

## ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ\*

E.E. ΚΑΡΑΓΙΑΝΝΗ<sup>1</sup>, Δ.Γ. ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΠΟΥΛΟΣ<sup>1</sup>, Κ.Β. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ<sup>2</sup> & P. W. BURTON<sup>3</sup>

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Κατά τη διάρκεια του χορηματοδοτούμενου από την Ευρωπαϊκή Κοινότητα, ερευνητικού προγράμματος "EUROSEISTEST VOLVI-THESSALONIKI, A European Test Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology" πραγματοποιήθηκε μία ισχυρή τεχνητή έκρηξη στην περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας με εξρηπτικό υλικό βάρους 80Kg σε βάθος 25m. Βασικός σκοπός της έκρηξης ήταν η έρευνα της γεωμετρίας της λεκάνης, μεταξύ των χωριών Προφήτη και Στίβου, η οποία θεωρείται μία από τις πιο ενεργά σεισμικές περιοχές στην Β.Ελλάδα. Χρησιμοποιώντας τις εγγραφές της έκρηξης των κυμάτων Rayleigh όπως αυτά καταγράφονταν στις κατακόρυφες συνιστώσες των φορητών σεισμογράφων που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή, υπολογίστηκαν οι καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Rayleigh κατά μήκος των διαφόρων διαδρομών μεταξύ του σημείου της έκρηξης και των σταθμών καταγραφής. Στην συνέχεια εφαρμόστηκε η μέθοδος της γενικευμένης γραμμικής αντιστροφής επί των καμπυλών σκέδασης για να προσδιοριστούν μοντέλα μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος για τις εξεταζόμενες διαδρομές. Τα παραγόμενα μοντέλα περιγράφουν την δομή των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού για την περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας.

### ABSTRACT

During the project "EUROSEISTEST VOLVI-THESSALONIKI, A European test site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology", a big shot experiment was carried out in the Mygdonia basin. This experiment consisted on an explosion of 80kg of explosives placed at 25m depth. The aim of the explosion was to investigate the geometry and the VS profile along the whole valley between the villages Profitis and Stivos. The record of Rayleigh waves as they generated by the big shot and recorded on the vertical components of the portable stations which were installed in Mygdonia basin, were analyzed to obtain group velocity dispersion curves corresponding to propagation paths between the shot point and the recording stations. Furthermore these dispersion curves were inverted using the linear approach in order to determine shear wave velocity models along the propagation paths which could determine the shallow structure of Mygdonia basin.

**KEY WORDS:** Surface waves; dispersion curve; linear inversion; Mygdonia basin.

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** Επιφανειακά κύματα, Καμπύλη σκέδασης, Γραμμική αντιστροφή, Μυγδονία λεκάνη.

\* SHALLOW CRUSTAL STRUCTURE OF THE MYGDONIAN BASIN FROM RAYLEIGH WAVE DISPERSION USING THE INVERSION METHOD.

<sup>1</sup> Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki, Thessaloniki, Greece, GR- 54006.

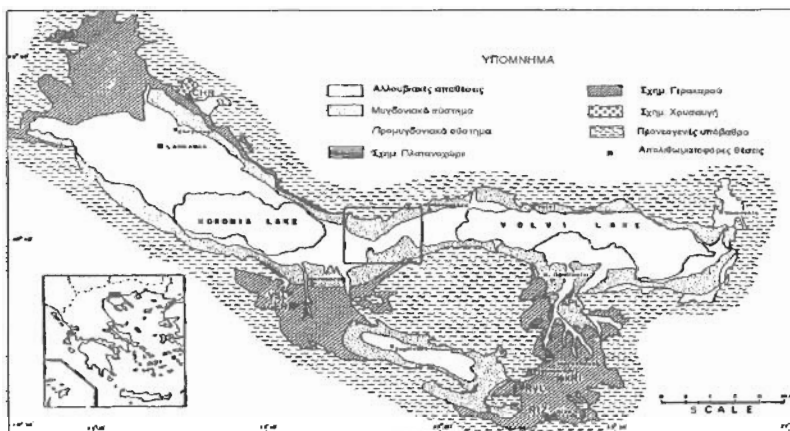
<sup>2</sup> Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Thessaloniki, Greece, GR- 55102.

<sup>3</sup> University of East Anglia, School of Environmental Sciences, Norwich NR4 7TJ, U.K.

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λεκάνη της Μυγδονίας τοποθετείται εντός του βορειότερου τμήματος της περιοχής του Αιγαίου στο οποίο δύο κύρια τεκτονικά φαινόμενα παρατηρούνται: α) η επέκταση του Αιγαίου κατά την διεύθυνση N-S και β) το δυτικό όριο του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας. Οι σεισμολογικές όπως και οι γεωλογικές μελέτες συμφωνούν ότι αυτός ο ενεργός εφελκυσμός με διεύθυνση σχεδόν N-S είναι η αιτία για την γένεση των σημαντικότερων επιφανειακών σεισμών στο Αιγαίο στην ηπειρωτική Ελλάδα και στην Δυτική Τουρκία (Parazachos and Comninakis, 1976; Mercier, 1977 and Mckenzie, 1978). Ο Parazachos και οι συνεργάτες του (1992), δείχνουν ότι στην περιοχή του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Βόρεια και Δυτική Ελλάδα, Νότια Γιουγκοσλαβία, Βουλγαρία και Δυτική Τουρκία) η σεισμική παραμόρφωση που παρατηρείται είναι εφελκυσμός με διεύθυνση σχεδόν NS με μία μέση ταχύτητα παραμόρφωσης 5mm/y.

