

## ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΟΥ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ EUROSEISTEST\*

Π. ΑΠΟΣΤΟΛΙΑΗΣ<sup>1</sup>, Ζ. ΡΟΥΜΕΛΙΩΤΗ<sup>1</sup>, Δ. ΡΑΪΤΑΚΗΣ<sup>1</sup>, Κ. ΠΙΤΙΛΑΚΗΣ<sup>1</sup>

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ακριβής γνώση των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την εκτίμηση της επιρροής των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στην παρούσα εργασία αναλύονται μετρήσεις μικροθορύβου σε διάταξη και διερευνάται η δυνατότητα χρησιμοποίησης της μεθόδου του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (ΧΣΑ) (Aki 1957, 1959, 1965). Η μέθοδος εφαρμόζεται πρώτη φορά στον Ελληνικό χώρο. Η θέση που επιλέχθηκε για την εφαρμογή και αξιολόγηση της μεθόδου είναι το EuroseisTest όπου έχει γίνει εκτεταμένο πρόγραμμα γεωφυσικών διασκοπήσεων. Οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων είναι ικανοποιητικές και δείχνουν ότι η χρήση του μικροθορύβου με τη μέθοδο του ΧΣΑ μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο προσδιορισμού των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων.

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** σταθερά τυχαίες συναρτήσεις, συντελεστής αυτοσυσχέτισης, συναρτήσεις Bessel, αντιστροφική επιφανειακών κυμάτων.

### ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) είναι μία χαρακτηριστική ιδιότητα των εδαφικών σχηματισμών που καθορίζει τη σεισμική τους απόκριση. Οι συμβατικές μέθοδοι διασκόπησης που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων είναι η διάθλαση, η ανάκλαση, οι διασκοπήσεις εντός γεωτρήσεων (C-H, D-H) και η αντιστροφική επιφανειακών κυμάτων (SWI). Η διάθλαση, η ανάκλαση και η αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων δεν είναι εύκολο να εφαρμοστούν σε πυκνοδομημένο περιβάλλον για τη διασκόπηση σε μεγάλα βάθη λόγω της μεγάλης απαιτούμενης διάταξης λήψης των δεδομένων, ενώ στις μεθόδους εντός γεωτρήσεων η διασκόπηση σε μεγάλα βάθη είναι ασύμφορη λόγω κόστους. Μία εναλλακτική μέθοδος για τον υπολογισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων, και κατά επέκταση την εκτίμηση της δομής του υπεδάφους, σε μεγάλα βάθη, χωρίς να απαιτούνται ιδιαίτερα μεγάλες διατάξεις και πολυδάπανες εργασίες είναι η ανάλυση του μικροθορύβου που καταγράφεται σε κυκλική διάταξη.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται διεθνώς για την ανάλυση καταγραφών του εδαφικού θορύβου είναι η μέθοδος Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (ΧΣΑ, S.P.A.C.) (Aki, 1957, 1959, 1965) και η μέθοδος της Συχνότητας-Κυματάριθμου (F-K). Οι δύο αυτές μεθοδολογίες έχουν ευρεία χρήση στην Ιαπωνία (Kanno et al. 2000) και στον Ευρωπαϊκό χώρο την τελευταία δεκαετία (Hough et al. 1992, Malagnini et al. 1993, Chouet et al. 1998). Στον Ελληνικό χώρο δεν υπάρχουν σχετικές δημοσιεύσεις και η παρούσα εργασία αποτελεί την πρώτη, τόσο για την παρουσίαση της μεθόδου όσο και για τα δεδομένα της ανάλυσης, τα οποία προέρχονται από τη Μυγδονία λεκάνη.

Η μέθοδος ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκε στις καταγραφές μικροθορύβου στην παρούσα εργασία είναι του ΧΣΑ. Το κυριότερο πλεονέκτημα έναντι της μεθόδου F-K είναι ότι απαιτείται περιορισμένος αριθμός σταθμών καταγραφής (Okada et al. 1987). Η θέση που επιλέχθηκε για την καταγραφή του μικροθορύβου είναι το EuroseisTest το οποίο αποτελεί από το 1994 διεθνές πολυδύναμο πεδίο δοκιμών και του οποίου η υποεπιφάνεια δομή προσδιορίστηκε και αναθεωρήθηκε με πλήθος γεωφυσικών μεθόδων και γεωτεχνικών δοκιμών (Jongmans et al. 1998, Pitilakis et al. 1999, Raptakis et al. 2000).

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η χρήση καταγραφών μικροθορύβου σε κυκλική διάταξη για τον προσδιορισμό της εδαφικής δομής έως το βραχυώδες υπόβαθρο, μέσω της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων.

