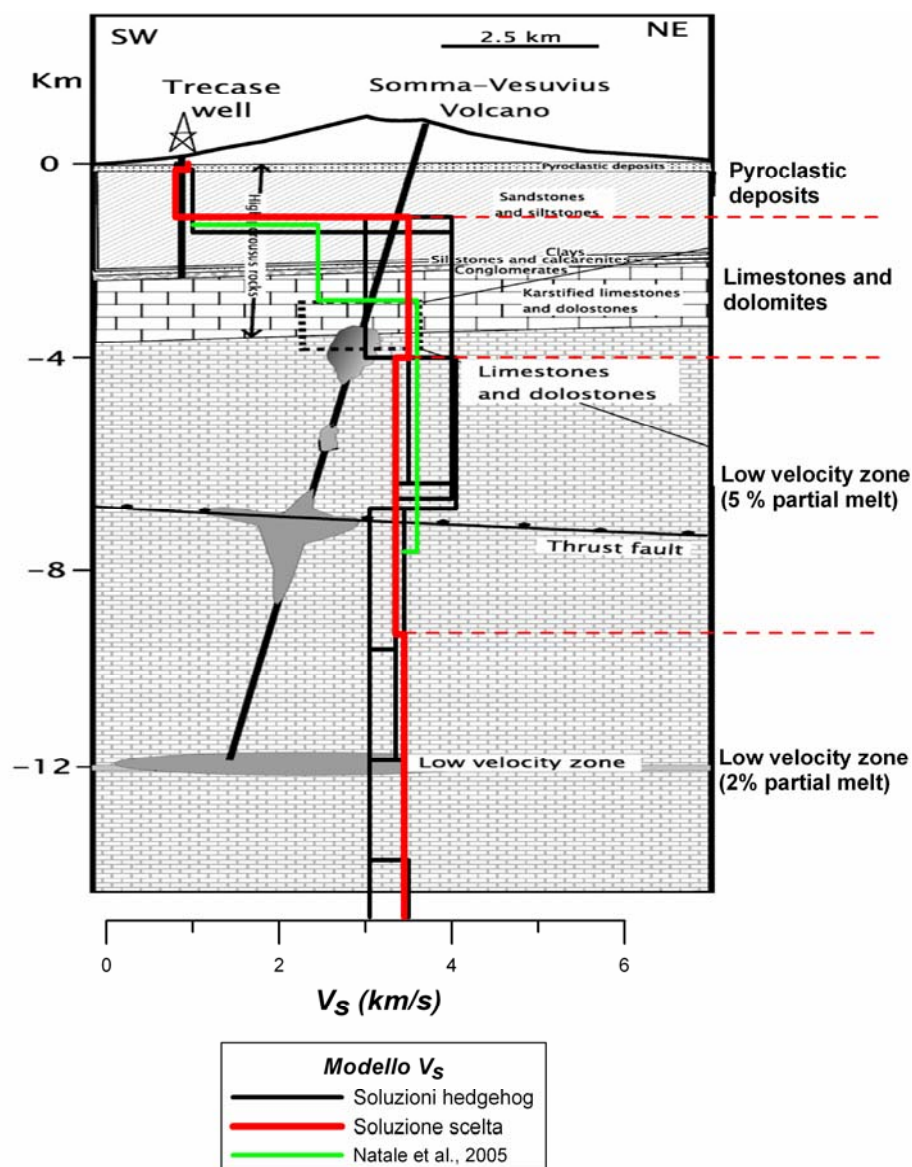


Fig. 5.7 – Confronto tra il modello proposto da Lima et al. (2007), in cui sono riportate le camere magmatiche supposte in Lima et al. (2003) da studi geochemica, il modello proposto per il cono del Vesuvio da Natale et al. (2005) ed il set di soluzioni ottenuto dall'inversione non lineare, fino a 15 km. Sono riportate inoltre le percentuali di fusione per le due zone a bassa velocità, desunte dalle relazioni di Taylor e Sing (2002).

Il set di soluzioni ottenuto, insieme al modello proposto da Natale et al. (2005), è stato confrontato con lo schema geologico elaborato da Lima et al. (2007) dove sono riportate le camere magmatiche desunte dagli studi geochemici da Lima et al. (2003) (Fig. 5.7). La profondità supposta per le camere magmatiche tra 4 – 8 km trova una perfetta evidenza nell'inversione di velocità riscontrata nel nostro modello. Il valore di V_s riscontrato alle profondità di 10 - 20 km è più alto di quello ottenuto alle profondità di 4 – 10 km ma comunque più basso di quello ottenuto per il basamento carbonatico a circa 2 km, indicando un contenuto più basso di materiale parzialmente fuso, che in accordo con le relazioni di Taylor e Sing (2002) è di circa il 2 %.