Η περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας είναι πληρωμένη με Νεογενή και Τεταρτογενή ιζηματογενή υλικά διαφόρων τύπων τα οποία θεωρούνται ότι ανήκουν σε δύο διαφορετικά ουστήματα, το Προμυγδονιακό και το Μυγδονιακό όπως φαίνεται στην Εικ.(1), Koufos et.al., 1995). Πρόσφατες μελέτες δείχνουν ότι η περιοχή κυριαρχείται από οριζόντιες εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση NNW-SSE (Mckenzie 1978; Parazachos et. al., 1980, 1984). Γεωλογικές παρατηρήσεις (Mercier, 1977) πρότειναν ότι αυτός ο εφελκυσμός επηρέασε την περιοχή του Αιγαίου και την ηπειρωτική Ελλάδα από το Μέσο Πλειστόκαινο και ότι κανονικά ρήγματα Τεταρτογενούς ηλικίας παρατηρήθηκαν στην λεκάνη της Μυγδονίας (Pavlidis and Kiliyas, 1987). Σχεδόν οριζόντιες NNW-SSE ή N-S διευθύνσεις εφελκυσμού έχουν προσδιορισθεί επίσης και από επί τόπου μετρήσεις στην ύπαιθρο της κύριας τάσης (Paquin et. al., 1982). Κανονικά ρήγματα πρόσφατης τεταρτογενούς ηλικίας που παρατηρήθηκαν στην λεκάνη της Μυγδονίας πριν από τον σεισμό της 20ης Ιουνίου 1978 (Psilonikos, 1977; Mercier, 1977) είναι σε συμφωνία με αυτή την επέκταση N-S.



**Εικ.1:**

Γεωλογικός χάρτης με τις Νεογενείς-Τεταρτογενείς αποθέσεις της λεκάνης της Μυγδονίας (Koufos et al., 1995) (στο τετραγωνο πλάνισιο φαίνεται η περιοχή μελέτης).  
Fig. 1 Geological map of Neogene-Quaternary deposits of Mygdonia Basin (Koufos et al., 1995). (At the quadrangle seems the region of study)

Στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος "EUROSEISTEST VOLVI-THESSALONIKI A European Test Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology", πραγματοποιήθηκαν διάφορες σεισμικές μελέτες στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης όπως σεισμική ανάγλυψη και διάθλαση, αντιστοίχιση των επιφανειακών κυμάτων και γεωρήσεις. Από μία σύνθεση των αποτελεσμάτων αυτών των μελετών προκύπτει μία γενική δομή για την περιοχή μεταξύ των χωριών Στίβου και Προφήτη η οποία χωροθετείται από έξι διαφορετικά στρώματα των οποίων οι ταχύτητες διάδοσης των επιμήκων κυμάτων κυμαίνονται από 375 στα ανώτερα στρώματα έως 4500m/sec στο μη αποσπασμένο υπόβαθρο, ενώ οι ταχύτητες διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων κυμαίνονται μεταξύ 225-2600m/sec στα επιφανειακά στρώματα και στο υπόβαθρο αντίστοιχα (Final Scientific report of EUROSEISTEST).

## 2. ΜΕΘΟΔΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΣΚΕΔΑΣΗΣ

Η τεχνική πολλαπλού φίλτραρίσματος (Dziwowski et. al.,1969) χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των καμπυλών σκέδασης. Προέχεται για μία μέθοδο όπου η κατανομή του στιγμαίου φασματικού πλάτους (ή η ενέργεια) σε ένα σεισιμόγραμμα μπορεί να εκφραστεί σαν μία συνάρτηση της συχνότητας (ή της περιόδου) και του χρόνου(ή της ταχύτητας). Η κατανομή του στιγμαίου φασματικού πλάτους σαν συνάρτηση της περιόδου παρουσιάζεται με τους διαδίαστατους πίνακες FTAN (Frequency Time Analysis). Κάθε στήλη του πίνακα αποτελείται από τιμές στιγμαίου φασματικού πλάτους (σε dB) οι οποίες υπολογίζονται από το αρχικό σεισιμόγραμμα με επεξεργασία του από ένα φίλτρο εξομάλυνσης του οποίου η κεντρική τιμή αναλογεί στην αντίστοιχη κάθε φορά εξεταζόμενη περίοδο. Από κάθε μία στήλη του πίνακα επιλέγεται η μέγιστη τιμή του φασματικού πλάτους και ενώνοντας έτσι αυτά τα σημεία σχεδιάζεται η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας ομάδας.Ως συνάρτηση φίλτρου επιλέχθηκε η συνάρτηση Gauss. Αν θεωρήσουμε ότι είναι η κεντρική συχνότητα που αντιστοιχεί στην nη στήλη του πίνακα A, η συνάρτηση παραθύρου γράφεται ως εξής

$$Z_n = \frac{X_i - X_m}{S} \quad (1)$$

όπου BAND είναι το εύρος της περιοχής των συχνοτήτων για την συνάρτηση παραθύρου, ενώ  $X_m$  είναι το ανώτερο και το κατώτερο όριο αυτού του συμμετρικού φίλτρου τα οποία εκφράζονται ως εξής:

$$\sum (x_i - x_m) (y_i - y_m) \quad (2)$$

Πρόγραμμα Η/Υ που εφαρμόζει την τεχνική πολλαπλού φίλτραρίσματος έχει προταθεί από τους Burton and Blamey (1972) και έχει χρησιμοποιηθεί στην παρούσα μελέτη για τον υπολογισμό των καμπυλών σκέδασης.

## 3. ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΓΕΝΙΚΕΥΜΕΝΗΣ ΓΡΑΜΜΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Η μέθοδος της γενικευμένης γραμμικής αντιστροφής προτάθηκε από τους Backus and Gilbert (1967, 1970) και από τον Wiggins(1972). Στην εργασία των Braille and Keller (1975) περιλαμβάνεται μία συνοπτική περιγραφή της μεθόδου της οποίας τα βασικά σημεία αναφέρονται παρακάτω:

Η βασική εξίσωση της μεθόδου της γραμμικής αντιστροφής είναι  $y = Ax$ , όπου  $y$  είναι οι παρατηρήσεις οι οποίες συσχετίζονται με το μοντέλο  $x$  με τον πίνακα  $A$ . Το πρόβλημα θεωρείται γραμμικό ή γραμμικοποιείται γύρω από ένα αρχικό μοντέλο  $x_0$  οπότε το  $y$  είναι πλέον η διαφορά μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων τα οποία έχουν υπολογιστεί για το αρχικό μοντέλο  $x_0$ . Το διάνυσμα  $x$  αποτελείται από τις μεταβολές των παραμέτρων  $\Delta P_i$  οι οποίες πρέπει να υπολογιστούν και να προστεθούν στο αρχικό μοντέλο  $x_0$  με σκοπό το διάνυσμα  $y$  δηλαδή η διαφορά πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων να ελαχιστοποιηθεί. Ο πίνακας  $A$  αποτελείται από τις μεριζές παραγώγους οι οποίες είναι το ανάπτυγμα πρώτης τάξεως της σειράς Taylor των μη γραμμικών συναρτησιοειδών γύρω από το αρχικό μοντέλο  $x_0$ . Γενικά όμως ο πίνακας  $A$  είναι μη τετραγωνικός και τα περισσότερα προβλήματα στην Γεωφυσική είναι υπερκαθορισμένα, δηλαδή ο αριθμός των δεδομένων είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου. Έτσι αναζητούμε μία λύση, δηλαδή ένα μοντέλο  $\hat{x}$  το οποίο να προέχεται από την εξίσωση  $y = Ax$ , με την χρήση ενός αντιστρόφου πίνακα  $H$ :