\* DETERMINATION OF THE SHEAR WAVE VELOCITY BY THE METHOD OF MICROSEISMIC RECORD ON EUROSEISTEST  
1. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54 006 Θεσσαλονίκη, [ppostolias@geo.upat.edu.gr](mailto:ppostolias@geo.upat.edu.gr)

The knowledge of the underground structure is a very important parameter for site effects and the estimation of spatial variation of ground motion. In the present study the S-wave model is determined by recordings of ambient noise at a circular array. The method that is used is Spatial Autocorrelation Coefficient (S.P.A.C.) (Aki, 1957, 1965). Since it is the first time that the specific method is being applied in Greece is provided a detailed and critical description of the method. The S.P.A.C. method is based on the assumption that microtremor is a stationary random function. In case microtremor is stationary in time and space, then the spatial autocorrelation coefficient is calculated, from which phase velocities of surface waves are estimated and S-wave velocities are inverted. The S.P.A.C. method is applied to S5 position of EuroseisTest where the underground structure is well determined from other geophysical methods while it is considered as a suitable place for the validation of the method. The validation indicates that the S-wave velocity structure determined by recordings of ambient noise at circular arrays is a useful tool for site characterization.

## 1. ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Η ανάλυση μικροθορύβου σε κυκλική διάταξη με τη μέθοδο του ΧΣΑ, συνίσταται στις μετρήσεις του μικροθορύβου στο πεδίο των συχνοτήτων και στην επεξεργασία των δεδομένων. Οι μετρήσεις στο πεδίο γίνονται με όργανα υψηλής τεχνολογίας με μεγάλο εύρος συχνοτήτων των οποίων ο αριθμός δεν μπορεί να είναι μικρότερος των τριών (3). Τα όργανα βαθμονομούνται και τοποθετούνται σε κυκλική διάταξη.

Η μέθοδος του ΧΣΑ βασίζεται στη θεμελιώδη παραδοχή ότι ο μικροθόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα τα οποία παρουσιάζουν σταθερά μία τυχαία μεταβολή στο χώρο και στο χρόνο. Αυτό σημαίνει ότι το φάσμα ισχύος του θα πρέπει να είναι ανεξάρτητο του χρόνου και του χώρου. Με βάση αυτήν την παραδοχή ο μικροθόρυβος μπορεί να περιγραφεί από τις εξισώσεις σταθερά τυχαίων συναρτήσεων (Yaglom, 1962).

Το πλάτος του μικροθορύβου δεν μπορεί να υπολογιστεί με μαθηματικές εξισώσεις για μία δεδομένη χρονική στιγμή και σε μία συγκεκριμένη θέση, με αποτέλεσμα να αποτελεί μία τυχαία συνάρτηση. Έχει παρατηρηθεί ότι για ένα χρονικό διάστημα 45 λεπτών και μία απόσταση 1-2 km η συνάρτηση της πυκνότητας, ή το φάσμα ισχύος, παρουσιάζει παρόμοια μορφή για όλη τη διάρκεια της καταγραφής (Okada, 1997). Το γεγονός αυτό σημαίνει ότι η τιμή του πλάτους του μικροθορύβου είναι τυχαία αλλά η μεταβολή του είναι σταθερή με συνέπεια να είναι ανεξάρτητη της πηγής και για αυτόν το λόγο ο μικροθόρυβος μπορεί να θεωρηθεί ως μία σταθερά τυχαία συνάρτηση. Η μέθοδος του ΧΣΑ, βασίζεται σε αυτήν ακριβώς την ιδιότητα και αξιοποιεί τη χωρική μεταβολή των περιόδων του φάσματος ισχύος στους σταθμούς καταγραφής σε κυκλική διάταξη.

Στην ανάλυση του μικροθορύβου ακολουθούνται διαδοχικά στάδια που αποτελούνται από τους εξής υπολογισμούς: α) του φάσματος ισχύος για κάθε σταθμό β) της συνάρτησης αυτοσυμμεταβλητότητας για κάθε ζεύγος σταθμών και τη μέση αντίστοιχη συνάρτηση για κάθε ακτίνα της διάταξης γ) του ΧΣΑ, κάθε συχνότητας για κάθε ακτίνα της διάταξης δ) της καμπύλης σκέδασης της ταχύτητας φάσης των Rayleigh κυμάτων και ε) της δομής του υπεδάφους με τη διαδικασία της αντιστροφής.

