

ΛΕΠΤΟΜΕΡΗΣ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΡΗΧΗΣ ΔΟΜΗΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΑΝΑΛΥΣΗΣ*

Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ¹, Π. ΚΑΜΠΟΥΡΗΣ², Ι. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ³

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται μια σύγκριση μεταξύ συμβατικών και μοντέρνων τεχνικών ανάλυσης και επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής διάθλασης, για τη διερεύνηση της ρηχής δομής στα πλαίσια μιας γεωτεχνικής έρευνας. Οι τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν παρείχαν συγκρίσιμα αποτελέσματα με επί μέρους διαφοροποιήσεις στις απόλυτες τιμές των βαθμών και των σεισμικών ταχυτήτων, που οφείλονται κυρίως στο διαφορετικό αλγόριθμο επεξεργασίας και την παρεχόμενη ευκρίνεια κάθε τεχνικής. Η τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης πλεονεκτεί έναντι των συμβατικών, διότι με την αύξηση του αριθμού των σεισμικών πηγών και της θεώρησης της βαθμιαίας μεταβολής της ταχύτητας μετά του βάθους, επιτυγχάνεται καλύτερη ευκρίνεια και απεικόνιση της ρηχής δομής.

ABSTRACT

A comparative study of conventional and modern processing techniques of seismic refraction data is examined in this paper, for shallow structure investigation in the framework of a geotechnical research. The techniques used here were applied for the detection of narrow and low seismic velocity zones along the bedrock in the 10.5th Km of the new national road Igoumenitsa-Ioannina. The results were comparable and only slight deviations were observed due mainly to different algorithm procedures applied on data and the resolution provided by each technique. It is pointed out that the non linear tomography seismic refraction technique, overcomes the conventional ones since by increasing the number of seismic sources and considering the gradual variation of seismic velocity with depth, a better resolution and image reconstruction for the subsurface structure is obtained.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: τομογραφία σεισμικής διάθλασης, μέθοδος σεισμικής διάθλασης

KEY WORDS: Seismic tomography, seismic refraction, μέθοδος ABEM, MMT, GRM

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για τη διερεύνηση της υπόγειας δομής έχουν χρησιμοποιηθεί με επιτυχία γεωφυσικές μέθοδοι και ιδιαίτερα οι σεισμικές. Εξ'αυτών η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης έχει κυρίως χρησιμοποιηθεί στη γεωτεχνική έρευνα, διότι παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα ως προς τις τιμές των πραγματικών σεισμικών ταχυτήτων, την αποτύπωση του αναγλύφου του βραχώδους υποβάθρου και την εκτίμηση των δυναμικών ελαστικών σταθερών των στρωμάτων.

Ο τρόπος ανάλυσης και επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων είναι διαχρονικά διαφορετικός. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν οι γραφικές τεχνικές Plus-Minus (Hagedoorn 1959), της αντιστρεπτότητας (Hawkins 1961), MMT & ABEM (Sjogren 1984, Parasnis 1997), κ.α., οι οποίες είναι επίπονες και απαιτούν έμπειρο γεωφυσικό για την ανάλυση και ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων. Στη συνέχεια αναπτύχθηκε και εφαρμόστηκε η τεχνική GRM (Palmer 1980), η οποία είναι η γενικευμένη μορφή της τεχνικής της αντιστρεπτότητας. Η τεχνική αυτή παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι παρέχει τη δυνατότητα προγραμματισμού και της χρήσης της μέσω Η/Υ. Οι τεχνικές που αναφέρθηκαν παραπάνω έχουν ένα κοινό γνώρισμα, ότι προϋποθέτουν την παρουσία ομογενών και ισότροπων μέσων, όπου οι σεισμικές ταχύτητες διατηρούνται σταθερές καθ'όλη τη διαδρομή τους στα

* DETAILED SHALLOW STRUCTURE SEISMIC REFRACTION INVESTIGATION, WITH THE APPLICATION OF DIFFERENT PROCESSING TECHNIQUES

1. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, tpapadop@geol.uoa.gr

2. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, pkambouris@geol.uoa.gr

3. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, jalexopoulos@geol.uoa.gr

μέσα αυτά. Εν αντιθέσει με τις συμβατικές τεχνικές, έχουν αναπτυχθεί πρόσφατα μοντέρνες μέθοδοι επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, όπως π.χ. η τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης (Zhang 1998). Σύμφωνα με τη τεχνική αυτή ο συνολικός χρόνος διαδρομής μιας σεισμικής ακτίνας, που ακολουθεί τροχιά ελαχίστου χρόνου, προσδιορίζεται από τους επί μέρους χρόνους διαδρομής μέσα από «κελιά» που ορίζουν το χώρο μεταξύ των εκρήξεων και των γεωφώνων. Ο χρόνος αυτός συγκρίνεται με τον πραγματικό χρόνο διαδρομής για κάθε γεωφώνο και στη συνέχεια ακολουθεί μια επαναληπτική διαδικασία μείωσης της διαφοράς κάτω από ένα αποδεκτό όριο.