$$(3)$$

Ο πίνακας  $H$  ονομάζεται γενικευμένος αντίστροφος του πίνακα  $A$  (Lanczos, 1961) και ορίζεται ως  $H = VA^{-1}U^T$  όπου οι στήλες του πίνακα  $V$  είναι ιδιοδιανύσματα που σχετίζονται με τις στήλες του πίνακα  $A$ , οι γραμμές του πίνακα  $U^T$  είναι ιδιοδιανύσματα τα οποία σχετίζονται με τις γραμμές του πίνακα  $A$  και ο πίνακας  $A^{-1}$  είναι ένας διαγώνιος πίνακας του οποίου τα στοιχεία της διαγωνίου του

είναι τα αντίστροφα των ιδιαιζόντων του πίνακα **A**. Αυτοί οι πίνακες προσδιορίζονται από τους πίνακες  $A^T A$  και  $AA^T$ . Ο υπολογισμός της διασποράς του μοντέλου, το οποίο υπολογίζεται από την εξίσωση (3), μπορεί να γίνει με την ακόλουθη εξίσωση (Jackson, 1972):

$$K_s = \frac{Q_s}{55 \cdot r \cdot l} \quad (4)$$

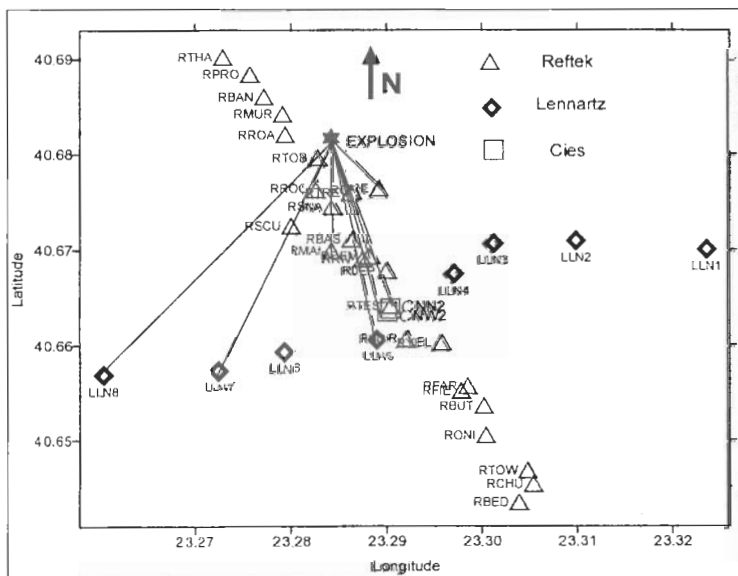
όπου  $r$  είναι το πλήθος των μη μηδενικών ιδιοτιμών  $\lambda_j$  που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του πίνακα **H**.

Η τεχνική Thomson-Haskell (Thomson, 1950; Haskell, 1953) έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για την εφαρμογή της μεθόδου της αντιστροφής στις καμπύλες σκέδασης των κυμάτων Rayleigh στην περίπτωση μοντέλων οριζοντίων στρωμάτων. Οι Schwab and Knopoff (1972) πρότειναν ένα πρόγραμμα ηλεκτρονικού υπολογιστή σε FORTRAN για τον υπολογισμό της συνάρτησης σκέδασης των κυμάτων Rayleigh στην περίπτωση μιας δομής (n-1) στρωμάτων τα οποία υπέρχεινται ενός ημιχώρου. Η παραπάνω μέθοδος (Schwab και Knopoff, 1972) απαιτεί σαν απαραίτητη προϋπόθεση όπως αναφέρθηκε ένα αρχικό μοντέλο με πεπερασμένο αριθμό στρωμάτων τα οποία υπέρχεινται ενός ημιχώρου. Επίσης θα πρέπει να είναι γνωστές οι ταχύτητες των εγκλωσίων και επιμήκων κυμάτων σε κάθε στρώμα του μοντέλου καθώς και ο λόγος Poisson,  $\sigma$ , ενώ η ταχύτητα ομάδας ( $U$ ) μετατρέπεται σε υστέρηση ομάδας με τη σχέση  $S_U = 1/U$ . Ως ελάχιστο και μέγιστο βάθος για την αντιστροφή λαμβάνονται οι ποσότητες  $0.4 \lambda_{\max}$  και  $0.4 \lambda_{\min}$  αντίστοιχα όπου  $\lambda$  είναι το μήκος κύματος (Knopoff and Schlue, 1972).

#### 4. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Σε αυτή την μελέτη χρησιμοποιήθηκαν οι εγγραφές των κυμάτων Rayleigh, όπως αυτά γράφτηκαν στις κατακόρυφες συνιστώσες των φορητών σειсмоγράφων, τα οποία παρήχθησαν κατά την πραγματοποίηση της τεχνητής έκρηξης που έγινε στην λεκάνη της Μυγδονίας. Χρησιμοποιήθηκαν