Πιο αναλυτικά, η συνάρτηση χωρικής συμμεταβλητότητας (μεταβολή της συχνότητας  $\omega$  για κυματάριθμο  $k$  μεταξύ σταθμού καταγραφής στο κέντρο του κύκλου και σημείου με συντεταγμένες  $r$  και  $\theta$ ), δίνεται από τη σχέση (Henstridge, 1979):

$$g(\omega, r, \theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{i r k c \cos(\theta - \varphi)\} h(\omega, \varphi) d\varphi \quad (1)$$

όπου  $h(\omega, \varphi)$  είναι το φάσμα ισχύος στη θέση  $(r, \theta)$ . Η σχέση 1 για το κέντρο της διάταξης όπου  $(r, \theta) = (0, 0)$  μετατρέπεται στη:

$$g(\omega, 0, 0) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \varphi) d\varphi = h_0(\omega) \quad (2)$$

όπου  $h_0(\omega)$  το φάσμα ισχύος στο κέντρο και υπολογίζεται από το άθροισμα των φασμάτων ισχύος των σταθμών στην περιφέρεια της διάταξης σε συνάρτηση με το αζιμουθίο τους. Η συνάρτηση μέσης αυτοσυμμεταβλητότητας στο κέντρο της διάταξης έχει τη μορφή (Aki 1957, Okada 1997):

$$g(\mathbf{r}) = \int_{-\infty}^{\infty} J_0(rk) d\omega \int_0^{2\pi} h(\omega, \varphi) d\varphi \quad (3)$$

όπου  $J_0$  είναι η συνάρτηση Bessel πρώτου είδους μηδενικής τάξης (first kind of zero order) και λόγω της σχέσης 2 προκύπτει ότι η συνάρτηση μέσης συμμεταβλητότητας στο σημείο  $r, \theta$  δίνεται από τη σχέση:

$$g(\omega, \mathbf{r}) = h_0(\omega) d\omega J_0(rk) \quad (4)$$

Ο ΧΣΑ προκύπτει από τη μέση συνάρτηση συμμεταβλητότητας,  $g(\omega, \mathbf{r})$ , κανονικοποιημένης ως προς το φάσμα ισχύος,  $h_0(\omega)$ , στο κέντρο της διάταξης.

$$\varrho(\omega, \mathbf{r}) \equiv g(\omega, \mathbf{r}) / h_0(\omega) = J_0(rk) \quad (5)$$

Λόγω της σχέσης  $k = \omega/c(\omega)$ , ο ΧΣΑ μπορεί να εκφραστεί:

$$\varrho(\omega, \mathbf{r}) = J_0 \left( \frac{r\omega}{c(\omega)} \right) \quad (6)$$

όπου  $c(\omega)$  είναι η ταχύτητα φάσης των σκεδαζόμενων επιφανειακών κυμάτων στη συχνότητα  $\omega$ .

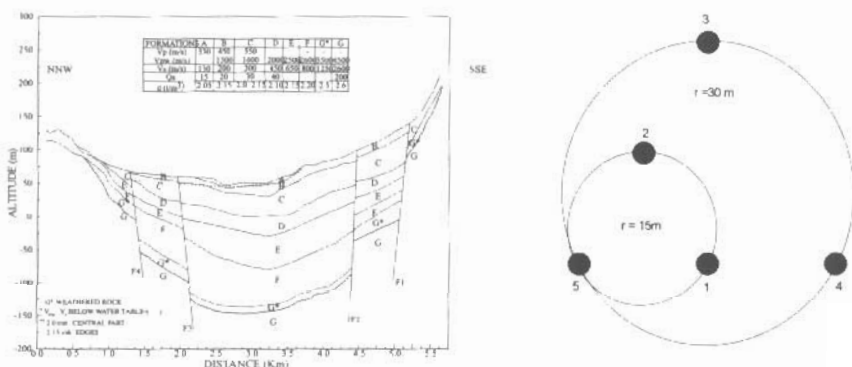
Από τη θεωρητική ανάλυση συνεπάγεται ότι ο ΧΣΑ μπορεί να προσδιοριστεί από μία διάταξη στην οποία τα σεισμόμετρα είναι αξιμουθιακά κατανεμημένα έτσι ώστε κάθε ζεύγος σταθμών με απόσταση  $r$  να παρέχει την απαραίτητη αξιμουθιακή πληροφορία. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η διάταξη που χρησιμοποιείται στην καταγραφή μικροθορύβου είναι κυκλική και οι σταθμοί καταγραφής τοποθετούνται στην περιφέρεια του κύκλου και στις κορυφές ενός ισοπλευρου τριγώνου. Με τη χρήση των συναρτήσεων Bessel υπολογίζεται για κάθε συχνότητα μία ταχύτητα φάσης, με αποτέλεσμα να προσδιορίζεται η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh του θεμελιώδη τρόπου που εμπεριέχονται στο θόρυβο και χαρακτηρίζει τη δομή του υπεδάφους στο κέντρο της κυκλικής διάταξης.