In conclusione possiamo affermare che il lavoro di tesi svolto, ha esteso le conoscenze sulla struttura del complesso vulcanico, a tutta l'area calderica, rispetto agli studi precedenti di Natale et al. (2005) e di Nunziata et al. (2006), migliorandone la definizione litosferica, totalmente inquadrata in un preciso contesto geodinamico. Il modello geofisico di velocità delle onde di taglio, elaborato a partire dalla tomografia sismica di onde superficiali, trova finalmente evidenza di una zona con una percentuale di materiale parzialmente fuso del 5 % a circa 4-5 km al di sotto del livello del mare, profondità più volte supposta in diversi studi geochemici. Secondo il nostro modello, la zona parzialmente fusa tra 4 e 20 km, può essere supposta come un zona di stazionamento di magma la cui origine più profonda è da collocarsi tra i 21 – 46 km sotto il livello medio del mare a cui può essere attribuito, in base alle relazioni di Taylor e Sing (2002), una percentuale di fusione del 7 %.

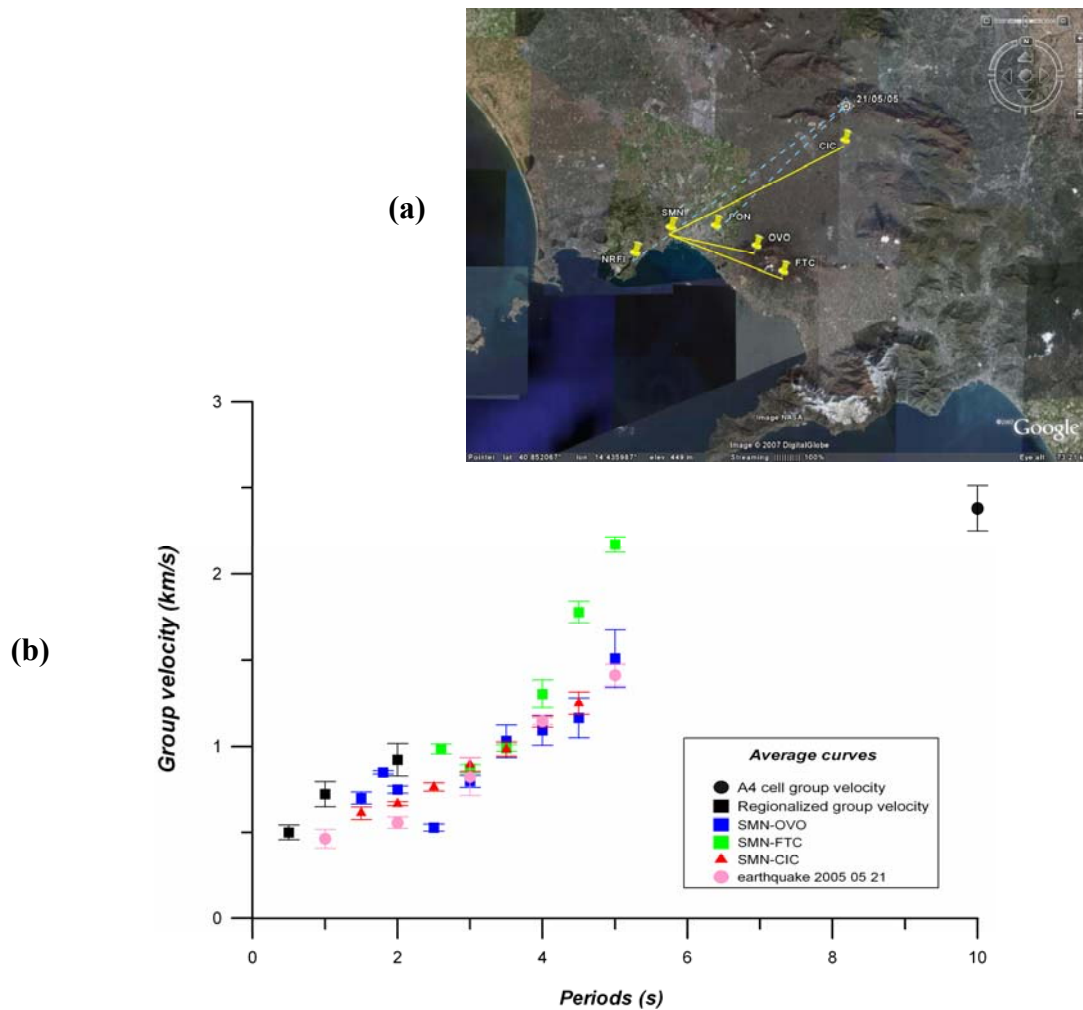


Fig. 5.8 – (a) Ubicazioni delle stazioni sismiche impiegate nelle acquisizioni di rumore sismico (SMN, OVO, FTC, CIC) e di quelle rilevanti l'evento sismico del 2005/05/21 ore 19:55:19 UTC (Lat :41.01° N; Long: 14.54° E; Prof.: 24 km; MI = 3.8) (NRFI, PON). (b) Curve medie di dispersione delle velocità di gruppo estratte dalle analisi di noise e dall'evento sismico del 2005/05/21. Sono inoltre riportate la curva media ottenuta dalla regionalizzazione delle mappe tomografiche e la velocità di gruppo a 10 s relativa alla cella A4.

Ottimi risultati sono stati ottenuti dalle analisi di rumore sismico con la tecnica della cross correlazione. Come si evince dalla figura 5.8, la velocità di gruppo media calcolata per le coppie SMN – OVO ed SMN – FTC è molto prossima a quella attribuita all'area calderica dal processo di regionalizzazione; inoltre c'è un buon accordo ai periodi 3 – 5 secondi, tra le curve medie calcolate e la curva media relativa all'evento sismico del 21 maggio 2005 con epicentro ai monti di Avella e registrato nella zona di Posillipo e Ponticelli rispettivamente dalle stazioni NRFI e PON, con raggio sismico molto prossimo all'allineamento SMN – CIC. Gli incoraggianti risultati preliminari ottenuti mediante tale tecnica di analisi fanno ritenere