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να συσχετισθούν οι συμβατικές και μοντέρνες τεχνικές, με την εφαρμογή τους σε δύο παραδείγματα σεισμικών αναπτυγμάτων, που εκτελέστηκαν πλησίον του 10.5ου χιλιομέτρου της νέας εθνικής οδού Ηγουμενίτσας – Ιωαννίνων (βλ. σχήμα 1α).

2. ΛΗΨΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η σεισμική έρευνα περιλαμβάνει δύο σεισμικές γραμμές συνολικού μήκους 330 μ. Πραγματοποιήθηκαν επτά εκρήξεις (shots), για κάθε ανάπτυγμα εικοσιτεσσάρων γεωφώνων των 10 Hz. Η σεισμική πηγή που χρησιμοποιήθηκε ήταν εκρηκτική ύλη. Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων καθορίστηκε στα 5μ. Η καταγραφή των δεδομένων έγινε με τη χρήση του 24-κάναλου σειсмоγράφου SMARTSEIS της Geometrics. Ως συχνότητα δειγματοληψίας των σεισμικών καταγραφών έχει επιλεγεί αυτή των 250 μs.

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η μέθοδος MMT

Είναι μία γρήγορη μέθοδος για τον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας και της αποτύπωσης των μεταβολών της κατά μήκος μιας κύριας ασυνέχειας (π.χ. του υποβάθρου) με λεπτομέρεια (Parasnis 1997). Η τεχνική του προσδιορισμού της σεισμικής ταχύτητας έχει προηγουμένως περιγραφεί από τον Hagedoorn το 1959 (η μέθοδος Plus-Minus) και από τον Hawkins το 1961 (η μέθοδος Αντιστροπτότητας).

Η κατασκευή μιας MMT καμπύλης πρέπει κανονικά να αποτελεί το πρώτο βήμα της γεωσεισμικής ερμηνείας, καθόσον παρέχει τις σεισμικές ταχύτητες κατά μήκος της κύριας ασυνέχειας, οι οποίες απαιτούνται για τον υπολογισμό των βαθών των ασυνεχειών.

Οι καμπύλες σεισμικής ταχύτητας πρέπει να χαράσσονται από σημείο σε σημείο και όχι με την τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων, διότι μπορεί να χαθεί (εξομαλυνθεί) χρήσιμη πληροφορία. Έτσι, τα χαραχθέντα τμήματα της καμπύλης μπορούν να δείξουν σημαντικές μεταβολές της σεισμικής ταχύτητας. Επί πλέον, τα σημεία τομής των τμημάτων αυτών της καμπύλης σεισμικής ταχύτητας, προσδιορίζουν και τα όρια μεταξύ των τμημάτων διαφορετικής σεισμικής ταχύτητας.

Η ανάλυση συνήθως αρχίζει από τις δρομο-χρονικές καμπύλες των μακρινών σεισμικών πηγών, που αναπαριστούν τις υψηλότερες σεισμικές ταχύτητες. Όταν οι κλίσεις των κλάδων αυτών έχουν προσδιορισθεί, τότε στρέφουμε την προσοχή μας σε τμήματα που αντιπροσωπεύουν μικρότερες σεισμικές ταχύτητες. Είναι βασική προϋπόθεση της παραπάνω ανάλυσης, ότι οι μετρηθείσες πρώτες αφίξεις που περιλαμβάνονται στον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας να προέρχονται από την ίδια ασυνέχεια.