## 2. ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΧΡΗΣΗΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΣΕ ΚΥΚΛΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ

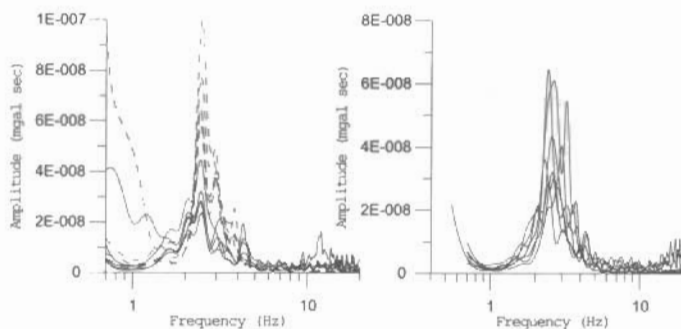
Η χρήση του μικροθορύβου για τον προσδιορισμό της δομής του υπεδάφους με τη μέθοδο ανάλυσης του ΧΣΑ πραγματοποιήθηκε στη θέση S5 της γνωστής εδαφικής τομής του Euroseistest (Raptakis et al. 2000), όπου προσδιορίσθηκε το εδαφικό προσομοίωμα με τη μέθοδο της SWI (σχ. 1).

Χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) καταγραφικά όργανα Reftek με σεισμόμετρα τριών συνιστωσών CMG-40T σε κυκλική διάταξη. Οι σταθμοί καταγραφής συγχρονίσθηκαν με G.P.S.

Τα επιφανειακά κύματα, των οποίων προσδιορίσθηκε η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας φάσης, ήταν κύματα Rayleigh που αναλύθηκαν κάνοντας χρήση μικροθορύβου της κατακόρυφης συνιστώσας. Τα ζεύγη των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση είναι τα ακόλουθα: 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 και το 1-4 που απέχουν 26 m μεταξύ τους, και 3-4, 4-5 και 3-5 με απόσταση 52 m μεταξύ τους (σχ. 1). Η καταγραφή είχε διάρκεια 30 min, ενώ η ανάλυση του μικροθορύβου έγινε σε παράθυρα χρόνου διάρκειας 30 sec περίπου.

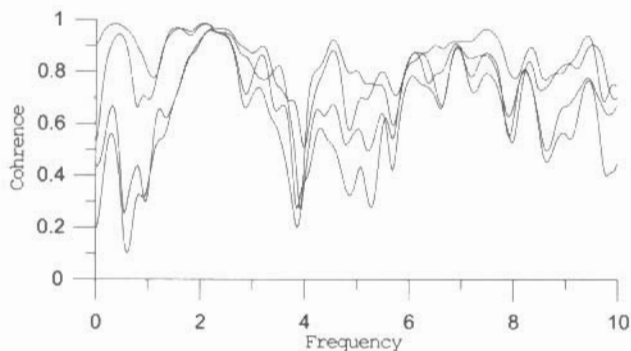


Σχήμα 1. Εδαφική τομή Euroseistest και διάταξη καταγραφής του μικροθορύβου  
 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.  
 Figure 1. Geophysical cross-section of Euroseistest and station layout for noise recordings



Σχήμα 2. Σταθερότητα θορύβου στο χρόνο (δεξιά) και στο χώρο (αριστερά)  
 Figure 2. Stationary of microtremor in time (right) and in space (left)