pertanto plausibile la possibilità di colmare il *gap* di valori di velocità di gruppo tra 3 – 9 secondi esistente tra la tomografia sismica di onde superficiali ottenuta dagli eventi sismici vesuviani e quella regionale. L'inversione non lineare hedgehog delle curve di dispersione medie estratte con la Frequency – Time ANalysis dalla correlazione di rumore sismico tra due stazioni è sicuramente un metodo innovativo e *low cost* che potrebbe consentire di dettagliare ulteriormente la struttura del complesso vulcanico Somma - Vesuvio.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare sentitamente la Prof.ssa Concettina Nunziata per avermi seguito durante questi tre anni di Dottorato, affrontando insieme le non poche difficoltà scaturite da questo lavoro di tesi. In lei ho ritrovato una persona speciale, dedita alla ricerca ed alla didattica come pochi altri. Spero di non aver deluso le sue aspettative e mi reputo fortunato per aver avuto la possibilità di apprendere i suoi insegnamenti.

Un particolare ringraziamento è rivolto alla Dott.ssa Mariangela Guidarelli per gli aiuti ed i consigli nell'utilizzo del programma di elaborazione delle mappe tomografiche delle onde superficiali ed al Prof. Giuliano Francesco Panza per avermi permesso l'utilizzo dei codici di calcolo.

Ringrazio inoltre il Prof. Giuseppe Luongo per le interessanti discussioni e considerazioni, preziosi spunti di riflessione.

Ringrazio l'Osservatorio Vesuviano per avermi fornito i set di dati analizzati.

Desidero ringraziare il Prof. Giuseppe Nardi, Coordinatore del XX Ciclo, che nonostante gli impegni istituzionali ed il periodo poco felice trascorso, è stato sempre una persona estremamente comprensibile e disponibile soprattutto nelle ultime fasi del lavoro di ricerca.

Un affettuoso ringraziamento è rivolto ai Dottori Michele Nappi ed Enrico Di Maio per l'aiuto prestatomi durante le installazioni delle stazioni sismiche.

Desidero ringraziare mia madre e mia sorella per essermi state sempre vicino, sostenendomi con amore e pazienza ed incoraggiandomi nei momenti più difficili.

Uno speciale ringraziamento è rivolto a Simona la mia fidanzata, che in questi tre anni ha saputo dedicarmi tutto il suo amore che sicuramente il sottoscritto, persona scorbutica e testarda, non riuscirà mai a ricambiare.