Η μέθοδος ABEM

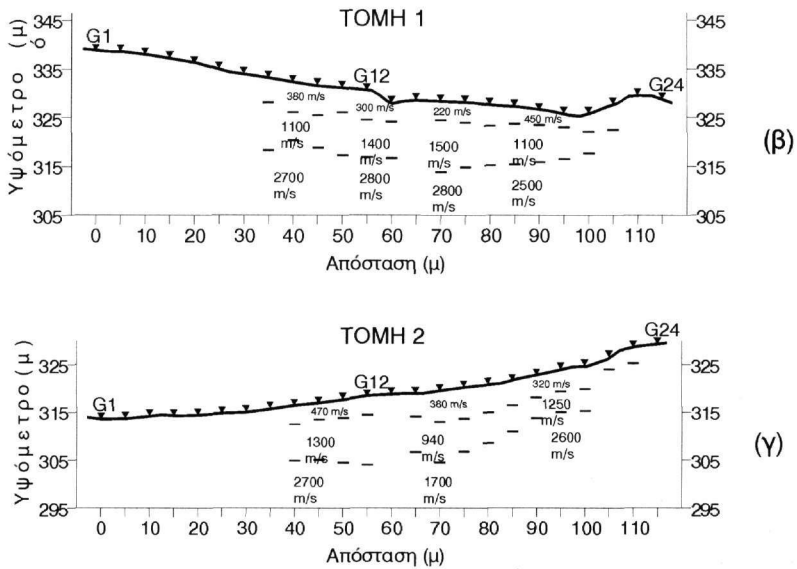
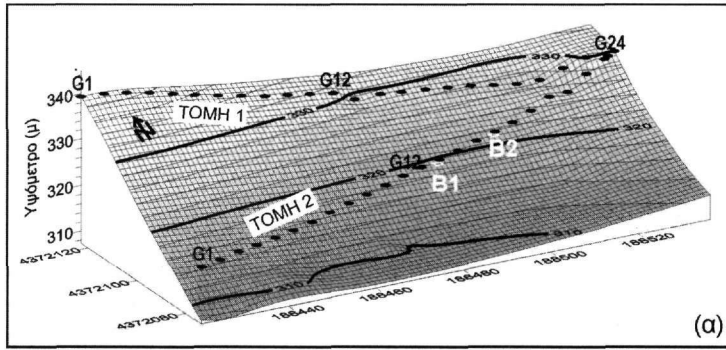
Η μέθοδος αυτή έχει εισαχθεί από τη σουηδική εταιρία ABEM από το 1940, για την αφαίρεση της επίδρασης της μεταβολής της σεισμικής ταχύτητας κατά μήκος αυτής καθ'αυτής της ασυνέχειας, καθώς επίσης και για την αντιμετώπιση των προβλημάτων ερμηνείας που προκαλούνται από την έντονη παραμόρφωση των δρομο-χρονικών καμπύλων και οφείλονται στην μεταβολή του τοπογραφικού αναγλύφου και την παρουσία διαφορετικών βαθών και σεισμικών ταχυτήτων των σχηματισμών.

Είναι μια αρκετά αποτελεσματική τεχνική και ο αντικειμενικός στόχος είναι να προσδιορισθεί ο διορθωμένος χρόνος συνάντησης. Τι, που αντιστοιχεί σε ένα τμήμα καμπύλης σεισμικής ταχύτητας (Sjogren 1984, Parasnis 1997). Η τεχνική διόρθωσης που εφαρμόζεται παρέχει τους πραγματικούς χρόνους συνάντησης.

Πέρα από το θεωρητικό και τεχνικό μέρος της μεθόδου, απαιτείται μια ευρύτερη γνώση των συνθηκών της περιοχής έρευνας (γεωλογικές και γεωτρητικές εργασίες), η οποία συνήθως λαμβάνεται σοβαρά υπόψη κατά την εφαρμογή της.

Η μέθοδος GRM

Με τη μέθοδο αυτή έχουμε τη δυνατότητα να προσδιορίσουμε με ακρίβεια ομογενή στρώματα με μεταβαλ-



Σχήμα 1. Τοπογραφικός χάρτης που δείχνει τις θέσεις των σεισμικών τομών 1 & 2 (1α). Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μέθοδο GRM παρουσιάζονται στα σχήματα 1β & 1γ.

Figure 1. Topographic map showing the location of seismic sections 1 & 2 (1a). The corresponding results of GRM method are presented in figures 1b & 1γ.