Για την αξιοπιστία της ανάλυσης του μικροθορύβου απαιτούνται συνεχείς ελέγχοι της σταθερότητάς του. Ο πρώτος βασικός έλεγχος είναι η σταθερότητα του φάσματος ισχύος στο χώρο και στο χρόνο. Για τον έλεγχο της σταθερότητας του μικροθορύβου στο χρόνο, υπολογίστηκαν και συγκρίθηκαν τα φάσματα ισχύος ανά 2.5 min σε κάθε σταθμό χωριστά και για όλη τη διάρκεια καταγραφής, ενώ για τη σταθερότητα του θορύβου στο χώρο, εξετάστηκαν και συγκρίθηκαν μεταξύ τους τα αντίστοιχα φάσματα ισχύος για κάθε σταθμό της διάταξης. Ενδεικτικά στο σχήμα 4 απεικονίζονται τα φάσματα ισχύος του σταθμού 1 ανά 2.5 min (σχ. 2) και τα φάσματα για τους 5 σταθμούς και για δύο αντίστοιχα χρονικά διαστήματα. Παρατηρείται ότι τα φάσματα ισχύος είναι παρόμοιας μορφής για όλη τη χρονική διάρκεια του μικροθορύβου σε όλους τους σταθμούς για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Για τον ακριβέστερο προσδιορισμό του εύρους των συχνοτήτων όπου η σταθερότητα του θορύβου είναι ικανοποιητική και μπορεί να οδηγήσει σε ακριβή αποτελέσματα, υπολογίζεται η συνάφεια μεταξύ των σταθμών καταγραφής που ισαλέχουν (σχ. 3). Ενδεικτικά στο σχήμα 3 απεικονίζεται η συνάφεια των συχνοτήτων για τους σταθμούς που απέχουν μεταξύ τους 26m. Το εύρος των συχνοτήτων όπου η σταθερότητα του μικροθορύβου είναι ικανοποιητική και στις δύο διατάξεις κυμαίνεται από 1.5 έως 4.3 Hz (0.23-0.6sec).



Σχήμα 3. Η διακύμανση των συχνοτήτων για τα ζεύγη των σταθμών 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 με απόσταση 26 m  
 Figure 3. Coherence of frequency between the stations 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 with distance 26 m

Σχήμα 4. Συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ζεύγος σταθμών (συνεχείς γραμμές) και μέση συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα (στικτή γραμμή)

Αφού προσδιοριστούν οι συχνότητες όπου ο θόρυβος μεταβάλλεται σταθερά και για τις δύο διατάξεις, ακολουθεί ο υπολογισμός των παραμέτρων που περιγράφηκαν στην ενότητα 2 και αποτελούν το κυρίως στάδιο της ανάλυσης του μικροθορύβου. Αρχικά υπολογίστηκαν οι συναρτήσεις αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα της διάταξης, και για κάθε ζεύγος σταθμών (σχ. 4). Είναι φανερό ότι η μέση συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα της κυκλικής διάταξης αποδίδει ικανοποιητικά τη μέση καμπύλη των συναρτήσεων αυτοσυσχέτισης κάθε ζεύγους σταθμών για συχνότητες 1.5 - 4.3 Hz.

Το τελικό στάδιο της μεθόδου είναι ο υπολογισμός του ΧΣΑ. σε κάθε συχνότητα και για κάθε ακτίνα και ο προσδιορισμός της καμπύλης σκέδασης. Η αξιοπιστία της καμπύλης σκέδασης εξαρτάται από το κατά πόσο οι

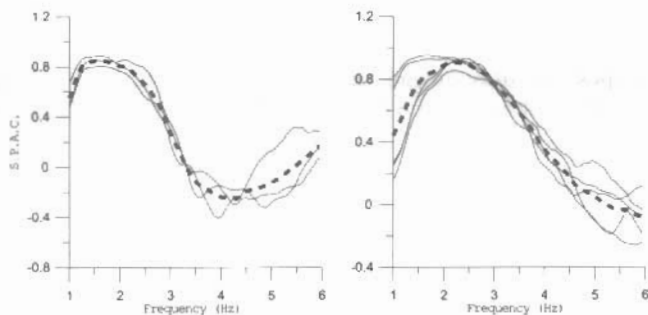
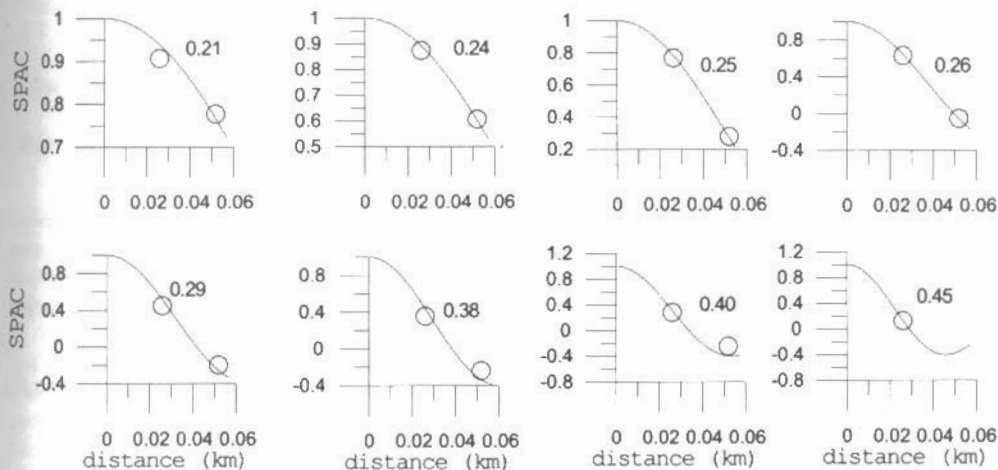


