

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ  
ΤΟΜΕΑΣ ΑΝΙΧΝΕΥΣΗΣ ΚΑΙ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΟΡΥΚΤΩΝ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



## **ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

### **ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΚΑΙ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ**

**ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ Ι. ΠΑΠΑΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΥ**

#### **ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ :**

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ ,	Καθηγητής (Επιβλέπων)
ΑΓΙΟΥΤΑΝΤΗΣ ΖΑΧΑΡΙΑΣ ,	Καθηγητής
ΠΡΟΒΙΔΑΚΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ,	Αναπλ. Καθηγητής

*Στην Οικογένειά μου,*

---

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b>	1
<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	3
<b>2. ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΕΝΝΟΙΕΣ</b>	6
2.1. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΛΑΦΙΚΩΝ ΤΑΛΑΝΤΩΣΕΩΝ	6
2.1.1 ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ	6
2.2 ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΜΕΤΡΑ	18
2.2.1 Η ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ	18
2.2.2 Η ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ	18
2.3 Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ	24
2.3.1 ΤΑ ΠΛΕΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ	26
<b>3. ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ</b>	29
3.1 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ ΚΑΙ Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΟΥΣ	29
3.1.1 ΤΥΠΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	29
3.1.2 ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	34
3.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	37
3.2.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ	37
3.2.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	41
3.3 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ RAYLEIGH	43
3.3.1 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH	43
3.3.2 ΔΙΑΣΠΟΡΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	44
3.3.3 Η ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	47
3.4 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΕΝΤΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ	60
3.4.1 Η ΤΕΧΝΙΚΗ CROSS HOLE	60
3.4.2 ΤΕΧΝΙΚΕΣ DOWN ΚΑΙ UP HOLE	62
3.4.3 ΑΚΟΥΣΤΙΚΕΣ ΔΙΑΓΡΑΦΙΕΣ	65
3.5 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΥΠΕΡΗΧΩΝ	68
3.5.1 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ	69

---

---

3.5.2	ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΠΟΜΠΟΥ – ΔΕΚΤΗ.....	70
3.5.3	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ.....	71
3.6	Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΤΗΛΗΣ ΣΥΝΤΟΝΙΣΜΟΥ.....	73
<b>4.</b>	<b>ΚΛΑΣΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΗΣ ΕΛΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗΣ.....</b>	<b>75</b>
4.1	ΔΟΚΙΜΕΣ ΠΕΔΙΟΥ.....	75
4.1.1	ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ (Standard Penetration Test).....	76
4.1.2	ΔΟΚΙΜΗ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ ΚΩΝΟΥ (Cone Penetration Test).....	78
4.1.3	ΕΠΙΠΕΔΟ ΝΤΙΛΑΤΟΜΕΤΡΟ (Ντπλατόμετρο Marchetti).....	79
4.1.4	ΔΟΚΙΜΗ ΦΟΡΤΙΣΗΣ ΠΛΑΚΑΣ (Plate Loading Test).....	82
4.1.5	ΠΡΕΣΣΙΟΜΕΤΡΙΚΗ ΔΟΚΙΜΗ (Pressuremeter Test).....	84
4.2	ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΔΟΚΙΜΕΣ.....	86
4.2.1	ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ.....	86
4.2.2	ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΠΤΙΚΕΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ.....	87
4.2.3	ΔΟΚΙΜΗ ΤΡΙΑΞΟΝΙΚΗΣ ΦΟΡΤΙΣΗΣ.....	90
4.2.4	ΔΟΚΙΜΗ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ.....	91
<b>5.</b>	<b>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....</b>	<b>95</b>
5.1	ΣΤΟΧΟΣ ΚΑΙ ΤΟΜΕΙΣ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ.....	96
5.2	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ.....	103
<b>6.</b>	<b>ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....</b>	<b>104</b>
6.1	ΠΕΙΡΑΜΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ P ΚΑΙ S ΚΥΜΑΤΩΝ.....	105
6.1.1	ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	105
6.1.2	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ.....	107
6.1.3	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	109
6.1.4	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ.....	114
6.2	ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	115
6.2.1	ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH.....	115
6.2.3	ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH.....	118
6.2.4	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	124

---



---

6.2.5	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΕΛΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	128
<b>6.3</b>	<b>ΜΕΤΡΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ VSP (Vertical Seismic Profiling).....</b>	<b>140</b>
6.3.1	ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	140
6.3.2	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	142
6.3.3	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ.....	146
<b>7.</b>	<b>ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ.....</b>	<b>147</b>
<b>7.1</b>	<b>Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ.....</b>	<b>147</b>
7.1.1	ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ.....	147
7.1.2	ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ ΔΟΚΙΜΙΩΝ.....	149
7.1.3	ΔΟΚΙΜΗ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΘΛΙΨΗΣ.....	149
<b>7.2</b>	<b>Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΥΠΕΡΗΧΩΝ.....</b>	<b>154</b>
7.2.1	Η ΔΙΑΤΑΞΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	154
7.2.2	ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ.....	156
<b>8.</b>	<b>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.....</b>	<b>159</b>
8.1	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΔΙΑΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	159
8.2	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	161
<b>9.</b>	<b>ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΤΡΟΥ ΑΚΑΜΨΙΑΣ ΜΕ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ.....</b>	<b>165</b>
9.1	ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΜΕ ΕΜΠΕΙΡΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ POISSON.....	165
9.2	ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΜΕ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ POISSON ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ.....	167
9.3	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ.....	170
<b>10.</b>	<b>ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....</b>	<b>172</b>
	<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....</b>	<b>176</b>
	<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.....</b>	<b>181</b>
	<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β.....</b>	<b>183</b>

---

---

<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ.....</b>	<b>187</b>
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ.....</b>	<b>195</b>
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε.....</b>	<b>201</b>

---

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η σεισμική μέθοδος και ιδιαίτερα η σεισμική ανάκλαση είναι πιθανώς ευρύτερα γνωστή για τις εφαρμογές της στη βιομηχανία πετρελαίου κυρίως στην έρευνα υδρογονανθράκων. Στα έργα πολιτικού μηχανικού, εντούτοις, παραδοσιακά η γεωφυσική έχει χρησιμοποιηθεί για να απεικονίσει υπεδάφικούς σχηματισμούς (πχ. γεωραντάρ).

Στη σχετικά νέα επιστήμη της εδαφομηχανικής, η χρήση των σεισμικών μεθόδων δεν είναι νέα. Στη δεκαετία του 1940, οι πρωτοπόροι της εδαφομηχανικής όπως οι Terzaghi (1943) και Hvorslev (1949) ενδιαφέρθηκαν για τη χρήση των σεισμικών μεθόδων στη μελέτη θεμελίων υποκείμενων σε δόνηση. Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του '50, ο Jones (1958) στο ερευνητικό εργαστήριο μεταφορών της Μεγάλης Βρετανίας, χρησιμοποίησε τα επιφανειακά κύματα για να αξιολογήσει το οδόστρωμα αλλά η εργασία του παρακωλύθηκε από την ακατάλληλη τεχνολογία της τότε εποχής που απαιτούσε την χειρονακτική λειτουργία του παλμογράφου. Σήμερα, οι φορητοί υπολογιστές επιτρέπουν την πραγματοποίηση του γρήγορου μετασχηματισμού Fourier στο πεδίο των μετρήσεων και η χρήση των επιφανειακών κυμάτων έχει διευρυνθεί σημαντικά.

Συγχρόνως, στη γεωτεχνική έρευνα δίνεται πλέον έμφαση εκτός από τη μέτρηση της ευστάθειας και της αντοχής, και στην εκτίμηση των παραμορφώσεων και των ελαστικών παραμέτρων των εδαφών. Και αυτό γιατί σε πολλά αστικά περιβάλλοντα οι περιοχές είναι πυκνοκατοικημένες και η κατασκευή υπόγειων έργων (πχ. σηράγγων), έχουν μια δυσμενή συνέπεια στις κοντινές δομές. Με την μαθηματική μοντελοποίηση ικανή να προβλέψει τις επίγειες μετακινήσεις ποιοτικά, η αξιολόγηση των ελαστικών παραμέτρων έχει γίνει το βασικό στοιχείο ώστε να επιτραπουν οι ποσοτικές προβλέψεις. Εδώ και αρκετό καιρό παρατηρείται μια τάση προς τη χρήση των επιφανειακών τεχνικών για τη μέτρηση των ελαστικών παραμέτρων καθώς οι εργαστηριακές μέθοδοι υπόκεινται στη διαταραχή του δείγματος και στη μη αντιπροσωπευτική δειγματοληψία. Πολλές επιτόπου δοκιμές, εντούτοις, είναι ακατάλληλες για τη μέτρηση των εδαφικών παραμέτρων στην (κατακόρυφη) συνιστώσα της εφαρμογής των φορτίων μιας θεμελίωσης. Οι δοκιμές φόρτισης πλάκας (plate loading tests) οι οποίες μιμούνται το μέγεθος και τη φόρτιση των πραγματικών θεμελίων είναι πολύ δαπανηρές και πραγματοποιούνται σπάνια. Η πρεσσιομετρική δοκιμή (pressuremeter test), η οποία εκτελείται σε μια γεώτρηση διευρύνοντας ένα

κελίο, δίνει μόνο τις οριζόντιες εδαφικές παραμέτρους. Η δοκιμή διείσδυσης (penetration test), ωθώντας κρουστικά ένα στέλεχος στο έδαφος και μετρώντας τη σχέση διείσδυσης (πχ. CPT: Cone Penetration Test) ερμηνεύεται μόνο με εμπειρικό τρόπο.

Οι σεισμικές μέθοδοι δεν αντιμετωπίζουν τέτοια προβλήματα κατά τη μέτρηση των ελαστικών παραμέτρων. Η μέθοδος των επιφανειακών κυμάτων είναι μη καταστροφική και εξετάζει ευρύτερη ζώνη εδάφους κάθε φορά, σε αντίθεση με τις γεωτρήσεις στις οποίες η δειγματοληψία είναι περιορισμένη. Ταιριάζει ιδιαίτερα σε ανομοιογενή εδάφη τα οποία περιέχουν διηρηγμένες ποσότητες βράχων, στα οποία η δοκιμή διείσδυσης όπως η CPT (Cone Penetration Test) και οι γεωτρήσεις δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Επίσης, τα επιφανειακά κύματα είναι ιδανικά για την μελέτη θεμελίωσης σε κατασκευές οι οποίες υπόκεινται σε δυναμικές μηχανικές δονήσεις (σιδηρόδρομοι, αυτοκινητόδρομοι, πίστες αεροδρομίων κτλ).

Μεγάλη πρόοδο στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων προσέφεραν οι Park et al. (1996) εισάγοντας την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW) χρησιμοποιώντας υδραυλικό ταλαντωτή, γνωστή ως μέθοδος MASWV (Multichannel Analysis of Surface Waves using Vibroseis method). Επίσης οι ίδιοι το 1998 απέδωσαν μια πολύ εξελιγμένη τεχνική σάρωσης (sweep technique), γνωστή ως CCSAS (Cross-Correlation of Stacked Amplitudes with Sweep), η οποία μπορεί να εξάγει αποτελεσματικά και με μεγαλύτερη ακρίβεια τις ταχύτητες των κυμάτων Rayleigh από τον εδαφικό θόρυβο (ground roll). Τέλος, πολλές εφαρμογές προσδιορισμού των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων από σεισμικά δεδομένα επιφανειακών κυμάτων έχουν αποδείξει την αξιοπιστία της μεθόδου αυτής (Ραπτάκης, 1995, Stokoe et al., 1994, Misiek, 1996, Miller et al., 1999a) ενώ νέες τάσεις στο συγκεκριμένο αντικείμενο εισάγουν την παράμετρο της πλευρικής ανομοιογένειας των ταχυτήτων στα εδαφικά μοντέλα (Gregersen, 1976, Sneider, 1993) για τον χαρακτηρισμό των σχηματισμών με άμεσο γεωτεχνικό και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον (Miller et al., 1999b, Miller and Xia, 1999, Miller et al. 2000).

Ο στόχος της διατριβής αυτής εστιάζεται στον προσδιορισμό της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων (S-waves) μέσω της αντιστροφής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, από σεισμικές διασκοπήσεις που πραγματοποιήθηκαν σε πρανές της εθνικής οδού Χανίων – Καστελίου. Επιπρόσθετα πραγματοποιείται σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών με κλασικές και εδραιωμένες μεθόδους τόσο της γεωφυσικής όσο και της κλασσικής εδαφομηχανικής. Κύριος στόχος είναι ο προσδιορισμός των

μηχανικών (ελαστικών) παραμέτρων από σεισμικές μεθόδους και ειδικότερα του μέτρου ακαμψίας και η σύγκρισή του με τιμές που υπολογίστηκαν από τη δοκιμή μονοαξονικής θλίψης. Για την αντιστροφή αυτή απαιτούνται επίσης δεδομένα που αφορούν στην ταχύτητα των διαμηκών σεισμικών κυμάτων (P-waves), το πάχος των σχηματισμών και την πυκνότητα των γεωυλικών. Για το λόγο αυτό, στην παρούσα εργασία, παράλληλα με τις τεχνικές απόκτησης και επεξεργασίας επιφανειακών κυμάτων, αναπτύσσονται και τεχνικές που αφορούν την σεισμική διάθλαση των σεισμικών κυμάτων.

Επίσης, γίνεται προσπάθεια σύγκρισης διαφόρων μεθόδων των σεισμικών κυμάτων όπως οι υπέρηχοι, η σεισμική διάθλαση P, S κυμάτων, η (Vertical Seismic Profiling) και η πολυκάναλη μέθοδος των επιφανειακών κυμάτων, τόσο από άποψη υπολογισμού των σεισμικών ταχυτήτων όσο και από την πλευρά του υπολογισμού του μέτρου ακαμψίας.

Τέλος, παρατίθενται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη συνολική ενασχόληση και προτείνονται τρόποι επίλυσης των προβλημάτων που αντιμετωπίστηκαν στην παρούσα διατριβή.

## 2 ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

### 2.1 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΛΑΦΙΚΩΝ ΤΑΛΑΝΤΩΣΕΩΝ

#### 2.1.1 ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ

Η μελέτη των εδαφικών ταλαντώσεων, ως γνωστό, βασίζεται στη θεωρία της ελαστικότητας. Για το λόγο αυτό κρίνεται σκόπιμο να παρουσιαστούν συνοπτικά βασικές έννοιες που αφορούν στη διάδοση των σεισμικών (ελαστικών) κυμάτων καθώς και η σχέση των κυμάτων αυτών με τις δυναμικές ιδιότητες του εδάφους και τα φυσικά φαινόμενα που συνοδεύουν τη σεισμική απόκριση των γεωλογικών σχηματισμών.

##### 2.1.1.1 Θεωρητικές παραδοχές

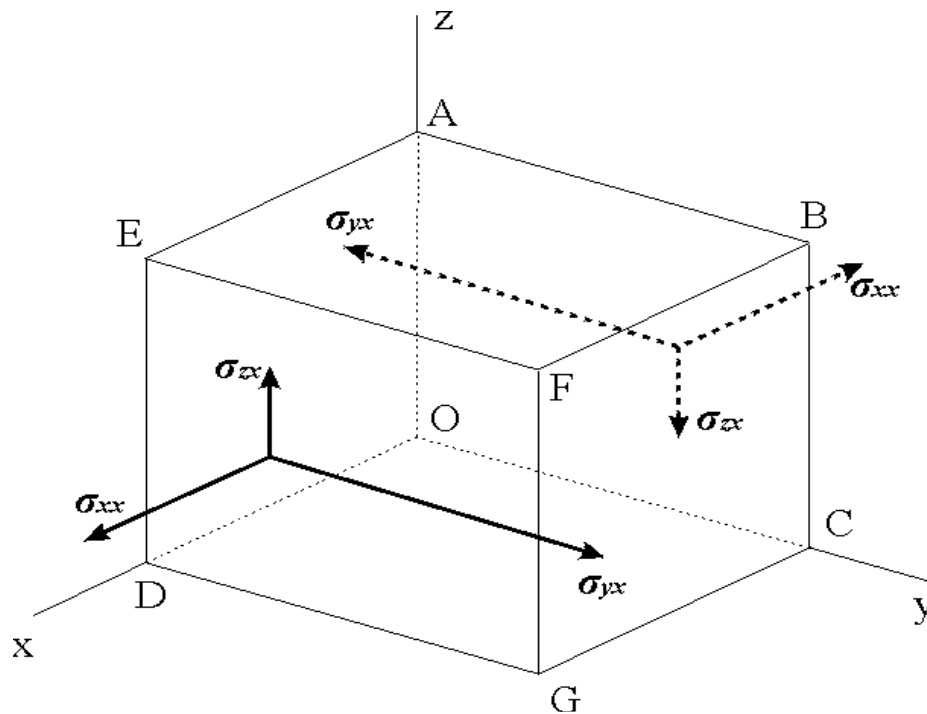
Βασικό αντικείμενο μελέτης στη θεωρία της ελαστικότητας αποτελεί η παραμόρφωση (strain) της ύλης όταν υπόκειται σε τάση (stress). Σε γενικές γραμμές, σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικότητας, όταν κάποιο εδαφικό υλικό υπόκειται σε εξωτερικές δυνάμεις, οι δυνάμεις αυτές τείνουν να μεταβάλλουν τον όγκο και το σχήμα του. Όταν το μέσο επανέρχεται στην αρχική του κατάσταση, μετά την άρση των εξωτερικών δυνάμεων, τότε χαρακτηρίζεται ως ελαστικό μέσο.

Το πλαίσιο παραδοχών που αφορά στις συνθήκες και τα όρια εφαρμογής της θεωρίας της ελαστικότητας, σχετίζεται με τη φυσικοχημική δομή των γεωυλικών, τη συνέχεια του μέσου, τις επενεργούσες δυνάμεις (τάξη μεγέθους των τάσεων), το βαθμό παραμόρφωσης και γενικότερα τη μακροσκοπική θεώρηση της μηχανικής συμπεριφοράς. Σύμφωνα με τις παραδοχές αυτές, η δομή των υλικών θεωρείται ως κρυσταλλική ή μοριακή, οι εσωτερικές δυνάμεις (μεταξύ των μορίων της ύλης) παραβλέπονται και λαμβάνονται υπόψη μόνο οι συνισταμένες δυνάμεις των αλληλεπιδράσεων. Όλες οι μακροσκοπικές μεταβλητές ορίζονται τέλεια και θεωρούνται συνεχείς. Οι συνοπτικές αυτές παραδοχές προϋποθέτουν ότι οι όγκοι στους οποίους επενεργούν οι συνισταμένες δυνάμεις, περιέχουν ένα μεγάλο αριθμό κόκκων έτσι ώστε να εξασφαλίζεται η «συνέχεια» του μέσου και των τάσεων που ασκούνται σ' αυτό.

Οι καταστατικοί νόμοι που αναφέρονται σε ένα τέλει ελαστικό στερεό, παρουσιάζονται παρακάτω.

### 2.1.1.2 Τάση

Ως τάση ορίζεται η δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας. Έτσι, όταν μια δύναμη εφαρμόζεται σε ένα στρώμα, η τάση είναι ο λόγος της δύναμης προς την επιφάνεια πάνω στην οποία εφαρμόζεται η δύναμη (Sheriff and Geldart, 1995). Αν η δύναμη μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο, η τάση επίσης μεταβάλλεται και η τιμή της σε κάθε σημείο προσδιορίζεται λαμβάνοντας ένα απειροελάχιστο μικρό τμήμα της επιφάνειας με κέντρο αυτό το σημείο και διαιρώντας τη συνολική δύναμη που επιδρά σ' αυτήν την στοιχειώδη επιφάνεια με το μέγεθος της επιφάνειας. Αν η δύναμη είναι κάθετη στην επιφάνεια, η τάση ονομάζεται κύρια τάση ή πίεση (normal stress or pressure,  $\sigma_{xx}$ , Σχ. 2.1). Όταν η δύναμη είναι εφαπτομενική στο τμήμα της επιφάνειας, η τάση ονομάζεται διατμητική τάση ( $\sigma_{zx}$ ,  $\sigma_{yx}$ , Σχ. 2.1). Όταν η δύναμη δεν είναι, ούτε παράλληλη, ούτε κάθετη την επιφάνεια, μπορεί να αναλυθεί σε συνιστώσες παράλληλες και κάθετες σ' αυτήν. Με αυτό τον τρόπο, κάθε τάση μπορεί να αναλυθεί σε συνιστώσες κύριων και διατμητικών τάσεων.

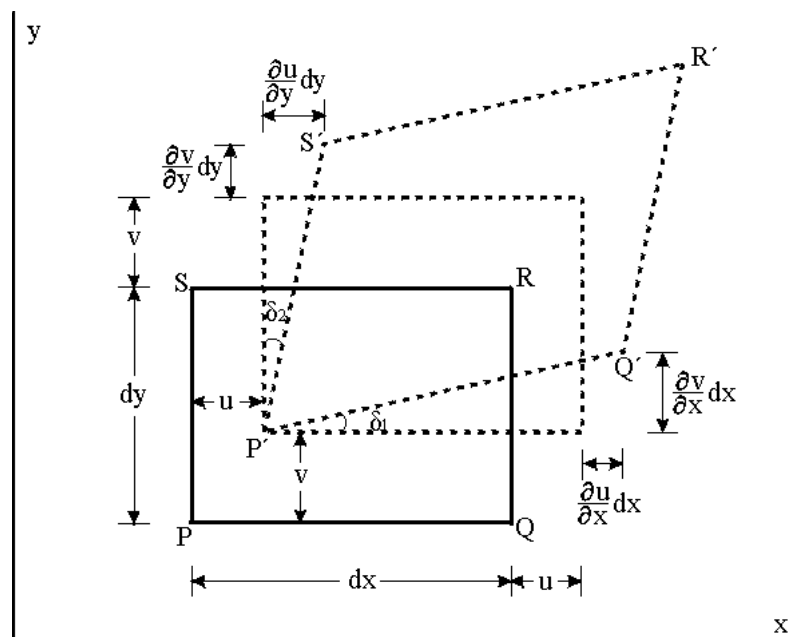


Σχήμα 2.1. Συνιστώσες της τάσης σε πλευρές κάθετες στον x άξονα (Sheriff and Geldart, 1995).

### 2.1.1.3 Παραμόρφωση

Όταν ένα ελαστικό σώμα υποβάλλεται σε τάση, συμβαίνουν μεταβολές στο σχήμα του και στις διαστάσεις του οι οποίες ονομάζονται παραμορφώσεις (Sheriff and Geldart, 1995).

Θεωρείται ένα ορθογώνιο PQRS στο  $xy$  επίπεδο (Σχήμα 2.2). Αν εφαρμοστεί κάποια τάση στο ορθογώνιο, με το σημείο P μετακινείται στο P', τότε το διάνυσμα PP' θα έχει συνιστώσες τα  $u$  και  $v$ . Αν οι υπόλοιπες κορυφές Q, R και S έχουν την ίδια μετατόπιση όπως το P, τότε το ορθογώνιο απλώς θα μετακινηθεί ολόκληρο κατά τις αποστάσεις  $u$  και  $v$ . Σε αυτή την περίπτωση δεν υπάρχουν μεταβολές στο μέγεθος και το σχήμα του ορθογωνίου και επομένως δεν υφίσταται σ' αυτό παραμόρφωση. Ωστόσο, αν τα  $u$  και  $v$  είναι διαφορετικά για τις διάφορες κορυφές, το ορθογώνιο θα υφίσταται μεταβολές στο μέγεθος και το σχήμα του και επομένως θα υπάρχει παραμόρφωση.



Σχήμα 2.2. Ανάλυση μιας δισδιάστατης παραμόρφωσης (Sheriff and Geldart, 1995).



Με αυτή την προϋπόθεση, προκύπτουν τα παρακάτω (Sheriff and Geldart, 1995):

1. Το PQ αυξάνεται στο μήκος κατά το ποσό  $(\partial u / \partial x) \cdot dx$  και το PS κατά  $(\partial v / \partial y) \cdot dy$ . Έτσι, τα  $\partial u / \partial x$  και  $\partial v / \partial y$  είναι οι κλασματικές αυξήσεις του μήκους του κάθε άξονα.
2. Οι απειροελάχιστες γωνίες  $\delta_1$  και  $\delta_2$  είναι ίσες με τα μεγέθη  $\partial v / \partial x$  και  $\partial u / \partial y$  αντίστοιχα.
3. Η ορθή γωνία στο σημείο P ελαττώνεται κατά  $\delta_1 + \delta_2 = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y$ .
4. Το ορθογώνιο ολόκληρο έχει περιστραφεί αριστερόστροφα κατά γωνία  $(\delta_1 - \delta_2) / 2 = (\partial v / \partial x - \partial u / \partial y) / 2$ .

Παραμόρφωση ορίζεται ως η σχετική μεταβολή (κλασματική (fractional) μεταβολή) σε μια διάσταση ή το σχήμα ενός σώματος (Sheriff and Geldart, 1995). Οι ποσότητες  $\partial u / \partial x$  και  $\partial v / \partial y$  είναι οι σχετικές αυξήσεις στο μήκος κατά τη διεύθυνση του x και του y άξονα αντίστοιχα και αναφέρονται ως κύριες παραμορφώσεις (normal strains). Η ποσότητα  $\partial v / \partial x + \partial u / \partial y$  εκφράζει το ποσό της ελάττωσης της ορθής γωνίας στο επίπεδο xy. Έτσι, το ποσό αυτό αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής του σχήματος του μέσου, γνωστό και σαν διατμητική παραμόρφωση (shearing strain) και συμβολίζεται με  $\epsilon_{xy}$ . Η ποσότητα  $(\partial v / \partial x - \partial u / \partial y) / 2$ , η οποία παριστά μια περιστροφή του σώματος γύρω από τον z άξονα και συμβολίζεται με  $\theta_z$ , δεν συμπεριλαμβάνει μεταβολή στο μέγεθος ή το σχήμα και γι' αυτό δεν αποτελεί παραμόρφωση.

Επεκτείνοντας την ανάλυση αυτή στις τρεις διαστάσεις, θεωρούνται ως (u, v, w) οι συνισταμένες της μετατόπισης ενός σημείου P(x, v, z). Έτσι, οι στοιχειώδεις παραμορφώσεις είναι (Sheriff and Geldart, 1995):

➤ Κύριες παραμορφώσεις :

$$\begin{aligned}\epsilon_{xx} &= \partial u / \partial x, \\ \epsilon_{yy} &= \partial v / \partial y, \\ \epsilon_{zz} &= \partial w / \partial z\end{aligned}\tag{2.1}$$

➤ Διατμητικές παραμορφώσεις :

$$\begin{aligned}\varepsilon_{xy} &= \varepsilon_{yx} = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y, \\ \varepsilon_{zy} &= \varepsilon_{yz} = \partial w / \partial y + \partial v / \partial z, \\ \varepsilon_{zx} &= \varepsilon_{xz} = \partial u / \partial z + \partial w / \partial x\end{aligned}\tag{2.2}$$

Οι μεταβολές στις διαστάσεις που προκύπτουν κατά τις κύριες παραμορφώσεις έχουν ως αποτέλεσμα μεταβολές στον όγκο όταν ένα σώμα βρίσκεται σε κατάσταση φόρτισης. Η μεταβολή στον όγκο ανά μονάδα όγκου ονομάζεται διαστολή (dilatation) και παρίσταται με  $\Delta$ .

#### 2.1.1.4 Ο νόμος του Hooke

Έχοντας σαν σκοπό τον υπολογισμό των παραμορφώσεων όταν οι τάσεις είναι γνωστές, θα πρέπει πρώτα να είναι γνωστή η σχέση μεταξύ τάσης και παραμόρφωσης. Όταν οι παραμορφώσεις είναι μικρές, αυτή η σχέση δίνεται από το νόμο του Hooke, ο οποίος διατυπώνει ότι μια δεδομένη παραμόρφωση είναι ευθέως ανάλογη προς την τάση που την προκαλεί. Οι παραμορφώσεις που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων είναι της τάξεως των  $10^{-8}$  m (εκτός και αν μετρώνται πολύ κοντά στην πηγή) και επομένως ο νόμος του Hooke για αυτή την περίπτωση ισχύει.

Η συνολική παραμόρφωση είναι το άθροισμα των παραμορφώσεων που προκαλείται από τις ανεξάρτητες τάσεις. Αυτό σημαίνει ότι κάθε παραμόρφωση είναι μια γραμμική συνάρτηση όλων των τάσεων που επενεργούν στο σώμα και το αντίστροφο.

Γενικά, ο νόμος του Hooke οδηγεί σε περίπλοκους συσχετισμούς. Η τάση και η παραμόρφωση μπορούν να παρασταθούν ως τανυστές δευτέρας τάξης (πίνακες  $3 \times 3$ ) έτσι ώστε η μεταξύ τους συσχέτιση από το νόμο του Hooke να είναι ένας τανυστής τετάρτης τάξης. Η τάση και η παραμόρφωση μπορούν επίσης να παρασταθούν ως πίνακες  $1 \times 6$  (εξίσωση (2.7)) και η αναλογία τους, σύμφωνα με το νόμο του Hooke, ως ένας πίνακας  $6 \times 6$ , του οποίου τα στοιχεία είναι ελαστικές σταθερές (Sheriff and Geldart, 1995). Η συμμετρία του πίνακα αυτού ελαττώνει αμέσως τον αριθμό των ανεξάρτητων μεταβλητών σε 21.

Ωστόσο, όταν το μέσο είναι ισότροπο, που σημαίνει ότι οι ιδιότητές του δεν εξαρτώνται από την κατεύθυνση, η συσχέτιση μεταξύ τάσης και παραμόρφωσης μπορεί να εκφραστεί κατά την ακόλουθη σχετικά απλή μορφή (Sheriff and Geldart, 1995) :

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii} \quad (i = x, y, z) \quad (2.5)$$

$$\sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (i, j = x, y, z \quad i \neq j) \quad (2.6)$$

Αυτές οι εξισώσεις συχνά εκφράζονται από μια συνάρτηση πινάκων  $\sigma = C \varepsilon$

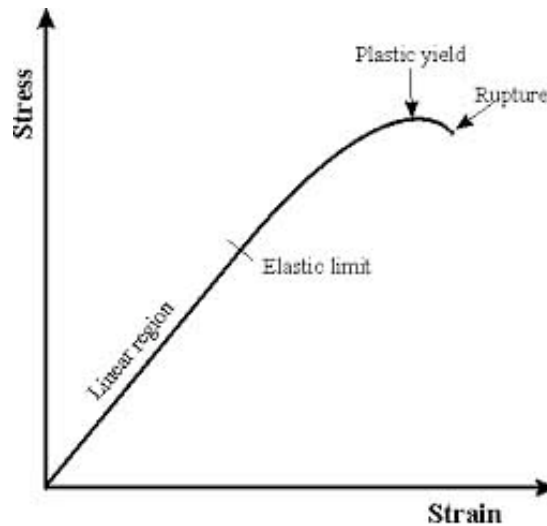
$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{zz} \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Η εξίσωση αυτή κάποιες φορές γράφεται ως  $\varepsilon = S \cdot \sigma$ , όπου  $S = C^{-1}$ . Τα στοιχεία του C (ή του S) μερικές φορές αποκαλούνται συντελεστές ακαμψίας ή δυστροπίας (ή υποχώρησης) (stiffness or compliance components).

Η ποσότητες  $\lambda$  και  $\mu$  είναι γνωστές ως σταθερές του Lamé. Αν θεωρηθεί η ποσότητα  $\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij}/2\mu$ , είναι εύλογο ότι η διατμητική παραμόρφωση είναι τόσο μικρότερη, όσο το  $\mu$  αυξάνεται. Έτσι το  $\mu$  αποτελεί ένα μέτρο της αντίστασης που προβάλλει ένα υλικό στην διατμητική παραμόρφωση και συχνά αναφέρεται ως συντελεστής ακαμψίας (modulus of rigidity) ή διατμητικός συντελεστής (shear modulus).

Σε μη ιξώδη ρευστά (non-viscous fluids), η διατμητική σταθερά είναι  $\mu = 0$  και γι' αυτό  $K = \lambda$ . Επειδή δεν έχει δοθεί προηγουμένως ένα συγκεκριμένο όνομα στο  $\lambda$ , είναι δυνατό να ονομαστεί ως «ασυμπιεστότητα των ρευστών» (fluid incompressibility).

Παρ' όλο που ο νόμος του Hooke έχει ευρεία εφαρμογή, δεν είναι δυνατόν να εξακολουθεί να εφαρμόζεται για μεγάλες τάσεις. Όταν η τάση αυξηθεί πάνω από ένα όριο της ελαστικότητας (elastic limit) (Σχήμα 2.3) ο νόμος του Hooke δεν ισχύει πλέον και οι παραμορφώσεις αυξάνονται πιο γρήγορα. Οι παραμορφώσεις που προκύπτουν από τις τάσεις που έχουν ξεπεράσει αυτό το όριο, δεν εξαφανίζονται πλήρως όταν οι τάσεις πάντουν να υφίστανται και το μέσο πλέον παραμορφώθηκε πλαστικά.



Σχήμα 2.3. Σχέσεις τάσης, παραμόρφωσης και χρόνου (Sheriff and Geldart, 1995).

### 2.1.1.5 Ελαστικές σταθερές

Αν και οι σταθερές του Lamé είναι εύχρηστες, όταν χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις (2.6) και (2.7) για να εκφραστεί μια κατάσταση τάσης – παραμόρφωσης χρησιμοποιούνται επίσης και κάποιες άλλες ελαστικές σταθερές. Οι πιο γνωστές είναι το μέτρο ελαστικότητας του Young ( $E$ ), το μέγιστο μέτρο διάτμησης  $G_0$ , ο λόγος του Poisson ( $\nu$ ) και το μέτρο διόγκωσης (bulk modulus) ( $K$ ). Για να οριστούν οι δύο πρώτες σταθερές, θεωρείται ένα μέσο στο οποίο όλες οι τάσεις είναι μηδενικές, εκτός από τη  $\sigma_{xx}$ . Υποθέτοντας ότι η  $\sigma_{xx}$  είναι θετική (που σημαίνει εφελκυστική τάση), οι διαστάσεις που είναι παράλληλες στην  $\sigma_{xx}$  θα αυξηθούν ενώ, οι διαστάσεις κάθετα σ' αυτήν θα ελαττωθούν. Αυτό σημαίνει ότι η παραμόρφωση  $\epsilon_{xx}$  είναι θετική (επιμήκυνση κατά τη  $x$  διεύθυνση) ενώ, η  $\epsilon_{yy}$  και η  $\epsilon_{zz}$  είναι αρνητικές. Επίσης, μπορεί να αποδειχθεί ότι  $\epsilon_{yy} = \epsilon_{zz}$ .

Έτσι, το  $E$  και το  $\nu$  ορίζονται από τις σχέσεις :

$$E = \sigma_{xx} / \epsilon_{xx} \quad (2.8)$$

$$\nu = - \epsilon_{yy} / \epsilon_{xx} = - \epsilon_{zz} / \epsilon_{xx} \quad (2.9)$$

όπου το αρνητικό πρόσημο εισάγεται έτσι ώστε να προκύψει  $\nu$  θετικό.

Για να οριστεί το μέτρο διόγκωσης  $K$ , θεωρείται ένα μέσο στο οποίο εφαρμόζεται μόνο μια τάση  $P$ , η οποία ισοδυναμεί με τις τάσεις :

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P, \quad \sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0 \quad (2.10)$$

Η τάση  $P$  προκαλεί μια ελάττωση στον όγκο  $\Delta V$  και μια συστολή  $\Delta = \Delta V/V$ .

Ως  $K$  ορίζεται ο λόγος της τάσης που ασκείται προς την συστολή που προκαλεί αυτή, δηλαδή :

$$K = -P/\Delta \quad (2.11)$$

Το αρνητικό πρόσημο έχει εισαχθεί ώστε το  $K$  να παίρνει θετικές τιμές.

Αντικαθιστώντας τις προηγούμενες τιμές στον νόμο του Hooke προκύπτουν οι ακόλουθες σχέσεις μεταξύ των  $E$ ,  $\nu$  και  $k$  και των σταθερών του Lamé  $\lambda$  και  $\mu$  :

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (2.12)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.13)$$

$$K = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu) \quad (2.14)$$

Απαλείφοντας διάφορα ζεύγη των σταθερών στις παραπάνω τρεις εξισώσεις, μπορούν να προκύψουν διάφορες σχέσεις, εκφράζοντας κάθε μια από τις 5 ελαστικές σταθερές ( $E$ ,  $\nu$ ,  $K$ ,  $\lambda$  και  $\mu$ ) με όρους δύο άλλων.

Οι ελαστικές σταθερές ορίζονται κατά τέτοιο τρόπο ώστε να είναι θετικοί αριθμοί. Κατά συνέπεια το  $\nu$  λαμβάνει τιμές από 0 έως 0,5 (αυτό προκύπτει από την εξίσωση (2.12) επειδή τόσο το  $\lambda$  όσο και το  $\mu$  είναι θετικές ποσότητες και γι' αυτό  $\lambda/(\lambda + \mu) \leq 1$ ). Οι τιμές του  $\nu$  έχουν ένα εύρος από 0,05 για πολύ σκληρά και άκαμπτα πετρώματα μέχρι περίπου 0,45 για μαλακά, μικρής συνεκτικότητας υλικά. Τα ρευστά δεν προβάλλουν καθόλου αντίσταση στη διάτμηση και έτσι για αυτά ισχύει  $\mu = 0$  και  $\nu = 0,5$ . Για τα περισσότερα πετρώματα οι σταθερές  $E$ ,  $K$  και  $\mu$  κυμαίνονται σε ένα εύρος από 20 έως 120 GPa ( $2 \times 10^{10}$  -  $12 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>). Σε γενικές γραμμές το  $E$  λαμβάνει τις μεγαλύτερες ενώ, το  $\mu$  τις μικρότερες τιμές.

Το μεγαλύτερο μέρος της παραπάνω θεωρίας προϋποθέτει ένα ισότροπο μέσο. Στην πραγματικότητα, τα πετρώματα απαντώνται σε στρώματα με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες, οι οποίες συχνά μεταβάλλονται με τη διεύθυνση. Παρ' όλ' αυτά, κατά τη διάδοση των κυμάτων, γενικά τέτοιες διαφορές αγνοούνται και τα πετρώματα αντιμετωπίζονται ως ισότροπα μέσα. Σε αυτή την περίπτωση, τα αποτελέσματα είναι χρήσιμα, ενώ διαφορετικά θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν εξαιρετικά πολύπλοκες μαθηματικές εξισώσεις, εκτός από την περίπτωση των εγκάρσια ισότροπων μέσων (transversely isotropic media) που σημαίνει ότι οι ιδιότητες των μέσων αυτών είναι ίδιες σε ένα επίπεδο αλλά διαφέρουν κατά την κάθετη διεύθυνση στο επίπεδο αυτό.

#### 2.1.1.6 Ελαστικές σταθερές και δυναμικές ιδιότητες των εδαφών

Οι βασικές σχέσεις που συνδέουν τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων χώρου με τις σταθερές του Lamé, αποτελούν ένα χρήσιμο εργαλείο για τον μετέπειτα προσδιορισμό των ελαστικών σταθερών. Οι σχέσεις αυτές εκφράζονται ως εξής (Sheriff and Geldart, 1995) :

$$\alpha = V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.15)$$

$$\beta = V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.16)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του γεωυλικού,  $V_p$  η ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων και  $V_s$  η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων.

Στην πράξη, εκτός από τις βασικές σχέσεις τάσης – παραμόρφωσης, σταθερών Lamé και ελαστικών παραμέτρων με τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, υπάρχει πληθώρα παράγωγων σχέσεων με τις οποίες συνδυάζοντας τις γνωστές παραμέτρους υπολογίζονται οι άγνωστες.

Οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου  $V_p$ ,  $V_s$  ως απ' ευθείας ένδειξη της ακαμψίας (υψηλές ταχύτητες αντιστοιχούν σε σχηματισμούς με μεγάλη ακαμψία - δυστροπία), καθώς και άλλων ιδιοτήτων του υλικού, μπορούν συνδυαζόμενες μεταξύ τους να δώσουν τα δυναμικά μέτρα γνωστών, στη γεωτεχνική μηχανική, παραμέτρων. Οι πλέον χρήσιμες από αυτές είναι ο λόγος Poisson  $\nu$ , το μέγιστο μέτρο διάτμησης  $G_0$ , το μέτρο ελαστικότητας του Young  $E$ , το μέτρο διόγκωσης (bulk modulus)  $K$  και το μέτρο

περιορισμένης συμπίεσης που θα αναλυθεί παρακάτω.

Συνδυάζοντας την (2.13) με τις (2.15) και (2.16) προκύπτουν οι παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}} \quad (2.17)$$

ή

$$\nu = \frac{\left[ \frac{1}{2} \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]}{\left[ \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]} \quad (2.18)$$

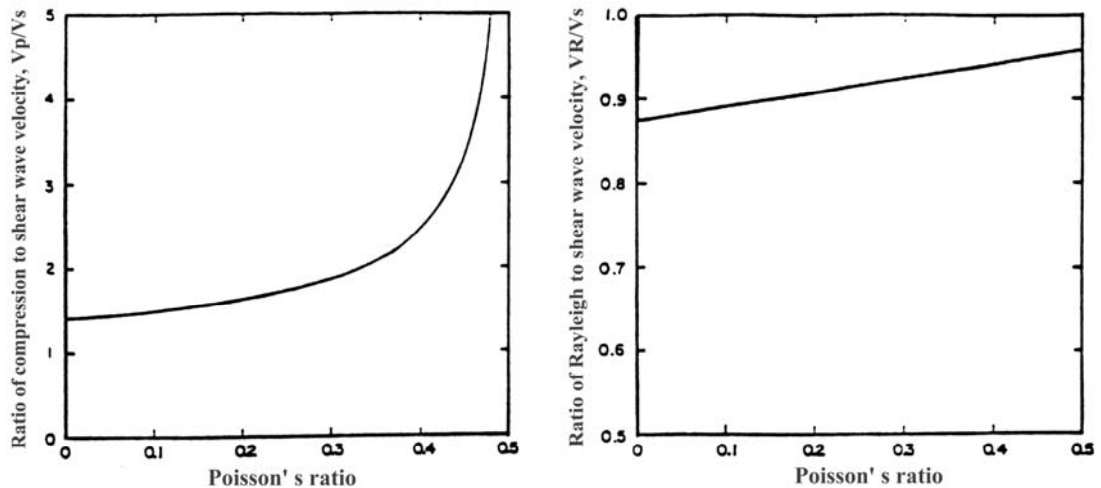
Οι σχέσεις αυτές χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του  $\nu$ , όταν οι  $V_p$  και  $V_s$  είναι γνωστές από επιτόπου μετρήσεις ή συσχετίσεις με γεωτεχνικές παραμέτρους ή από εργαστηριακές δοκιμές.

Η μεταβολή του λόγου  $V_s/V_p$ , για τον οποίο ισχύει η σχέση (βλ. εξίσωση (2.17)) :

$$\frac{V_s^2}{V_p^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{(0,5 - \nu)}{(1 - \nu)} \quad (2.19)$$

μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για το είδος του γεωλογικού σχηματισμού. Ενώ το  $\nu$  μειώνεται από 0,5 σε 0, η τιμή του λόγου  $V_p/V_s$  αυξάνει από 0 μέχρι και  $\sqrt{2}$  και η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων κυμαίνεται από 0 ως 70 %, αυτής των διαμηκών (Sheriff and Geldart, 1995).

Για σταθερή  $V_s$ , με αυξανόμενη  $V_p$ , αυξάνει και ο λόγος Poisson  $\nu$  (Σχήμα 2.4) βάσει της εξίσωσης (2.17). Ενώ όταν το  $\nu$  είναι ίσο με 0, ο λόγος  $V_s/V_p$  παίρνει την ακρότατη τιμή  $1/\sqrt{2}$ , ενώ για  $\nu$  ίσο με 0,5 που ισχύει για τα ασυμπίεστα υλικά, ο λόγος των ταχυτήτων θεωρητικά απειρίζεται.



**Σχήμα 2.4.** (α) Γραφική παράσταση της θεωρητικής σχέσης μεταξύ του λόγου του Poisson και του λόγου των ταχυτήτων των κυμάτων χώρου και (β) του λόγου των ταχυτήτων των κυμάτων Rayleigh και των S – κυμάτων (δεξιά) (Nazarian, 1984).

Το μέτρο διάτμησης  $G_0$  (ή  $\mu$ ) συνδέεται με την  $V_s$  (από επιτόπου ή εργαστηριακές δοκιμές), με τη σχέση:

$$G_0 = \rho * V_s^2 \quad (2.20)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του γεωυλικού.

Εφόσον η τιμή του λόγου Poisson είναι γνωστή, τότε μπορούν να υπολογισθούν και άλλα ελαστικά μέτρα, όπως το μέτρο ελαστικότητας :

$$E = 2G_0(1 + \nu) \quad (2.21)$$

ή σε συνδυασμό με την εξίσωση (2.19) :

$$E = 2\rho V_s^2 (1 + \nu) \quad (2.22)$$

Σε ένα μέσο, όπου η ύλη συμπίεζεται σε δύο πλευρικές διευθύνσεις, ο λόγος της



διαμήκους τάσης προς τη διαμήκη παραμόρφωση, καλείται *μέτρο περιορισμένης συμπίεσης* και ορίζεται με τη σχέση (Ραπτάκης, 1995) :

$$M = \rho V p^2 \quad (2.23)$$

Το μέτρο  $M$ , ορίζεται από το μέτρο του Young και το λόγο Poisson, οπότε η (2.21) γράφεται με τη μορφή:

$$M = \frac{(1 - \nu)E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (2.24)$$

Επίσης, ο λόγος της υδροστατικής τάσης προς την ογκομετρική παραμόρφωση, καλείται *μέτρο διόγκωσης (bulk modulus)* και ορίζεται με τη σχέση:

$$K = M - \frac{4}{3} G_0 \quad (2.25)$$

Η χωρική μεταβολή (σε κατακόρυφη και οριζόντια διεύθυνση) των μέτρων των δυναμικών ελαστικών παραμέτρων (λόγος Poisson  $\nu$ , μέτρο διάτμησης  $G_0$ , μέτρο ελαστικότητας  $E$  κ.ά), ή των ανηγμένων μέτρων τους σε συνάρτηση με τις παραμορφώσεις, κατέχει μεγάλη σημασία στη γεωτεχνική μηχανική για την εδαφοδυναμική μελέτη του εδάφους θεμελίωσης και για τη διερεύνηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

## 2.2 ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΜΕΤΡΑ

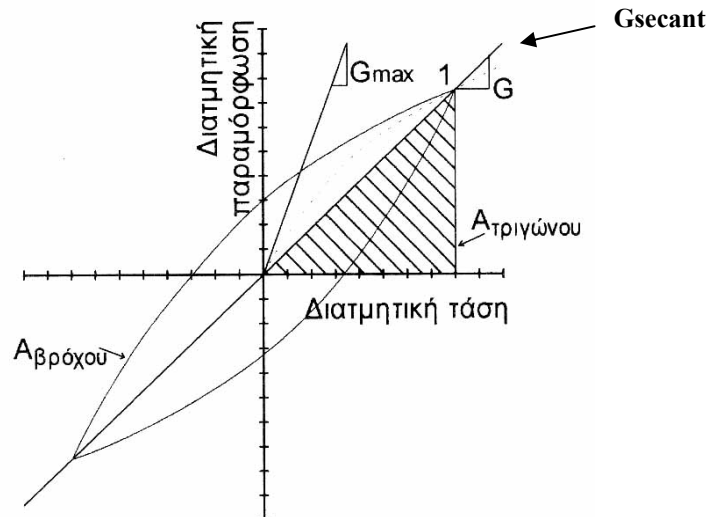
Σύμφωνα με όσα αναπτύχθηκαν στο κεφάλαιο 2.1, γίνεται κατανοητό πως από τις σεισμικές γεωφυσικές δοκιμές μπορούν να υπολογισθούν βασικές παράμετροι της εδαφομηχανικής ( $E$ ,  $G$ , λόγος Poisson). Παρ' όλα αυτά οι εδαφικές ταλαντώσεις που προκαλούν τα σεισμικά κύματα στο εδαφικό μέσο, το διεγείρουν με δυναμικό τρόπο ώστε οι τιμές των μετρημένων μέτρων ελαστικότητας (πχ.  $E$ ,  $G$ ) να διαφέρουν αρκετά από αυτές που υπολογίζονται μέσω των κλασσικών (και στατικών) μεθόδων της εδαφομηχανικής. Έτσι, παρακάτω αναλύεται η έννοια της δυναμικής φόρτισης και η επίδρασή της στον υπολογισμό των ελαστικών παραμέτρων των εδαφών. Σημειώνεται πως, χάριν συντομίας, η ανάλυση αυτή θα επικεντρωθεί μόνο στο μέτρο διάτμησης καθώς αντίστοιχα αναλύονται και όλα τα υπόλοιπα ελαστικά μέτρα.

### 2.2.1 Η ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ

Σε περιπτώσεις που οι φορτίσεις σε ένα υλικό σώμα επαναλαμβάνονται πολλές φορές, η θραύση θα εμφανιστεί για μια τιμή της τάσης κατά πολύ μικρότερη από αυτή της ευθείας φόρτισης. Η επαναληπτική (κυκλική) φόρτιση ονομάζεται *δυναμική φόρτιση* και το φαινόμενο της θραύσης του δοκιμίου εξαιτίας τής, *θραύση κοπώσεως*. Οι δυναμικές φορτίσεις εκτελούνται σε επαναλήψεις (κύκλους) και περιλαμβάνουν τιμές τάσεων που μπορεί να επαναλαμβάνονται αρκετές δεκάδες, εκατοντάδες έως και δεκάδες χιλιάδες φορές.

### 2.2.2 Η ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ

Οι δυναμικές φορτίσεις είναι δυνατό να εφαρμοσθούν σε δοκίμια εδαφών. Για το σκοπό αυτό, με τη χρήση ειδικού εργαστηριακού εξοπλισμού εκτελούνται επαναληπτικές φορτίσεις και αποφορτίσεις (κύκλοι) στο υπό εξέταση δοκίμιο, ώστε να υπόκειται σε κόπωση. Κατά τη διάρκεια του πειράματος καταγράφονται οι τιμές των τάσεων και των παραμορφώσεων συναρτήσει του χρόνου, από τις οποίες κατασκευάζεται χαρακτηριστικό διάγραμμα τάσης – παραμόρφωσης με τη μορφή βρόγχου (Σχ 2.5).

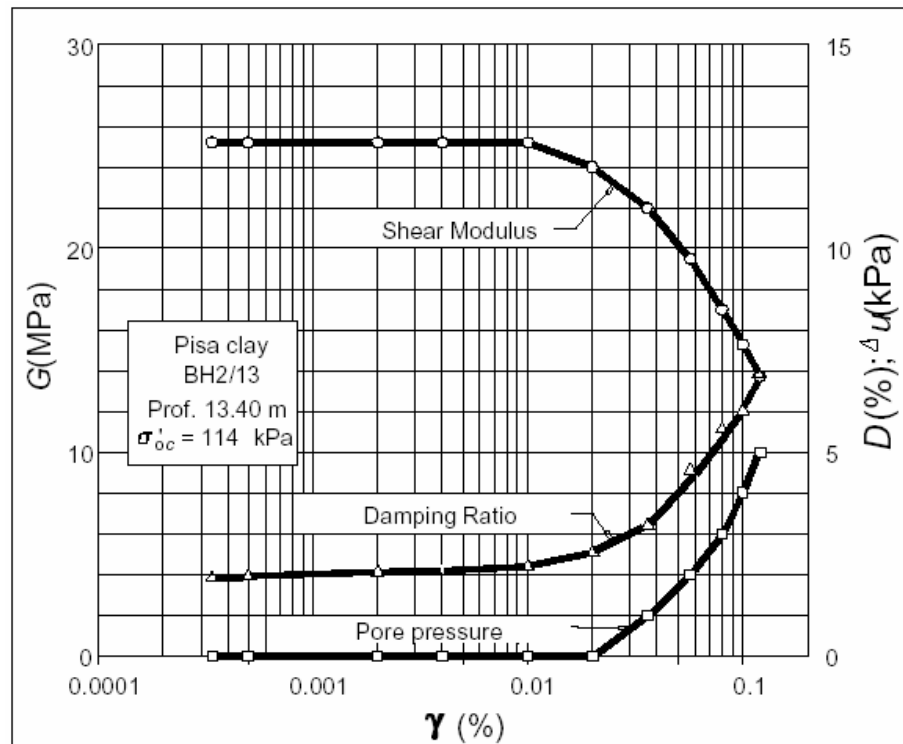


**Σχήμα 2.5.** Σχηματική αναπαράσταση διατμητικής τάσης – διατμητικής παραμόρφωσης σε κυκλική φόρτιση γραμμικά ελαστικού υλικού (Λοντζετίδης, 2001). Παρόμοια αναπαρίσταται και η κυκλική φόρτιση βάσει αξονικής τάσης – αξονικής παραμόρφωσης.

Ο βρόγχος υστέρησης που παράγεται από την κυκλική φόρτιση ενός εδαφικού γεωυλικού μπορεί να περιγραφεί από την πορεία του ίδιου του βρόχου ή από δύο παραμέτρους που περιγράφουν τη γενική του μορφή. Αυτές οι παράμετροι είναι η κλίση και ο λόγος απόσβεσης  $\lambda$ , οι οποίες στο παραπάνω σχήμα αντιστοιχούν στην τέμνουσα του μέτρου διάτμησης και την αναλογία των επιφανειών :

$$\lambda = \frac{A_{\beta\rho\acute{o}\chi\omicron\upsilon}}{4\pi \cdot A_{\tau\rho\iota\gamma\omega\acute{\nu}\omicron\upsilon}} \quad (2.26)$$

Ο λόγος  $\lambda$  ορίζεται από το λόγο του συντελεστή απόσβεσης προς τον κρίσιμο συντελεστή απόσβεσης. Για ένα δοκίμιο το οποίο υπόκειται σε φόρτιση, ως συντελεστής απόσβεσης ορίζεται η ενέργεια που μεταφέρεται από το σύστημα φόρτισης στο δοκίμιο στη μονάδα του χρόνου. Ως κρίσιμος συντελεστής απόσβεσης ορίζεται η μικρότερη τιμή του συντελεστή με την οποία το δοκίμιο δύναται να επανέλθει μετά από ένα κύκλο φόρτισης στην αρχική του κατάσταση, χωρίς να παραμορφωθεί μόνιμα.

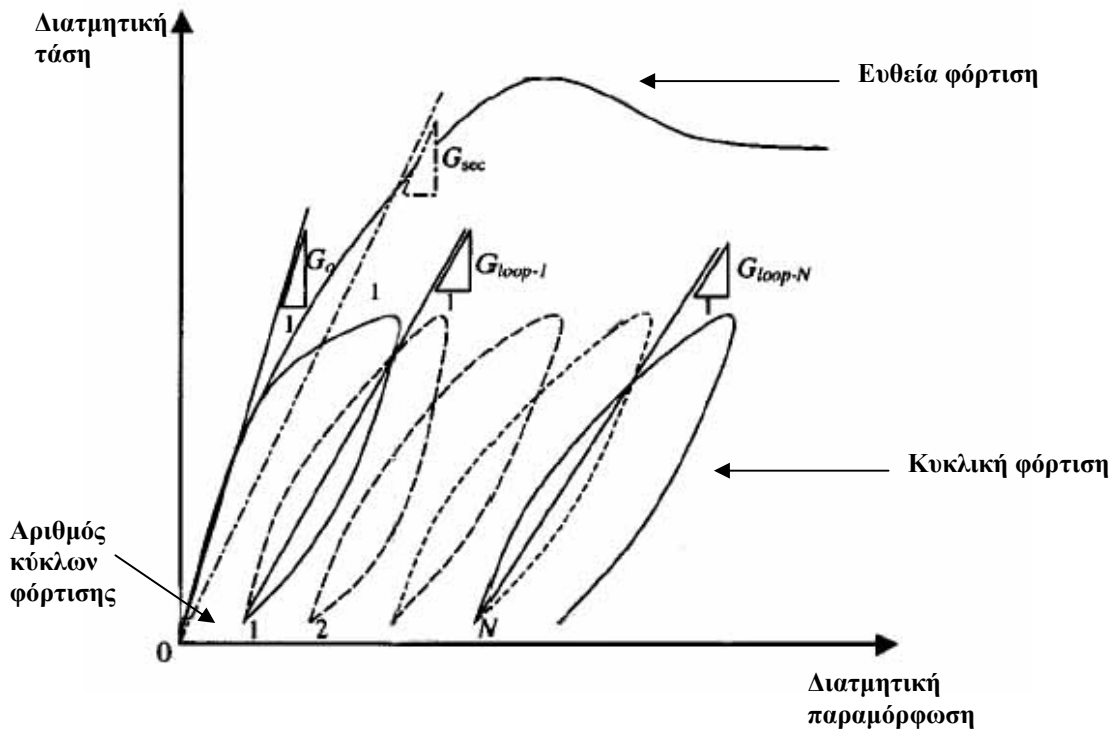


**Σχήμα. 2.6.** Διακύμανση του λόγου απόσβεσης και του μέτρου διάτμησης συναρτήσει της διατμητικής παραμόρφωσης για αργιλικό έδαφος (Lancellotta & Pepe, 1990, προσαρμοσμένο από Foti, 2003).

Η απόσβεση ενός εδαφικού υλικού, αναφέρεται στην απορρόφηση ενέργειας από το δοκίμιο του εδαφικού υλικού κατά τη διάρκεια μιας (κυκλικής) φόρτισης, καθώς αυτό προσπαθεί να ανατρέψει την επιβολή του φορτίου, ώστε η εφαρμοζόμενη τάση να είναι αντιστρόφως ανάλογη της απόσβεσης (Σχ. 2.6). Η απορροφούμενη ενέργεια μπορεί να απελευθερωθεί από το δοκίμιο μέσω της εσωτερικής τριβής του γεωυλικού ως θερμότητα ή ως κίνηση των κόκκων του και με την εμφάνιση πλαστικότητας (μόνιμη παραμόρφωση).

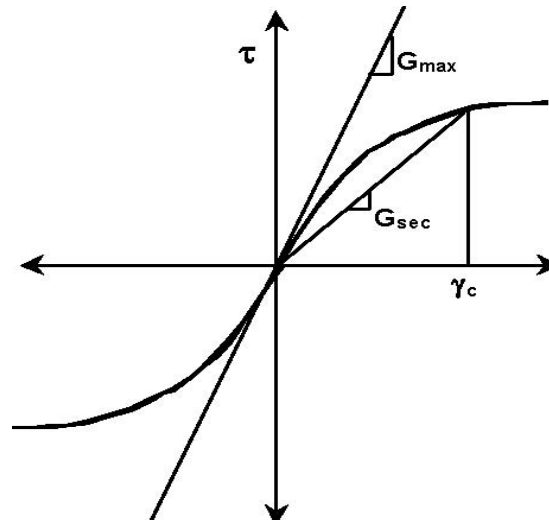
Προηγούμενα, στο σχήμα 2.5, παρουσιάστηκε μια απλουστευμένη σχηματική αναπαράσταση η οποία αναφέρεται σε δοκίμιο εδάφους που φορτίζεται κυκλικά με γραμμικά ελαστική απόκριση. Και αυτό, γιατί ο βρόχος που σχηματίζεται από τη συμμετρική δυναμική φόρτιση παίρνει τις ίδιες τιμές τις παραμόρφωσης κάθε φορά, κάτι που σημαίνει πως οι φορτίσεις αυτές λαμβάνουν χώρα στην ελαστική περιοχή του δοκιμίου καθώς αυτό δεν παραμορφώνεται μόνιμα (πλαστικά). Παρ' όλα αυτά, αυτό δεν συμβαίνει πάντα. Συχνά οι φορτίσεις αυτές μπαίνουν στην πλαστική περιοχή του

γεωυλικού ώστε ο βρόγχος να μετακινείται προς άλλες περιοχές του διαγράμματος και να μην επιστρέφει στις θέσεις των προηγούμενων κύκλων φόρτισης (Σχ. 2.7)



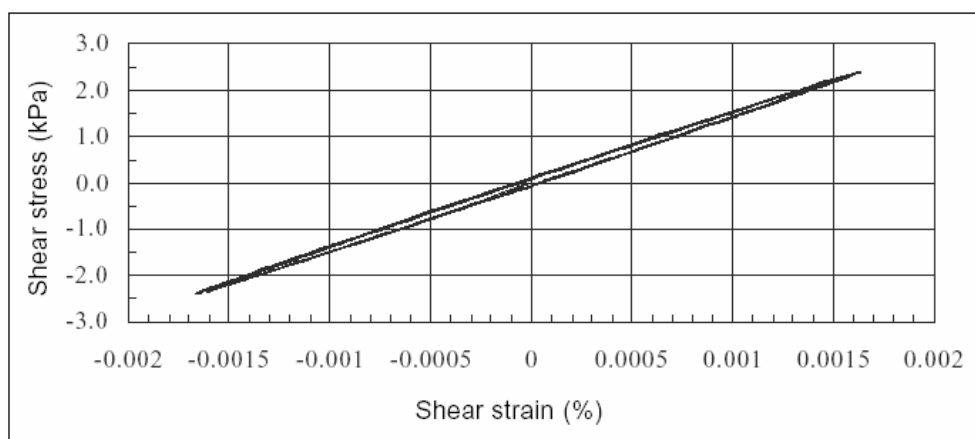
**Σχήμα 2.7.** Διάγραμμα διατμητικής τάσης – διατμητικής παραμόρφωσης κατά την κυκλική δοκιμίου και κατά την ευθεία φόρτιση εδάφους που παραμορφώνεται ελαστοπλαστικά (προσαρμοσμένο από Sharma and Fahey, 2003).

Από το Σχ. 2.7 παρατηρείται πως η τιμή της τέμνουσας του μέτρου διάτμησης ( $G_{sec}$  ή  $G_{loop}$ ) αλλάζει για κάθε κύκλο φόρτισης ενώ το μέγιστο μέτρο διάτμησης ( $G_0$ ) υπολογίζεται από την κλίση του αρχικού τμήματος της καμπύλης τάσης – παραμόρφωσης της ευθείας φόρτισης. Αυτό μπορεί να αποδειχθεί από το Σχ. 2.8, στο οποίο παρατηρείται πως η αύξηση της διατμητικής παραμόρφωσης επιφέρει μείωση της τέμνουσας ( $G_{sec}$ ) του μέτρου διάτμησης. Επομένως, το μέγιστο μέτρο διάτμησης ( $G_{max}$  ή αλλιώς  $G_0$ ) αναπτύσσεται για μικρή διατμητική παραμόρφωση (Σχ. 2.10).

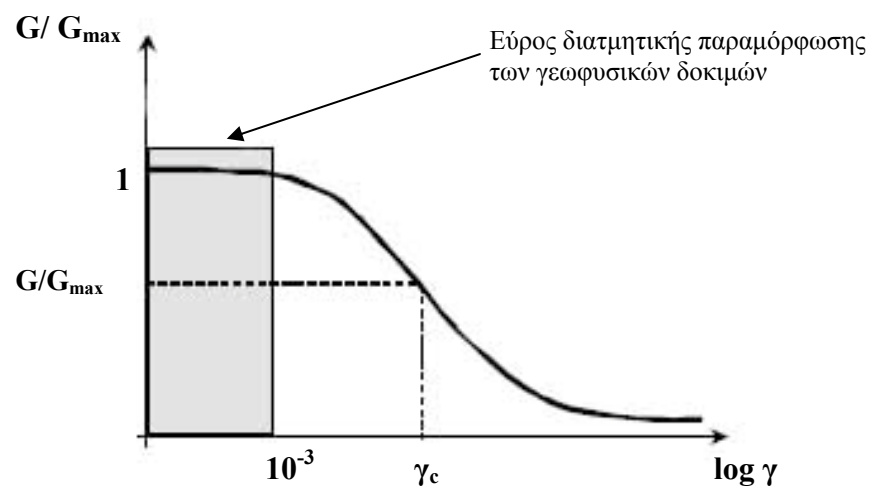


**Σχήμα 2.8.** Καμπύλη διατμητικής τάσης – διατμητικής παραμόρφωσης. Διακρίνεται η μεταβολή του μέτρου διάτμησης συναρτήσει της διατμητικής παραμόρφωσης και η μέγιστη τιμή του για τη μικρότερη διατμητική παραμόρφωση (Luna and Jadi, 2000).

Οι γεωφυσικές δοκιμές διαδίδουν τα σεισμικά κύματα μέσω του εδάφους σε πολύ χαμηλό επίπεδο παραμόρφωσης (λιγότερο από  $10^{-3}$  % των αρχικών διαστάσεων). Σε αυτή την περιοχή των παραμορφώσεων οποιοδήποτε γεωυλικό παραμορφώνεται γραμμικά ελαστικά (Σχ. 2.9) και το μέτρο διάτμησης το οποίο υπολογίζεται από τις γεωφυσικές μεθόδους (σχέση 2.20, κεφ. 2.1), όπως αποδείχθηκε αποτελεί το μέγιστο μέτρο διάτμησης ( $G_{max}$ , Σχ. 2.10).



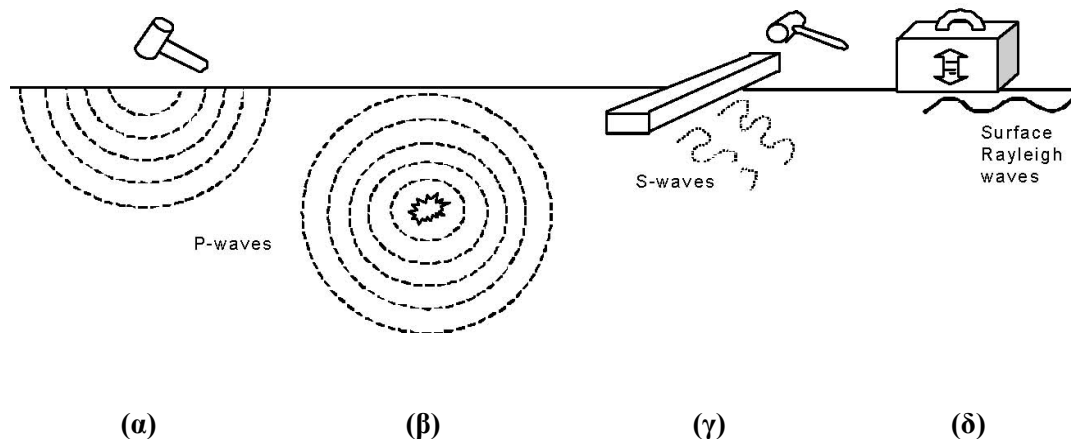
**Σχήμα 2.9.** Παράδειγμα γραμμικά ελαστικής συμπεριφοράς δοκιμίου κατά τη φόρτισή του με τη μέθοδο της στήλης συντονισμού (resonant column), ( $\gamma_{max} = 2 \cdot 10^{-5}$ ), (Lai et al., 1999, προσαρμογή από Foti, 2003)



**Σχήμα 2.10.** Λογαριθμικό διάγραμμα της διατμητικής παραμόρφωσης ( $\gamma$ ) με το λόγο της του μέτρου διάτμησης προς το μέγιστο μέτρο διάτμησης ( $G/G_{\max}$ ). Διακρίνεται πως στην περιοχή των γεωφυσικών δοκιμών ισχύει  $G/G_{\max} = 1$  ή  $G = G_{\max}$  (προσαρμοσμένο από Luna and Jadi, 2000).

### 2.3 Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ

Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, οι περισσότερες σεισμικές γεωφυσικές μέθοδοι προκαλούν διατμητικές παραμορφώσεις χαμηλότερες του  $10^{-3} \%$  των αρχικών διαστάσεων, ώστε η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) να μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να υπολογιστεί το  $G_0$  με τη χρήση της σχέσης 2.20 (κεφ. 2.1). Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων, θεωρείται αξιόπιστος τρόπος για να ληφθεί το  $G_0$  ( $G_{max}$ ) για ένα εδαφικό σχηματισμό. Η γεωφυσική μέθοδος υπολογισμού της παραμέτρου αυτής, περιλαμβάνει τη δημιουργία παροδικών σεισμικών κυμάτων (πηγή) και την ερμηνεία του χρόνου άφιξης και της φασματικής απόκρισης τους σε μια ή περισσότερες θέσεις (δέκτες). Η παραγωγή του παροδικού σεισμικού κύματος από την πηγή μπορεί να ποικίλει από ένα χτύπημα βαρέως σφυριού στην επίγεια επιφάνεια, σε ένα θαμμένο εκρηκτικό φορτίο ή σε έναν μηχανικό ταλαντωτή ποικίλων συχνοτήτων.

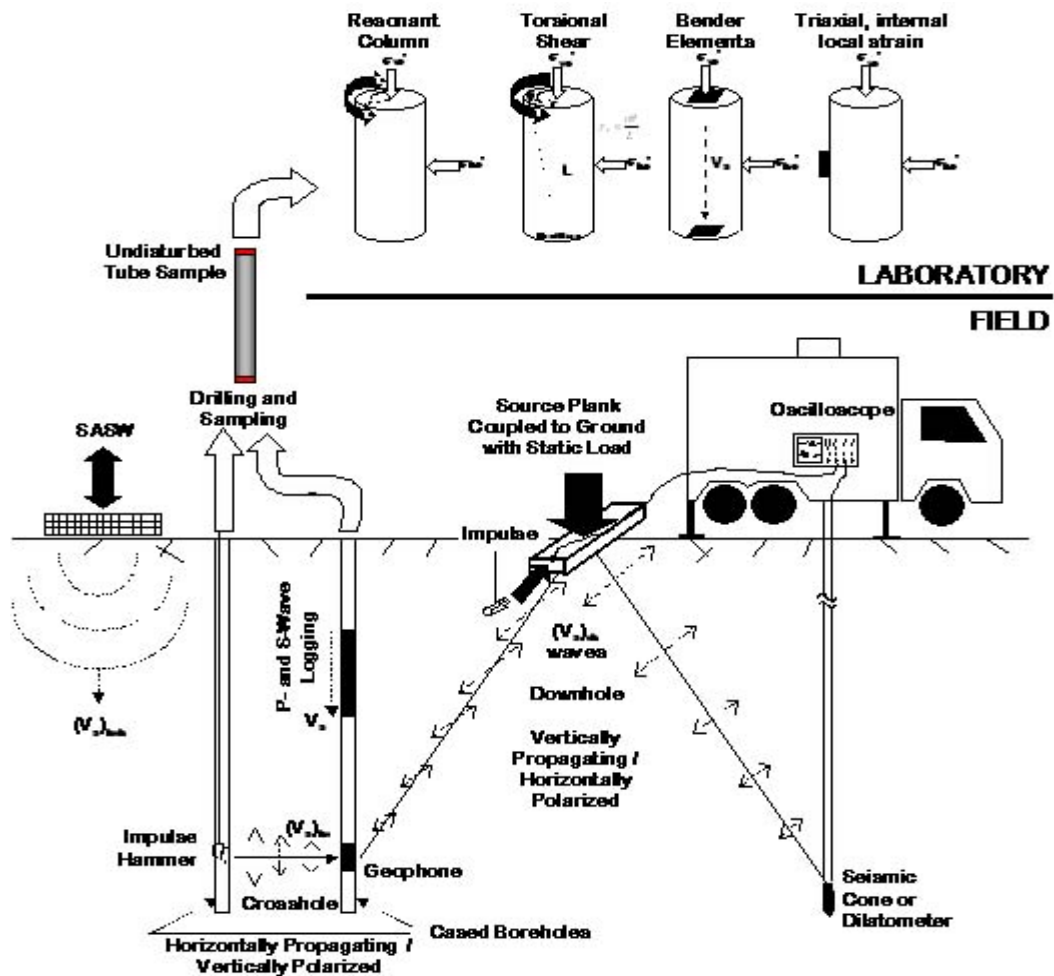


**Σχήμα 2.11.** Μέθοδοι για τη δημιουργία σεισμικών κυμάτων (α) Κατακόρυφη κρούση, (β) ρηχή εκρηκτική ύλη, (γ) οριζόντια κρούση, και (δ) μηχανικός ταλαντωτής. (Προσαρμοσμένο από Kramer 1996).

Το σχήμα 2.11 παρουσιάζει τέσσερις διαφορετικούς τρόπους για τη δημιουργία σεισμικών κυμάτων με τις πηγές να παράγουν τα P, τα S και τα επιφανειακά κύματα σε διαφορετικά μήκη. Η κατακόρυφη κρούση σφυριού στο έδαφος και οι ρηχές εκρήξεις είναι πολύ αποτελεσματικοί τρόποι για τη δημιουργία των P κυμάτων. Η βαριά που χτυπά οριζόντια ξύλινο στέλεχος πακτωμένο στο έδαφος, είναι κατάλληλος τρόπος για την παραγωγή των S κυμάτων, ο οποίος δημιουργεί μια κίνηση των σωματιδίων του εδάφους κάθετη στην κατεύθυνση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.



Τέλος, αναφέρεται ότι και άλλες μέθοδοι της γεωφυσικής καταφέρνουν να συμπληρώσουν το πλήθος των γεωφυσικών πειραμάτων με στόχο τον προσδιορισμό των μηχανικών παραμέτρων των εδαφών, όπως οι υπέρηχοι, η μέθοδος της στήλης συντονισμού (resonant column method), οι σεισμικές καταγραφές εντός γεωτρήσεων κ.α. και οι οποίες θα παρουσιαστούν αναλυτικά στο κεφάλαιο 3.



**Σχήμα 2.12.** Σχηματική περίληψη των σεισμικών μεθόδων για τον προσδιορισμό των μηχανικών παραμέτρων των εδαφών (Luna and Jadi, 2002).

## 2.3.1 ΤΑ ΠΛΕΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Για τους περισσότερους μηχανικούς, η πρωταρχική δυσκολία είναι η πεποίθηση ότι η γεωφυσική είναι ακατάλληλη για το για το γεωτεχνικό σχεδιασμό καθώς υπολογίζει τις δυναμικές ελαστικές παραμέτρους, ενώ συνήθως απαιτούνται τα αντίστοιχα στατικά μεγέθη των παραμέτρων αυτών. Αν και αυτό δεν είναι απόλυτα λανθασμένο, καθώς δεν αποδίδουν τις αποδεκτές τιμές των μηχανικών παραμέτρων για το σχεδιασμό των κτιριακών θεμελιώσεων, ενδέχεται να είναι ορισμένες φορές άστοχο. Και αυτό, γιατί υπάρχουν εφαρμογές όπως οι θεμελιώσεις που υπόκεινται σε δυναμική μηχανική καταπόνηση (εδράσεις γεννητριών, πίστες αεροδρομίων, οδοστρώματα, σιδηρόδρομοι κ.α), στις οποίες τα δυναμικά μέτρα που υπολογίζονται από την γεωφυσική αποτελούν τις κατάλληλες παραμέτρους για το σχεδιασμό τους.

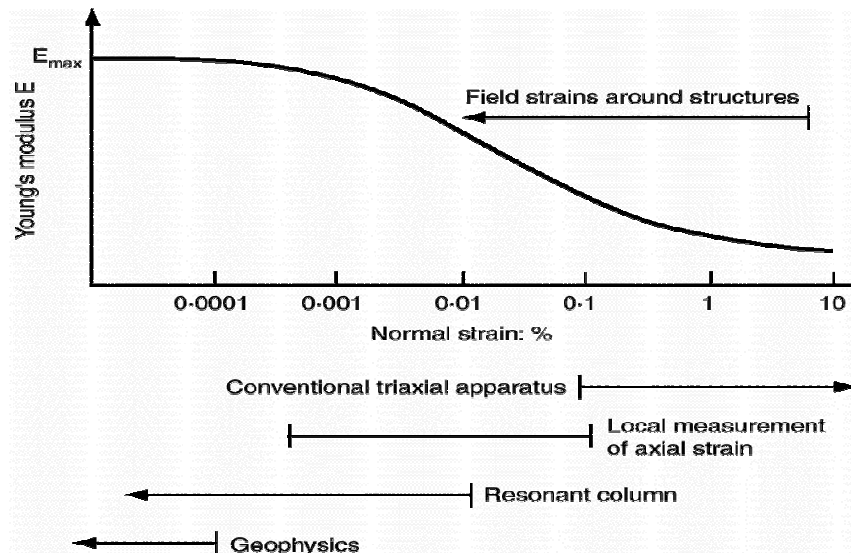
**Πίνακας 2.1.** Πίνακας εδαφοτεχνικών πειραμάτων σε σχέση με το εύρος και το μοντέλο των παραμορφώσεων που προκαλούν και τις εφαρμογές στις οποίες απευθύνονται (Ishihara 1996, τροποποίηση από Foti, 2003).