λόμμενα πάχη καθώς και σε πλευρικές μεταβολές, αρκεί οι κλίσεις των στρωμάτων να μην υπερβαίνουν τις 20° . Η μέθοδος χρησιμοποιεί ως βασικό στοιχείο την απόσταση μεταξύ δύο γεωφώνων (XY) για τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων και των αντιστοίχων βαθών. Στη βέλτιστη απόσταση (XY) οι σεισμικές “κανονική” και η “αντίστροφη” ακτίνες, αναδύονται περίπου από το ίδιο σημείο της επιφάνειας διάθλασης. Αυτό σημαίνει ότι η τελευταία πρέπει να είναι επίπεδη μόνο για μικρό σχετικά διάστημα.

Η ακρίβεια με την οποία προσδιορίζονται βαθύτερες σχετικά επιφάνειες διάθλασης, συχνά εξαρτάται από τη δυνατότητα καθορισμού μικρής κλίμακας μεταβολών, που παρατηρούνται λόγω ανομοιογένειας πολύ κοντά στην επιφάνεια. Εάν τέτοιες μικρής κλίμακας ανωμαλίες αποδοθούν λανθασμένα σε βαθύτερα στρώματα, τότε η μορφή και τα υπολογισθέντα βάθη της επιφάνειας διάθλασης είναι εσφαλμένα. Στις περισσότερες περιπτώσεις επίλυσης γεωτεχνικών προβλημάτων τα επιφανειακά στρώματα είναι χαλαρά και παρουσιάζουν μεγάλη ξηρότητα, με αποτέλεσμα η ταχύτητα διάδοσης να μην υπερβαίνει τα 300 m/s. Επομένως, είναι συχνό το φαινόμενο οι ανωμαλίες που παρατηρούνται στους χρόνους άφιξης να οφείλονται σε τέτοιου είδους επιφανειακές μεταβολές και όχι στη μορφή των βαθύτερων επιφανειών σεισμικής διάθλασης. Παρά το γεγονός ότι χρησιμοποιούνται διάφορα κριτήρια αναγνώρισης αυτών των ανωμαλιών ο ακριβής προσδιορισμός τους με τη GRM είναι δύσκολος και σχετικά αβέβαιος (Palmer, 1980).

Επίσης, ο προσδιορισμός της “τυφλής ζώνης” καθώς και του “κρυφού στρώματος” αποτελεί μια εν γένει αδυνα-

μία όλων των μεθόδων που στηρίζονται στην ανάλυση των πρώτων αφίξεων και επομένως εν μέρει και της GRM.

Στις περιπτώσεις στις οποίες παρατηρείται μια γραμμική αύξηση της ταχύτητας με το βάθος, δηλαδή η συνάρτηση μεταβολής της ταχύτητας είναι της μορφής

$$V(z) = b + a z(m/s)$$

Όπου b η αρχική ταχύτητα

a ο ρυθμός μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος

z βάθος σε μέτρα

τότε η ακρίβεια προσδιορισμού των ταχυτήτων και του βάθους των επιφανειών διάθλασης εξαρτάται από το γινόμενο aXz . Όταν το γινόμενο aXz είναι μικρότερο του 5% της αρχικής ταχύτητας b , τότε οι υπολογισθείσες ταχύτητες διαφέρουν κατά 1% από τις πραγματικές τιμές. Αντίστοιχα, τα υπολογισθέντα βάθη εξαρτώνται από τα πάχη των στρωμάτων (Palmer, 1980). Όταν όμως το γινόμενο aXz υπερβεί το προαναφερθέν ποσοστό, τότε ενώ η μορφή των επιφανειών διάθλασης παραμένει ως έχει, τα βάθη είναι τα ελάχιστα που μπορούν να υπολογιστούν με βάση τα υπάρχοντα δεδομένα (Palmer, 1980).

Μη γραμμική τομογραφία σεισμικής διάθλασης

Σύμφωνα με τη τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης είναι δυνατός ο προσδιορισμός της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, με την εισαγωγή ενός αρχικού μοντέλου (Zhang, 1998). Το αρχικό μοντέλο μπορεί να είναι τόσο απλό όσο και ο ομογενής ημιχώρος ή ένα απλό μοντέλο δύο-τριών ομογενών και οριζοντίων στρωμάτων. Η μέθοδος δεν απαιτεί τη χρήση παραδοχών σχετικά με την κατανομή της ταχύτητας ή του ρυθμού μεταβολής αυτής. Αντίθετα, βασίζεται στη χρήση ενός αλγορίθμου σχεδιασμού της τροχιάς των σεισμικών ακτίνων (shortest-path ray-tracing algorithm) και προσδιορισμού των χρόνων διαδρομής με τη μέθοδο της μη γραμμικής αντιστροφής. Η διαδικασία αυτή επανυπολογίζει και ενημερώνει το μοντέλο ταχυτήτων και τη διαδρομή των σεισμικών ακτίνων μετά από κάθε επανάληψη.