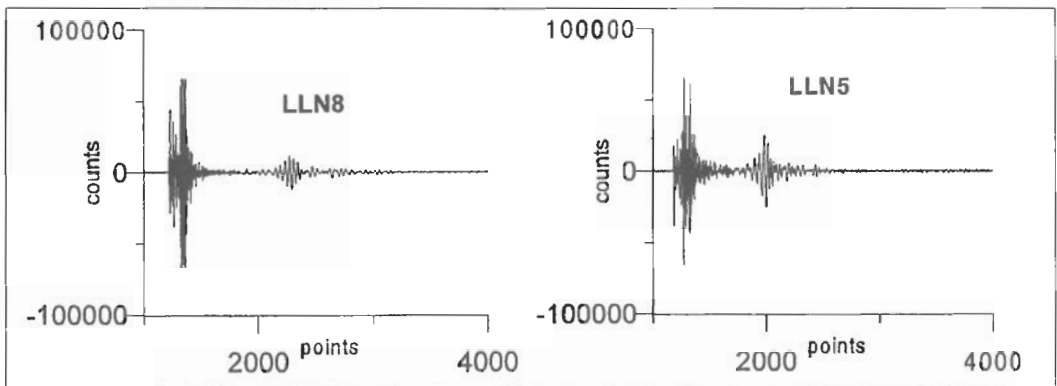
τρεις τύποι φορητών σειсмоγράφων Lennartz, Reftek και Cies. Στην Ειζ. (2) φαίνονται οι θέσεις των σταθμών καθώς και το σημείο όπου πραγματοποιήθηκε η έκρηξη. Τα δεδομένα ήταν σε ψηφιακή μορφή με βήμα δειγματοληψίας 0.01 sec για τα Reftek, Cies και 0.008 sec για τα Lennartz. Το δίκτυο των Reftek αποτελείτο από 23 σταθμούς οι οποίοι εγκαταστάθηκαν κατά μήκος της γραμμής ΒΒΔ-ΝΝΑ μεταξύ των χωριών Προφήτη και Στίβου. Η μέση απόσταση μεταξύ των σταθμών ήταν 300 έως 400m και αυτό με σκοπό να υπάρχει μια πιο λεπτομερή άποψη της μεταβολής της εδαφικής κίνησης εγκαύσια της κοιλότητας. Από τους 23 σταθμούς



**Ειζ. 2:** Οι διατάξεις των φορητών σταθμών καταγραφής Reftek, Lennartz, Cies καθώς και η θέση της έκρηξης και οι σεισμικές ακτίνες μεταξύ έκρηξης και χρησιμοποιηθέντων σταθμών.

**Fig. 2:** Geographic map of the portable recording stations Reftek, Lennartz and Cies and the position of the shot and the seismic rays between shot and used stations.

οι 18 ήταν 6 συνιστωσών συνδεδεμένοι με ταχυτητόμετρα και επιταχυνοίμετρα 3 συνιστωσών. Επίσης υπήρχαν και διαφορετικά ταχυτητόμετρα, τα περισσότερα από τα οποία ήταν ιδιοσυχνότητας 2Hz (L22) των οποίων η ευαισθησία σε εύρος μικρών συχνοτήτων δεν ήταν πολύ καλή. Υπήρχαν επίσης 7CMG40 ταχυτητόμετρα των οποίων η απόκριση ήταν επίπεδη πάνω από 0.05Hz. Το δίκτυο των Lennartz αποτελείται από 8 MARS88 καταγραφικά με σεισμόμετρα ιδιοσυχνότητας 1Hz, LE-3D της Lennartz τα οποία εγκαταστάθηκαν κατά μήκος της γραμμής Α-Δ παράλληλα στον άξονα της λεκάνης της Μυγδονίας. Το ολικό μήκος της διάταξης ήταν 5km ενώ η απόσταση μεταξύ των σταθμών ήταν από 500m έως 1km. Τέλος το δίκτυο των Cies αποτελείται από 8 σταθμούς, σε πυκνή διάταξη, συνδεδεμένα με ταχυτητόμετρα ιδιοπεριόδου 5sec. Στην Εικ.(3) φαίνονται δύο χαρακτηριστικές σεισμομορφές σε σταθμούς των Lennartz όπου τα κύματα Rayleigh είναι ευδιάκριτα. Χρησιμοποιώντας την τεχνική πολλαπλού φίλτραρίσματος (Dziewonski et al. 1969) για κάθε μία εγγραφή της έκρηξης στις οποίες τα κύματα Rayleigh ήταν ευδιάκριτα υπολογίστηκε η καμπύλη σκέδασης που αντιστοιχούσε στην διαδρομή μεταξύ έκρηξης-σταθμού. Οι καμπύλες σκέδασης υπολογίστηκαν για ένα εύρος συχνοτήτων



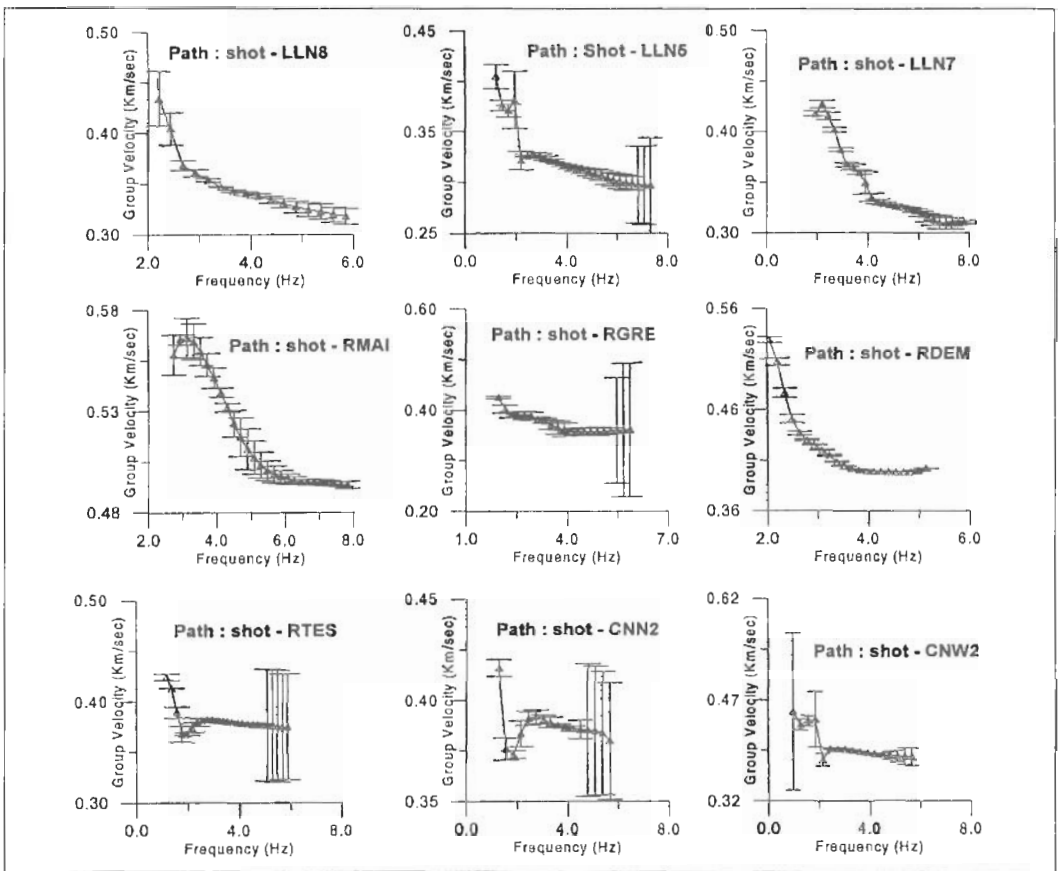
Εικ.3: Δύο καταγραφές της τεχνητής έκρηξης όπως αυτή καταγράφηκε στις κατακόρυφες συνιστώσες των σταθμών καταγραφής τύπου Lennartz.