Shear Strain	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div> <div>SmallMediumLargeFailure</div>			
Linear Elastic	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div> <div><math>\gamma^e</math></div>			
Non-Linear Elastic	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div> <div><math>\gamma^w</math></div>			
Elasto-plastic	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div>			
Failure	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div>			
Model	Linear Visco Elastic	Non-Linear Visco-Elastic		Elasto-plastic (with damage)
Analysis Method	Lineare	Linear equivalent		Step-by-Step integration
Expected Shear Strain	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div></div>			

Οι περισσότερες μέθοδοι για την εκτίμηση της καθίζησης του εδάφους το οποίο υπόκειται μιας θεμελίωσης, χρησιμοποιούν το μέτρο ελαστικότητας του Young,  $E$ , το οποίο υπολογίζεται από την τριαξονική δοκιμή θλίψης. Οι Jardine et al. (1978) χρησιμοποιώντας την τριαξονική δοκιμή με μηχανισιόμετρα εντός του κελίου, μέτρησαν πολύ μεγαλύτερες τιμές των ελαστικών παραμέτρων για δοκιμές με μικρές παραμορφώσεις ( $\approx 0,01\%$  έως  $0,1\%$  της αρχικής διάστασης) έναντι των συμβατικών εργαστηριακών δοκιμών με μεγαλύτερες παραμορφώσεις της τάξης του  $1\%$  (της αρχικής διάστασης). Επιπροσθέτως, η ανάλυση με πεπερασμένα στοιχεία των παρατηρημένων παραμορφώσεων γύρω από δομές διαφόρων έργων, δίνει πολύ μικρές παραμορφώσεις (περίπου  $< 0,1\%$ ), με τις τιμές των ελαστικών παραμέτρων να είναι μεγαλύτερες από αυτές που υπολογίσθηκαν από τις κλασσικές τριαξονικές δοκιμές (Menzies, 2001). Οι δυναμικές δοκιμές που εκτελούνται με συσκευές στήλης συντονισμού (resonant column apparatus), εφαρμόζουν πολύ μικρές τιμές παραμόρφωσης ( $< 0,001\%$  περίπου) και δίνουν τιμές των ελαστικών παραμέτρων μεγαλύτερες από τις ανάδρομα αναλυμένες τιμές πεπερασμένων στοιχείων. Η παραμόρφωση όμως που προκαλείται από τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων βρίσκεται σ' αυτό το εύρος των παραμορφώσεων ( $< 0,001\%$  των αρχικών διαστάσεων) και ως εκ τούτου δύναται να παρέχει μια καλή εκτίμηση του ανωτέρου ορίου των ελαστικών παραμέτρων ( $E_0$  ή  $G_0$ ).

Συγχρόνως, καθίσταται γενικά αποδεκτό, πως οι εδαφικές παραμορφώσεις που συνδέονται με τα περισσότερα προβλήματα της αλληλεπίδρασης εδάφους – δομής, είναι μικρότερες από το  $0,1\%$  των αρχικών διαστάσεων ώστε να απαιτείται οι ελαστικές παράμετροι να υπολογίζονται για μικρές τιμές της παραμόρφωσης (Jardine et al., 1986).

Οι μέγιστες ελαστικές παράμετροι που αντιστοιχούν σε μικρές παραμορφώσεις, είναι σαφώς θεμελιώδεις για τον καθορισμό της καμπύλης του Σχ.2.13 και ως εκ τούτου οι επί τόπου σεισμικές μετρήσεις των ελαστικών παραμέτρων θα γίνουν ακόμα σημαντικότερες στο μέλλον. Σήμερα, αυτές οι μετρήσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε συνδυασμό με τις κλασσικές εργαστηριακές και επιτόπου μετρήσεις για τον υπολογισμό της ακαμψίας του εδάφους.



**Σχήμα. 2.8.** Εύρος παραμόρφωσης γύρω από περιοχές θεμελιώσεων. Φανερώνεται η συσχέτιση της παραμόρφωσης (% ως προς αρχικές διαστάσεις) με το επίπεδο τάνυσης (Menzies, 2001).

Επίσης, κατά τη γεωφυσική διασκόπηση, ο όγκος του εδάφους που μελετάται μεταξύ πομπού και δέκτη παραμένει στο δικό του διαχρονικό επίπεδο παραμόρφωσης και κορεσμού, άρα και πλήρως αδιατάρακτος. Αντίθετα, οι εργαστηριακές δοκιμές της κλασσικής εδαφομηχανικής απαιτούν τη λήψη δειγμάτων. Έτσι η διαταραχή των δειγμάτων όχι μόνο περιλαμβάνει τη φυσική διαταραχή της εδαφικής δομής, αλλά και την αναστολή της εφαρμοζόμενης μέχρι τότε τάσης. Επιπλέον, τα γεωφυσικά αποτελέσματα πεδίου είναι αντιπροσωπευτικά ενός μεγάλου όγκου του εδάφους, έτσι ώστε η στρωμάτωση και οι τυχούσες διακλάσεις να λαμβάνονται υπόψη. Στην πλειοψηφία των γεωφυσικών μετρήσεων δεν απαιτούνται γεωτρήσεις, ώστε αυτές οι δοκιμές να είναι πολύ γρήγορες και τα αποτελέσματα να μπορούν να αποδοθούν σχετικά φθηνά και γρήγορα (Matthews et al, 2000).

### 3 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

#### 3.1 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ ΚΑΙ Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΟΥΣ

##### 3.1.1 ΤΥΠΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Τα σεισμικά κύματα αποτελούν χωροχρονικές ταλαντώσεις των σωματιδίων της ύλης και παράγονται κατά την άσκηση μίας δύναμης χώρου, είτε διαμέσου τεχνητής διέγερσης όπως είναι πυρηνικές εκρήξεις, κρούσεις με διάφορες πηγές διέγερσης, είτε με φυσικές διεργασίες που προκαλούνται από σεισμούς. Η διάδοση τους, ακολουθεί τους νόμους της κυματικής και της οπτικής φυσικής.



**Εικόνα 3.1.** Τύποι πηγών σεισμικής ενέργειας. Κατά σειρά παρουσιάζονται : Σφυρί, πίπτον βάρος, συσκευή μηχανικής δόνησης του εδάφους.

Οι τύποι των σεισμικών κυμάτων παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία καθώς αριθμούν αρκετές δεκάδες (Aki and Richards, 1980), χαρακτηρίζονται σε σχέση με το χρόνο άφιξης, το δρόμο και τρόπο διάδοσης τους και εμφανίζονται σε ένα σεισμόγραμμα ως διακεκριμένες φάσεις. Τα φυσικά χαρακτηριστικά των σεισμικών κυμάτων (κυματομορφή, πλάτος, συχνότητα κ.ά) μεταβάλλονται συναρτήσει της απόστασης (στα σημεία παρατήρησης) και του χρόνου διάδοσης.

Οι τύποι των σεισμικών κυμάτων, αναγνωρίζονται και προσδιορίζονται από ένα πλήθος παραμέτρων, ιδιαίτερης σημασίας, τόσο στην κλίμακα της κλασσικής

σεισμολογίας όσο και σ' αυτή των σεισμικών διασκοπήσεων ή ακόμη και της εργαστηριακής δυναμικής δοκιμής. Οι βασικότερες παράμετροι, που καθορίζουν την ταυτότητα των σεισμικών κυμάτων, σχετίζονται με τις διαστάσεις του μέσου διάδοσης, την στρωματογραφία, την γεωλογική ηλικία, τη σύσταση ή δομή των εδαφικών σχηματισμών, τους χρόνους άφιξης των κυμάτων, τον τρόπο και την ταχύτητα διάδοσης τους, το φασματικό τους περιεχόμενο, τα φυσικά φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα κατά την διάδοσή τους και τις σεισμικές πηγές φυσικές και τεχνητές.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, αναλύονται περιληπτικά οι κυριότεροι τύποι σεισμικών κυμάτων, που κατά κανόνα εμφανίζονται στις σεισμικές γεωφυσικές διασκοπήσεις. Η βασική τους διάκριση γίνεται σε κύματα χώρου και κύματα επιφάνειας.

## **ΚΥΜΑΤΑ ΧΩΡΟΥ**

Τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό των γεωλογικών σχηματισμών και διακρίνονται σε δύο τύπους κυμάτων, ανάλογα με το είδος της διαταραχής που προκαλούν στην ύλη, δηλαδή της επιμήκους ( $\epsilon_{xx}$ ,  $\epsilon_{yy}$ ,  $\epsilon_{zz}$ ) και της διατμητικής ( $\epsilon_{xy}$ ,  $\epsilon_{yz}$ ,  $\epsilon_{zx}$ ) παραμόρφωσης. Οι μεταβολές αυτές αντιστοιχούν στα διαμήκη (ή επιμήκη ή συμπίεσης ή P) κύματα και τα εγκάρσια (ή διατμητικά ή στρέψης ή S) κύματα, τα οποία χαρακτηρίζονται έτσι από τον τρόπο και την ταχύτητα διάδοσης στους διάφορους σχηματισμούς.

### **Διαμήκη κύματα.**

Τα διαμήκη (P) είναι τα ταχύτερα κύματα, καταγράφονται πρώτα στα σειсмоγράμματα (πρώτες αφίξεις) και διαδίδονται ακτινικά, προκαλώντας πυκνώματα και αραιώματα της ύλης κατά μήκος της διεύθυνσης διάδοσης (Σχήμα 3.1a). Η ταχύτητα διάδοσης τους, δίνεται σε συνάρτηση των σταθερών Lamé (βλ. εξίσωση (2.15)). Χαρακτηρίζονται από φασματικό περιεχόμενο με υψηλές συχνότητες και η διάδοσή τους επηρεάζεται έντονα από τον υδροφόρο ορίζοντα καθώς και από το πορώδες. Οι ιδιότητες και τα φαινόμενα που συνοδεύουν τη διάδοση των P – κυμάτων αναφέρονται αναλυτικότερα σε ακόλουθα εδάφια της εργασίας αυτής. Η γνώση της ταχύτητας των P κυμάτων σε συνδυασμό των διατμητικών κυμάτων, όπως παρουσιάζεται και σε προηγούμενες ενότητες, δίνει σημαντικές πληροφορίες για τις

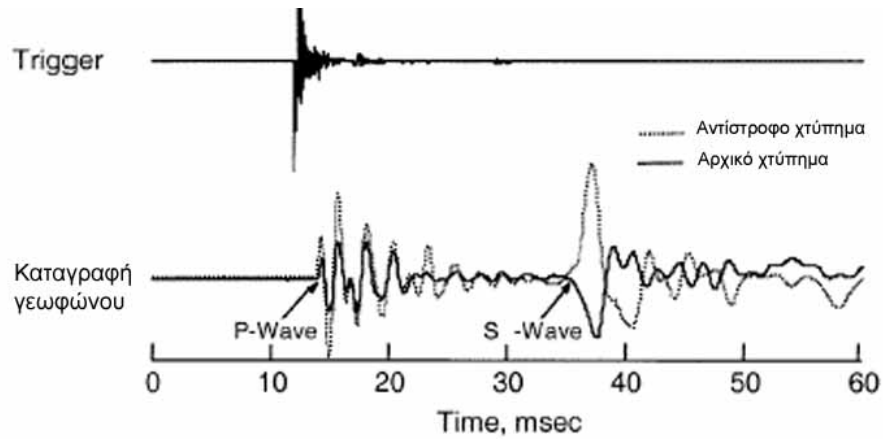
ελαστικές ιδιότητες των εδαφών (βλ. Κεφ 2.6).

### **Διατμητικά κύματα**

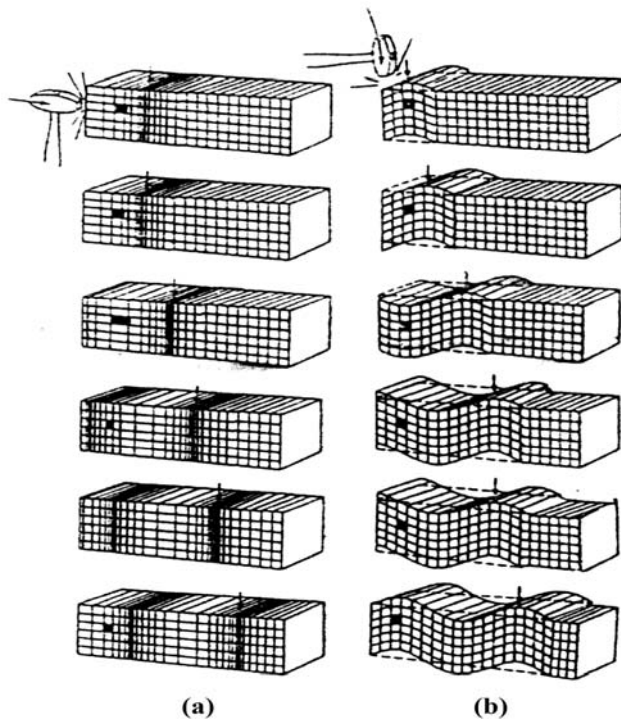
Τα διατμητικά (S) κύματα, εμφανίζονται στις σεισμικές καταγραφές μετά τα κύματα P και η διεύθυνση της ταλάντωσης των σωματιδίων είναι εγκάρσια στη διεύθυνση διάδοσής τους, τείνοντας να προκαλέσουν διάτμηση στη δομή του υλικού (Σχήμα 3.1b). Η ταχύτητα διάδοσης των S κυμάτων δίνεται σε συνάρτηση των σταθερών Lamé από την εξίσωση (2.16). Η τάξη μεγέθους των ταχυτήτων των S κυμάτων, κυμαίνεται από μερικές δεκάδες μέτρα ανά δευτερόλεπτο για τα χαλαρά και μικρής ακαμψίας εδάφη (ιλύς, μαλακές άργιλοι κ.ά), μέχρι και χιλιάδες m/sec για το αποσαθρωμένο ή υγιές βραχώδες υπόβαθρο (γρανίτης, σχιστόλιθος, κ.ά) (Ραπτάκης, 1995). Στο νερό, το μέτρο διάτμησης  $\mu$  (ή  $G$ ) είναι μηδενικό, ως εκ τούτου τα S κύματα δεν διαδίδονται..

Τα εγκάρσια κύματα είναι πολωμένα καθότι έχουν δύο βαθμούς ελευθερίας με αντίστοιχες κινήσεις σε δύο διαφορετικά επίπεδα. Όταν η ταλάντωση των υλικών σωματιδίων πραγματοποιείται σε κατακόρυφο επίπεδο τότε το κύμα είναι κατακόρυφα πολωμένο (SV). Όταν η διεύθυνση της ταλάντωσης των σωματιδίων είναι κάθετη στο κατακόρυφο επίπεδο, τότε αποτελεί οριζόντια πολωμένο κύμα (SH). Οποιαδήποτε άλλη διεύθυνση της ταλάντωσης των σωματιδίων μπορεί να αναλυθεί σε SV και SH κύματα. Στην περίπτωση που μόνο ένα από τα δύο είδη των εγκαρσίων κυμάτων (SV ή SH), τότε αναφερόμαστε σε επίπεδα πολωμένα εγκάρσια κύματα, ενώ αν τα SV και SH κύματα έχουν την ίδια συχνότητα και διαδίδονται με διαφορά φάσης, τότε αναφερόμαστε σε ελλειπτικά πολωμένα εγκάρσια κύματα, γεγονός που υποδηλώνει την ετερογενή φύση των διερχόμενων σχηματισμών (Ραπτάκης, 1995). Η ιδιότητα της πόλωσης τους, είναι πολύ χρήσιμη καθώς χρησιμοποιείται για την αναγνώρισή τους με σκοπό τον προσδιορισμό της ταχύτητας Vs.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στο νερό, όπως και σε άλλα ασυμπίεστα ρευστά, το μέτρο διάτμησης  $\mu$  (ή  $G$ ) είναι μηδενικό και ως εκ τούτου τα εγκάρσια κύματα δεν διαδίδονται διαμέσου των υλικών αυτών.



**Σχήμα 3.1.** Καταγραφή στην οποία χρησιμοποιείται υπέρθεση και μιας αντίστροφης κρούσης της πρώτης για την διάκριση των S κυμάτων εξαιτίας της πόλωσης που παρουσιάζουν στις δύο κρούσεις (Santamarina and Stokoe, 2000, Foti, 2003).



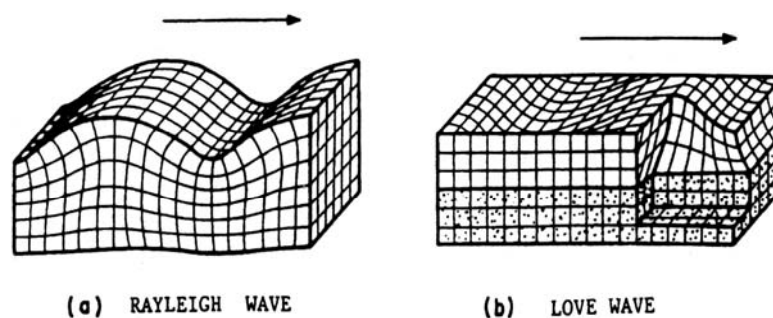
**Σχήμα 3.2.** Εδαφική κίνηση κατά τη διάδοση των κυμάτων χώρου. (a) P – κύματα, (b) S – κύματα (Sheriff and Geldart, 1995).



## ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Τα επιφανειακά κύματα μελετήθηκαν για πρώτη φορά από τον Rayleigh (1885), ως κυματικό φαινόμενο (κύματα Rayleigh, Σχήμα 3.2a) στην ελεύθερη επιφάνεια ομοιογενούς ελαστικού ημίχωρου. Στη συνέχεια ο Love (1911) μελέτησε τα SH επιφάνειας (κύματα Love, Σχήμα 3.2b), σε ομοιογενές στρώμα υπερκείμενο σε ομοιογενή ημίχωρο, ενώ ο Stoneley (1924), μελέτησε τα ομώνυμα επιφανειακά κύματα Stoneley, που διαδίδονται μεταξύ υδάτινου και εδαφικού στρώματος ή στη διαχωριστική επιφάνεια δύο εδαφικών ημιχώρων, όταν όμως ισχύει  $V_{s1} \approx V_{s2}$ , οι λόγοι των πυκνοτήτων ( $\rho_1/\rho_2$ ) και των μέτρων διάτμησης ( $\mu_1/\mu_2$ ) κυμαίνονται περίπου στη μονάδα (Sheriff and Geldart, 1995).

Εκτός από αυτούς τους τύπους επιφανειακών κυμάτων, υπάρχουν και τα σωληνοκύματα (tube waves), τα οποία διαδίδονται στη διεύθυνση του άξονα, πληρωμένης με νερό γεώτρησης και θεωρούνται σημαντικά για τις πληροφορίες που παρέχουν σχετικά με τις ελαστικές ιδιότητες του περιβάλλοντος μέσου.

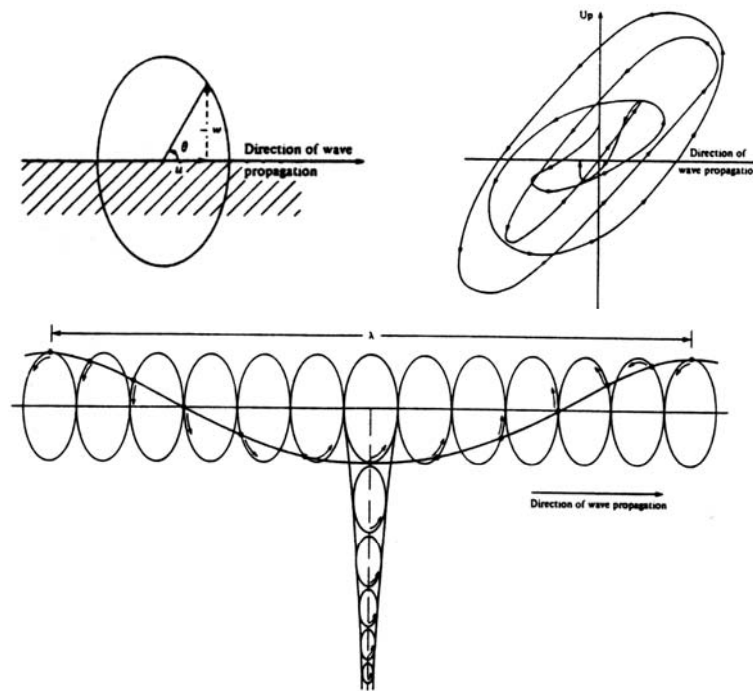


**Σχήμα 3.3.** Σχηματικός τρόπος διάδοσης των σεισμικών (a) Rayleigh και (b) Love επιφανειακών κυμάτων (Ραπτάκης, 1995).

### Κύματα Rayleigh

Τα κύματα Rayleigh, με τα οποία ασχολείται κυρίως η παρούσα διατριβή, διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια με φορά κίνησης αντίθετη με τη φορά των δεικτών του ρολογιού και προκαλούν μια σύνθετη κίνηση των σωματιδίων της ύλης, η οποία είναι συνισταμένη της οριζόντιας ή ακτινικής και της κατακόρυφης ή διατμητικής συνιστώσας με τη μορφή της έλλειψης. Περαιτέρω ανάλυση της συμπεριφοράς των

επιφανειακών κυμάτων Rayleigh παρατίθεται στο κεφ. 3.2.



Σχήμα 3.4. Σχηματική παράσταση της διάδοσης των κυμάτων Rayleigh (Sheriff and Geldart, 1995).

### Κύματα Love.

Τα κύματα Love συνδέονται με την εδαφική κίνηση, που περιορίζεται σε οριζόντιο επίπεδο και είναι κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης του κύματος SH (Σχήμα 3.3b). Ο τύπος αυτός του επιφανειακού κύματος μπορεί να υπάρχει μόνο όταν εδαφικοί σχηματισμοί χαμηλής ταχύτητας είναι υπερκείμενοι των αντίστοιχων υψηλότερης ταχύτητας (Ραπτάκης, 1995). Η δημιουργία των κυμάτων αυτών προκύπτει από την παγίδευση σεισμικών κυμάτων, που υπόκεινται σε ολικές πολλαπλές ανακλάσεις, στην άνω και κάτω διεπιφάνεια των υπερκείμενων επιφανειακών στρωμάτων χαμηλής ταχύτητας.

#### 3.1.2 ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Στην ενότητα αυτή αποτυπώνονται συνοπτικά οι μηχανισμοί και τα φαινόμενα που θεωρούνται ως οι αιτίες, που είναι υπεύθυνες για την περίπλοκη συχνά συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών, κατά τη σεισμική διέγερση των γεωυλικών από κάποιο

σεισμό ή μια τεχνητή σεισμική διέγερση. Τα φαινόμενα αυτά, που συνοδεύουν τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων, είναι η απόσβεση, η σκέδαση, η ανάκλαση, η διάθλαση και η περίθλαση. Στην πραγματικότητα, τα φαινόμενα αυτά δεν εμφανίζονται μεμονωμένα και με την απλότητα που περιγράφονται παρακάτω, αλλά σε συνδυασμό, ανάλογα με το βαθμό πολυπλοκότητας των εδαφικών συνθηκών (στη θέση παρατήρησης). Η γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών (πάχος εδαφικών στρώσεων, ασυνέχειες, τοπογραφία) και η διαφοροποίηση των δυναμικών ιδιοτήτων τους ανά σχηματισμό, καθώς και τα φαινόμενα που προκαλούν, έχουν ως συνέπεια τη “διαμόρφωση” του κυματικού πεδίου.

### **Απόσβεση**

Η απόσβεση αποτελεί ιδιότητα του εδάφους, που σχετίζεται κυρίως με την ανελαστική και μη-γραμμική συμπεριφορά του. Η εκτίμηση της εξασθένησης, που προκαλεί το γεωλογικό μέσο στους διάφορους τύπους κυμάτων (κυματικό πεδίο), είναι εξίσου μεγάλης σημασίας με τον καθορισμό άλλων δυναμικών παραμέτρων του μέσου, όπως είναι οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και η πυκνότητα. Η απόσβεση των κυμάτων χώρου είναι ιδιαίτερα χρήσιμη, για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης με αριθμητικές και αναλυτικές μεθόδους προσομοίωσης.

### **Σκέδαση**

Το φαινόμενο της σκέδασης (ή διασποράς), αποτελεί χαρακτηριστική ιδιότητα των εδαφικών σχηματισμών, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως σκεδάζον μέσο (dispersive medium), καθώς αποτελούνται από στρώματα με διαφορετικές ελαστικές σταθερές και πυκνότητες. Ορισμένα σεισμικά κύματα που διαδίδονται σε σκεδάζον μέσο, υπόκεινται στο φαινόμενο της διασποράς, σύμφωνα με το οποίο η ταχύτητα διάδοσης τους μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα.

### **Ανάκλαση - Διάθλαση**

Τα φαινόμενα ανάκλασης και διάθλασης, είναι τα πλέον γνωστά στη σεισμολογία και τις σεισμικές μεθόδους διασκόπησης και υφίστανται, όταν ένα κύμα στη πορεία της διάδοσης του συναντήσει μια έντονη μεταβολή των ελαστικών σταθερών, δηλαδή μια επιφάνεια μεταξύ δυο εδαφικών στρώσεων (διεπιφάνεια).

Στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, η αξιοποίηση της διάθλασης ή της ανάκλασης, οδήγησε στην «επινόηση» ενός πλήθους μεθοδολογιών λήψης τεχνητά παραγόμενων κυμάτων και τεχνικών ερμηνείας των δεδομένων διάθλασης και ανάκλασης, των που λαμβάνονται κατά τις σεισμικές γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Οι αρχές του *Huygen* και *Fermat*, οι νόμοι του *Snell* (απλός και γενικευμένος) και οι αρχές της γεωμετρικής οπτικής περιγράφουν μαθηματικά τα φαινόμενα της ανάκλασης και της διάθλασης (Βαφείδης, 1993).

### **Περίθλαση**

Οι νόμοι της ανάκλασης και της διάθλασης των σεισμικών κυμάτων, ισχύουν στην περίπτωση, όπου η διεπιφάνεια δυο μέσων με διαφορετικές ελαστικές σταθερές, είναι σχετικά ομαλή με μικρή καμπυλότητα.

Αντίθετα, όταν το μήκος κύματος του προσπίπτοντος μετώπου κύματος, είναι σχετικά συγκρίσιμο με τις διαστάσεις μίας «ανωμαλίας», μίας ασυνέχειας ή με την ακτίνα καμπυλότητας μιας διεπιφάνειας, δεν ισχύουν απόλυτα οι νόμοι που διέπουν τα φαινόμενα ανάκλασης και διάθλασης. Έτσι, με την πρόσπτωση του μετώπου κύματος σε τέτοιου είδους ανωμαλίες, οι ανωμαλίες αυτές γίνονται δευτερογενείς πηγές σεισμικής ενέργειας, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται σεισμικά κύματα σε περιοχές του μέσου, όπου δεν αναμένονται σύμφωνα με τις αρχές της γεωμετρικής οπτικής.

### 3.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

#### 3.2.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ

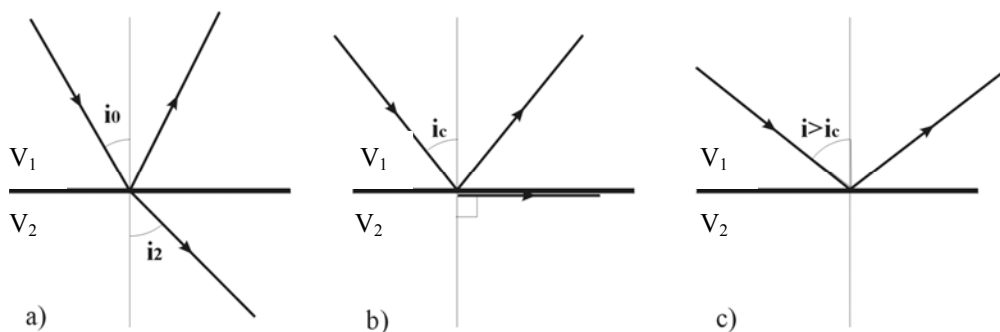
Τα σεισμικά κύματα υφίστανται διαδοχικές διαθλάσεις στις διαχωριστικές επιφάνειες ή σε μέσο όπου η ταχύτητα μεταβάλλεται με το βάθος, με αποτέλεσμα την αλλαγή της πορείας της σεισμικής ακτίνας. Η γωνία πρόσπτωσης,  $i_0$ , η γωνία διάθλασης,  $i_2$  (Σχ. 3.6), και οι ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  στα δύο επιφανειακά στρώματα συνδέονται μέσω του νόμου του Snell :

$$p = \frac{\sin(i_0)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2} \quad (3.1)$$

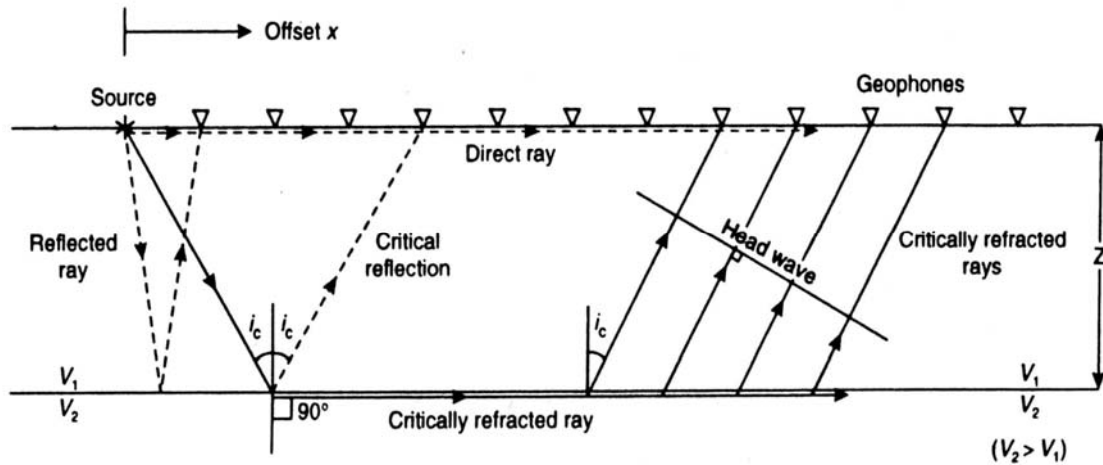
όπου  $p$  είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας. Η σεισμική ακτίνα προσπίπτει στην διαχωριστική επιφάνεια υπό ορική γωνία, όταν ισχύει  $V_2 > V_1$  και η διαθλώμενη ακτίνα έχει διεύθυνση παράλληλη προς τη διαχωριστική επιφάνεια (Σχήμα 3.5b). Σε μια τέτοια περίπτωση ο νόμος του Snell τροποποιείται ως εξής :

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.2)$$

Όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι μεγαλύτερη της ορικής γωνίας, παρατηρείται ολική ανάκλαση (Σχήμα 3.5c). Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι βασική προϋπόθεση δημιουργίας ορικά διαθλώμενων κυμάτων είναι οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων θα πρέπει να αυξάνουν από τους ρηχότερους στους βαθύτερους σχηματισμούς.



**Σχήμα. 3.5.** Σχηματική παράσταση των τριών περιπτώσεων πρόσπτωσης μιας σεισμικής ακτίνας σε μια διεπιφάνεια. Κατά την πρόσπτωση υπό γωνία a) μικρότερη της ορικής δημιουργούνται ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα, b) ίση με την ορική γωνία δημιουργούνται ανακλώμενα και μετωπικά κύματα και c) με γωνία μεγαλύτερη της ορικής παρατηρείται ολική ανάκλαση.



Σχήμα. 3.6. Σχηματική παράσταση της δημιουργίας των μετωπικών κυμάτων (Reynolds, 1997).

Έστω σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει σε διαχωριστική επιφάνεια υπό ορική γωνία. Τότε το διαθλώμενο κύμα διαδίδεται στο δεύτερο στρώμα παράλληλα προς τη διαχωριστική επιφάνεια. Σύμφωνα με την αρχή του Huygens, κάθε σημείο του διαθλώμενου μετώπου κύματος αποτελεί δευτερεύουσα πηγή σεισμικών κυμάτων. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα σεισμικά κύματα τα οποία προέρχονται από τις δευτερεύουσες αυτές πηγές και αναδύονται στο πρώτο στρώμα (Σχήμα 3.6).

Η γωνία των αναδύομενων προς την επιφάνεια σεισμικών ακτινών με την κάθετο στην διαχωριστική επιφάνεια είναι ίση με την ορική γωνία. Αυτά τα αναδύομενα σεισμικά κύματα ονομάζονται *μετωπικά κύματα*.

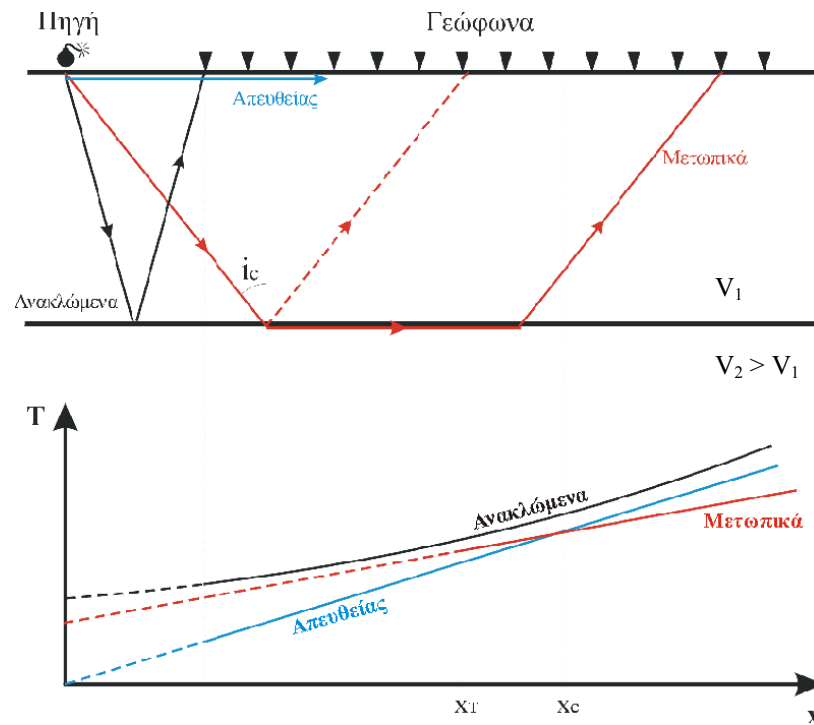
Τα σεισμικά κύματα που καταγράφονται πρώτα στις θέσεις των γεωφώνων είναι τα απευθείας και τα μετωπικά κύματα (Σχήμα 3.6). Τα απευθείας κύματα καταγράφονται πρώτα στα γεώφωνα, που βρίσκονται μέχρι ορισμένη απόσταση  $x_c$  από το σημείο της σεισμικής πηγής. Η απόσταση αυτή λέγεται *ορική απόσταση* (Σχήμα 3.7) και δίνεται από τη σχέση (Βαφείδης, 1993):

$$x_c = 2 \cdot z_1 \cdot \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \quad (3.3)$$

όπου  $z_1$  είναι το πάχος του πρώτου στρώματος.

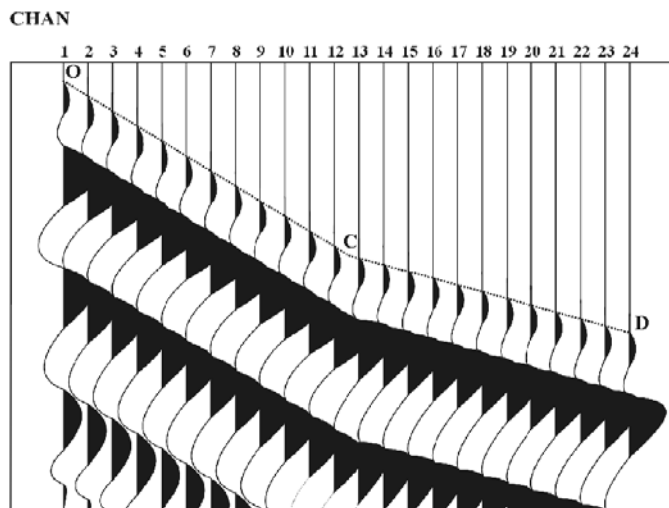
Αν  $x$  είναι η απόσταση κάποιου γεωφώνου από την πηγή, ο χρόνος διαδρομής,  $t_1$ , των απευθείας κυμάτων θα είναι :

$$t_1 = \frac{x}{V_1} \quad (3.4)$$

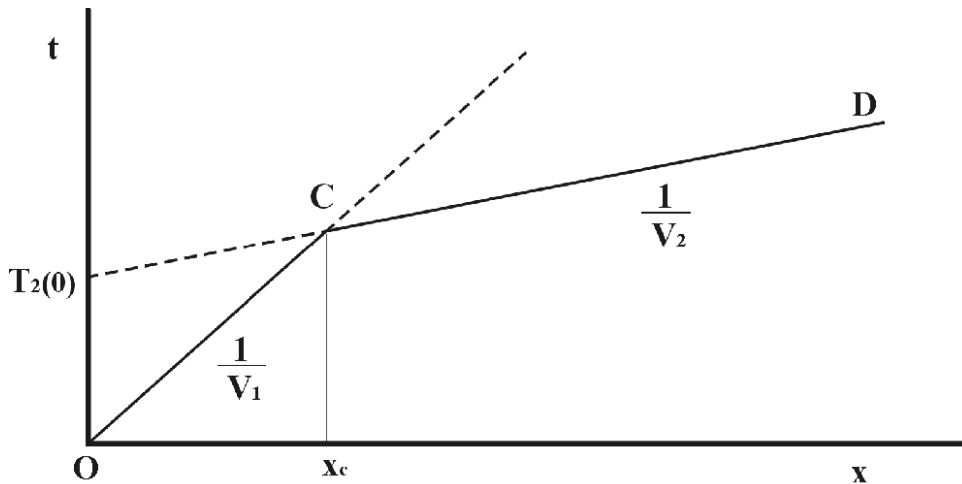


**Σχήμα 3.7.** Σεισμικές ακτίνες των απευθείας, των διαθλώμενων και των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων (πάνω) και οι αντίστοιχες καμπύλες διαδρομής των κυμάτων αυτών (κάτω). Παρατηρείται ότι οι πρώτες αφίξεις είναι τα απευθείας κύματα για  $x < x_c$  και τα μετωπικά για  $x > x_c$ .

Στην περίπτωση δύο οριζόντιων στρωμάτων (Σχήμα 3.7) οι καταγραφές που θα προκύψουν από τη σεισμική διάθλαση θα έχουν τη μορφή του Σχήματος 3.8. Παρατηρείται ότι ο χρόνος διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων είναι γραμμική συνάρτηση της απόστασης. Συνεπώς, οι καμπύλες των χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών θα είναι ευθείες γραμμές. Οι καμπύλες των χρόνων διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων παριστάνονται αντίστοιχα με την OC και την CD στο Σχήμα 3.9.



**Σχήμα 3.8.** Σχηματική παράσταση σεισμικών καταγραφών διάθλασης των οποίων οι πρώτες αφίξεις (διακεκομμένη γραμμή) αντιστοιχούν σε καταγραφές απευθείας (OC) και μετωπικών κυμάτων (CD).



Σχήμα. 3.9. Καμπύλες χρόνων διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων.

Γενικά, για τον υπολογισμό του πάχους και της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων σε κάθε στρώμα από τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, για μια δομή δύο οριζόντιων στρωμάτων ακολουθούνται τα εξής βήματα (Βαφείδης, 1993) :

- Σε διάγραμμα  $t - x$  τοποθετούνται οι μετρήσεις των χρόνων διαδρομής (πρώτες αφίξεις, Σχήμα 3.9) και των αποστάσεων πηγής – γεωφώνου.
- Επιλέγονται τα σημεία που βρίσκονται σε ευθεία η οποία ξεκινά από την αρχή των αξόνων (ευθεία OC, Σχήμα 3.9). Από την κλίση αυτής της ευθείας (απευθείας κύματα) υπολογίζεται η ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος ( $V_1 = 1 / \text{κλίση ευθείας απευθείας κυμάτων}$ ).
- Προσδιορίζεται η κλίση της ευθείας η οποία περνά από τα υπόλοιπα σημεία (μετωπικά κύματα) αλλά και η τομή της με τον άξονα των χρόνων (χρόνος συνάντησης  $T_{2(0)}$ , Σχήμα 3.9). Από την κλίση της ευθείας των μετωπικών κυμάτων, υπολογίζεται η ταχύτητα του δεύτερου στρώματος ( $V_2 = 1 / \text{κλίση ευθείας μετωπικών κυμάτων}$ ).
- Προσδιορίζεται η ορική γωνία  $i_c$  από τη σχέση (3.2) :  $\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$
- Υπολογίζεται το πάχος του επιφανειακού στρώματος  $z_1$  από τη σχέση :

$$z_1 = \frac{T_{2(0)} \cdot V_1}{2 \cos(i_c)} \quad (3.5)$$

όπου  $T_{2(0)}$  είναι ο χρόνος συνάντησης και ισούται με το άθροισμα των χρόνων καθυστέρησης του σεισμικού κύματος στους πλάγιους κλάδους της σεισμικής ακτίνας που διαδίδονται στο επιφανειακό στρώμα. Ως *χρόνος καθυστέρησης* σε πλάγιο κλάδο της σεισμικής ακτίνας, ορίζεται ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να



διατρέξει τον κλάδο αυτό, σε σχέση με το χρόνο που θα χρειαζόταν το κύμα για να διανύσει την οριζόντια προβολή του κλάδου με τη μέγιστη ταχύτητα που απόκτησε αυτό κατά τη διαδρομή του. Για πολυπλοκότερες δομές ισχύουν οι ίδιες αρχές απλά διαφοροποιείται η γεωμετρία των δομών και κατ' επέκταση διαφοροποιούνται λίγο οι σχέσεις των υπολογισμών

### 3.2.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Η επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής διάθλασης (βλ. Κεφ.6) που συλλέχθηκαν από τις περιοχές μελέτης, πραγματοποιήθηκε έτσι ώστε να προκύψουν συμπεράσματα για τα πάχη των σχηματισμών και την μέση ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Η μέθοδος που θα αναλυθεί παρακάτω είναι η τροποποιημένη μέθοδος συν-πλην, καθώς είναι αυτή που ακολουθήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης στην παρούσα διατριβή.

Για την ερμηνεία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης με τη η τροποποιημένη μέθοδος συν-πλην, χρησιμοποιείται ένας αλγόριθμος αντιστροφής (Haeni et al., 1987), ο οποίος αρχικά προσδιορίζει ένα σχετικά απλοποιημένο εδαφικό μοντέλο από τις κλίσεις των δρομοχρονικών καμπύλων και τους χρόνους καθυστέρησης (delay-time method), ενώ στη συνέχεια εφαρμόζει μια επαναληπτική διαδικασία αντιστροφής των πρώτων αφίξεων. Η επαναληπτική διαδικασία περιλαμβάνει υπολογισμό των σεισμικών ακτινών διάθλασης που προκύπτουν από θεωρητικό εδαφικό μοντέλο και διόρθωση του μοντέλου αυτού προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν οι διαφορές μεταξύ υπολογισμένων και μετρούμενων πρώτων αφίξεων.

Γενικά, η τροποποιημένη μέθοδος συν-πλην όταν εφαρμοστεί για δύο εδαφικά στρώματα περιγράφεται συνοπτικά από τα εξής βήματα (Haeni et al., 1987) :

1. Προσδιορισμός των ταχυτήτων των στρωμάτων με την εφαρμογή ελαχίστων τετραγώνων στις δρομοχρονικές καμπύλες των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων.
2. Εκτίμηση του βάθους της διεπιφάνειας με τη χρήση των χρόνων καθυστέρησης (delay time method).
3. Προσδιορισμός των διαθλώμενων σεισμικών ακτινών για κάθε πηγή και για κάθε γεώφωνο που κατέγραψε διαθλώμενα κύματα και υπολογισμός του χρόνου διαδρομής για κάθε τέτοια σεισμική ακτίνα.

4. Τροποποίηση του βάθους της διεπιφάνειας έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθούν οι διαφορές μεταξύ των υπολογισμένων χρόνων διαδρομής και των καταγεγραμμένων πρώτων αφίξεων.

Η διαδικασία του προσδιορισμού των διαθλώμενων σεισμικών ακτίνων (βήμα 3) και η τροποποίηση του βάθους της διεπιφάνειας (βήμα 4) επαναλαμβάνεται τρεις φορές προκειμένου να προκύψει ένα αξιόπιστο εδαφικό μοντέλο.

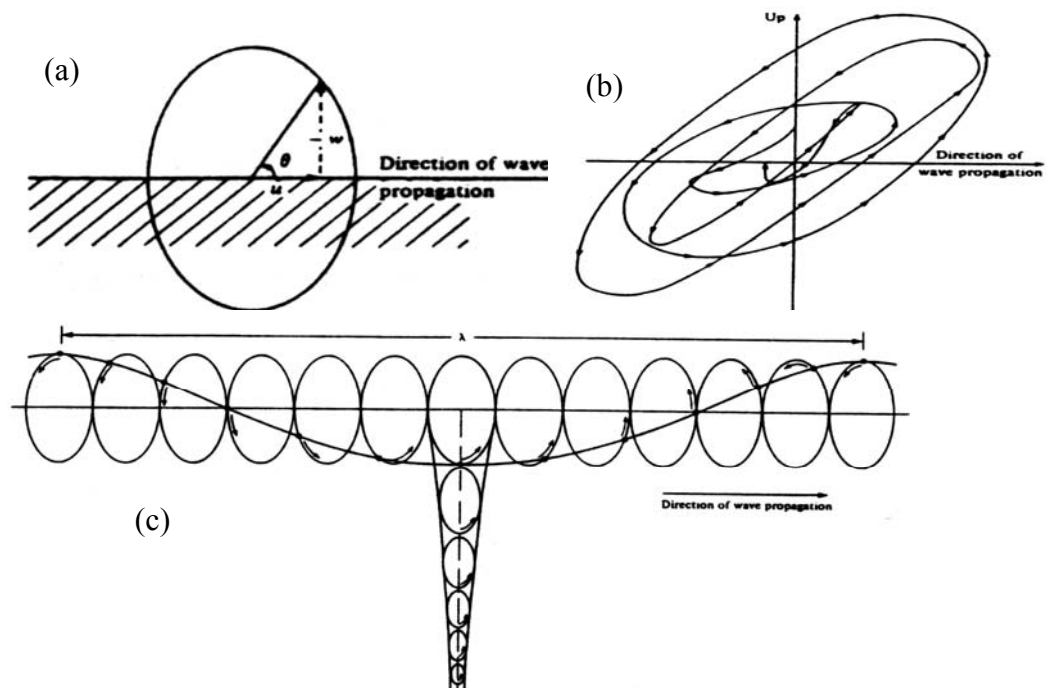
Σε περιπτώσεις όπου το εδαφικό μοντέλο αποτελείται από περισσότερα των δύο στρωμάτων, για τον προσδιορισμό της δεύτερης διεπιφάνειας, το επιφανειακό στρώμα αφαιρείται από τους υπολογισμούς θέτοντας τα γεώφωνα και τις πηγές στην διεπιφάνεια μεταξύ του επιφανειακού και του υποκείμενου του εδαφικού στρώματος. Έτσι, η προαναφερθείσα διαδικασία επαναλαμβάνεται για τον προσδιορισμό του βάθους της δεύτερης διεπιφάνειας, ενώ για την νιοστή διεπιφάνεια η διαδικασία απομάκρυνσης των εδαφικών στρωμάτων πραγματοποιείται για τα  $n-1$  επιφανειακά στρώματα.

### 3.3 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ RAYLEIGH

Στη σεισμική ανάκλαση τα επιφανειακά κύματα θεωρούνται γενικά ως θόρυβος, τα οποία «κρύβουν» τα προερχόμενα των βαθύτερων σχηματισμών ανακλώμενα κύματα. Ωστόσο, περιέχουν πληροφορίες για τους σχηματισμούς στους οποίους διαδίδονται και αναλύονται με τις ίδιες τεχνικές, που χρησιμοποιούνται στη σεισμολογία. Το φαινόμενο της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων και ειδικότερα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, έχει αποτελέσει τα τελευταία χρόνια εφαλτήριο για την εφαρμογή σύγχρονων τεχνικών της γεωτεχνικής και περιβαλλοντικής γεωφυσικής.

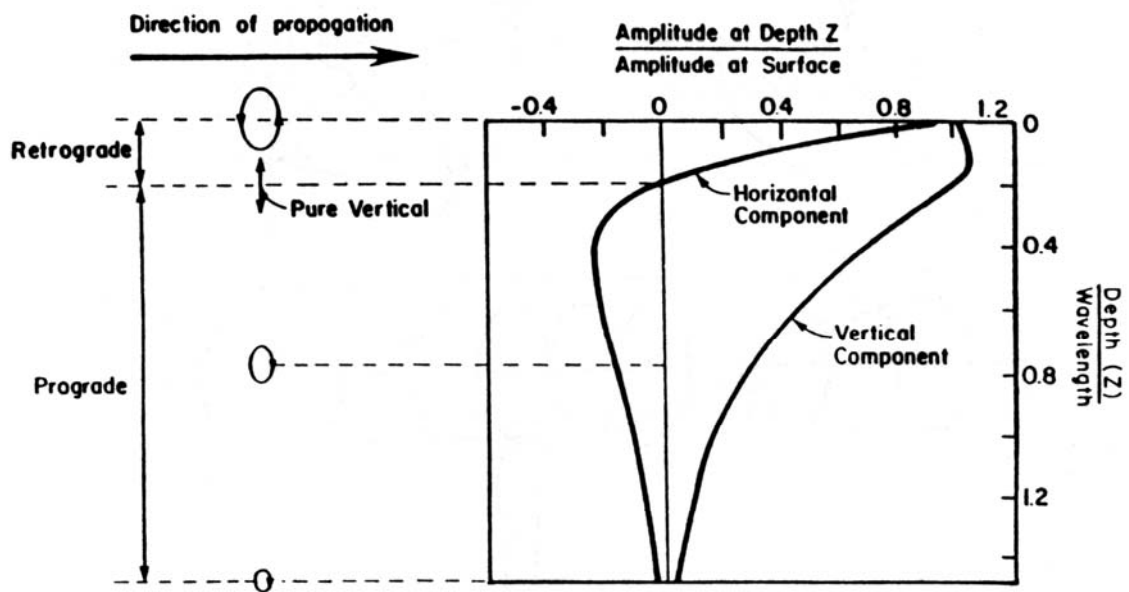
#### 3.3.1 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

Τα κύματα Rayleigh διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια, με φορά κίνησης αντίθετη με τη φορά των δεικτών του ρολογιού (Σχήμα 3.10) και προκαλούν μια σύνθετη κίνηση των σωματιδίων της ύλης, η οποία είναι συνισταμένη της οριζόντιας ή ακτινικής και της κατακόρυφης ή διατμητικής συνιστώσας και έχει τη μορφή της έλλειψης (Σχήμα 3.10a).



**Σχήμα 3.10.** Σχηματική παράσταση της διάδοσης των κυμάτων Rayleigh. (a) η προβλεπόμενη κίνηση στην επιφάνεια ενός ισότροπου ημιχώρου, (b) η πραγματική κίνηση στο έδαφος και (c) μια τομή της κίνησης των σωματιδίων από την επιφάνεια έως και κάποιο βάθος στον ημιχώρο (Sheriff and Geldart, 1995).

Με το βάθος όμως, η ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων, μεταβάλλεται προοδευτικά μέχρι να γίνει κατακόρυφη γραμμική και στη συνέχεια πάλι ελλειπτική με ορθή φορά. Το πλάτος της κίνησης αποσβένεται απότομα και γρήγορα με το βάθος. Έτσι, σε βάθος ίσο περίπου με 1,5 φορές το μήκος κύματος, η κατακόρυφη συνιστώσα του πλάτους γίνεται ίση με το 10 % του αρχικού πλάτους, που έχει στην ελεύθερη επιφάνεια (Σχήμα 3.11). Η ταχύτητα διάδοσής τους,  $V_R$ , είναι συνάρτηση των ταχυτήτων των διαμηκών και των εγκάρσιων κυμάτων.



**Σχήμα 3.11.** Το πλάτος και η κατανομή της σωματιδιακής κίνησης με το βάθος κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh (Nazarian, 1984).

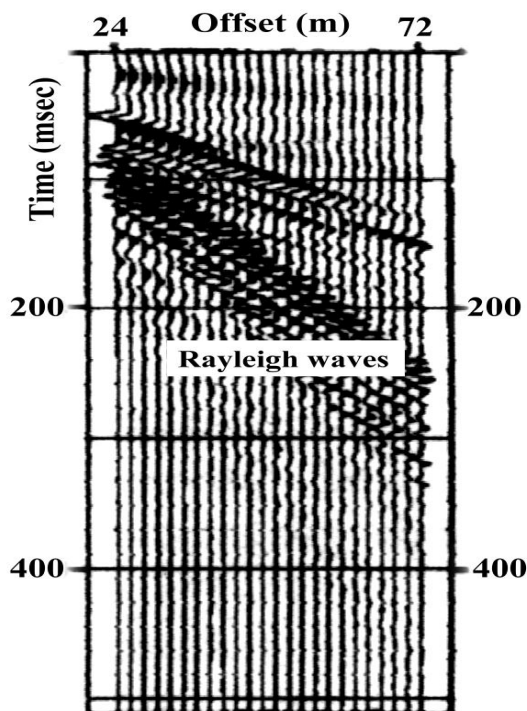
Τα κύματα Rayleigh παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον, τόσο στη σεισμολογία όσο και στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, καθώς αξιοποιούνται οι ιδιαίτερες ιδιότητες (σκέδαση, εξασθένηση, χαρακτηριστικές καμπύλες), που τα χαρακτηρίζουν και οι οποίες αναλύονται περιληπτικά παρακάτω.

### 3.3.2 ΔΙΑΣΠΟΡΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Το φαινόμενο της σκέδασης (ή διασποράς), αποτελεί χαρακτηριστική ιδιότητα των εδαφικών σχηματισμών, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως σκεδάζον μέσο (dispersive medium), καθώς αποτελούνται από στρώματα με διαφορετικές ελαστικές σταθερές και πυκνότητες. Ορισμένα σεισμικά κύματα που διαδίδονται σε σκεδάζον μέσο, υπόκεινται στο φαινόμενο της σκέδασης, σύμφωνα με το οποίο η ταχύτητα διάδοσής τους

μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Η διασπορά εμφανίζεται στις καταγραφές όταν απεικονιστούν στο πεδίο  $p - f$  ως καμπύλες διασποράς.

Δύο είδη σκέδασης υπάρχουν, μία είναι υλική σκέδαση και που οφείλεται στη σύσταση του γεωυλικού και η άλλη γεωμετρική σκέδαση που οφείλεται στις γεωμετρικές μεταβολές των ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών. Η ιδιότητα της σκέδασης χαρακτηρίζει, κατά κύριο λόγο, τα κύματα επιφάνειας, ενώ η σκέδαση των κυμάτων χώρου είναι συνέπεια της εξασθένησης (Sheriff and Geldart, 1995) και ο βαθμός σκέδασης τους δεν θεωρείται σημαντικός. Το αποτέλεσμα της σκέδασης, γίνεται «ορατό» με παρατήρηση στα σειсмоγράμματα, σε διάφορες θέσεις καταγραφής, της κυματομορφής που αλλάζει σχήμα (Σχήμα 3.12.) καθώς οι βραδύτερες αφίξεις διαχωρίζονται από τις ταχύτερες (οι οποίες αν δεν αντιστοιχούν σε κάποια χαρακτηριστική καμπύλη των επιφανειακών κυμάτων, τότε είναι οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων χώρου).



**Σχήμα 3.12.** Μορφή των κυμάτων Rayleigh σε συνθετικό σεισμό-γραμμα 4-κάναλης καταγραφής (Park et al.1998).

Το φαινόμενο της σκέδασης, εξηγείται με βάση τη διαφορετική ταχύτητα, που διαδίδονται ορισμένες φάσεις του σειсмоγράμματος. Οι ταχύτητες διάδοσης, για τα σκεδαζόμενα κύματα, διακρίνονται σε δύο είδη, την *ταχύτητα φάσης C* και την *ταχύτητα ομάδας U*.

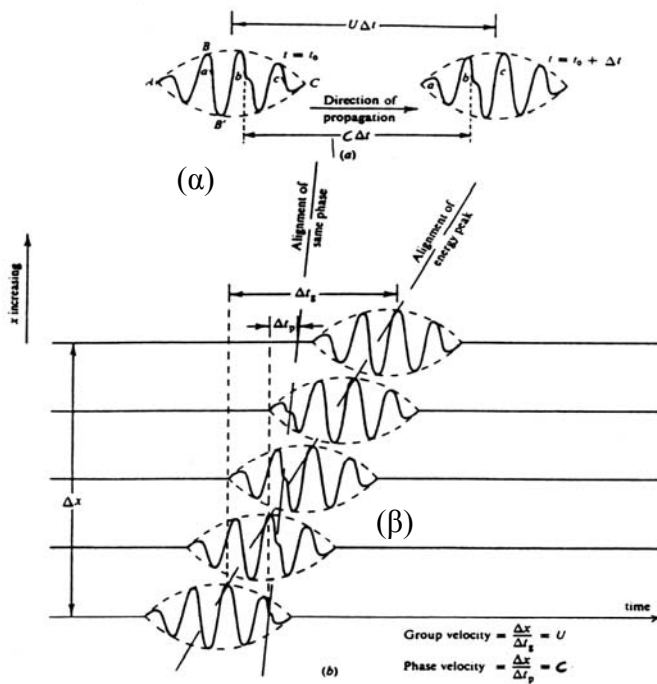
Η  $C$  (Σχήμα 3.13a) είναι φαινόμενη ταχύτητα (όπως παραδείγματος χάρη, είναι οι ταχύτητες  $V_p$  και  $V_s$ ) και δεν έχει φυσική σημασία. Αφορά μία συγκεκριμένη φάση του

σήματος και υπολογίζεται με το λόγο της απόστασης καταγραφής της κυματομορφής προς το χρόνο διαδρομής, αυτής της συγκεκριμένης σταθερής φάσης («κοιλάδα» ή «όρος») ενώ η αναλυτική της έκφραση είναι (Misiek, 1996, Aki and Richards, 1980):

$$C(\omega) \equiv \omega / k \quad (3.10)$$

όπου  $\omega$  είναι η γωνιακή συχνότητα και  $k$  ο κυματαριθμός.

Η ταχύτητα ομάδας  $U$  αντιπροσωπεύει την ταχύτητα μιας στιγμιαίας συχνότητας  $f$ , η οποία καθώς αναφέρεται σε σταθερή φάση, αλλάζει συνεχώς με τη διάδοση του κύματος από θέση σε θέση (Σχήμα 3.13b). Κάθε συχνότητα διαδίδεται με τη δική της χαρακτηριστική ταχύτητα ομάδας. Η ταχύτητα ομάδας έχει φυσική σημασία, καθώς είναι αυτή με την οποία διαδίδεται η ενέργεια του κύματος και ορίζεται με το λόγο της απόστασης καταγραφής, προς το χρόνο διαδρομής του μέγιστου πλάτους της περιβάλλουσας ενός αριθμού αρμονικών (κυματοσυρμού).



**Σχήμα 3.13.** Σύγκριση των ταχυτήτων ομάδας και φάσης. (α) Ορισμός των ταχυτήτων ομάδας και φάσης. (β) Οι αφίξεις ενός σκεδαζόμενου κύματος σε διαδοχικές θέσεις καταγραφής (Ραπτάκης, 1995, Sheriff and Geldart, 1995).

Σε περίπτωση που η ταχύτητα ομάδας παραμένει ίδια σε όλες τις συχνότητες, τότε ταυτίζεται με την ταχύτητα φάσης. Ο βαθμός σκέδασης συμπεραίνεται με τη σχέση των ταχυτήτων ομάδας και φάσης και δίνεται με τον τύπο (Misiek, 1996, Ραπτάκης, 1995):

$$U = \frac{d\omega}{dk} = C - \lambda \frac{dC}{d\lambda} = C + k \frac{dC}{dk} \quad (3.11)$$

όπου  $\omega$  είναι η γωνιακή συχνότητα,  $\lambda$  το μήκος κύματος και  $k$  ο κυματάριθμος.

Σ' αντίθεση, για ότι ισχύει με τα κύματα χώρου, μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η σκέδαση των κυμάτων επιφάνειας, όπου διαμέσου μιας διαδικασίας που περιλαμβάνει ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων με μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου και προσδιορισμό ενός θεωρητικού εδαφικού μοντέλου (inversion scheme), προσδιορίζεται η κατανομή της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων με το βάθος. Η διαδικασία αυτή αποτελεί τη θεωρητική βάση μιας πρόσφατης, στη γεωφυσική, σεισμικής μεθόδου διασκόπησης.

### 3.3.3 Η ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων περιλαμβάνει τη λήψη καταγραφών πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh και την αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς τους, για τον καθορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων, κατανεμμένων με το βάθος. Μέχρι σήμερα έχουν αναπτυχθεί δυο διαφορετικές τεχνικές για την απόκτηση και την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, οι οποίες και παρουσιάζονται παρακάτω.

#### 3.3.3.1 Μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων

Η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) αναπτύσσεται στην παρούσα εργασία για την ανάλυση των σεισμικών δεδομένων (βλ. κεφ. 6.2). Στη μέθοδο αυτή αξιοποιούνται τεχνικές καταγραφής και επεξεργασίας των αναδεδηγμένων πια πολυκάναλων κλασσικών μεθόδων (Sheriff and Geldart, 1982), και παρουσιάζουν μεγάλες ομοιότητες με τις τεχνικές της κλασσικής διασκόπησης της σεισμικής ανάκλασης. Η MASW στοχεύει σε βάθη που ενδιαφέρουν συνήθως τον γεωτεχνικό μηχανικό (πχ.  $< 30\text{m}$ ), και καθώς οι μηχανικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών (βλ. κεφ. 2) σχετίζονται με τις ταχύτητες των διατμητικών κυμάτων, οι χρήσεις της μεθόδου αυτής εξειδικεύονται στην απόδοση των ψευδοτομών των ταχυτήτων των κυμάτων S με το βάθος (Park et al., 1999, Xia et al., in press) και στον εντοπισμό μικρού βάθους υποεπιφανειακών ανωμαλιών (Park et al, 1998, Miller and Xia, 1999).

Για την διεξαγωγή των μετρήσεων με τη μέθοδο MASW, απαιτείται δημιουργία επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από μια πηγή με απόκριση σε ένα μεγάλο εύρος

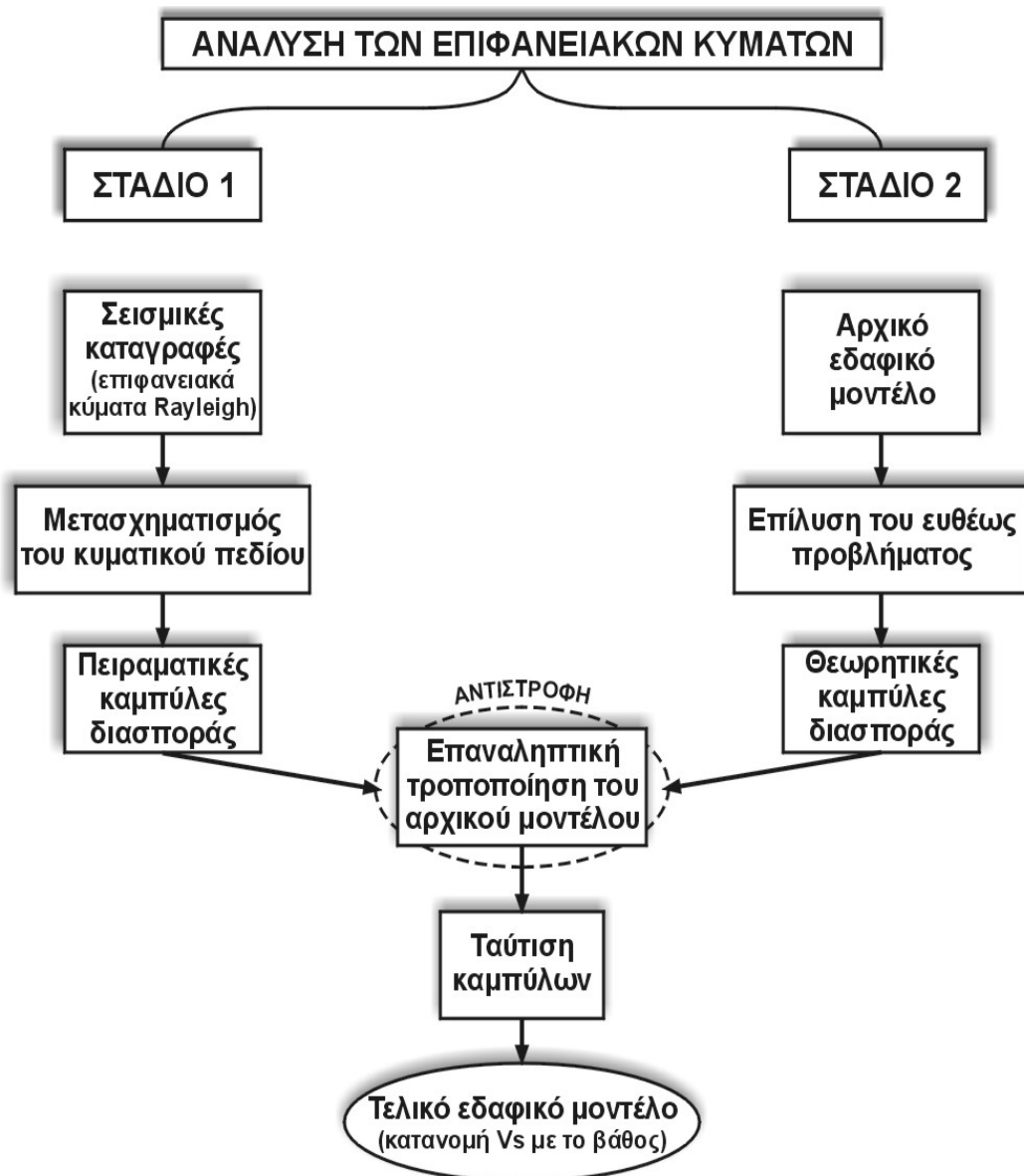
συχνοτήτων όπως ένας ειδικός μηχανικός ταλαντωτής (vibroseis) ή μια απλή κρουστική πηγή (σφυρί), εφόσον είναι κατάλληλες ως προς το πλάτος κύματος και τη συχνότητα για τον υπό μελέτη σχηματισμό. Αρκούν δώδεκα γεώφωνα, συνήθως, χαμηλής συχνοτικής απόκρισης ( $< 10\text{Hz}$ ) για μια καλή καταγραφή.

Μια από τις κυριότερες διαδικασίες για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων με τη MASW, είναι ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς από τις καταγραφές. Η αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς αποτελεί την δεύτερη σημαντικότερη φάση της επεξεργασίας.

Η διαδικασία της αντιστροφής επιλύει το πρόβλημα του προσδιορισμού των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου από τις καμπύλες διασποράς. Στο ευθύ πρόβλημα, οι εδαφικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των θεωρητικών καμπύλων διασποράς, ενώ στη διαδικασία της αντιστροφής, τα σεισμικά δεδομένα (πειραματικές καμπύλες διασποράς) χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου.

Έτσι, η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να χωριστεί σε δύο διακριτά στάδια (Σχ. 3.17). Κατά το πρώτο στάδιο μέσω μιας διαδικασίας μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου δύο βημάτων προκύπτουν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Κατά το δεύτερο στάδιο της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, επιλέγεται ένα αρχικό εδαφικό μοντέλο και μέσω της επίλυσης του ευθέως προβλήματος, χρησιμοποιώντας την τεχνική Thomson-Haskel (Haskel, 1953, Schwab and Knopoff, 1972), προσδιορίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς για οριζόντια στρωματομένο μέσο. Τροποποιώντας επαναληπτικά το αρχικό εδαφικό μοντέλο επιτυγχάνεται η ταύτιση των πειραματικών και θεωρητικών καμπύλων διασποράς (διαδικασία που ονομάζεται αντιστροφή). Έτσι, εφόσον πραγματοποιηθεί ταύτιση των καμπύλων, προσδιορίζεται το τελικό εδαφικό μοντέλο (κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος), το οποίο θεωρείται ότι ταυτίζεται με το πραγματικό εδαφικό μοντέλο. Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται αναλυτικά όλα τα βήματα που ακολουθούνται κατά την διαδικασία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με τη μέθοδο MASW.





**Σχήμα 3.17.** Διάγραμμα ροής που περιγράφει την μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Κρητικάκης, 2003).

### ➤ Στάδιο 1<sup>ο</sup>

- *Απόκτηση σεισμικών καταγραφών*

Στα πειράματα σεισμικών διασκοπήσεων, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα μετά τα κύματα χώρου και αναγνωρίζονται από το μεγάλο πλάτος και τη σχετικά χαμηλή συχνότητά τους. Η απόκτηση των σεισμικών καταγραφών, στις οποίες θα πρέπει να δεσπόζουν τα επιφανειακά κύματα, απαιτεί ορισμένες ρυθμίσεις, όπως είναι η επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού (γεώφωνα κατάλληλης

ιδιοσυχνότητας και σεισμική πηγή με ευρύ φασματικό περιεχόμενο), η ρύθμιση της απόστασης πηγής – γεωφώνου και της ισαπόστασης των γεωφώνων, η ρύθμιση του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής. Η διάταξη πηγής - γεωφώνων συνήθως είναι ίδια με εκείνη που εφαρμόζεται στις εργασίες της σεισμικής ανάκλασης με τη μέθοδο roll along. Εκτενέστερες αναφορές σχετικά με τις βέλτιστες παραμέτρους απόκτησης των σεισμικών καταγραφών έχουν παρουσιαστεί από τους Park et al (1999).

- *Μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου*

Τα επιφανειακά κύματα που καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής είναι δυνατό να αναλυθούν στις χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς τους που προκύπτουν μετά την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου (McMechan and Yedlin, 1981). Κατά το μετασχηματισμό αυτό, αρχικά εφαρμόζεται γραμμική χρονική απόκλιση (Linear MoveOut – LMO) στα σεισμικά δεδομένα:

$$u(x, t) \xrightarrow{\text{LMO}} U(x, \tau) = U(x, t - px) \quad (3.13)$$

όπου  $u(x, t)$  είναι η κυματική ενέργεια στο πεδίο απόστασης – χρόνου,  $\tau$  είναι ο χρόνος καθυστέρησης:

$$\tau = t - px \quad (3.14)$$

$p$  είναι η βραδύτητα φάσης (phase slowness) που αντιστοιχεί στην παράμετρο της σεισμικής ακτίνας (εξ. 3.15), ενώ για οριζόντια διαδιδόμενα σεισμικά κύματα αποτελεί το αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας (Yilmaz, 1987).

$$p = \left. \frac{\sin(i)}{V} \right|_{i=90^\circ} \Rightarrow p = \frac{1}{V_{\text{hor}}} \quad (3.15)$$

Επίσης, η βραδύτητα φάσης σχετίζεται με την ταχύτητας φάσης ( $C$ ) σύμφωνα με τη σχέση:

$$p = \frac{1}{C} \quad (3.16)$$

στην οποία σαν ταχύτητα φάσης μπορεί να θεωρηθεί η ταχύτητα διάδοσης κάθε αρμονικού σεισμικού κύματος.

Χρησιμοποιώντας ιδιότητες του μετασχηματισμού Fourier, η γραμμική χρονική απόκλιση είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί στο χώρο των συχνοτήτων σύμφωνα με την σχέση:

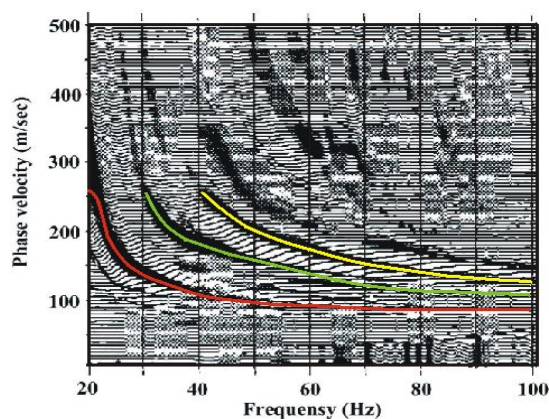
$$U(x, \tau) = U(x, t - px) \Leftrightarrow \tilde{U}(x, f) \cdot e^{-i2\pi fpx} \quad (3.17)$$

στην οποία το σύμβολο  $\Leftrightarrow$  υποδηλώνει ζεύγος Fourier.

Ακολουθώντας, τα δεδομένα αθροίζονται ως προς την απόσταση πηγής – γεωφώνου (offset) στον χώρο των συχνοτήτων:

$$\tilde{S}(p, f) = \sum_x \tilde{U}(x, f) \cdot e^{-i2\pi fpx} \quad (3.18)$$

Έτσι, η σεισμικές καταγραφές μετασχηματίζονται γραμμικά από το χώρο  $(x - t)$  στο πεδίο  $(p - f)$  (βραδύτητα – συχνότητα). Οι καμπύλες διασποράς οριοθετούνται στο πεδίο  $p - f$  από τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα (χρωματισμένες γραμμές στο Σχ. 3.14) της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο αυτό και ουσιαστικά απεικονίζουν την μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας.



**Σχήμα 3.14.** Χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς (Park et al., 1998).

- Θεμελιώδης
- 1<sup>ης</sup> τάξης
- 2<sup>ης</sup> τάξης

Όλες οι τάξεις των χαρακτηριστικών καμπυλών διασποράς αντιστοιχούν σε διαφορετικές ταχύτητες φάσης για διαφορετικό εύρος συχνοτήτων. Η εμφάνιση ή όχι των καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης, εξαρτάται από την στρωματογραφία, το δρόμο διάδοσης των R και L κυμάτων, από την πηγή και τα γεώφωνα.

Η πρώτη χαρακτηριστική καμπύλη διασποράς, ή θεμελιώδης, αναγνωρίζεται κυρίως από δύο χαρακτηριστικά, όταν η στρωματογραφία είναι σχετικά απλή. Το ένα είναι ότι συνήθως το σύνολο τιμών των ταχυτήτων (που ανήκουν σε αυτήν την χαρακτηριστική καμπύλη σκέδασης) έχει τις μικρότερες τιμές σε σχέση με τις υπόλοιπες χαρακτηριστικές καμπύλες και το δεύτερο ότι εκτείνεται σε *μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων* από ότι οι καμπύλες ανώτερης τάξης. Οι τελευταίες, αναγνωρίζονται από τη διαδοχική αύξηση της τάξης τιμών των ταχυτήτων και τη μείωση του εύρους των συχνοτήτων (σε μικρής τάξης συχνοτήτες) (Σχήμα 3.14).

Ικανοποιητική ευκρίνεια μεταξύ των διαφορετικών χαρακτηριστικών καμπυλών είναι δυνατό να επιτευχθεί κυρίως σε απλή δομή (μικρός αριθμός στρώσεων). Σε περιπτώσεις πολλών στρώσεων και αυξομειώσης των σεισμικών ταχυτήτων τους με το βάθος, οι καμπύλες ανώτερης τάξης, περιπλέκονται στις μικρές περιόδους και η διάκρισή τους γίνεται ασαφής. Ειδικότερα, στην περίπτωση που τα στρώματα παρουσιάζουν μείωση της ταχύτητας με το βάθος, εμφανίζονται χαρακτηριστικές καμπύλες ανώτερης τάξης που παίζουν σημαντικό ρόλο σε κάποιο εύρος συχνοτήτων. Οι καμπύλες αυτές πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην ανάλυση της μεθόδου για την αξιόπιστη κατανομή της Vs με το βάθος.

Συμπερασματικά, ενδέχεται λοιπόν σε ένα σχετικά μικρό εύρος συχνοτήτων να εμφανίζονται δύο ή / και τρεις χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς, ανάλογα με το ποσό της σεισμικής ενέργειας που καταλαμβάνουν οι καμπύλες ανώτερης τάξης.

Η ανάλυση των καμπυλών σκέδασης συνήθως επικεντρώνεται στη θεμελιώδη χαρακτηριστική καμπύλη, αφού οι υπόλοιπες μπορούν να αποδοθούν σε θόρυβο εφόσον είναι ενεργειακά ασθενείς. Το βασικό πλεονέκτημα που προσφέρει η ανάλυση της θεμελιώδους χαρακτηριστικής καμπύλης είναι ότι εμπεριέχει πληροφορίες από ένα σχετικά μεγάλο εύρος μηκών κύματος (περιόδους), αναγκαίο για τη συλλογή πληροφοριών από τα επιφανειακά στρώματα μέχρι και τα πλέον βαθύτερα, με αποτέλεσμα τον ακριβέστερο προσδιορισμό του εδαφικού προτύπου. Μεγαλύτερα μήκη κύματος διεισδύουν βαθύτερα στους εδαφικούς σχηματισμούς και περιέχουν πληροφορίες από βαθύτερα στρώματα. Αντίθετα, μικρότερα μήκη κύματος περιέχουν πληροφορίες από επιφανειακούς σχηματισμούς. Επομένως, όσο μεγαλύτερο είναι το εύρος των παραγόμενων μηκών κύματος, τόσο επηρεάζεται θετικά η ανάλυση για τα εδαφικά στρώματα και άρα συλλέγονται περισσότερες πληροφορίες για τους γεωλογικούς σχηματισμούς.