Ως κριτήριο αντιστροφής δεν χρησιμοποιείται μόνο η ελαχιστοποίηση της διαφοράς μεταξύ των θεωρητικά υπολογισθέντων και των παρατηρηθέντων χρόνων άφιξης, αλλά και η ελαχιστοποίηση των διαφορών α) των μέσων τιμών της ταχύτητας και β) των ρυθμών μεταβολής της ταχύτητας. Ειδικά, το δεύτερο κριτήριο οδηγεί στην αντιστροφή αυτών καθ' αυτών των δρομο-χρονικών καμπύλων και όχι μόνο στην αντιστροφή των απολύτων τιμών των χρόνων διαδρομής. Ο συνδυασμός των δύο αυτών κριτηρίων οδηγεί στον ακριβή προσδιορισμό των σεισμικών ταχυτήτων τόσο σε πολύ ρηχά όσο και σε μεγαλύτερα βάθη.

Η χρήση της σεισμικής τομογραφίας ως τεχνικής για την ανάλυση των δεδομένων, απαιτεί γενικότερα την αύξηση του αριθμού των σεισμικών πηγών, ανά σεισμικό ανάπτωμα. Η προϋπόθεση αυτή κρίνεται απαραίτητη προκειμένου το πρόβλημα του προσδιορισμού της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας να καθορισθεί μαθηματικά επαρκώς. Στην περίπτωση ενός “μη επαρκώς προσδιορισμένου” προβλήματος, η διαδικασία αντιστροφής οδηγεί μόνο σ' ένα τοπικό ελάχιστο και όχι στο ολικό ελάχιστο, που αποτελεί και τον τελικό στόχο. Η ευκολότερη και λιγότερο ενδεδειγμένη λύση είναι αυτή της αύξησης των διαστάσεων του “κελιού” του καννάβου. Η εφαρμογή της “ομαλοποίησης” αυτής έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση των σφαλμάτων στον υπολογισμό των θεωρητικών χρόνων άφιξης. Αντίθετα, η παρούσα μέθοδος χρησιμοποιεί τη μαθηματική προσέγγιση του Tikhonov (1977), σύμφωνα με την οποία εξασφαλίζονται εξισώσεις για άπειρο αριθμό αγνώστων. Έτσι, επιτυγχάνεται λύση ανεξάρτητη του μεγέθους του “κελιού” και επομένως ευκρίνεια ανεξάρτητη της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων ανά κελί.

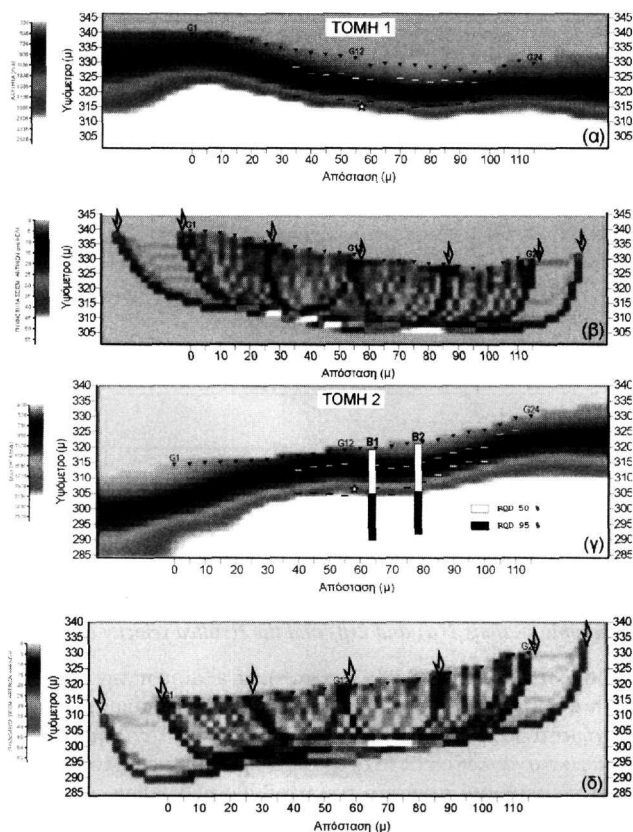
4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στα σχήματα 2α και 2γ παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας σε συνδυασμό με αυτά της μεθόδου GRM. Παρά το γεγονός ότι η πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων ανά κελί, όπως φαίνεται στα σχήματα 2β και 2δ, κυμαίνεται μεταξύ 5 και 55 ιχνών, ο καθορισμός της μορφής της επιφάνειας του υποβάθρου και η κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων είναι αρκετά σαφής, ενώ το τελικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι της τάξης των 0,58 ms. Η αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος η οποία είναι εμφανής και στις δύο τομές, συνοδεύεται από αύξηση του ποσοστού ποιότητας της βραχομάζας (RQD), όπως αυτό φαίνεται από τις γεωτρήσεις B1 και B2. Συγκεκριμένα, εάν υπολογισθεί ο ρυθμός αύξησης της ταχύτητας με το βάθος στις θέσεις των δύο γεωτρήσεων και για το στρώμα που υπόκειται του επιφανειακού χαλαρού σχηματισμού, τότε παρατηρείται μια αύξηση της ταχύτητας της τάξεως των 120 μ/s ανά μέτρο. Η αντίστοιχη αύξηση του ποσοστού ποιότητας της βραχομάζας, εντός του ίδιου σχηματισμού (εναλλαγές ψαμμιτών και ιλυολίθων), είναι 50% (από