Fig.3: Two of the records obtained on the vertical components of Lennartz portable recording stations for the shot

το οποίο δεν ήταν ακριβώς το ίδιο για όλες τις διαδρομές.

Έτσι για τους σταθμούς των Lennartz και Cies το εύρος συχνοτήτων ήταν από 1 έως 6 Hz, το οποίο και μεταβάλλονταν κατά περίπτωση σε κάποιες διαδρομές, ενώ για τους σταθμούς των Reftek ήταν από 2 έως 7 Hz. Στην παρούσα μελέτη δεν χρησιμοποιήθηκαν συχνοτήτες μικρότερες από τις ιδιοσυχνοτήτες των οργάνων καταγραφής οπότε και δεν πραγματοποιήθηκε η διόρθωση των εγγραφών λόγω της επίδρασης των οργάνων. Επίσης και το εύρος της συνάφτησης φίλτρων δεν ήταν το ίδιο για όλες τις καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν αλλά μεταβάλλονταν κατά περίπτωση έτσι ώστε να προκύψει όσο το δυνατόν πιο ομαλοποιημένη καμπύλη σκέδασης. Στην Εικ.(4) φαίνονται οι παρατηρούμενες καμπύλες σκέδασης που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της γραμμικής αντιστροφής, για κάθε μία διαδρομή μεταξύ έκρηξης-σταθμού καθώς και τα τυπικά σφάλματα για κάθε μία τιμή ταχύτητας ομάδας. Σε ορισμένες καμπύλες σκέδασης παρατηρούνται μεγάλα σφάλματα της ταχύτητας ομάδας γι'αυτό και θεωρήθηκε σωστό να μην ληφθούν υπόψη αυτές οι τιμές ταχύτητας καθώς και οι αντίστοιχες τιμές συχνοτήτας.

Η μέθοδος της γραμμικής αντιστροφής εφαρμόστηκε στην συνέχεια στις καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας του θεμελιώδους αριονιζού των κυμάτων Rayleigh για την παραγωγή της μεταβολής της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Μία σταθερή τιμή του λόγου Poisson,  $\sigma$ , εφαρμόστηκε σε αυτή την εργασία  $\sigma=0.26$  (Scordilis, 1985) οπότε για κάθε ένα στρώμα του μοντέλου, η ταχύτητα των επιμήκων,  $\alpha$ , και ελαστικών κυμάτων,  $\beta$ , συνδέονται με την σχέση  $\alpha=1.77\beta$ . Επίσης στην παρούσα μελέτη εφαρμόστηκε η εμπειρική σχέση μεταξύ της πυκνότητας και της ταχύτητας διάδοσης των



**Εικ. 4:** Καμπύλες διάδοσης της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Rayleigh κατά μήκος διαφόρων διαδρομών μεταξύ έκρηξης και σταθμών καταγραφής, στις οποίες για κάθε τιμή της ταχύτητας ομάδας υπολογίζεται και το τυπικό σφάλμα.

**Fig. 4:** Dispersion curves of Rayleigh waves group velocity, along the propagation paths between the big shot and recording stations with the corresponding standard error for each value of group velocity.

## 5. ΣΥΜΠΕΡΑΜΑΤΑ

Στον πίνακα (1) φαίνεται μία σύνοψη των τελικών μοντέλων μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος, για τις διαδρομές μεταξύ σημείου έκρηξης και σταθμών καταγραφής, ενώ στην Εικ.(5) παριστάνονται γραφικά αυτά τα μοντέλα καθώς και οι υπολογιζόμενοι πυρήνες επίλυσης. Για την διαδρομή Έκρηξη-LLN8 θεωρήθηκε ένα αοχικό μοντέλο τριών στρωμάτων σε βάθος 35m κάτω από το οποίο εκτείνεται ο ημιχώρος. Το τελικό μοντέλο παρουσιάζει στρώμα χαμηλής ταχύτητας σε βάθος περίπου στα 30m. Για την διαδρομή Έκρηξη-LLN7 θεωρήθηκε ένα αοχικό μοντέλο τριών στρωμάτων σε βάθος 45m κάτω από το οποίο εκτείνεται ο ημιχώρος. Για την διαδρομή αυτή έχουμε πολύ καλή ταύτιση πειραματικής και θεωρητικής καμπύλης και πολύ καλή λύση των πυρήνων επίλυσης. Το τελικό μοντέλο ταχύτητας S-βάθος δείχνει μία συνεχή αύξηση με το βάθος. Για την διαδρομή Έκρηξη-LLN5 θεωρήθηκε ένα αοχικό στρώμα τριών στρωμάτων σε βάθος 85m κάτω από το οποίο βόισαζεται ο ημιχώρος. Το τελικό μοντέλο ταχύτητας των S κυμάτων με το βάθος δείχνει μία συνεχή αύξηση της ταχύτητας, ενώ οι πυρήνες επίλυσης παρουσιάζουν καλή λύση μέχρι το βάθος των 85m δηλαδή δεν παρουσιάζουν καλή επίλυση για τον ημιχώρο. Οι σταθμοί CNN2, CNW2 και RTES βόισαζονται πολύ κοντά μεταξύ τους όπως φαίνεται και στην Εικ.(2), οπότε μπορεί να θεωρηθεί ότι και στις τρεις αυτές διαδρομές (Έκρηξη-CNN2, Έκρηξη-CNW2, Έκρηξη-RTES) τα επιφανειακά κύματα