➤ **Στάδιο 2<sup>ο</sup>**

- Προσδιορισμός του αρχικού εδαφικού μοντέλου

Οι μέθοδοι αντιστροφής κατά τις οποίες οι μη γραμμικές αναλυτικές σχέσεις προσομοιάζονται από γραμμικά συστήματα με την χρήση του αναπτύγματος Taylor έχουν το μειονέκτημα ότι για την επιτυχή σύγκλισή τους απαιτείται το αρχικό μοντέλο να βρίσκεται «σχετικά» κοντά στη «γειτονιά» της λύσης. Επομένως, για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι πολύ σημαντικός ο προσδιορισμός ενός αρχικού εδαφικού μοντέλου το οποίο να παρέχει θεωρητικές καμπύλες διασποράς που να μην απέχουν πολύ από αυτές που έχουν προσδιοριστεί πειραματικά. Έτσι, για τον προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

- Από τις καμπύλες διασποράς (τιμές της ταχύτητας φάσης συναρτήσει της συχνότητας) είναι δυνατό να προσδιοριστούν τα μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που έχουν καταγραφεί σύμφωνα με την θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$c_R = \lambda_R \cdot f_R \quad (3.20)$$

όπου  $c_R$  είναι η ταχύτητα φάσης,  $f_R$  η συχνότητα διάδοσης και  $\lambda_R$  το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

- Το πλάτος ταλάντωσης των σωματιδίων κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε βάθος ίσο με το μήκος κύματός τους ισούται περίπου με το 15 % του πλάτους ταλάντωσης στην επιφάνεια (Nazarian, 1984). Άρα, τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διεισδύουν πρακτικά σε μέγιστο βάθος περίπου ίσο με το μήκος κύματός τους και επομένως οι πληροφορίες που εμπεριέχουν για τους εδαφικούς σχηματισμούς συνοψίζονται μέχρι το βάθος αυτό.

Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συνδέεται με την ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων ( $V_S$ ) με τη σχέση:

$$c_R(f_i) = a \cdot V_S(f_i) \quad (3.21)$$

όπου  $a$  αριθμητικός συντελεστής που λαμβάνει τιμές από 0.874 έως 0.955 για αντίστοιχες τιμές του λόγου Poisson από 0.0 έως 0.5 (Xia et al, 1999, Stokoe et al, 1994).

Εν κατακλείδι, αντιστοιχώντας το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που προσδιορίζονται από την εξ. 3.20 σε κάποιο βάθος, λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι το κύμα αυτό δεν έχει διεισδύσει σε μεγαλύτερο βάθος ( $d$ ) από αυτό που ισούται με το μήκος κύματος του (συνήθως το  $d=\lambda/2$  είναι μια καλή προσέγγιση) και εκτιμώντας την ταχύτητα  $V_s$  από την εξ. 3.21, προσδιορίζεται μια ικανοποιητική αρχική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Ακολούθως, θεωρώντας ένα σταθερό λόγο του Poisson ( $\nu$ ) για κάθε εδαφικό στρώμα είναι δυνατό να εκτιμηθεί η ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων ( $V_p$ ) και τέλος, με την χρήση εμπειρικών σχέσεων εκτιμάται και η πυκνότητα κάθε εδαφικό στρώμα.

- *Επίλυση του ευθέως προβλήματος*

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh,  $c_{Ri}$ , προσδιορίζεται από την συνάρτηση διασποράς  $F$  στην μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή (Schwab and Knopoff, 1972):

$$F(f_i, c_{Ri}, V_s, V_p, \rho, d) = 0 \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (3.22)$$

όπου  $f_i$  είναι η συχνότητα σε Hz,  $c_{Ri}$  είναι η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα  $f_i$ ,  $\mathbf{V}_s = (V_{s1}, V_{s2}, \dots, V_{sm})^T$  είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των S – κυμάτων, με  $V_{sj}$  την ταχύτητα των S – κυμάτων του  $j$  στρώματος ( $j = 1, 2, \dots, m$ ),  $m$  είναι ο αριθμός των στρωμάτων,  $\mathbf{V}_p = (V_{p1}, V_{p2}, \dots, V_{pm})^T$  είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των P – κυμάτων, με  $V_{pj}$  την ταχύτητα των P – κυμάτων του  $j$  στρώματος,  $\mathbf{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)^T$  είναι το διάνυσμα των πυκνοτήτων, με  $\rho_j$  την πυκνότητα του  $j$  στρώματος και  $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_{m-1})^T$  είναι το διάνυσμα των παχών, με  $d_j$  το πάχος του  $j$  στρώματος. Οι ρίζες της αναλυτικής σχέσης της συνάρτησης διασποράς για συγκεκριμένες παραμέτρους του μοντέλου ( $\mathbf{V}_s$ ,  $\mathbf{V}_p$ ,  $\mathbf{\rho}$ , και  $\mathbf{d}$ ) και για συχνότητα ( $f_i$ ), αντιστοιχούν στις ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στη συγκεκριμένη συχνότητα. Σε αυτή την εργασία, εξετάζεται μόνο η θεμελιώδης χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental mode) η οποία, σε μικρές συχνότητες, αποτελείται από τις μικρότερες θετικές ρίζες της συνάρτησης διασποράς για διάφορες συχνότητες  $f_i = 1, 2, \dots, n$ . Για να προσδιοριστούν οι ταχύτητες φάσης στις διάφορες συχνότητες  $f_i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) και με δεδομένες τιμές των  $V_s$  χρησιμοποιείται η μέθοδος

της διχοτόμησης (bisection), η οποία προσδιορίζει τις ρίζες της συνάρτησης διασποράς (εξ. 3.22) (Press et al., 1992).

### ➤ Αντιστροφή των καμπύλων διασποράς

Εφόσον ο αντικειμενικός στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς (εξ. 3.22), η ταχύτητα φάσης,  $c_{Ri}$ , για μια δεδομένη συχνότητα  $i$  είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση (Κρητικάκης, 2000) :

$$f_i(V_{s_1}, V_{s_2}, \dots, V_{s_m}) = c_{Ri}(V_{s_1}, V_{s_2}, \dots, V_{s_m}, \{V_{p_{1,2,\dots,m}}, \rho_{1,2,\dots,m}, d_{1,2,\dots,m}\}) \quad (3.23)$$

Η συνάρτηση αυτή (εξ. 3.23) είναι δυνατό να προσεγγιστεί χωρίς σημαντικό σφάλμα από τον πρώτο όρο της σειράς Taylor με ανάλυση ως προς  $V_s$ . Λόγω του ότι η μέγιστη μεταβολή της  $c_{Ri}$  επιφέρεται από τη μεταβολή των ταχυτήτων  $V_{s_j}$  ( $j = 1, 2, \dots, m$ ) οι ποσότητες:

$$\{V_{p_{1,2,\dots,m}}, \rho_{1,2,\dots,m}, d_{1,2,\dots,m}\} \quad (3.24)$$

θεωρούνται σταθερές.

Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$c_{Ri} - c_{Ri}^0 = \sum_{j=1}^m \left. \frac{\partial c_{Ri}}{\partial V_{s_j}} \right|_{\substack{V_{s1}=V_{s1}^0 \\ V_{s2}=V_{s2}^0 \\ \dots \\ V_{sm}=V_{sm}^0}} \cdot (V_{s_j} - V_{s_j}^0) \quad (3.25)$$

όπου το  $i = 1, 2, \dots, n$  συμβολίζει τη συχνότητα, ενώ η ταχύτητα φάσης αποτελεί τη ρίζα της συνάρτησης διασποράς.

Θεωρώντας τις παραμέτρους και τα ζητούμενα ως διανύσματα προκύπτει η ακόλουθη σχέση:

$$\Delta \vec{c}_R = J_{ij} \cdot \Delta \vec{V}_s \quad (3.26)$$

όπου το διάνυσμα:

$$\Delta \vec{c}_R = \vec{c}_R - \vec{c}_R^0 \quad (3.27)$$

εκφράζει τη διαφορά ανάμεσα στις τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα και τις τιμές της ταχύτητας φάσης από ένα αρχικό θεωρητικό εδαφικό πρότυπο, το διάνυσμα:

$$\Delta \vec{V}_S = \vec{V}_S - \vec{V}_S^0 \quad (3.28)$$

εκφράζει τη διόρθωση που θα πρέπει να πραγματοποιηθεί στις τιμές των ταχυτήτων των  $S -$  κυμάτων στα  $m$  εδαφικά στρώματα έτσι ώστε οι τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα να ταυτιστούν με τις τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από το θεωρητικό εδαφικό πρότυπο. Τέλος, το  $J_{ij}$  είναι η Ιακωβιανή της συνάρτησης διασποράς, η οποία προσδιορίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$J_{ij} = - \frac{\frac{\partial F}{\partial V_{S_j}}}{\frac{\partial F}{\partial c_{Ri}}} = - \frac{\partial c_{Ri}}{\partial V_{S_j}} \quad (3.29)$$

όπου το  $j = 1, 2, \dots, m$ , συμβολίζει το πλήθος των εδαφικών στρωμάτων (συμπεριλαμβανομένου και του ημιχώρου), ενώ το  $i = 1, 2, \dots, n$ , συμβολίζει το πλήθος των συχνοτήτων.

Για τον προσδιορισμό των μερικών παραγώγων της Ιακωβιανής (εξ. 3.29) κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, χρησιμοποιείται η μέθοδος της πολυωνυμικής προέκτασης (polynomial extrapolation) του Ridder (Press et al., 1992). Επομένως, η καμπύλη διασποράς αποτελείται από  $n$  δεδομένα σημεία και άρα είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί ένα πλήθος από  $n$  εξισώσεις της μορφής:

$$\Delta c_i = c_{Ri(ops)} - c_{Ri(calc)} = \sum_{j=1}^m \frac{\partial c_{i(calc)}}{\partial V_{S_j}} \Delta V_{S_j} \quad (3.30)$$

Εφόσον έχει προσδιοριστεί το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων, ορίζεται μια αντικειμενική συνάρτηση, έτσι ώστε η λύση αυτού του συστήματος να προκύπτει μέσω της ελαχιστοποίησης της αντικειμενικής συνάρτησης:

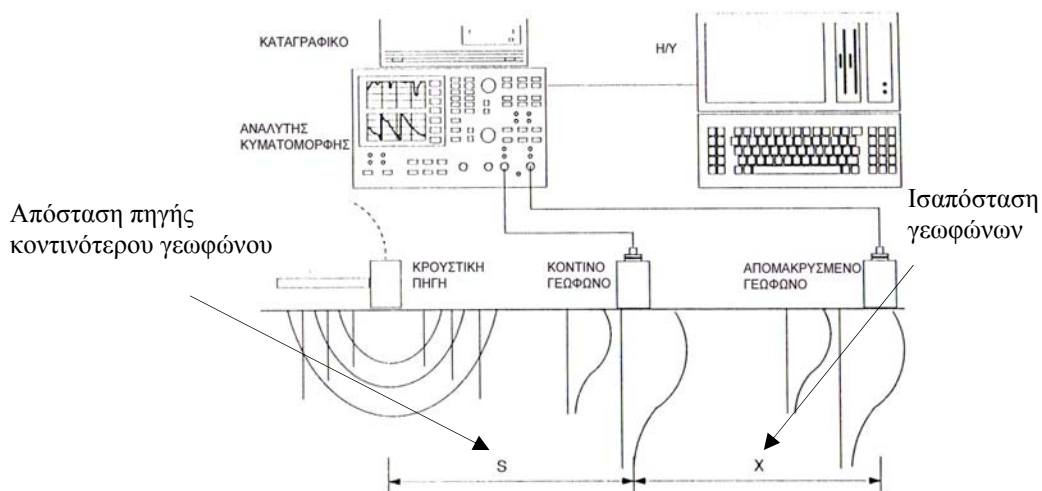
$$\vec{\varepsilon} = J \cdot \vec{V}_S - \Delta \vec{c} \quad (3.31)$$

χρησιμοποιώντας την μέθοδο Levenberg – Marquardt (L-M) (Marquardt, 1963) και την τεχνική Singular Value Decomposition (SVD) (Press et al., 1992).



### 3.3.3.2 Μέθοδος της φασματικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (SASW)

Στα τέλη της δεκαετίας του 1980, αναπτύχθηκε μια μέθοδος για τον υπολογισμό των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων για σχηματισμούς μικρού βάθους, με την ονομασία «φασματική ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων» ή SASW (Spectral Analysis Of Surface Waves, Nazarian et al. 1983). Η μέθοδος προηγείται χρονικά της MASW και αξιοποιεί την φασματική ανάλυση των κυμάτων Rayleigh που παράγονται από μια κρουστική πηγή και καταγράφονται από ένα ζεύγος δεκτών (γεωφώνων). Έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως σε διάφορα προβλήματα της γεωτεχνικής μηχανικής.

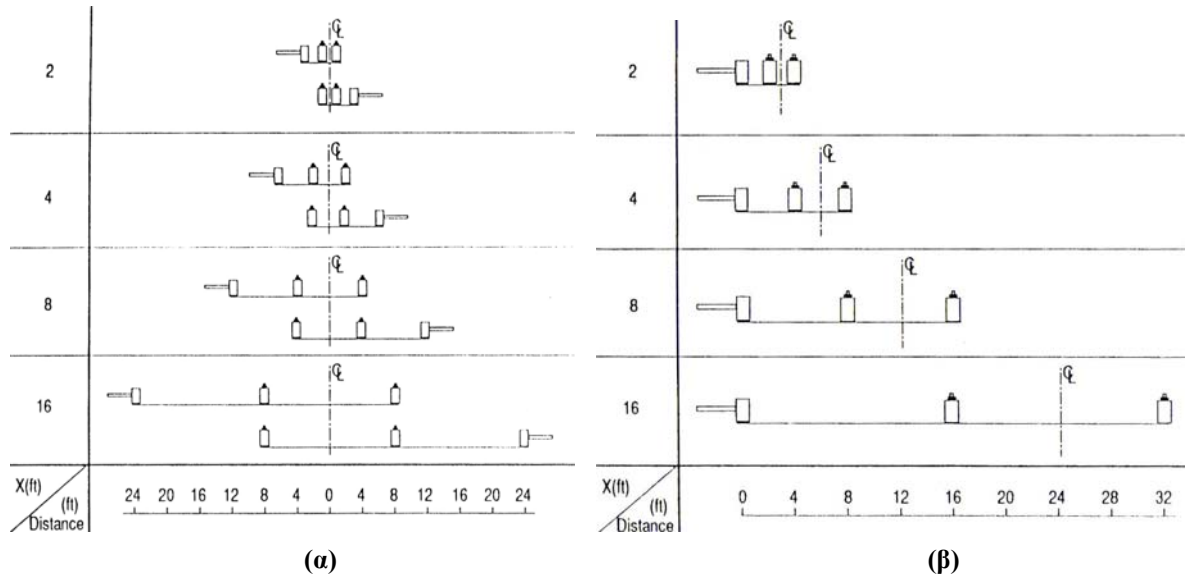


Σχήμα 3.15. Σχηματική αναπαράσταση της μεθόδου SASW (Gucunski and Woods, 1991b).

Κατά την διαδικασία της μεθόδου, το ζεύγος των γεωφώνων που χρησιμοποιείται, ρυθμίζεται συνεχώς (σύμφωνα με υπολογισμούς του μήκους κύματος κατά την διάρκεια της διασκόπισης) έως ότου η λήψεις του σήματος γίνουν στις περιοχές των επιθυμητών συχνοτήτων. Στη συνέχεια τα αποκτηθέντα δεδομένα αναλύονται βάσει του συχνοτικού του περιεχομένου με στόχο να σχηματιστεί μια καμπύλη διασποράς, υπολογίζοντας την διαφορά φάσης για κάθε τιμή της απόστασης μεταξύ των γεωφώνων. Η δοκιμή επαναλαμβάνεται και κατά την αντίθετη κατεύθυνση ώστε να αποφευχθούν επιδράσεις από τυχόντα βυθιζόμενα στρώματα στο υπέδαφος και εσωτερικές αλλαγές της φάσης του σήματος εξαιτίας των δεκτών και των οργάνων ανάλυσης (Nazarian et al. 1983, Gucunski and Woods, 1991).

Βασικές διατάξεις της μεθόδου αποτελούν οι κοινού ενδιάμεσου σημείου δεκτών (CRMP, Σχ.3.16α) και η διάταξη κοινής πηγής (CS, Σχ.3.16β). Σημαντική θέση στην

προκειμένη μέθοδο κατέχει το κριτήριο για τον υπολογισμό του κατάλληλου διαστήματος μεταξύ των γεωφώνων συναρτήσει του μήκους κύματος της επιθυμητής φάσης.



**Σχήμα 3.16.** Διατάξεις α) CRMP, β) CS, της φασματικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Hiltunen and Woods, 1990).

Σύμφωνα με τους Heisey et al. (1982), από πειραματικά στοιχεία η σχέση μεταξύ του αποδεκτού εύρους των μηκών κύματος  $\lambda_{ph}$ , της απόστασης πηγής – κοντινότερου δέκτη  $X$  και τις ισαπόστασης των δεκτών  $S$ , είναι :

$$\frac{\lambda_{ph}}{3} < X < 2 \lambda_{ph} \quad (3.19)$$

όπου  $S=X$ . Παράλληλα οι Roesset et al (1989) προτείνουν μια διάταξη με  $S/X = 1$  έως 2 και  $S/\lambda_{ph} = 0.5$  ως 2 ενώ  $X/\lambda_{ph} > 2$  προτείνεται από τους Lysmer, 1965, Sanchez-Salinerio et al., 1987, Gucunski, 1991, Sheu et al., 1988.

Στο το τελικό στάδιο της μεθόδου και στην επεξεργασία των μετρήσεων πλέον, τα δεδομένα που αποκτήθηκαν υπεισέρχονται σε μια διαδικασία *αντιστροφής* η οποία βασίζεται στην εκτίμηση των θεωρητικών καμπυλών διασποράς για μια υποτιθέμενη διαμόρφωση του υπεδάφους και στην ύστερη σύγκρισή της με την πειραματική (Nazarian, 1984). Με το πέρας της διαδικασίας και την στιγμή που οι δυο καμπύλες θα ταυτιστούν, όσο το δυνατόν καλύτερα, το προφίλ των ταχυτήτων των εγκαρσίων

κυμάτων του εδαφικού σχηματισμού που αποδίδεται, αποτελεί την λύση του προβλήματος.

Αναφορικά, η μέθοδος MASW συνήθως προτιμάται έναντι της SASW καθώς η τελευταία αδυνατεί να διαχωρίσει σωστά και αξιόπιστα τον «θόρυβο» από το χρήσιμο σεισμικό σήμα, εφόσον ο αριθμός των γεωφώνων που χρησιμοποιείται είναι μικρός και δεν το επιτρέπει. Κάθε τύπος θορύβου τυπικά έχει διακεκριμένη ταχύτητα και ιδιότητες «εξασθένησης» ώστε να μπορούν να αναγνωριστούν μέσα από μια πολυκάναλη καταγραφή, όπως της μεθόδου MASW.

### 3.4 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΕΝΤΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ

Οι διαγραφίες αποτελούν έναν βασικό και ολοένα αναπτυσσόμενο τομέα της γεωφυσικής. Εφαρμόζονται σε διατρήματα γεωτρήσεων αποκλειστικά ή σε συνδυασμό με διατάξεις που τοποθετούνται στην επιφάνεια και δίνουν ιδιαίτερα αξιόπιστα αποτελέσματα. Αξιοσημείωτη είναι η πιστότητα των αποτελεσμάτων στον προσδιορισμό των ταχυτήτων των κυμάτων χώρου (P, S), ώστε να μπορούν να δώσουν αντίστοιχα αξιόλογα αποτελέσματα στον προσδιορισμό των μηχανικών παραμέτρων των εδαφών (βλ Κεφ.2). Έτσι, παρατίθενται στα παρακάτω κεφάλαια διάφορες σεισμικές μέθοδοι, οι οποίες υπολογίζουν με επιτυχία τις ταχύτητες των κυμάτων P και S των εδαφών.

#### 3.4.1 Η ΤΕΧΝΙΚΗ CROSS HOLE

Η τεχνική cross-hole είναι μια από τις καλύτερες μεθόδους για τον καθορισμό της διακύμανσης της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων ως προς το βάθος. Σε αυτήν την τεχνική, μια πηγή σεισμικής ενέργειας (κυμάτων χώρου αλλά κυρίως S κυμάτων) παράγει κύματα σε (ή στο κατώτατο) σημείο μιας γεώτρησης και μετράται ο χρόνος που απαιτείται για αυτά τα κύματα να ταξιδέψουν προς μια άλλη γεώτρηση μέσω του εδαφικού σχηματισμού. Από την απόσταση των γεωτρήσεων και τους χρόνους διαδρομής υπολογίζεται η ταχύτητα του σεισμικού κύματος.

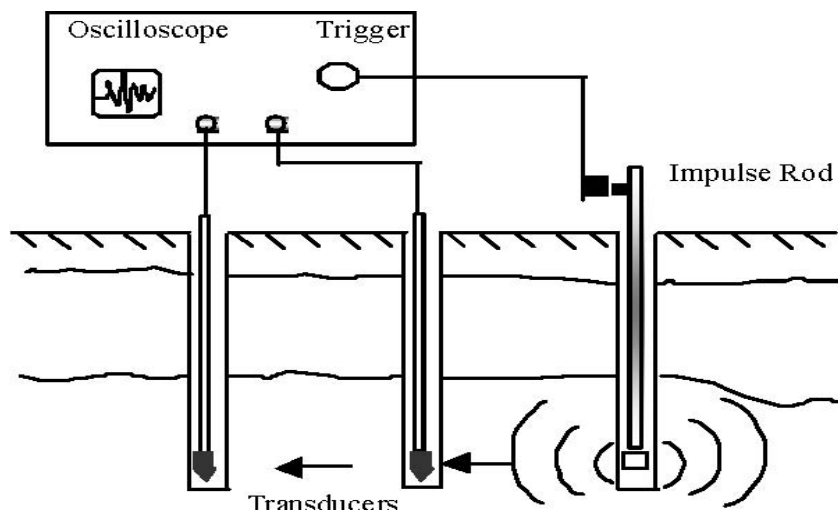
Συγκεκριμένα, για την διάταξη των μετρήσεων απαιτούνται τουλάχιστον δύο γεωτρήσεις, μια για την παραγωγή του κρουστικού παλμού και μια ή περισσότερες για τους δέκτες όπως φαίνεται στο σχήμα 3.17. Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων χρησιμοποιείται στη συνέχεια για να υπολογιστεί το ελαστικό μέτρο διάτμησης από την εξίσωση :

$$G = Vs^2 \cdot \rho \quad (3.20)$$

Για την επιτυχία μιας δοκιμής cross-hole υπάρχουν διάφορες απαιτήσεις:

(α). Αν και το ελάχιστο των δύο γεωτρήσεων είναι επαρκές για να εκτελεστεί η δοκιμή, τρεις ή περισσότερες γεωτρήσεις βελτιώνουν την αποτελεσματικότητα της μεθόδου, (β) η σεισμική πηγή ενέργειας πρέπει να είναι πλούσια σε διατμητική

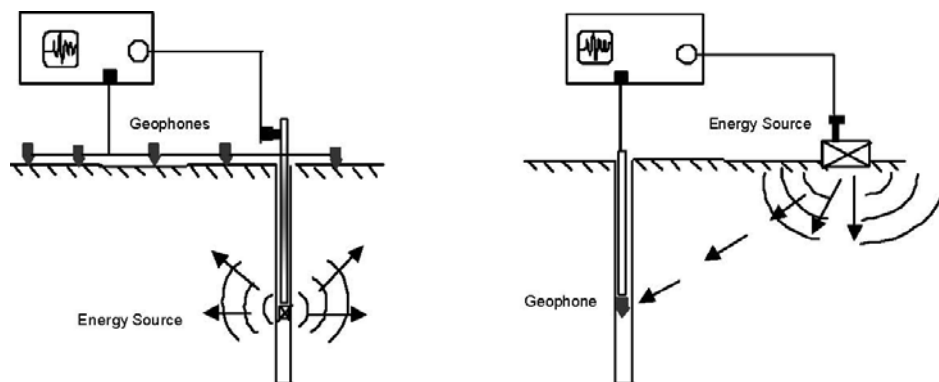
ενέργεια (S κύματα) και φτωχή σε ενέργεια συμπίεσης (P κύματα) έτσι ώστε η άφιξη των S κυμάτων να μπορεί να ανιχνευθεί εύκολα, (γ) τα γεώφωνα στις γεωτρήσεις των δεκτών πρέπει να έχουν την κατάλληλη συχνότητα απόκρισης και να είναι προσανατολισμένα στην κατεύθυνση της κίνησης των εδαφικών τεμαχιδίων. Πρέπει επίσης να είναι σε επαφή με το χώμα, είτε άμεσα σε περίπτωση συνεκτικών εδαφών, είτε έμμεσα σε περίπτωση κοκκωδών, (δ) ο χρόνος διαδρομής των διατμητικών κυμάτων πρέπει να μετρηθεί με ακρίβεια χρησιμοποιώντας άμεσες ή έμμεσες τεχνικές ευκρίνειας. Συχνά μια άμεση χρονική μέτρηση γίνεται από πολυκάναλο ψηφιακό σειсмоγράφο. Η μέτρηση του χρόνου γίνεται έμμεσα με τη χρήση συναρτήσεων συσχέτισης καταγραφών σε γειτονικούς δέκτες (Gazetas, 1991, Woods, 1978, 1994).



Σχήμα 3.17. Διάταξη cross-hole (Luna and Jadi, 2002).

## 3.4.2 ΤΕΧΝΙΚΕΣ DOWN ΚΑΙ UP HOLE

Οι τεχνικές up-hole και down-hole είναι δυο πιο οικονομικές εναλλακτικές λύσεις της τεχνικής cross-hole καθώς απαιτείται μόνο μια γεώτρηση. Στη down-hole δοκιμή, η πηγή της ενέργειας βρίσκεται στην επιφάνεια της γης κοντά στην κορυφή της γεώτρησης, στην οποία ένα ή πολλά γεωφώνια τοποθετούνται σε προκαθορισμένα βάθη, ενώ στη δοκιμή up-hole, τα κύματα παράγονται σε διάφορα βάθη της γεώτρησης και οι δέκτες βρίσκονται στην επιφάνεια της γης. Το σχήμα 3.18, παρουσιάζει σχηματικές αναπαραστάσεις των δοκιμών up-hole και down-hole.



**Σχήμα 3.18.** Σχηματική αναπαράσταση (α) της δοκιμής up-hole και (β) down-hole (Luna and Jadi, 2002).

Ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων χώρου (P και S κύματα) μεταξύ κάθε γεωφώνου και της πηγής καταγράφεται. Ο καταγεγραμμένος χρόνος σχεδιάζεται έπειτα σε σχέση με το βάθος όπως στη σεισμική διάθλαση. Ύστερα αυτές οι παραστάσεις χρησιμοποιούνται για να καθοριστούν οι μέγιστες ταχύτητες των διαμηκών και των εγκάρσιων κυμάτων  $V_{p_{max}}$  και  $V_{s_{max}}$  όλων των εδαφικών στρωμάτων (Swaja, 1972 Woods, 1994, Gazetas, 1991).

Εάν τα  $V_p$  και  $V_s$  μετρηθούν, ο λόγος Poisson ( $\nu$ ) μπορεί να καθοριστεί χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις (3.6),  $E = \rho \cdot Vc^2 [(1+\nu)(1-2\nu)/(1-\nu)]$  και από την ακόλουθη σχέση μεταξύ του E και του G (Swaja, 1972):

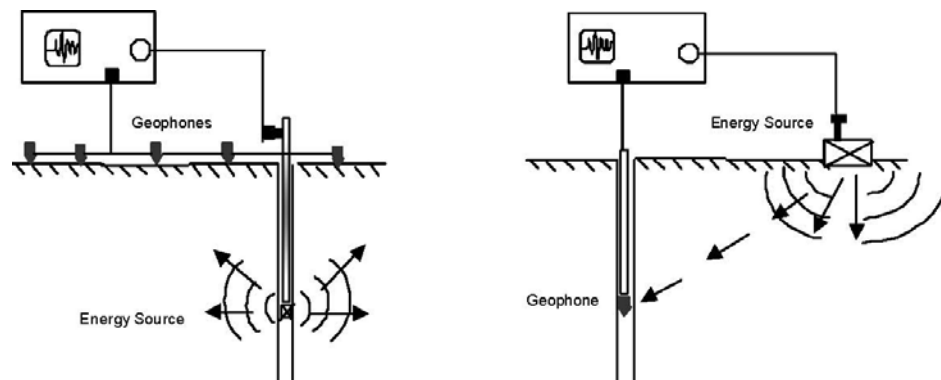
$$G = E / 2(1 + \nu) \quad (3.21)$$

και με αντικατάσταση παίρνουμε

$$\nu = (2 - Vc^2 / Vs^2) / 2(1 - Vc^2 / Vs^2) \quad (3.22)$$

Στη down-hole δοκιμή, τα χαμηλής ταχύτητας στρώματα μπορούν να ανιχνευθούν ακόμα κι αν βρίσκονται μεταξύ στρωμάτων υψηλής ταχύτητας εάν το μεσοδιάστημα των γεωφώνων είναι αρκετά μικρό. Οι πηγές των S κυμάτων που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διάθλαση μπορούν να χρησιμοποιηθούν για σεισμικές up και down-hole δοκιμές. Ανάλογα με το βάθος των εδαφικών στρωμάτων, η πηγή των σεισμικών κυμάτων ποικίλει από χειροκίνητη μέχρι και τη χρήση μεγάλου μηχανικού εξοπλισμού.

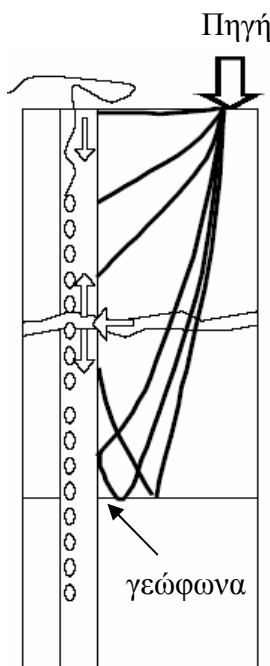
Επιπλέον, στις σεισμικές δοκιμές up - και down-hole, η δυσκολία στην εκτίμηση της πρώτης άφιξης των εγκαρσίων κυμάτων μέσα από τα διαμήκη κύματα επιλύεται με την αντιστροφή της πολικότητας της πηγής. Οι αφίξεις των κυμάτων μετρώνται δύο φορές, χρησιμοποιώντας ένα οριζόντια κατευθυνόμενο χτύπημα με βαριά σε ένα καλά πακτωμένο δοκάρι στο έδαφος, που χτυπάται σε μια κατεύθυνση παράλληλη με την επιφάνεια της γης πρώτα, και κατόπιν μια δεύτερη με κτύπημα ίδιας κατεύθυνσης αλλά αντίθετης φοράς. Αντιστρέφοντας την κατεύθυνση του ενεργειακού χτυπήματος, επιτρέπεται στα διατμητικά κύματα να καταγράφονται κατά την αντίστροφη κατεύθυνση ενώ το πρότυπο των διαμηκών κυμάτων παραμένει ουσιαστικά αμετάβλητο. Με αυτόν τον τρόπο, τα πρότυπα - μορφές των διατμητικών κυμάτων διακρίνονται από τις μορφές των διαμηκών. Εντούτοις, στη δοκιμή up-hole, είναι δυσκολότερο να παραχθούν επιλεγμένα διατμητικά κύματα καθώς τα P κύματα τείνουν να είναι κυρίαρχα στην πηγή των κυμάτων (Woods, 1994 Gazetas, 1991).



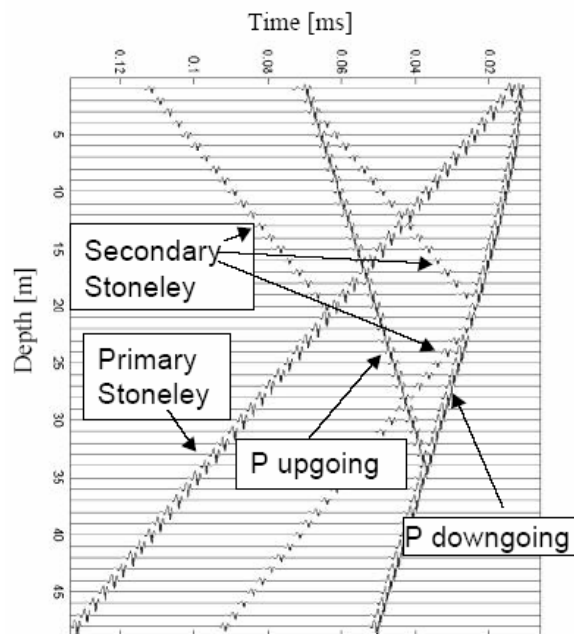
**Σχήμα 3.19.** Σχηματική αναπαράσταση (α) της δοκιμής up-hole και (β) down-hole (Luna and Jadi, 2002).

### 3.4.2.1 Μέθοδος Vertical Seismic Profiling

Η μέθοδος Vertical Seismic Profiling (VSP) χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των σεισμικών ταχυτήτων των εδαφικών σχηματισμών βάσει της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης. Η πειραματική διάταξη (Σχ.3.20) αποτελείται από μια διάταξη γεωφώνων η οποία καταβιβάζεται σε γεώτρηση και μια πηγή (συνήθως εκρηκτικά) η οποία τοποθετείται σε ρηχό «πηγάδι» στην επιφάνεια.



**Σχ. 3.20.** Διάταξη VSP (Foti, 2003).



**Σχήμα. 3.21** Τυπικό δρομοχρονικό διάγραμμα δοκιμής VSP. Διακρίνονται τα κύματα Stoneley (κύματα που διαδίδονται στην σωλήνωση της γεώτρησης) και τα διαμήκη (P), κατά την διαδρομή καθόδου και ανόδου αντίστοιχα (Foti, 2003).

Για την αποφυγή καταπτώσεων από τα τμήματα της γεώτρησης όπου εμφανίζονται χαλαροί σχηματισμοί, είναι απαραίτητη η σωλήνωση της γεώτρησης. Η πηγή τοποθετείται σε απόσταση μεγαλύτερη των 200 μέτρων από τη γεώτρηση για την αποφυγή διάδοσης σημαντικής σεισμικής ενέργειας μέσω της σωλήνωσης. Τα μετρούμενα μεγέθη είναι ο χρόνος διαδρομής του απευθείας κύματος και η απόσταση του κάθε γεωφώνου από το δάπεδο της περιστρεφόμενης τράπεζας του γεωτρύπανου (Kelly Bushing).

Έτσι βάσει των παραμετρικών εξισώσεων ανάκλασης σε πολυστρωματικό μέσο (Βαφειδης, 1996), για κάθε γεώφωνο είναι δυνατό να υπολογιστεί η οριζόντια



απόσταση πηγής – γεωφώνου (  $X$  ) και ο χρόνος διαδρομής (  $T_n$  ) του ανακλώμενου κύματος μεταξύ της πηγής και του γεωφώνου αυτού (που απέχει οριζόντια απόσταση  $X_n$  από την πηγή) :

$$X = 2p \sum_{j=1}^n \frac{d_j a_j}{\sqrt{1 - p^2 a_j^2}} \quad (3.21)$$

$$T_n = 2 \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{a_j \sqrt{1 - p^2 a_j^2}} \quad (3.22)$$

Όπου :

$X$  η οριζόντια απόσταση μεταξύ πηγής γεωφώνου

$T_n$  ο χρόνος διαδρομής του ανακλώμενου κύματος πηγής και γεωφώνου

$n$  ο αριθμός των διαχωριστικών επιφανειών

$a_j$  η ταχύτητα του στρώματος  $j$

$d_j$  το πάχος του στρώματος  $j$

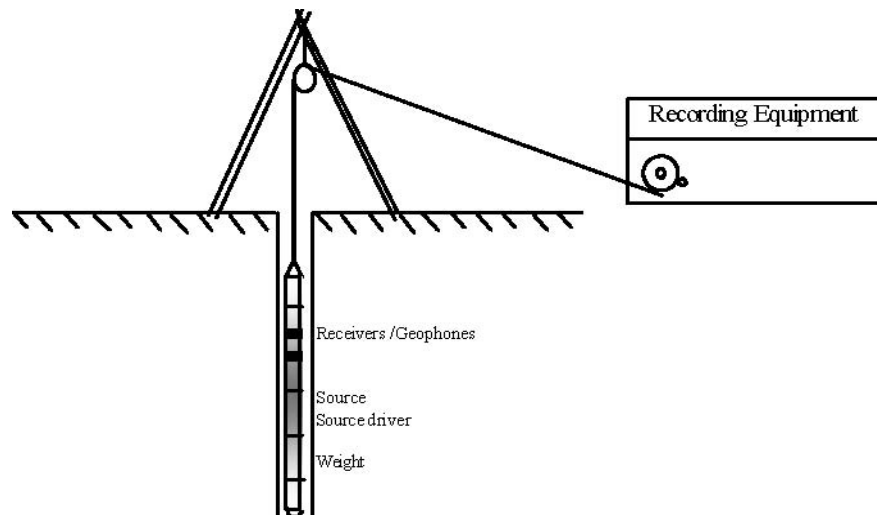
$p$  η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (  $p = \frac{\sin i_j}{a_j}$ ,  $i_j$  η γωνία πρόσπτωσης της σεισμικής ακτίνας στην επιφάνεια  $j$ )

### 3.4.3 ΑΚΟΥΣΤΙΚΕΣ ΔΙΑΓΡΑΦΙΕΣ

Από τα πειράματα συνεχούς μέτρησης της σεισμικής ταχύτητας προκύπτουν διαγράμματα της ταχύτητας των ακουστικών κυμάτων συναρτήσει του βάθους τα οποία ονομάζονται ακουστικές διαγραφίες. Οι ακουστικές διαγραφίες, ή διαγραφίες των κυμάτων P και S, είναι μια πρόσφατα αναπτυγμένη μέθοδος στην οποία μια σεισμική πηγή και δύο δέκτες προσαρμόζονται σε ένα ενιαίο στέλεχος. Τα διαμήκη (P) και τα εγκάρσια κύματα (S), παράγονται από μια σεισμική πηγή που περιλαμβάνει τη χρήση πηγής πιεζοηλεκτρικού τύπου (transducer). Τα κύματα χώρου μετατρέπονται ύστερα σε διατμητικά κύματα στο ρευστό των γεωτρήσεων και ανιχνεύονται από γεώφωνα.

Οι δέκτες περιέχουν δύο γεώφωνα, ένα κατακόρυφης και ένα οριζόντιας συνιστώσας. Η πηγή και οι δύο δέκτες συνδέονται με σωλήνες που διαθέτουν

λαστιχένια στελέχη - φίλτρα ώστε να απομονώνεται η δόνηση μεταξύ τους. Το διάστημα μεταξύ των δύο δεκτών είναι συνήθως ένα μέτρο (Nigbor και Imai, 1994). Το σχήμα 3.22 παρουσιάζει μια σχηματική αναπαράσταση της οργάνωσης της δοκιμής.



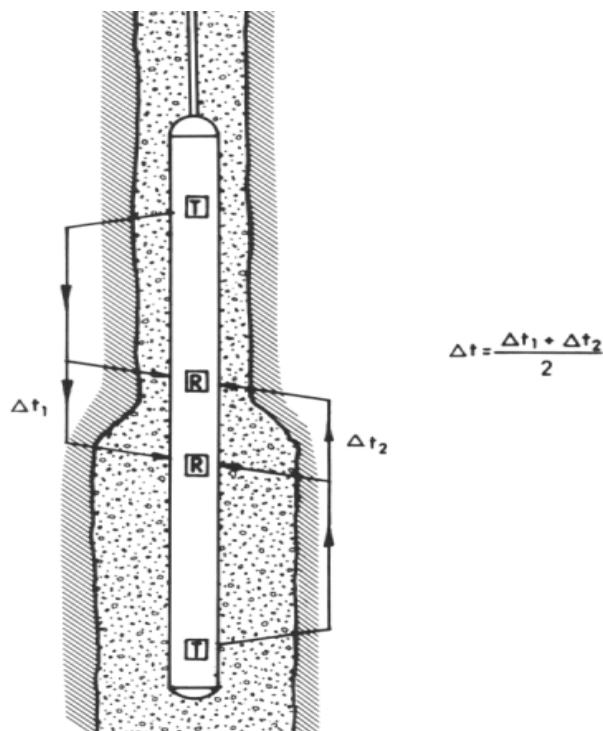
**Σχήμα 3.22.** Διαγραφίες κυμάτων P, S.

Στις ακουστικές διαγραφίες δεν είναι απαραίτητο να στερεωθεί το στέλεχος των οργάνων στο τοίχωμα των γεωτρήσεων. Καθώς το μήκος κύματος των διαδεδομένων διατμητικών κυμάτων είναι πολύ μεγαλύτερο από τη διάμετρο της γεώτρησης, η διατμητική διέγερση είναι σχεδόν ανεξάρτητη από το περιεχόμενο ρευστό. Υπό αυτήν τη μορφή, τα γεώφωνα στο στέλεχος μπορούν να καταγράψουν τη συμπεριφορά του τοιχώματος των γεωτρήσεων χωρίς να σφίγγεται το στέλεχος στο τοίχωμα. Ένα άλλο πλεονέκτημα είναι η ακριβής μέτρηση των τιμών της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων καθώς και το ότι η συχνότητα που παράγεται από την πηγή είναι γενικά υψηλότερη από των άλλων μεθόδων. Έτσι, τα μήκη κύματος είναι πιο μικρά και οι χρονικές μετρήσεις της διάδοσης είναι ακριβέστερες (Kaneko, Kanemori και Tonouchi, 1990).

Επίσης από τη δεκαετία του 1950 οι ακουστικές διαγραφίες χρησιμοποιούνται και στην εκτίμηση του πορώδους, λόγω του ότι η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε πορώδεις σχηματισμούς εξαρτάται από το πορώδες και είναι πρακτικά ανεξάρτητη από το βαθμό κορεσμού των ρευστών.

### 3.4.3.1 Διαγραφίες BHC

Η πρώτη συσκευή μέτρησης των σεισμικών ταχυτήτων σε γεωτρήσεις αναπτύχθηκε το 1948. Σήμερα χρησιμοποιείται η συσκευή BHC (Σχ.3.23) η οποία περιλαμβάνει σύστημα αντιστάθμισης σφαλμάτων που οφείλονται στη μεταβολή της διαμέτρου της γεώτρησης ή στη μη κατακόρυφη θέση της συσκευής κατά τη διάρκεια των μετρήσεων. Η συσκευή αυτή αποτελείται από δύο πηγές σεισμικών κυμάτων συχνότητας 20 kHz και γεώφωνα πιεζοηλεκτρικού τύπου. Το μήκος, το βάρος και η διάμετρος της συσκευής είναι 9m, 126kg και 7cm αντίστοιχα. Συνήθως πραγματοποιούνται περίπου 3 μετρήσεις ανά μέτρο και η ταχύτητα πραγματοποίησης των μετρήσεων είναι 120 m/ώρα κατά την ανύψωση της συσκευής μέσα στη γεώτρηση. Καταγράφεται η διαφορά των χρόνων διαδρομής,  $\Delta t$ , των ακουστικών κυμάτων που διαδίδονται κατά μήκος της γεώτρησης μέσω του γεωλογικού σχηματισμού και φθάνουν σε γεώφωνα τα οποία απέχουν μεταξύ τους 1m. Η διαφορά χρόνου  $\Delta t$  (transit time), δηλαδή ο χρόνος που χρειάζεται το ακουστικό κύμα για να διανύσει 1m του σχηματισμού, ισούται με το αντίστροφο της ταχύτητας (βραδύτητα-slowness). Η μονάδα μέτρησης του  $\Delta t$  είναι το μικροδευτερόλεπτο ανά μέτρο ( $\mu\text{sec/m}$ ).



**Σχήμα 3.23.** Η διάταξη της συσκευής BHC εντός γεώτρησης. Διακρίνονται οι διαδρομές των ακτινών για δύο ζεύγη πομπού δέκτη με τις αντίστοιχες διαφορές χρόνου  $\Delta t_1$ ,  $\Delta t_2$ .

### 3.5 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΥΠΕΡΗΧΩΝ

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην διάδοση των υπερήχων και χρησιμοποιείται από τα περισσότερα εργαστήρια βραχομηχανικής σε όλο τον κόσμο (Birch, 1960). Σε αυτήν την μέθοδο, τα σεισμικά κύματα υψηλής συχνότητας (50 kHz έως και μέχρι μερικά MHz) που παράγονται από μια παλμική γεννήτρια και μετατρέπονται σε μηχανική δόνηση μέσω ενός πιεζοηλεκτρικού μετατροπέα (πομπός). Η δόνηση αυτή εφαρμόζεται σε δοκίμιο του προς εξέταση σχηματισμού. Τα διαδιδόμενα σεισμικά κύματα μέσω του δοκιμίου μετατρέπονται σε ηλεκτρικό σήμα από έναν δέκτη ο οποίος εφάπτεται σε κάποια άλλη θέση του δοκιμίου. Ο χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων καταγράφεται ώστε η ταχύτητα να υπολογίζεται ως :

$$V = \frac{L}{\Delta t} \quad (3.23)$$

όπου  $V$  είναι η ταχύτητα των διαμηκών, είτε των εγκαρσίων κυμάτων,  $L$  είναι το μήκος της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων (απόσταση πομπού – δέκτη) και  $\Delta t$  είναι ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων στο δείγμα.

Για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων σε ένα δοκίμιο, λόγω των μεγάλων ταχυτήτων που αναμένονται στα υπό εξέταση υλικά και των σχετικά μικρών τους διαστάσεων, θα πρέπει να πραγματοποιούνται μετρήσεις με τη χρήση υψίσυχων σημάτων, έτσι ώστε τα παραγόμενα μήκη κύματος των διαδιδόμενων σεισμικών κυμάτων να είναι πολύ μικρότερα των διαστάσεων των δοκιμίων και υψηλής χρονικής ακρίβειας, προκειμένου να εξαχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα. Αυτό επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας μια διάταξη που επιτρέπει την δημιουργία υψίσυχνου παλμού σεισμικών κυμάτων (υπέρηχοι), ενώ παράλληλα έχει τη δυνατότητα να μετρά το χρόνο διάδοσης των κυμάτων αυτών στο υπό εξέταση υλικό με μεγάλη ακρίβεια της τάξεως του 0.1  $\mu\text{sec}$ .

Η ταχύτητα διάδοσης των υπερήχων σε ένα στερεό ομογενές και ισότροπο (ή ελαφρά ανισότροπο) μέσο σχετίζεται άμεσα με την πυκνότητα του μέσου και τις ελαστικές του ιδιότητες (πχ. μέτρο ελαστικότητας του Young και λόγος του Poisson).

Από τις σχέσεις (2.23, 2.24) που αναφέρθηκαν στην ενότητα 2.6 αποδεικνύεται ότι η ταχύτητα των διαμηκών ( $V_p$ ) σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται μέσω ενός ελαστικού μέσου δίνεται από τη σχέση:

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (3.24)$$

Η τελευταία σχέση εφαρμόζεται και στην περίπτωση όπου τα σεισμικά κύματα έχουν μεγάλες συχνότητες διάδοσης και συγκαταλέγονται στους υπέρηχους. Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι για το ίδιο μέσο οι ταχύτητες των υπέρηχων είναι δυνατό να διαφέρουν από τις σεισμικές ταχύτητες.

Τέλος αναφέρεται πως η παραπάνω μεθοδολογία αναπτύχθηκε για το μη καταστροφικό έλεγχο δοκιμών σκυροδέματος, αλλά στις μέρες μας χρησιμοποιείται ευρύτατα και για δοκίμια γεωλικών.

### 3.5.1 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ

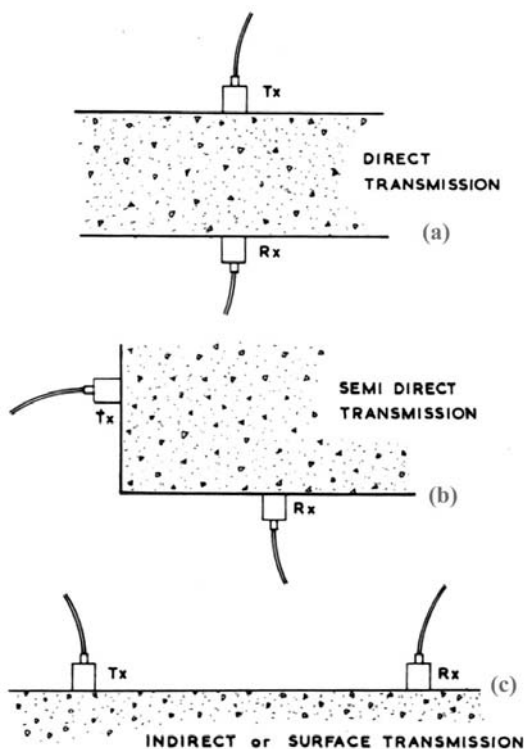
Ο προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων με τη μέθοδο των υπέρηχων πραγματοποιείται με την καταγραφή του χρόνου που απαιτείται για να διανύσουν οι υπέρηχοι το μήκος ενός κυλινδρικού ή πρισματικού δοκιμίου. Η έναρξη της καταγραφής του χρόνου ταυτίζεται με την έναρξη της εκπομπής του παλμού των υπέρηχων από τον πομπό, ενώ η λήξη της οριοθετείται τη στιγμή που τα πρώτα σεισμικά κύματα θα καταγραφούν στον δέκτη (πρώτες αφίξεις). Με αυτή τη διαδικασία προσδιορίζεται ο χρόνος διαδρομής των απευθείας ελαστικών κυμάτων. Γνωρίζοντας το μήκος του δοκιμίου και χρησιμοποιώντας τη σχέση 3.23 είναι δυνατός ο προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων του γεωλικού.

## 3.5.2 ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΠΟΜΠΟΥ - ΔΕΚΤΗ

Η διάταξη του πομπού και του δέκτη (πρεσοστάτες) σε σχέση με το υπό εξέταση δοκίμιο ή υλικό χαρακτηρίζει και τον τρόπο διάδοσης του παλμού των υπερήχων σε (PUNDIT 6, Operating Manual) :

1. Απευθείας διάδοσης των υπερήχων (Σχήμα 3.24a, direct transmission)
2. Ημιαπευθείας διάδοσης των υπερήχων (Σχήμα 3.24b, semi direct transmission)
3. Έμμεση ή επιφανειακή διάδοση των υπερήχων (Σχήμα 3.24c, indirect or surface transmission)

Η διάταξη 3.24a είναι η συνηθέστερα χρησιμοποιούμενη καθώς επιτυγχάνεται η



**Σχήμα 3.24** Διατάξεις πομπού – δέκτη για τη μελέτη των υπερήχων (PUNDIT 6, Operating Manual).

καταγραφή των απευθείας (direct waves) διαμηκών ή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων και θεωρείται η πιο ενδεικτική διάταξη καθώς η κυματική ενέργεια δεν υφίσταται σημαντικές απώλειες.

Οι διατάξεις που φαίνονται στο Σχήμα 3.24b και 3.24c είναι εφικτές ακριβώς επειδή τα ακουστικά κύματα διαδίδονται σφαιρικά προς όλες τις κατευθύνσεις του μέσου διάδοσης. Ωστόσο, η ενέργεια του παλμού των υπερήχων που φτάνει στο δέκτη είναι περίπου το 1 ή 2 % της ενέργειας που θα έφτανε με τη διάταξη του Σχήματος 3.24a λόγω διασποράς (PUNDIT, Operating Manual). Κάτω από αυτές τις συνθήκες είναι δυνατό να προκύψουν κάποια σφάλματα στην καταγραφή των

πρώτων αφίξεων του ηχητικού παλμού αν η ενέργειά του είναι μικρότερη από την ευαισθησία του δέκτη.

### 3.5.3 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

Η ταχύτητα του παλμού των υπερήχων στο υπό εξέταση υλικό (κυρίως για σκυρόδεμα) επηρεάζεται κυρίως από τους εξής παράγοντες :

- Από το μήκος διαδρομής του παλμού (μήκος δοκιμίου)
- Από την πλευρική διάσταση του δοκιμίου (πλάτος)
- Το μέγεθος των κόκκων (ή των αδρανών για σκυρόδεμα)
- Από την παρουσία ξένων εγκλεισμάτων (π.χ. οπλισμός στο σκυρόδεμα)
- Από την υγρασία του δείγματος (κυρίως για σκυρόδεμα)

Προκειμένου να εξαλειφθούν οι επιδράσεις των παραπάνω παραγόντων, έτσι ώστε τα αποτελέσματα της τεχνικής των υπερήχων να είναι αντικειμενικά και προτυποποιημένα, θεσπίστηκαν οι παρακάτω κανονισμοί :

#### 3.5.3.1 Κανονισμοί σύμφωνα με τα πρότυπα δοκιμών ASTM

Οι περιορισμοί στους παραπάνω παράγοντες που θεσπίστηκαν από το American Standard of Testing Materials (ASTM) είναι οι ακόλουθοι (ASTM Designation : D 2845 – 95) :

⇒ Το προτεινόμενο μήκος του δοκιμίου (μήκος διαδρομής του παλμού – L) θα πρέπει να είναι τουλάχιστον 10 φορές το μέσο μέγεθος των κόκκων (d) του υλικού και να μην υπερβαίνει το πενταπλάσιο της πλευρικής του διάστασης (D), δηλαδή να ισχύει :

$$10 \times d \leq L \leq 5 \times D \quad (3.25)$$

⇒ Η ελάχιστη πλευρική διάσταση (D) του δοκιμίου θα πρέπει να είναι 5 φορές μεγαλύτερη από το μήκος κύματος των υπερήχων, δηλαδή να ισχύει:

$$D \geq 5 \times \lambda = 5 \times \frac{V}{f} \quad (3.14)$$

όπου  $\lambda$  το μήκος κύματος, V η ταχύτητα διάδοσης και f η κυρίαρχη συχνότητα εκπομπής των υπερηχητικών κυμάτων.

⇒ Το μήκος κύματος του παλμού θα πρέπει να υπερβαίνει 3 φορές το μέσο μέγεθος των κόκκων :

$$3 \times d \leq \lambda \quad (3.27)$$

Από τις σχέσεις (3.26) και (3.27) προκύπτει ότι για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των διαμηκών ή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων θα πρέπει να ισχύει η σχέση:

$$15 d \leq 5(V_p/f) \leq D \quad (3.28)$$

Παρατηρείται ότι οι παράμετροι  $V_p$  και  $d$  είναι χαρακτηριστικά του υπό εξέταση υλικού και επομένως οι μόνες παράμετροι που είναι δυνατό να μεταβληθούν, προκειμένου οι δοκιμές να πραγματοποιούνται σύμφωνα με τα ASTM, είναι η συχνότητα του παλμού των υπερήχων και η διάμετρος του δοκιμίου.

### 3.5.3.2 Κανονισμοί σύμφωνα με τα πρότυπα δοκιμών BS

Οι αντίστοιχοι περιορισμοί που θεσπίστηκαν από το British Standards Institution (BS 1881, part 203), αφορούν κυρίως δοκιμές σε κατασκευές ή δοκίμια από σκυρόδεμα και είναι οι ακόλουθοι :

- ⇒ Το προτεινόμενο μήκος του δοκιμίου (μήκος διαδρομής του παλμού –  $L$ ) θα πρέπει να είναι τουλάχιστον 100 mm αν το μέσο μέγεθος των κόκκων του γεωυλικού είναι 20 mm ή 150 mm για μέγεθος κόκκων 40 mm
- ⇒ Η ελάχιστη πλευρική διάσταση ( $D$ ) του δοκιμίου θα πρέπει να είναι τουλάχιστον ίση με το μήκος κύματος του παλμού των υπερήχων, δηλαδή να ισχύει:

$$D \geq \lambda = \frac{V}{f} \quad (3.29)$$

- ⇒ Το μήκος κύματος του παλμού θα πρέπει να υπερβαίνει 3 φορές το μέσο μέγεθος των κόκκων.



### 3.6 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΤΗΛΗΣ ΣΥΝΤΟΝΙΣΜΟΥ

Αντίθετα με τις ήδη αναφερθείσες μεθόδους, η μέθοδος της στήλης συντονισμού (Resonant Column - Bar Method) υπολογίζει τις ταχύτητες στη διαβάθμιση του συχνοτικού φάσματος. Σε αυτήν την μέθοδο, το έδαφος διαμορφώνεται σε ένα δοκίμιο (κυλινδρική στήλη) με ομοιόμορφη διατομή. Η διατομή ενός δοκιμίου (στήλης) μπορεί να είναι κυκλική, τετραγωνική, ή ορθογωνική. Κατά την διαδικασία του πειράματος το δοκίμιο διεγείρεται από ένα περιοδικό σήμα (συνήθως ημιτονοειδές ή συνημιτονοειδές) μέσω των πιεζοηλεκτρικών ή των ελαστοστατικών πομπών, αναγκάζοντας το να δονηθεί σε μια από τις συχνότητες συντονισμού του και συνήθως στη θεμελιώδη συχνότητα συντονισμού. Μόλις βρεθεί η συχνότητα αυτή, το σήμα παύει να υφίσταται στον πομπό ώστε ο συντονισμός να εξασθενεί εκθετικά. Το δοκίμιο (στήλη) μπορεί να διεγερθεί και στη διαμήκη και στην εγκάρσια διεύθυνση, χρησιμοποιώντας διαφορετικές διαμορφώσεις στη θέση των πομπών.

Η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων ( $V_s$ ) είναι :

$$V_s = 2Lf_s \quad (3.30)$$

όπου  $L$  το μήκος του δοκιμίου και  $f_s$  η συχνότητα συντονισμού εγκάρσια του δοκιμίου.

Μόλις η συχνότητα συντονισμού των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) υπολογισθεί, μπορεί να υπολογισθεί ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων ( $V_p$ ):

$$V_p = 2Lf_s \sqrt{\frac{4f_s^2 - f_E^2}{3f_s^2 - f_E^2}} \quad (3.31)$$

όπου  $f_E$  συχνότητα συντονισμού κατά μήκος του δοκιμίου.

Το πλεονέκτημα της μεθόδου του συντονισμού του δοκιμίου είναι ότι μετρά τις ταχύτητες σε σχετικά χαμηλές συχνότητες. Τα μειονεκτήματα είναι ότι α) απαιτείται η εκτενής βαθμονόμηση των συστημάτων μέτρησης και η διόρθωση των τελικών στοιχείων, β) τα δεδομένα υπό υψηλή πίεση και θερμοκρασία είναι δύσκολο να ληφθούν και γ) η διατμητική φόρτιση του δοκιμίου μέσω των ρυθμίσεων είναι δύσκολο να επιτευχθεί.

## 4. ΚΛΑΣΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΗΣ ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

Στον παρόν κεφάλαιο θα παρουσιαστούν συνοπτικά οι κλασσικές εργαστηριακές και επιτόπου μέθοδοι της εδαφομηχανικής που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας (ή δυστροπίας) των εδαφών. Παρότι το μέτρο αυτό υπολογίζεται με τον ίδιο τρόπο με το μέτρο ελαστικότητας του Young εργαστηριακά αλλά και στο πεδίο, δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ως ταυτόσημο με το τελευταίο. Και αυτό, γιατί αντίθετα με τα βραχώδη υλικά, τα εδάφη κατά τη φόρτισή τους δεν παρουσιάζουν μια γραμμική σχέση τάσης – παραμόρφωσης και συχνά εμφανίζουν πλαστικότητα ώστε η συμπεριφορά τους να μη μπορεί να αποδοθεί μόνο με μια ελαστική σταθερά (Young modulus) όπως συμβαίνει στα ελαστικά υλικά. Η συμπεριφορά των εδαφικών υλικών με την επιβολή ενός φορτίου, περιγράφεται από ζεύγη παραμέτρων όπως το μέτρο διόγκωσης ( $K$ ) και το μέτρο διάτμησης ( $G$ ) ή το μέτρο ακαμψίας ( $E$ ) και ο λόγος Poisson ( $\nu$ ).

### 4.1 ΔΟΚΙΜΕΣ ΠΕΔΙΟΥ

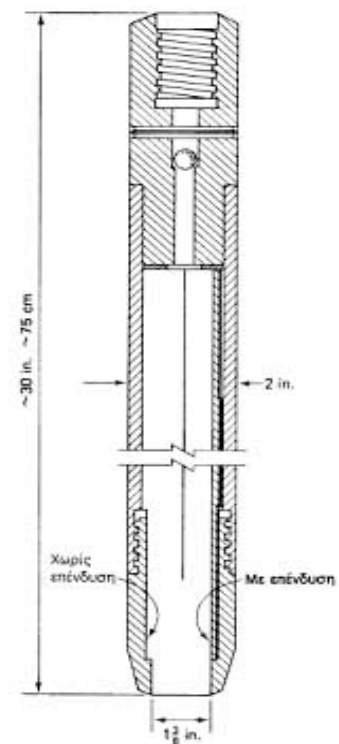
Η έρευνα του υπεδάφους συχνά συνδυάζεται και με την εκτέλεση επιτόπου δοκιμών. Οι δοκιμές αυτές πλεονεκτούν (σε σχέση με τις εργαστηριακές), επειδή ελέγχουν τις ιδιότητες του εδάφους στη φυσική του κατάσταση, χωρίς να παρεμβληθεί η δειγματοληψία και οι λοιπές διαδικασίες που το διαταράσσουν και μεταβάλλουν τη δομή του. Επιπλέον, πολλές από τις επιτόπου δοκιμές εκτελούνται συνεχώς με το βάθος (π.χ. η δοκιμή Διείσδυσης Κώνου), οπότε λαμβάνεται μία συνεχής καταγραφή των εδαφικών χαρακτηριστικών με το βάθος. Το κύριο μειονέκτημα των επιτόπου δοκιμών είναι ότι οι εντατικές καταστάσεις που επιβάλλουν στο έδαφος είναι ανομοιογενείς και τις περισσότερες φορές άγνωστες. Έτσι, η ερμηνεία των αποτελεσμάτων των επιτόπου δοκιμών είναι δυσχερής και συνήθως βασίζεται σε εμπειρικές συσχετίσεις με περιορισμένο πεδίο εφαρμογής. Στα επόμενα περιγράφονται συνοπτικά μερικές από τις συνηθέστερες επιτόπου δοκιμές.

## 4.1.1 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ (SPT, Standard Penetration Test)

Η δοκιμή αυτή είναι μία από τις περισσότερο διαδεδομένες επιτόπου δοκιμές, όχι τόσο για την ακρίβεια των αποτελεσμάτων της, όσο λόγω της πολυετούς εφαρμογής της και των ποικίλων (εμπειρικών) συσχετίσεων των αποτελεσμάτων της με μηχανικές ιδιότητες του εδάφους (αντοχή, γωνία τριβής, συμπίεστικότητα, σχετική πυκνότητα κλπ). Η δοκιμή βασίζεται στην προχώρηση του ειδικού διαιρετού δειγματολήπτη Terzaghi (Εικ. 4.2) με πτώση βάρους 63,5kg από ύψος 76cm.



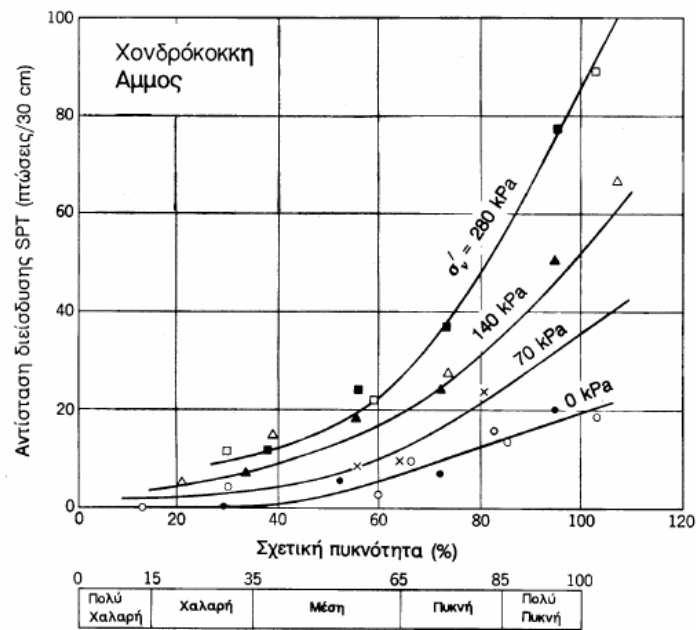
**Εικόνα 4.1.** Δοκιμές πεδίου με τη μέθοδο SPT.



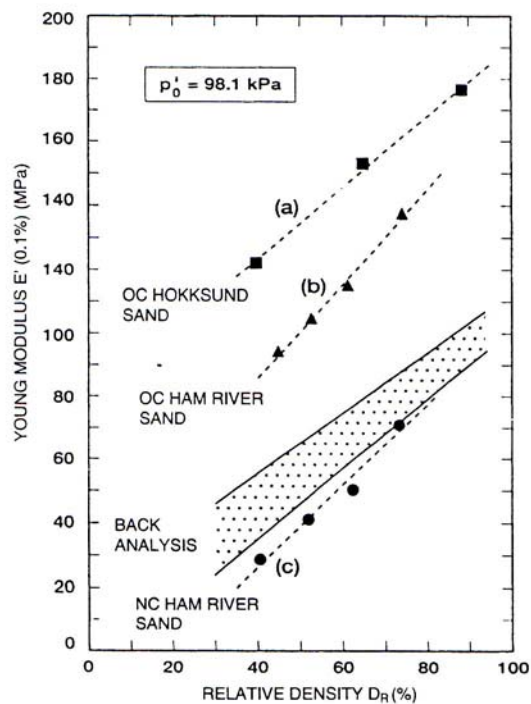
**Εικόνα 4.2.** Δειγματολήπτης Terzaghi (Καββαδάς, 2003)

Κατά τη δοκιμή μετράται ο αριθμός των πτώσεων ( $N$  = αντίσταση διείσδυσης) που απαιτείται για την προώθηση του δειγματολήπτη κατά 30cm (μετά από μία αρχική προώθηση 15cm, κατά την οποία δεν συνυπολογίζεται ο αριθμός πτώσεων). Μετά το τέλος της δοκιμής, από το εσωτερικό του δειγματολήπτη ανακτάται και (διαταραγμένο) εδαφικό δείγμα. Η δοκιμή SPT αναπτύχθηκε κατ' αρχήν για την εκτίμηση της σχετικής πυκνότητας των αμμοδών εδαφών, στα οποία η αδιατάρακτη δειγματοληψία είναι ιδιαίτερα δυσχερής. Σήμερα, η δοκιμή SPT χρησιμοποιείται σε όλους σχεδόν τους

τύπους εδαφών κυρίως για την εκτίμηση της αντοχής τους αλλά και για τον υπολογισμό του μέτρου ελαστικότητας  $E$  από εμπειρικές σχέσεις ή διαγράμματα.



(α)



(β)

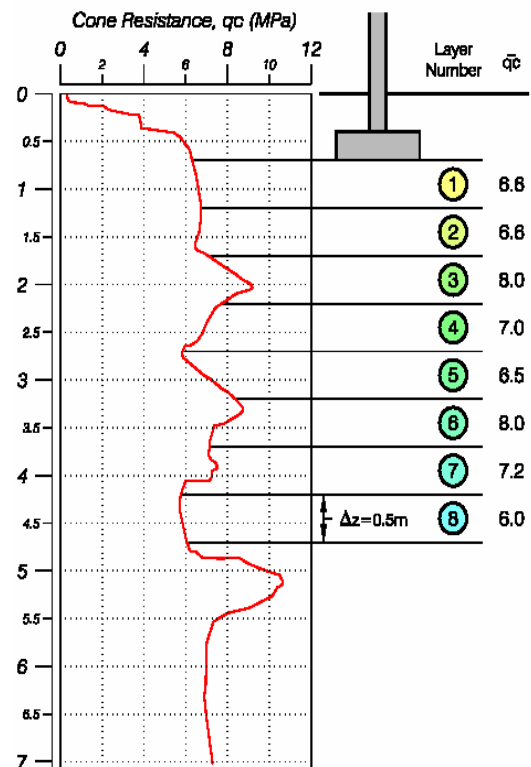
**Σχήμα 4.1.** Εμπειρικές καμπύλες δοκιμής SPT για τον υπολογισμό της σχετικής πυκνότητας (α) και μέσω αυτής για τον υπολογισμό του μέτρου ελαστικότητας Young (β), (Καββαδάς, 2003, Lancelotta, 2000).

## 4.1.2 ΔΟΚΙΜΗ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ ΚΩΝΟΥ (CPT)

Η δοκιμή αυτή, που ονομάζεται και δοκιμή του Ολλανδικού Πενετρομέτρου, χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της αστράγγιστης διατμητικής αντοχής μαλακών έως στιφρών αργίλων και της σχετικής πυκνότητας άμμων. Η δοκιμή βασίζεται στη συνεχή προχώρηση (με ταχύτητα 1-2 m/min) ενός κώνου με αιχμή 60 μοιρών και διατομή 10cm<sup>2</sup>. Κατά τη διείσδυση του κώνου μετράται η αντίσταση στην προχώρηση της αιχμής και η αντίσταση (πλευρική τριβή) στην προχώρηση της επιφάνειας του στελέχους που έχει εμβαδόν 100cm<sup>2</sup>. Η δοκιμή Διείσδυσης Κώνου σήμερα εκτελείται με «ηλεκτρικούς κώνους», στους οποίους οι μετρήσεις λαμβάνονται με ηλεκτρικούς μετατροπείς και καταγράφονται αυτομάτως αναλογικά ή ψηφιακά. Επίσης, συχνά τοποθετείται στην περιοχή της αιχμής και ένα πιεζόμετρο για τη μέτρηση της πίεσης πόρων που αναπτύσσεται κατά την προώθηση του κώνου.

Η δοκιμή εκτελείται χωρίς δειγματοληψία και συνεπώς η στρωματογραφία του εδάφους πρέπει να συναχθεί από τα αποτελέσματα των μετρήσεων. Από τις μετρήσεις της αντοχής αιχμής ( $q_c$ ), της πλευρικής τριβής ( $f_s$ ) και της αναπτυσσόμενης πίεσης πόρων ( $u_s$ ) σε συνδυασμό με την εμπειρία που έχει αποκτηθεί κατά την πολυετή εφαρμογή της μεθόδου αλλά και τη βαθμονόμησή της με την εκτέλεση μερικών δοκιμών δίπλα σε δειγματοληπτικές γεωτρήσεις στην περιοχή του έργου, συνάγεται η στρωματογραφία και η σχετική πυκνότητα των εδαφικών σχηματισμών. Τα κύρια πλεονεκτήματα της δοκιμής είναι η ταχύτητα εκτέλεσής της και η συνεχής καταγραφή των εδαφικών χαρακτηριστικών με το βάθος, ενώ το κύριο μειονέκτημα είναι ότι δεν λαμβάνονται

εδαφικά δείγματα. Η δοκιμή δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε εδάφη με χάλικες ή σε σκληρές αργίλους, λόγω αδυναμίας προώθησης του κώνου. Για τον υπολογισμό του



**Σχήμα 4.2.** Τυπικό διάγραμμα δοκιμής CPT (Shmertman). Στον οριζόντιο άξονα αναπαρίσταται η αντίσταση διείσδυσης στον κώνο και στον κατακόρυφο το βάθος διείσδυσης (Fugro, 1996).

στραγγισμένου μέτρου ελαστικότητας του υπό μελέτη εδάφους (US Army, EM 1110-1-1904) :

$$E_d = a_c \cdot q_c \quad (4.1)$$

Όπου  $q_c$  η τιμή της αντοχής αιχμής και  $a_c$  σταθερά που εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους (τυπική τιμή για αργίλους  $a_c = 10$ ) και την αντίσταση του κώνου (αιχμής).

#### 4.1.3 ΕΠΙΠΕΔΟ ΝΤΙΛΑΤΟΜΕΤΡΟ (Ντιλατόμετρο Marchetti, (DLT))

Το επίπεδο ντιλατόμετρο (flat dilatometer), είναι από τις πολλά υποσχόμενες και αποτελεσματικές μεθόδους της σύγχρονης εδαφομηχανικής για τον προσδιορισμό του μέτρου ελαστικότητας, της διατμητικής αντοχής, της γωνίας τριβής, της συμπιεστότητας και άλλων δευτερευόντων μηχανικών παραμέτρων εδαφών και βραχομάζας. Αποτελείται από μια ανοξείδωτη λεπίδα πολύ υψηλής αντοχής η οποία φέρει επίπεδη ατσάλινη ανοξείδωτη μεμβράνη (Σχ.4.5) και εισάγεται με ειδικό μηχανολογικό εξοπλισμό σε εδαφικούς σχηματισμούς.

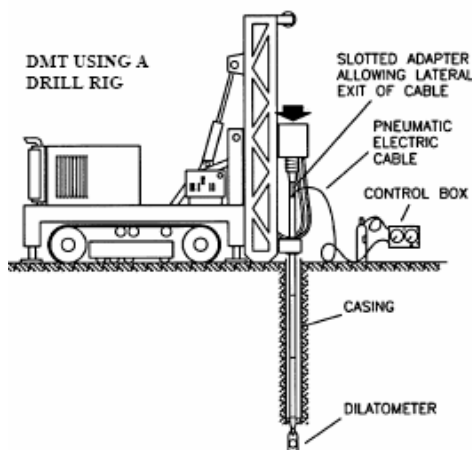
Η λεπίδα αυτή συνδέεται με μια μονάδα ελέγχου στην επιφάνεια μέσω ενός πνευματοηλεκτρικού σωλήνα και μεταδίδει την πίεση του αερίου (άζωτο ή αέρας). Μια δεξαμενή αερίου συνδέεται στην μονάδα ελέγχου με ένα πνευματικό καλώδιο απ' όπου διοχετεύεται αέριο για τη διεύρυνση της μεμβράνης της λεπίδας ενάντια στο έδαφος. Η μονάδα είναι εξοπλισμένη με ένα ρυθμιστή πίεσης, με δυο μανόμετρα, με οπτικοακουστικούς πομποδέκτες για ειδοποίηση περί της θέσης της μεμβράνης και ειδικές βαλβίδες εκτόνωσης.



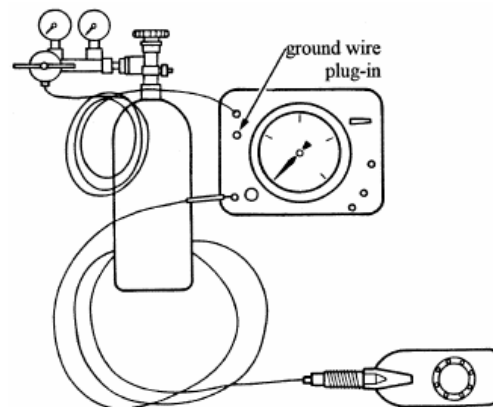
**Εικόνα 4.3.** Η λεπίδα του επίπεδου ντιλατομέτρου. Διακρίνεται η μεταλλική μεμβράνη (Marchetti, 1980) .

Κατά τη διαδικασία των μετρήσεων, η λεπίδα εισάγεται στο έδαφος κρουστικά με κοινά μηχανήματα της εδαφομηχανικής (πχ. δοκιμών SPT - CPT, γεωτρύπανα). Ύστερα μέσω της μονάδας ελέγχου η μεμβράνη γεμίζει με αέριο εσωτερικά και μέσα σε ένα περίπου λεπτό λαμβάνονται δυο τιμές : 1. η πίεση A (lift-off) που απαιτείται για την αρχική μετακίνηση της μεμβράνης ενάντια στο έδαφος, 2. η πίεση B που απαιτείται για να μετακινηθεί το κέντρο της μεμβράνης ενάντια στο έδαφος και 3. (προαιρετικά) η πίεση C (closing pressure) με την σταδιακή αποσυμπίεση του αερίου της μεμβράνης μετά την πίεση B. Ύστερα η λεπίδα βαίνει σε βάθος 20cm περίπου βαθύτερα και η διαδικασία επαναλαμβάνεται.

Στο στάδιο της μελέτης των μετρήσεων, οι πιέσεις A, B διορθώνονται από τιμές που λαμβάνονται από τη βαθμονόμηση της συσκευής και εκφράζουν τα σφάλματα τα οποία οφείλονται στην ακαμψία της μεμβράνης. Οι διορθώσεις αυτές ονομάζονται  $p_0$  και  $p_1$ .



**Σχήμα 4.3.** Μηχανική μονάδα εισπίεσης του ντιλατομέτρου (Marchetti, 1980)



**Σχήμα 4.4.** Οργανολογία του ντιλατομέτρου. Διακρίνεται η μονάδα ελέγχου, η φιάλη του αερίου και η λεπίδα της μεμβράνης (Marchetti, 1980).

Σε ό,τι αφορά το μέτρο ελαστικότητας του Young, μπορεί να υπολογιστεί από τη συσκευή έμμεσα μέσω του μέτρου του ντιλατομέτρου  $E_D$ . Έτσι., αρχικά υπολογίζεται το μέτρο  $E_D$ , με τη σχέση:

$$E_D = 34.7 (p_1 - p_0) \quad (4.2)$$

Το  $E_D$  δεν είναι το μέτρο ελαστικότητας του Young, καθώς δεν εμπεριέχει μεταβολές που οφείλονται στις προηγούμενες τάσεις που εφαρμόζονται μέχρι την στιγμή των δοκιμών στο έδαφος (διατάραξη κατά την εισχώρηση του ντιλατομέτρου).