Figure 4. Autocorrelation function for every couple of station (solid line) and mean autocorrelation function for every radius (dotted line)

συντελεστές που υπολογίστηκαν μεταβάλλονται ικανοποιητικά σε σχέση με τις συναρτήσεις Bessel (first kind of zero order) (σχ. 5). Όπως προκύπτει από το σχήμα 5, για περιόδους από 0.24 έως 0.45 sec και οι δύο διατάξεις έχουν αποδεκτά αποτελέσματα, ενώ για τις συχνότητες από 0.21 έως 0.24 sec λήφθηκε υπόψη μόνο η διάταξη με ακτίνα 15 m. Η τελική καμπύλη σκέδασης απεικονίζεται στο σχήμα 6 και αποτελεί το τελικό αποτέλεσμα που προκύπτει από την χρήση του μικροθορύβου με τη μέθοδο του ΧΣΑ.



Σχήμα 5. Παρατηρούμενοι συντελεστές αυτοσυσχέτισης και η μεταβολή τους πάνω στις συναρτήσεις Bessel  
Figure 5. Observed SPAC coefficients and the Besel functions fitted to them

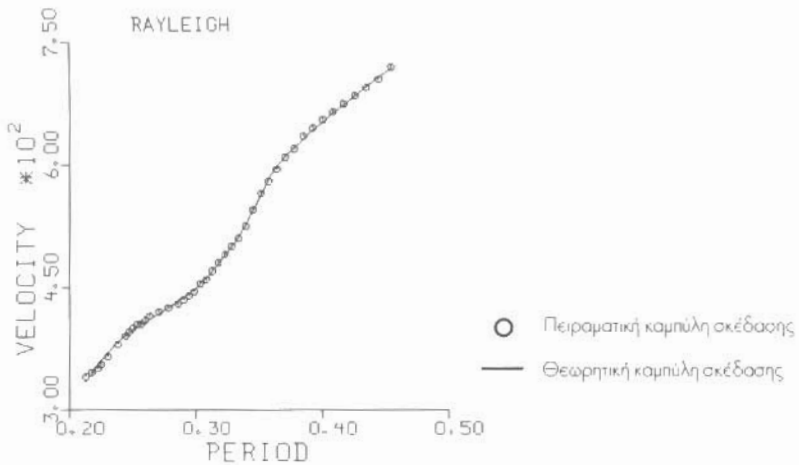
### 3. ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Η διαδικασία της αντιστροφής βασίζεται στη χαρακτηριστική ιδιότητα των επιφανειακών κυμάτων να σκεδάζονται. Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την αντιστροφή στηρίζεται στη μέθοδο της μέσω επαναληπτικής διαδικασίας αντιστροφής (Heigmann, 1985). Η μέθοδος προϋποθέτει την εισαγωγή ενός τεχνητού ομοιώματος  $x$  και βασίζεται στη λύση του πίνακα  $A$  που συνδέεται με το ομοίωμα  $x$  και την παρατηρούμενη καμπύλη σκέδασης με τη σχέση

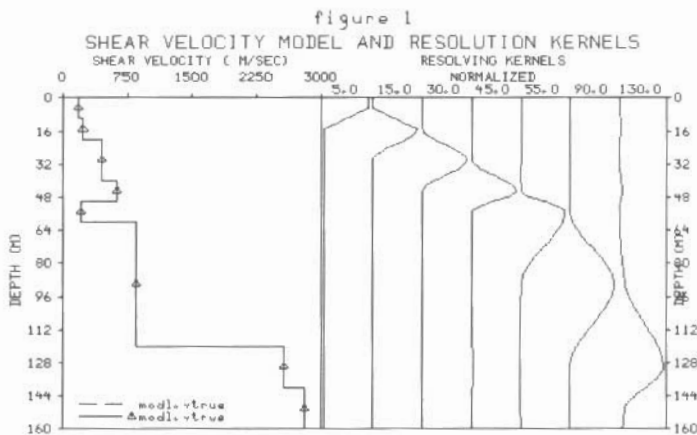
$$b = A(n,m)x \quad (8)$$

όπου  $b$  είναι η διαφορά μεταξύ των παρατηρούμενων και των θεωρητικά υπολογισμένων ταχυτήτων φάσης. Η αξιοπιστία της επίλυσης επιβεβαιώνεται από την ταύτιση μεταξύ της θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης

καθώς και από την κατανομή των επιλυόμενων πυρήνων που αντιστοιχούν σε κάθε στρώση (resolving kernels) και έχουν τη μορφή συνάρτησης Δέλτα ( $\delta$ ) με αιχμή στο βάθος το οποίο προσδιορίζεται. Ο προσδιορισμός της  $V_s$  για κάθε στρώση είναι βέλπστη, όταν η αιχμή της  $\delta$  του βάθους αυτού (οριζόντιος άξονας) αντιστοιχεί στο βάθος (κατακόρυφος) στο οποίο υπολογίζεται η ταχύτητα. Η επίλυση της αντιστροφής για την θέση S5 δίνεται στα σχήματα 6 και 7.