48% στο 98%). Ως ελάχιστη τιμή σεισμικής ταχύτητας υποβάθρου θεωρείται αυτή των 2200 μ/s και ως αντίστοιχο ποσοστό RQD αυτό του 95%. Οι διαφορές στα υπολογισθέντα βάθη του υποβάθρου, για τις γεωτρήσεις B1 και B2, μεταξύ της σεισμικής τομογραφίας και των γεωτρήσεων είναι 9% και 6%, αντίστοιχα. Τα συγκεκριμένα ποσοστά είναι ικανοποιητικά λαμβανομένου υπόψη ότι το μέγεθος του χρησιμοποιηθέντος “κελιού” είναι 2 μ, ενώ η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων, όπως έχει προηγουμένως αναφερθεί, είναι 5 μ.

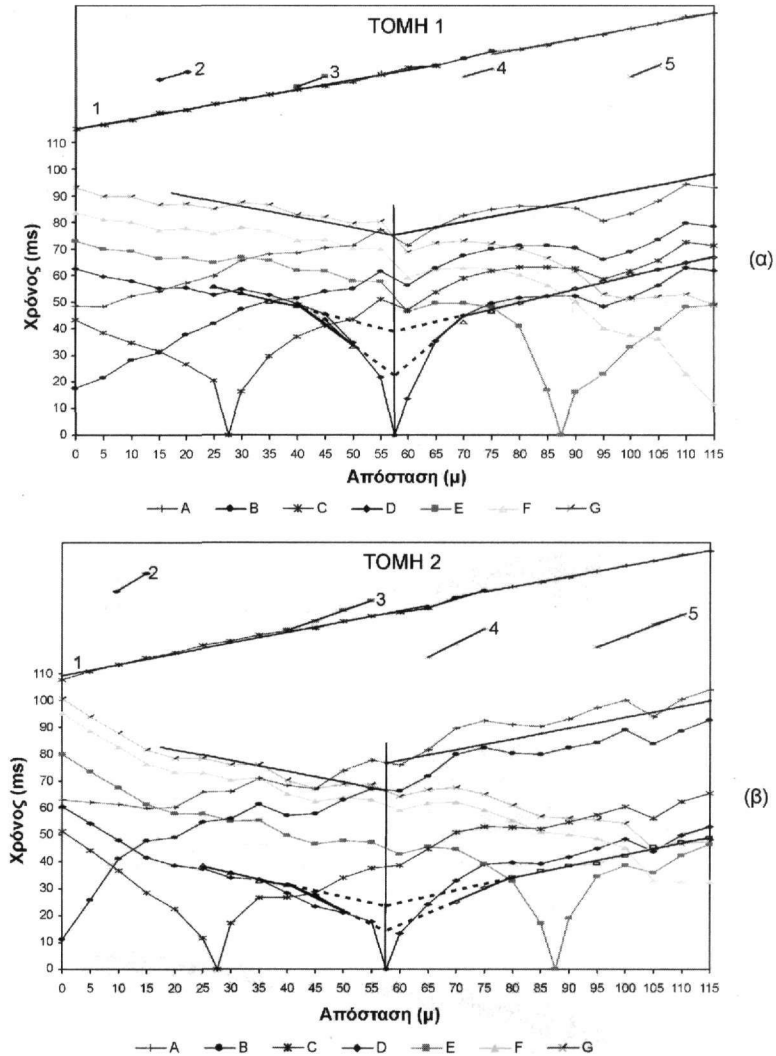
Τα μεγέθη των ταχυτήτων του σεισμικού υποβάθρου, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο GRM (βλ. σχήματα 1β & 1γ), εμφανίζονται υπερεκτιμημένα σε σχέση με τις αντίστοιχες μέγιστες τιμές ταχύτητας της σεισμικής τομογραφίας. Επιπλέον, ενώ η μορφή του αναγλύφου του υποβάθρου, όπως αυτή προσδιορίστηκε με τη μέθοδο GRM, βρίσκεται σε ικανοποιητική συσχέτιση με αυτή της τομογραφίας, τα υπολογισθέντα βάθη έχουν δυσανάλογα υποεκτιμηθεί. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί μερικά στην απότομη αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, μεταβολή την οποία δεν μπορεί να διαχειρισθεί η μέθοδος GRM, επειδή όπως γνωρίζουμε η εφαρμογή της προϋποθέτει διακριτά και ομογενή σεισμικά στρώματα ή μικρή αύξηση (<του 5%) της ταχύτητας με το βάθος.