Έτσι, για να υπολογιστεί το κλασσικό μέτρο ελαστικότητας  $E$ , θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί ο τύπος

$$E = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)} M_{DMT} \quad (4.3)$$

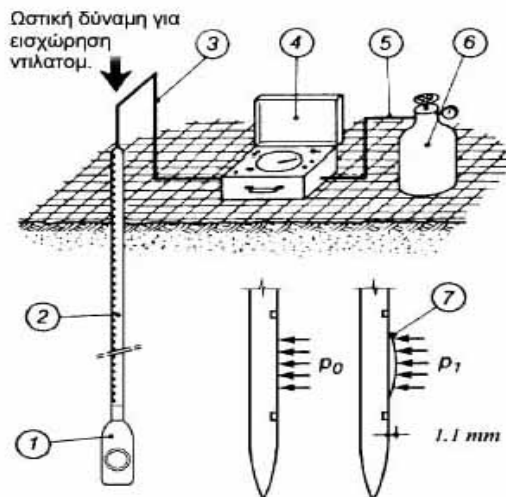
όπου  $M_{DMT}$  το μέτρο της στραγγισμένης μονοδιάστατης (κατακόρυφης) συμπίεσης του εδάφους,  $\nu$  ο λόγος Poisson και  $E$  το μέτρο ελαστικότητας Young.

Για τον υπολογισμό του  $M_{DMT}$  χρησιμοποιείται ο τύπος

$$M_{DMT} = R_M E_D \quad (4.4)$$

Όπου  $R_M$  συντελεστής διόρθωσης και  $E_D$  το μέτρο του ντιλατομέτρου (Marchetti, 1980)

Έτσι με τις τρεις παραπάνω εξισώσεις είναι δυνατό να υπολογιστεί το μέτρο ελαστικότητας του Young από τα δεδομένα των μετρήσεων με τη μέθοδο του επίπεδου ντιλατομέτρου.



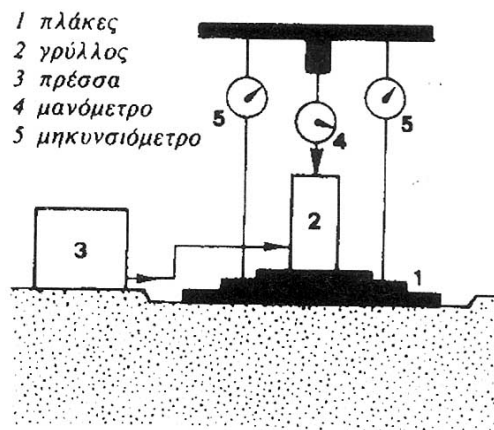
**Σχήμα 4.5.** Το επίπεδο ντιλατόμετρο κατά την λειτουργία του (Marchetti, 1980).

Διακρίνονται:

- 1) Η λεπίδα του εισχώρησης που φέρει τη μεμβράνη,
- 2) Ωστικό στέλεχος,
- 3) Ηλεκτροπνευματικό καλώδιο,
- 4) Μονάδα ελέγχου,
- 5) Καλώδιο αερίου,
- 6) Δεξαμενή αερίου εισπίεσεως.

## 4.1.4 ΔΟΚΙΜΗ ΦΟΡΤΙΣΗΣ ΠΛΑΚΑΣ (Plate loading test)

Σκοπός της δοκιμής φόρτισης πλάκας (Plate loading test) είναι ο προσδιορισμός του μέτρου ακαμψίας σε επιφανειακά στρώματα του εδάφους και σε συνθήκες μερικής πλευρικής παρεμπόδισης των παραμορφώσεων. Η δοκιμή αυτή εφαρμόζεται στις περιπτώσεις όπου απαιτείται ο έλεγχος των επιφανειακών στρωμάτων για τη μελέτη κατασκευής τεχνικών έργων. Όπως έχει προκύψει από την παρουσίαση των προηγούμενων δοκιμών, μελέτη των επιφανειακών στρωμάτων μπορεί να γίνει μόνο με τη δοκιμή πτερυγίου και τη δοκιμή φόρτισης πλάκας. Ενώ παράλληλα, η δοκιμή φόρτισης πλάκας είναι η μόνη δοκιμή με την οποία υπολογίζεται το μέτρο ελαστικότητας των επιφανειακών σχηματισμών. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο η δοκιμή αυτή βρίσκει μεγάλο πεδίο εφαρμογής σε τεχνικά έργα που επηρεάζονται από τη μηχανική συμπεριφορά των πολύ επιφανειακών στρωμάτων, όπως για παράδειγμα, έργα οδοποιίας, έργα κατασκευής ασφαλοτάπητα αεροδρομίων κ. ά.



**Σχήμα 4.6.** Οργανολογία δοκιμής φόρτισης πλάκας (Χρηστάρας, 2002).

Κατά τη διάρκεια της δοκιμής φόρτισης πλάκας πραγματοποιείται φόρτιση της επιφάνειας του εδάφους με τη χρησιμοποίηση χαλύβδινης πλάκας πάχους 1,5 cm και διαμέτρου 16-70 cm. Η πλάκα αυτή εφάπτεται στην επιφάνεια του εδάφους και οι τάσεις ασκούνται με τη χρήση γρύλων. Η φόρτιση του εδάφους γίνεται σε τρία στάδια. Δηλαδή πραγματοποιούνται τρεις διαδοχικές φορτίσεις και αποφορτίσεις κατά τη διάρκεια των οποίων καταγράφονται οι πιέσεις που ασκούνται και οι καθιζήσεις που πραγματοποιούνται σε συνάρτηση με το χρόνο.

Οι διαδοχικές φορτίσεις και αποφορτίσεις πρέπει, να ακολουθούν τους εξής κανόνες:

A) Για να αυξηθούν τα φορτία σε μία βαθμίδα πρέπει να αποσβεστούν οι καθιζήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην προηγούμενη.

B) Τα φορτία πρέπει να επιλεγούν έτσι ώστε οι καθιζήσεις που θα παρατηρηθούν στη μεγαλύτερη βαθμίδα φόρτισης να είναι μεγαλύτερες των 1,5 cm και μικρότερες των 10cm. Τα αποτελέσματα των φορτίσεων παρουσιάζονται σε διαγράμματα πίεσης - καθίζησης από τα οποία στη συνέχεια υπολογίζονται οι τιμές του μέτρου ελαστικότητας

για κάθε βαθμίδα φόρτισης χωριστά. Για την εφαρμογή του τύπου αυτού χρησιμοποιούνται μόνο τα ευθύγραμμα τμήματα των καμπυλών πίεσης - καθίζησης. Ο τύπος που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μέτρου ελαστικότητας είναι ο ακόλουθος (US Army, EM 1110-1-1904):

$$E = \frac{(1 - \nu_s^2)}{\frac{\Delta p}{\Delta q}} \cdot Bp \cdot I_w \quad (4.5)$$

Όπου:

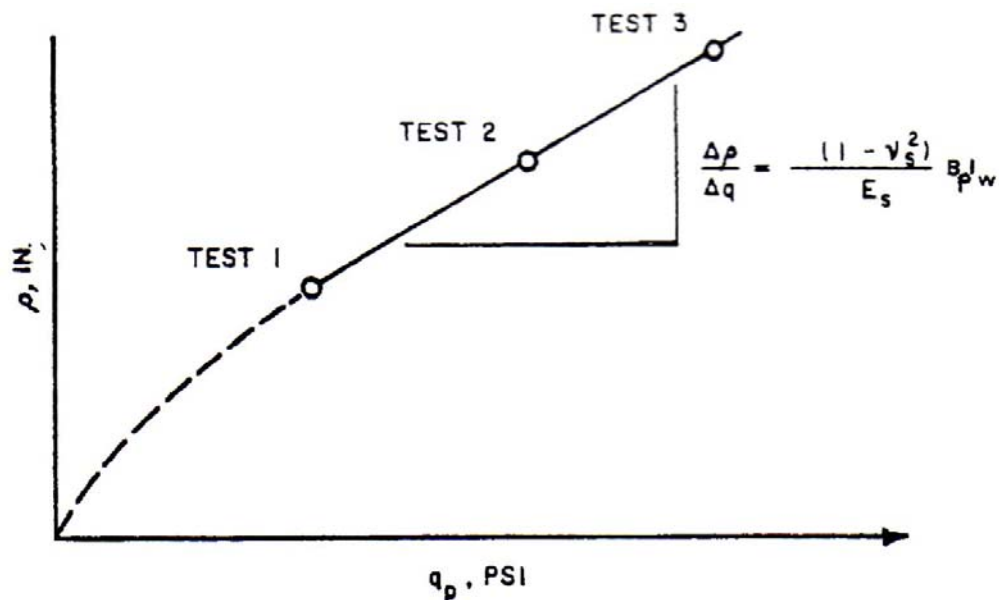
**E** το μέτρο ελαστικότητας του Young

**$\Delta p / \Delta q$**  κλίση που σχηματίζουν η καθίζηση με την πίεση της πλάκας (σχ.4.7), ίντσες/psi

**Bp** η διάμετρος της πλάκας, ίντσες

**$\nu_s$**  ο λόγος Poisson

**$I_w$**  συντελεστής επίδρασης της γεωμετρίας της πλάκας φόρτισης,  $\pi/4$  για κυκλική

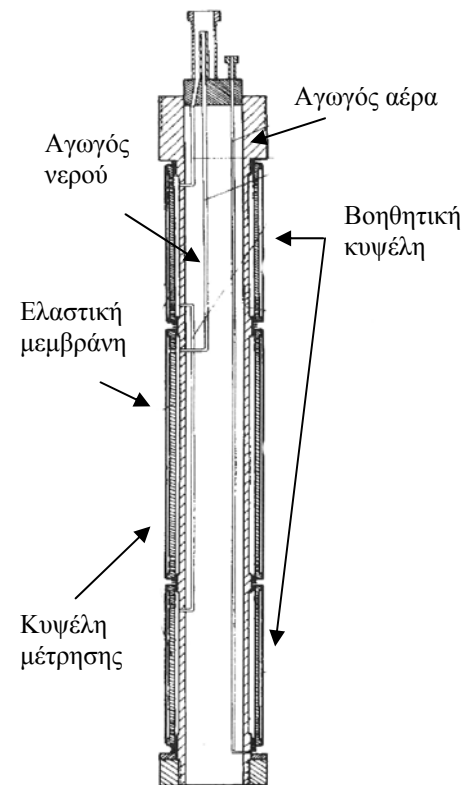


**Σχήμα 4.7.** Καμπύλη πίεσης – καθίζησης από δοκιμή φόρτισης πλάκας σε έδαφος (US Army, EM 1110-1-1904).

## 4.1.5 ΠΡΕΣΣΙΟΜΕΤΡΙΚΗ ΔΟΚΙΜΗ (Pressuremeter Test)

Στην πρεσσιομετρική δοκιμή προσδιορίζεται το μέτρο ακαμψίας (ή παραμορφωσιμότητας) με την εισαγωγή ενός κυλινδρικού ελαστικού στελέχους στο εσωτερικό μιας γεώτρησης και στη μέτρηση της πίεσης που απαιτείται για τη διόγκωσή του.

Το διασταλτό στέλεχος αποτελείται από τρεις κυψέλες, οι δύο από τις οποίες είναι βοηθητικές. Οι δύο βοηθητικές κυψέλες βρίσκονται εκατέρωθεν της κεντρικής κυψέλης και έχουν σαν σκοπό τους να δημιουργούν ένα ομοιόμορφο, κυλινδρικό πεδίο τάσεων γύρω από αυτή. Κατά τη διάρκεια της δοκιμής, και αφού το διασταλτό στέλεχος τοποθετηθεί στο επιθυμητό βάθος μέσα στη γεώτρηση, διοχετεύεται νερό μέσα στις τρεις κυψέλες. Το νερό αυτό προκαλεί τη διόγκωση των κυψελών οι οποίες με τη σειρά τους ασκούν σταδιακά μεταβαλλόμενη πίεση στα τοιχώματα της γεώτρησης. Η πίεση ασκείται σε δέκα ως δεκατέσσερα στάδια, και τελικά οδηγεί στη θραύση του εδάφους. Η κάθε βαθμίδα φόρτισης διαρκεί 2 λεπτά ενώ κατά τη διάρκεια της κάθε βαθμίδας πραγματοποιούνται μετρήσεις σε χρόνους 15, 30, 60 και 120 δευτερολέπτων. Ο συντονισμός της δοκιμής γίνεται με ειδικό χειριστήριο που βρίσκεται στην επιφάνεια του εδάφους και στο οποίο καταγράφονται η μεταβολή του όγκου και της πίεσης στην κεντρική κυψέλη.



**Σχήμα 4.8.** Πρότυπο διασταλτό στέλεχος (Χρηστάρας, 2002).

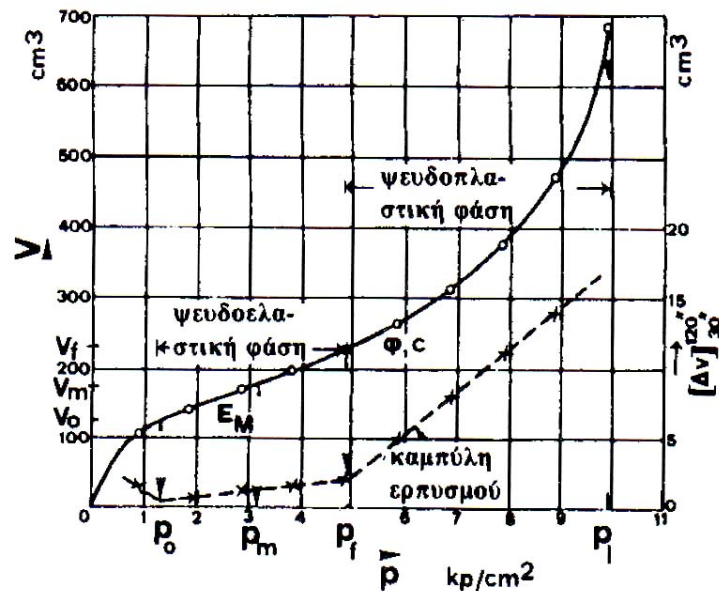
Από τις καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της δοκιμής κατασκευάζεται η πρεσσιομετρική καμπύλη που παρουσιάζει την πίεση σε σχέση με τη μεταβολή του όγκου μέσα στην κυψέλη.

Κατά τη διάρκεια της δοκιμής διακρίνονται οι εξής τρεις κύριες φάσεις (σχ.4.9) :

1. Η φάση επανασυμπίεσης των τοιχωμάτων της γεώτρησης.

Κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής παρατηρείται επαναφορά των τοιχωμάτων της γεώτρησης στην αρχική τους θέση. Δηλαδή απαλείφεται η παραμόρφωση που

προκαλείται από τη χαλάρωση των τοιχωμάτων της γεώτρησης. Το τμήμα της καμπύλης που αντιστοιχεί στη φάση αυτή είναι καμπύλο με ελαφρά ανοδική πορεία. Στο τέλος του τμήματος αυτού θεωρείται ότι έχει αποκατασταθεί η εντατική κατάσταση που επικρατούσε πριν από τη διάνοιξη της γεώτρησης και γι' αυτό η πίεση που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό χαρακτηρίζεται ως πίεση ηρεμίας,  $p_0$ .



Σχήμα 4.9. Πρεσσιομετρική καμπύλη - καμπύλη ερπυσμού (Χρηστάρας, 2002)

## 2. Η ψευδοελαστική φάση

Κατά τη διάρκεια της ψευδοελαστικής φάσης έχουμε ελαστική παραμόρφωση των τοιχωμάτων της γεώτρησης. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ του όγκου και της τάσης.

Από την κλίση του σχεδόν γραμμικού τμήματος της πρεσσιομετρικής καμπύλης που αντιστοιχεί στην ψευδοελαστική φάση είναι δυνατός ο υπολογισμός του πρότυπου πρεσσιομετρικού μέτρου παραμόρφωσης  $E_M$ , το οποίο δίνεται από τον ακόλουθο τύπο (Χρηστάρας, 2002):

$$E_M = K \frac{\Delta \rho}{\Delta V} \quad (4.6)$$

Όπου  $K$  η σταθερά που εξαρτάται από τις διαστάσεις της κεντρικής κυψέλης και τον όγκο του νερού που εισήλθε σε αυτή με συγκεκριμένη πίεση.

### 3. Η ψευδοπλαστική φάση

Κατά τη διάρκεια της ψευδοπλαστικής φάσης πραγματοποιείται πλαστική παραμόρφωση των τοιχωμάτων της γεώτρησης. Αυτή η παραμόρφωση παρατηρείται μέχρι μια συγκεκριμένη ακτίνα γύρω από τη γεώτρηση, και πέρα από την ακτίνα αυτή παρατηρείται ελαστική παραμόρφωση όμοια με αυτή της ψευδοελαστικής φάσης. Το τμήμα της πρεσσιομετρικής καμπύλης που αντιστοιχεί στη φάση αυτή έχει τη μορφή καμπύλης με έντονη ανοδική τάση που παρουσιάζει κατακόρυφη ασύμπτωτη. Η τετμημένη της ασύμπτωτης αυτής αντιστοιχεί στο όριο θραύσης,  $P$ , του εδάφους.

## 4.2 ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΔΟΚΙΜΕΣ

Οι εργαστηριακές δοκιμές της εδαφομηχανικής εφαρμόζονται σε δοκίμια, συνήθως σε πυρήνες γεωτρήσεων και έχουν το πλεονέκτημα της εργαστηριακής ακρίβειας έναντι των μεθόδων πεδίου. Η εφαρμογή τους απαιτεί τη χρήση πολλών δοκιμών, προερχόμενα από διαφορετικές θέσεις των υπο μελέτη περιοχών. Έτσι, προηγείται του εργαστηρίου μια ξεχωριστή και πολύ σημαντική διαδικασία για την αποκομιδή των δοκιμών, η δειγματοληψία.

### 4.2.1 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Ο προσδιορισμός της μηχανικής συμπεριφοράς των εδαφών απαιτεί τη διερεύνηση των ιδιοτήτων των εδαφικών δειγμάτων από τη συγκεκριμένη θέση που ενδιαφέρει. Έτσι, προηγούμενα της οποιαδήποτε εργαστηριακής εδαφομηχανικής δοκιμής απαιτείται η αποκομιδή αντιπροσωπευτικών εδαφικών δειγμάτων από τον υπό μελέτη εδαφικό σχηματισμό. Η δειγματοληψία μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους οι οποίοι εξαρτώνται από το είδος του εδάφους, τον τύπο και τη σημασία του έργου (κυρίως την έκταση, το βάθος επιρροής και τις απαιτήσεις αντοχής και ανεκτών υποχωρήσεων) καθώς και το διαθέσιμο μηχανικό εξοπλισμό. Η μηχανική συμπεριφορά των εδαφών εξαρτάται και από τη δομή τους, η οποία όμως μπορεί να καταστραφεί κατά τη δειγματοληψία. Συνεπώς, πρέπει να λαμβάνεται κάθε προσοχή ώστε η διατάραξη κατά τη δειγματοληψία να είναι ελάχιστη. Εδαφικά δείγματα που έχουν υποστεί την ελάχιστη δυνατή διατάραξη ονομάζονται *αδιατάρακτα*.

Η απλούστερη γεωτεχνική δειγματοληψία γίνεται ίσως με την εκσκαφή ενός φρέατος και τη λήψη εδαφικών δειγμάτων από τις παρειές ή τον πυθμένα του. Η μέθοδος διερεύνησης του εδάφους με *ερευνητικά φρέατα* επιτρέπει ταυτόχρονα και τη μακροσκοπική παρατήρηση της στρωματογραφίας (*εδαφικό προφίλ*), της κλίσης των εδαφικών στρώσεων και ποικίλες λεπτομέρειες που δεν είναι εύκολο να αποκαλυφθούν με άλλες μεθόδους. Τα κυριότερα μειονεκτήματα των ερευνητικών φρεάτων είναι το μικρό βάθος τους (που με χρήση συνήθων εκσκαπτικών μηχανημάτων δεν υπερβαίνει τα πέντε περίπου μέτρα) και η δυσκολία εκσκαφής κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα (όπου από τον κίνδυνο κατάπτωσης των παρειών, η παρατήρηση είναι αδύνατη και η δειγματοληψία δυσχερής).

#### 4.2.2 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΠΤΙΚΕΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ

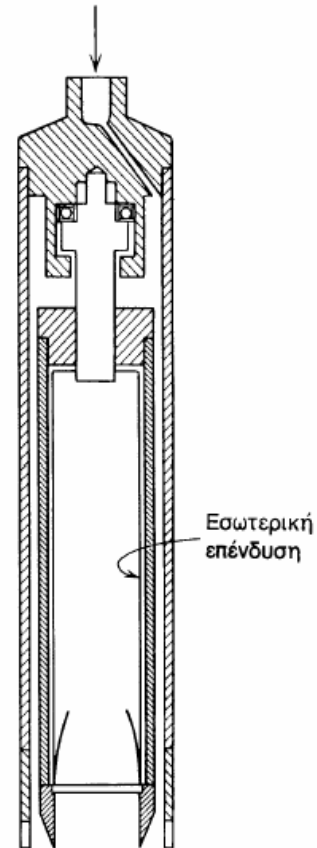
Γεωτεχνικές εργασίες σε βάθη μεγαλύτερα των 4-5 μέτρων συνήθως εκτελούνται με τη διάνοιξη *δειγματοληπτικών γεωτρήσεων*. Κατά τη μέθοδο αυτή δημιουργείται μία κυλινδρική οπή στο έδαφος με τη διείσδυση ενός μεταλλικού στελέχους (διατρητική στήλη) εφοδιασμένου με κοπτική κεφαλή. Η διείσδυση του στελέχους γίνεται με συνδυασμό πίεσης και περιστροφής του στελέχους (περιστροφικές γεωτρήσεις). Η κατάπτωση των τοιχωμάτων της γεώτρησης αποφεύγεται με την τοποθέτηση σωλήνωσης (επένδυσης) που προωθείται ταυτόχρονα με την προχώρηση της διατρητικής στήλης. Με τον τρόπο αυτό η γεώτρηση μπορεί να προχωρήσει σε μεγάλα βάθη, με μόνο περιορισμό τις δυνατότητες (βάρος και ισχύ) του γεωτρύπανου και το διαθέσιμο μήκος των στελεχών και της σωλήνωσης. Η προχώρηση της γεώτρησης συνήθως γίνεται με ταυτόχρονη εισπίεση νερού διαμέσου της διατρητικής στήλης προς τη διατρητική κεφαλή, ώστε να αποφεύγεται η υπερβολική φθορά της κεφαλής λόγω υπερθέρμανσης.

Κατά την προχώρηση της γεώτρησης, σε τακτά διαστήματα εκτελούνται επιτόπου δοκιμές όπως η Πρότυπη Δοκιμή Διείσδυσης (SPT), η Δοκιμή Πτερυγίου (FVT), η Δοκιμή Πρεσσιομέτρου (PMT), δοκιμές εισπίεσης για τη μέτρηση της διαπερατότητας κλπ. Επίσης, λαμβάνονται αδιατάρακτα δείγματα με κάποια από τις μεθόδους που περιγράφονται στα επόμενα:

1. Σε σχετικά μαλακούς εδαφικούς σχηματισμούς η δειγματοληψία γίνεται με εμβολοφόρους δειγματολήπτες (piston samplers) τύπου Denison ή Shelby. Οι δειγματολήπτες αυτοί αποτελούνται από ένα σωλήνα με λεπτό τοίχωμα και αιχμηρό

άκρο, προωθούνται στο έδαφος κάτω από τον πυθμένα της γεώτρησης με απλή πίεση και στη συνέχεια ανακτώνται (μαζί με το εδαφικό δείγμα) με εξαγωγή της διατρητικής στήλης στην επιφάνεια του εδάφους.

2. Σε σκληρότερους εδαφικούς σχηματισμούς, όπου η προχώρηση του δειγματολήπτη με απλή πίεση δεν είναι δυνατή, χρησιμοποιούνται δειγματολήπτες με κοπτική κεφαλή (καροταρίες). Οι δειγματολήπτες αυτοί αποτελούνται από ένα κυλινδρικό σωλήνα (ή από διπλό σωλήνα στις καροταρίες διπλού τοιχώματος), στη βάση του οποίου είναι προσαρμοσμένη η κοπτική κεφαλή (αδαμαντοφόρος ή με σκληρομέταλλα). Ο δειγματολήπτης προσαρμόζεται στη βάση της διατρητικής στήλης και προωθείται στο έδαφος κάτω από τον πυθμένα της γεώτρησης με συνδυασμό πίεσης και περιστροφής. Κατά την προώθηση του δειγματολήπτη, συνήθως διακόπτεται η κυκλοφορία νερού προς την κοπτική κεφαλή, ώστε να μη διαταραχθεί το εδαφικό δείγμα (μέθοδος φραγμού).



Σχήμα 4. 10. Δειγματολήπτης τύπου Denison

3. Τέλος, στα αμμώδη εδάφη, όπου η αδιατάρακτη δειγματοληψία είναι ιδιαίτερα δυσχερής, χρησιμοποιούνται ειδικοί δειγματολήπτες, οι οποίοι χρησιμοποιούν διάφορες μεθόδους για να εμποδίσουν το δείγμα να διαφύγει κατά τη διαδικασία ανάκτησης του δειγματολήπτη. Μετά την ανάκτηση του δειγματολήπτη, τα δείγματα συσκευάζονται, ώστε να αποφευχθούν απώλειες υγρασίας (συνήθως περιβάλλονται με ρευστή παραφίνη και τοποθετούνται σε πλαστικούς σάκους) και τοποθετούνται σε κιβώτια, ώστε να περιορισθεί η διατάραξη κατά τη μεταφορά τους στο Εργαστήριο. Στα προηγούμενα Κεφάλαια έχει επανειλημμένα τονισθεί ότι η μηχανική συμπεριφορά των εδαφών εξαρτάται από τη δομή τους, δηλαδή τη διάταξη των κόκκων (ή των αργιλικών πλακιδίων στα συνεκτικά εδάφη), και τις δυνάμεις που ασκούνται μεταξύ των κόκκων. Συνεπώς, κατά τη δειγματοληψία πρέπει να δίνεται ιδιαίτερη προσοχή, ώστε να μην καταστρέφεται η εδαφική δομή και να μην μεταβάλλονται οι δυνάμεις μεταξύ των κόκκων (αδιατάρακτη δειγματοληψία).



Η αδιατάρακτη δειγματοληψία είναι μία ιδεατή κατάσταση, η οποία δεν είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί επακριβώς για πολλούς λόγους, οι σημαντικότεροι από τους οποίους είναι:

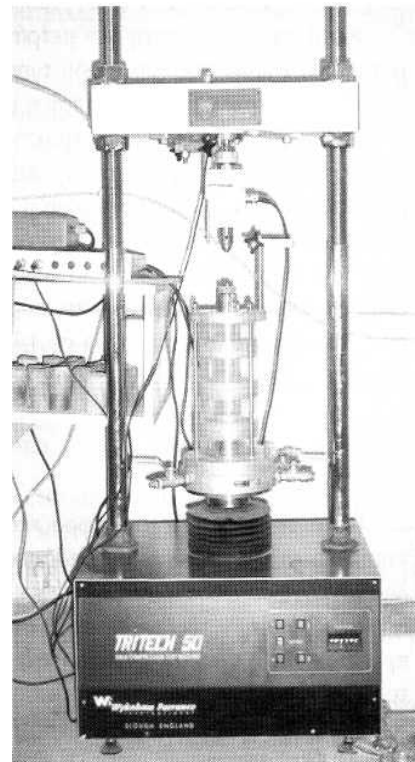
1. Ακόμη και κατά την ιδεατή αδιατάρακτη δειγματοληψία, το εδαφικό δείγμα αφαιρείται από το έδαφος και συνεπώς οι επ' αυτού οι συνολικές τάσεις μηδενίζονται. Επιπλέον, η δειγματοληψία γίνεται υπό αστράγγιστες συνθήκες, επειδή λαμβάνεται πρόνοια ώστε να μη μεταβληθεί η υγρασία του (κορεσμένου) εδαφικού δείγματος (το δείγμα περιβάλλεται με στρώμα παραφίνης αμέσως μόλις αφαιρεθεί από το έδαφος). Συνεπώς, η μείωση των ολικών τάσεων προκαλεί την ανάπτυξη υποπίεσεων στους πόρους στο εσωτερικό του δοκιμίου που συνεπάγεται τη μεταβολή των ενεργών τάσεων.
2. Η πραγματική δειγματοληψία περιλαμβάνει χειρισμούς που προκαλούν πρόσθετη διατάραξη του εδαφικού δείγματος. Πράγματι, η αποκοπή του τεμάχους από τις παρειές ενός φρέατος και η πυρηνοληψία κατά τις γεωτρήσεις προκαλούν διατάραξη των λαμβανομένων δειγμάτων. Ειδικότερα στην περίπτωση των περιστροφικών γεωτρήσεων, η προχώρηση της κοπτικής κεφαλής γίνεται με κυκλοφορία νερού υπό πίεση, ώστε να αποφεύγεται η υπερβολική φθορά της κεφαλής από υπερθέρμανση. Η εισπίεση νερού στην περιοχή της κοπτικής κεφαλής δημιουργεί διατάραξη των λαμβανομένων δειγμάτων. Ακόμη και στην περίπτωση που κατά τη δειγματοληψία διακόπτεται η κυκλοφορία νερού προς την κοπτική κεφαλή (μέθοδος φραγμού), η διατάραξη δεν αποφεύγεται λόγω της ροπής στρέψης που εφαρμόζεται στο έδαφος. Προφανώς, η διατάραξη αυτού του τύπου μειώνεται όσο μεγαλύτερη είναι η διάμετρος της περιστροφικής γεώτρησης. Κατά συνέπεια, τα ολιγότερο διαταραγμένα δείγματα λαμβάνονται είτε από ερευνητικά φρέατα είτε από γεωτρήσεις μεγάλης διαμέτρου (πάνω από 100mm) με εισπιεζόμενους δειγματολήπτες λεπτού τοιχώματος.
5. Η μεταφορά των δειγμάτων στο εργαστήριο, η αποθήκευσή τους, η κοπή και μόρφωση των δοκιμίων και τέλος η τοποθέτησή των δοκιμίων στις εργαστηριακές συσκευές προκαλούν πρόσθετη διατάραξη, που μπορεί να μην είναι ευκαταφρόνητη.

### 4.2.3 ΔΟΚΙΜΗ ΤΡΙΑΞΟΝΙΚΗΣ ΦΟΡΤΙΣΗΣ

Η δοκιμή αυτή καλύπτει τον προσδιορισμό της ακαμψίας κυλινδρικών δοκιμίων συνεκτικών εδαφών, σε αδιατάρακτη κατάσταση, ή ύστερα από αναζύμωση. Η εφαρμογή του κατακόρυφου φορτίου, που εξασκείται κατά τον άξονα του δοκιμίου, που υπόκειται ταυτόχρονα σε μια πλευρική πίεση, ελέγχεται με τη μέτρηση των παραμορφώσεων του δοκιμίου και των τάσεων που εξασκούνται σ' αυτό (Εικ. 4.4.).

Είναι η πλέον αντιπροσωπευτική και αξιόπιστη δοκιμή διερεύνησης της συμπεριφοράς του εδάφους που υπόκειται σε εντατικές καταστάσεις. Παρουσιάζει τα εξής πλεονεκτήματα έναντι της δοκιμής ανεμπόδιστης θλίψης:

- Οι συνθήκες της δοκιμής δεν απέχουν πολύ από τις πραγματικές του εδάφους.
- Είναι δυνατή η μέτρηση της πίεσης των πόρων και ο προσδιορισμός των ενεργών τάσεων. Είναι δυνατός ο προσδιορισμός του λόγου Poisson και της διαπερατότητας.



Εικόνα 4.4. Διάταξη τριαξονικής φόρτισης

### Περιγραφή του πειράματος

Ένα διαμορφωμένο και αδιατάρακτο κυλινδρικό δοκίμιο εδάφους που περιβάλλεται από μια ελαστική μεμβράνη και στη συνέχεια από ένα υγρό μέσα σ' ένα θάλαμο πίεσης, υποβάλλεται σε μια ομοιόμορφη πλευρική πίεση. Στη συνέχεια το δοκίμιο υποβάλλεται σε κατακόρυφη συμπίεση μ' ένα αξονικό φορτίο.

Η αξονική πίεση που εξασκείται στο δοκίμιο είναι ίση με το αξονικό φορτίο διαιρούμενο με την ανηγμένη επιφάνεια του δοκιμίου. Η μέγιστη κύρια τάση του δοκιμίου ισούται με το άθροισμα της μέγιστης κατακόρυφης πίεσης και της πίεσης του θαλάμου και η ελάχιστη ίση με την πίεση του θαλάμου. Η πρόσθετη αξονική

τάση είναι ίση με τη διαφορά της μέγιστης και ελάχιστης κύριας τάσης που εξασκούνται στο δοκίμιο.

Οι μορφές των τριαξονικών δοκιμών ποικίλουν με κυριότερες τις εξής:

1. Ταχεία δοκιμή χωρίς στερεοποίηση - χωρίς αποστράγγιση (UU)
2. Δοκιμή με στερεοποίηση - χωρίς αποστράγγιση με μέτρηση της πίεσης του νερού των πόρων(OIPP)
3. Δοκιμή με στερεοποίηση και με αποστράγγιση (CD)

### **Προετοιμασία και μέγεθος δοκιμίου**

Η προετοιμασία του δοκιμίου γίνεται, κατά προτίμηση, σε υγρό θάλαμο, για να αποφεύγεται η απώλεια υγρασίας του. Επίσης κατά την προπαρασκευή του πρέπει να καταβάλλεται προσπάθεια, ώστε η διατάραξη του να μειώνεται στο ελάχιστο. Για την τριαξονική δοκιμή μπορεί να χρησιμοποιηθούν δοκίμια οποιουδήποτε μεγέθους και διαμέτρου, αρκεί να προσαρμοσθεί κατάλληλα η συσκευή και να διατηρείται η σχέση διαμέτρου προς το ύψος 1:2 έως 1:3 με μία ελάχιστη διάμετρο 33 mm. Τα πιο επικρατέστερα όμως μεγέθη που συνηθίζονται στην πράξη είναι τα δοκίμια με ύψος 72 mm και διάμετρο 35 mm και τα δοκίμια με ύψος 165 mm και διάμετρο 71 mm.

#### **4.2.4 ΔΟΚΙΜΗ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ**

Η μέθοδος αφορά στον ταχύ προσδιορισμό της ανεμπόδιστης αντοχής αδιατάρακτου δείγματος συνεκτικού εδάφους κατά την εφαρμογή ενός αξονικού φορτίου. Απαραίτητη προϋπόθεση είναι η συνεκτικότητα του εδάφους να είναι τέτοια ώστε να επιτρέπει τη διατήρηση της γεωμετρίας του δοκιμίου χωρίς την εφαρμογή πλευρικής πίεσης. Η εκτέλεση της δοκιμής δεν είναι εφικτή στα μη συνεκτικά εδάφη, επειδή δεν είναι δυνατή η παρασκευή εδαφικών δοκιμίων. Με τον όρο αντοχή σε ανεμπόδιση θλίψη εννοείται η θραύση μετά από φόρτιση ενός δείγματος σε κατάσταση φυσικής

υγρασίας (U test), κατά μία μόνο κατεύθυνση (κατακόρυφη), ενώ πλευρικά μπορεί να επεκτείνεται χωρίς κανένα εξωγενή περιορισμό. Με την δοκιμή αυτή μπορεί να προσδιοριστεί το μέτρο ακαμψίας (ή παραμορφωσιμότητας) ενός δοκιμίου, την ευαισθησία (s), τη διατμητική του αντοχή αλλά και άλλες εδαφοτεχνικές παραμέτρους (συνοχή c, γωνία εσωτερικής τριβής φ). Σημειώνεται πως στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται λεπτομερώς ο τρόπος υπολογισμού του μέτρου ακαμψίας με τη μέθοδο της ανεμπόδιστης μονοαξονικής θλίψης, εφόσον μόνο αυτή η μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία.

### **Διαστάσεις δοκιμίου**

Το δοκίμιο δεν πρέπει να έχει διάμετρο μικρότερη από 33 mm ενώ η μέγιστη διάμετρος των κόκκων θα πρέπει να είναι μικρότερη από το 1/10 της διαμέτρου του δοκιμίου. Ο λόγος ύψους προς τη διάμετρο του δοκιμίου θα πρέπει να είναι περίπου 2 : 1. Η μέτρηση των διαστάσεων του δοκιμίου θα πρέπει να γίνεται με παχύμετρο τύπου Vernier.

### **Προπαρασκευή αδιατάρακτων δοκιμίων (AASHTO T-146/49, ASTM D-2217/88).**

Κατά τη μόρφωση των αδιατάρακτων δοκιμίων δίνεται πολύ μεγάλη προσοχή για την αποφυγή διατάραξης του δείγματος κατά την εξαγωγή του από τον δειγματολήπτη. Κατά τη διάρκεια μόρφωσης του δοκιμίου θα πρέπει να τηρούνται όλες οι προφυλάξεις, ώστε να εμποδίζεται η μεταβολή της φυσικής υγρασίας. Το δοκίμιο θα πρέπει να διαμορφώνεται έτσι ώστε να επιτυγχάνεται η επιπεδότητα και καθετότητα των διατομών αυτών ως προς τον άξονα του δοκιμίου. Προσδιορίζεται το βάρος του δοκιμίου και η φυσική του υγρασία.

### **Πορεία δοκιμής**

Για να γίνει η δοκιμή αντοχής ενός δείγματος σε μονοαξονική θλίψη χρησιμοποιείται μια χειροκίνητη συσκευή φόρτισης (θλίψης). Αυτή αποτελείται από μια πρέσα μέσα στην οποία το κυλινδρικό εδαφικό δείγμα πιέζεται κατακόρυφα με

τη βοήθεια ενός βιδωτού στροφάλου. Με τη μεταφορά του εμβόλου καταγράφεται αυτόματα τόσο η συμπίεστικότητα του δείγματος (παραμόρφωση), όπως επίσης και το θλιπτικό αξονικό φορτίο που επιφέρεται από ψηφιακά μηχανοσυστήματα (Στειακάκης, 2003).

### **Υπολογισμοί.**

Αρχικά προσδιορίζεται η μοναδιαία (ανηγμένη) παραμόρφωση,  $\varepsilon$ :

$$\varepsilon = \frac{\Delta L}{L_0} \quad (4.7)$$

$L_0$  = αρχικό ύψος του δοκιμίου (mm)

$\Delta L$  = παραμόρφωση του δοκιμίου όπως αυτή δίνεται από το μηχανοσυστήμα παραμόρφωσης (mm)

Η στιγμιαία τάση ( $\sigma$ ) στο δοκίμιο υπολογίζεται ως :

$$\sigma = \frac{P}{A'} (kPa) \quad (4.8)$$

όπου  $P$  το στιγμιαίο φορτίο (kN) στο δείγμα που αντιστοιχεί σε μια τιμή του  $\Delta L$

$A'$  η μέση εγκάρσια επιφάνεια του δείγματος ( $m^2$ ) που αντιστοιχεί στο φορτίο  $P$

Η αρχική επιφάνεια  $A_0$  διορθώνεται θεωρώντας ότι ο ολικός όγκος του δοκιμίου παραμένει αμετάβλητος. Αν λοιπόν ο αρχικός ολικός όγκος του δοκιμίου είναι :

$$V_T = A_0 L_0 \quad (4.9)$$

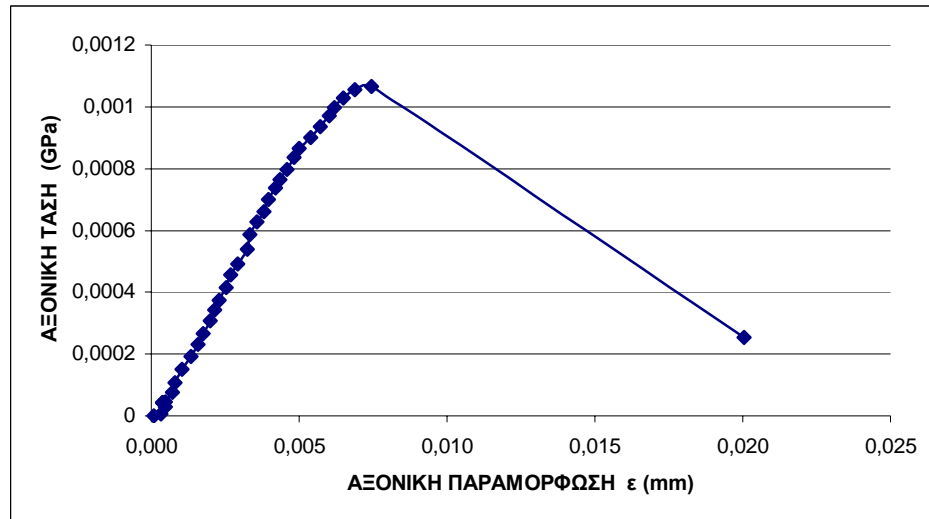
μετά από μερική αλλαγή στο μήκος του δοκιμίου  $\Delta L$  θα ισούται με :

$$V_T = A' (L_0 - \Delta L) \quad (4.10)$$

Εξισώνοντας τις δύο τελευταίες σχέσεις και επιλύοντας ως προς  $A'$  προκύπτει :

$$A' = A_0 / (1 - \varepsilon) \quad (4.11)$$

Με τη χρήση τις στιγμιαίας τάσης ( $\sigma$ ), διορθωμένης ως προς τη μέση εγκάρσια επιφάνεια  $A'$  και την ανηγμένη παραμόρφωση ( $\varepsilon$ ) κατασκευάζεται διάγραμμα ανηγμένης αξονικής τάσης – παραμόρφωσης (Σχ.4.11) .



Σχήμα 4.11 . Παράδειγμα διαγράμματος ανηγμένης αξονικής τάσης – παραμόρφωσης.

Από τα χαρακτηριστικά της καμπύλης τάσης παραμόρφωσης, που αναφέρθηκε, στην πράξη μπορούν να αποδοθούν διάφορες ιδιότητες του υπό μελέτη εδάφους. Μερικά από τα βασικότερα χαρακτηριστικά είναι :

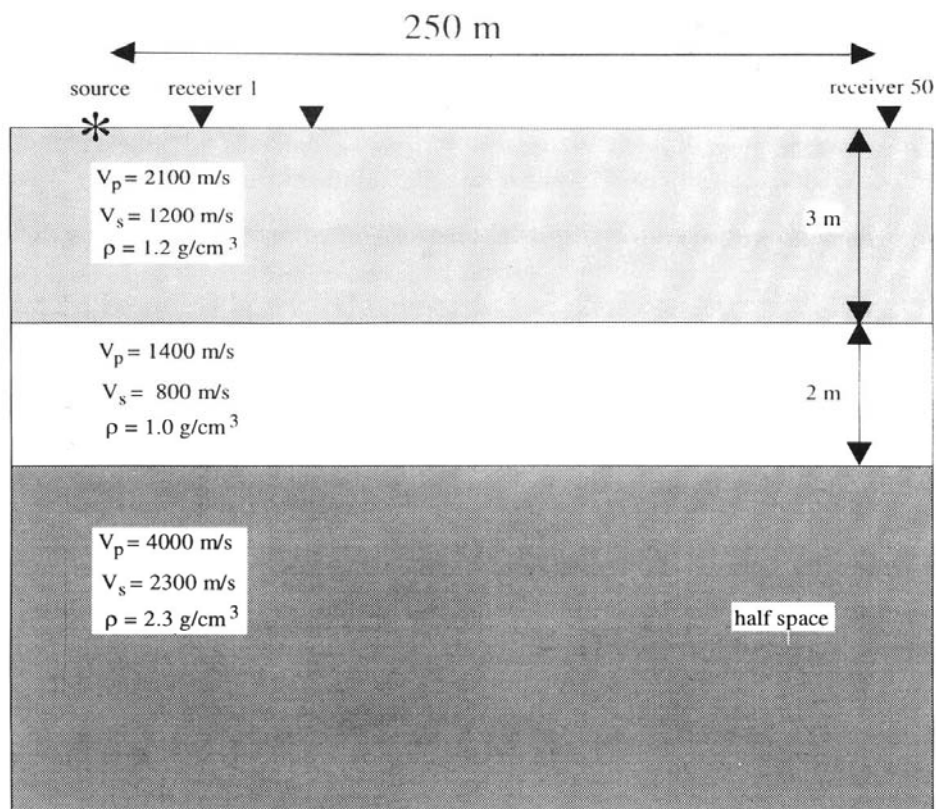
- Η κλίση του αρχικού τμήματος της καμπύλης τάσης – παραμόρφωσης για τον προσδιορισμό του αρχικού (initial) μέτρου ακαμψίας  $E_{\text{initial}}$
- Η κλίση μιας ευθείας γραμμής στο σημείο της καμπύλης το οποίο είτε επιλέγεται αυθαίρετα είτε ως προς το μέγιστο εύρος της τάσης που εφαρμόσθηκε (συνήθως 50%, υπολογισμός του εφαπτομενικού μέτρου ακαμψίας π.χ.  $E_{50}$ )
- Η κλίση της καμπύλης υστέρησης που προκύπτει από την αποφόρτιση του δοκιμίου.

Σημειώνεται, πως επειδή η δοκιμή ανεμπόδιστης θλίψης είναι ταχεία, στην περίπτωση κορεσμένου δείγματος η επιβαλλόμενη τάση αναλαμβάνεται σχεδόν εξολοκλήρου από το νερό των πόρων.

## 5 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Σ' αυτήν την ενότητα θα γίνεται αναφορά περισσότερο στις γεωμετρικές, κυρίως, παραμέτρους που ενδέχεται να επηρεάσουν σημαντικά ή όχι την ποιότητα των καμπυλών διασποράς. Κι αυτό, γιατί μια ποιοτική και ευδιάκριτη καμπύλη διασποράς είναι εύκολο να απομονωθεί και να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα κατά την διαδικασία της αντιστροφής. Έτσι, σαν κριτήρια αποδεκτής και ποιοτικής καμπύλης, ορίζονται η ευκρίνειά της, το ευρύ συχνοτικό περιεχόμενο και η συνέχειά της (δηλ. να μην διακόπτεται κατά διαστήματα).

Όλη αυτή προσπάθεια θα βασιστεί σε συγκεκριμένο συνθετικό μοντέλο του εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, του οποίου τα χαρακτηριστικά περιγράφονται παρακάτω (Σχήμα 5.1).



**Σχήμα 5.1.** Εδαφικό μοντέλο τριών στρωμάτων των συνθετικών δεδομένων του πειράματος (Davide Gei, Πανεπιστήμιο Τεργέστης).

Ειδικότερα για τις παραμέτρους του συνθετικού μοντέλου, αναφέρεται ότι αποτελείται από 199 ενεργά γεωφώνα οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας ταυτόχρονα (ισαπόσταση 1.25m), με απόσταση πρώτου γεωφώνου – πηγής ίση με 5m και πηγής – τελευταίου ίση με 250m. Η πηγή είναι κρουστική και δρα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση με συχνοτικό μέγιστο 66.6 Hz.

Για τα δυο στρώματα και τον υποκείμενο ημιχώρο, οι ταχύτητες των S κυμάτων είναι 1200 και 800 και 2300 m/sec αντίστοιχα, με επιθυμητό συχνοτικό εύρος από 1 έως 300 Hz. Τέλος, ο χρόνος καταγραφής έχει οριστεί αρχικά στα 0,8sec με διάστημα δειγματοληψίας ίσο με 0,5msec.

## 5.1 ΣΤΟΧΟΣ ΚΑΙ ΤΟΜΕΙΣ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

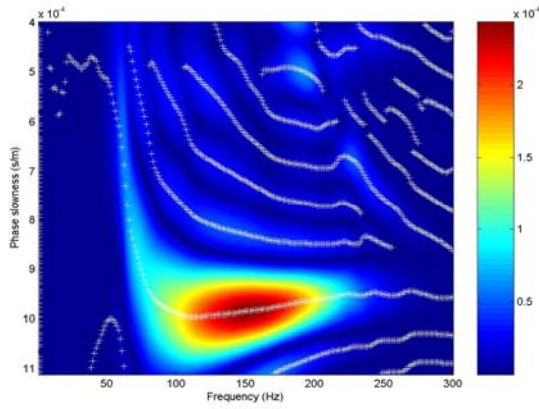
Βασικός σκοπός του πειράματος ήταν η διεξοδική διερεύνηση των παραμέτρων που επηρεάζουν την απόκτηση των καμπυλών διασποράς, αφού φυσικά αυτές οι παράμετροι ταυτοποιηθούν. Παράλληλα ο πειραματισμός με συνθετικά δεδομένα έλαβε χώρα προηγούμενα των μετρήσεων με επιφανειακά σεισμικά κύματα με στόχο την απόκτηση εμπειρίας σε θέματα ποιότητας των καμπυλών διασποράς, προ των διασκοπήσεων ώστε να αποφευχθούν τυχόντα λάθη στο πεδίο.

Έτσι, θεωρήθηκε σκόπιμο να μελετηθούν παράγοντες όπως η ισαπόσταση των γεωφώνων, η απόσταση πηγής - πρώτου γεωφώνου (offset), ο αριθμός των χρησιμοποιούμενων καναλιών, η εδαφική κάλυψη, ο χρόνος και το διάστημα δειγματοληψίας αλλά και όλοι αυτοί οι παράγοντες ταυτόχρονα.

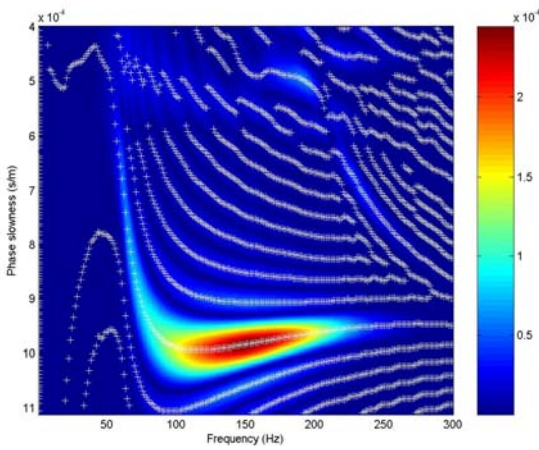
- **Μήκος της διάταξης των γεωφώνων**

Για να γίνει μια μελέτη της παραμέτρου αυτής εφικτή, θεωρήθηκε για το υπό μελέτη συνθετικό μοντέλο ένα σταθερό αριθμό γεωφώνων ο οποίος σταδιακά θα «απλώνεται» κατά μήκος της γραμμής μελέτης, με την αύξηση της ισαπόστασης των γεωφώνων. Ενδεικτικά διαγράμματα των πειραμάτων που έγιναν για το σκοπό αυτό παρατίθενται παρακάτω.

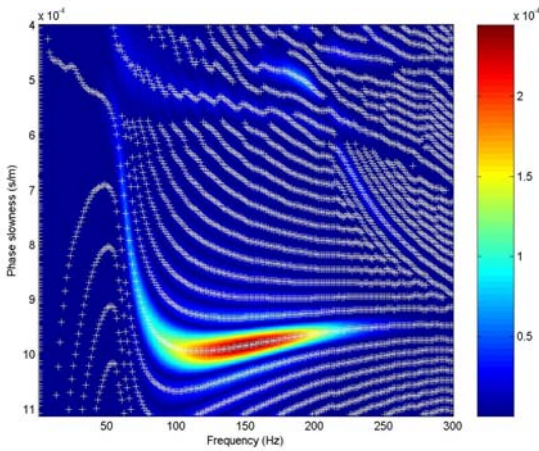




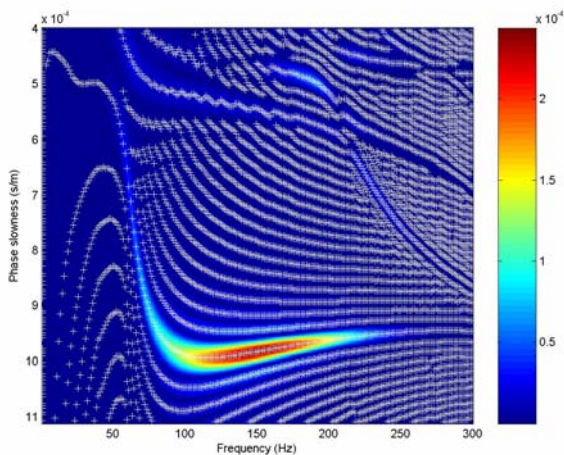
**Διάγραμμα 5.1.** Κανάλια 50  
Ισαπόσταση 1,25m  
Μήκος διάταξης 61,25m  
Πηγή-1<sup>ο</sup> κανάλι 5m



**Διάγραμμα 5.2.** Κανάλια 50  
Ισαπόσταση 2,5 m  
Μήκος διάταξης 122,5 m  
Πηγή-1<sup>ο</sup> κανάλι 5m



**Διάγραμμα 5.3.** Κανάλια 50  
Ισαπόσταση 3,75 m  
Μήκος διάταξης 183,75 m  
Πηγή-1<sup>ο</sup> κανάλι 5m



**Διάγραμμα 5.4.** Κανάλια 50  
Ισαπόσταση 5 m  
Μήκος διάταξης 245 m  
Πηγή-1<sup>ο</sup> κανάλι 5m

Από τα παραπάνω, παρατηρείται ότι με την αύξηση του μήκους της διάταξης (που στο παρόν παράδειγμα σημαίνει φυσικά και αύξηση της ισαπόστασης), η ποιότητα των καμπυλών διασποράς, αλλά και της θεμελιώδους ειδικότερα, βελτιώνεται δραστικά (πχ. διαγράμματα 5.1 και 5.2) παρ' ότι η ισαπόσταση μεγαλώνει επίσης.

Πράγματι, εφόσον η διακριτική ικανότητα στο χώρο των κυματαριθμών υπολογίζεται από τη σχέση

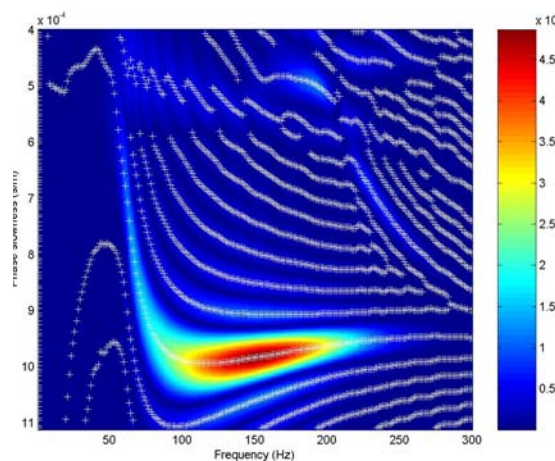
$$k_0 = \frac{1}{N\Delta x} \quad (5.1)$$

όπου  $N$  ο αριθμός των δειγμάτων (γεώφωνα) και  $\Delta x$  η ισαπόστασή τους, αποδεικνύεται πως για σταθερό αριθμό δειγμάτων  $N=50$  που τέθηκε στο παρόν πείραμα και με αύξηση της ισαπόστασης  $\Delta x$ , η τιμή  $k_0$  αναμένεται να μειωθεί. Έτσι, γίνεται κατανοητό πως με την αύξηση της εδαφικής κάλυψης βάσει της ισαπόστασης στα προηγούμενα βελτιώνεται η ποιότητα των καταγραφών.

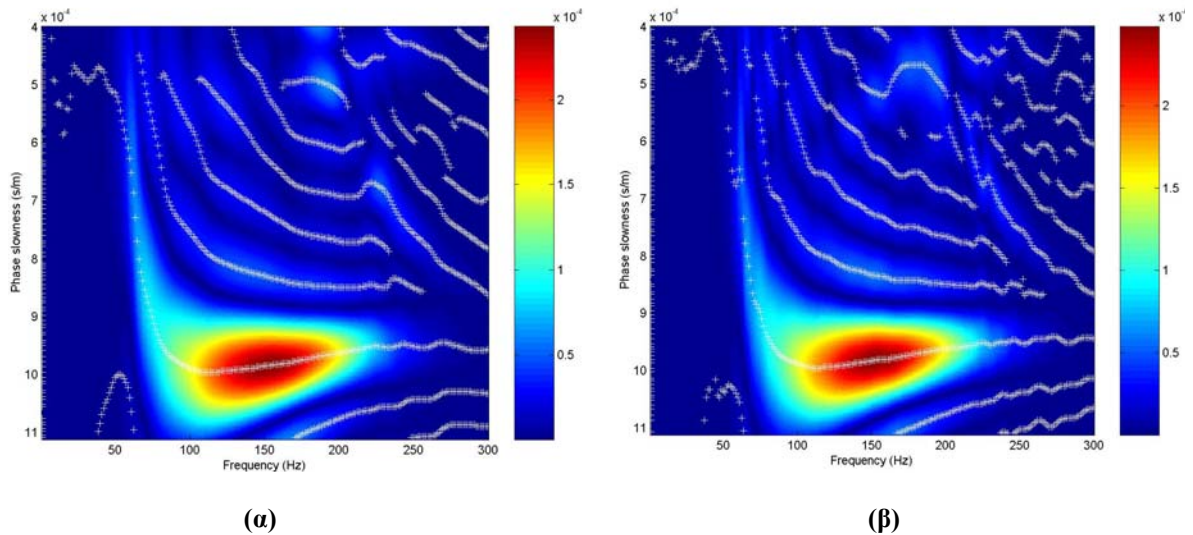
Άρα το μήκος της διάταξης είναι ιδιαίτερα σημαντικό για την σωστή ερμηνεία των επιφανειακών κυμάτων και θα πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη κατά την διάρκεια των διασκοπήσεων.

#### • Αριθμός καναλιών

Στο υποκεφάλαιο αυτό μελετάται η επίδραση του αριθμού των γεωφώνων στην δημιουργία των τελικών καμπυλών διασποράς. Για την επίτευξη του σκοπού αυτού, συγκρίνονται αποτελέσματα υπολογισμών των καμπυλών διασποράς για καταγραφές με την αφαίρεση των πρώτων και των τελευταίων 50 εξ αυτών (Σχ.5.2 και 5.3). Σημειώνεται πως η ισαπόσταση γεωφώνων παραμένει πάντα ίση με 1,25m .



**Σχήμα 5.2.** Καμπύλη διασποράς με 100 ενεργά κανάλια και απόσταση πηγής  $1^{ou}$  - γεωφώνου 6,25m



**Σχήμα 5.3.** Καμπύλες διασποράς με χρήση των καναλιών (α) 1 – 50 με απόσταση πηγής –  $1^{\text{ου}}$  γεωφώνου 6,25m και (β) 50 - 100 με απόσταση πηγής –  $1^{\text{ου}}$  γεωφώνου 62.5m.

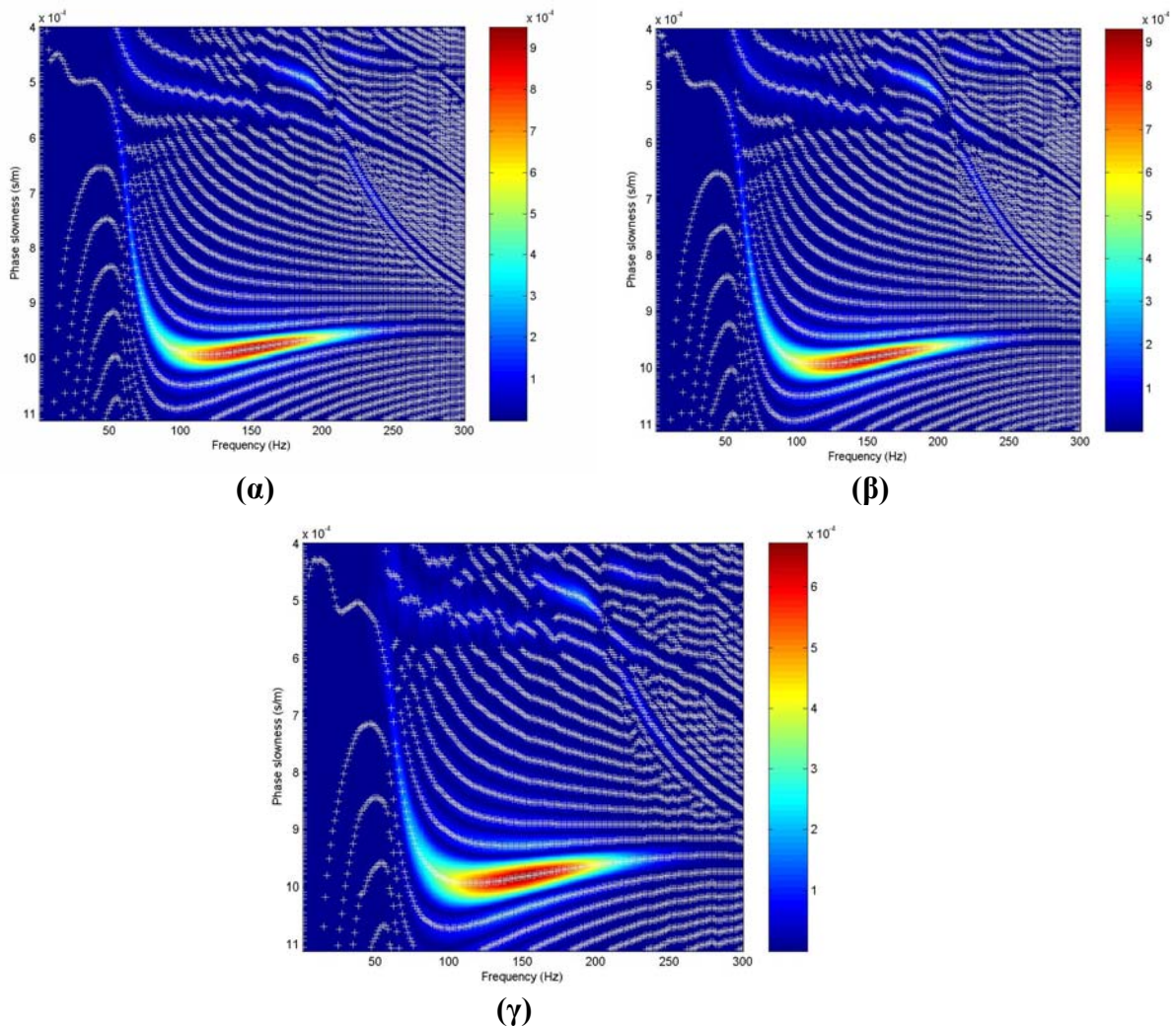
Από τα παραπάνω διαγράμματα παρατηρείται πως οι καμπύλες που σχηματίζονται από τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα είναι λιγότερες όταν ο αριθμός των γεωφώνων μειώνεται. Παράλληλα, η ενέργεια που αντιστοιχεί στη θεμελιώδη καμπύλη διασποράς, εμφανίζεται για τον αριθμό των 50 καναλιών αρκετά διευρυμένη, κάτι που οφείλεται στη μικρότερη εδαφική κάλυψη έναντι αυτής των 100 γεωφώνων. Πράγματι, με τη χρήση της σχέσης 5.1 αποδεικνύεται πως για αριθμό γεωφώνων  $N=100$  και  $N=50$  η διακριτική ικανότητα είναι αντίστοιχα  $K_{100} = 0,004$  1/m και  $K_{50} = 0,008$  1/m. Οπότε, εφόσον  $K_{100} < K_{50}$ , οι καταγραφές των 100 καναλιών αναμένεται να εμφανίζονται καλύτερες αφού είναι ακριβέστερες των 50. Ωστόσο η ποιότητα της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς σε όλες τις παραπάνω περιπτώσεις παραμένει ευδιάκριτη και συνεχής ενώ οι μόνες που επηρεάζονται σημαντικά είναι οι καμπύλες των ανωτέρων τάξεων.

Επίσης, στα σχήματα 5.3α και 5.3β στα οποία η απόσταση πηγής –  $1^{\text{ου}}$  γεωφώνου είναι 6,25 και 62,5m αντίστοιχα και ο αριθμός των καναλιών είναι ίδιος (50), δεν παρατηρείται αξιοσημείωτη διαφοροποίηση των καμπυλών διασποράς. Έτσι, παρόλο που στο σχήμα 5.3α οι καμπύλες εμφανίζουν καλύτερη συνέχεια και είναι λίγο πυκνότερες σε σημεία τοπικών μεγίστων, οι διαφορές τους είναι μικρές σε σχέση με αυτές του Σχ.5.3.β ώστε να συμπεραίνεται πως η απόσταση μεταξύ πηγής -  $1^{\text{ου}}$  γεωφώνου δεν καταλαμβάνει ουσιαστικό ρόλο στις καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων.



- Απόσταση πηγής – πρώτου γεωφώνου

Στο σημείο αυτό γίνεται μια εκτενέστερη μελέτη της επίδρασης της απόστασης της πηγής από το 1<sup>ο</sup> γεωφώνο, στην μορφή των παραγόμενων καμπυλών διασποράς. Γι αυτό τον σκοπό δοκιμάζεται η αφαίρεση μερικών από τα πρώτα κανάλια της γραμμής των γεωφώνων του συνθετικού μοντέλου (1<sup>ο</sup>, 7<sup>ο</sup> κτλ).



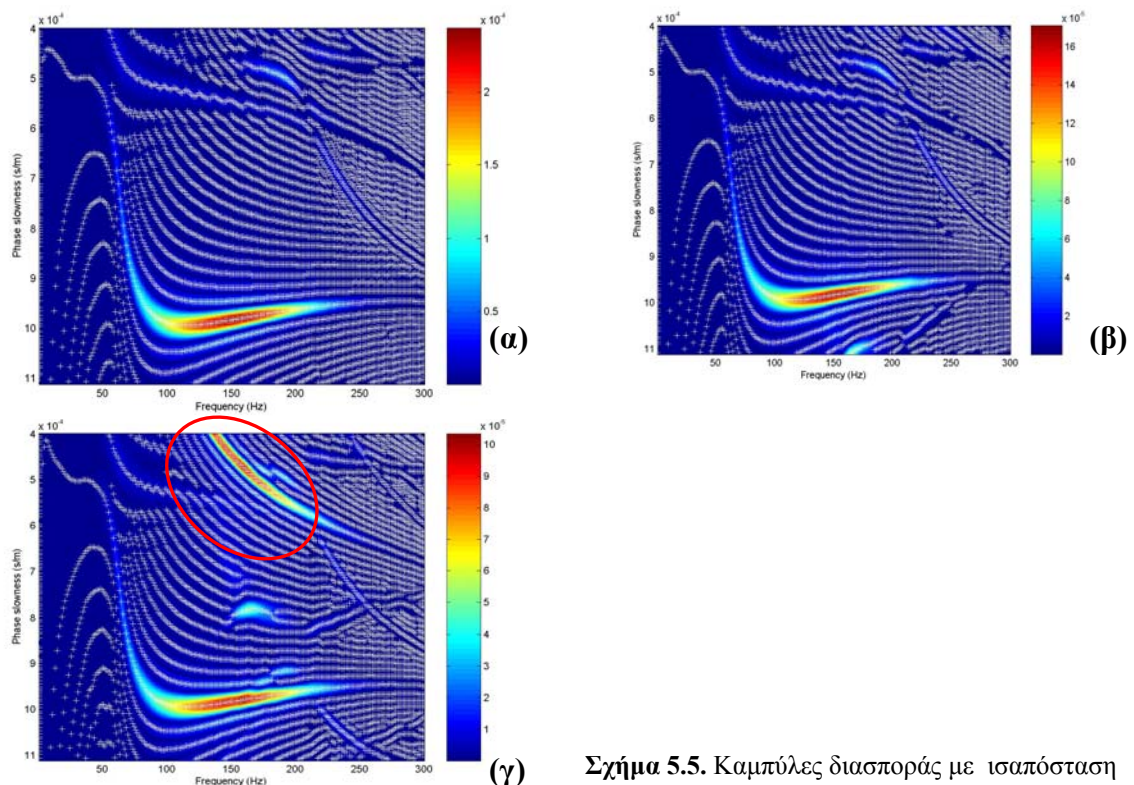
**Σχήμα 5.4.** Επίδραση της απόστασης πηγής – πρώτου γεωφώνου. (α) 6,25m, (β ) 13,75m και (γ) 80m.

Στα παραπάνω διαγράμματα δεν παρατηρείται κάποια ιδιαίτερη μεταβολή των καμπυλών διασποράς με αύξηση της απόστασης του πρώτου γεωφώνου από την πηγή (offset). Παρ' όλα αυτά, στην τελευταία δοκιμή (Σχ.5.4.γ), παρατηρείται μια αραίωση στις καμπύλες των τοπικών μεγίστων και η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς εμφανίζει μεγαλύτερη εξάπλωση της ενέργειάς της, πράγμα επόμενο καθώς η εδαφική κάλυψη της γραμμής των καναλιών ελαττώνεται σημαντικά. Έτσι και στο πείραμα αυτό

διαπιστώνεται πως η απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> καναλιού δεν επιδρά ουσιαστικά στην ποιότητα της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς (συνέχεια, συχνοτικό περιεχόμενο κτλ) καθώς σε για όλες τις αποστάσεις που επιλέχθηκαν, θεωρείται ευδιάκριτη και με ευρύ συχνοτικό φάσμα.

- **Ισαπόσταση γεωφώνων**

Σ’ αυτό το μέρος των πειραμάτων γίνεται προσπάθεια μελέτης της επίδρασης της ισαπόστασης των γεωφώνων. Για να γίνει κάτι τέτοιο εφικτό εφόσον τα κανάλια είναι προκαθορισμένα, στο συνθετικό μοντέλο αφαιρούνται ορισμένα γεωφώνων μεταξύ άλλων ώστε να προκύψει τεχνητά μια αύξηση της απόστασης μεταξύ δυο διαδοχικών καναλιών, ενώ ταυτόχρονα ο αριθμός τους μειώνεται. Αρχικά, αφαιρούνται 4 διαδοχικά γεωφώνων ώστε η ισαπόσταση να αυξηθεί στα  $4 \times 1.25 = 5\text{m}$ . Έπειτα με ανάλογες μετατροπές η ισαπόσταση αυξάνεται στα 7.5 και 12.5m.

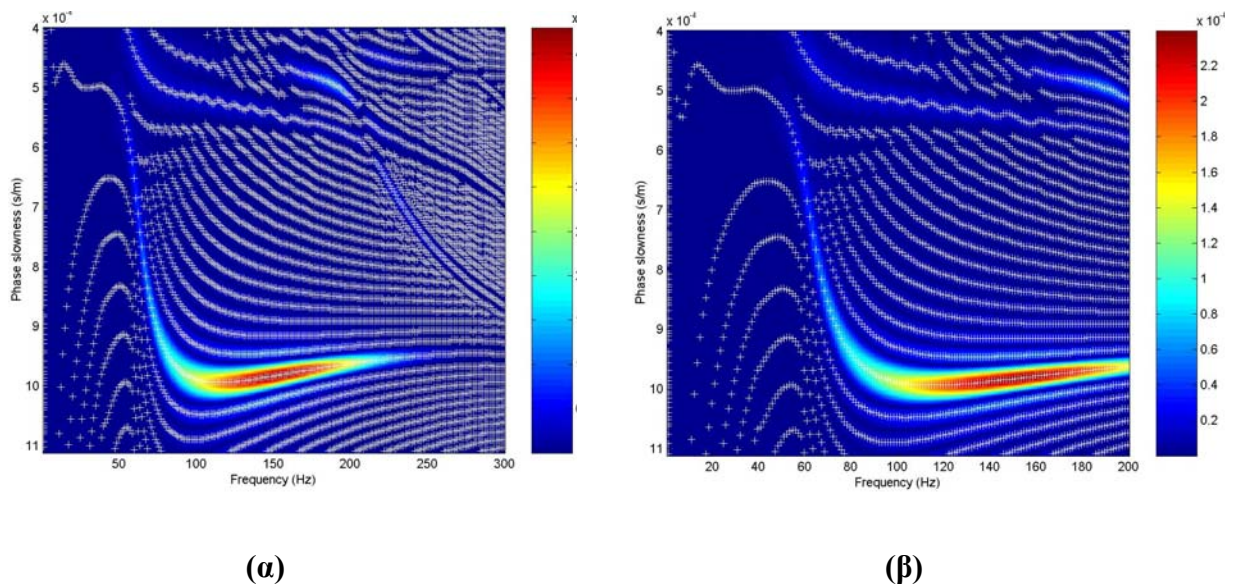


**Σχήμα 5.5.** Καμπύλες διασποράς με ισαπόσταση γεωφώνων (α) 5m, (β) 7,5m και (γ) 12,5m.

Στα τα παραπάνω διαγράμματα (Σχ. 5.5) δεν παρατηρείται κάποια ιδιαίτερη αλλοίωση των θεμελιωδών καμπυλών διασποράς. Παρ' όλα αυτά, παρατηρείται η υπερβολική της ισαπόστασης των γεωφώνων να επηρεάζει τις καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης εξαιτίας της αρκετά αραιής δειγματοληψίας ώστε σε καταγραφές με αρκετά μεγάλη τιμή της ισαπόστασης (δεκαπλάσια της αρχικής) το φαινόμενο αυτό να γίνεται ιδιαίτερα αισθητό (Σχ. 5.5γ).

- **Διάστημα δειγματοληψίας**

Σ' αυτή την παράγραφο γίνεται μια προσπάθεια να προσδιοριστεί η επιρροή του διαστήματος δειγματοληψίας στην καταγραφή των καμπυλών διασποράς.



**Σχήμα 5.6.** Μορφή καμπύλης διασποράς για χρόνους δειγματοληψίας (α) 1 msec και (β) 2 msec.

Στο μοντέλο της έρευνας το διάστημα αυτό είχε οριστεί αρχικά στα 0,8sec (πχ. για τις δοκιμές των προηγούμενων παραγράφων) και αργότερα δοκιμάστηκαν τα 1 και 2sec. Από τα παραπάνω διαγράμματα συμπεραίνεται πως η αύξηση του διαστήματος δειγματοληψίας επιφέρει κάποια αλλοίωση στην καμπύλη διασποράς των επιφανειακών κυμάτων. Σημειώνεται πως η επιμήκυνση που παρατηρείται στην καμπύλη του σχήματος 5.6(β) δεν αποτελεί κάποια μεταβολή καθώς οφείλεται στην αλλαγή της κλίμακας των τιμών του άξονα των συχνοτήτων.

## 5.2 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Από την όλη ενασχόληση με το συγκεκριμένο συνθετικό μοντέλο προκύπτουν ορισμένα πολύ χρήσιμα συμπεράσματα για τον σχεδιασμό του πειράματος στην ύπαιθρο ώστε να είναι εφικτό να εξοικονομηθεί χρόνος και να γίνουν καλύτερες προσεγγίσεις στο τελικό εδαφικό μοντέλο με την αποφυγή σημαντικών σφαλμάτων.

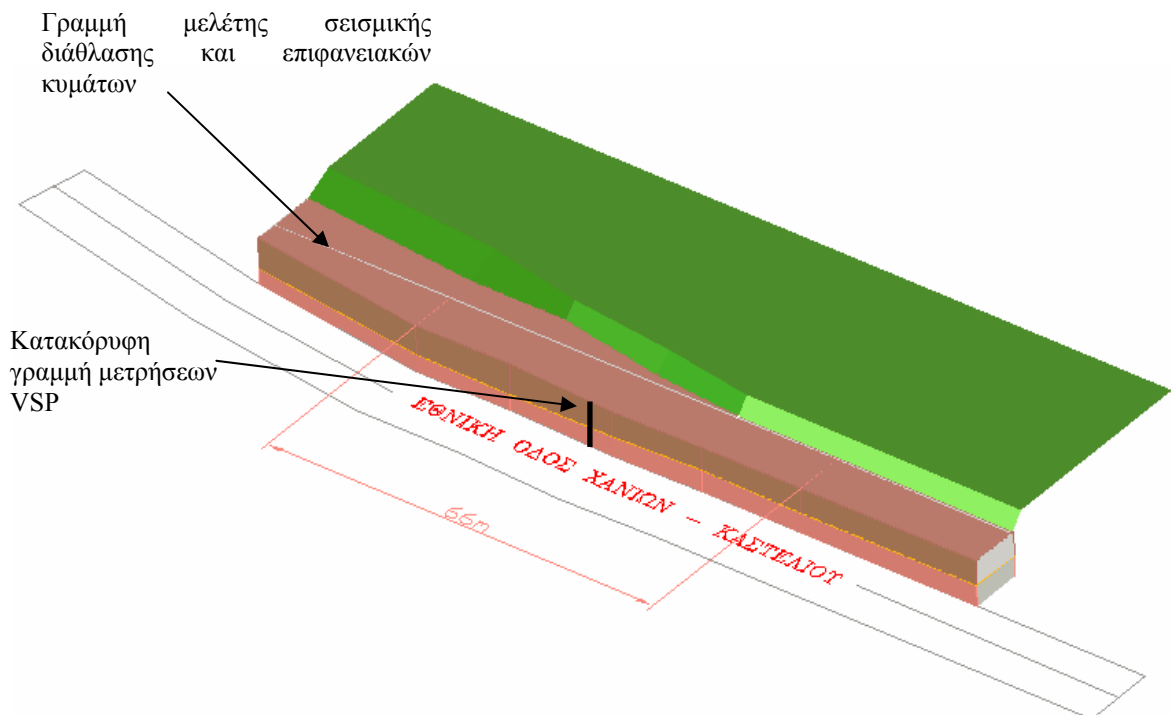
Συγκεκριμένα, μας δίνεται η δυνατότητα να συμπεράνουμε ότι πρέπει να αποφευχθούν ιδιαίτερα μεγάλες ισαποστάσεις των καναλιών για να μην επηρεασθούν οι καμπύλες διασποράς των ανωτέρων τάξεων εξαιτίας της αραιής δειγματοληψίας, ενώ το μήκος της διάταξης θα πρέπει να επιδιώκεται να είναι το μεγαλύτερο δυνατό καθώς η θεμελιώδης όσο και οι ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς βελτιώνονται κατά πολύ. Τέλος, η απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> γεωφώνου θα ήταν χρήσιμο (αν και όχι υποχρεωτικό) να μην ξεπερνά το δεκαπλάσιο της ισαπόστασης.