διαδίδονται στα ανώτερα στρώματα μιας παρόμοιας δομής. Η εφαρμογή της γραμμικής αντιστροφής και στις τρεις αυτές διαδρομές επιβεβαιώνει την ύπαρξη στρώματος χαμηλής ταχύτητας σε βάθος περίπου 90-100m. Η ύπαρξη στρώματος χαμηλής ταχύτητας επιβεβαιώνεται και από τις σεισμικές μελέτες που έχουν γίνει στην περιοχή, που εντοπίστηκε σε μικρότερο βάθος. Κατά μήκος της διαδρομής Έζρηξη-RMA1 θεωρήθηκε ένα αοζικό μοντέλο δύο στρωμάτων σε βάθος 40m κάτω από το

Shot-LLN7	
S-Velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.3227	0.010
0.4154	0.015
0.4518	0.020
0.5343	0.000

Shot-LLN8	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.2326	0.010
0.5828	0.010
0.4129	0.015
0.4642	0.000

Shot-LLN5	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.3478	0.025
0.4223	0.030
0.4358	0.030
0.5393	0.000

Shot-RDEM	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.4711	0.025
0.5038	0.025
0.6064	0.035
0.7151	0.000

Shot-RGRE	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.4264	0.020
0.3791	0.015
0.4823	0.000

Shot-RMA1	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.5637	0.020
0.5769	0.020
0.6731	0.000

Shot-RTES	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.4180	0.035
0.4685	0.035
0.4542	0.035
0.5741	0.000

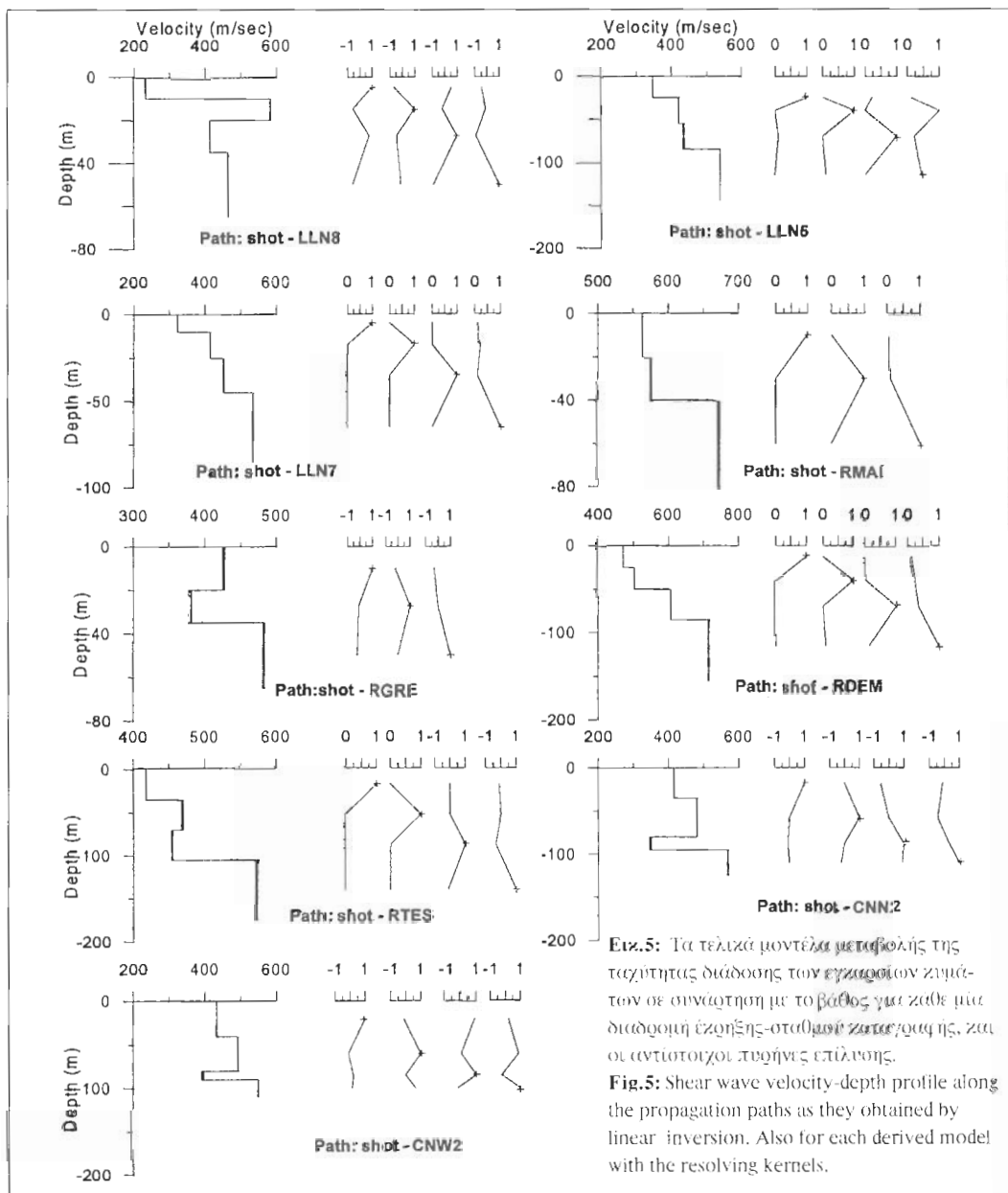
Shot-CNN2	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.4157	0.035
0.4814	0.045
0.3479	0.015
0.5692	0.000

Shot-CNW2	
S-velocity (Km/sec)	Thickness (Km)
0.4323	0.040
0.4927	0.040
0.3937	0.010
0.5486	0.000

**Πίνακας 1:** Τελικά μοντέλα μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το πάχος των στρωμάτων για τις διαδρομές μεταξύ του σημείου της έζρηξης και των σταθμών καταγραφής.  
**Table 1:** Final models of shear wave velocity versus thickness of layers for each propagation path.