Σχήμα 6. Ταύτιση πειραματικής και θεωρητικής καμπύλης σκέδασης  
Figure 6. Fitting of theoretical and observed dispersive curve.

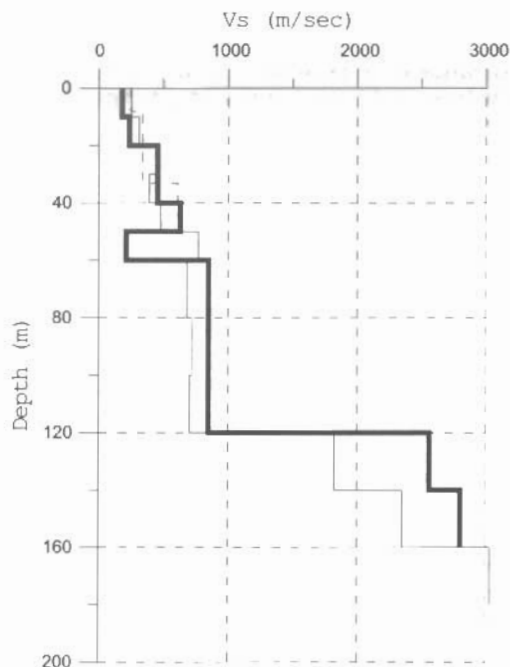


Σχήμα 7. Ομοίωμα ταχυτήτων  $V_s$  και επιλυόμενοι πυρήνες  
Figure 7. Shear wave velocities model and resolving kernels

Από τη διαδικασία της αντιστροφής προκύπτει ότι η ανάλυση είναι ικανοποιητική μέχρι 150 m βάθους αποτέλεσμα που κρίνεται ιδιαίτερα ικανοποιητικό συγκρινόμενο με τα βάθη διασκόπησης που φτάνουν ο συμβατικές γεωφυσικές μέθοδοι.

#### 4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αποτέλεσμα της παρούσας εργασίας συγκρίθηκε με τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετών όπως προέκυψαν από τις μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης (SWI, Down-Hole) που έγιναν στη θέση S5 (Pitilakis et al. 1995, Raptakis et al. 2000) (σχ. 8). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου SWI και του μικροθωρούβου είναι ικανοποιητική για όλους τους εδαφικούς οριζόντες, από την ελεύθερη επιφάνεια έως το βραχώδες υπόβαθρο και η απόκλιση των ταχυτήτων  $V_s$  δεν υπερβαίνει το 15% με εξαίρεση το βάθος 50-60 m. Σε ό,τι αφορά τη σύγκριση με τη μεθοδολογία της Γεωφυσικής Διασκόπησης (Γεωφυσική Διασκόπηση) (Α.Π.Θ.) έως και 25% και κρίνεται



Σχήμα 8: Σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου του μικροθορύβου (παχιά γραμμή) με τη μέθοδο SWI (απλή γραμμή) και D-H (στικτή γραμμή)

Figure 8: Comparison of the results of microtremor method (thick line) with the SWI method (simple line) and D-H method (dotted line)

ικανοποιητική καθώς η μέση τιμή των ταχυτήτων στα πρώτα 45 m είναι της ίδιας τάξης. Το γενικό συμπέρασμα από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων είναι ότι η ανάλυση μικροθορύβου καταγραφών σε κυκλική διάταξη παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε μεγάλα βάθη και μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο για τον προσδιορισμό του εδαφικού προσομοιώματος.

Γενικά η μέθοδος παρουσιάζει ορισμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου είναι ότι: α) Επιτρέπει την αξιόπιστη διασκόπηση σε μεγάλα βάθη, β) η λήψη των δεδομένων δεν απαιτεί ιδιαίτερα επίπονες και χρονοβόρες διαδικασίες στο πεδίο και γ) η δυνατότητα εφαρμογής της σε περιορισμένους χώρους (Πυκνοδομημένα Πολεοδομικά Συγκροτήματα). Τα μειονεκτήματα της μεθόδου του μικροθορύβου είναι α) η διαδικασία της αντιστροφής για την εξαγωγή του τελικού αποτελέσματος που είναι ιδιαίτερα χρονοβόρα και β) η αδυναμία εφαρμογής της μεθόδου σε περιοχές με έντονες πλευρικές μεταβολές.