## 6 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα πειραματικά δεδομένα στη παρούσα διατριβή, έχουν προκύψει από διασκοπήσεις που πραγματοποιήθηκαν σε πρανές που βρίσκεται πλησίον της εθνικής οδού Χανίων – Κολυμβαρίου, στον κόμβο Πλατανιά Χανίων Κρήτης. Η μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκε με τη συνδρομή του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης το φθινόπωρο του 2003. Στην περιοχή μελέτης τα γεωλογικά στρώματα είναι οριζόντια με πάχος που κυμαίνεται από 3 έως 6m. Ο στόχος της μελέτης, επικεντρώνεται στην ανάλυση δεδομένων σεισμικής διάθλασης, σε δεδομένα διασκόπησης VSP (Vertical Seismic Profiling) και επιφανειακών κυμάτων.

Η μελέτη των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με δυο είδη πηγών, βαρύ σφυρί και seisgun betsy, με σκοπό την μελέτη της αποτελεσματικότητας της πηγής.



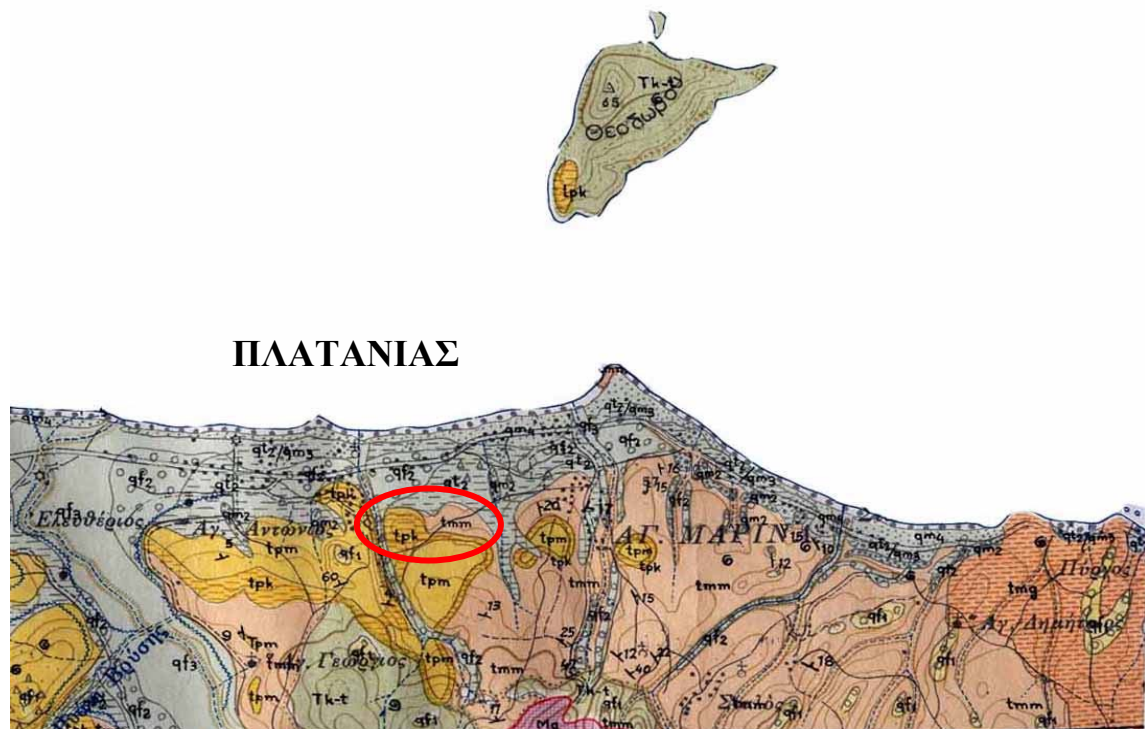
**Σχήμα 6.1.** Σχεδιαστική άποψη του πρανούς των μετρήσεων. Διακρίνεται η γραμμή μελέτης μέγιστου μήκους 66m.



## 6.1 ΠΕΙΡΑΜΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ P ΚΑΙ S ΚΥΜΑΤΩΝ

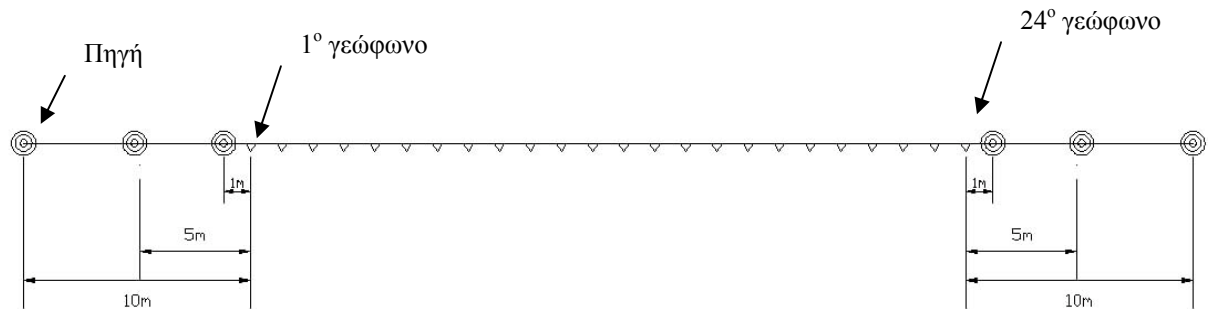
### 6.1.1 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την πραγματοποίηση των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε φορητός 24-κάναλος σειсмоγράφος ES-2401 της Geometrics, ο οποίος πραγματοποιεί ψηφιακή καταγραφή των σεισμικών δεδομένων, τα οποία αποθηκεύονται με ψηφιακή μορφή στον σκληρό δίσκο του οργάνου. Ο σειсмоγράφος ήταν συνδεδεμένος μέσω των γεωφώνων, 24 στο σύνολο ιδιοσυχνότητας 14Hz, με δύο καλώδια 12 απολήξεων, μήκους 120 m το καθένα. Ως πηγή των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε το seisgun (Betsy) του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής και βαρύ σφυρί (sledgehammer) των 5kg.



**Εικόνα 6.1.** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης στον Πλατανιά Χανίων. Το πρανές των διασκοπήσεων βρίσκεται εντός της κόκκινης έλλειψης και χαρακτηρίζεται γεωλογικά ως θαλάσσια απόθεση «μάργας Πλατανιά» πλειοκαίνου, ηλικίας πλακεντίου ή αστίου.

Η διάταξη για τη διάθλαση των P κυμάτων, είναι κοινή και για τα δυο είδη πηγών. Αναλυτικά, οι πηγές τοποθετήθηκαν στα 1, 5 και 10 μέτρα εκατέρωθεν των ορίων της διάταξης των γεωφώνων αντίστοιχα. Οι ισαποστάσεις των γεωφώνων (κατακόρυφης συνιστώσας) ήταν 0.5, 1 και 2 μέτρα.

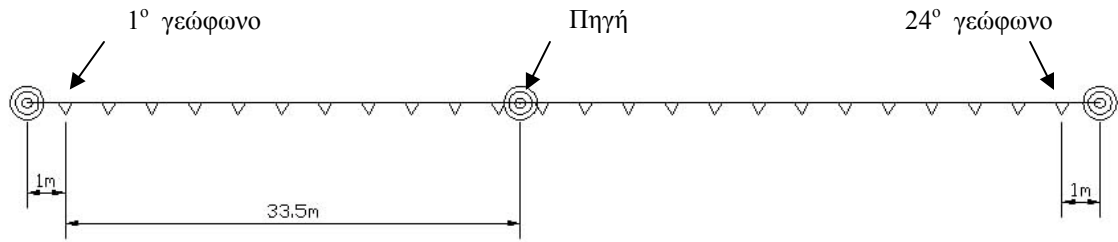


**Εικόνα 6.2.** Σχηματική αναπαράσταση της γραμμής μελέτης της σεισμικής διάθλασης. Διακρίνονται τα 24 γεωφώνια και οι θέσεις των πηγών (αναπαρίστανται με ομόκεντρους κύκλους) στα 1, 5, 10m από το 1<sup>ο</sup> κανάλι (γεωφώνο) και στα 1, 5 και 10m από το 24<sup>ο</sup>.

Για τη διάθλαση των S σεισμικών κυμάτων, χρησιμοποιήθηκε διαφορετική διάταξη. Η πηγή τοποθετήθηκε μόνο κατά 1m εκατέρωθεν της γραμμής των γεωφώνων και μεταξύ του 13<sup>ου</sup> και 14<sup>ου</sup> καναλιού. Η ισαπόσταση των γεωφώνων οριζόντιας συνιστώσας παρέμεινε στο 1m. Σημειώνεται πως χρησιμοποιήθηκε μόνο ένα είδος πηγής, το βαρύ σφυρί (sledgehammer) το οποίο εκτελούσε κρούση εγκάρσια σε ξύλινο δοκάρι το οποίο βρισκόταν σε επαφή με το έδαφος, για την παραγωγή των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (S). Επίσης πραγματοποιήθηκαν αρκετές υπερθέσεις (stackings) των παραγόμενων σειсмоγραμμάτων καθώς η ποιότητα των καταγραφών ήταν σαφώς υποβαθμισμένη και τα εγκάρσια κύματα ήταν ιδιαίτερα δύσκολο να αναγνωρισθούν οπτικά.



**Εικόνα 6.3.** Γεωφώνο καταγραφής σεισμικών κυμάτων (Foti, 2003). Το είδος του διακρίνεται σε κατακόρυφης συνιστώσας για την καταγραφή των P κυμάτων και οριζόντιας για την καταγραφή των κυμάτων S.



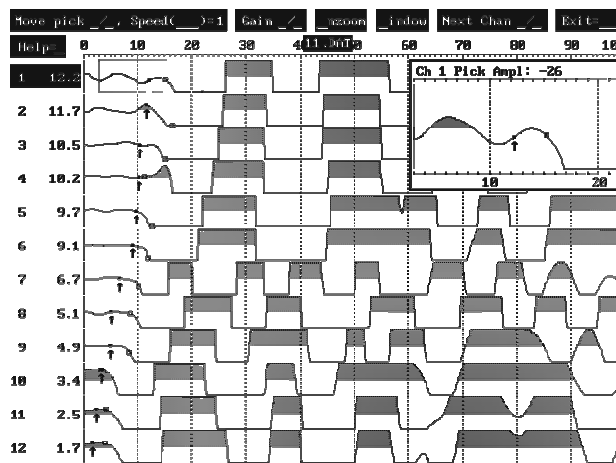
**Εικόνα 6.4.** Η διάταξη πηγής – γεωφώνου στη σεισμική διάθλαση των S κυμάτων. Διακρίνονται οι πηγές οι οποίες απέχουν 1m και 33,5m (δηλ μεταξύ 13 - 14 καναλιού) από το 1° γεωφώνο και 1m από το 24° αντίστοιχα.

### 6.1.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Το πρόγραμμα (SIP της Geometrics) που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής διάθλασης στην εργασία αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε σύνθετες γεωλογικές συνθήκες και χρησιμοποιεί την τεχνική του χρόνου καθυστέρησης για την κατασκευή ενός αρχικού προσεγγιστικού μοντέλου στρωμάτων και στη συνέχεια το βελτιώνει με την επαναληπτική διαδικασία της τεχνικής Ray – Tracing. Το πρόγραμμα αυτό περιλαμβάνει τρία υποπρογράμματα, SIPIK, SIPIN και SIPT2.

#### SIPIK:

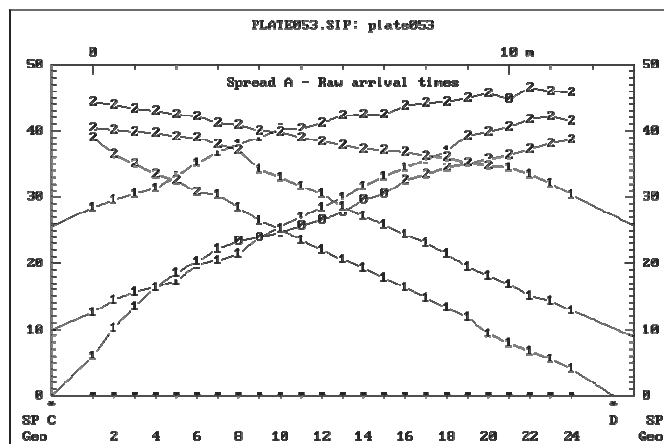
Το πρώτο υποπρόγραμμα πραγματοποιεί αυτόματο καθορισμό των πρώτων αφίξεων (picking) στα σειсмоγράμματα με δυνατότητα επέμβασης και από τον χρήστη για τον πλήρη έλεγχο της διαδικασίας επιλογής των πρώτων αφίξεων.



**Εικόνα 6.5** Καθορισμός των πρώτων αφίξεων από το χρήστη (picking), Sipik.

**SIPIN:**

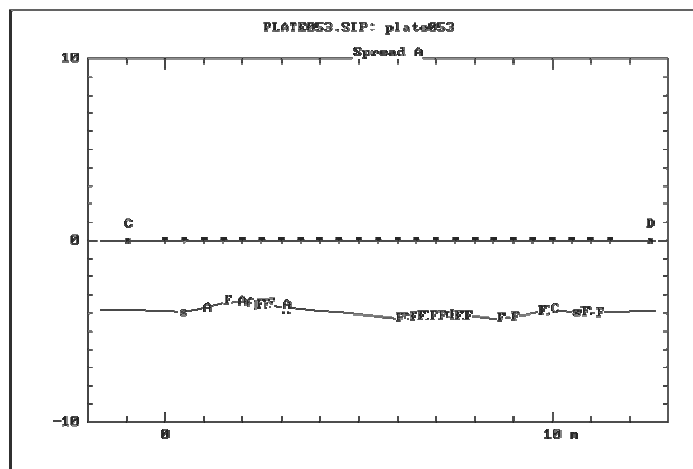
Τα αρχεία που προκύπτουν από το SIPIK εισάγονται στο SIPIN στο οποίο καθορίζεται η γεωμετρία της διάταξης πηγής και γεωφώνων. Στη συνέχεια σχεδιάζονται τα δρομοχρονικά διαγράμματα των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων για κάθε εδαφικό στρώμα. Οι πρώτες αφίξεις που αντιστοιχούν στο 1<sup>ο</sup> στρώμα (απευθείας κύματα) συμβολίζονται με τον αριθμό «1», του δεύτερου (μετωπικά κύματα από την 1<sup>η</sup> διαχωριστική επιφάνεια) με τον αριθμό «2» κ.ο.κ, ενώ με το «0» διαγράφεται το σημείο.



Εικόνα 6.6. Καθορισμός των στρωμάτων στο δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής, Sipin.

**SIPT2 :**

Οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν από το SIPIN εισάγονται στο SIPT2 για τον προσδιορισμό του μοντέλου των ταχυτήτων σε σχέση με το βάθος (depth model).



Εικόνα 6.7. Τελικό εδαφικό μοντέλο μετά την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης με το υποπρόγραμμα Sipt2.

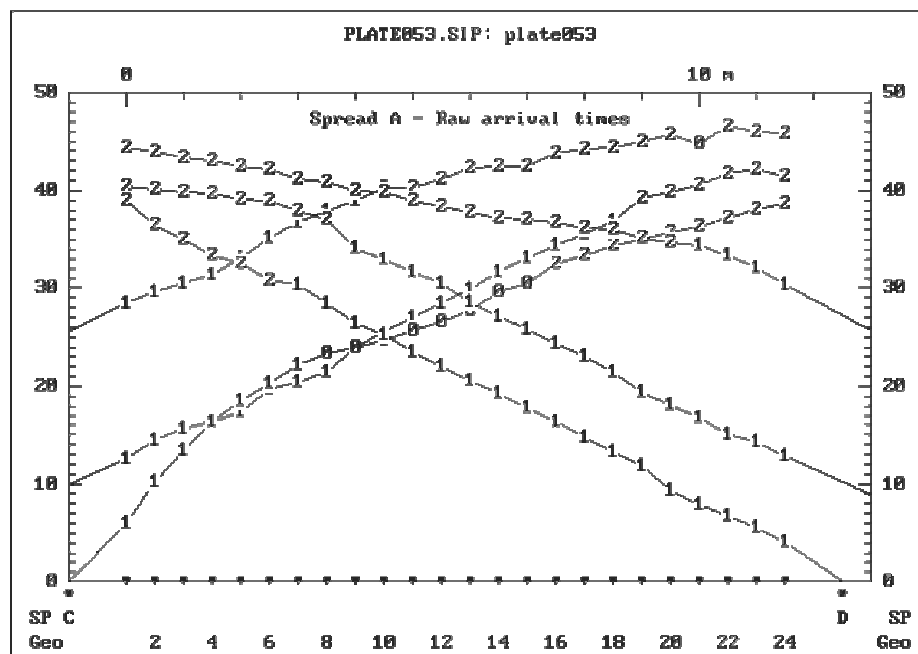
### 6.1.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Με τη χρήση του προγράμματος SIPIK υπολογίσθηκε το εδαφικό μοντέλο και οι ταχύτητες των διαμηκών σεισμικών κυμάτων ( $V_p$ ) για κάθε στρώμα. Για λόγους συντομίας αλλά και καλύτερης κατανόησης των αποτελεσμάτων των μετρήσεων, θα παρατεθούν παρακάτω επιλεγμένα αποτελέσματα ενώ τα υπόλοιπα βρίσκονται στο παράρτημα Β.

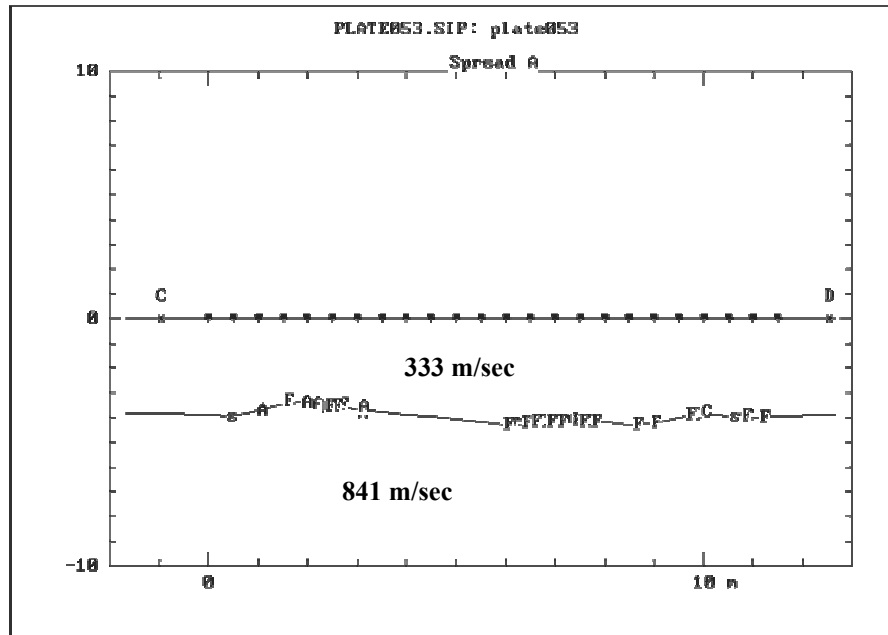
- Διαμήκη κύματα (P)

1)

Είδος πηγής	Sledgehammer - Σφυρί
Ισαπόσταση γεωφώνων	0.5m
Ταχύτητα πρώτου στρώματος	333 m/sec
Ταχύτητα ημιχώρου	841 m/sec
Μέσο πάχος 1 <sup>ου</sup> στρώματος	5m



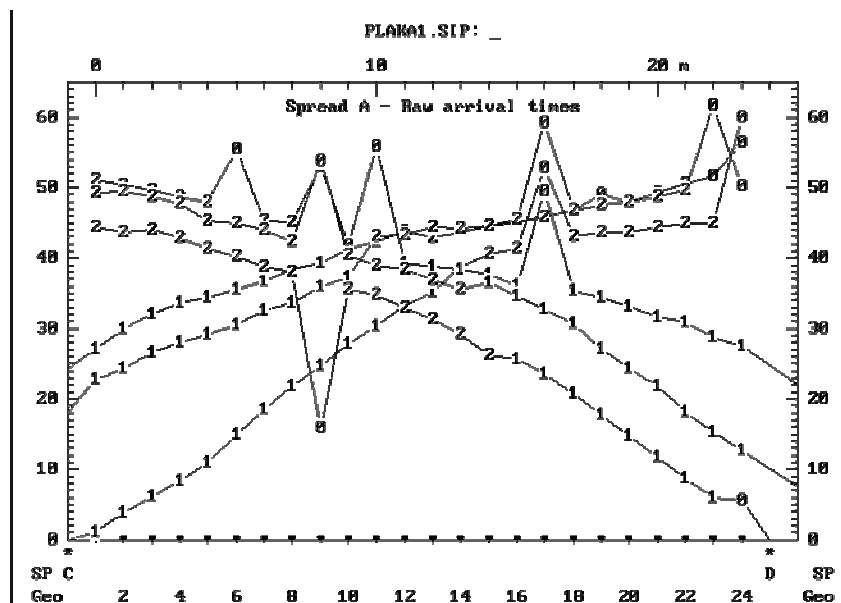
Εικόνα 6.8. Δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής «Plate053». Διακρίνεται η επιλογή 2 στρωμάτων.



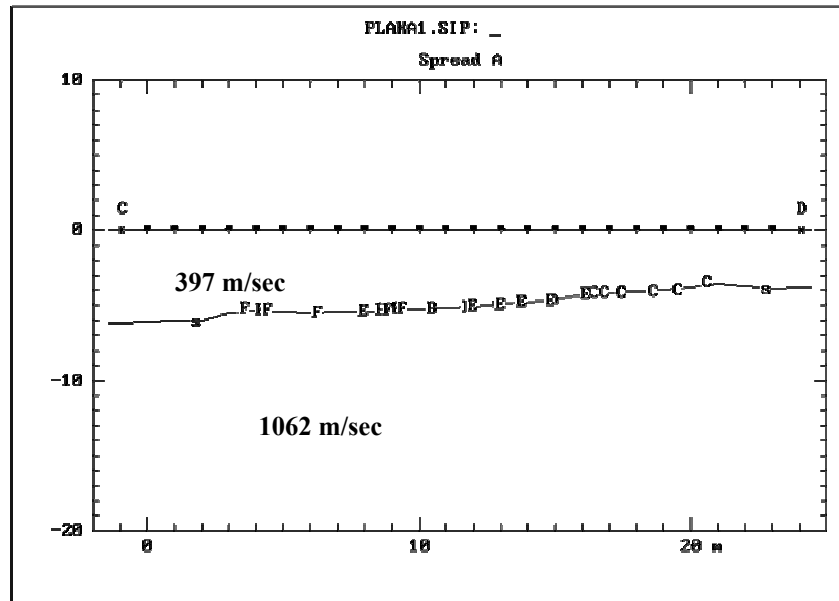
Εικόνα 6.9. Τελικό εδαφικό μοντέλο «Plate053».

2)

Είδος πηγής	Sledgehammer -Σφυρί
Ισαπόσταση γεωφώνων	1m
Ταχύτητα πρώτου στρώματος	397 m/sec
Ταχύτητα ημιχώρου	1062 m/sec
Μέσο πάχος 1 <sup>ου</sup> στρώματος	5m

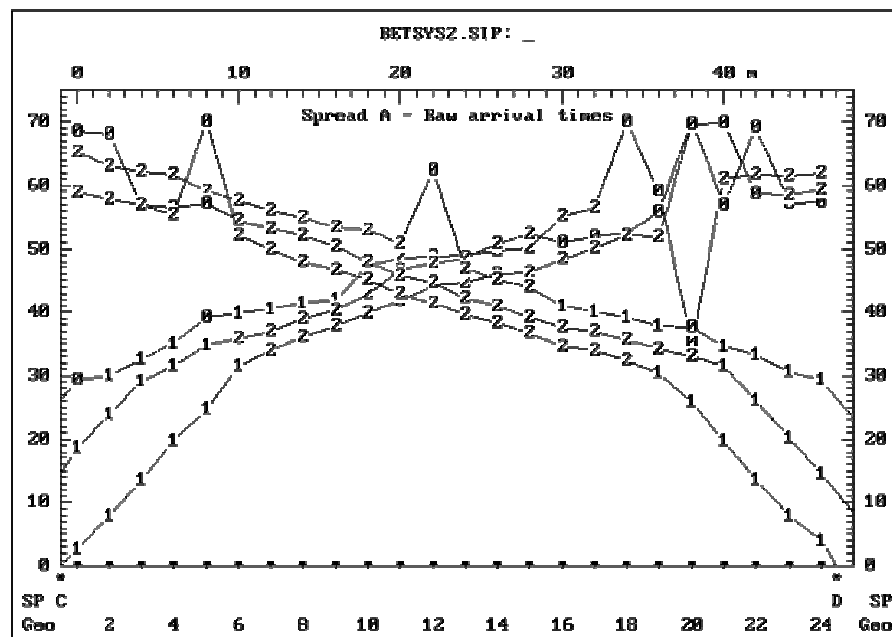


Εικόνα 6.10. Δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής «Plaka1».

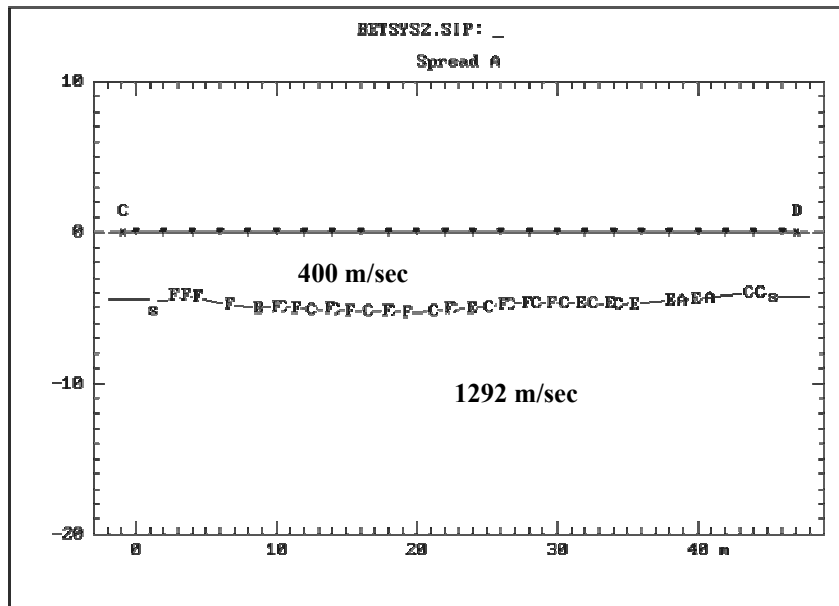


Εικόνα 6.11. Εδαφικό μοντέλο της καταγραφής «Plaka1».

- 3)  
 Είδος πηγής Seisgun Betsy  
 Ισαπόσταση γεωφώνων 2m  
 Ταχύτητα πρώτου στρώματος 400 m/sec  
 Ταχύτητα ημιχώρου 1292 m/sec  
 Μέσο πάχος 1<sup>ου</sup> στρώματος 4m



Εικόνα 6.12. Δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής «Betsy2».



Εικόνα 6.13. Εδαφικό μοντέλο της καταγραφής «Betsy2».

**Πίνακας 6.1.** Σύνοψη των αποτελεσμάτων των καταγραφών διάθλασης P κυμάτων που παρουσιάστηκαν προηγουμένως.

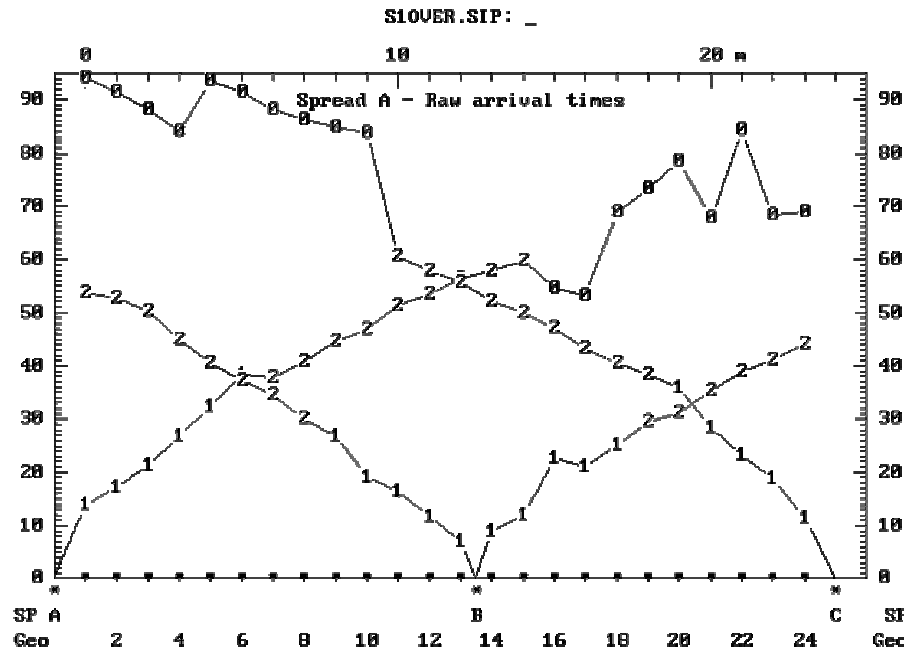
	1	2	3
Είδος πηγής	Sledgehammer	Sledgehammer	Seisgun Betsy
Ισαπόσταση γεωφώνων (m)	0,5	1	2
Ταχύτητα πρώτου στρώματος (m/sec)	333	397	400
Μέσο βάθος διεπιφάνειας	3,9	4,9	4,7
Ταχύτητα ημιχώρου (m/sec)	841	1062	1292



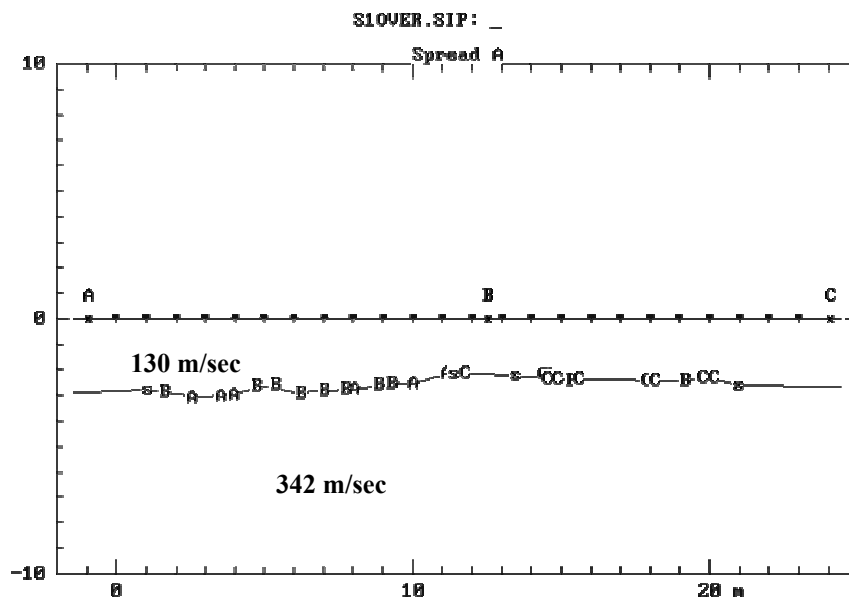
• Εγκάρσια κύματα (S)

1)

Είδος πηγής	Sledgehammer
Απόσταση πηγής – 1 <sup>ου</sup> γεωφώνου	1, 33,5 ,45m
Ισαπόσταση γεωφώνων	1m
Ταχύτητα πρώτου στρώματος	130 m/sec
Ταχύτητα ημιχώρου	342 m/sec
Μέσο πάχος 1 <sup>ου</sup> στρώματος	2,5m



Εικόνα 6.14. Δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής των S κυμάτων.



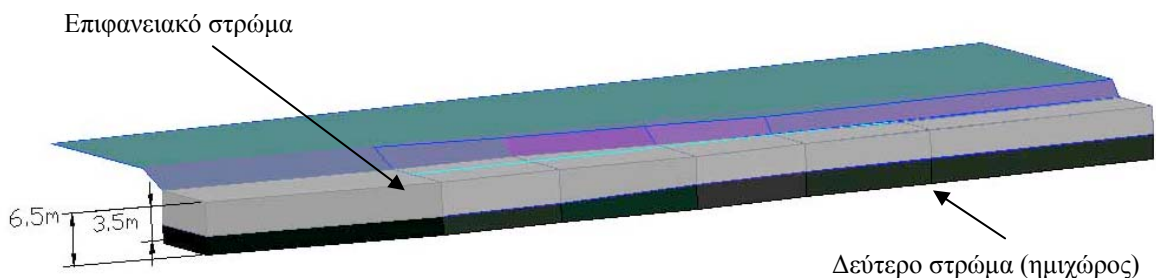
Εικόνα 6.15. Εδαφικό μοντέλο της καταγραφής S κυμάτων.

## 6.1.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Από την μελέτη σεισμικής διάθλασης των παραπάνω καταγραφών, καθίσταται σαφές πως ο εδαφικός μας σχηματισμός αποτελείται από ένα επιφανειακό στρώμα και τον υποκείμενο ημιχώρο.

Για τα διαμήκη κύματα το δεύτερο στρώμα, χαρακτηρίζεται από σημαντικά υψηλότερες ταχύτητες έως διπλάσιες έναντι του πρώτου στρώματος. Έτσι, τα δύο στρώματα έχουν ταχύτητες των P κυμάτων της τάξης των  $400\text{ m/sec}$  περίπου και  $1200\text{ m/sec}$  αντίστοιχα. Πράγματι, το τελικό εδαφικό μοντέλο το οποίο προκύπτει από τις παραπάνω καταγραφές βρίσκεται πολύ κοντά στο πραγματικό (Εικόνα 6.16). Από επιτόπου μετρήσεις στο πρανές αυτό το πρώτο στρώμα εφάπτεται με το δεύτερο σε απόσταση  $3,5 - 4\text{m}$  περίπου από την επιφάνειά του, ενώ χαρακτηρίζεται από μια πολύ μικρή κλίση ως προς το οριζόντιο επίπεδο της τάξης των  $2,5^\circ$ . Έτσι, οι καταγραφές «Plate053» (βλ. Εικόνα 6.9) και «Betsy2» (βλ. Εικόνα 6.13) ειδικότερα, φαίνεται να αποδίδουν αρκετά καλά το πραγματικό εδαφικό προφίλ του υπό μελέτη σχηματισμού. Από την εικόνα 6.16 είναι εύκολο να αντιληφθεί κανείς τη σχετικά καλή αντιστοιχία των εδαφικών μοντέλων που προέκυψαν με την πραγματική γεωμετρία των στρωμάτων του πρανούς.

Αντιθέτως, οι καταγραφές των εγκάρσιων κυμάτων δεν ήταν και τόσο καλές ώστε οι πρώτες αφίξεις τους να είναι δύσκολο να αναγνωρισθούν και η αντιστροφή των δεδομένων να μην απεικονίζει και τόσο καλά τον υπό μελέτη σχηματισμό. Από το εδαφικό μοντέλο που προκύπτει από την επεξεργασία των διαθλώμενων S κυμάτων (Εικόνα 6.15) παρατηρείται μια γεωμετρική αναντιστοιχία με την αναπαράσταση (Εικόνα 6.16) της πραγματικής μορφής του υπό μελέτη πρανούς. Επίσης, οι ταχύτητες που προέκυψαν από τη μοναδική καταγραφή που εκτελέστηκε για τα κύματα S έδωσαν τιμές των  $130\text{m/sec}$  για το επιφανειακό στρώμα και  $342\text{m/sec}$  για τον ημιχώρο.



**Εικόνα 6.16.** Το πρανές της μελέτης της σεισμικής διάθλασης, όπως προέκυψε σχεδιαστικά από τις επιτόπου μετρήσεις των διαστάσεών του.

## **6.2 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ**

### **6.2.1 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH**

Το πείραμα που έλαβε χώρα, στην περιοχή του Πλατανιά Χανίων όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα, είχε σα βασικό στόχο τη μελέτη εδαφικού σχηματισμού με τη μέθοδο των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Έτσι, μετά από τη μελέτη των συνθετικών δεδομένων οι παράμετροι του πειράματος επιλέχθηκαν έτσι ώστε να αποφευχθούν τυχόν αστοχίες. Παράλληλα πραγματοποιήθηκε πείραμα ελέγχου στην περιοχή με σκοπό την διαπίστωση ότι οι καμπύλες διασποράς που προκύπτουν είναι κατάλληλες για περαιτέρω μελέτη.

Όπως αναφέρθηκε και στην εισαγωγική ενότητα του κεφαλαίου 6, ο εδαφικός σχηματισμός στον οποίο πραγματοποιήθηκε η μελέτη των επιφανειακών κυμάτων επιδιώχθηκε να χαρακτηρίζεται από οριζόντια στρωμάτωση. Κι αυτό, γιατί για ένα τέτοιο εδαφικό μοντέλο τα αποτελέσματα αυτής και άλλων γεωφυσικών μεθόδων όπως η σεισμική διάθλαση και η διασκόπηση VSP, είναι εύκολο να συγκριθούν και να επαληθευθούν. Έτσι, είναι δυνατόν διαπιστωθεί η αξιοπιστία της κάθε μεθόδου και να αναλυθούν σφάλματα που προηγούμενα δεν ήταν δυνατόν να γίνουν άμεσα αντιληπτά.

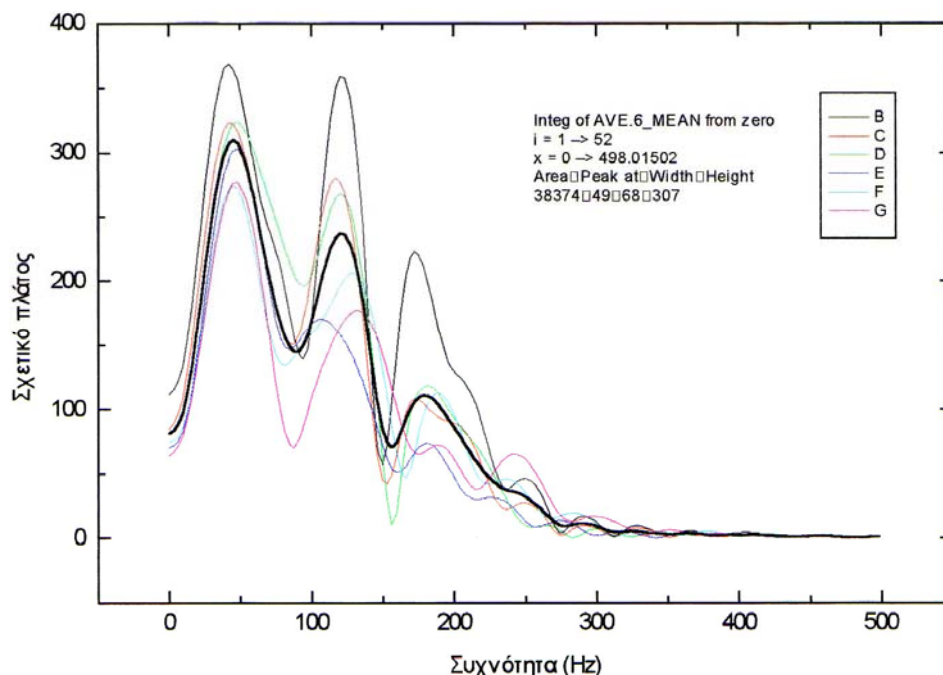
#### **6.2.1.1 Γεωμετρία των διατάξεων του πειράματος**

Από τη εμπειρία των συνθετικών δεδομένων τίθεται σαν συμπέρασμα πως η απόσταση μεταξύ της πηγής και του πρώτου γεωφώνου δεν θα πρέπει να είναι πολλές φορές πολλαπλάσια της ισαπόστασης των καναλιών. Έτσι, θα ήταν σωστό να δοκιμασθούν μικρές, μεσαίες και μεγάλες αποστάσεις για την απόδειξη τον έλεγχο της καταλληλότητας ή μη της κάθε μιας. Αποφασίσθηκαν τα μεγέθη των 1, 5, 10, 24, 29 και 34m για ισαποστάσεις καναλιών 0,5, 1 και 2m. Οι τελευταίες, επιλέχθηκαν ύστερα από αντίστοιχη μελέτη της ισαπόστασης στο συνθετικό μοντέλο (βλ. κεφ.5) και στη βιβλιογραφία, με την πρόθεση να μην εμφανίζεται το φαινόμενο της αναδίπλωσης (aliasing, βλ κεφ.5).

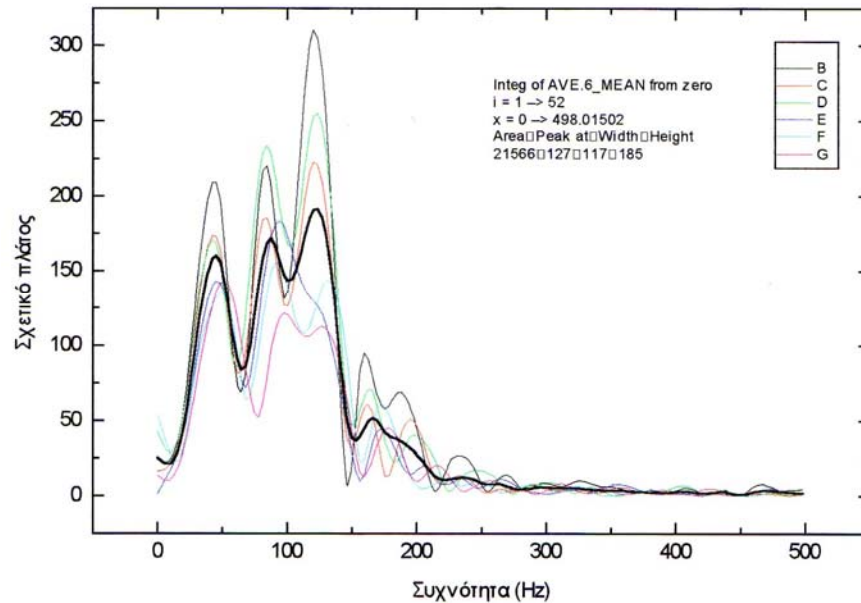
### 6.2.1.2 Είδη πηγών

Το ζήτημα του είδους της πηγής είναι ιδιαίτερης σημασίας για τα επιφανειακά κύματα όπως φάνηκε αναλυτικότερα στην ενότητα 3.4. Έτσι, θεωρήθηκε σκόπιμο να εμπεριέχεται στην όλη μελέτη και η σύγκριση μεταξύ πηγών παραγωγής επιφανειακών κυμάτων.

Τα διαθέσιμα μέσα, για την μελέτη του ζητήματος αυτού, από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης ήταν ένα βαρύ σφυρί των 5kg (Sledgehammer) που πραγματοποιεί κρούση σε μεταλλική πλάκα και ένα πυροβόλο σεισμικών διασκοπήσεων Winchester Betsy. Κι αυτό, γιατί κάθε πηγή αποκρίνεται με το μεγαλύτερο ποσοστό της εκλυόμενης ενέργειας σε διαφορετική συχνотική περιοχή και άρα να προκαλούνται διαφορετικές ταχύτητες σε κάθε φάση των επιφανειακών κυμάτων.



**Σχήμα 6.2.** Διάγραμμα σχετικού πλάτους – συχνότητας με μικρή ποσότητα εκρηκτικού ως πηγή σεισμικών κυμάτων (Καραστάθης, 1997).



**Σχήμα 6.3.** Διάγραμμα σχετικού πλάτους – συχνότητας με βαρύ σφυρί πέττον επί μεταλλικής πλάκας ως πηγή σεισμικών κυμάτων (Καραστάθης, 1997).

Από τα παραπάνω διαγράμματα παρατηρούμε πως η συχνотική απόκριση του μέγιστου ενεργειακού περιεχομένου πράγματι διαφέρει εμφανώς μεταξύ πηγών όπως το βαρύ σφυρί πέττον επί μεταλλικής πλάκας και μιας ποσότητας εκρηκτικού (όπως το seisgun Betsy). Η τελευταία πηγή αποκρίνεται καλύτερα μεταξύ των 40 και 140Hz (Σχ 6.2), ενώ το βαρύ σφυρί σε μια περιοχή μεταξύ των 20 – 150Hz (Σχ. 6.3). Αναφέρεται πως στις παραπάνω καταγραφές εφαρμόστηκε αναλογικό φίλτρο (100Hz) αποκοπής των χαμηλών συχνοτήτων, με στόχο τη διευκόλυνση της καταγραφής των υψίσυχνων κυμάτων μικρού πλάτους. Βέβαια, σημαντικό ρόλο για την καταλληλότητα του κάθε είδους πηγής, λαμβάνει η συχνотική αλληλεπίδρασή της με το έδαφος, κάτι που είναι συνήθως άγνωστο. Ακόμα μια παράμετρος, για την εκτίμηση της απόκρισης της πηγής είναι και το είδος των γεωφώνων, με καταλληλότερα, για τις συγκεκριμένες διασκοπήσεις από την εμπειρία και τη βιβλιογραφία, αυτά με ιδιοσυχνότητα 3-4 Hz. Στην προκειμένη περίπτωση στη χρησιμοποιήθηκαν γεώφωνα με ιδιοσυχνότητα των 14 Hz.

Σημειώνεται, τέλος, πως η καταλληλότερη πηγή για τα επιφανειακά κύματα είναι το ο μηχανικός ταλαντωτής (vibroiseis), ο οποίος δύναται να δώσει σεισμική ενέργεια για οποιαδήποτε σχεδόν συχνότητα και πλάτος επιλεχθεί.

### 6.2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

Η ενότητα αυτή επικεντρώνεται στην επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων ( $\alpha$ ) με τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς και ( $\beta$ ) με την αντιστροφή τους, μέσω προγράμματος στο λογισμικό πακέτο Matlab (Κρητικάκης, 2000).

Πριν την εισαγωγή των δεδομένων στο Matlab, είναι απαραίτητη μια μετατροπή στην μορφή αποθήκευσης των ιχνών (traces) των δεδομένων (format), από SEG-2 μορφή, με την οποία αποθηκεύονται στον σειсмоγράφο, σε SEG-Y μορφή, με το λογισμικό πακέτο IXSeg2Segy της Interpex.

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς από τα επιφανειακά κύματα βασίζεται στη μέθοδο μετασχηματισμού  $p - \omega$ , που έχει μελετηθεί από τους McMechan and Yedlin (1981).

Τα βήματα που ακολουθούνται για τον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς είναι δύο :

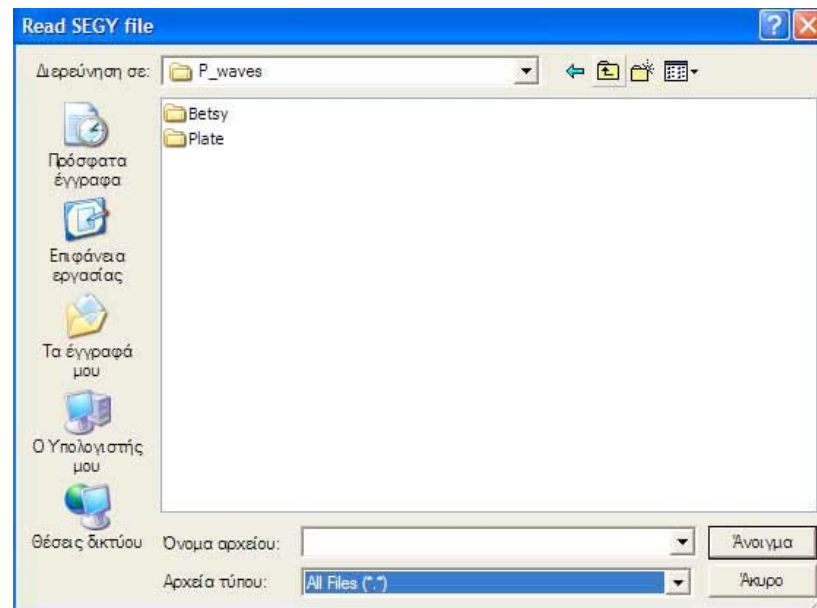
1. Αρχικά, με έναν μετασχηματισμό  $\text{Tau} - P$  ( $\text{Tau} - P$  transform) επιτυγχάνεται η μετατροπή του κυματικού πεδίου, από το χώρο  $x - t$  (απόστασης – χρόνου), στον οποίο καταγράφεται από το σειсмоγράφο, στο χώρο  $\tau - p$ , δηλαδή του χρόνου καθυστέρησης – βραδύτητας.
2. Ακολούθως, εφαρμόζεται μονοδιάστατος (1 – D) μετασχηματισμός Fourier (Fast Fourier Transform, FFT) πάνω στο χρόνο καθυστέρησης  $\tau$  (intercept time) των τροποποιημένων πλέον σεισμικών δεδομένων, οπότε προκύπτει η προβολή του κυματικού πεδίου στο χώρο  $f - p$  (συχνότητα – βραδύτητα).

#### **6.2.2.1 Στάδια επεξεργασίας των δεδομένων μέσω του λογισμικού πακέτου Matlab**

Η λειτουργία του λογισμικού πακέτου Matlab και του εμπεριεχομένου του αλγορίθμου ACDC, βασίζεται στην εισαγωγή των δεδομένων και την καταχώρησή τους σε πίνακες για την περαιτέρω επεξεργασία. Τα βασικά στάδια για όλη την διαδικασία ακολουθούν παρακάτω.

- **Ανάγνωση των σεισμικών δεδομένων**

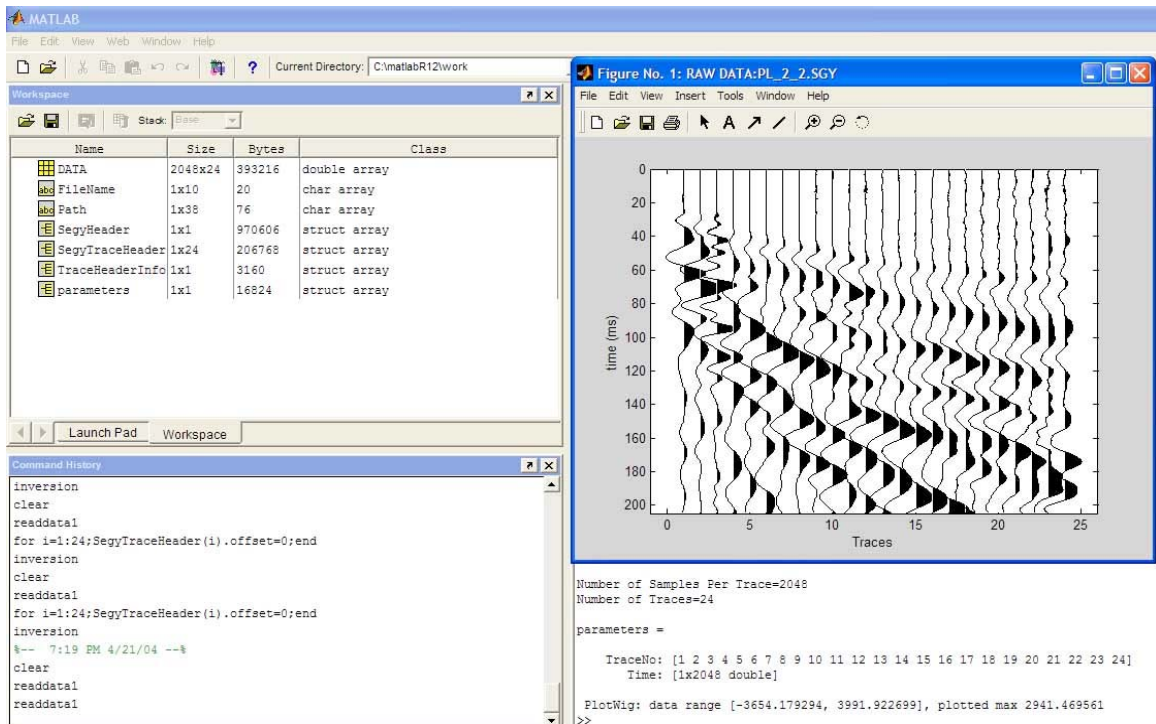
Μετά την μετατροπή των αρχείων που εξάγονται από το σειсмоγράφο σε αρχεία τύπου SEG-Y, με την εντολή “readdata1” εισάγονται τα δεδομένα αυτά στο πρόγραμμα Matlab τοποθετούνται αυτόματα σε πίνακα για την περαιτέρω επεξεργασία τους.



Σχήμα 6.4. Παράθυρο διαλόγου για την εισαγωγή του αρχείου των σεισμικών δεδομένων.

- **Εκτύπωση του σειсмоγράμματος**

Μετά την εισαγωγή των σεισμικών δεδομένων, αυτόματα απεικονίζονται και εμφανίζονται στην γραμμή εντολών τα βασικά χαρακτηριστικά της καταγραφής (γεωμετρία, αριθμός ιχνών).



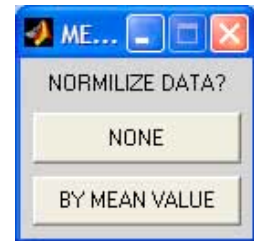
Σχήμα 6.5. Εμφάνιση των ιχνών της καταγραφής στο πρόγραμμα Matlab.

➤ *Η διαδικασία της αντιστροφής*

Από το αυτό το σημείο αρχίζει η διαδικασία της αντιστροφής καθώς δίδεται η εντολή 'inversion' στο Matlab και ακολουθεί αυτομάτως μια δέσμη ενεργειών για την κατασκευή των καμπυλών διασποράς και τον υπολογισμό της κατανομής των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων με το βάθος. Αναλυτικότερα, τα βήματα που έπονται της παραπάνω εντολής είναι τα εξής :

- ***Κανονικοποίηση των δεδομένων***

Αμέσως μετά την πληκτρολόγηση της εντολής 'inversion', ζητάται από το πρόγραμμα εάν θα προβεί σε κάποια κανονικοποίηση των σεισμικών δεδομένων για τον προσδιορισμό των καμπυλών διασποράς ή όχι.



- ***Εισαγωγή των παραμέτρων της επεξεργασίας Tau – P***

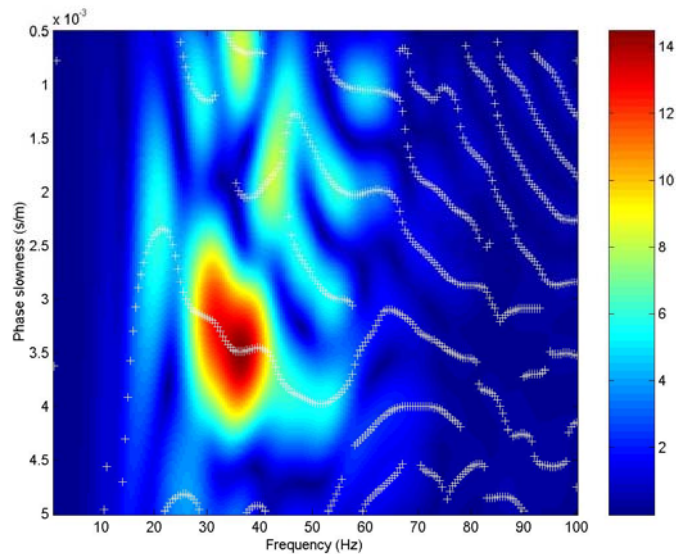
Στο σημείο αυτό δίνονται στο πρόγραμμα επεξεργασίας των επιφανειακών δεδομένων πληροφορίες για τη γεωμετρία της διάταξης αλλά και για το εύρος των συχνοτήτων και των ταχυτήτων του διαγράμματος της καμπύλης διασποράς.

Εδώ ορίζονται :

- ***Απόσταση πηγής – 1<sup>ο</sup> γεωφώνου***
- ***Ισαπόσταση καναλιών***
- ***Ελάχιστη ταχύτητα***
- ***Μέγιστη ταχύτητα***
- ***«Βήμα» ταχύτητας***
- ***Ελάχιστη συχνότητα***
- ***Μέγιστη συχνότητα***
- ***«Βήμα» συχνότητας***
- ***Εμφάνιση των καμπυλών διασποράς***

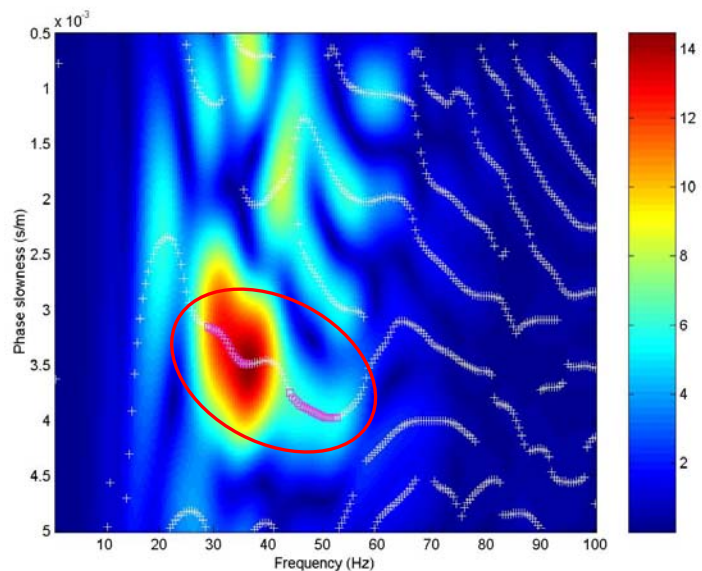


Μετά την είσοδο των προηγούμενων παραμέτρων, ακολουθεί ο υπολογισμός των πειραματικών καμπυλών διασποράς και η εμφάνισή τους σε διάγραμμα βραδύτητας (sec/m) και συχνότητας (Hz).



**Σχήμα 6.6.** Καμπύλες διασποράς για την καταγραφή του σχήματος 6.5.

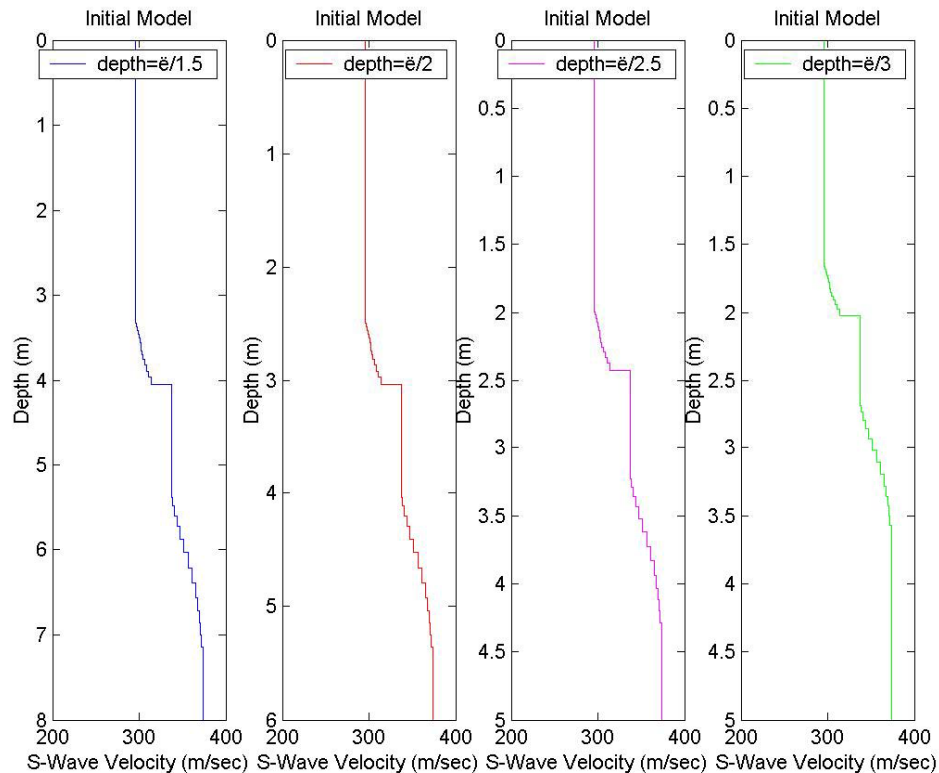
Από την εικόνα του κυματικού πεδίου στο χώρο βραδύτητας – συχνότητας σ' αυτό το στάδιο της διαδικασίας, ακολούθως επιλέγονται τα σημεία της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς τα οποία θα εισαχθούν στον αλγόριθμο αντιστροφής. Τα σημεία που συγκεντρώνουν υψηλά ποσά σεισμικής ενέργειας προτιμώνται και αποφεύγονται αυτά τα οποία οφείλονται σε «θόρυβο» ή που ανήκουν σε καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης.



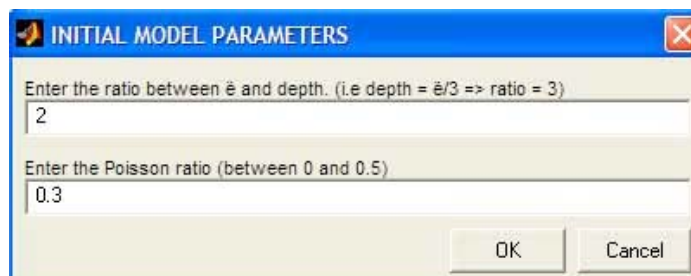
**Σχήμα 6.7.** Οι καμπύλες διασποράς του Σχ.6.6 με τα επιλεγμένα σημεία της προς αντιστροφή (ροζ κουτιά).

- **Επιλογή της κατάλληλης θεωρητικής καμπύλης για την αντιστροφή**

Αυτό είναι το τελικό στάδιο πριν την εκτέλεση της αντιστροφής. Ζητείται, λοιπόν, από το πρόγραμμα η επιλογή την καταλληλότερης μεταξύ των θεωρητικών καμπυλών διασποράς, για διάφορες συσχετίσεις βάθους – μήκους κύματος Rayleigh (βάθος =  $\lambda/1.5$  ή  $\lambda/2$  ή  $\lambda/2.5$  και  $\lambda/3$ ) και ο λόγος Poisson ( $\nu$ ).



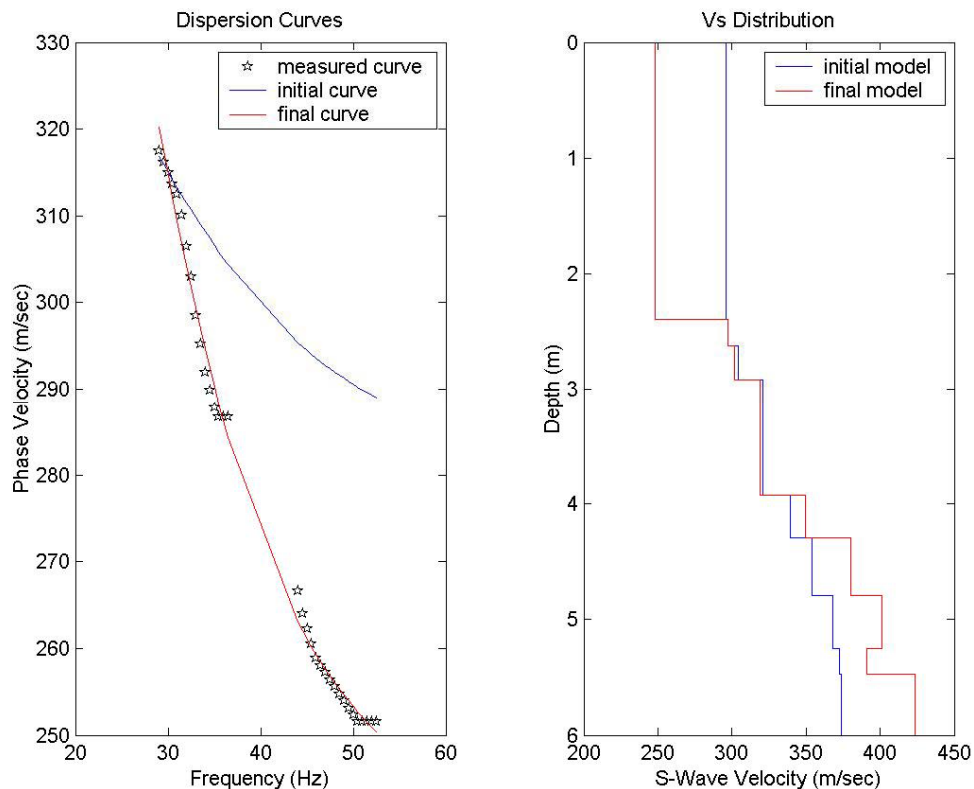
**Σχήμα 6.8.** Τέσσερα διαφορετικά θεωρητικά μοντέλα για την επιλογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς που αργότερα θα συγκληθεί με την πειραματική.



**Σχήμα 6.9.** Παράθυρο διαλόγου για την εισαγωγή του κατάλληλου θεωρητικού μοντέλου και του λόγου Poisson ( $\nu$ ).

- **Εκτέλεση της διαδικασίας της αντιστροφής**

Αμέσως μετά, ακολουθεί αυτόματα η διαδικασία της αντιστροφής με το πέρας της οποίας εκτυπώνονται η πειραματική και η θεωρητική καμπύλη, η κατανομή των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων με το βάθος (μοντέλο) και δημιουργούνται αρχεία εξόδου με τα αποτελέσματα.



**Σχήμα 6.10.** Τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας αντιστροφής.

Στο παραπάνω σχήμα διακρίνεται από τα αριστερά το διάγραμμα της θεωρητικής καμπύλης (μπλε χρώμα αρχικά πριν της αντιστροφής και κόκκινο με «αστέρια»μετά). Δεξιά, διακρίνεται το διάγραμμα του εδαφικού μοντέλου (κατανομή της ταχύτητας των S κυμάτων με το βάθος, μπλε για το αρχικό μοντέλο και κόκκινο για το τελικό). Όσο περισσότερο η θεωρητική καμπύλη ταυτίζεται με την πειραματική τόσο είναι η αντιστροφή πιο επιτυχής.

```

ITERATION No      17
RMS Error=       1.76807
DVs(max)=       0.117552E+09
Damp. Factor=     0.000000

SUCCESSFUL INVERSION

BestIter =

    12

>>

```

**Σχήμα 6.11.** Το τελικό αποτέλεσμα των επαναλήψεων της αντιστροφής όπως αυτές εκτυπώνονται κατά τη διαδικασία στη γραμμή εντολών του Matlab.

**Πίνακας 6.2.** Το αποτέλεσμα της αντιστροφής όπως εκτυπώνεται στο αρχείο εξόδου σε πρότυπο.

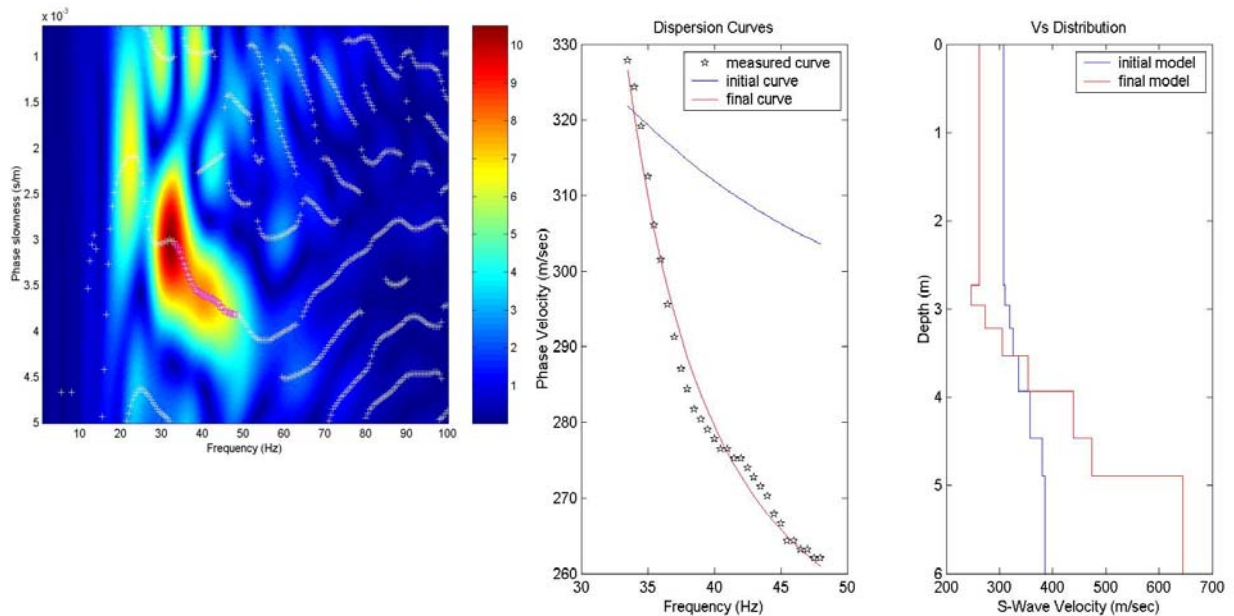
Thickness (m)	Depth (m)	Poisson ratio	Density (g/cm3)	V <sub>p</sub> (m/sec)	V <sub>s</sub> (m/sec)
2.40	2.40	0.400	1.821	607.28	247.92
0.23	2.63	0.400	1.846	728.20	297.29
0.29	2.91	0.400	1.848	739.17	301.76
1.01	3.93	0.400	1.856	780.67	318.71
0.37	4.29	0.400	1.871	855.76	349.36
0.50	4.79	0.400	1.886	930.70	379.96
0.46	5.25	0.400	1.897	983.09	401.34
0.22	5.47	0.400	1.892	958.10	391.14
0.00	5.47	0.400	1.908	1038.02	423.77

Στο σχήμα 6.11 διακρίνεται το τελικό αριθμητικό αποτέλεσμα της αντιστροφής στη γραμμή διαλόγου του Matlab. Διακρίνονται ο αριθμός των επαναλήψεων (iteration No), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error), η διαφορά της ταχύτητας των S κυμάτων (DV<sub>s</sub>(max)) και ο συντελεστής διόρθωσης (Damp Factor). Επίσης, διακρίνεται ο αριθμός της καλύτερης επανάληψης η οποία και θα αποτελέσει και τη λύση της αντιστροφής (Best Inter, Σχ. 611). Παράλληλα σε αρχείο εξόδου (πίνακας 6.2), αποθηκεύονται λεπτομέρειες σχετικά με το πάχος, το βάθος, το λόγο Poisson, την πυκνότητα, την ταχύτητα των διαμηκών και των διατμητικών κυμάτων του τελικού μοντέλου.

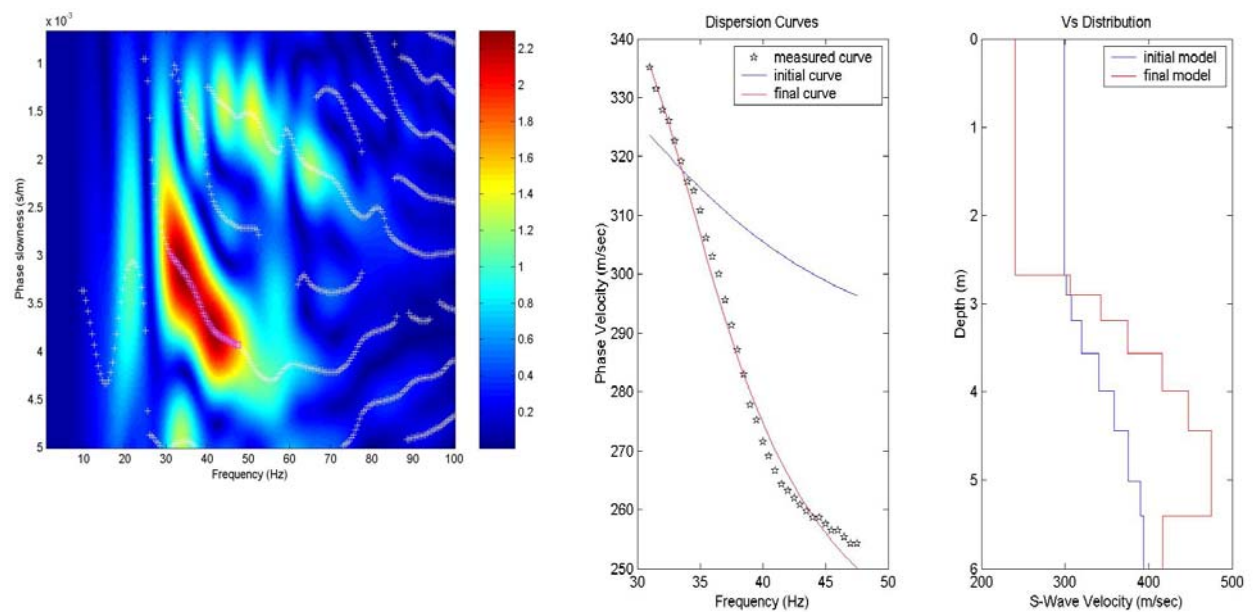
### 6.2.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Πριν την εκτέλεση των οργανωμένων μετρήσεων στο πεδίο, προηγήθηκαν αναγνωριστικές μετρήσεις. Έτσι, ήταν δυνατό να διαπιστωθεί πρωτύτερα η ποιότητα των καμπυλών διασποράς που υπολογίζονται για το συγκεκριμένο εδαφικό σχηματισμό. Η γραμμή των μετρήσεων χαρακτηρίζεται από ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> ίση με 1, 3, 5 και 10m από τα άκρα της γραμμής. Ως πηγή των σεισμικών χρησιμοποιείται βαριά επί μεταλλικής πλάκας ως πηγή των σεισμικών κυμάτων. Σημειώνεται πως για όλες τις καταγραφές που θα παρουσιαστούν στο

κεφάλαιο 6, η αντιστροφή εκτελέστηκε βάσει της θεωρητικής καμπύλης για την οποία ισχύει :  $\text{βάθος} = \lambda/2$  ( $\lambda$  το μήκος κύματος). Ως λόγος Poisson λήφθηκε η τιμή  $\nu=0,4$  καθώς είναι αντιπροσωπευτική για τον μαργαϊκό ασβεστόλιθο του υπό μελέτη σχηματισμού.