Για τον έλεγχο και την εκτίμηση της σεισμικής ταχύτητας χρησιμοποιήθηκε επίσης η γραφική μέθοδος MMT και η μέθοδος ABEM για τον προσδιορισμό των παχών εκεί όπου ήταν δυνατό. Η καμπύλη 1 στα σχήματα 3α και 3β, έχει προκύψει από την εφαρμογή της MMT μεθόδου στο ζεύγος των μακρινών σεισμικών πηγών, για τον καθορισμό της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας του υποβάθρου. Οι σεισμικές ταχύτητες που προκύπτουν από τις κλίσεις των αντίστοιχων κλάδων κατά μήκος της καμπύλης 1, δείχνουν μια μικρή διακύμανση των



Σχήμα 2. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων με βάση τις διαφορετικές τεχνικές ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκαν (α & γ). Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στη σεισμική τομογραφία, οι διακεκομμένες γραμμές στη GRM και ο αστερίσκος στην ABEM. Επίσης δείχνεται η κατανομή της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων της σεισμικής τομογραφίας (β & δ).

Figure 2. Image presentation of the results based on different techniques of analysis that were used (α & γ). The gray scale picture corresponds to seismic tomography results, dashed lines on GRM and the asterisk on ABEM. It is also shown the density distribution of ray paths of seismic tomography technique (β & δ).



Σχήμα 3. Δρομο-χρονικές καμπύλες των σεισμικών τομών 1(α) και 2(β) και οι προκύπτουσες καμπύλες σεισμικής ταχύτητας (1, 2, 3, 4 & 5) με βάση τη μέθοδο MMT.

Figure 3. Travel time curves of seismic sections 1(a) and 2(b) and the resulted velocity curves based on MMT method.

τιμών καθ'όλο το μήκος των δύο αναπτυγμάτων (2500-2800 m/s), με εξαίρεση την περιοχή μεταξύ των αποστάσεων 65 και 75 μέτρων, όπου παρουσιάζεται μια απότομη ελάττωση της σεισμικής ταχύτητας του υποβάθρου (1700 m/s και 1400 m/s, στα σχήματα 3α & 3β, αντίστοιχα). Οι σεισμικές ταχύτητες είναι υπερεκτιμημένες αν λάβει κανείς υπόψη το τοπογραφικό ανάγλυφο και το ανάγλυφο της επιφάνειας του υποβάθρου (Sjogren 1984). Έτσι, θεωρώντας μια πραγματική σεισμική ταχύτητα του υποβάθρου 2500m/s, μπορούν να προσδιορισθούν και εφαρμοσθούν οι χρονικές διορθώσεις στις δρομο-χρονικές καμπύλες και να προκύψουν οι αντίστοιχοι διορθωμένοι χρόνοι συνάντησης. Για τον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας του δεύτερου στρώματος χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος MMT για κοντινά ζεύγη σεισμικών πηγών και προέκυψαν οι καμπύλες 2, 3, 4 & 5 για κάθε ανάπτυγμα. Οι σεισμικές ταχύτητες του δεύτερου στρώματος παρουσιάζουν μια μέση τιμή 1350 m/s στο σχήμα 3α και 1250 m/s στο σχήμα 3β, με εξαίρεση την περιοχή μεταξύ των αποστάσεων 65 & 75 μέτρων, όπου η ταχύτητα είναι περίπου 900 m/s. Σύμφωνα με τα στοιχεία αυτά ήταν δυνατό να υπολογισθούν τα πάχη του πρώτου και δεύτερου στρώματος σε απόσταση 57.5 μέτρων από την αρχή του κάθε αναπτύγματος. Έτσι, τα βάθη του υποβάθρου υπολογίστηκαν σε 14.5 και 13.5 μέτρα, αντίστοιχα (βλ. αστερίσκους στα σχήματα 2α & 2β). Υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ των βαθών που προέκυψαν από τη σεισμική τομογραφία και τις μεθόδους