οποίο εκτείνεται ο ημιχώρος. Το τελικό μοντέλο στο οποίο καταλήξαμε παρουσιάζει συνεχή αύξηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος με καλή λύση των πυρήνων επίλυσης. Για την διαδρομή Έζρηξη-RDEM θεωρήθηκε ένα αοζικό μοντέλο τριών στρωμάτων σε βάθος 85m κάτω από το οποίο εκτείνεται ο ημιχώρος. Το τελικό μοντέλο χαρακτηρίζεται από συνεχή αύξηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος με πολύ καλή λύση των πυρήνων επίλυσης. Για την εφαρμογή της γραμμικής αντιστροφής στην καμπύλη σκέδασης της διαδρομής έζρηξη-RGRE θεωρήθηκε ένα αοζικό μοντέλο 2 στρωμάτων σε βάθος 35m κάτω από το οποίο εκτείνεται ο ημιχώρος. Το τελικό μοντέλο ταχύτητας των S κυμάτων με το βάθος παρουσιάζει ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας σε βάθος περίπου 35m. Η ύπαρξη του στρώματος χαμηλής ταχύτητας προτείνεται με κάθε επιφύλαξη εφόσον δεν υπήρχε διαθέσιμη άλλη διαδρομή έζρηξης-σταθμού που να διασχίζει την ίδια περίπου δομή.

Στην Εικ.(6) φαίνεται μία τομή που έχει προκύψει από τα τελικά μοντέλα μεταβολής ταχύτητας S με το βάθος, κατά μήκος των διαφόρων διαδρομών μεταξύ έζρηξης και σταθμών καταγραφής. Η τομή αναφέρεται κατά μήκος μιας γραμμής διεύθυνσης BBA-NNA, κάθετα στον μεγάλο άξονα της λεζάνης της Μυγδονίας και γι' αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα των σταθμών Reftek και Cies, οι οποίοι βρισκόταν στην



**Ειζ.5:** Τα τελικά μοντέλα μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος για κάθε μία διαδρομή έζηξης-σταθμική καταγραφής, και οι αντιστοίχοι πυρήνες επίλυσης.

**Fig.5:** Shear wave velocity-depth profile along the propagation paths as they obtained by linear inversion. Also for each derived model with the resolving kernels.

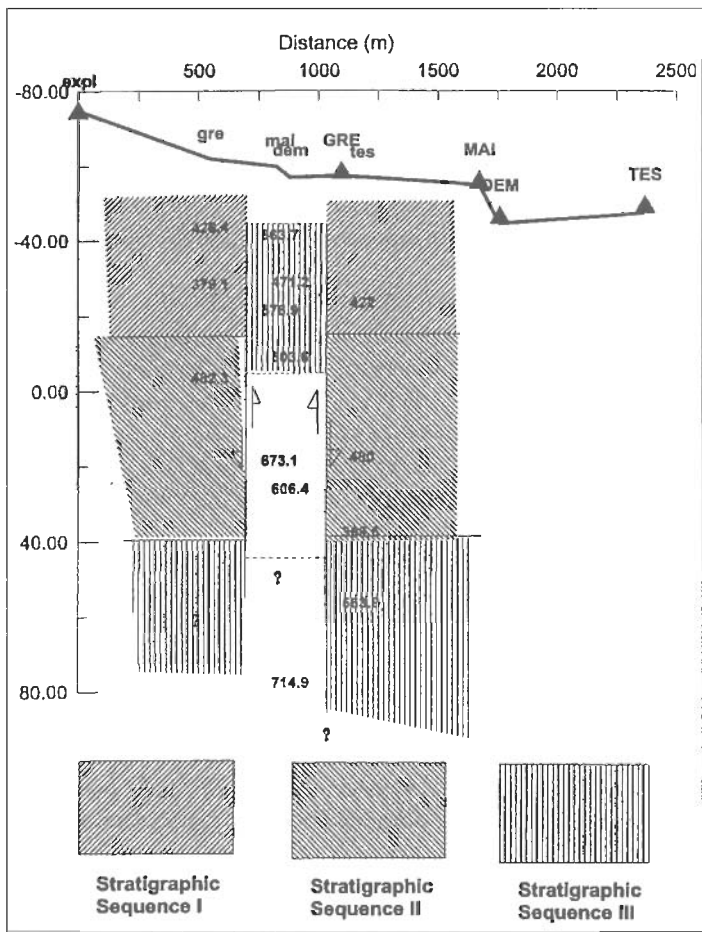
σε μία διάταξη Α-Δ, παράλληλα προς τον άξονα της λεκάνης. Για κάθε μία διαδρομή έζηξης-σταθμική καταγραφής, το τελικό μοντέλο μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων σε συνάρτηση με το βάθος έχει προβληθεί στο μέσο της απόστασης σημείου έζηξης και σταθμική καταγραφής. Στην θέση RTES, έχει προβληθεί ένα μέσο μοντέλο ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος το οποίο έχει προέλθει από τα μοντέλα που αντιστοιχούν στις διαδρομές έζηξης προς τους σταθμούς RTES, CNN2 και CNW2. Το μέσο μοντέλο έχει χρησιμοποιηθεί διότι οι παραπάνω σταθμοί βρίσκονταν πολύ κοντά μεταξύ τους, με μία μέση απόσταση 10m. Η προσπάθεια ομαδοποίησης των τιμών των ταχυτήτων διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων που υπολογίστηκαν οδήγησε στη θύρωση ότι είναι πιθανή η ύπαρξη τριών διαφορετικών στρωματοζωονίων ενωτήτων οι οποίες είναι:

**Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.**  
**Στοιχειογραφική ενότητα 1:** Οι ταχύτητες διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σε αυτή την ενότητα



κυμαίνονται μεταξύ 370-430m/sec, ενώ εμφανίζει ένα μέσο πάχος 40-50m. **Στορωματογραφική ενότητα II:** Οι ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων σε αυτή την ενότητα κυμαίνονται μεταξύ 390-490m/sec, ενώ εμφανίζει ένα μέσο πάχος γύρω στα 50m. **Στορωματογραφική ενότητα III:** Οι ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων σε αυτή την ενότητα κυμαίνονται μεταξύ 470-720m/sec. Αυτές οι υψηλές τιμές ταχύτητας εμφανίζονται κατά μήκος των διαδρομών έζηξης-RMAI και έζηξης-RDEM, οι οποίοι δύο αυτοί σταθμοί βρίσκονται μεταξύ των σταθμών RGRE και RTES. Στην προσπάθεια να