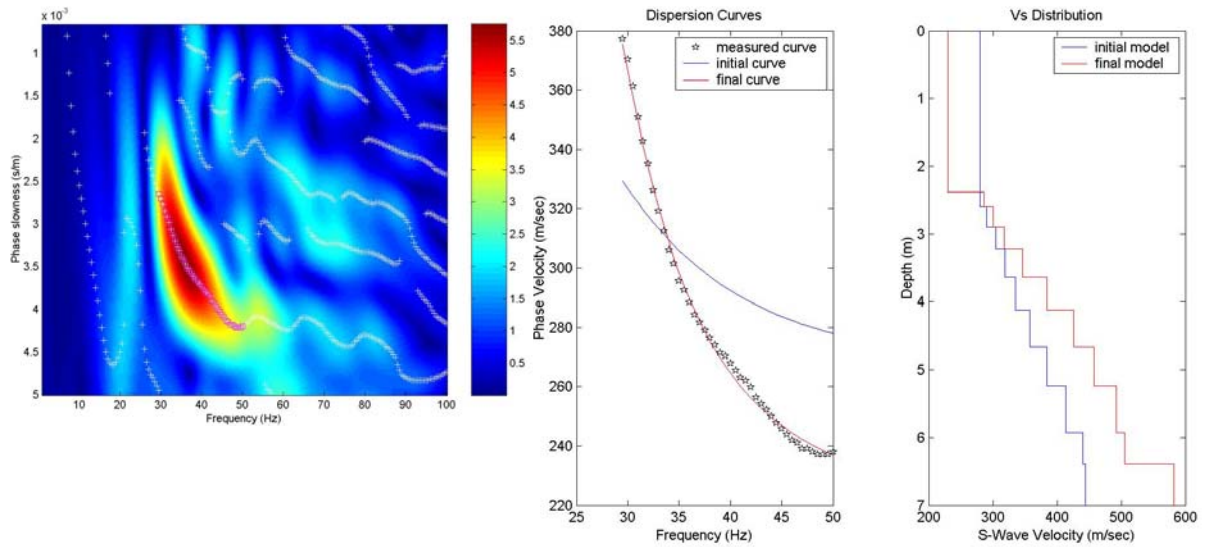


**Σχήμα 6.12.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 10m (καταγραφή Test110).

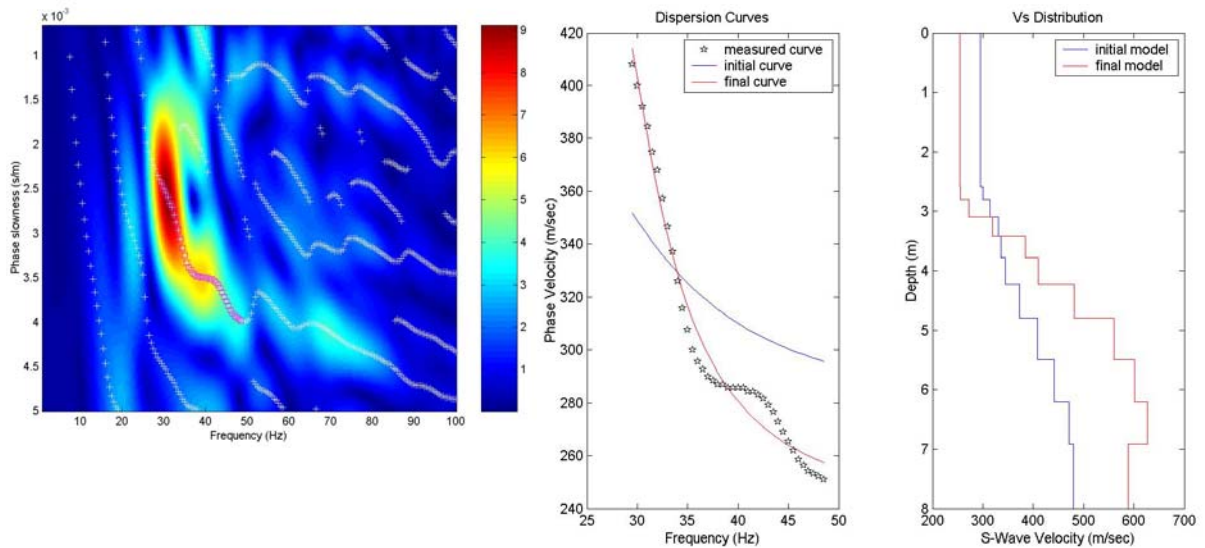


**Σχήμα 6.13.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 5m (καταγραφή Test151).

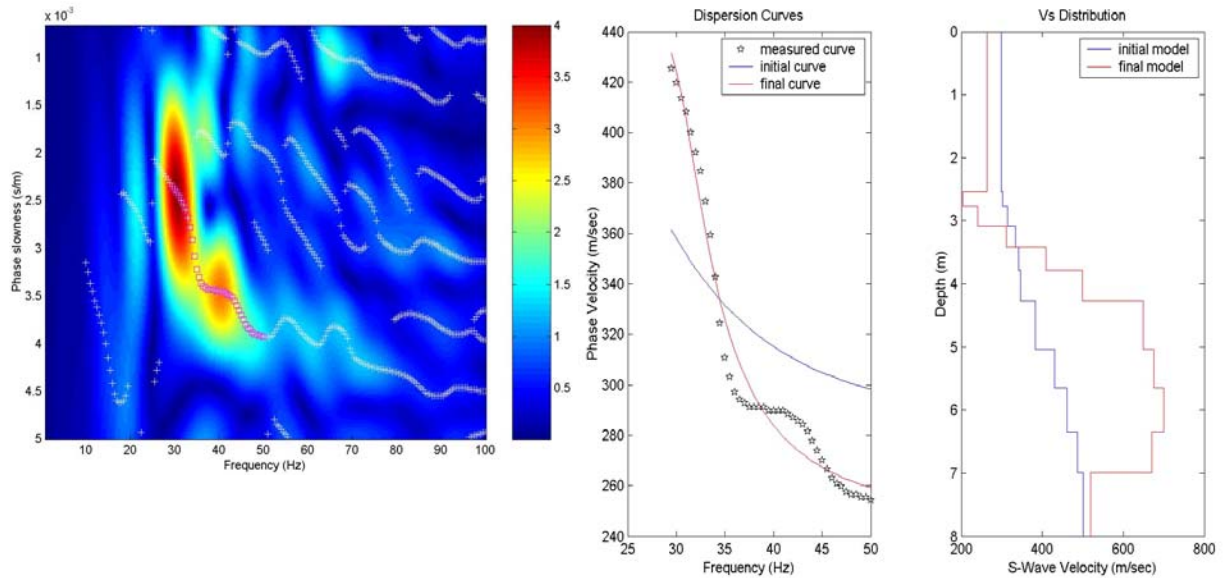




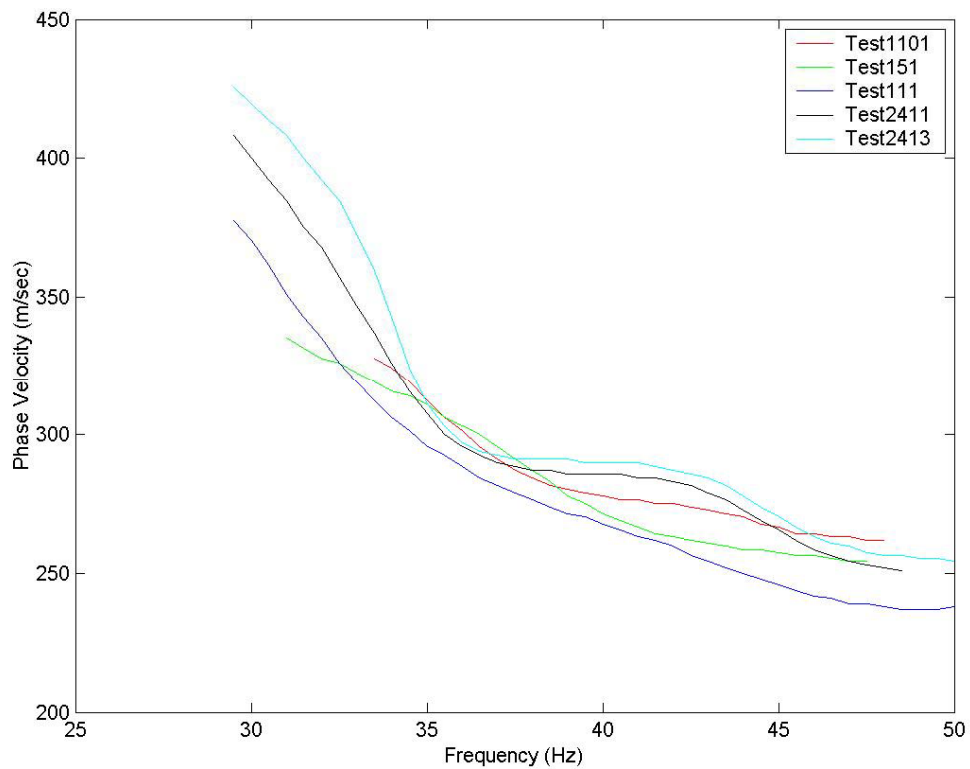
**Σχήμα 6.14.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 1m (καταγραφή Test111).



**Σχήμα 6.15.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση 1<sup>ου</sup> καναλιού - πηγής 10m (καταγραφή Test2411).



**Σχήμα 6.16.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση 1<sup>ου</sup> καναλιού - πηγής 3m (καταγραφή Test2431).



**Σχήμα 6.17.** Συγκεντρωτική αναπαράσταση των καμπυλών διασποράς για των αναγνωριστικών καταγραφών.

**Πίνακας 6.3.** Πίνακας των μέσων ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων για κάθε στρώμα του εδαφικού σχηματισμού που προκύπτουν από τις αναγνωριστικές καταγραφές.

Όνομα καταγραφής	TEST1101	TEST151	TEST112	TEST2411	TEST2431
Πάχος 1ου στρώματος (m)	0 - 3	0 - 2,9	0 - 2,9	0 - 3,1	0 - 3,1
Μέση Vs 1 <sup>ου</sup> στρώματος (m/sec)	258	273	258	261	236
Βάθος 2 <sup>ου</sup> στρώματος (m)	3 - 5	2,9 - 5,4	2,9 - 6,4	3,1 - 6,9	3,1 - 7
Μέση Vs 2 <sup>ου</sup> στρώματος (m/sec)	355	422	404	471	554

Στο στάδιο τις επεξεργασίας των αναγνωριστικών καταγραφών, διαπιστώθηκε πως οι παραγόμενες καμπύλες διασποράς είναι ιδιαίτερα ποιοτικές καθώς είναι ευδιάκριτες, καλύπτουν ένα ευρύ συχνотικό φάσμα 30 – 50Hz και παρουσιάζουν καλή συνέχεια. Σε ότι αφορά στα αποτελέσματα των αντιστροφών, οι τρεις πρώτες καταγραφές παρουσίασαν καλή συμφωνία τόσο στον προσδιορισμό των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων, όσο και στον προσδιορισμό της στρωμάτωσης του εδαφικού σχηματισμού. Έτσι, αν δεν συμπεριληφθεί η καταγραφή TEST2431 λόγω απόκλισης των αποτελεσμάτων αντιστροφής της από των άλλων καταγραφών, η ταχύτητα των S κυμάτων για το πρώτο στρώμα είναι κατά μέσο όρο 262 m/sec, για το δεύτερο 413m/sec. Επίσης, το πάχος του επιφανειακού στρώματος είναι κατά μέσο όρο 3 m και το βάθος του 2<sup>ου</sup> 5,9 m.

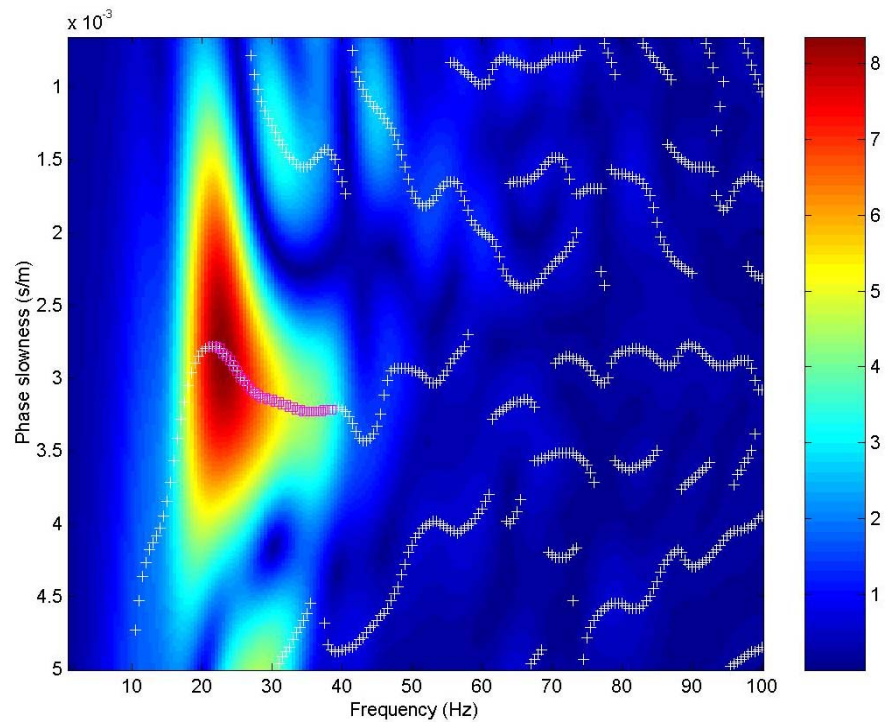
#### 6.2.4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΤΕΛΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Μετά την αναγνωριστική διασκόπηση στον υπό μελέτη εδαφικό σχηματισμό ακολούθησαν τελικές μετρήσεις με διαφοροποιήσεις ως προς το είδος πηγής, την ισαπόσταση των γεωφώνων και την απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> γεωφώνου. Παρακάτω παρουσιάζονται επιλεγμένες καταγραφές μαζί με τα αποτελέσματα της επεξεργασίας τους, ενώ τα αποτελέσματα των υπολοίπων καταγραφών βρίσκονται στο παράστημα Γ.

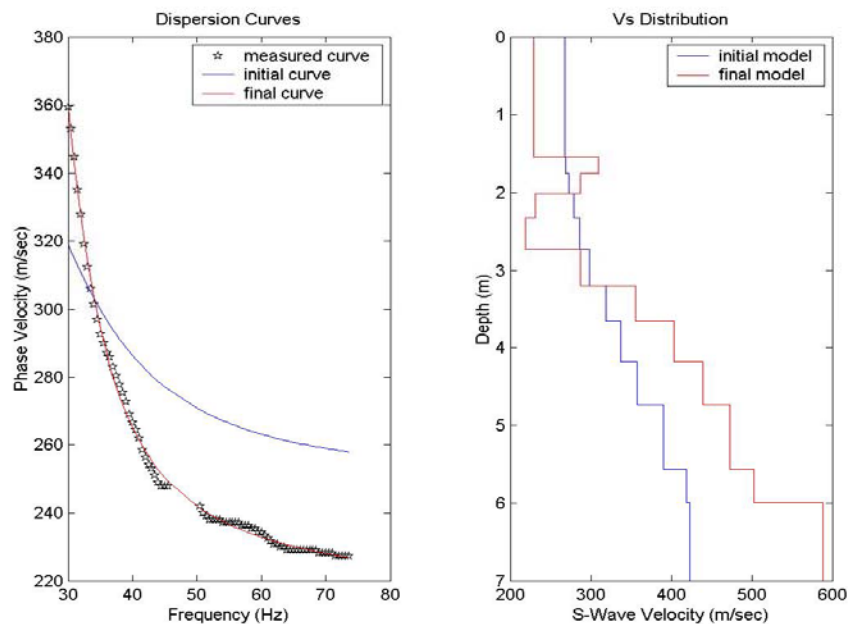


- **Είδος πηγής**

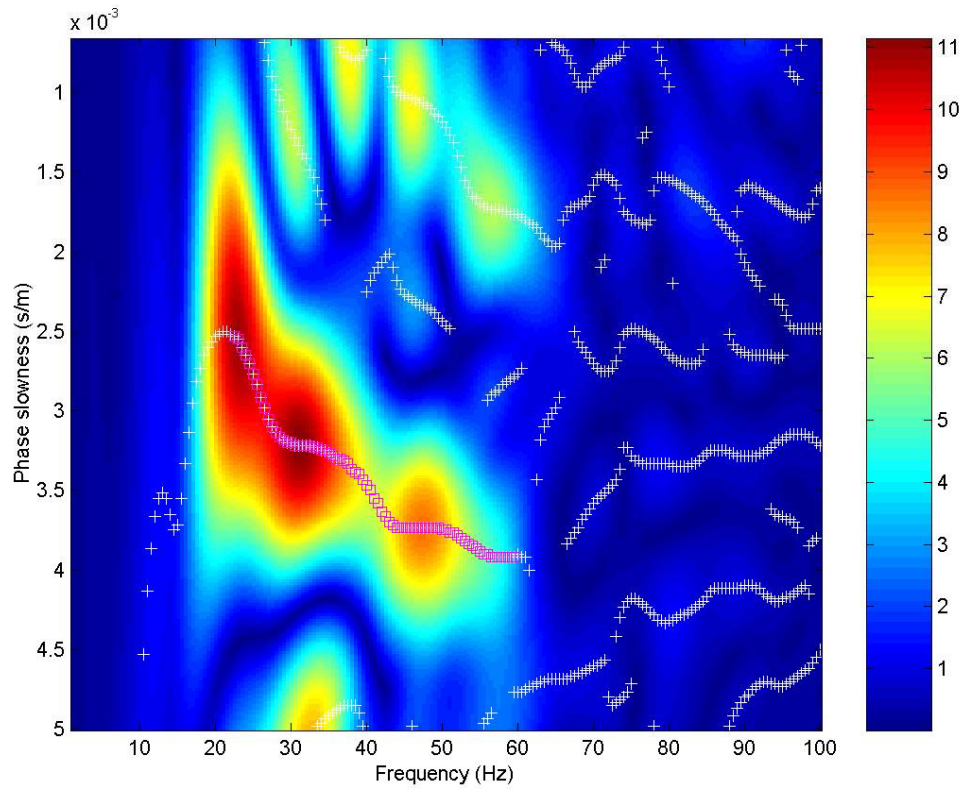
Οι πηγές των σεισμικών κυμάτων στο παρόν πείραμα ήταν το βαρύ σφυρί πίπτον σε μεταλλική πλάκα και το seisgun Betsy. Στη συνέχεια παρουσιάζονται χαρακτηριστικές καταγραφές για το κάθε είδος πηγής.



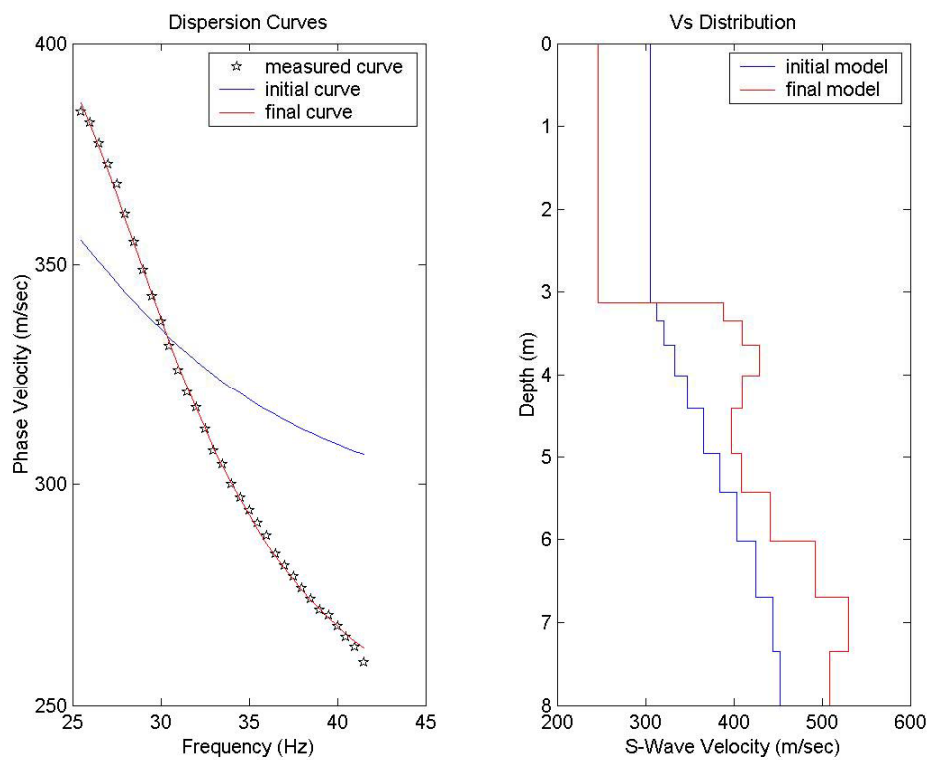
**Σχήμα 6.18.** Καμπύλη διασποράς από καταγραφή με χρήση του seisgun Betsy, ισαπόσταση καναλιών 1m και θέση πηγής 10m από το 24<sup>ο</sup> γεώφωνο (καταγραφή B16).



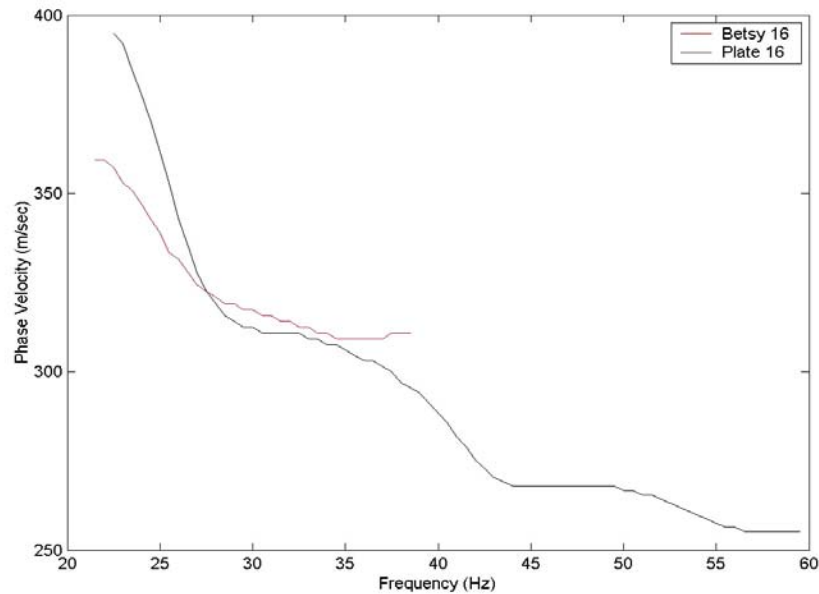
**Σχήμα 6.19.** Αποτέλεσμα της αντιστροφής της καμπύλης διασποράς του σχήματος Σχ. 6.18.



**Σχήμα 6.20.** Καμπύλη διασποράς από τη χρήση βαρέως σφυριού και πλάκας με ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής – 24<sup>ου</sup> καναλιού ίση με 10m (καταγραφή P16).



**Σχήμα 6.21.** Αποτέλεσμα της αντιστροφής της καμπύλης διασποράς του σχήματος Σχ. 6.20.



**Σχήμα 6.22.** Σύγκριση των καμπυλών διασποράς για τις καταγραφές B16 , P16

Από τις παραπάνω καταγραφές και τα αποτελέσματα της αντιστροφής τους καθίσταται σαφές πως κάθε είδος πηγής εμφανίζει διαφορετική απόκριση του μέγιστου ενεργειακού περιεχομένου των παραγόμενων σεισμικών κυμάτων ως προς την συχνότητα. Έτσι, για το σφυρί το μέγιστο της σεισμικής ενέργειας κατανέμεται μεταξύ των 20 – 60Hz (σχ.6.20), ενώ για το seisgun Betsy περιορίζεται μεταξύ των 20 – 40Hz περίπου (Σχ. 6.18). Δεδομένου όμως ότι στις υψηλότερες συχνότητες περιέχονται πληροφορίες για τα πιο ρηχά στρώματα του σχηματισμού (βλ. κεφ.3), γίνεται εύκολα κατανοητό πως το σφυρί παρουσιάζει πλεονεκτήματα στην καταγραφή των στρωμάτων αυτών. Παρακάτω παρατίθεται πίνακας με τα αποτελέσματα της αντιστροφής.

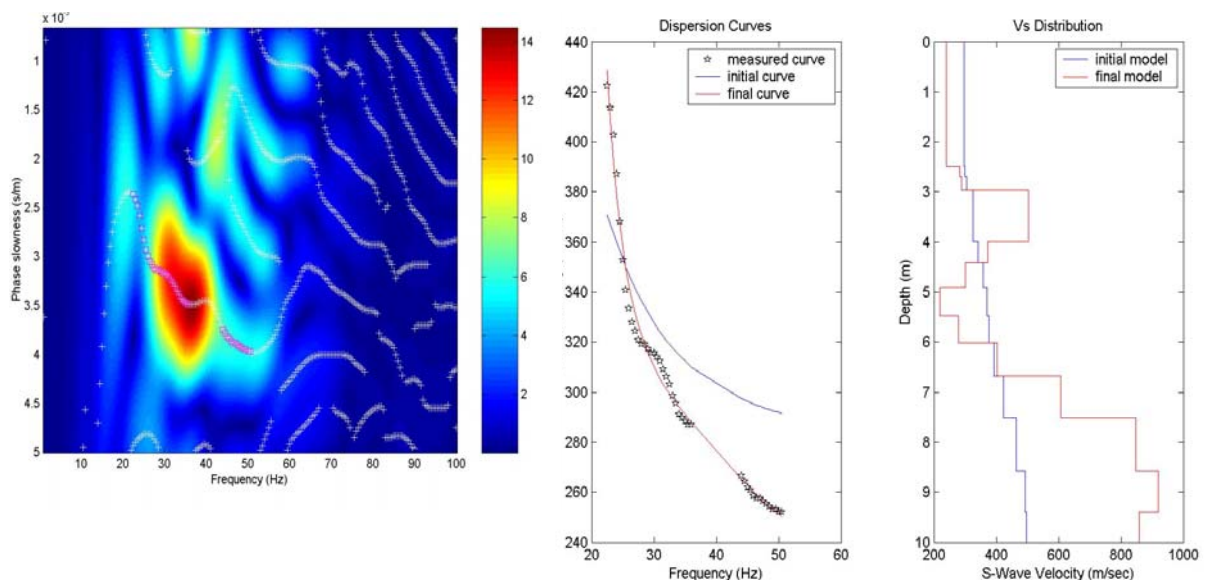
**Πίνακας 6.4.** Πίνακας των μέσων ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων για κάθε στρώμα του εδαφικού σχηματισμού του παρόντος πειράματος.

Όνομα καταγραφής	B16	P16
Πάχος 1ου στρώματος (m)	0 - 2,8	0 – 2,9
Μέση Vs 1 <sup>ου</sup> στρώματος	<b>270</b>	<b>250</b>
Βάθος 2 <sup>ου</sup> στρώματος (m)	2,8	2,9
Μέση Vs 2 <sup>ου</sup> στρώματος	<b>370</b>	<b>384</b>

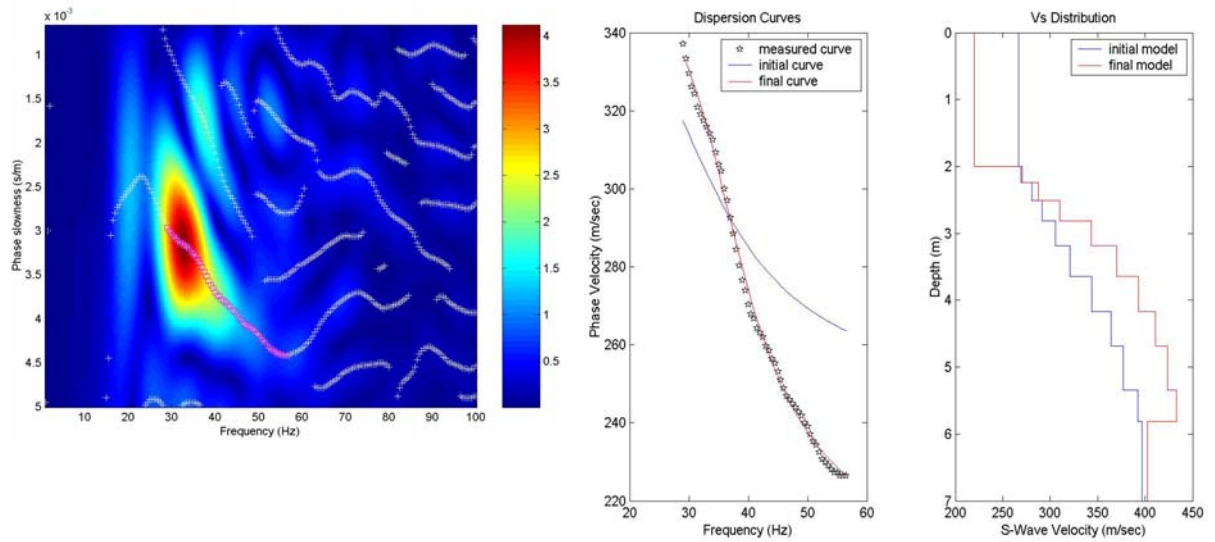
Σε ότι αφορά στον υπολογισμό της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων, παρατηρείται πως οι τιμές για τα δύο είδη των πηγών είναι παρόμοιες (πίνακας 6.4) ώστε να μην δύναται να διαλεχτεί κάποια εκ των δυο πηγών ως καλύτερη βάσει της ποιότητας των υπολογισμένων ταχυτήτων. Παρ' όλα αυτά, βάσει της ποιότητας των πειραματικών καμπυλών διασποράς, η καταγραφή με τη χρήση του σφυριού θεωρείται περισσότερο αξιόπιστη για τον υπολογισμό της ταχύτητας του επιφανειακού στρώματος καθώς η καμπύλη διασποράς της κατέχει μεγαλύτερη έκταση προς τις υψηλότερες συχνότητες ( $>40$  Hz).

- **Απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> γεωφώνου**

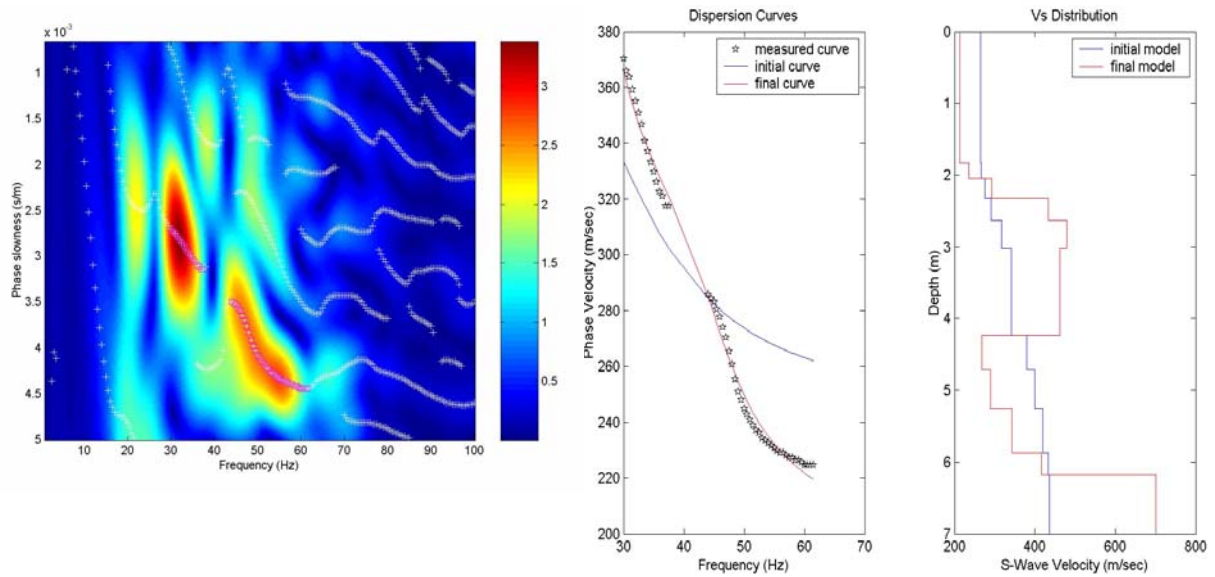
Μια άλλη βασική παράμετρος αποτελεί την απόσταση της πηγής από το 1<sup>ο</sup> γεωφώνο. Στο παρόν πείραμα διαλέχθηκαν αποστάσεις των 1, 5, 10m από τα άκρα της διάταξης των γεωφώνων. Γι' αυτές λοιπόν τις τιμές, παρουσιάζονται αποτελέσματα για σφυρί με μεταλλική πλάκα και ισαπόσταση γεωφώνων 1m.



**Σχήμα 6.23.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 10m (καταγραφή P11).

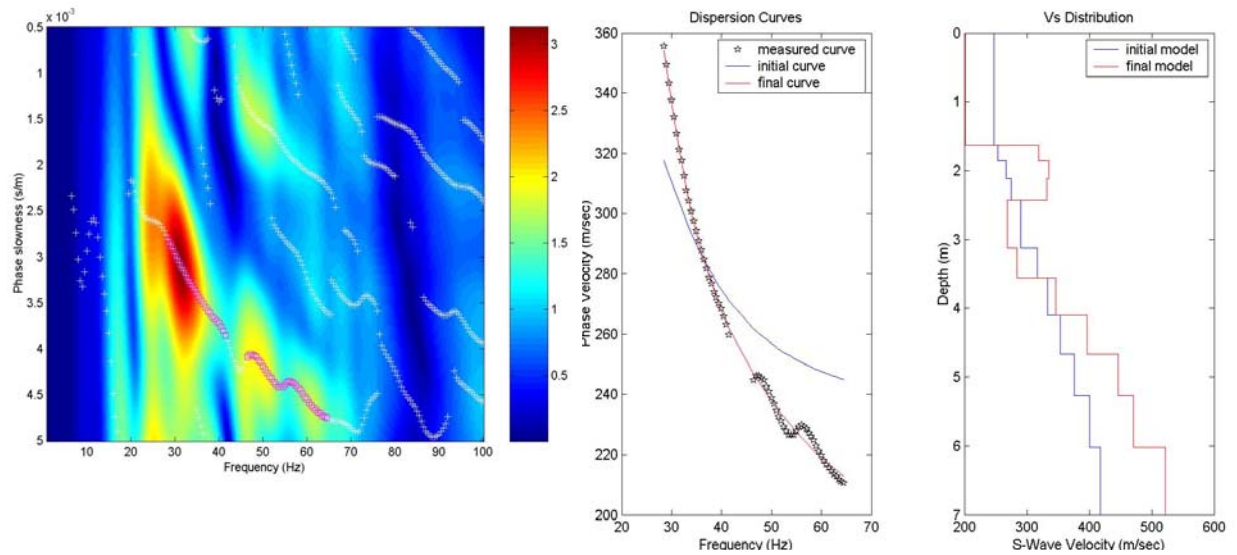


**Σχήμα 6.24.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής για μέτρηση με χρήση σφυριού. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 5m (καταγραφή P12).

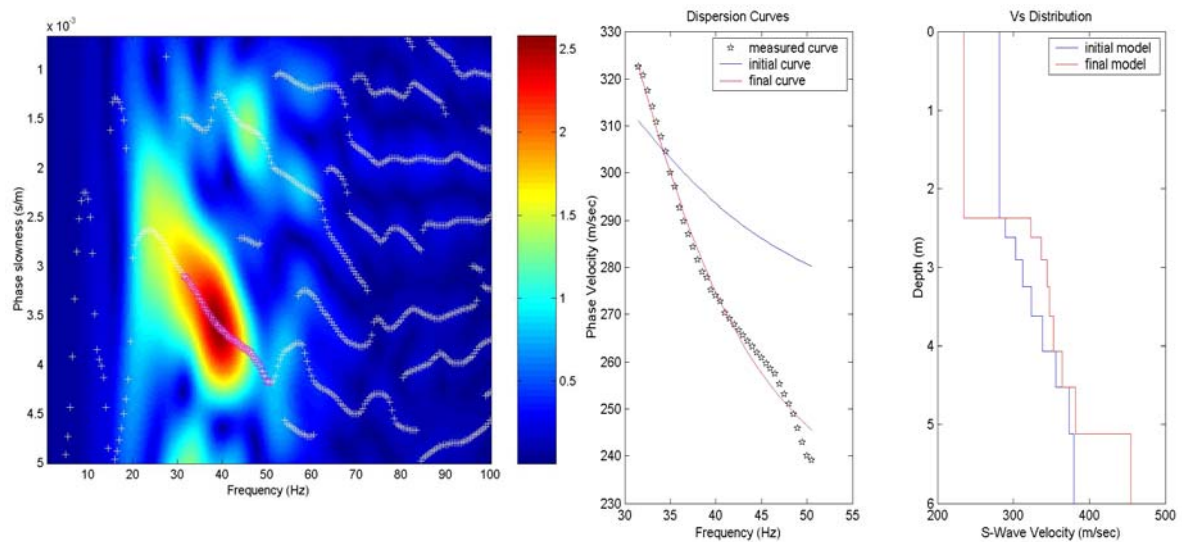


**Σχήμα 6.25.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής για μέτρηση με χρήση σφυριού, ισαπόστασης καναλιών 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 1m (καταγραφή P13).

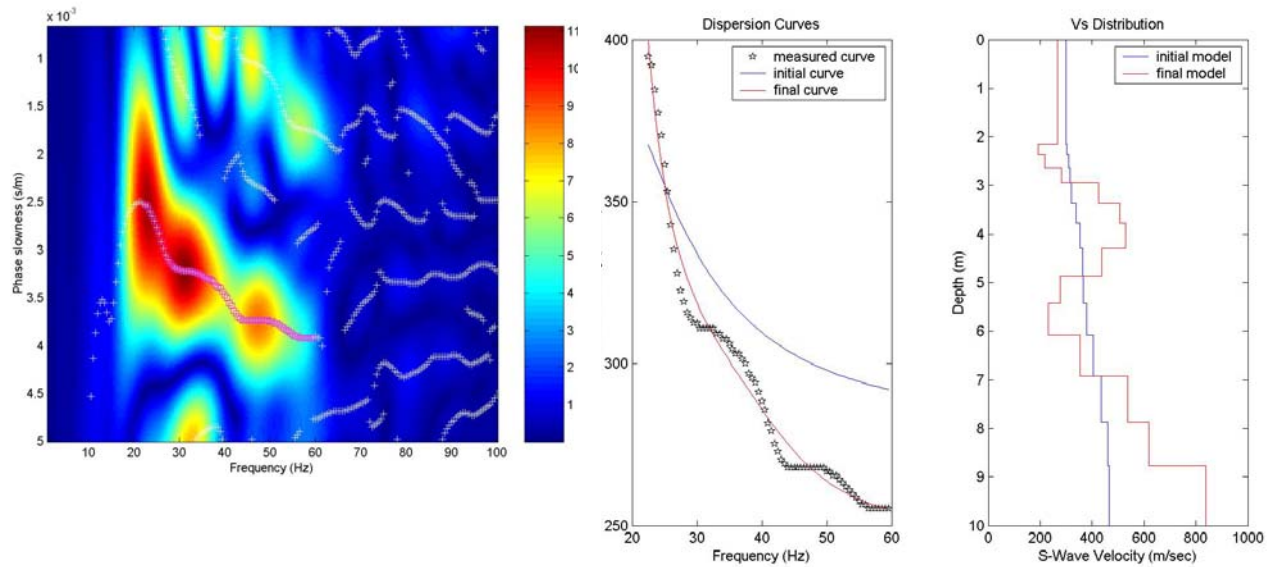




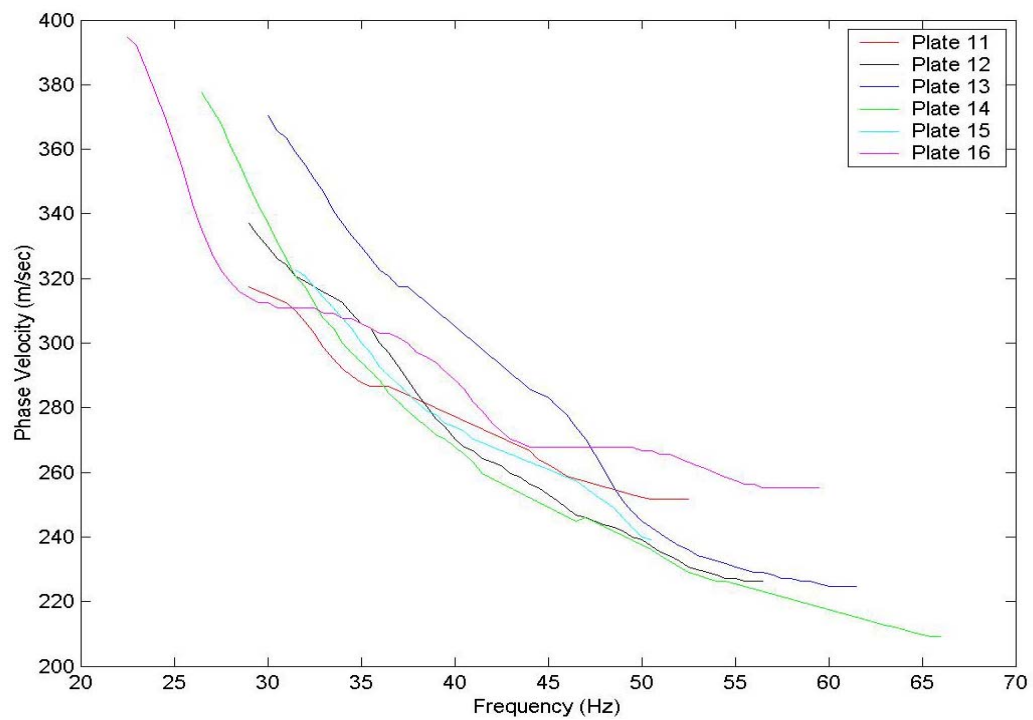
**Σχήμα 6.26.** Καμπύλη διασποράς (χωρίς κανονικοποίηση) και αποτέλεσμα αντιστροφής για μέτρηση με χρήση σφυριού. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 24m (καταγραφή P14).



**Σχήμα 6.27.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής για μέτρηση με χρήση σφυριού. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 28m (καταγραφή P15).



**Σχήμα 6.28.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα αντιστροφής για μέτρηση με χρήση σφυριού. Ισαπόσταση γεωφώνων 1m και απόσταση πηγής - 1<sup>ου</sup> καναλιού 33m (καταγραφή P16).



**Σχήμα 6.29.** Συγκεντρωτική αναπαράσταση των καμπυλών διασποράς για τις παραπάνω καταγραφές.

Από τα παραπάνω διαγράμματα των καμπυλών διασποράς παρατηρείται πως ιδίως για τις καταγραφές με μεγάλη απόσταση πηγής γεωφώνου ( $>10\text{m}$ , σχήματα 6.23, 6.28), αν και οι πειραματικές καμπύλες διασποράς δεν παρατηρείται να έχουν κακή ποιότητα ωστόσο δεν μπορούν αποδώσουν καλές κατανομές των  $S$  κυμάτων με το βάθος. Αντιθέτως, οι καταγραφές στις οποίες πλησιάζει η πηγή τη γραμμή μελέτης στο  $1\text{m}$  από το  $1^\circ$  και το  $24^\circ$  γεωφώνο, παρουσιάζουν καλές καμπύλες διασποράς όσο και καλά αποτελέσματα αντιστροφών (πίνακας 6.5).

**Πίνακας 6.5.** Μέσες ταχύτητες των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων για κάθε στρώμα και απόσταση πηγής  $1^{\text{ου}}$  γεωφώνου.

Όνομα καταγραφής	P11	P12	P13	P14	P15	P16
Απόσταση πηγής - $1^{\text{ου}}$ καναλιού (m)	10	5	1	24	28	33
Πάχος 1ου στρώματος (m)	0 - 4	0 - 2	0 - 2,4	0 - 3,2	0 - 2,4	0 - 3,2
Μέση $V_s$ $1^{\text{ου}}$ στρώματος	240	230	220	291	280	250
Πάχος $2^{\text{ου}}$ στρώματος (m)	4 - 6,5	2 - 5,9	2,4 - 6,2	3,2 - 6,2	2,4 - 5,2	3,2 - 6,2
Μέση $V_s$ $2^{\text{ου}}$ στρώματος	360	355	390	389	390	360

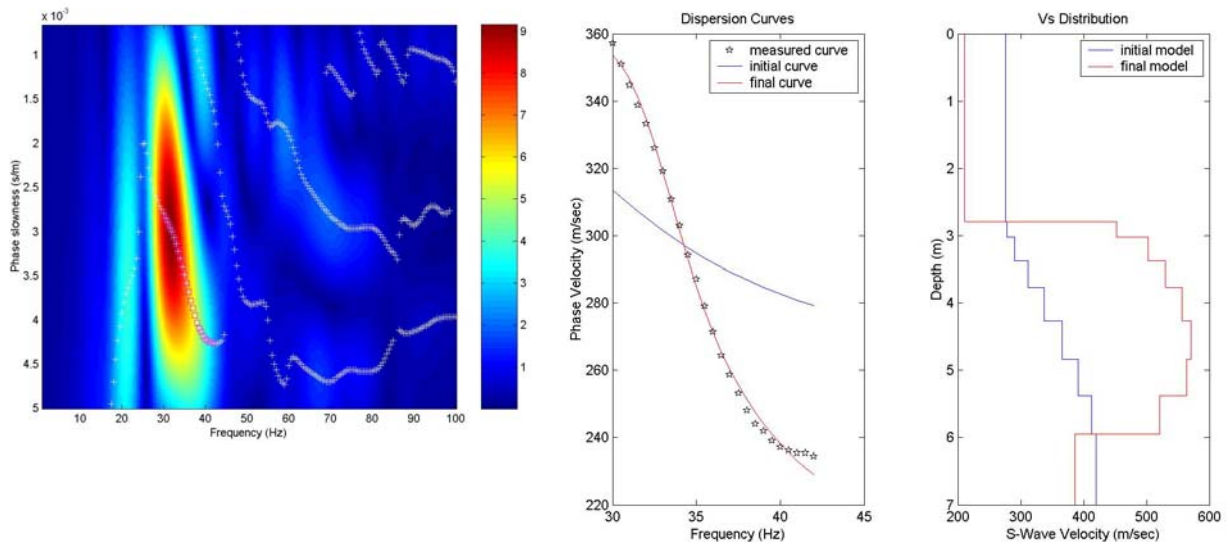
Από τον παραπάνω πίνακα είναι σαφές πως όλες οι καταγραφές δεν συμφωνούν απόλυτα μεταξύ τους αλλά μόνο κατά προσέγγιση τόσο σε ότι αφορά στον προσδιορισμό του βάθους των στρωμάτων όσο και σε ότι αφορά τις ταχύτητές τους. Ωστόσο, συμπεραίνεται πως κατά μέσο όρο οι τιμές των ταχυτήτων για το πρώτο (επιφανειακό) στρώμα κυμαίνονται στα  $252\text{ m/sec}$  και για το δεύτερο στα  $375\text{ m/sec}$ .

- **Ισαπόσταση γεωφώνων**

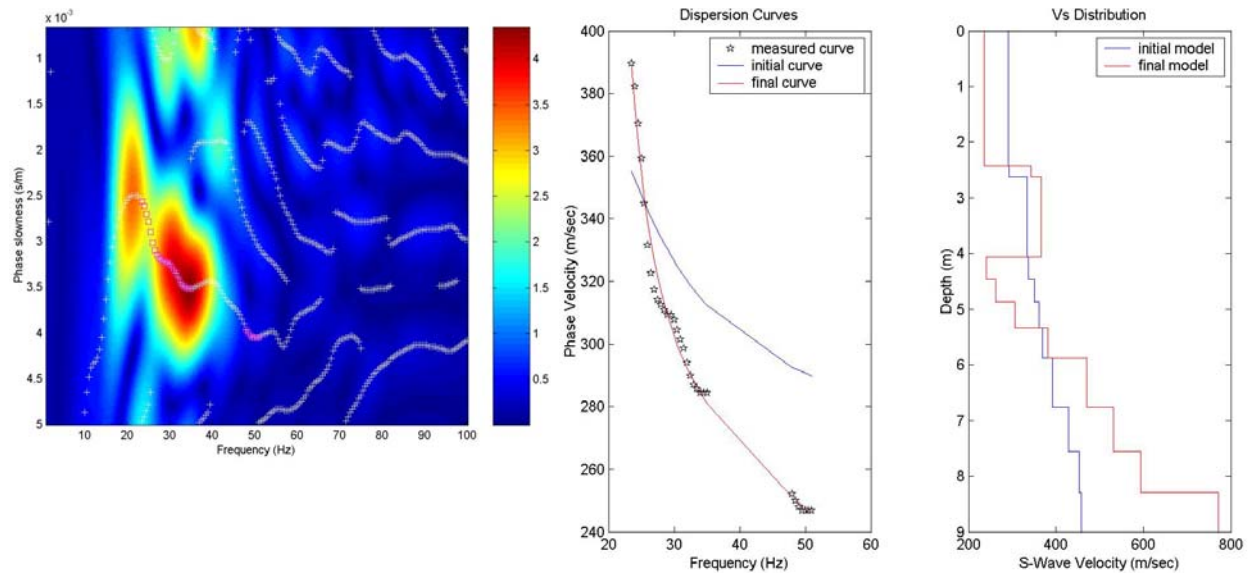
Ένας ουσιαστικός παράγοντας για την απόκτηση των επιφανειακών κυμάτων είναι ισαπόσταση των καναλιών (γεωφώνων) του σειсмоγράφου. Στο πείραμα που διεξήχθη στην παρούσα εργασία επιλέχθηκαν ισαποστάσεις των 0,5, 1, 2m ύστερα από την μελέτη των συνθετικών δεδομένων (βλ. κεφ.5). Έτσι, παρακάτω παρουσιάζονται αποτελέσματα υπολογισμού των καμπυλών διασποράς αλλά και της αντιστροφής από



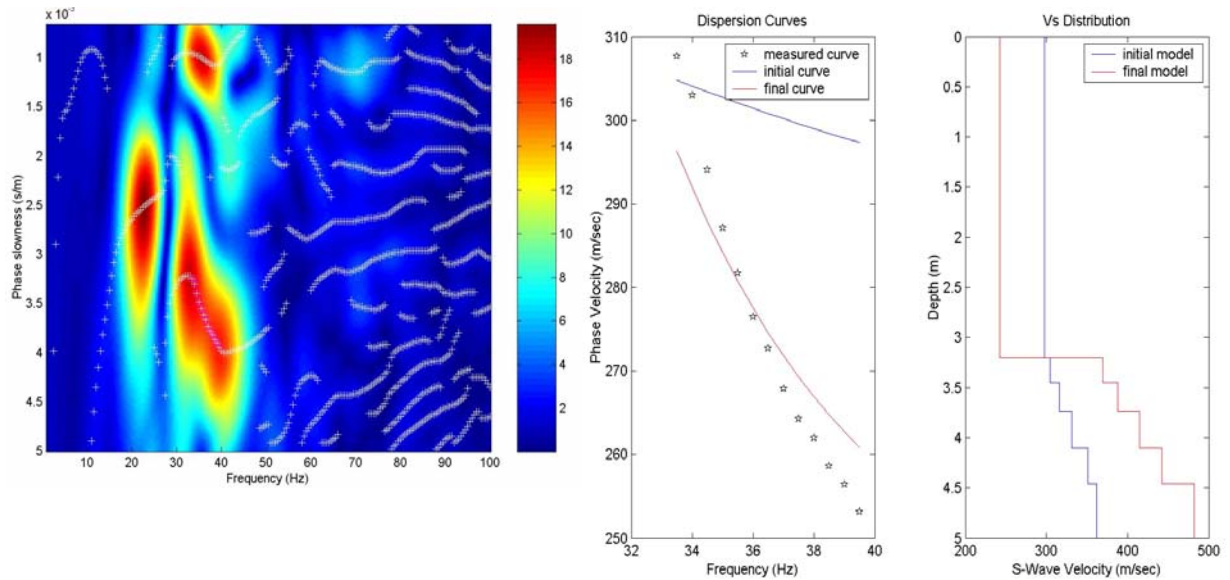
καταγραφές με διαφορετική ισαπόσταση και ίδια πηγή (seisgun Betsy) ώστε τα αποτελέσματα να είναι συγκρίσιμα.



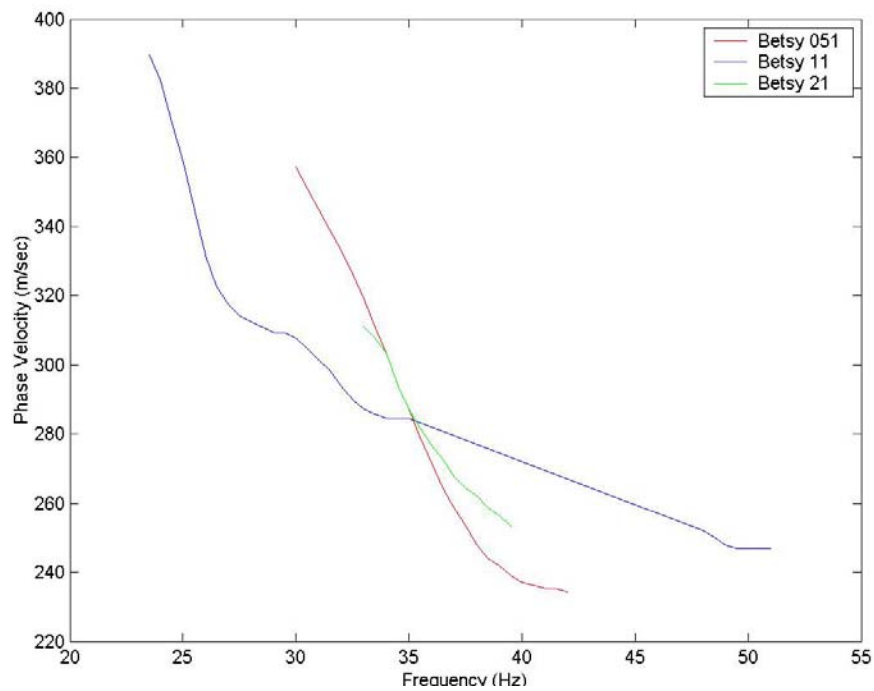
**Σχήμα 6.30.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα της αντιστροφής για ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m και απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> γεωφώνου 10m (καταγραφή B051).



**Σχήμα 6.31.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα της αντιστροφής για ισαπόσταση γεωφώνων ίση με 1m και απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> γεωφώνου 10m (καταγραφή B11).



**Σχήμα 6.32.** Καμπύλη διασποράς και αποτέλεσμα της αντιστροφής για ισαπόσταση γεωφώνων ίση με 2m και απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> γεωφώνου 10m (καταγραφή B21).



**Σχήμα 6.33.** Συγκεντρωτικό διάγραμμα των καμπυλών διασποράς για την δοκιμή της ισαπόστασης των καναλιών.

Για τις παραπάνω ισαποστάσεις παρατηρούνται αρκετές διαφορές ως προς τις παραγόμενες καμπύλες διασποράς. Διαδοχικά από το Σχ. 6.30 ως το Σχ. 6.32, παρατηρείται η σταδιακή υποβάθμιση των καμπυλών διασποράς καθώς διακόπτεται η συνέχειά τους με την αύξηση της ισαπόστασης. Αντίστοιχα και τα αποτελέσματα της αντιστροφής, είναι καλύτερα για τις μικρότερες ισαποστάσεις. Αντιθέτως, τα μοντέλα της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων δεν ακολουθούν κάποια παρόμοια τάση. Στο Σχ. 6.30, για την ισαπόσταση των 0,5m, εμφανίζεται μια καλή κατανομή των Vs από μια καλή σύγκλιση της πειραματικής με τη θεωρητική καμπύλη διασποράς.

**Πίνακας 6.6.** Αποτελέσματα των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων από τις αντιστροφές για κάθε μια από τις ισαποστάσεις (0,5 ,1,2m) των καναλιών.

Όνομα καταγραφής	B051	B11	B21
Ισαπόσταση καναλιών (m)	0,5	1	2
Πάχος 1 <sup>ου</sup> στρώματος (m)	0 - 2,8	0 - 4	0 - 3,2
Μέση Vs 1 <sup>ου</sup> στρώματος	210,36	315,02	344.75
Πάχος 2 <sup>ου</sup> στρώματος (m)	2,8 - 6	4 - 6,5	3,2 - 5
Μέση Vs 2 <sup>ου</sup> στρώματος	528,26	332,22	497,16

Από τα αποτελέσματα του πίνακα 6.6, είναι φανερό πως υπάρχουν διαφοροποιήσεις στις υπολογισμένες ταχύτητες και στα βάθη στα οποία αυτές αντιστοιχούν. Έτσι, δεν είναι εφικτό να επιλεγεί μια μέση τιμή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων και του πάχους για κάθε στρώμα από τις τρεις παραπάνω καταγραφές. Παρ' όλα αυτά παρατηρείται πως για τις ισαποστάσεις των 0,5 και 2m η ταχύτητα του ημιχώρου βρίσκεται αρκετά κοντά στα 528 m/sec και 497 m/sec αντίστοιχα. Παρομοίως, για το πρώτο στρώμα συμφωνούν οι μετρήσεις των 1, 2m τόσο ως προς τις ταχύτητες με 315 m/sec και 345 m/sec, όσο και ως προς τα βάθη (2,8 και 3,2m αντίστοιχα).

### 6.3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ VSP

#### 6.3.1 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

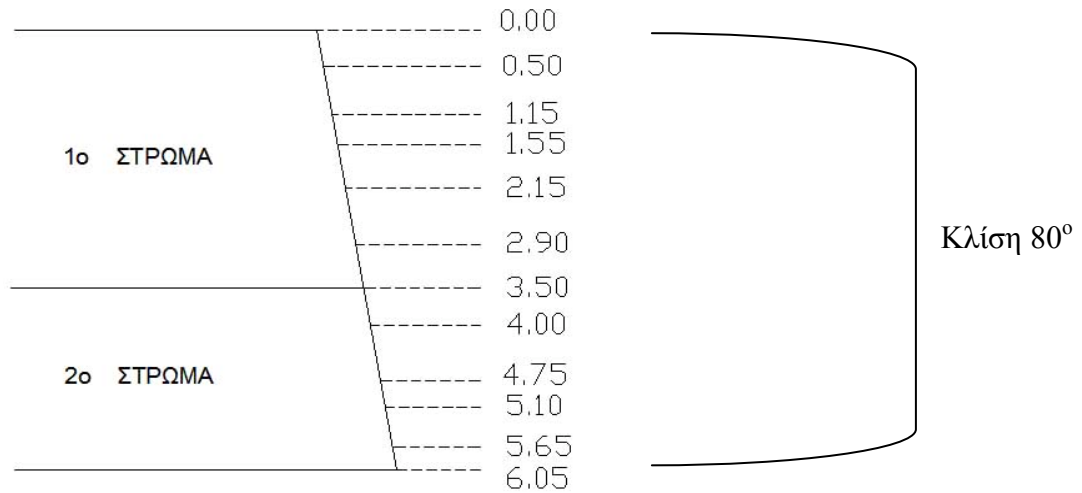
Η μέθοδος VSP χρησιμοποιείται ευρέως σε γεωτρήσεις και βάσει της θεωρίας της σεισμικής ανάκλασης προσδιορίζει τις ταχύτητες των διαμηκών και των εγκάρσιων κυμάτων στα διάφορα βάθη των σχηματισμών (βλ. κεφ.3.3.2). Στο παρόν πείραμα, εφόσον η πραγματοποίηση μιας γεώτρησης στον υπό μελέτη σχηματισμό δεν ήταν εφικτή στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας, έγινε μια προσπάθεια «εξομοίωσης» της μεθόδου αυτής στο προφίλ του πρανούς των γεωφυσικών διασκοπήσεων.

Χρησιμοποιώντας την κλασσική διάταξη VSP τοποθετήθηκαν, γεώφωνα οριζόντιας (S κύματα) και κατακόρυφης (P κύματα) συνιστώσας από την οριζόντια επιφάνεια του πρανούς και σχεδόν ανά 0,5m διαδοχικά χαμηλότερα επί της ελεύθερης παρειάς του (Εικόνα 6.17). Τα δύο είδη των γεωφώνων πακτώθηκαν σε ζεύγη στον υπό μελέτη σχηματισμό, αφού πρώτα με σφυρί ανοίχθηκαν μικρές τρύπες στο πλευρό του πρανούς για τη δημιουργία οριζόντιας επιφάνειας. Με τον τρόπο αυτό, προσομοιώνεται η θέση των γεωφώνων στην κλασσική μορφή της μεθόδου εντός της γεώτρησης και με συγκεκριμένη ισαπόσταση καναλιών (Σχ. 6.34).

Ο σειсмоγράφος τοποθετήθηκε στην επιφάνεια του πρανούς, όπου και εφαρμόσθηκαν αργότερα και οι κρούσεις με βαρύ σφυρί για τη δημιουργία των σεισμικών κυμάτων.



**Εικόνα 6.17.** Η πλευρά του πρανούς στην οποία τοποθετήθηκαν τα γεώφωνα των P και S κυμάτων.



**Σχήμα 6.34.** Σχεδιαστική αναπαράσταση της γεωμετρίας της στρωματογραφίας και των σταθμών στις οποίες τοποθετήθηκαν τα ζεύγη των γεωφώνων.

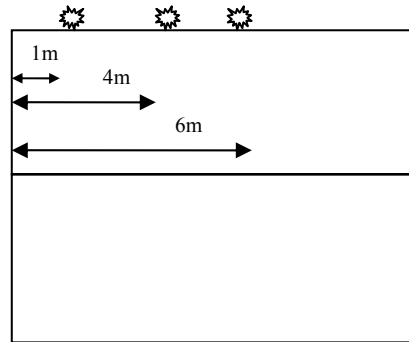
Βέβαια, εκτός της δυσκολίας τοποθέτησης των γεωφώνων στην παρειά του πρανούς (χρησιμοποιήθηκαν ορειβατικές τεχνικές για το σκοπό αυτό), δεν είναι δυνατό να τοποθετηθούν τα γεωφώνια εντελώς κατακόρυφα λόγω της κλίσης των 10° περίπου που εμφανίζει ο σχηματισμός ως προς την κατακόρυφο. Οπότε, δεν είναι επίσης δυνατόν να εξομοιωθεί η θέση των καναλιών της μεθόδου VSP, καθώς σ' αυτή τη μέθοδο τα γεωφώνια είναι τοποθετημένα εντελώς κατακόρυφα επί του στελέχους το οποίο τα εισάγει στη γεώτρηση.



**Εικόνα 6.18.** Εργασίες για την τοποθέτηση των γεωφώνων στην παρειά του πρανούς.



Για την απόκτηση των σεισμικών κυμάτων, χρησιμοποιήθηκε, όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα, βαρύ σφυρί πίπτον κατακόρυφα επί μεταλλικής πλάκας (πακτωμένης στην επιφάνεια του πρανούς) για τα διαμήκη κύματα και εγκάρσιως για τα κύματα S. Οι αποστάσεις της πηγής από την κατακόρυφη γραμμή των καναλιών ήταν ίσες με 1, 4, 6m και για τα δυο είδη κυμάτων.



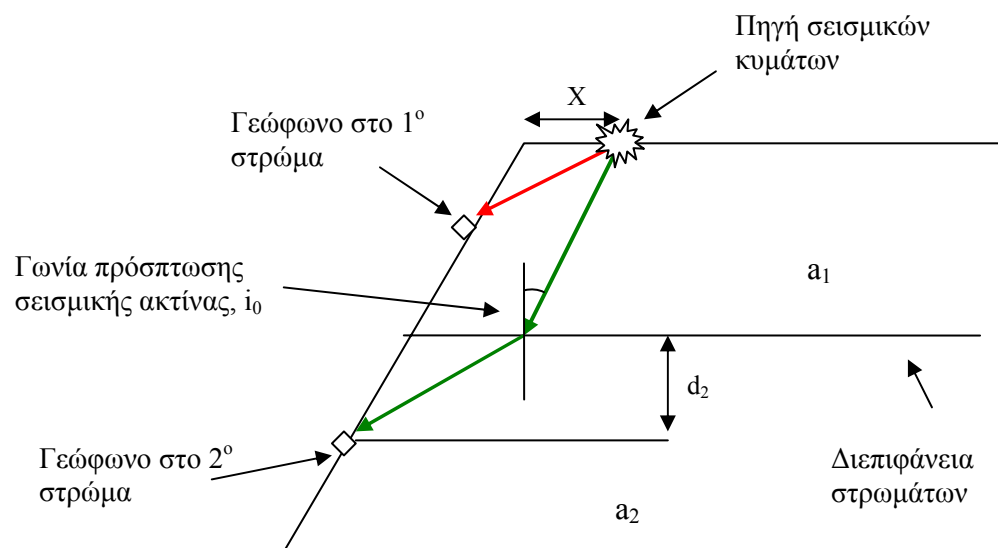
**Σχήμα 6.35.** Απόσταση της πηγής από την παρειά του πρανούς όπου βρίσκεται η κατακόρυφη διάταξη των γεωφώνων.

### 6.3.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

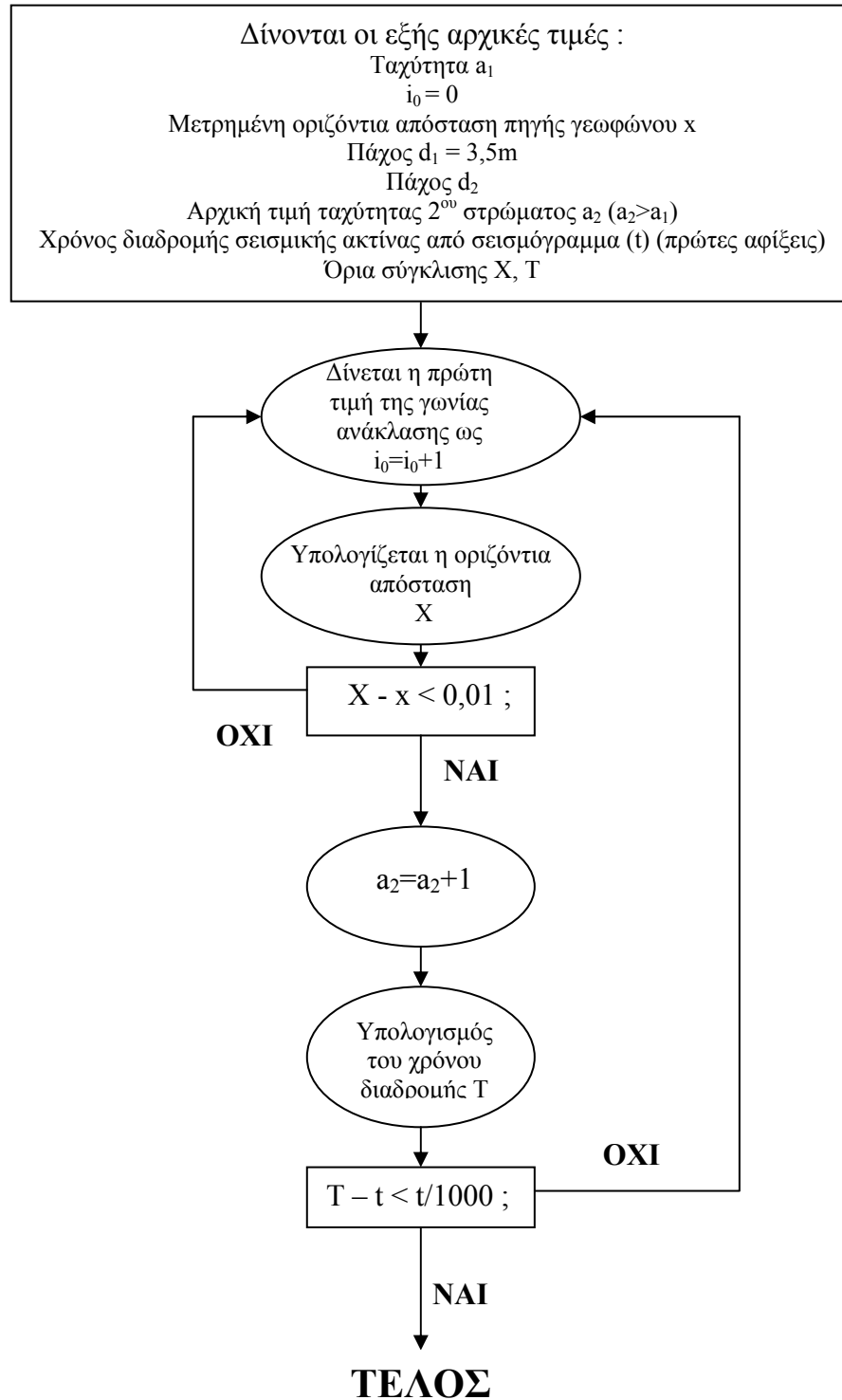
Για το πρώτο στρώμα οι ταχύτητες υπολογίσθηκαν από την διαδρομή της σεισμικής ακτίνας και το χρόνο που καταγράφηκε. Δεδομένου όμως ότι δεν υφίσταται μια κλασσική VSP διασκόπηση σε γεώτρηση στην οποία η θέση των γεωφώνων είναι κατακόρυφη, χρειάστηκαν να γίνουν γεωμετρικές διορθώσεις βάσει της κλίσης της παρειάς. Επίσης, οι σεισμικές ακτίνες στην πορεία τους προς το δεύτερο στρώμα δεν ακολουθούν μια ευθύγραμμη πορεία αλλά πρώτα διαθλώνται στην διεπιφάνεια των δυο στρωμάτων. Έτσι, με τη χρήση των παραμετρικών εξισώσεων 3.9 και 3.10 ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας θα ήταν εσφαλμένος.

Για τον υπολογισμό της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας που καταγράφεται σε γεώφωνα τοποθετημένα στο δεύτερο στρώμα, προτιμάται ο υπολογισμός των αποστάσεων και των χρόνων με τη χρήση επαναληπτικών διαδικασιών προσδιορισμού, τόσο για τα διαμήκη όσο και τα εγκάρσια σεισμικά κύματα. Κατασκευάσθηκε, λοιπόν, κατάλληλος αλγόριθμος (παράρτημα Δ) στο λογισμικό πακέτο Matlab ώστε βάσει επαναληπτικής μεθόδου να προσεγγίζεται α) η διαδρομή της σεισμικής ακτίνας, β) η απόσταση πηγής - γεωφώνου με ακρίβεια 1% μεταξύ της πραγματικής και της υπολογισμένης τιμής και γ) ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας με ακρίβεια 1%, όπου  $t$  η τιμή της ταχύτητας που δίνεται από το σεισμόγραμμα των μετρήσεων.

Συγκεκριμένα, ο αλγόριθμος λαμβάνει ως αρχική ταχύτητα ( $a_1$ ) για το πρώτο στρώμα αυτή που υπολογίστηκε από το πείραμα της σεισμικής διάθλασης (βλ. κεφ.6.1) και το πάχος του στρώματος αυτού από τη μετρούμενη τιμή επιτόπου στο πρανές. Στο δεύτερο στρώμα οι υπολογισμοί γίνονται ξεχωριστά για κάθε κανάλι (γεωφώνο). Για το πάχος που αντιστοιχεί μεταξύ της διεπιφάνειας των δυο στρωμάτων και το επίπεδο τοποθέτησης του κάθε γεωφώνου ( $d_2$ , Σχ.6.36), εκτελούνται διαδοχικές επαναλήψεις των παραμετρικών εξισώσεων, ανά μία μοίρα της γωνίας πρόσπτωσης της σεισμικής ακτίνας και με βήμα 1 m/sec της αρχικής τυχαίας ταχύτητάς του, έως ότου τα παραπάνω κριτήρια σύγκλισης (απόστασης και χρόνου) εκπληρωθούν. Ο αλγόριθμος σύγκλινε επιτυχώς, τόσο για τον προσδιορισμό των P όσο και των S κυμάτων, μόνο στην περίπτωση που η απόσταση πηγής – γραμμής γεωφώνων (Σχ.6.36, X) είναι ίση με 1m. Παρακάτω παρατίθενται τα αποτελέσματα από αυτές τις καταγραφές, ενώ οι υπόλοιπες μετρήσεις και τα αποτελέσματα των υπολογισμών μπορούν να βρεθούν στο παράρτημα Δ.



**Σχήμα 6.36.** Σχηματική αναπαράσταση της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων από την πηγή προς το γεωφώνο. Με κόκκινο χρώμα αναπαρίσταται παράδειγμα σεισμικής ακτίνας που φθάνει σε γεωφώνο στο πρώτο στρώμα και με το πράσινο ευρισκόμενο στο δεύτερο.



**Σχήμα 6.37.** Διάγραμμα ροής του αλγορίθμου υπολογισμού των τιμών της οριζόντιας απόστασης  $X$  και του χρόνου διαδρομής  $T$ , για σεισμική ακτίνα που καταλήγει στο δεύτερο στρώμα.



## • Κύματα P

**Πίνακας 6.7.** Παρουσίαση των αποτελεσμάτων της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων. Για τον υπολογισμό της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας στο δεύτερο στρώμα χρησιμοποιήθηκε ο προηγούμενος αλγόριθμος (απόσταση πηγής – γραμμής γεωφώνων ίση με 1m).

Γραμμή 11			t (sec)	Κεκλιμένη απόσταση (m)	Διαδρομή ακτίνας (m)	Vs (m/s)	Μέση Vp (m/s)	i <sub>0</sub> (rads)
	Geo No	t (ms)						
Στρώμα 1	1	2,3	0,0023	0,00	1,00	435	436	
	2	3,3	0,0033	0,50	1,19	362		
	3	3,7	0,0037	1,15	1,65	446		
	4	4,8	0,0048	1,55	1,99	414		
	5	5,1	0,0051	2,15	2,52	495		
	6	6,7	0,0067	2,90	3,23	482		
	7	9,1	0,0091	3,50	3,80	418		
Στρώμα 2	8	9,7	0,0097	4,00	4,35	549	725	22,156
	9	10,2	0,0102	4,75	5,13	808		16,620
	10	10,5	0,0105	5,10	5,48	849		15,100
	11	11,7	0,0117	5,65	6,01	705		15,370
	12	12,2	0,0122	6,05	6,41	715		14,489

## • Κύματα S

**Πίνακας 6.8.** Παρουσίαση των αποτελεσμάτων της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων. Για τον υπολογισμό της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας στο δεύτερο στρώμα χρησιμοποιήθηκε ο προηγούμενος αλγόριθμος (απόσταση πηγής – γραμμής γεωφώνων ίση με 1m).

Γραμμή 21		t (ms)	t (sec)	Κεκλιμένη απόσταση (m)	Διαδρομή ακτίνας (m)	Vs (m/s)	Μέση Vp (m/s)	i <sub>0</sub> (rads)
	Geo No							
Στρώμα 1	1	3,7	0,0037	0,00	1,0	270	220	
	2	7,0	0,0070	0,50	1,19	170		
	3	9,1	0,0091	1,15	1,65	181		
	4	10,4	0,0104	1,55	1,99	191		
	5	11,2	0,0112	2,15	2,52	225		
	6	13,0	0,013	2,90	3,23	248		
	7	15,2	0,0152	3,50	3,80	250		
Στρώμα 2	8	16,1	0,0161	4,00	4,35	340	393	22,0229
	9	16,3	0,0163	4,75	5,17	622		14,4706
	10	18,6	0,0186	5,10	5,45	389		17,3696
	11	21,6	0,0216	5,65	5,99	307		18,0813
	12	22,9	0,0229	6,05	6,39	307		17,4074

### 6.3.3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Σε ότι αφορά στα διαμήκη κύματα παρατηρείται πως οι ταχύτητες τους είναι κατά μέσο όρο  $436\text{ m/sec}$  και  $725\text{ m/sec}$  για το πρώτο στρώμα και τον ημιχώρο αντίστοιχα. Γι' αυτό το είδος κυμάτων ο αλγόριθμος έδειξε πολύ καλή σύγκλιση. Επίσης, για τα εγκάρσια κύματα οι μέσες τιμές των ταχυτήτων υπολογίσθηκαν στα  $220\text{ m/sec}$  και  $393\text{ m/sec}$  για το πρώτο στρώμα και τον ημιχώρο. Και σε αυτή την περίπτωση η σύγκλιση του αλγόριθμου επιτεύχθηκε σε μεγάλο ποσοστό.

## 7 ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Με στόχο την σύγκριση των αποτελεσμάτων της γεωφυσικής διασκόπησης, έγινε δειγματοληψία από το πρηνές των διασκοπήσεων για την μέτρηση των μηχανικών ιδιοτήτων με μεθόδους της εδαφομηχανικής. Οι βασικές μέθοδοι που εφαρμόστηκαν στα εργαστήρια Τεχνικής Γεωλογίας και Μηχανικής Πετρωμάτων του Πολυτεχνείου Κρήτης, είναι η *ανεμπόδιστη θλίψη* και η μέθοδος *των υπερήχων* για τον προσδιορισμό της ακαμψίας των δοκιμίων που μελετήθηκαν.

### 7.1 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ

Η ανεμπόδιστη μονοαξονική θλίψη, όπως αναφέρθηκε και στο κεφ. 4, αποτελεί απλή και αξιόπιστη μέθοδο για τον προσδιορισμό της ακαμψίας των εδαφών, ώστε να προτιμηθεί για στην παρούσα διατριβή. Για την εκτέλεση της διαδικασίας αυτής όμως απαιτούνται μερικά στάδια προεργασίας, για την δειγματοληψία από τον εδαφικό σχηματισμό και την ύστερη διαμόρφωση του εργαστηριακού δοκιμίου.

#### 7.1.1 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Η διαδικασία αυτή έχει σαν βασικό της στόχο την αποκομιδή ενός εδαφικού όγκου με τη μικρότερη δυνατή διαταραχή ώστε τα αποτελέσματα να αντιπροσωπεύουν όσο το δυνατόν καλύτερα την αρχική κατάσταση της εδαφικής μάζας πριν παρέμβουμε σ' αυτή. Έτσι, έγινε προσπάθεια να απομονωθούν, από το προφίλ του πρηνούς των γεωφυσικών δοκιμών που προαναφέρθηκε, δύο «πακέτα» εδάφους διαστάσεων 70x40x25cm (κωδικός K1) και 60x50x40cm (κωδικός M1) περίπου, τα οποία ανήκουν στο δεύτερο στρώμα του σχηματισμού αυτού (Εικόνα 7.1).



**Εικόνα 7.1.** Φωτογραφία από την δειγματοληψία στο πρυνές των γεωφυσικών διασκοπήσεων. Το δείγμα M1 δεν έχει ακόμα απομονωθεί ενώ το K1 έχει ήδη αποκομιστεί.

**Εικόνα 7.2.** Το δείγμα M1 πριν την τελική αδιατάρακτη κοπή και αποκομιδή του.



**Εικόνα 7.3.** Το δείγμα K1 πριν το τελικό στάδιο της κοπής του.

### 7.1.2 ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ ΔΟΚΙΜΙΩΝ

Μετά τη διαδικασία της δειγματοληψίας από το πρανές ακολούθησε, στο εργαστήριο πλέον, η διαδικασία της διαμόρφωσης των δοκιμίων. Στο στάδιο αυτό αποκομίζονται, από τα δυο δείγματα που λήφθηκαν από το πεδίο, όσο το δυνατόν περισσότερα δοκίμια διαστάσεων 50x12mm περίπου (Στειακάκης, 2003). Οι διαστάσεις αυτές ορίστηκαν σύμφωνα με την αναλογία 2,5:1, για ο μήκος και τη διάμετρο του δοκιμίου αντίστοιχα, την οποία απαιτεί η διαδικασία της μονοαξονικής θλίψης. Ιδιαίτερη βοήθεια στη διαδικασία αυτή απέδωσε ο διαμορφωτής δοκιμίων (Εικόνα 7.4) που προσφέρθηκε από το Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας μαζί με όλα τα υπόλοιπα κοπτικά εργαλεία. Κατά την διαδικασία της κοπής των δοκιμίων απομονώθηκαν οκτώ δοκίμια τα οποία οδηγήθηκαν αρχικά στη δοκιμή των υπερήχων (βλ. κεφ. 7.2) και ύστερα μονοαξονική δοκιμή θλίψης.