GRM & ABEM, λαμβάνοντας υπόψη τον περιορισμένο αριθμό των σεισμικών πηγών, τη σχετικά μεγάλη απόσταση (5 μέτρων) μεταξύ των γεωφώνων και το μήκος των αναπτυγμάτων. Αξίζει να σημειωθεί εδώ ότι η παρουσία της στενής ζώνης (πλάτους 5-6 μέτρων) χαμηλής σεισμικής ταχύτητας στο υπόβαθρο, σκιαγραφείται με σαφήνεια με τη μέθοδο MMT, ενώ αντίθετα η ζώνη αυτή αποκαλύπτεται από τη σχετικά απότομη βύθιση του υποβάθρου με βάση την επεξεργασία με τη σεισμική τομογραφία και τη μέθοδο GRM.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με τα παραπάνω προκύπτει ότι με τη χρήση των μεθόδων GRM και σεισμικής τομογραφίας, τα αποτελέσματα είναι συγκρίσιμα παρά τις επί μέρους διαφοροποιήσεις τόσο στις σεισμικές ταχύτητες όσο και στα υπολογισθέντα βάθη των ασυνεχειών. Εξετάστηκαν δύο περιπτώσεις με σχετικά μεγάλο μήκος αναπτύγματος και περιορισμένο αριθμό σεισμικών πηγών και η συμφωνία των αποτελεσμάτων με τα γεωτρητικά στοιχεία κρίνεται επαρκής.

Η δυνατότητα εκτέλεσης ικανοποιητικού αριθμού σεισμικών πηγών με αύξηση της πυκνότητας των γεωφώνων και της κατάλληλης χρήσης σεισμικής ενέργειας, καθιστά τη τεχνική της σεισμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης πολύ χρήσιμη στη διερεύνηση της ρηχής δομής στα πλαίσια μιας γεωτεχνικής έρευνας. Επί πλέον, με τη δύο διαστάσεων κάλυψη της υπόγειας κατανομής της σεισμικής ταχύτητας, δίνεται η δυνατότητα καλύτερης συσχέτισης μεταξύ των αποτελεσμάτων της σεισμικής τομογραφίας και των γεωτρητικών στοιχείων, σε περιπτώσεις που το γεωλογικό υπόβαθρο μεταβάλλεται βαθμιαία μετά του βάθους, λόγω κυρίως κερματισμού, διάβρωσης, αποσάθρωσης, καρσικοποίησης, κ.α.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- HAGEDOORN J.G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, 7, 158-182.
- HAWKINS L.V., 1961, The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, *Geophysics* 26, p. 806-819.
- KUTRUBES D., ZHANG J. AND HAGER J., 1996, Conventional Processing Techniques and Nonlinear Refraction Traveltime Tomography for Imaging Bedrock at an Eastern Massachusetts Coastal Site, *Proc. SAGEEP 1996*, Env. Eng. Geophys. Soc., 130-135.
- MOSER T.J., 1991, Shortest path calculation of seismic rays, *Geophysics*, vol. 56, p. 59-67.
- PARASNIS D.S., 1997. Principles of applied geophysics. Chapman-Hall, 5th edition, 429p.
- PALMER D., 1980. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation; SEG, Tulsa, 104p.
- SJOGREN B., 1984., Shallow refraction seismics. *Chapman and Hall*. London New York, 268p.
- TIKHONOV A.N. AND ARSENIN V.Y., 1997, Solutions of ill-posed problems, W.H. Winston and Sons.
- ZHANG J., TOKSOZ M.N., 1998, Nonlinear refraction traveltime tomography, *Geophysics*, vol.63, No 5, p.1726-1737.