Spero inoltre che da lassù mio padre sia orgoglioso di me, rattristandomi al pensiero di non poter condividere con lui neanche questo momento. Nelle mie convinzioni, purtroppo lontane dal farmi accettare la sua mancanza, lui mi è sempre vicino, proteggendomi ed aiutandomi nelle avversità della vita.

Bibliografia

Alessio, M., Bella, F., Improta, S., Belluomini, G., Calderoni, G., Cortesi, C., and Turi, F., 1974 “University of Rome Carbon-14 dates XII”. *Radiocarbon* 16, 3: 358:367

Arnò, V., Principe, C., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A. & Sheridan, M.F., 1987 “Eruptive history”. *Quaderni de la ricerca scientifica*, edited by Santacroce R., N. 114, Vol. 8, Somma -Vesuvius: 53-103.

Auger E., Gasparini P., Virieux J., Zollo A. “Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius”. *Science* Vol. 294. n. 5546: 1510 – 1512.

Backus, G. and Gilbert., J.F. 1968 “The resolving power of gross Earth data”. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 16. pp. 169-205

Backus, G. and Gilbert, J.F., 1970 “Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data”. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 266: 123–192.

Belkin, H.E., De Vivo, B., Roedder, E. and Cortini, M., 1985 “Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma–Vesuvius nodules”. *American Mineralogist*, 70: 288– 303.

Belkin, H.E. and De Vivo, B., 1993 “Fluid inclusion studies of ejected nodules from Plinian eruptions of Mt. Somma–Vesuvius”. *Journal of volcanology and geothermal research*, 58: 98–100.

Bellucci, F., 1994 “Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo meridionale della Piana Campana”. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 113: 395-420.

Brocchini, F., Principe, C., Castradori, D., Laurenzi, M. A. and Gorla, L., 2001. Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase well. *Mineralogy and Petrology*, 73: 67-91.

Bruno, P.P.G. and Rapolla, A., 1999 “Study of the sub-surface structure of Somma-Vesuvius (Italy) by seismic reflection data”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92: 373–387.

Capaldi, G., Gillot, P. Y., Munno, R., Orsi, G., Rolandi, G., 1985 “The Sarno Formation: the major plinian eruption of the Somma – Vesuvio”. *IAVCEI 1985 Scientific Assembly, Giardini Naxos (Italy)*, Sept., 16 – 21, 1985.

Cassano, E., and La Torre, P. (1987), *Geophysics*, *Quaderni de la ricerca scientifica*, edited by Santacroce R., N. 114, Vol. 8, Somma –Vesuvius: 175-196.

Cubellis, E., Ferri, M., Luongo, G., Obrizzo, F., 2001 “ The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies”. *Mineralogy and Petrology*, 73: 23-38.

- Delibrias, G., Di Paola, G.M.; Rosi, M. & Santacroce, R., 1979 “La storia eruttiva del complesso Somma – Vesuvio ricostruite dalle successioni piroclastiche del Monte Somma”. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 35: 411 – 438.
- De Gori, P., Cimini, G.B., Chiarabba, C., De Natale, G., Troise, C., Deschamps, A., 2001 “Teleseismic tomography of the Campanian volcanic area and surrounding Apenninic belt”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109: 55-75.
- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M., 1969 “A technique for the analysis of transient seismic signals”. *Bullettin of Seismological Society of America*, 59 : 427-444.
- De Matteis, R., La Torre, D., Zollo, A. and Virieux, J., 2000 “1-D Pvelocity models of Mt. Vesuvius volcano from the inversion of TomoVes96 first arrival time data”. *Pure and Applied Geophysics*. 157: 1643–1661.
- De Natale, G., Capuano, P., Troise, C., Zollo A., 1998 “Seismicity at Somma_Vesuvius and its implication for the 3D tomography of the volcano”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82: 175-197.
- De Natale, Troise C., Pingue F., De Gori P. and Chiarabba C., 2001 “Structure and dynamics of the Somma-Vesuvius volcanic complex”: *Mineralogy and Petrology* 73: 5-22.
- De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., and Pappalardo, L., 2006 “The Somma–Vesuvius volcano (Southern Italy): Structure, dynamics and hazard evaluation”. *Earth-Science Reviews*, 74: 73-111.
- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P. B., Calvert, A., Bohrson, W. A., Spera, F. J and Belkin, H. E., 2001 “New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)”. *Mineralogy and Petrology*, 73: 47-65
- Del Moro, A., Fulignati, P., Marianelli, P., Sbrana, A., 2001 “Magma contamination by direct wall rock interaction: constraints from xenoliths from the walls of a carbonate-hosted magma chamber (Vesuvius 1944 eruption)”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112: 15–24.
- Ditmar, P.G. and Yanovskaya, T.B., 1987 “A generalization of the Backus–Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity”. *Izv. AN SSSR, Fiz. Zemli (Physics of the Solid Earth)* 23: 470–477.
- Florio, G., Fedi, M., Cella, F. and Rapolla A., 1999 “The Campanian Plain and Phlegrean Fields: structural setting from potential field data”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91: 361-379.
- Fulignati, P., Panichi, C., Sbrana, A., Caliro, S., Gioncada, A. and Del Moro, A., 2005 “Skarn formation at the walls of the 79 AD magma chamber of Vesuvius (Italy): mineralogical and isotopic constraints”. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 181: 53-66