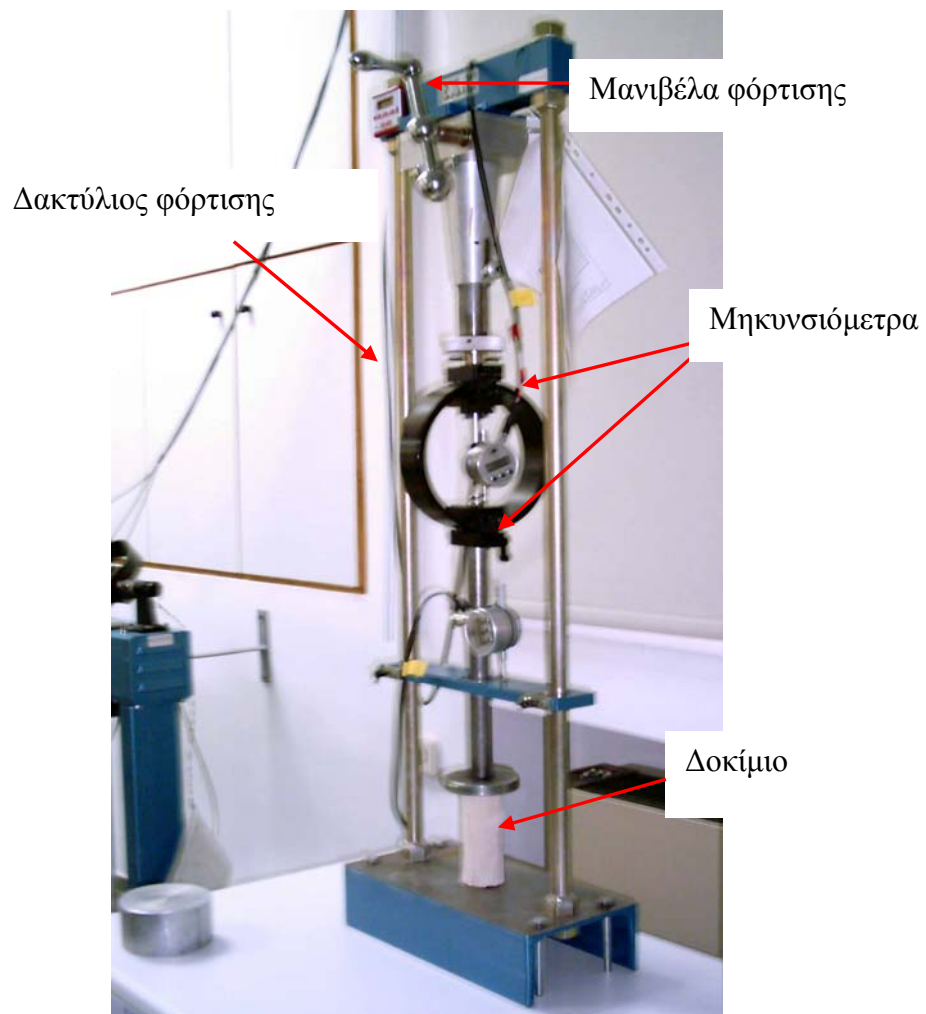


**Εικόνα 7.4.** Διαμορφωτής κυλινδρικών εδαφικών δοκιμίων.

### 7.1.3 ΔΟΚΙΜΗ ΑΝΕΜΠΟΔΙΣΤΗΣ ΘΛΙΨΗΣ

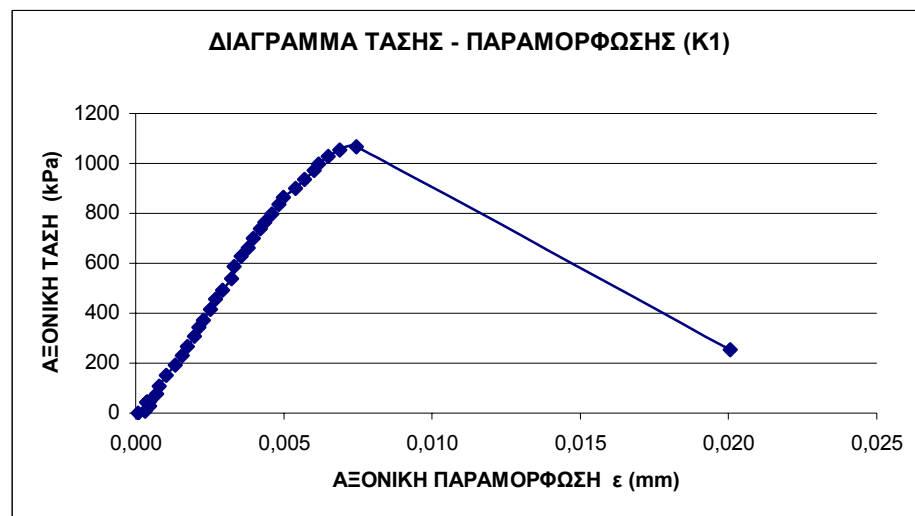
Η δοκιμή αυτή πραγματοποιήθηκε σε ειδική διάταξη της ELE (εικόνα 7.5) του Εργαστηρίου Τεχνικής Γεωλογίας του Πολυτεχνείου Κρήτης σε όλα τα δοκίμια αμέσως μετά τη δοκιμή των υπερήχων. Κατά τη διαδικασία του πειράματος, αφού το δοκίμιο μετρηθεί με ακρίβεια (0.1mm) με παχύμετρο, εισάγεται σε ειδική θέση της θλιπτικής διάταξης (Στειακάκης, 2003). Δεδομένου ότι η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε είναι χειροκίνητη, ο ρυθμός φόρτισης που ασκήθηκε στο δοκίμιο ήταν της τάξης των 2mm/min ώστε η παραμόρφωση η οποία θα επιτυγχάνεται ανά λεπτό να μην υπερβαίνει

το 0,5 έως 2% του ύψους του. Επίσης ο χρόνος της όλης διαδικασίας δεν επιτρέπεται να ξεπερνά τα 15 λεπτά της ώρας. Τα δεδομένα των τιμών των φορτίων και των παραμορφώσεων καταγράφονταν από ηλεκτρονικό υπολογιστή συνδεδεμένο με ψηφιακά μηκυνσιόμετρα και επεξεργάστηκαν σε H/Y. Τέλος, τα αποτελέσματα της δοκιμής παρουσιάζονται σε ειδικό φύλλο εργασίας (παράρτημα Ε) συνοδευόμενα από την γραφική παράσταση τάσεων – ανοιγμένων παραμορφώσεων.

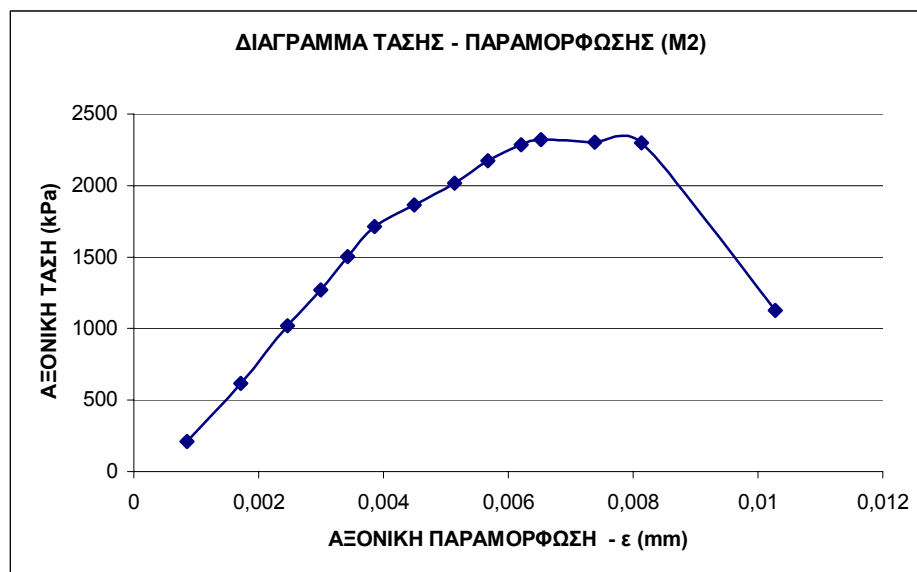


**Εικόνα 7.5.** Συσκευή μονοαξονικής θλίψης του εργαστηρίου Τεχνικής Γεωλογίας του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Παρακάτω παραθέτονται δυο διαγράμματα από την ανάλυση των δεδομένων της ανεμπόδιστης θλίψης (τα υπόλοιπα παρατίθενται στο παράρτημα Ε), καθώς και τα συνολικά αποτελέσματα προσδιορισμού του εφαπτομενικού (κλίση στο 50% του μέγιστου φορτίου). Επίσης υπολογίζεται το αρχικό μέτρο ακαμψίας για υπερβολικό μοντέλο φορτίσεων ως το διπλάσιο του εφαπτομενικού  $E_{50}$ , καθώς η φόρτιση έγινε σε μεγάλα διαστήματα τάσης ώστε να μην είναι δυνατόν να διακριθούν οι αρχικές φορτίσεις για μικρές παραμορφώσεις (Brinkgreve, R.B.J & Vermeer P. A, 1988, Plaxis manual version 7)).



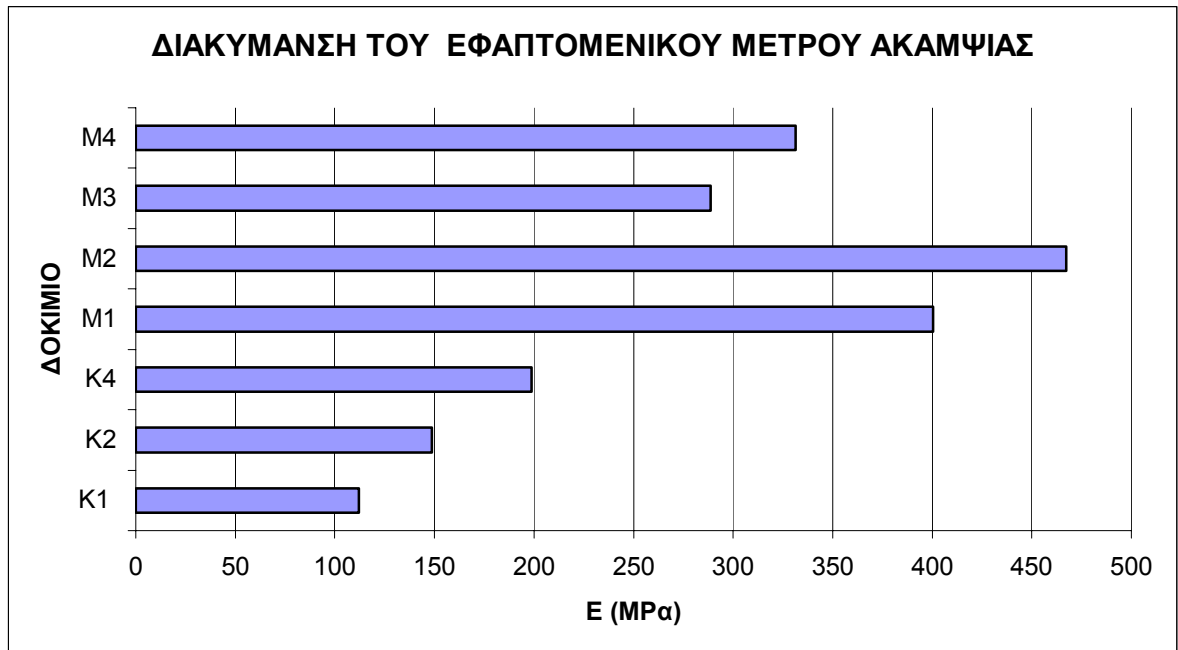
**Διάγραμμα 7.1.** Διάγραμμα τάσης – παραμόρφωσης για το δοκίμιο K1.



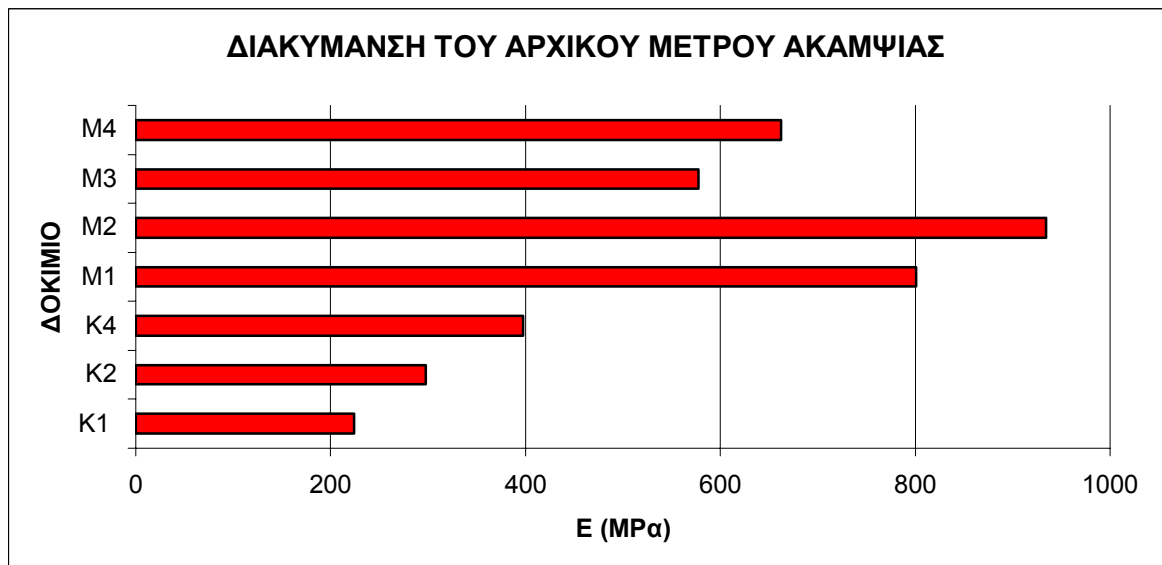
**Διάγραμμα 7.2.** Διάγραμμα τάσης – παραμόρφωσης για το δοκίμιο M2.

**Πίνακας 7.1.** Αποτελέσματα προσδιορισμού των εφαπτομενικών (στο 50% του μέγιστου φορτίου που ασκήθηκε) και των αρχικών μέτρων ακαμψίας που προέκυψαν από τις καμπύλες τάσης – ανηγμένης παραμόρφωσης, για κάθε δοκίμιο.

ΜΕΤΡΟ ΑΚΑΜΨΙΑΣ (MPa)	K1	K2	K4	M1	M2	M3	M4
Εφαπτομενικό (50%)	112,079	148,829	198,791	400,432	467,143	288,692	331,27
ΑΡΧΙΚΟ	224,158	297,658	893,53	397,582	800,864	934,286	577,384



**Διάγραμμα 7.3.** Κατανομή του εφαπτομενικού μέτρου ακαμψίας για τα δοκίμια της ανεμπόδιστης θλίψης.



**Διάγραμμα 7.4.** Κατανομή του αρχικού μέτρου ακαμψίας.



### 7.1.3.1 Συμπεράσματα – παρατηρήσεις

Σε ότι αφορά στο εφαπτομενικό (στο 50% του μέγιστου φορτίου) μέτρο ακαμψίας, οι παραπάνω μετρήσεις παρουσιάζουν μια ανοδική τάση από το προηγούμενο στο επόμενο δοκίμιο. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι τα δοκίμια απαιτήσαν μεγάλο χρονικό διάστημα για τη διαμόρφωσή τους, ώστε με το πέρασμα το χρόνου τα δείγματα, απ' όπου απομονώνονται, να χάνουν την υγρασία τους. Έτσι, πχ. το δοκίμιο K1 είναι κατά πολύ πιο υγρό από το M1, το M2 και ούτω καθεξής. Το πρώτο δοκίμιο, όντας υγρότερο από τα άλλα δοκίμια, αναμένεται να εμφανίσει μικρότερο μέτρο ακαμψίας. Παρ' όλα αυτά όμως θα θεωρηθεί σαν μέση τιμή του εφαπτομενικού μέτρου ακαμψίας τα 250MPa, λαμβάνοντας υπόψη την διαφοροποίηση που προκάλεσε η απώλεια της υγρασίας.

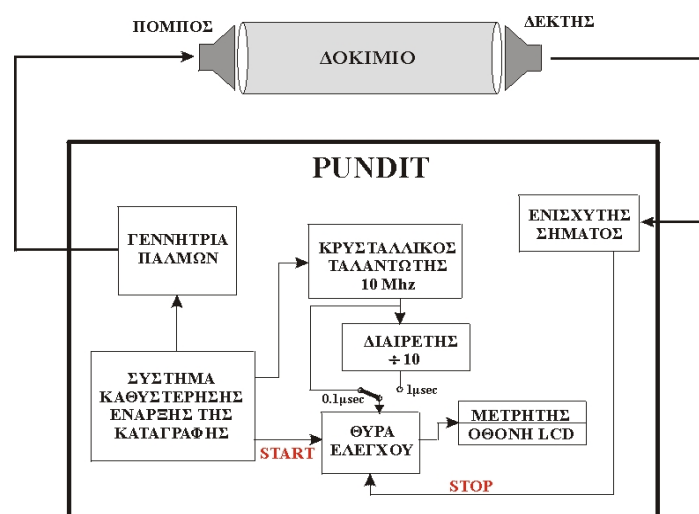
Το αρχικό μέτρο ακαμψίας υπολογίζεται από την κλίση της καμπύλης τάσης – παραμόρφωσης (βλ. διαγράμματα 7.1 – 7.2) στο *χαμηλότερο δυνατόν σημείο της* και επιλέχθηκε να υπολογιστεί στην διατριβή αυτή καθώς θα ήταν δυνατό να αποδώσει τιμές συγκρίσιμες με τις αυτές των γεωφυσικών δοκιμών (βλ. κεφ.2). Το αρχικό μέτρο ακαμψίας υπολογίστηκε από το διπλάσιο του προηγούμενου εφαπτομενικού μέτρου (Plaxis manual). Έτσι, παρατηρείται την ίδια διακύμανση των ελαστικών μέτρων μεταξύ των δοκιμίων (διάγραμμα 7.4) όπως στο διάγραμμα 7.3, κάτι που είναι αναμενόμενο αφού το τελευταίο κατασκευάστηκε από τον διπλασιασμό των τιμών του πρώτου. Γι' αυτό και σαν μέσος όρος του initial μέτρου ακαμψίας των δοκιμίων που μελετήθηκαν λαμβάνεται η τιμή των 500MPa.

## 7.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΥΠΕΡΗΧΩΝ

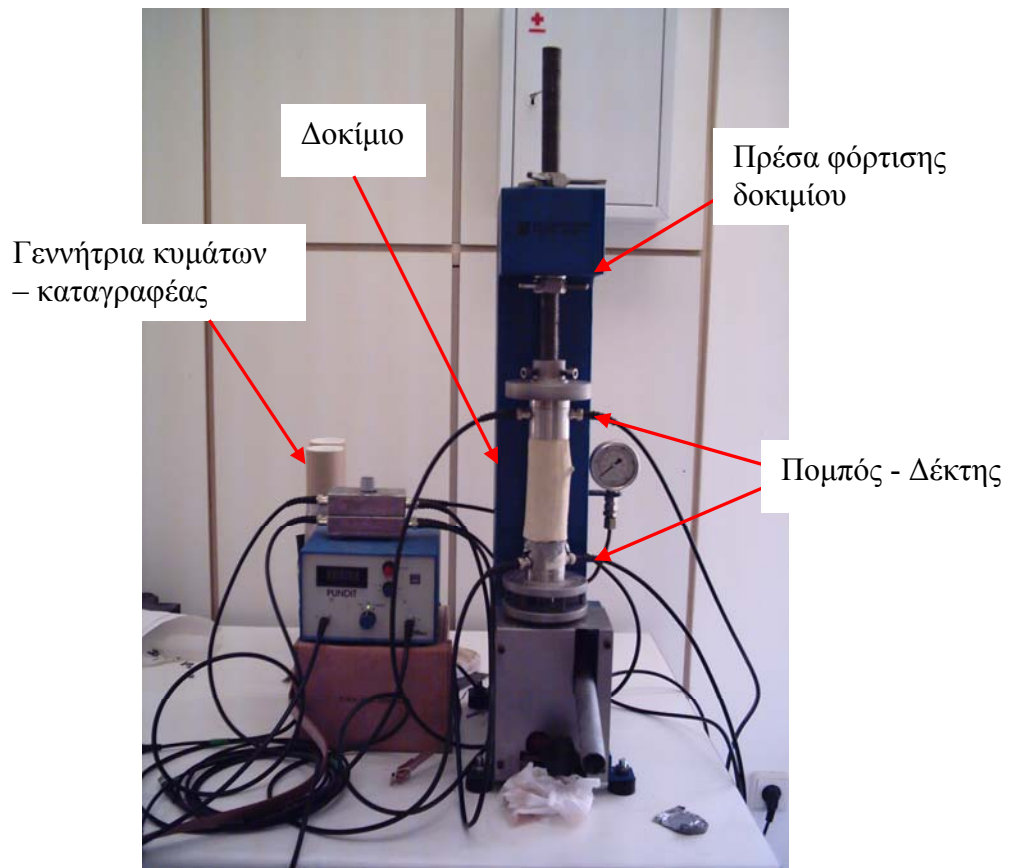
Με τη μέθοδο αυτή προσδιορίζεται εργαστηριακά το δυναμικό μέτρο ελαστικότητας του Young, το οποίο αναμένεται να προσεγγίσει με την παρούσα μέθοδο την τιμή την οποία θα αποδώσει η επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων. Κι αυτό, γιατί και οι δύο μέθοδοι βασίζονται στη διάδοση σεισμικών κυμάτων και το μέτρο της ελαστικότητας που υπολογίζουν αφορά στο δυναμικό του μέγεθος (βλ. κεφ.2.3.2) και όχι στο στατικό (πχ. από τη μέθοδο της ανεμπόδιστης θλίψης). Σημειώνεται πως η παρούσα μέθοδος αναλύθηκε διεξοδικά στο κεφάλαιο 3.5 οπότε στην παράγραφο αυτή δεν θα παρατεθούν σε λεπτομέρειες οι οποίες αφορούν το θεωρητικό μέρος της δοκιμής, αλλά θα περιοριστούμε στο μέρος των εργαστηριακών μετρήσεων και των αποτελεσμάτων.

### 7.2.1 Η ΔΙΑΤΑΞΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Για την παρούσα μελέτη των υπερήχων χρησιμοποιήθηκε η συσκευή PUNDIT (Portable Ultrasonic Non-destructive Digital Indicating Tester) του εργαστηρίου Μηχανικής Πετρωμάτων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Η συσκευή αυτή αποτελείται από ένα πομπό και ένα δέκτη (πρεσοστάτες), οι οποίοι τοποθετούνται στα άκρα του προς μελέτη δοκιμίου, και μια ψηφιακή μονάδα η οποία παράγει το σεισμικό σήμα και αναλαμβάνει την τελική μέτρηση των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων μεταξύ πομπού – δέκτη σε  $\mu sec$ . Αναλυτικότερη παρουσίαση της συσκευής PUNDIT παρουσιάζεται στο διάγραμμα 7.5.



Διάγραμμα 7.5. Σχηματική παρουσίαση της συσκευής PUNDIT



**Εικόνα 7.5.** Διάταξη PUNDIT για τη μέτρηση των ταχυτήτων των υπερήχων

Η συσκευή αυτή χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με πρέσα φόρτισης για την καλύτερη εφαρμογή του πομπού και του δέκτη (transducers) στο δοκίμιο. Αναφέρεται πως η τάση που εφαρμόσθηκε στα δοκίμια από την πρέσα στο παρόν πείραμα ήταν ίση με 0,5MPa.

Η διαδικασία των μετρήσεων αρχίζει τη στιγμή που το σύστημα καθυστέρησης της έναρξης της καταγραφής, δώσει σήμα στην γεννήτρια των παλμών των υπερήχων και αυτή μεταδώσει τον παλμό των υπερήχων στον πομπό. Ακολουθώντας, μετά από συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (delay) η ίδια μονάδα δίνει σήμα στον ταλαντωτή και τη θύρα ελέγχου, η οποία ενεργοποιεί τον μετρητή που καταγράφει τις ταλαντώσεις. Μόλις τα σεισμικά κύματα καταγραφούν στον δέκτη και ενισχυθούν, στέλνεται σήμα στη θύρα ελέγχου, η οποία αποσυνδέει τον ταλαντωτή από τον μετρητή έτσι ώστε να σταματήσει η καταμέτρηση των ταλαντώσεων.

## 7.2.2 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

*Προετοιμασία των δοκιμίων*

Η προετοιμασία των δοκιμίων είναι αυτή της παραγράφου 7.1.2.

*Διαστασιολόγηση των δοκιμίων*

Η διαστασιολόγηση πραγματοποιήθηκε με τη χρήση βερνιέρου και αφορά στη διάμετρο και στο μήκος του δοκιμίου (βλ. πίνακας 7.2).

*Μέτρηση της ταχύτητας των υπερήχων*

Για την μέτρηση της ταχύτητας των υπερήχων στα δοκίμια της μάρκας χρησιμοποιήθηκε ζεύγος πομπού – δέκτη. Για την καλύτερη πρόσφυση του πομπού και του δέκτη στο δοκίμιο χρησιμοποιήθηκε αλουμινόχαρτο ως παρεμβαλλόμενο υλικό. Οι μετρήσεις παρατίθενται στον πίνακα 7.2.

**Πίνακας 7.2.** Χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων για κάθε δοκίμιο. Παρατηρείται πως σε όλα τα δοκίμια η κάθε μέτρηση εκτελέστηκε από τρεις φορές για να ελεγχθεί στατιστικά.

ΔΟΚΙΜΙΟ	Μέτρηση	ΥΨΟΣ (cm)	ΔΙΑΜΕΤΡΟΣ (cm)	Χρόνος	
				P (μsec)	S(μsec)
<b>K1</b>	1	14,04	5,195	219,1	250,4
	2	14,13	5,1	242,1	214,1
	3	14,06	5,12	253,6	221
<b>K2</b>	1	12,425	5,1	132,8	175,8
	2	12,42	5,17	125,7	175,6
	3	12,465	5,95	125,2	175,9
<b>K3</b>	1	10,875	4,67	102,4	104,9
	2	10,825	4,65	101,9	112
	3	10,825	4,525	101,8	105,2
<b>K4</b>	1	10,975	4,375	104,4	105,5
	2	10,975	4,4	104,5	103,2
	3	10,95	4,435	104,1	103,1
<b>M1</b>	1	12,125	4,28	88	90,1
	2	12,12	4,75	96,1	98,1
	3	12,14	4,84	89,3	111,5
<b>M2</b>	1	9,365	4,225	68,3	70,1
	2	9,34	4,05	68	72,1
	3	9,33	4,15	68,3	71,9
<b>M3</b>	1	11,2	4,66	116,7	96,2
	2	11,175	4,48	106,7	96,9
	3	11,215	4,675	117,2	96,1
<b>M4</b>	1	12,675	5,235	109,5	109,3
	2	12,675	5,245	107,5	109,2
	3	12,625	5,28	107,3	108,8

### 7.2.2.1 Συμπεράσματα - Προτάσεις

Από τον παραπάνω πίνακα 7.2 και στο πεδίο των χρόνων των σεισμικών κυμάτων παρατηρείται πως οι τιμές μεταξύ των διαμηκών και εγκάρσιων κυμάτων σχεδόν ταυτίζονται. Φυσικά κάτι τέτοιο θα σημαίνει και την ταύτιση των ταχυτήτων των κυμάτων P και S, κάτι που είναι αδύνατο (πίνακας 7.3). Πράγματι, όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2, ο λόγος  $V_p/V_s$  δεν μπορεί να ξεπεράσει την τιμή  $\sqrt{2}$  (Sherrif and Geldart, 1995).

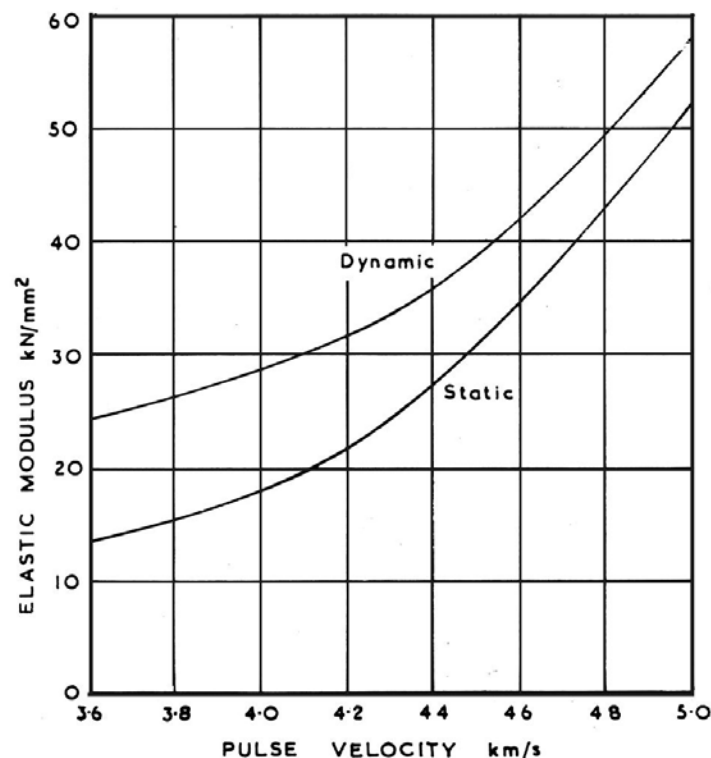
**Πίνακας 7.3.** Οι ταχύτητες των P και των S κυμάτων για τα δοκίμια του πειράματος.

ΔΟΚΙΜΙΟ	Μετρηση	Vp	Vs
<b>K1</b>	<b>1</b>	640,80329	560,7028754
	<b>2</b>	583,64312	659,9719757
	<b>3</b>	554,4164	636,199095
<b>K2</b>	<b>1</b>	935,61747	706,7690557
	<b>2</b>	988,06683	707,2892938
	<b>3</b>	995,60703	708,6412735
<b>K3</b>	<b>1</b>	1062,0117	1036,701621
	<b>2</b>	1062,316	966,5178571
	<b>3</b>	1063,3595	1028,992395
<b>K4</b>	<b>1</b>	1051,2452	1040,28436
	<b>2</b>	1050,2392	1063,468992
	<b>3</b>	1051,8732	1062,075655
<b>M1</b>	<b>1</b>	1377,8409	1345,72697
	<b>2</b>	1261,1863	1235,474006
	<b>3</b>	1359,4625	1088,789238
<b>M2</b>	<b>1</b>	1371,1567	1335,948645
	<b>2</b>	1373,5294	1295,423024
	<b>3</b>	1366,0322	1297,635605
<b>M3</b>	<b>1</b>	959,72579	1164,241164
	<b>2</b>	1047,329	1153,250774
	<b>3</b>	956,91126	1167,013528
<b>M4</b>	<b>1</b>	1157,5342	1159,652333
	<b>2</b>	1179,0698	1160,714286
	<b>3</b>	1176,6076	1160,386029

Στον πίνακα 7.3, παρατηρείται μια μεγάλη απόκλιση των τιμών των ταχυτήτων των διαμηκών κυμάτων του δοκιμίου K1 ως προς αυτές των υπολοίπων δοκιμίων. Ο λόγος της απόκλισης αυτής, αν και δεν μπορεί να αιτιολογηθεί με βεβαιότητα, μάλλον οφείλεται στην κακή επαφή των πρεσσοστατών της συσκευής των υπερήχων ή από ελλιπή φόρτιση των πρεσσοστατών προς το δοκίμιο.

Επίσης, αναλύοντας, την όλη διαδικασία διεξοδικά αλλά και προσπαθώντας να επαληθευθούν οι τιμές των ταχυτήτων με αυτές των μετρήσεων της σεισμικής διάθλασης, των επιφανειακών κυμάτων και της μεθόδου VSP (βλ. κεφ.8), παρατηρείται πως οι τιμές των ταχυτήτων των διαμήκων κυμάτων είναι αποδεκτές και αυτές που αφορούν τα εγκάρσια δεν είναι αποδεκτές.

Έτσι, αναγκαστικά φθάνουμε στο συμπέρασμα πως εφόσον οι ταχύτητες των P κυμάτων είναι σωστές και αυτές των S είναι ταυτόσημες, τότε η συσκευή κατά τη διαδικασία της μέτρησης των εγκαρσίων κυμάτων μετρούσε και πάλι τα διαμήκη. Αυτό θα μπορούσε να εξηγηθεί με δυο τρόπους : (α) Η συσκευή ενώ υποτίθεται ότι μετράει βάσει των S κυμάτων, για κάποιο τεχνικό παράγει και μετρά P κύματα, ή (β) η συσκευή δεν μπορεί να απομονώσει τις αφίξεις των, γρηγορότερων P κυμάτων και να μετρήσει τα S που καταφθάνουν δευτερευόντως ώστε αναγκαστικά να μετρά τις αφίξεις των διαμηκών κυμάτων. Έτσι, με το συγκεκριμένο πρόβλημα των καταγραφών των υπερήχων δεν είναι δυνατό να συνεχιστεί η διαδικασία για τον υπολογισμό του μέτρου ελαστικότητας καθώς ο τύπος (3.12) απαιτεί και την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων.



**Σχήμα 7.1.** Πρότυπες καμπύλες προσδιορισμού του μέτρου ελαστικότητας του Young για δοκίμια σκυροδέματος (PUNDIT, Operating Manual).

## 8 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει μια προσπάθεια να συγκριθούν τα αποτελέσματα από τις σεισμικές μεθόδους που εκτελέστηκαν στο πεδίο. Πιο συγκεκριμένα συγκρίνονται ομαδοποιημένες ταχύτητες των διαμηκών και των εγκαρσίων κυμάτων που προέκυψαν από την κάθε μέθοδο. Επίσης, συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν σχετικά με το εδαφικό μοντέλο του εδαφικού σχηματισμού όπου έγιναν οι μετρήσεις. Σημειώνεται πως οι παρακάτω συγκρίσεις γίνονται ουσιαστικά μόνο για το *δεύτερο* στρώμα του υπό μελέτη εδαφικού σχηματισμού καθώς είναι αυτό στο οποίο γίνεται προσπάθεια υπολογισμού των ελαστικών παραμέτρων μέσω των σεισμικών μεθόδων όσο και αυτών της εδαφομηχανικής.

### 8.3 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΔΙΑΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

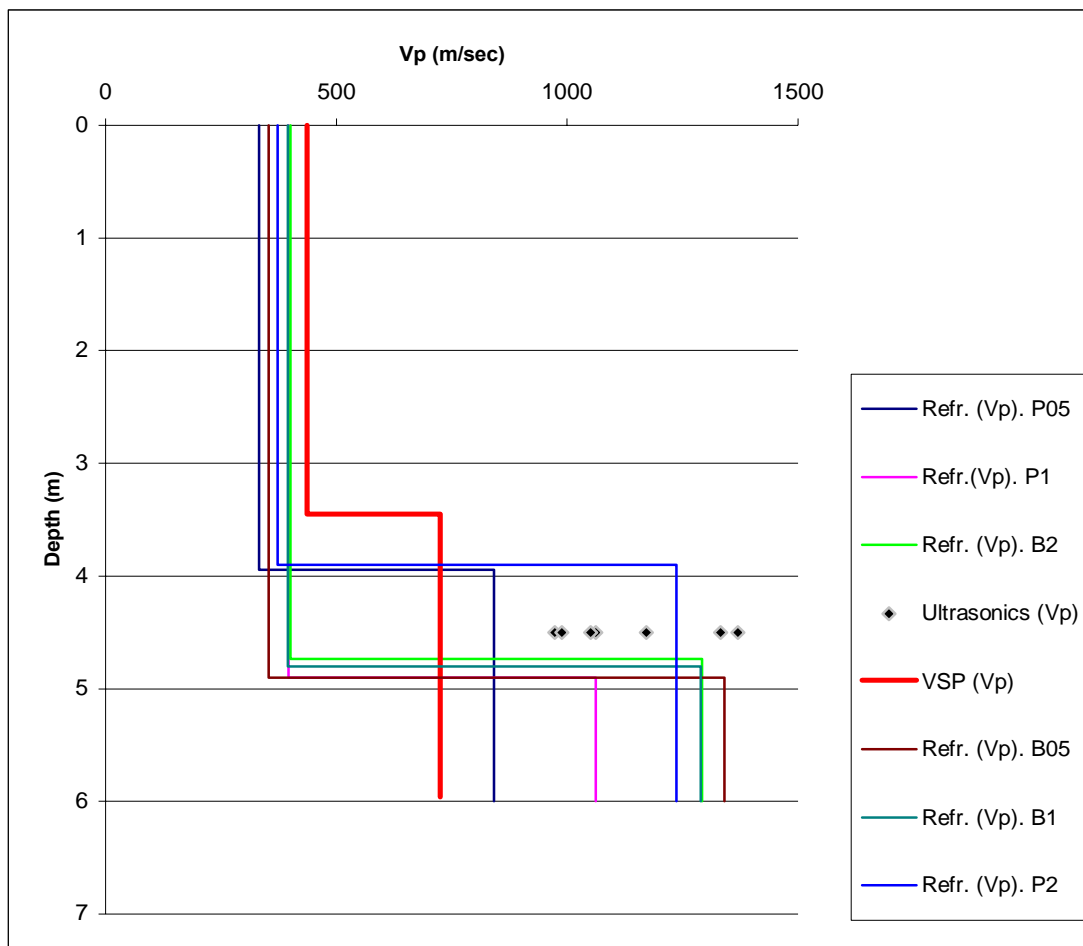
Για τα διαμήκη κύματα P, αρχικά γίνονται συγκρίσεις στις ταχύτητες που προέκυψαν από τη σεισμική διάθλαση, την διασκόπηση VSP και τη δοκιμή με τη μέθοδο των υπερήχων.

**Πίνακας 8.1** Αποτελέσματα των ταχυτήτων των διαμηκών κυμάτων του δεύτερου εδαφικού στρώματος για τις διάφορες γεωφυσικές δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο.

Μέθοδος	Πηγή	Απόσταση πηγής 1ου γεωφώνου (m)	Ισαπόσταση γεωφώνων (m)	Vp (m/sec)	Μέση Vp (m/sec)
Σεισμική διάθλαση	Sledgehammer	1, 5, 10, 24, 28, 33	0,5	841	<b>1047</b>
			1	1062	
			2	1237	
	Seisgun Betsy	1, 5, 10, 24, 28, 33	0,5	1340	<b>1307</b>
			1	1289	
			2	1292	
Υπέρηχοι	-	-		1068	<b>1068</b>
VSP	Sledgehammer	1	0,5	725	<b>725</b>

Από τον πίνακα 8.1 παρατηρείται καλή συμφωνία μεταξύ των ταχυτήτων από τις μεθόδους της σεισμικής διάθλασης και των υπερήχων. Οι ταχύτητες από την σεισμική

διάθλαση είναι κατά μέσο όρο  $1047 \text{ m/sec}$  με χρήση πηγής βαρέως σφυριού (5kg) και  $1307 \text{ m/sec}$  με τη χρήση του seisgun Betsy. Η μέθοδος των υπερήχων απέδωσε κατά μέσο όρο την τιμή  $1068 \text{ m/sec}$  η οποία συμφωνεί πολύ καλά με την αντίστοιχη από την σεισμική διάθλαση με τη χρήση του βαρέως σφυριού. Αντιθέτως, οι προσδιορισμένες ταχύτητες των διαμηκών κυμάτων με τη χρήση της μεθόδου VSP διαφέρουν από αυτές των υπολοίπων μεθόδων καθώς κατά μέσο όρο κυμαίνονται στα  $725 \text{ m/sec}$  (διαφορά  $300 \text{ m/sec}$  τουλάχιστον). Επίσης, αξίζει να σημειωθεί πως οι τιμές από τη μέθοδο Vertical Seismic Profiling, αναφέρονται μόνο σε απόσταση πηγής – γεωφώνων  $1 \text{ m}$  καθώς για αποστάσεις  $4$  και  $6 \text{ m}$  ο αλγόριθμος δεν ήταν δυνατόν να συγκλίνει (βλ. κεφ.6.3).



**Σχήμα 8.1.** Διάγραμμα της κατανομής των ταχυτήτων των P κυμάτων με το βάθος όπως προσδιορίστηκαν από τις σεισμικές μεθόδους που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο. Τα μεμονωμένα σημεία αναφέρονται στις ταχύτητες που προσδιορίστηκαν από το πείραμα των υπερήχων (βλ. κεφ. 7.2) σε δοκίμια που ανήκουν στο δεύτερο στρώμα σε βάθος 4,5m.



Ο προσδιορισμός του εδαφικού μοντέλου από τις παραπάνω μεθόδους (Σχ. 8.1 ) υπολόγισε την θέση της διεπιφάνειας των δύο στρωμάτων του σχηματισμού σε βάθος κατά μέσο όρο 4,8m από την επιφάνεια. Ωστόσο το εδαφικό μοντέλο που αποδίδεται στο Σχ. 8.1 με τη μέθοδο VSP, αναφέρεται και στο πραγματικό (3,5m) καθώς η τιμή του βάθους στην οποία τοποθετείται η διεπιφάνεια των στρωμάτων αντιστοιχεί στην μετρημένη επί της παρειάς του πρανούς της μελέτης. Παρ' όλα αυτά, αυτή η τιμή του βάθους δεν μπορεί να αποτελέσει κανόνα για τη θέση της διεπιφάνειας καθώς οι μετρήσεις της σεισμικής διάθλασης δεν εκτελέστηκαν κοντά στην παρειά του πρανούς ώστε ίσως να επηρεάζονται από την παράταξη των σχηματισμών και δικαιολογημένα να τοποθετούν τη διεπιφάνεια σε βαθύτερο σημείο.

#### **8.4 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ**

Η ταχύτητα των εγκαρσίων (S) κυμάτων στο δεύτερο στρώμα προέρχονται επιλεκτικά από τις μεθόδους της σεισμικής διάθλασης, VSP και της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (βλ. κεφ.6.2). Δυστυχώς, η μέθοδος των υπερήχων δεν ήταν δυνατό να προσδιορίσει την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σφαλμάτων τα οποία αναφέρθηκαν αναλυτικότερα στο κεφ.7.2. Σημειώνεται πως σε ότι αφορά τις καταγραφές με τη μέθοδο VSP, ο αλγόριθμος υπολογισμού των ταχυτήτων για το δεύτερο στρώμα (βλ. κεφ.6.3.5, σελ. 143), κατάφερε να συγκλίνει ικανοποιητικά μόνο για τις καταγραφές με απόσταση πηγής – πρώτου καναλιού ίση με 1 και 4m.

**Πίνακας 8.2.** Τιμές των ταχυτήτων εγκαρσίων κυμάτων που υπολογίσθηκαν πειραματικά από τις μεθόδους που εφαρμόσθηκαν στην περιοχή μελέτης.

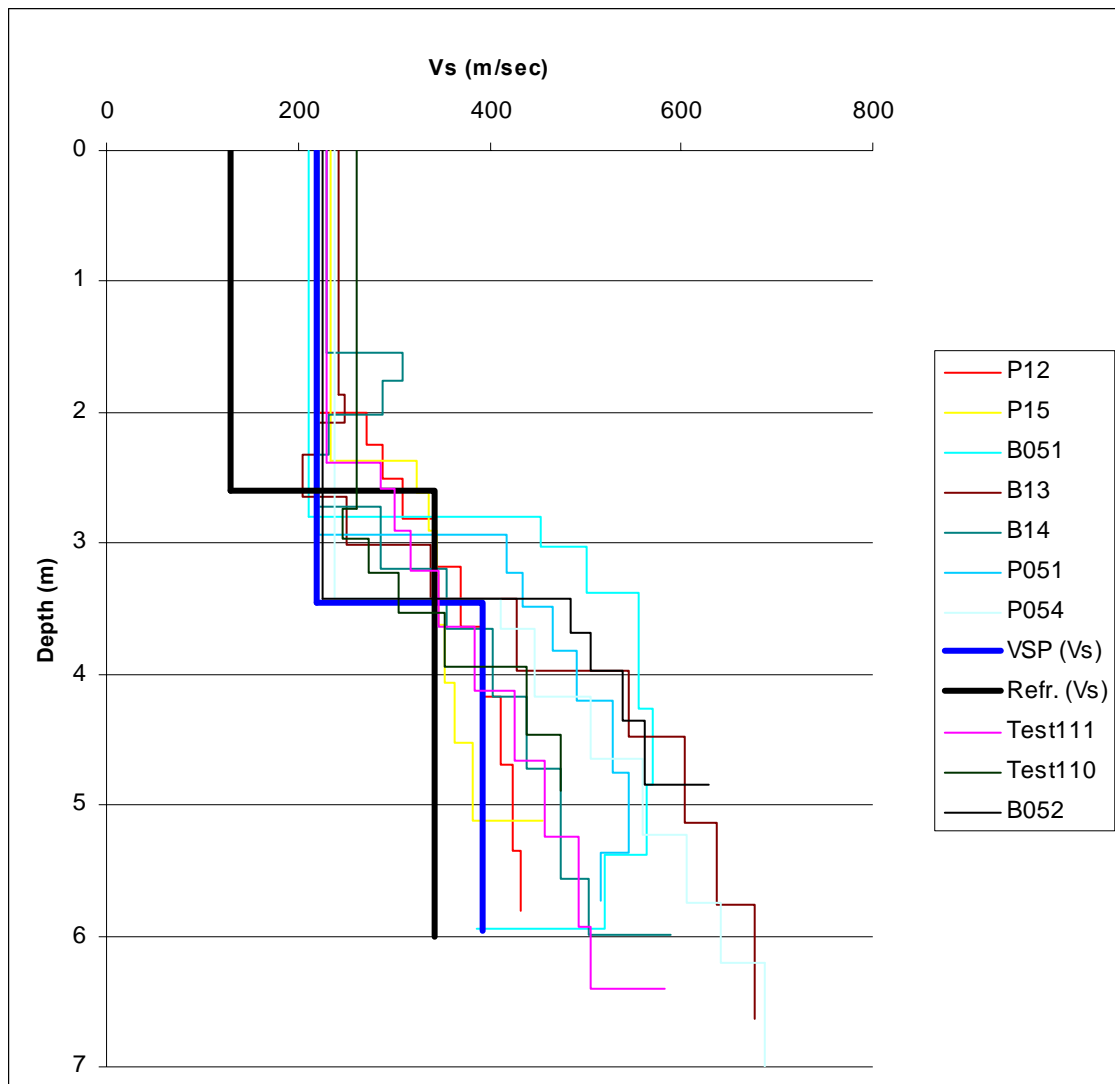
Μέθοδος	Πηγή	Ισαπόσταση γεωφώνων (m)	Απόσταση πηγής-1ου γεωφώνου (m)	Vs (m/sec)	Μέση Vs (m/sec)
Σεισμική διάθλαση	Sledgehammer	1	1, 33,5 ,45	342	342
VSP	Sledgehammer	0,5	1	393	393
			4	386	
Επιφανειακά κύματα Rayleigh	Sledgehammer	0,5	10	485	507
			24	528	
		1	10	369*	377
			10	360	
			5	355	
			1	390*	
			1	369	
			24	420	
			28	390	
			33	360	
		0,5	10	528	525
			5	523	
		1	10	338	371
			5	394	
			24	364	
			28	387	
			33	371	

\* Οι τιμές αυτές ανήκουν στις αναγνωριστικές καταγραφές (Test).

Στον πίνακα 8.2 παρατηρείται αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ των υπολογισμένων τιμών για την ταχύτητα των S κυμάτων (αν εξαιρεθούν οι τιμές από τα επιφανειακά κύματα και με ισαπόσταση 0,5m που παρουσιάζουν απόκλιση της τάξης των 140 m/sec). Τόσο οι τιμές της μεθόδου VSP, όσο και οι τιμές των επιφανειακών κυμάτων συμφωνούν σε πολύ καλό βαθμό με μικρές μόνο αποκλίσεις της τάξης των 10 – 20m/sec. Παράλληλα, παρατηρείται καλή συμφωνία των ταχυτήτων που προκύπτουν από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων αλλά με χρήση διαφορετικού τύπου πηγής.

Αντιθέτως, στην περίπτωση της σεισμικής διάθλασης των S κυμάτων, η τιμή της υπολογισμένης ταχύτητας βρίσκεται μακριά από αυτές που προσδιορίστηκαν βάσει των υπολοίπων μεθόδων. Έτσι, η ταχύτητα αυτή λαμβάνει την τιμή των 342 m/sec και αν θεωρήθηκε ως μέση τιμή των προηγούμενων μεθόδων τα 380 m/sec, υπάρχει μια απόκλιση για τη σεισμική διάθλαση της τάξης των 38 m/sec (10%). Η απόκλιση αυτή είναι δυνατόν να οφείλεται στην δυσκολία της διεξαγωγής των μετρήσεων στη σεισμική διάθλαση των εγκαρσίων κυμάτων. Για την παραγωγή των εγκαρσίων

κυμάτων χρησιμοποιήθηκε ξύλινο δοκάρι πακτωμένο στο έδαφος, δονούμενο εγκάρσια με το σφυρί. Πιθανόν η σεισμική πηγή παραγωγής των εγκαρσίων κυμάτων να μην επιτρέπει την καταγραφή σήματος από τα μετωπικά κύματα με αποτέλεσμα να δυσχεραίνεται ο προσδιορισμός των πρώτων αφίξεων των S κυμάτων και να εισάγεται σημαντικό σφάλμα στην υπολογισμένη ταχύτητα.



**Σχήμα 8.2.** Διάγραμμα της κατανομής των ταχυτήτων των S κυμάτων με το βάθος όπως προσδιορίστηκαν από τις σεισμικές μεθόδους που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο.

Στο Σχ.8.2 παρουσιάζονται γραφικά τα αποτελέσματα του προσδιορισμού τις κατανομής των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος, από επιλεγμένες καταγραφές για την κάθε μέθοδο που πραγματοποιήθηκε. Συνολικά, στο διάγραμμα διακρίνεται η διεπιφάνεια των δυο στρωμάτων να βρίσκεται στα 3m κατά μέσο όρο, με

τις ταχύτητες για το πρώτο στρώμα να συμφωνούν στα 230m/sec περίπου ενώ για το δεύτερο να ποικίλουν. Ωστόσο, ως μέσος όρος των ταχυτήτων του 2<sup>ου</sup> στρώματος είναι η τιμή των 420m/sec περίπου. Σε ότι αφορά στη διάθλαση των εγκαρσίων κυμάτων, παρατηρείται οι τιμές τόσο των ταχυτήτων όσο και το βάθος τις υπολογισμένης διεπιφάνειας των στρωμάτων να μην συμφωνούν με τις υπόλοιπες μεθόδους. Αυτό, ίσως να οφείλεται στο γεγονός που αναφέρθηκε και προηγούμενα για την κακή ποιότητα των μετρήσεων και για την δύσκολη διάκριση των πρώτων αφίξεων των εγκαρσίων κυμάτων. Σημειώνεται πως, παρόμοια με το πείραμα VSP για τα διαμήκη κύματα, η πραγματική θέση της διεπιφάνειας βρίσκεται στα 3,5m όπως διακρίνεται από την γραμμή της δοκιμής VSP.

## 9 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΤΡΟΥ ΑΚΑΜΨΙΑΣ ΜΕ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2, είναι δυνατό να υπολογιστούν πολλές μηχανικές – ελαστικές παράμετροι των εδαφών με τη χρήση σεισμικών γεωφυσικών μεθόδων και ειδικά μέσω της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων. Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει μια προσπάθεια προσδιορισμού του μέτρου ακαμψίας του δευτέρου στρώματος του σχηματισμού όπου εκτελέστηκαν οι σεισμικές μέθοδοι της εργασίας αυτής. Για το σκοπό αυτό θα χρησιμοποιηθούν τα αποτελέσματα των ταχυτήτων των εγκαρσίων και διαμηκών κυμάτων που προέκυψαν από κάθε μέθοδο και τιμές τις πυκνότητας του εδάφους που προσδιορίστηκαν εργαστηριακά σε δοκίμια που αποκομίσθηκαν με δειγματοληψία από το γεωλογικό σχηματισμό των πειραμάτων.

### 9.1 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΜΕ ΕΜΠΕΙΡΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ POISSON

Στην παρούσα εργασία, όπως και στην διαδικασία της αντιστροφής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (κεφ.6.2), ο λόγος Poisson θεωρήθηκε πως για το συγκεκριμένο σχηματισμό του μαργαϊκού ασβεστόλιθου μπορεί να λάβει εμπειρικά την τιμή  $\nu = 0,4$ . Επίσης, από τα δοκίμια που διαμορφώθηκαν από δείγματα πεδίου για τις εργαστηριακές δοκιμές, υπολογίσθηκε κατά μέσο όρο η τιμή της πυκνότητας  $\rho = 1,47 \text{ g/cm}^3$ .

Για τον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας χρησιμοποιείται η εξίσωση (2.21) :

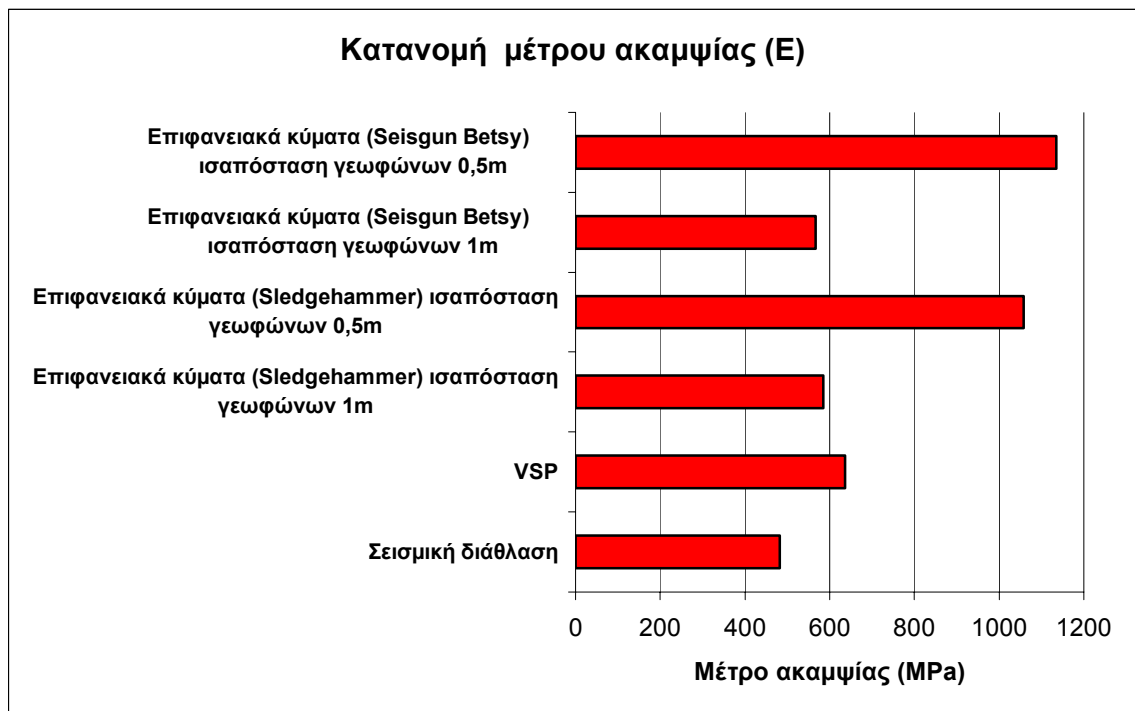
$$E = 2\rho \cdot Vs^2(1 + \nu)$$

όπου  $E$  το μέτρο ακαμψίας (ή δυστροπίας),  $\rho$  η πυκνότητα  $Vs$  η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και  $\nu$  ο λόγος Poisson.

Έτσι, από τα αποτελέσματα των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων που παρατέθηκαν στο κεφάλαιο 8 (πίν.8.2) υπολογίζονται με τη χρήση της (2.21) οι τιμές του μέτρου ακαμψίας σε MPa (πιν.9.2).

**Πίνακας 9.1.** Αποτελέσματα υπολογισμού του μέτρου ακαμψίας (E) για τις μέσες ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων που υπολογίστηκαν στο κεφ.8. Ο υπολογισμός έγινε με θεώρηση του λόγου Poisson  $\nu = 0,4$ .

Μέθοδος	Vs (m/sec)	E (MPa)
Σεισμική διάθλαση	342	481
VSP	393	636
Επιφανειακά κύματα (Sledgehammer) ισαπόσταση γεωφώνων 1m	377	585
Επιφανειακά κύματα (Sledgehammer) ισαπόσταση γεωφώνων 1m	507	1058
Επιφανειακά κύματα (Seisgun Betsy) ισαπόσταση γεωφώνων 1m	371	566
Επιφανειακά κύματα (Seisgun Betsy) ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m	525	1134



**Σχήμα 9.1.** Διάγραμμα κατανομής τη τιμής του μέτρου ακαμψίας (ή δυστροπίας) ως προς τη σεισμική μέθοδο υπολογισμού του.

- **Συμπεράσματα – Παρατηρήσεις**

Από τα αποτελέσματα των υπολογισμών του μέτρου ακαμψίας με τη χρήση των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων και τη θεωρημένη τιμή του λόγου Poisson  $\nu = 0,4$ , παρατηρείται μια καλή συμφωνία μεταξύ των τιμών που υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση καναλιών 1m και τη μέθοδο VSP στα 590MPa περίπου. Η μέθοδος της σεισμική διάθλασης των S κυμάτων δεν προσέγγισε καλά τις τιμές των προηγούμενων μεθόδων με απόκλιση της τάξης των 100MPa. Επίσης οι δοκιμές των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m έδωσαν τιμές αρκετά αυξημένες στο διπλάσιο περίπου των προηγούμενων μεθόδων.

## **9.2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΜΕ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ POISSON ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ**

Ο λόγος Poisson, όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2, μπορεί να προσδιοριστεί από τις σεισμικές μεθόδους με τη χρήση της εξίσωσης (2.17):

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}}$$

όπου  $V_s$  η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων,  $V_p$  των διαμηκών κυμάτων και  $\nu$  ο λόγος Poisson.

Στην εξίσωση αυτή, είναι φανερό πως είναι αναγκαία και η τιμή της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων. Ωστόσο, οι μέθοδοι που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο όπως η VSP και η σεισμική διάθλαση P κυμάτων, είναι δυνατόν να δώσουν τις ταχύτητες αυτές με πολύ καλή προσέγγιση. Έτσι, από αυτές τις μεθόδους είναι δυνατό να υπολογιστεί ο λόγος Poisson από τις ταχύτητες  $V_s$ ,  $V_p$  και να μην προσεγγιστεί εμπειρικά ώστε να υπεισέρχεται κίνδυνος σφαλμάτων. Επιπρόσθετα, η καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων είναι οι ίδιες ακριβώς με αυτές της διάθλασης των P κυμάτων, άρα είναι δυνατόν να ληφθούν οι ταχύτητες  $V_s$  από τη επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων

και τις  $V_p$  από τη διάθλαση των διαμηκών με την ίδια καταγραφή. Έτσι, ο λόγος Poisson μέσω τις (2.12) είναι δυνατό να υπολογιστεί από την ίδια καταγραφή.

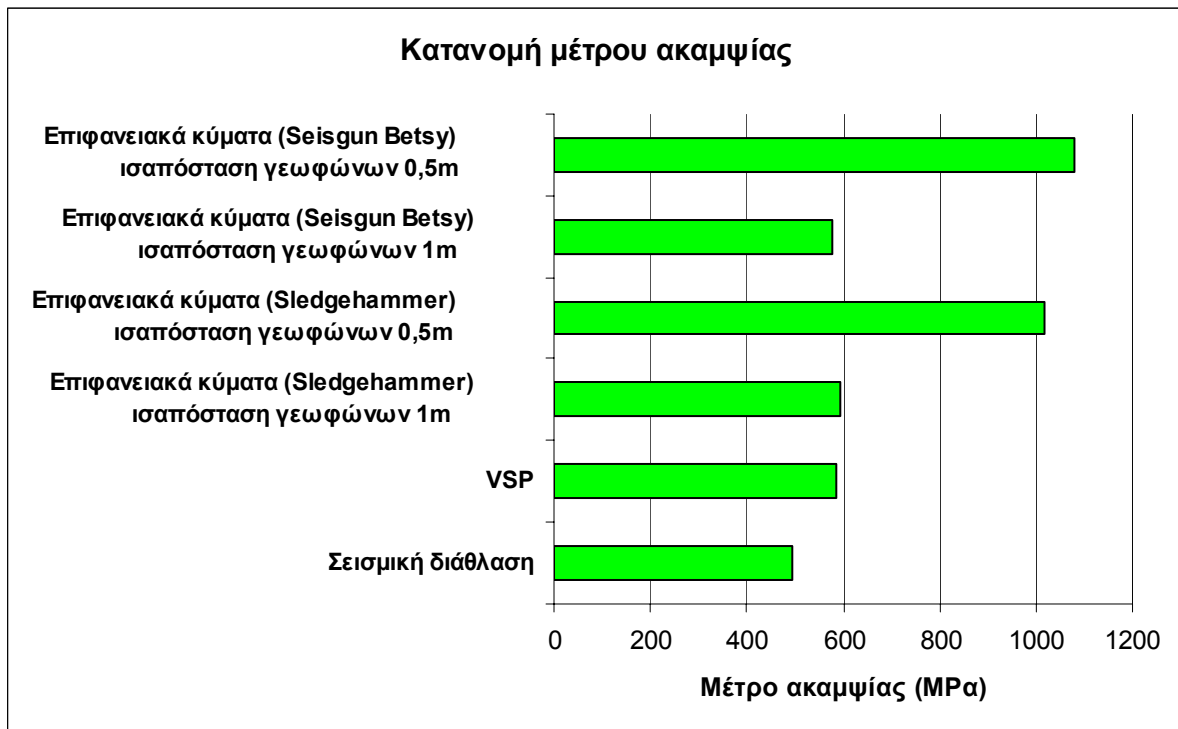
Παρακάτω παρουσιάζονται αποτελέσματα του μέτρου ακαμψίας μέσω τις εξίσωσης (2.21) και της εξίσωσης (2.17) για το λόγο Poisson με τη χρήση μέσων τιμών των ταχυτήτων των εγκαρσίων και των διαμηκών κυμάτων, όπως παρατέθηκαν στα κεφ. 8.1, 8.2.

**Πίνακας 9.2.** Αποτελέσματα υπολογισμού του μέτρου ακαμψίας ( $E$ ) για τις μέσες ταχύτητες των εγκαρσίων και των διαμηκών κυμάτων που υπολογίστηκαν στο κεφ.8.

Μέθοδος	$V_s$ (m/sec)	$V_p$ (m/sec)	Λόγος Poisson $\nu$	$E$ (MPa)
Σεισμική διάθλαση	342	1047	0,4	495
VSP	393	725	0,29	587
Επιφανειακά κύματα (Sledgehammer) Ισαπόσταση γεωφώνων 1m	377	1047	0,42	596
Επιφανειακά κύματα (Sledgehammer) Ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m	507	1047	0,34	1018
Επιφανειακά κύματα (Seisgun Betsy) Ισαπόσταση γεωφώνων 1m	371	1047	0,42	578
Επιφανειακά κύματα (Seisgun Betsy) Ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m	525	1047	0,33	1079

Ο λόγος Poisson που υπολογίστηκε στον παραπάνω πίνακα παρατηρείται να έχει μια καλή συμφωνία στην τιμή του 0,4 περίπου μεταξύ της μεθόδου των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση 1m και της σεισμικής διάθλασης, ενώ η μέθοδος VSP και οι καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση καναλιών 0,5m απέχουν αρκετά από την τιμή αυτή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός της μεγάλης απόκλισης της τιμής της  $V_p$  από τη μέθοδο VSP ως προς τις υπόλοιπες μεθόδους, ενώ οι καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση 0,5m φέρουν μάλλον σφάλμα στις υπολογισμένες ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων (βλ. κεφ. 8.2).





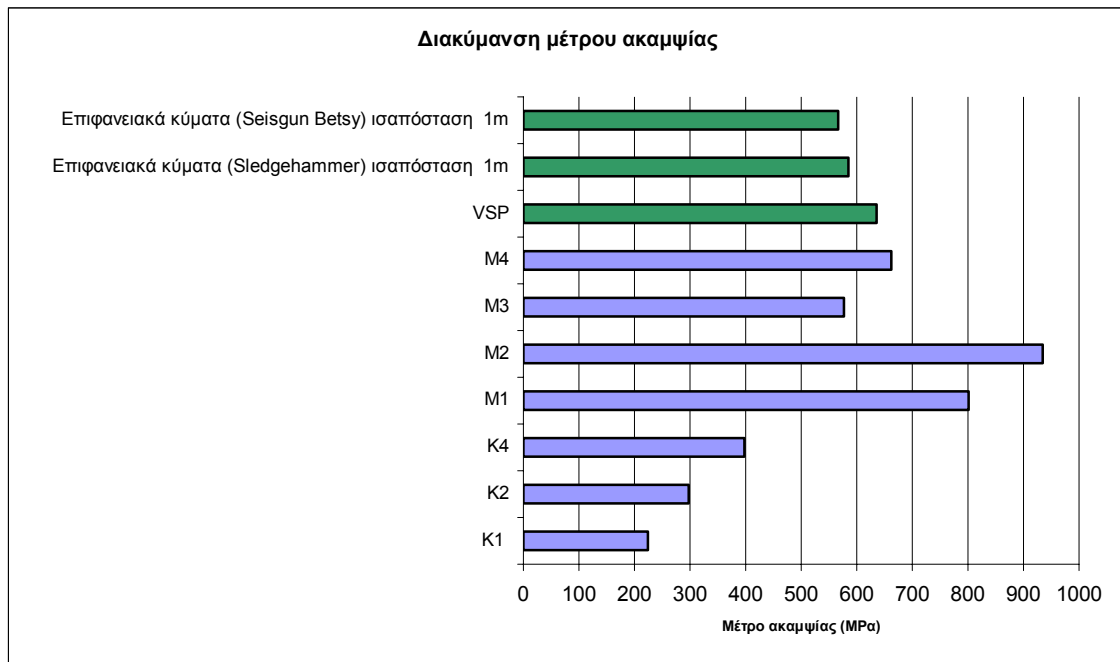
**Σχήμα 9.2.** Διάγραμμα κατανομής τιμών του μέτρου ακαμψίας (ή δυστροπίας) ως προς τη σεισμική μέθοδο υπολογισμού του με χρήση των ταχυτήτων  $V_s$ ,  $V_p$  για τον υπολογισμό του λόγου Poisson. Οι τιμές των  $V_p$  που χρησιμοποιήθηκαν με τις τιμές των  $V_s$  ανήκουν στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης.

Από τον πίνακα 9.2 και το Σχ.9.2, παρατηρείται πως πολύ καλή συμφωνία παρουσιάζουν οι μέθοδοι των επιφανειακών κυμάτων και για τα δυο είδη πηγών με ισαπόσταση γεωφώνων ίση με 1m με την μέθοδο VSP και λιγότερο με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης. Έτσι, και οι δυο πρώτες μέθοδοι συγκλίνουν περίπου σε τιμή για το μέτρο ακαμψίας  $590\text{MPa}$  περίπου, ενώ η τελευταία δεν συμφωνεί και τόσο με την μικρότερη τιμή των  $495\text{MPa}$ , κάτι που μάλλον οφείλεται στον κακό υπολογισμό της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 8. Ωστόσο, οι τιμές που υπολογίσθηκαν με τη χρήση των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 0,5 και τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης (Σχ.9.2), παρουσιάζουν συμφωνία μεταξύ τους ( $1079$ ,  $1018\text{MPa}$ ) αλλά μεγάλη απόκλιση από τις υπόλοιπες μεθόδους που εφαρμόστηκαν για τον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας.

### **9.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ**

Όπως παρατηρήθηκε από τα προηγούμενα κεφάλαια, παρουσιάζεται αρκετά καλή συμφωνία των υπολογισμένων μέτρων ακαμψίας μεταξύ των μεθόδων των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 1m και τη μέθοδο VSP και λιγότερο με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης τόσο για μια προηγούμενη εμπειρική θεώρηση του λόγου Poisson όσο και για τον υπολογισμό του. Ωστόσο σημειώνεται και πάλι πως σε ότι αφορά τα επιφανειακά κύματα ο λόγος υπολογίσθηκε χρησιμοποιώντας την ταχύτητα  $V_p$  από τη σεισμική διάθλαση καθώς οι δυο μέθοδοι μπορούν να αναπτυχθούν πρακτικά και εύκολα από τις ίδιες σεισμικές καταγραφές. Έτσι, στην προσπάθεια να προσδιοριστεί κατά μέσο όρο μια τιμή του μέτρου ακαμψίας βάσει των δοκιμών VSP και της σεισμικής διάθλασης των P κυμάτων σε συνδυασμό με την μέθοδο των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 1m λαμβάνεται η τιμή των  $590\text{MPa}$ . Και αυτό, γιατί αυτές οι μέθοδοι φάνηκε να έχουν καλή συμφωνία και αξιοπιστία στον προσδιορισμό των σεισμικών ταχυτήτων άρα και των ελαστικών παραμέτρων που προκύπτουν μέσω αυτών.

Παρ' όλα αυτά, σε ότι αφορά τα εργαστηριακά αποτελέσματα των δοκιμών ανεμπόδιστης μονοαξονικής θλίψης για τον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας σε δείγματα του δεύτερου στρώματος του σχηματισμού, αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 7 πως οι συγκρίσεις με τα αποτελέσματα των γεωφυσικών μεθόδων θα γίνουν βάσει του προσδιορισμένου αρχικού μέτρου ακαμψίας (σχ.9.3). Αυτό, γιατί οι γεωφυσικές μέθοδοι προκαλούν παραμορφώσεις της τάξης του  $10^{-3} \%$  των αρχικών διαστάσεων, άρα για πολύ χαμηλές τιμές της καμπύλης τάσης – ανηγμένης παραμόρφωσης (βλ. κεφ.2.3).



**Σχήμα 9.3.** Συνολικά αποτελέσματα προσδιορισμού του μέτρου ακαμψίας από δοκιμή μονοαξονικής θλίψης και σεισμικές μεθόδους (επιφανειακά κύματα και VSP με θεώρηση του λόγου Poisson).

Από το σχ.9.3 παρατηρείται μια καλή συμφωνία των εργαστηριακά υπολογισμένων μέτρων ακαμψίας (πχ. δοκίμια M3, M4) με τις τιμές που προκύπτουν από τις σεισμικές μεθόδους. Επίσης, το δοκίμιο K1 φαίνεται να βρίσκεται στο 1/3 της τιμής των σεισμικών μεθόδων ενώ τα υπόλοιπα δοκίμια δεν φαίνεται να παρουσιάζουν κάποια συγκεκριμένη συσχέτιση τόσο μεταξύ τους όσο και με τα μέτρα ακαμψίας που υπολογίστηκαν με γεωφυσικό τρόπο. Ωστόσο, στο κεφάλαιο 7.1 θεωρήθηκε σαν μέση τιμή του initial μέτρου ακαμψίας, που υπολογίστηκε εργαστηριακά, τα 500MPa. Έτσι, τόσο οι τιμές που προέκυψαν από τις γεωφυσικές μεθόδους (σχ.9.3), τόσο και ο μέσος όρος τους (590MPa) συμφωνεί ικανοποιητικά με την μέση αρχική τιμή των εργαστηριακών μετρήσεων.

## 10 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

### 10.1 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Από την όλη μελέτη των σεισμικών γεωφυσικών μεθόδων που αναπτύχθηκαν πειραματικά στον Πλατανιά Χανίων, σε ό,τι αφορά τόσο στη σύγκριση των σεισμικών ταχυτήτων που υπολογίστηκαν όσο και στην πρόβλεψη της στρωμάτωσης των εδαφικών σχηματισμών, παρατηρείται μια ικανοποιητική μεταξύ τους συμφωνία.

Ειδικότερα, οι σεισμικές ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο Vertical Seismic Profiling (VSP), έδειξαν να συμφωνούν πολύ καλά με τα αποτελέσματα της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 1m. Αντίθετα μικρή συμφωνία υπήρξε στις ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων από τις παραπάνω μεθόδους με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης και των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση καναλιών 0,5 και 2m.

Σε ό,τι αφορά στον υπολογισμό των ταχυτήτων των διαμηκών κυμάτων, ειδικά οι μέθοδοι των υπερήχων και της σεισμικής διάθλασης με χρήση σφυριού και μεταλλικής πλάκας, σύγκλιναν αρκετά καλά. Παρ' όλα αυτά, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης με χρήση Seisgun Betsy απόκλινε από τις παραπάνω μεθόδους αισθητά, ενώ η μέθοδος VSP δεν κατάφερε να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Το τελευταίο, ίσως να οφείλεται στην ακαταλληλότητα της διάταξης που χρησιμοποιήθηκε για την εξομοίωση της μεθόδου VSP και τα σφάλματα που τυχόν υπεισέρχονται από τις επιπτώσεις της παρείας του πρανούς στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων.

Για την πρόβλεψη της τομής του εδαφικού σχηματισμού, η σεισμική διάθλαση των P κυμάτων έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο από της καταγραφές με τη χρήση Seisgun Betsy με ισαπόσταση γεωφώνων 2m και σφυριού με ισαπόσταση γεωφώνων 0,5m. Αντίστοιχα, από τη χρήση των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων, αρκετές καταγραφές της μεθόδου των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh κατάφεραν να προσεγγίσουν τα πραγματικά γεωμετρικά χαρακτηριστικά του εδαφικού σχηματισμού. Οι καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση καναλιών 1m φάνηκε να αποδίδουν πολύ καλά την εδαφοτομή, ενώ λιγότερο ικανοποιητικές ήταν οι καταγραφές με ισαπόσταση καναλιών 0,5m. Αντίθετα η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης των S

κυμάτων φάνηκε να αποτυγχάνει και σ' αυτό το σημείο ώστε να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα της εδαφικής τομής.

Ωστόσο, σε ό,τι αφορά στον προσδιορισμό του μέτρου ακαμψίας του δευτέρου στρώματος του γεωλογικού σχηματισμού με γεωφυσικές δοκιμές, τα αποτελέσματα ήταν αρκετά ικανοποιητικά εν συγκρίσει με τα αποτελέσματα της ανεμπόδιστης μονοαξονικής θλίψης. Αν και όλες οι εργαστηριακές μετρήσεις των αρχικών μέτρων ακαμψίας δεν συμφώνησαν καλά με τα αποτελέσματα των σεισμικών μεθόδων, υπήρξαν μερικές που συμφώνησαν σε μεγάλο βαθμό. Οι εργαστηριακές μετρήσεις αυτές αντιστοιχούν σε δοκίμια τα οποία είχαν χάσει μεγάλος μέρος της φυσικής τους υγρασίας, ώστε να παρουσιάζουν αυξημένες τιμές του μέτρου ακαμψίας. Παρ' όλα αυτά, αν και ο αριθμός των δοκιμών που εξετάστηκαν εργαστηριακά ήταν μικρός, ώστε να τεθεί το πείραμα υπό στατιστικό έλεγχο και να εξαχθεί αντιπροσωπευτική μέση τιμή του μέτρου ακαμψίας, η μέση τιμή των 500MPa της μονοαξονικής θλίψης προσεγγίζει τα 590MPa που υπολογίστηκαν με γεωφυσικό τρόπο (VSP, επιφανειακά κύματα με ισαπόσταση γεωφώνων 1m). Η μέθοδος των επιφανειακών κυμάτων δεν απέδωσε καλά αποτελέσματα για ισαπόσταση δεκτών 0,5 και 2m στον υπολογισμό των μέτρων ακαμψίας.

## 10.2 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (MASW), φάνηκε να αποδίδει αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα στην πρόβλεψη της εδαφοτομής των υπό μελέτη σχηματισμών και στον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας τους. Ειδικότερα, η ισαπόσταση γεωφώνων 1m συνδυασμένη με απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> καναλιού ίση με 1, 5 ή 10 μέτρα, φάνηκε να αποδίδει πολύ καλές καμπύλες διασποράς και αντίστοιχα καλά αποτελέσματα στην αντιστροφή των σεισμικών δεδομένων. Παράλληλα, ο συνδυασμός της μεθόδου αυτής με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης για την απόκτηση των ταχυτήτων των εγκαρσίων και διαμηκών κυμάτων, αποτελεί ίσως τον καλύτερο τρόπο για τον προσδιορισμό του μέτρου ακαμψίας και της εδαφοτομής των σχηματισμών με γεωφυσικό τρόπο. Και αυτό, γιατί με την ίδια διάταξη πεδίου και τις ίδιες σεισμικές καταγραφές μπορεί αργότερα να γίνει τόσο η επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων, όσο και ο προσδιορισμός των  $V_p$  και  $V_s$  για τον προσδιορισμό του λόγου Poisson (εξίσωση 2.17) και ύστερα του μέτρου ακαμψίας

(σχέση 2.21). Πράγματι, όπως φάνηκε και από την παρούσα εργασία, η μέθοδος MASW δύναται να αποδώσει πολύ καλά την κατανομή των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος, με μεγαλύτερη αξιοπιστία ως προς τη κλασσική μέθοδο της διάθλασης των S κυμάτων. Επίσης, η αξιόπιστη πρόβλεψη της μορφής των στρωματώσεων μέσω της σεισμικής διάθλασης των P κυμάτων μπορεί να αναγνωρίσει θέσεις εγκοίλων και ρηγμάτων, τα οποία η MASW αδυνατεί να αναγνωρίσει και αποτελούν σημαντικές παραμέτρους του γεωτεχνικού σχεδιασμού.