Όπως είναι φυσικό, η μέθοδος έχει ιδιαίτερα μεγάλη σημασία εάν μπορεί να εφαρμοστεί σε πολεοδομικά συγκροτήματα, όπου ο θόρυβος έχει διαφορετικό συχνοτικό περιεχόμενο και η σταθερότητα του είναι δυσκολότερο να διατηρηθεί για κάποιο επαρκές χρονικό διάστημα και μία ικανή απόσταση για την διασκόπηση σε επιθυμητά βάθη.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Εκφράζονται θερμές ευχαριστίες στον Καθ. Kudo K. (Univ.of Tokyo), τον Καθ. Okada H. (Univ of Hokkaido), και τους υπ. Διδάκτορες Kanno T. και Μακρή Θ. (Univ.of Tokyo) για την πρόσκληση και κατόπιν επιμόρφωση του πρώτου συγγραφέα για διάστημα 2 μηνών στο πανεπιστήμιο του Τόκιο. Επίσης εκφράζονται ιδιαίτερες ευχαριστίες στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για τη χορήγηση των απαραίτητων οργάνων.

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- AKI K., 1957. Space and Time Spectra of stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 25, 415-457
- AKI K AND MASARU TSUJIURA, 1959. Correlation Study of Near Earthquake Waves. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 37, 207-233

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

- AKI, K. (1965). A note on the use of microseismic in determining the shallow structure of the earth's crust, *Geophysics* 30, 665-666.
- CHOUET B, G. E LUCA, G. MILANA, P. DAWSON, M. MARTINI AND R. SCARPA, 1998. Shallow Velocity Structure of Stromboli Volcano, Italy, Derived from Small-Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor. *B.S.S.A. vol 88, No 3, 653-666*
- HENSTRIDGE, J. D., 1979. A signal processing method for circular arrays. *Geophysics, vol 44 179-184*
- HERRMANN, R., 1985. Computer programs in seismology, III vol., *Saint Louis Universit*
- HOUGH S., L. SEEBER, A. ROVELLI, L. MALAGNINI, A. DECESARE, G. SELVEGGI AND A. LERNER-LAM, 1992. Ambient noise and weak motion excitation of sediments resonances: results from Tiber valley, Italy, *B.S.S.A. vol 82, No 3, 1186-1205*
- KANNO T., KUDO K, M. TAKAHASHI, T. SASATANI, S. LING AND H. OKADA. 2000. Spatial evaluation of site effects in Ashigara valley based on S-wave velocity structure determined by array observations of microtremors. *12WCEE 2000 572-580*
- MALAGNINI L., A. ROVELLI, E. HOUGH, L. SEEBER, 1993. Site amplification estimates in the Garigliano valley, central Italy, based on *dense array measurements of ambient noise, 1993*. *B.S.S.A. vol 83, No 6, 1744-1755*
- JONGMANS D., K. PITILAKIS, D. DEMANET, D. RAPTAKIS, J. RIEPL, C. HORRENT, G. TSOKAS, K. LONZETIDIS AND P-Y BARD, 1998. EURO-SEISTEST: Determination of the geological structure of the Volvi Basin and validation of the basin response. *B.S.S.A. vol 88, No 2, 473-487*
- PITILAKIS, K., D. RAPTAKIS, K. LONZETIDIS, TH. TIKA-VASSILIKOU & D. JONGMANS, 1999. *Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings*. *J. Earthq. Engnr.*, 3 (3), 381-409.
- PITILAKIS et al. EURO-SEISTEST, 1995. A European Test-Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology, *Final Scientific Report*
- OKADA H., T. MATSUSHIMA, AND E. HIKADA, 1987. Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phase velocity of Rayleigh waves in long period microtremors. *Geoph. Bull. Hokkaido Univ.* 49, 53-62
- OKADA H. A new method of underground structure estimation Using Microtremors, 1997. Division of Earth Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, Japan, *Lecture notes*
- RAPTAKIS D., F.J. CHAVEZ-GARCIA, K. MAKRA, K. PITILAKIS, 2000. Site effects at Euroseistest- I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 19 1-22
- YAGLOM A.M., 1962. *Stationary Random Functions* (translated and edited by R. A. Silverman, *Dover publications, New Jersey*)