- Guidarelli, M., Saraò, A. and Panza, G.F., 2002 “Surface wave tomography and seismic source studies at Campi (Italy)”. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 134: 157–173.
- Lima, A., Danyushevsky, L.V., De Vivo, B. and Fedele, L., 2003 “A model for the evolution of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system based on fluid and melt inclusion investigations”. In: B. De Vivo and R.J. Bodnar (Editors). *Melt inclusions in volcanic systems*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 227-250.
- Lima, A., De Vivo, B., Fedele, L., Sintoni, F. and Milia, A., 2007 “Geochemical variations between the 79 AD and 1944 AD Somma–Vesuvius volcanic products: Constraints on the evolution of the hydrothermal system based on fluid and melt inclusions”. *Chemical Geology* 237: 401–417.
- Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B. and Walzer, G.P.L., 1973 “Two plinian pomice – fall deposits from Somma – Vesuvius, Italy”. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 759-772.
- Lirer, L., Luongo, G. and Scandone, R., 1987 “On the volcanological evolution of Campi Flegrei”. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 68: 226-234.
- Lobkis, O. I. and L. Weaver, R. L., 2001 “On the emergence of the Green’s function in the correlations of a diffuse field”. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110: 3011-3017.
- Lomax, A., Zollo, A., Capuano, P., Viriex, J., 2001 “Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new three-dimensional velocity model”. *Geophysical Journal International*, 146: 313-331.
- Levshin, A., Ratnikova, L. and Berger, J., 1992. “Peculiarities of surface-wave propagation across Central Eurasia”, *B.S.S.A.*, Vol. 82, pp. 2464-2493.
- Marianelli, P., Métrich, N. and Sbrana, A., 1999 “Shallow and deep reservoirs involved in magma supply of the 1944 eruption of Vesuvius”. *Bulletin of Volcanology* 61 : 48–63.
- Natale, M., Nunziata, C., Panza, G. F., 2005 “Average shear wave velocity models of the crustal structure at Mt. Vesuvius”. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152: 7–21.
- Newhall, C.F. and Self, S., 1982 “The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive Magnitude for historical eruptions”. *Journal of Geophysical Research*, 87: 1231-1238.
- Nunziata, C., Natale, M., Luongo, G., Panza, G. F., 2006 “Magma reservoir at Mt. Vesuvius: Size of the hot, partially molten, crust material detected deeper than 8 km” *Earth and Planetary Science Letters* 242: 51–57.