εξηγηθούν οι υψηλές τιμές ταχύτητας που παρατηρούνται κατά μήκος των διαδρομών έζηξης-RMAI και έζηξης-RDEM, σε σχέση με τις πιο χαμηλές τιμές ταχύτητας κατά μήκος των διαδρομών έζηξης-RGRE και έζηξης-RTES. Θεωρήθηκε ότι είναι πιθανή η ύπαρξη ενός τεκτονικού κέρατος κοντά στη θέση του σταθμού RGRE. Η υπόθεση αυτή συμφωνεί με τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων (Θανάσουλας, 1983), που είχαν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας, τα οποία δείχνουν την ύπαρξη ενός τεκτονικού κέρατος στην ίδια θέση και σε βάθος ίδιας τάξης μεγέθους με εκείνο το οποίο προσδιορίστηκε από τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας. Η παραπάνω υπόθεση βρίσκεται σε συμφωνία και με τα αποτελέσματα μαγνητοτελλουρικών μετρήσεων (Savvaidis et. al., 1997) που πραγματοποιήθηκαν στη λεκάνη της Μυγδονίας, όπου στην ίδια θέση φαίνεται ότι μπορεί να είναι πιθανή η ύπαρξη ενός τεκτονικού κέρατος και σε βάθος ίδιας τάξης μεγέθους.



**Εικ. 6:** Μοντέλο της δομής των ανοιχτών στορωμάτων κατά μήκος του προφίλ των σταθμών Reftek και Chies, διεύθυνσης BBD-NNA μεταξύ των χωριών Προφίτη και Στίβου.

**Fig. 6:** Crustal Structure of the very shallow layers along the Reftek and Chies's profile, in a NNW-SSE direction between the villages Profitis and Stivos.

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα εργασία χρηματοδοτήθηκε από το πρόγραμμα της Ε.Ε. ENV4-CT96-0255.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BACKUS G., and GILBERT F. (1967). Numerical application of a formalism for the geophysical inverse problems, *Geophys. J. R. Astr.Soc.*, **13**, 247-276.
- BACKUS G., and GILBERT F. (1970). Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **263**, 349-387.
- Φηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

- BRAILE L.W. and KELLER G.R. (1975). Fine structure of the crust, inferred from linear inversion of Rayleigh wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 71-83.
- BURTON P.W., and BLAMEY C. (1972). A computer program to determine the spectrum and a dispersion characteristic of transient signal., HMSO, AWRE, Report No 0-48/72.
- DZIEWONSKI A., BLOCH S. and LANDISMAN M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- “EURO-SEISTEST, 1995, “Volvi-Thessaloniki: A European Test Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology, project EV.5V-CT.93-0281(Commission of the European Communities), final scientific report, 600p.
- HASKELL N.A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34.
- ΘΑΝΑΣΟΥΛΑΣ Κ.Π. (1983) Γεωφυσική διασκόπηση της Μυγδονίας λεκάνης και της ευρύτερης περιοχής. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- JACKSON D.D. (1972). Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. Astr.Soc.*, **28**,97-109.
- KELLER G.R., SMITH R.B., BRAILE L.W., HEANEY R., and SHURBET D.H. (1976). Upper crustal structure of the eastern Basin and Range, Northern Colorado Plateau and Middle Rocky Mountains from Rayleigh wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 869-876.
- KNOPOFF L., and SCHLUE J.W. (1972). Rayleigh wave phase velocities for the path Addis-Ababa - Nairobi, *Tectonophysics*, **15**, 157-163.
- KOUFOS G.D., SYRIDES G.E., KOSTOPOULOS D.S., and KOLIADIMOU K.K. (1995). Preliminary results about the stratigraphy and the palaeoenvironment of Mygdonia basin, Macedonia, Greece, *Geobios*, 18:243-249.
- LANCZOS C. (1961). Linear differential operators, Van Nostrand (Eds), London.
- MCKENZIE D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding region, *Geophys.J.R astr. Soc.*, **55**, 217-254.
- MERCIER J.L. (1977). Principal results of a neotectonic study of the Aegean arc and its localisation within the Eastern Mediterranean, VI Colloq. Aegean Region, Athens, 1281-1291.
- PAPAZACHOS B.C. , Kiratzi A.A. , Hatzidimitriou P.M. and Rocca A.C. (1984). Seismic faults in the Aegean area, *Tectonophys.* , **106**, 71-85.
- PAPAZACHOS B.C., and Comninakis P.E. (1976). Modes of lithospheric interaction in the Aegean area., Intern. Symp. on the structural History of the Mediter. Region, Split (Yugoslavia), 25-29 October, 319-331.
- PAPAZACHOS B.C., MOUNTRAKIS D., PSILOVICOS A., LEVENTAKIS G. (1980). Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area, *Bulgarian Geophy. J.*, **6**, 72-80.
- PAPAZACHOS C.B., and KIRATZI A.A. (1992). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, **253**, 129-153.
- PAQUIN C. , FRODEVAUX C. , BLOYET J., RICARD Y., and ANGELIDIS C. (1982). Tectonic stresses on the mainland of Greece. In situ measurements by overcoring, Proc of the Intern. Symp. On the Hell. Arc and Trench, Athens 1981, 2, 88-103.
- PAVLIDES S.P. and KILIAS A.A. (1987). Neotectonic and Active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, Northern Greece), *Ann. Tectonicae*, **1**, 97-104.
- PSILOVIKOS A. (1977). Paleographic development of the basin and lake of Mygdonia (Langada-Volvi area, Greece), PhD thesis, University of Thessaloniki, 156pp.
- SAVVAIDIS A.S., TSOKAS G.N., PEDERSEN L.B. (1997) Crustal Structure of the Mygdonia Basin by MT Soundings. “29th General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth’s Interior”, (Abstract).
- SCHWAB F.A., and KNOPOFF L. (1972). Fast surface wave and free mode computations, In: *Methods in computational physics*, Vol.II, Seismology: Surface waves and earth oscillations, 87-180, ed.Bolt.

B.A., Academic Press, New York.

SCORDILIS E.M. (1985). Microseismic study of the Servomacedonian zone and the surrounding area.

Ph.D. Thesis, Univ. of Thessaloniki.

THOMPSON W.T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium, *J. Appl. Phys.*,

**21**, 89-93.

WIGGINS R.A. (1972). The general linear inverse problem: Implications of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 251-285.