- Orsi, G., de Vita, S. and Di Vito, M., 1996 “The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74: 179-214.
- Pappalardo, L., Piochi, M., Mastrolorenzo, G., 2004 “The 3800 yr BP–1944 AD magma plumbing system of Somma-Vesuvius: constraints on its behaviour and present state through a review of isotope data”. *Annales of Geophysics* 47 (4): 1363–1375.
- Panza, G. F., 1981. “The resolving power of seismic surface wave with respect to crust and upper mantle structural models”, in R. Cassinis (ed.) *The solution of the inverse problem in Geo-physical Interpretation*, Plenum press. 39-77.
- Panza, G. F., Pontevivo, A., Saraò, A., Aoudia, A. and Peccerillo, A., 2004 “Structure of the Lithosphere-Asthenosphere and Volcanism in the Tyrrhenian Sea and surroundings”, in: *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian backarc basin* (Marani et al. Editors). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d’Italia*, 64: 29-56.
- Panza G. F., Peccerillo A., Aoudia A., Farina A., 2007 “Geophysical and petrological modelling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex of geodynamic setting: The Tyrrhenian Sea and surrounding” *Earth-Science Reviews*, 80: 1-46.
- Penta F. & Del Vecchio S. (1963) – *Lave vesuviane dei principali centri estrattivi*. Fondaz. Polit. Mezzog. D’Ital.
- Piochi, M., De Vivo, B. and Ayusoc, R. A., 2006 “The magma feeding system of Somma-Vesuvius (Italy) strato-volcano: new inferences from a review of geochemical and Sr, Nd, Pb and O isotope data”. *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites* edited by B. De Vivo, 183-204.
- Pontevivo, A., and Panza, G.F., 2002 “Group velocity tomography and regionalization in Italy and bordering areas” *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 134: 1-15.
- Principe, C., Rosi, M., Santacroce, R. and Sbrana A., 1987 “Explanatory notes to the geological map”. *Quaderni de la ricerca scientifica*, edited by Santacroce R., N. 114, Vol. 8, Somma-Vesuvius: 11-51.
- Rolandi, G. and Russo, F., 1989 “Contributo alla conoscenza dell’attività storica del Vesuvio: dati stratigrafici e vulcanologici nel settore meridionale tra Torre del Greco – località Villa Inglese – e Torre Annunziata (Campania)”. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 108: 521-536.
- Rosi, M. and Santacroce, R., 1984 “The famous A.D. 1631 eruption of Vesuvius: a revised interpretation in light of historical and volcanological data”. *Workshop on volcanic blast, Mount St. Helens, August, 1984*.
- Ritzwoller, M.H. and Levshin, A.L., 1998 “Eurasian surface wave tomography: group velocities”. *Journal of Geophysical Research*, 103:4839–4878.
- Santacroce R. and Sbrana A., 2003 “Carta geologica del Vesuvio”.

- Scandone, R., Bellucci, F., Lirer, L. and Rolandi, G. 1991 “The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48: 1-31.
- Shapiro, N.M. and Ritzwoller, M.H., 2002 “Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle”. *Geophysical Journal International*, 151: 88–105.
- Shapiro, N. M., and Campillo, M., 2004 “Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise”. *Geophysical Research Letters*, 31:1-4.
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M., and Santacrose, R., 1981 “A model for Plinian eruptions of Vesuvius”. *Nature*, 289: 282-285.
- Taylor, M. A. J., and Singh, S. C., 2002 “Composition and microstructure of magma bodies from effective medium theory”. *Geophysical Journal International* 149, 15-21.
- Valyus, V.P., Keilis-Borok, V.I. and Levshin, A.L., 1968 “Determination of the velocity profile of the upper mantle in Europa”. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, vol. 185, N. 8: 564-567.
- Yanovskaya, T.B. and Ditmar, P.G., 1990 “Smoothness criteria in surface wave tomography”. *Geophysical Journal International*, 102: 63-72.
- Yanovskaya, T.B., 1997 “Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography”. *Izv., Physics of the Solid Earth* 33 (9): 762–765.
- Zamora, M., Sartoris, G. and Chelini, W., 1994 “Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the C. F. volcanic system and their relation to other field data”. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13553–13561.
- Zollo, A., Gasparini, P., Biela, G., de Franco, R., Buonocore, B., Mirabile, L., De Natale, G., Milano, G., Pingue, F., Vilardo, G., Bruno, P. P., De Matteis, R., Le Meur, H., Iannaccone, G., Deschamps, A., Virieux, J., Nardi, A., Frepoli, A., Hunstad, I. and Guerra, I., 1996 “2D seismic tomography of Somma – Vesuvio, Description of the experiment and preliminary results”. *Annali di Geofisica*, V. 39, N. 3: 471-486.
- Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., Le Meur, H., De Natale, G., Biella, G., Boschi, E., Capuano, P., De Franco, R., Dell’Aversana, P., De Matteis, R., Guerra, I., Iannaccone, G., Mirabile, L., and Vilardo, G., 1996 “Seismic evidence for a low velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius”. *Science*, 274: 592-594.
- Zollo, A., D’Auria, L., De Matteis, R., Herrero, A., Virieux, J. and Gasparini, P., 2002; “Bayesian estimation of 2D P-velocity models from active seismic arrival time data: imaging of the shallow structure of Mt. Vesuvius (Southern Italy)”. *Geophysical Journal International* 151: 566-582.