Συνακόλουθα, οι μέχρι τώρα χρησιμοποιημένες εδαφοτεχνικές μέθοδοι για τον προσδιορισμό του μέτρου ακαμψίας, προϋποθέτουν τη δειγματοληψία από τους υπό μελέτη σχηματισμούς, συνήθως με δειγματοληπτικές γεωτρήσεις οι οποίες δεν καταφέρνουν να εξασφαλίσουν αδιατάρακτα δείγματα. Βασικοί ανασταλτικοί παράγοντες για μια καλή δειγματοληψία είναι η κατάσταση στην οποία βρίσκεται ο εξοπλισμός που χρησιμοποιείται καθώς και ο τρόπος με τον οποίο γίνεται ο χειρισμός του. Λόγω της πολυπλοκότητας του εξοπλισμού είναι φυσικό να απαιτείται σχολαστικός έλεγχος και συνεχής συντήρηση του, γιατί διαφορετικά είναι ανεξέλεγκτοι οι παράγοντες σφαλμάτων που υπεισέρχονται. Ένας δεύτερος και λιγότερο ελεγχόμενος παράγοντας είναι η ανομοιογένεια του εδάφους που δοκιμάζεται. Έτσι, είναι πιθανό η παρουσία εγκοίλων, ρηγμάτων ή θραυσμάτων βραχομαζών να μην γίνει αντιληπτή εφόσον δεν υποπέσει στην περιοχή της δειγματοληψίας. Παρ' όλα αυτά όμως, ακόμα και αν η δειγματοληψία θεωρηθεί αδιατάρακτη, το δοκίμιο που θα μελετηθεί εργαστηριακά σε καμιά περίπτωση δεν θα εξετασθεί στη φυσική του θέση και κατάσταση και στο διαχρονικά υφιστάμενο εντατικό του πεδίο.

Ωστόσο και οι δοκιμές πεδίου της κλασσικής εδαφομηχανικής που εξετάζουν πειραματικά τις ιδιότητες του εδάφους χωρίς δειγματοληψία (SPT, CPT κ.α) υπεισέρχονται συχνά σε σημαντικά σφάλματα. Και αυτό, γιατί είναι πολύ εύκολο μια απροσεξία στον τρόπο χειρισμού των μηχανημάτων των δοκιμών να οδηγήσει σε λάθος αποτελέσματα. Για παράδειγμα η μη σωστή προσαρμογή των στελεχών που συνοδεύουν τον φωρατή είναι δυνατό να έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση της τριβής που αναπτύσσεται μεταξύ των στελεχών και του εδάφους και να οδηγήσει σε μεγάλες τιμές αντίστασης. Αντίθετα η ύπαρξη κροκαλοπαγούς κατά μήκος της στήλης που δοκιμάζεται μπορεί να δώσει τιμές πολύ μεγαλύτερες από τις πραγματικές ή ακόμα και να οδηγήσει στη διακοπή της δοκιμής. Επίσης είναι δυνατόν η παρουσία εγκοίλων και η παρουσία γεώτρησης σε μικρή απόσταση από το σημείο δοκιμής να προκαλέσει τη λήψη πολύ χαμηλών τιμών.

Η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων είναι μια πολλά υποσχόμενη μέθοδος για τον προσδιορισμό των ελαστικών παραμέτρων των εδαφών και αναμένεται στο μέλλον να λάβει σημαντικό ρόλο στον τομέα της εδαφομηχανικής. Και αυτό, χωρίς απαραίτητα να αποκλείει τις κλασσικές και αναγνωρισμένες πλέον μεθόδους της γεωτεχνικής έρευνας, αλλά σε συνεργασία με αυτές. Έτσι, θα μπορούσε η γεωφυσική σε συνεργασία με τις κλασσικές μεθόδους να εφαρμοσθεί σε περιοχές δειγματοληπτικών γεωτρήσεων δίνοντας πληροφορίες τόσο για την στρωματογραφία, όσο και για θέσεις με γεωμετρικές και μηχανικές «ανωμαλίες», ώστε σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων να εξαχθούν ασφαλή και διασταυρωμένα αποτελέσματα. Επίσης, οι υπολογισμένες τιμές των ελαστικών παραμέτρων με τη μέθοδο των επιφανειακών κυμάτων θα μπορούσαν να βαθμονομηθούν ως προς τα αποτελέσματα των επιτόπου εδαφοτεχνικών δοκιμών (SPT, plate loading test, κ.α) ή με τα εργαστηριακά αποτελέσματα των πυρήνων ώστε αραιωθεί ο κάναβος των γεωτρήσεων, να μειωθεί σχετικά το κόστος και να επιταχυνθεί η διαδικασία των δοκιμών πεδίου.

Τέλος, δεν θα έπρεπε να παραληφθεί το γεγονός πως, όπως όλες οι σεισμικές γεωφυσικές δοκιμές, έτσι και η μέθοδος της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, προσδιορίζει εύκολα, και γρήγορα τις δυναμικές ελαστικές παραμέτρους των εδαφών (βλ. κεφ. 2.3), σε αντίθεση με τις πολύπλοκες και χρονοβόρες μεθόδους της εδαφομηχανικής. Έτσι, η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων αναμένεται να αποτελέσει βασικό εργαλείο διερεύνησης της δυναμικής συμπεριφοράς του εδάφους και ειδικά της μελέτης κατασκευών υποκειμένων σε μόνιμη δυναμική καταπόνηση όπως πίστες αεροδρομίων, οδοστρώματα, σιδηροτροχιές, εγκαταστάσεις μετρό και βάσεις μεγάλων μηχανολογικών κατασκευών.

## Ελληνική Βιβλιογραφία

1. **Αγιουτάντης, Γ. Ζ., 2002**, *Στοιχεία Γεωμηχανικής – Μηχανική Πετρωμάτων*, Εκδόσεις Ίων, Αθήνα, ISBN: 960-411-213-9.
2. **Βαφείδης, Α., 1993**, *Εφαρμοσμένη Γεωφυσική – Ι, Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις*, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
3. **Βαφείδης, Α., 1994**, *Αξιολόγηση Σχηματισμών με Γεωφυσικές Μεθόδους*, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
4. **Καββαδάς, Μ., 2000**, *Στοιχεία Εδαφομηχανικής*, Εκδόσεις Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Αθήνα.
5. **Καραστάθης Β. Κ., 1998**, *Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης υψηλής ενκρίνειας και η συμβολή της στην επίλυση γεωφυσικών προβλημάτων*, Διδακτορική διατριβή, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας.
6. **Κρητικάκης, Γ., 2000**, *Συμβολή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην εκτίμηση των μηχανικών ιδιοτήτων του υπεδάφους*, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τομέας Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
7. **Λοντζετίδης, Κ., 2001**, *Προσδιορισμός δυναμικών ιδιοτήτων εδαφικών σχηματισμών με τη χρήση μίας νέας τεχνικής Down Hole*, Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής και Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής, Αθήνα, 2001.
8. **Ραπτάκης, Α., 1995**, *Συμβολή στον προσδιορισμό της γεωμετρίας και των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και στη σεισμική απόκριση τους*, Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνική σχολή Α.Π.Θ., Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών.
9. **Στειακάκης Ε., 2003**, *Εργαστηριακές ασκήσεις Τεχνικής Γεωλογίας – Εδαφομηχανικής*, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
10. **Χρηστάρας Β., 2002**, *Εργαστηριακές και επί τόπου δοκιμές Εδαφομηχανικής*, Εκδόσεις Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας, Αθήνα.



## Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

1. **Aki, K., Richards, P., 1980**, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, Vol. 1, W.H. Freeman, San Francisco.
2. **Chapman, C.H., 1978**, *A new method for computing synthetic seismograms*, Geophys. J., Vol. 54, p. 481 – 518.
3. **Dorman, J., Ewing, M., Oliver, J., 1960**, *Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves*, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 50, p. 87 – 115.
4. **Foti S., 2003**, *Mechanical properties of soils from geophysical in situ tests*, UPC Barcelona 2003.
5. **Gabriels, P., Snieder, R., Nolet, G., 1987**, *In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves*, Geophysical Prospecting 35, p. 187 – 196.
6. **Gilbert, F., Backus, G. E., 1966**, *Propagation matrices in elastic wave and variation problems*, Geophysics 31, p. 326 – 332.
7. **Gucunski, N., Wood, R. D., 1991**, *Instrumentation for SASW testing*, in Bhatia, S. K., and Blaney, G. W., Eds., *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics*, Amer. Soc. of Civil Engin., Geotechnical special publication No. 29, p. 1 – 16.
8. **Haeni, F.P., Grantham, D.G. and Ellefsen, K., 1987**, *Microcomputer-based version of Sipt-. A program for the interpretation of seismic-refraction data*. Open file report 87-103-A. Harford, Connecticut.
9. **Haskell, N. A., 1953**, *The dispersion of surface waves in multi-layered media*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 43, p. 17 – 34.
10. **Howell, B., 1959**, *Introduction to Geophysics*, McGraw-Hill, New York.
11. **Lankston, W. R., 1990**, *High-Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation*, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. I, Ward, S., ed., Society of Exploration Geophysicists.
12. **Levenberg, K., 1944**, *A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares*, Quant. Appl. Math., Vol. 2, p. 164 – 168.
13. **Luna R., Jadi Houda., 2003**, *Definition of dynamic soil properties from geophysical tests*, University of Missouri – Rolla.

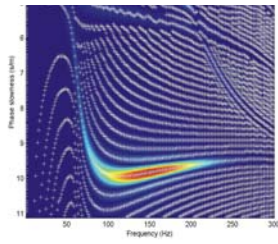
14. **Marquardt D.W. 1963.** *An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters.* *J. Soc. Indus. Appl. Math.*, 2, 431-441.
15. **McMechan, G. A., Yedlin, M. J., 1981,** *Analysis of dispersive waves by wave field transformation,* *Geophysics* 46, p. 869 – 874.
16. **Menzies, B., 2000,** *Near-surface site characterization by ground stiffness profiling using surface wave geophysics,* Technical report, GDS Instruments Ltd, U.K.
17. **Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B, Davis, C. J., Shefchik, T. W., Moore, L., 1999a,** *Seismic techniques to delineate dissolution features in upper 1000 ft at a power plant site,* [Exp. Abs.]: Society of Exploration Geophysicists
18. **Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B, 1999b,** *MASW to Investigate Subsidence in the Tampa, Florida Area,* Open file report No. 99-33. ELM Consulting LLC, Oathle, Kansas.
19. **Miller, R. D., Xia, J., 1999,** *Using MASW to Map Bedrock in Oathle, Kansas,* Open file report No. 99-9. Harding Lawson Associates, Lee's Summit, Missouri.
20. **Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B, Ivanov, J. M., 1999,** *Multichannel analysis of surface waves to map bedrock,* *The Leading Edge,* December 1999, p. 1392 – 1395.
21. **Miller, R. D., Park, C. B, Ivanov, J. M., Xia, J., Laflen, R. D., Gratton, C., 2000,** *MASW to Investigate Anomalous Near-Surface Materials at the Indian Refinery in Lawrenceville, Illinois,* Open file report No. 2000-4. ELM Consulting LLC, Oathle, Kansas.
22. **Misiek, R., 1996,** *Surface waves: Application to lithostructural interpretation of near-surface layers in the meter and decameter range,* Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Ruhr, Bochum.
23. **Nazarian, S., 1964,** *In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method,* Ph. D. Texas, U.S.A.
24. **Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 1996,** *Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis,* Presented at the 66<sup>th</sup> Ann. Mtg. of Soc. Expl. Geophys., Denver, Expanded Abstracts, p. 68 – 71.
25. **Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 1998,** *Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record,* Presented at the 66<sup>th</sup> Ann. Mtg. of Soc. Expl. Geophys., New Orleans, Louisiana, Expanded Abstracts, p. 1377 – 1380.
26. **Plaxis Version VII Manual,** *Plaxis Material Models Manual.*
27. **Press, F., Harkrider, D., Seafeldt, C. A., 1961,** *Bull. Seismol. Soc. Amer.,* Vol. 51, p. 495.

28. **Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., 1992**, *Numerical Recipes in Fortran*, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press, ISBN 0521 43064x
29. **Randall, M. J., 1967**, *Fast programs for layered half-space problems*, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 57, p. 1299 – 1315.
30. **Rayleigh, L., 1885**, *On waves propagated along the plane surface of an elastic solid*, Proc. Lon. Math. Soc., Vol. 17, p 4 –11.
31. **Reynolds, M. J., 1997**, *An introduction to applied and environmental Geophysics*, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, ISBN 0-471-95555-8.
32. **Schwab, F., 1970**, *Surface-wave dispersion computations-Knopoff's method*, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 60, p. 1491 – 1520.
33. **Schwab, F., Knopoff, L., 1970**, *Surface-wave dispersion computations*, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 60, p. 321 – 344.
34. **Schwab, F., Knopoff, L., 1972**, *Fast surface wave and free mode computations*, in Bolt, B. A., Edition, *Methods in computational physics*, Academic Press, p. 87 – 180.
35. **Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1995**, *Exploration Seismology*, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press, ISBN 0-521-46282-7.
36. **Stokoe II, K. H., Wright, G. W., Bay, J. A., Roesset, J. M., 1994**, *Characterization of geotechnical sites by SASW method*, in Woods, R. D., Edition, *Geophysical characterization of sites*, Oxford Publishers.
37. **Stonley, R., 1924**, *Elastic waves at the surface of separation of tow solids*, Proc. Roy. Soc. (London), A-106, p. 416 – 418.
38. **USACE, Engineering Manuals**, U.S. Army Corps of Engineers Internet Publishing Group.
39. **Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., 1999**, *Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves*, Geophysics 64, No 3, p. 691 – 700.

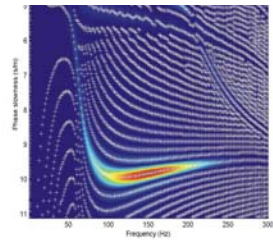
## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ**

## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α**

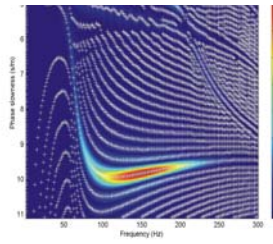
### **ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ**



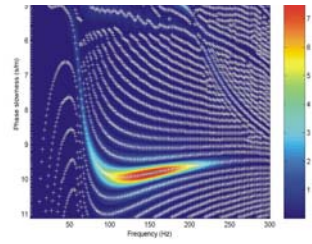
1. Απλή διάταξη



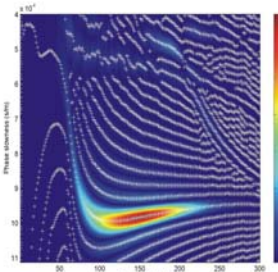
2. Χωρίς το πρώτο γεώφωνο



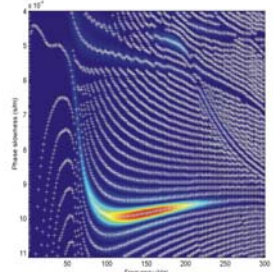
3. Χωρίς τα 7 πρώτα γεώφωνα



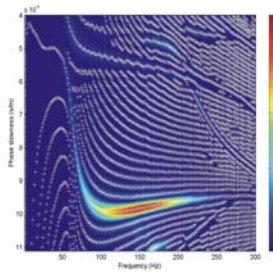
4. Χωρίς τα 10 πρώτα γεώφωνα (17.5μ)



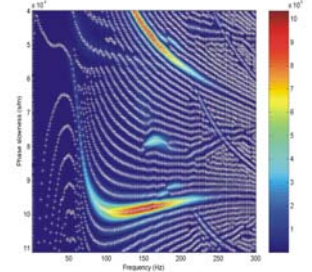
5. Χωρίς τα 60 πρώτα γεώφωνα (80μ)



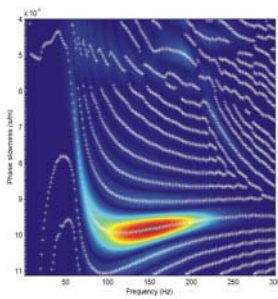
6. Ισαπόσταση 5 μέτρων



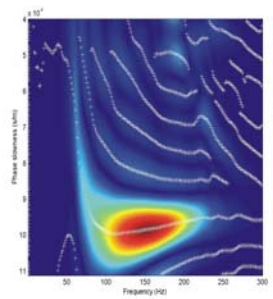
7. Ισαπόσταση 7.5 μέτρων



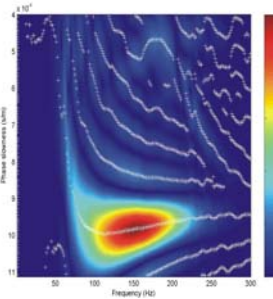
8. Ισαπόσταση 12.5 μέτρων



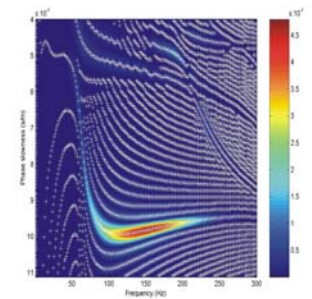
9. Κανάλια 1-100



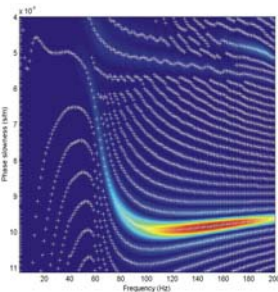
10. Κανάλια 1 -50



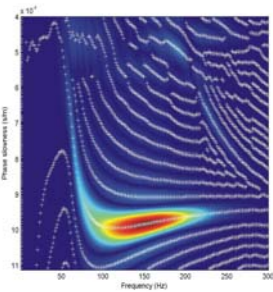
11. Κανάλια 50 - 100



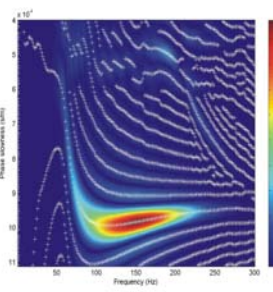
12. Διπλός χρόνος καταγραφής ΔT=1000ms



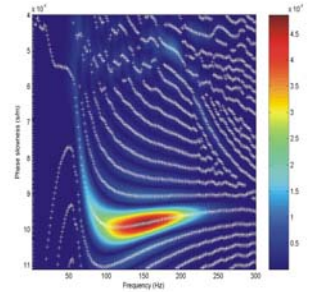
13. Τετραπλός χρόνος καταγραφής ΔT=2000ms, fmax=250Hz



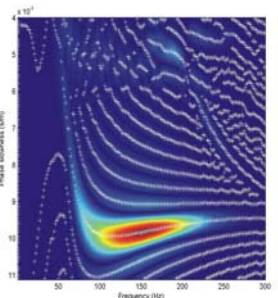
14. Κανάλια 1 - 110  
Ισαπόσταση 1.25 μέτρων



15. Κανάλια 30 = 130  
Ισαπόσταση 1.25 μέτρων



16. Κανάλια 60 - 160  
Ισαπόσταση 1.25 μέτρων



17. Κανάλια 99 - 199  
Ισαπόσταση 1.25 μέτρων

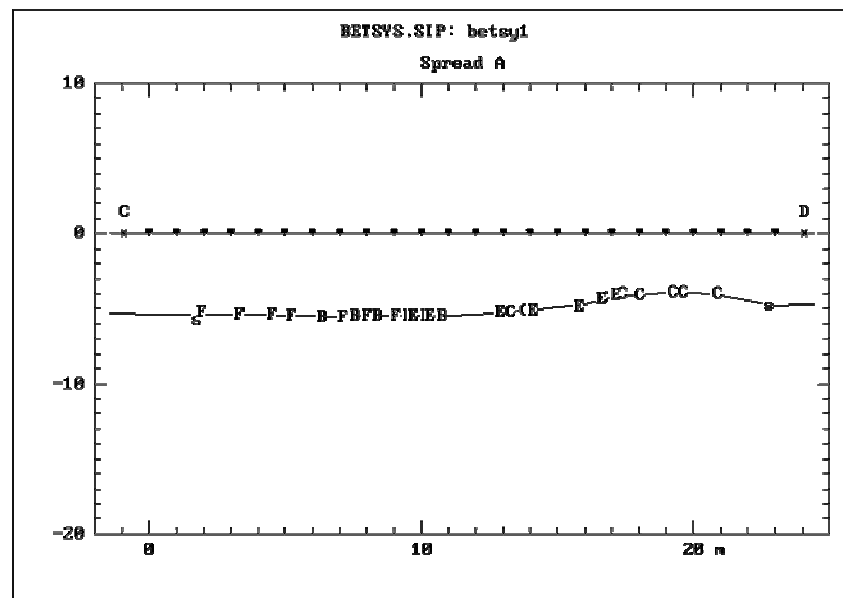
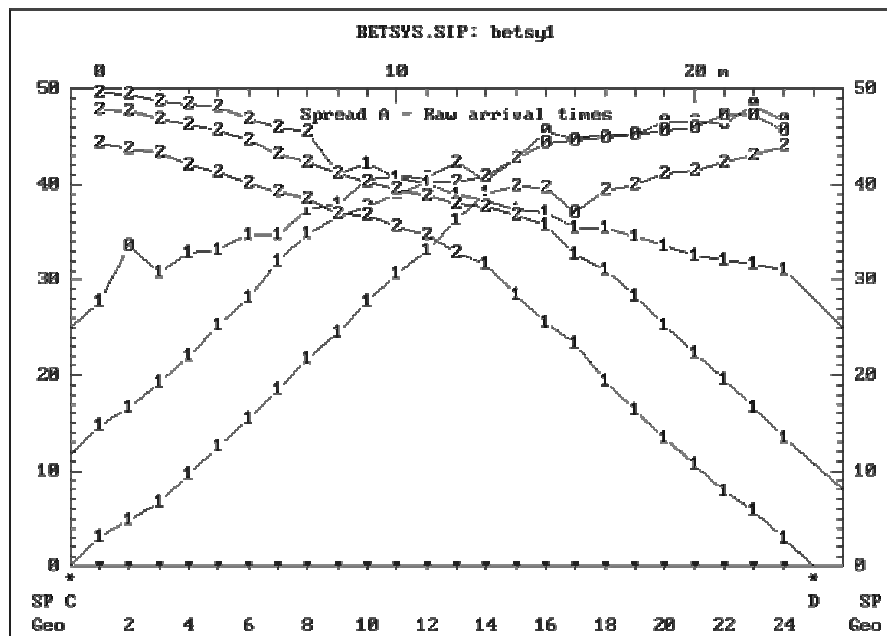
## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β**

### **ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ Ρ ΚΥΜΑΤΩΝ**

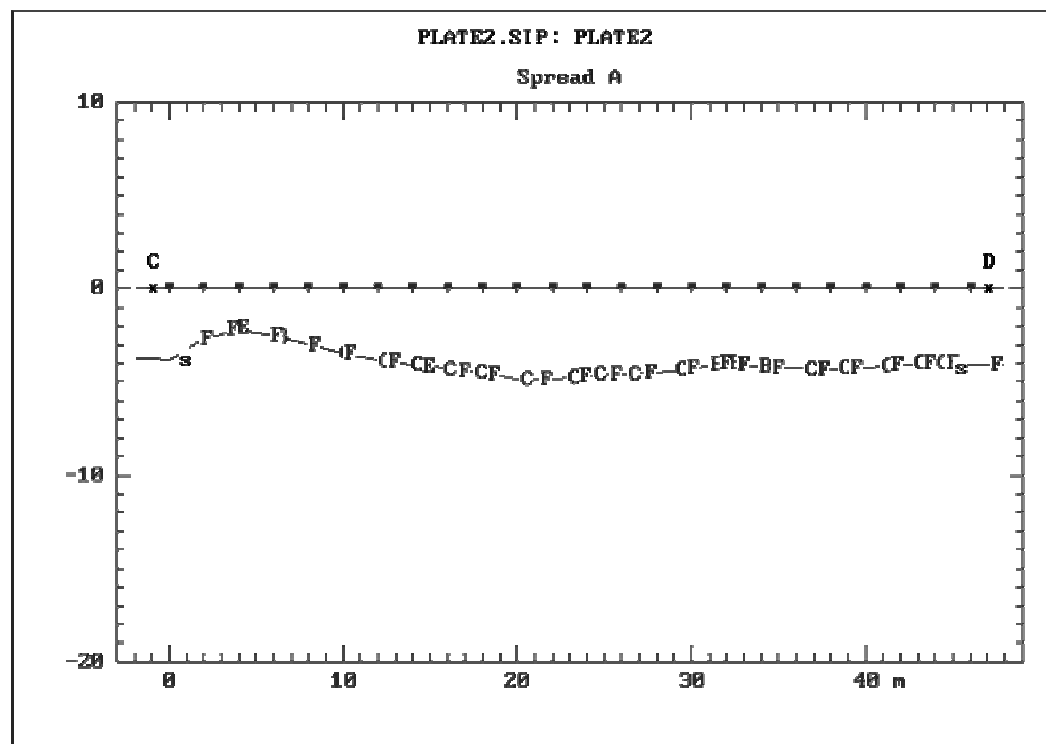




2	Είδος πηγής	Seisgun Betsy
	Απόσταση πηγής – 1 <sup>ου</sup> γεωφώνου	1, 5, 10, 24, 28, 33m
	Ισαπόσταση γεωφώνων	1m
	Ταχύτητα πρώτου στρώματος	395 m/sec
	Ταχύτητα ημιχώρου	1289 m/sec



- 



## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ**

**ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΚΑΙ  
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ  
RAYLEIGH**

Η ονοματολογία των καταγραφών που παρατίθενται κωδικοποιείται ως εξής :

B : Seigun Betsy

P : Plate (Sledgehammer)

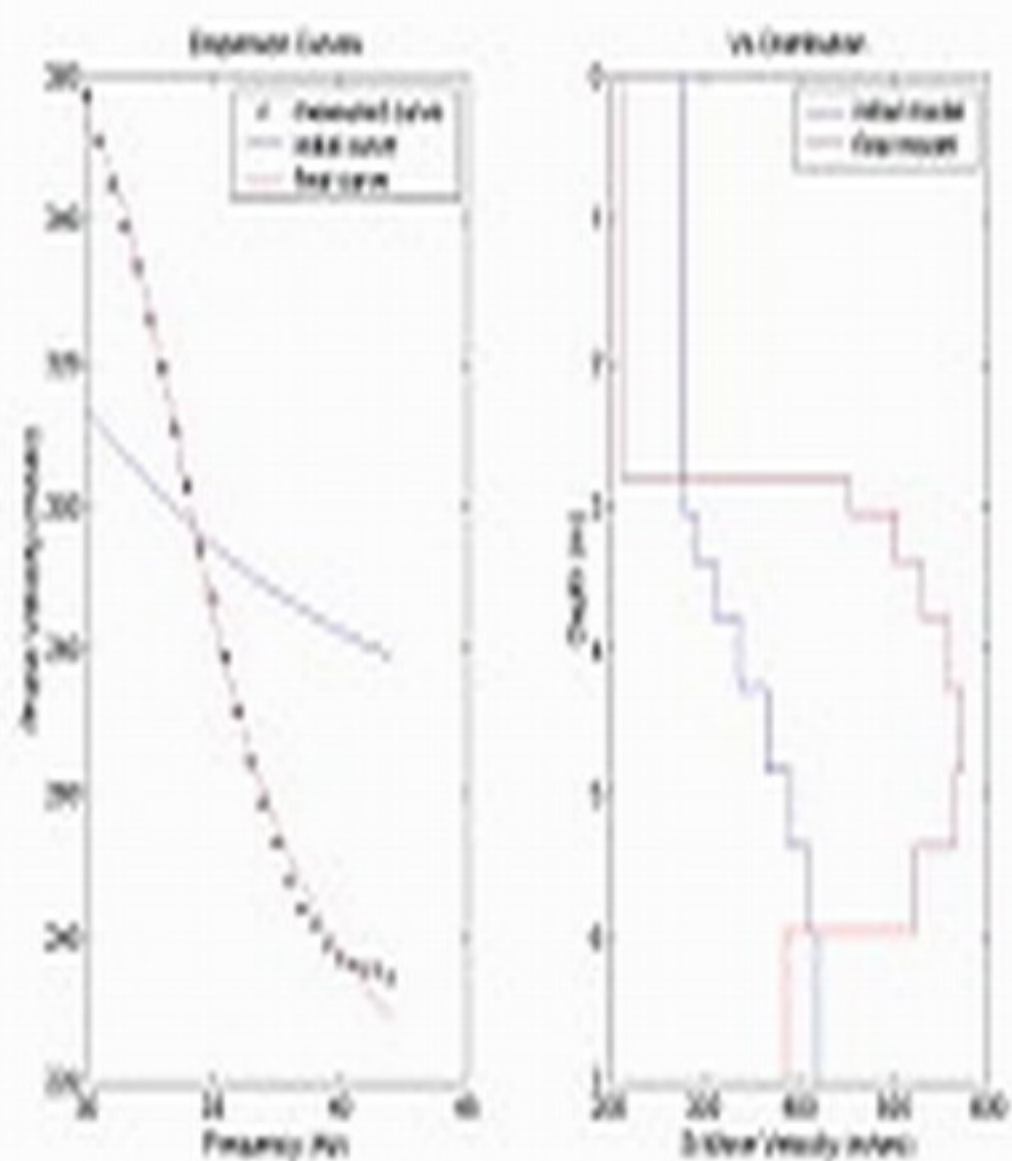
05 : Ισαπόσταση γεωφώνων ίση με μισό μέτρο (παρόμοια 1 και 2m)

D: Η επιλεγμένη καμπύλη διασποράς προς αντιστροφή

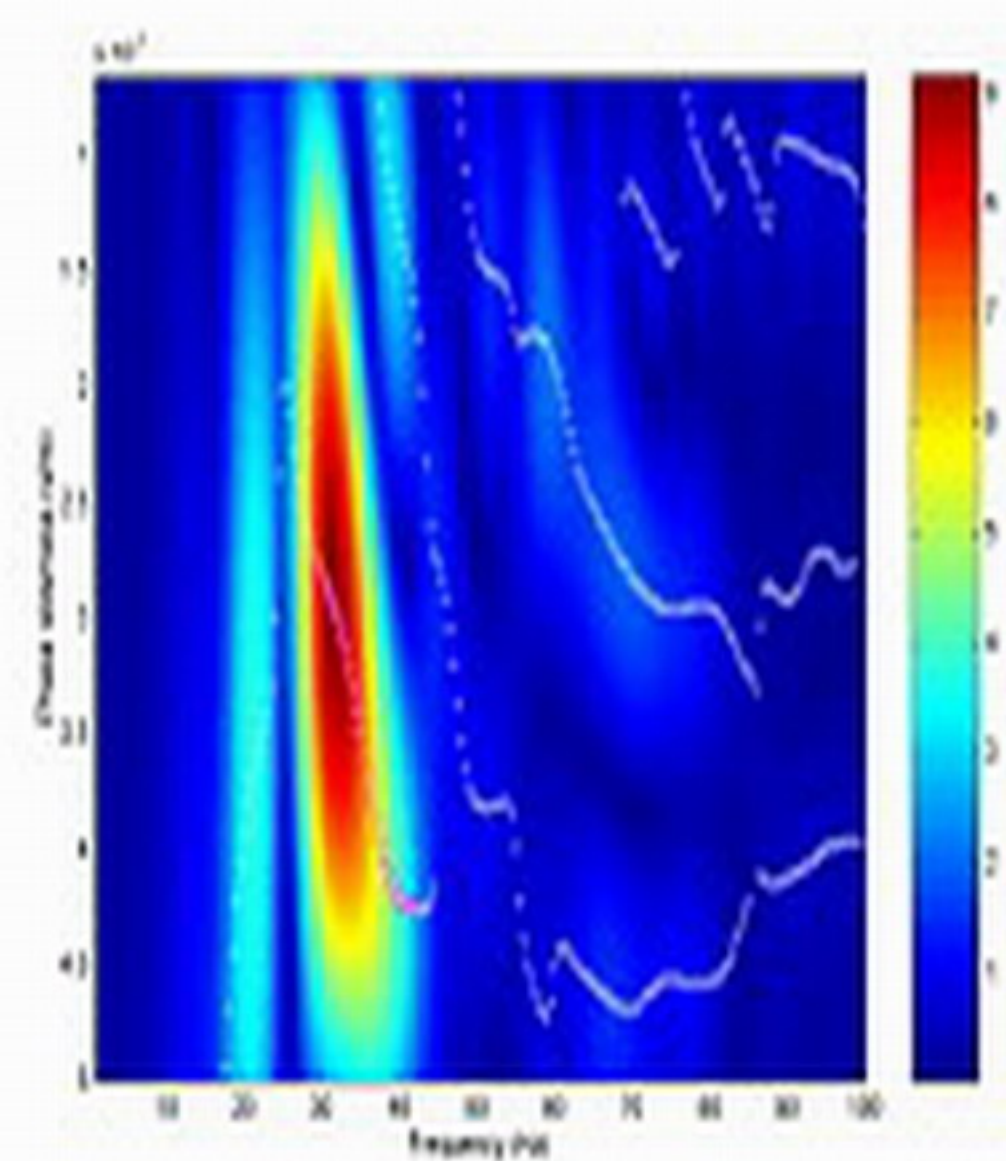
Η τελική κατάληξη στα ονόματα των καταγραφών : 1,2,3,4,5,6 αντιστοιχεί σε απόσταση 10, 5, 1, 24, 28 και 33m μεταξύ πηγής – 1<sup>ου</sup> καναλιού.

πχ : P25D = καμπύλη διασποράς καταγραφής με χρήση πλάκας και σφυριού, με ισαπόσταση καναλιών ίση με 2 μέτρα και απόσταση πηγής – 1<sup>ου</sup> καναλιού 28 μέτρων.

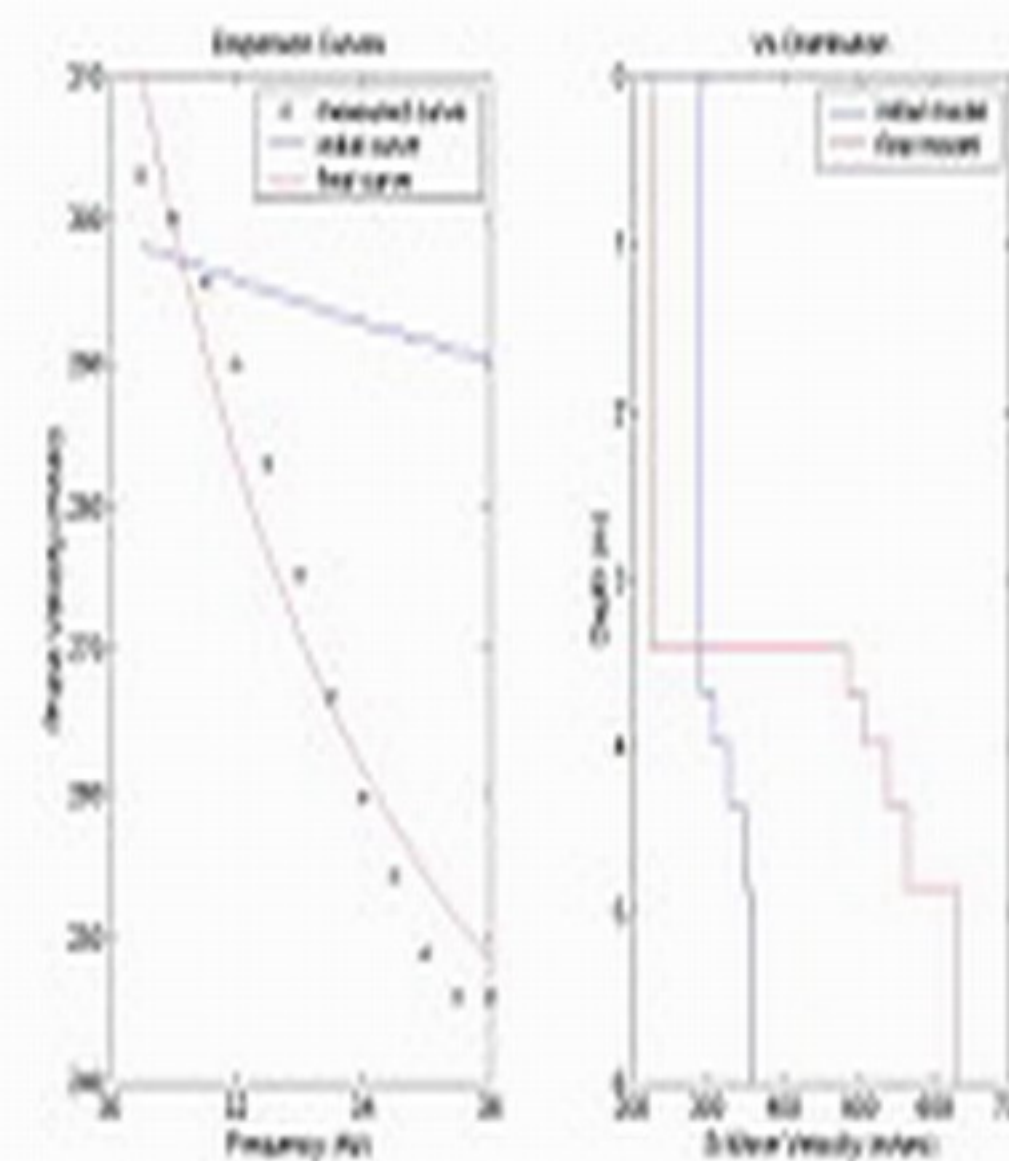




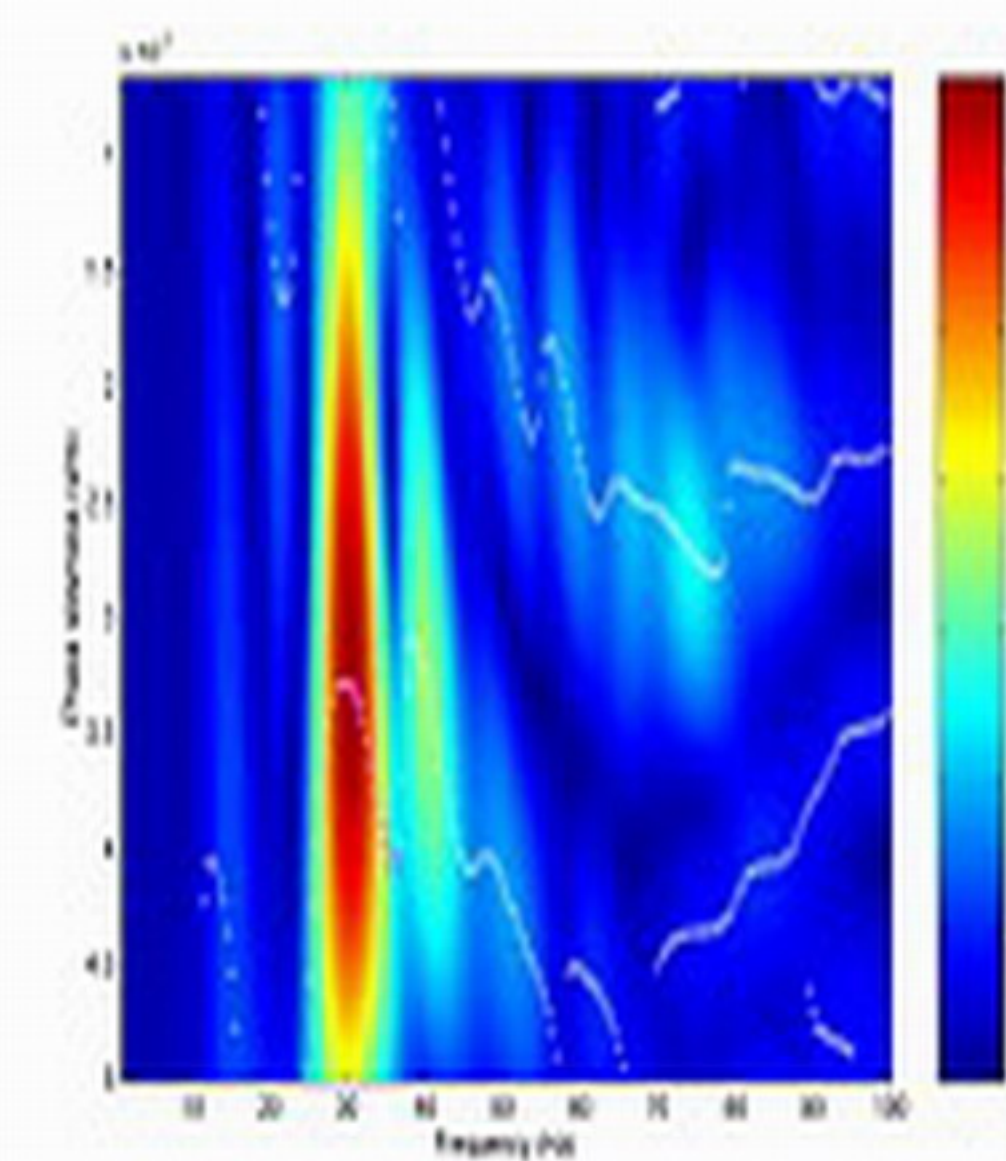
B051.jpg



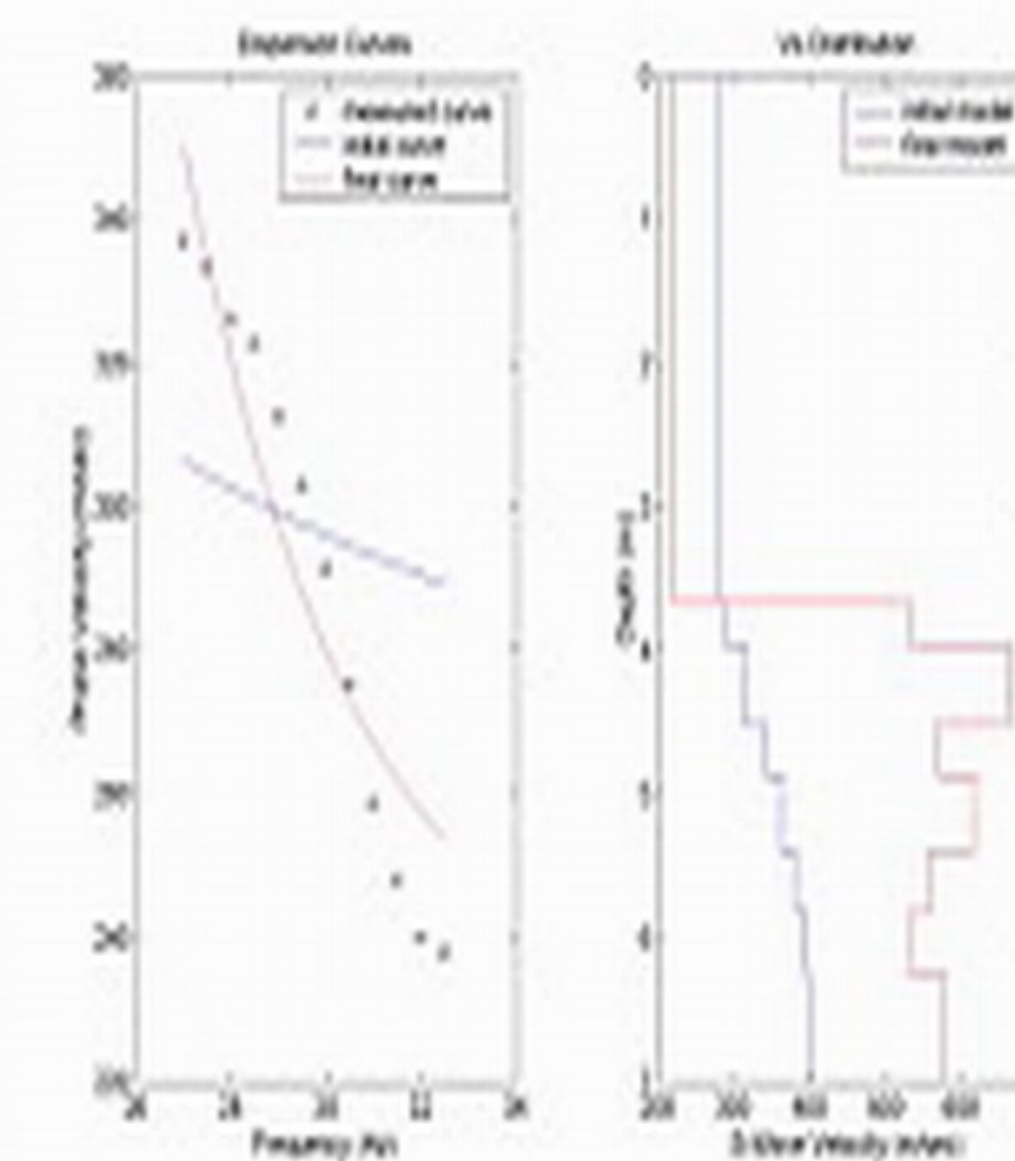
B051D.jpg



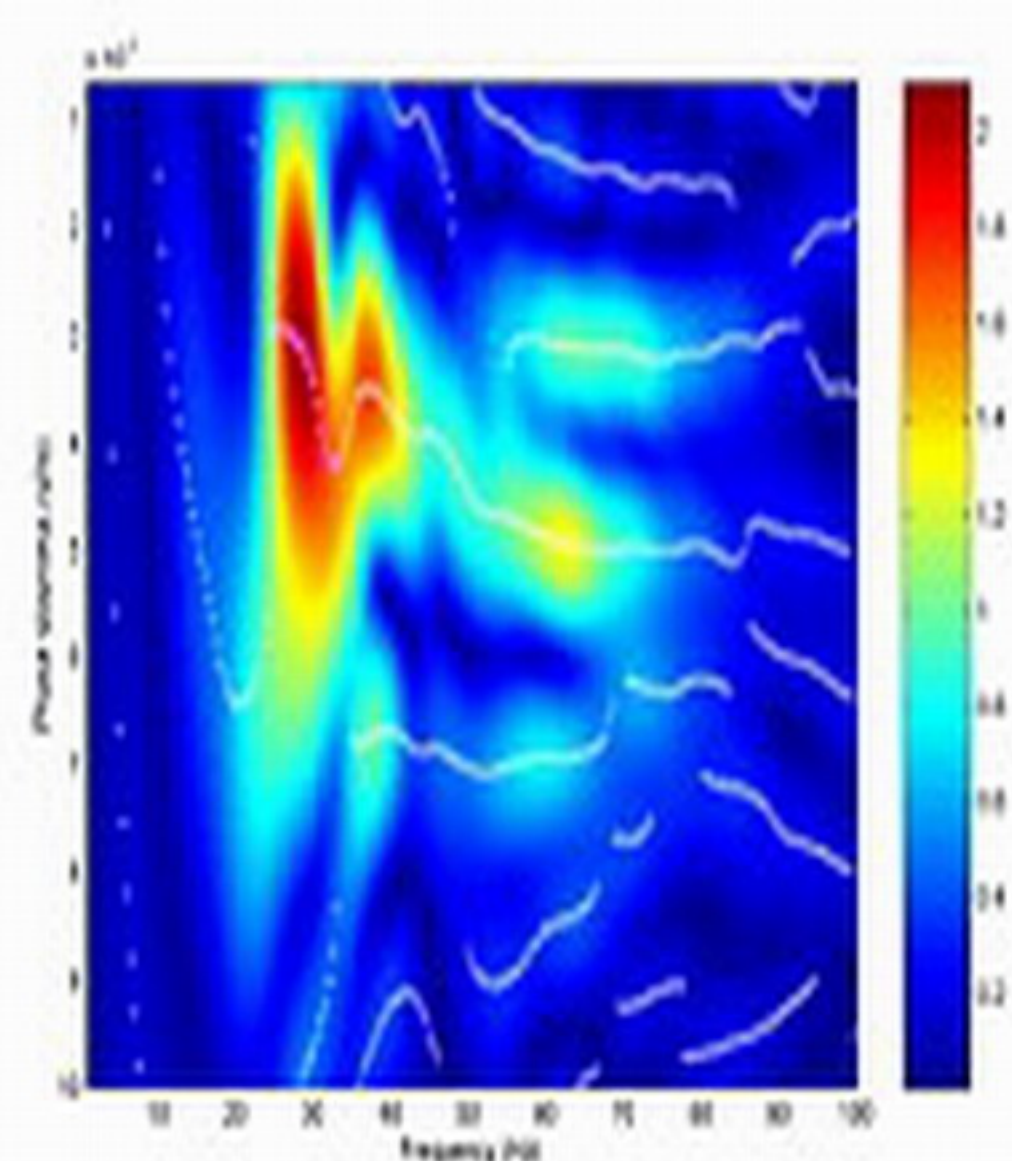
B052.jpg



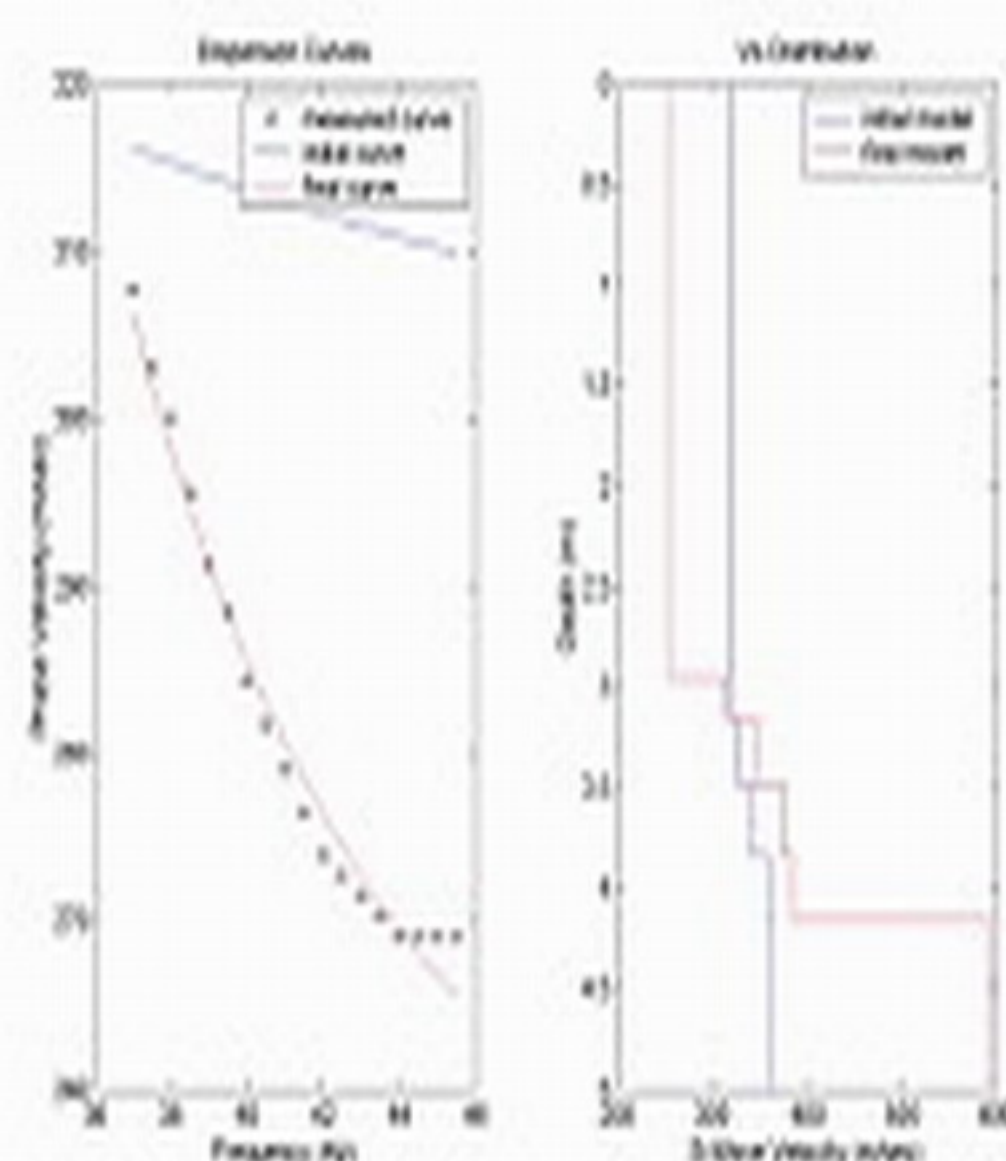
B052D.jpg



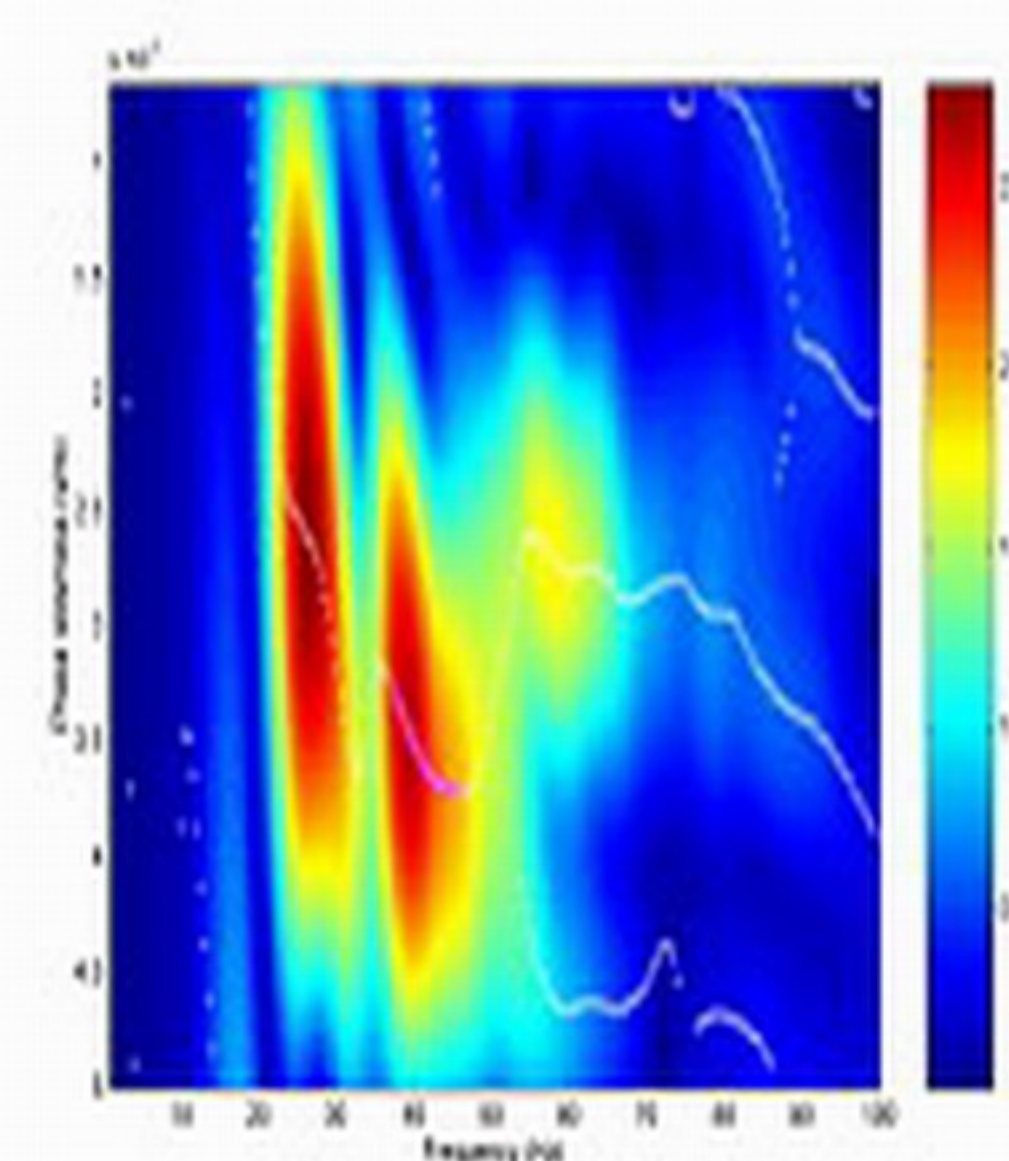
B053.jpg



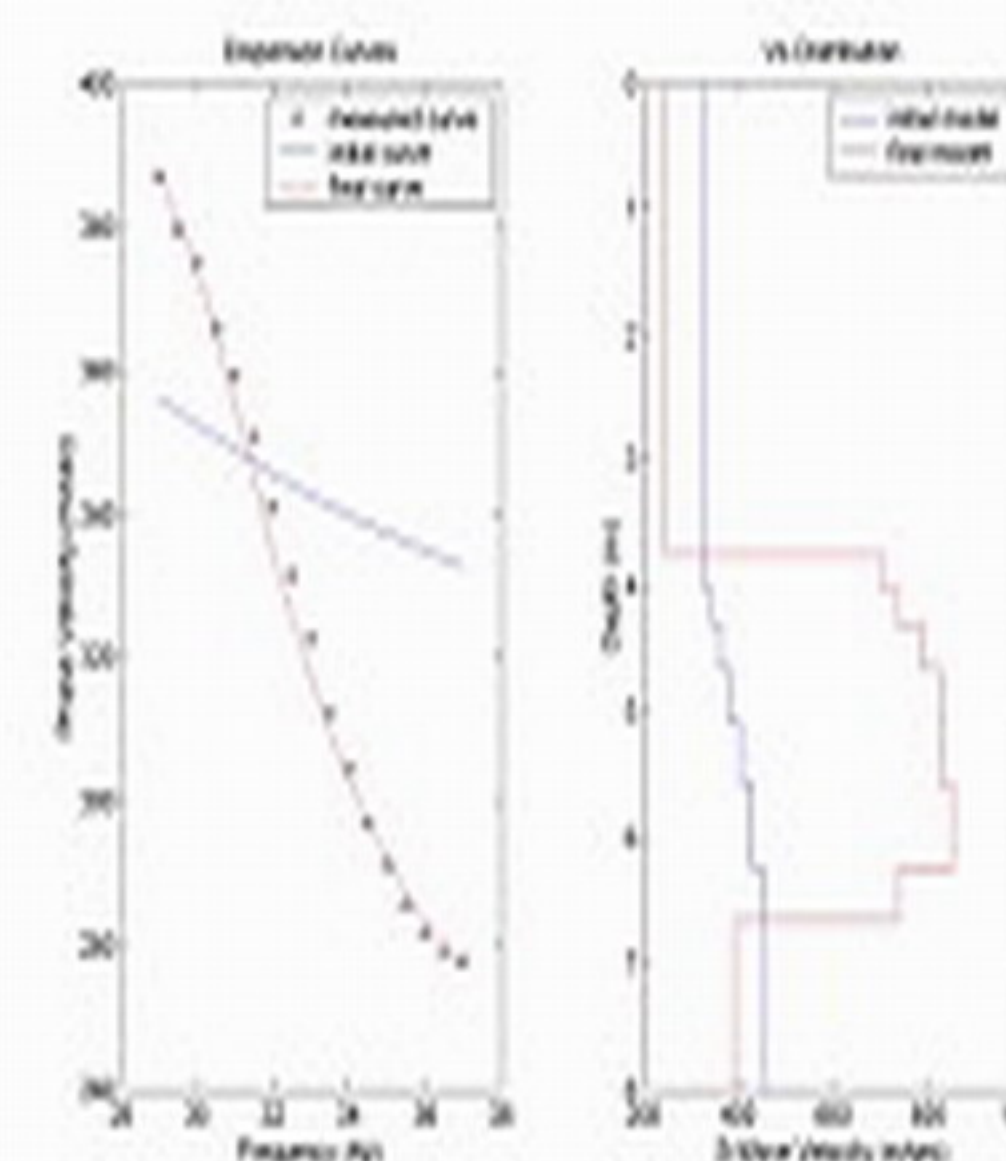
B053D.jpg



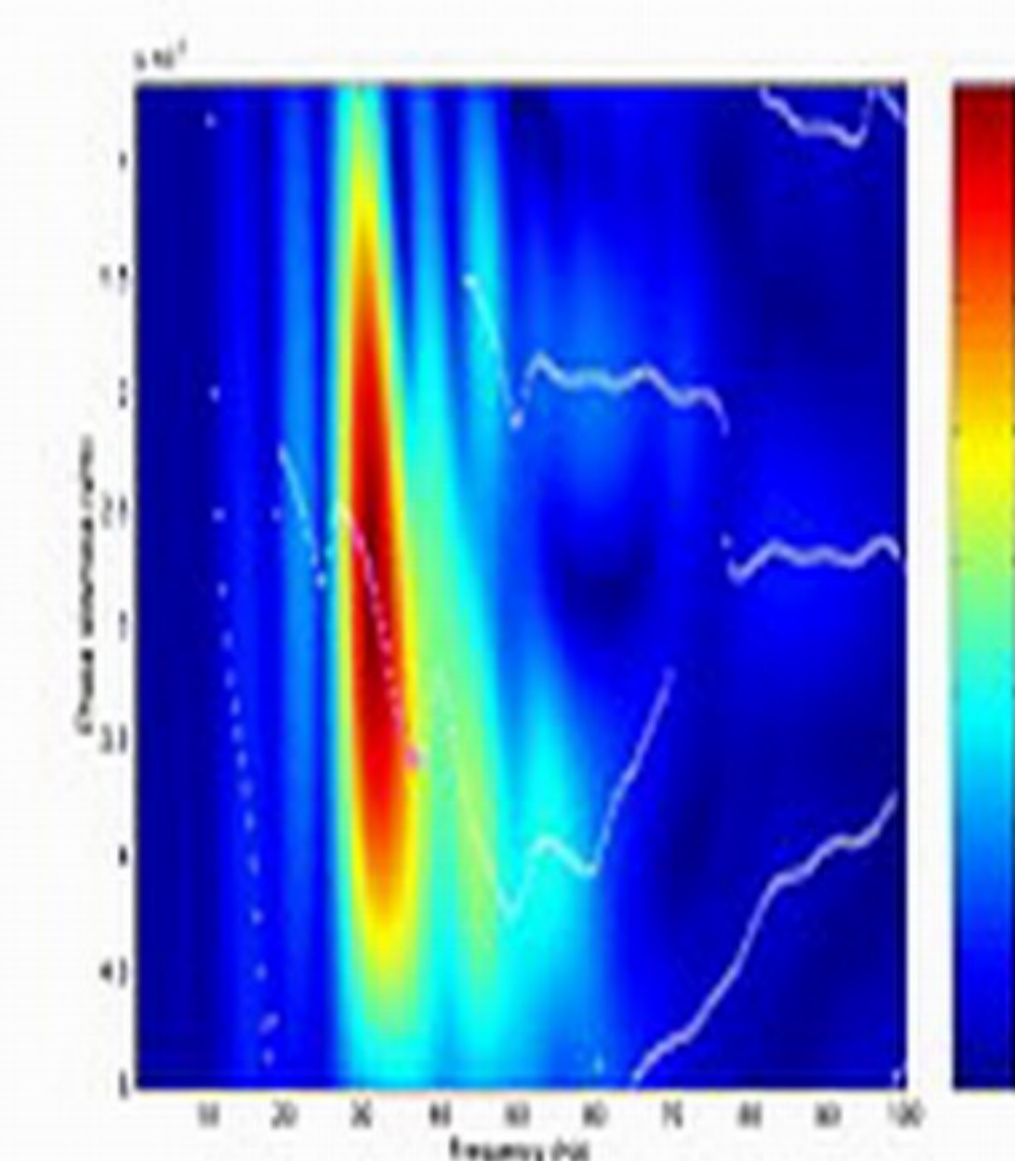
B054.jpg



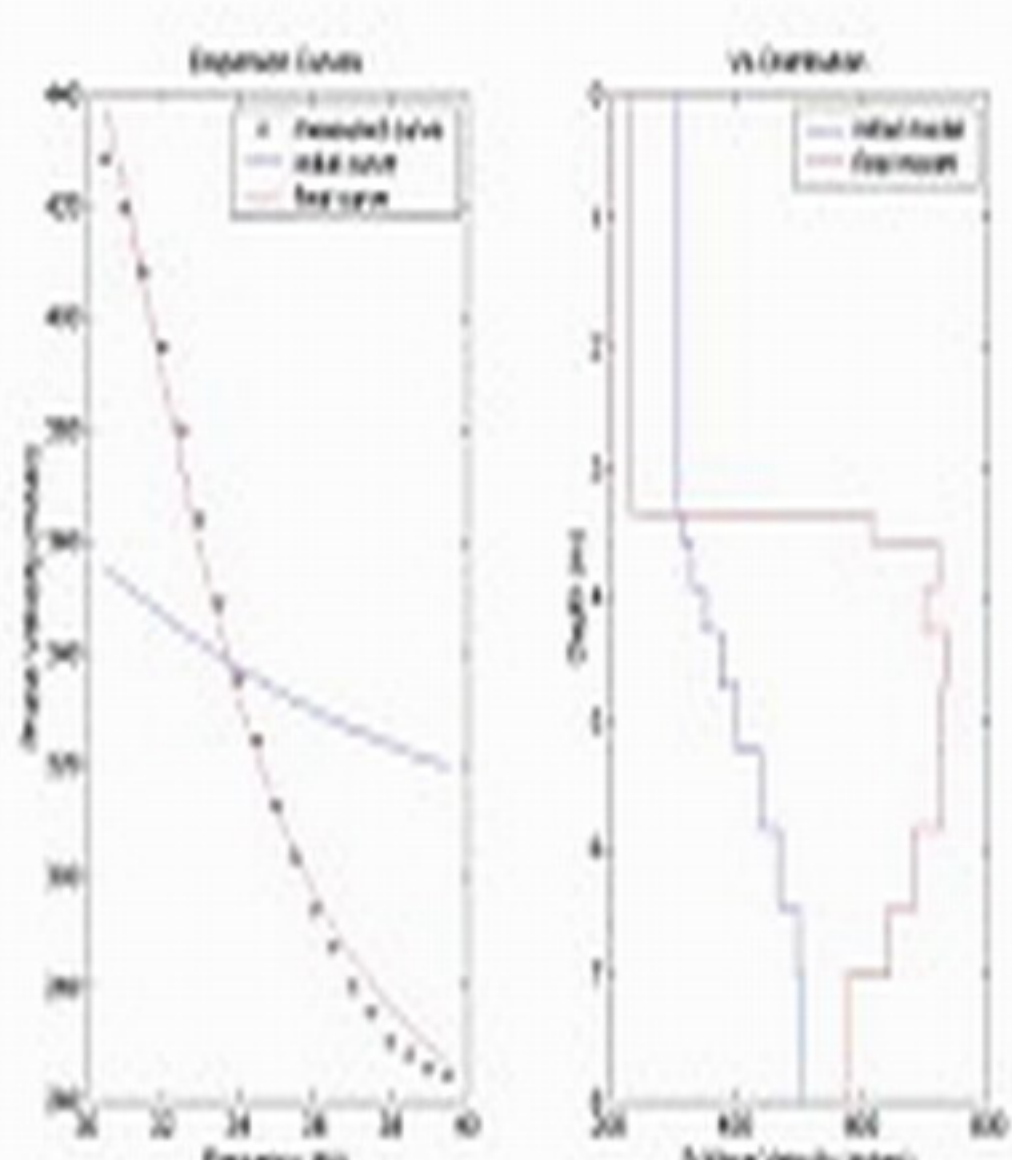
B054D.jpg



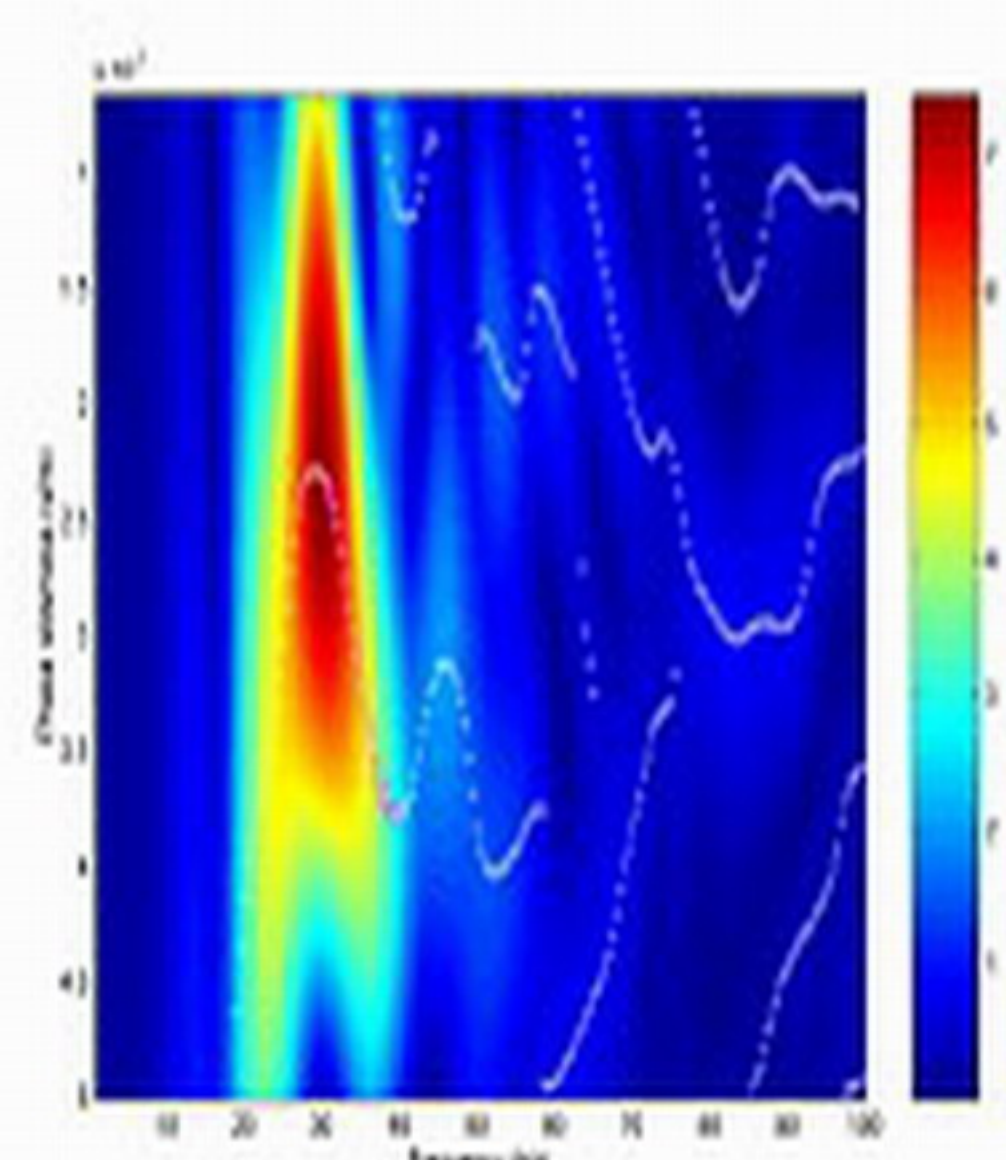
B055.jpg



B055D.jpg

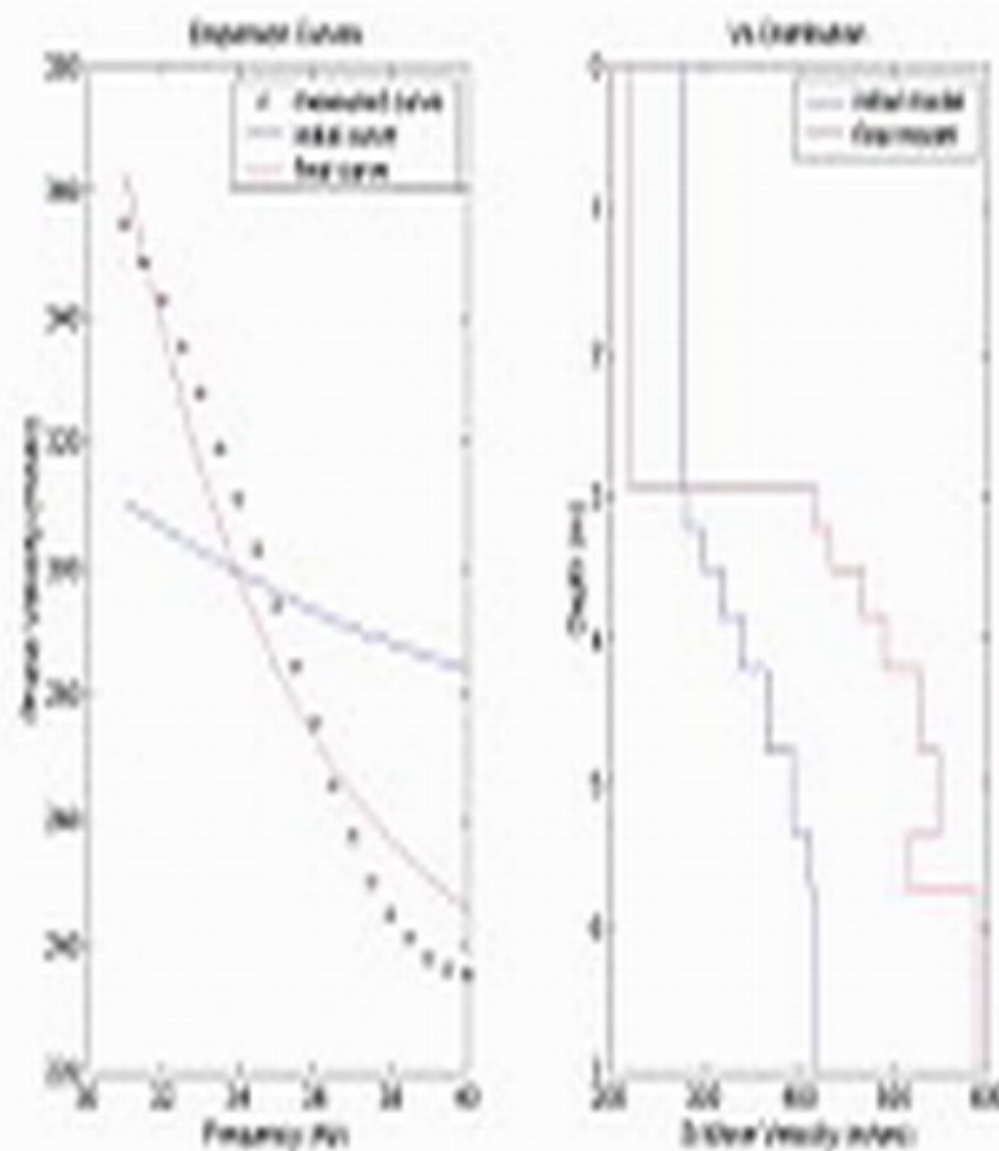


B056.jpg

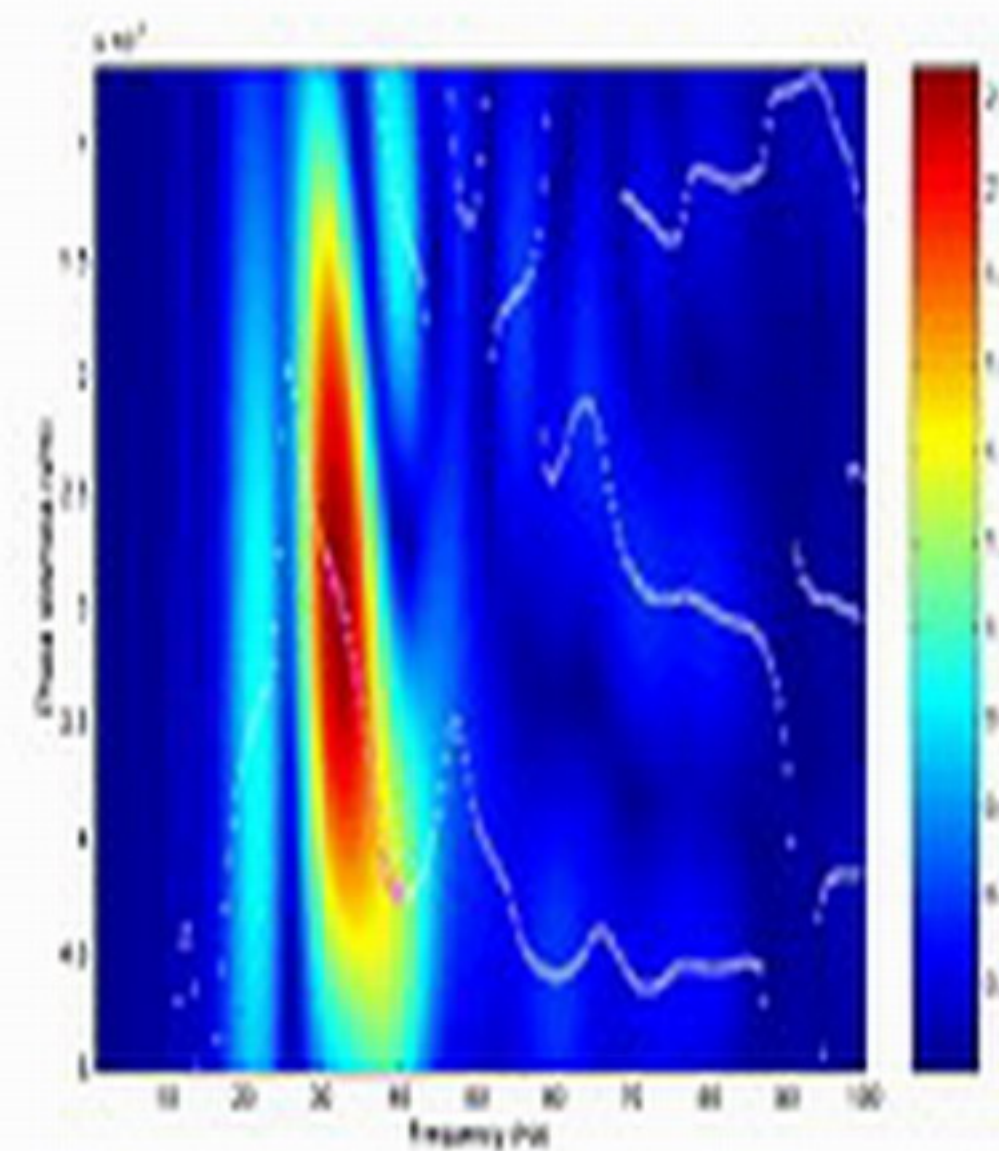


B056D.jpg

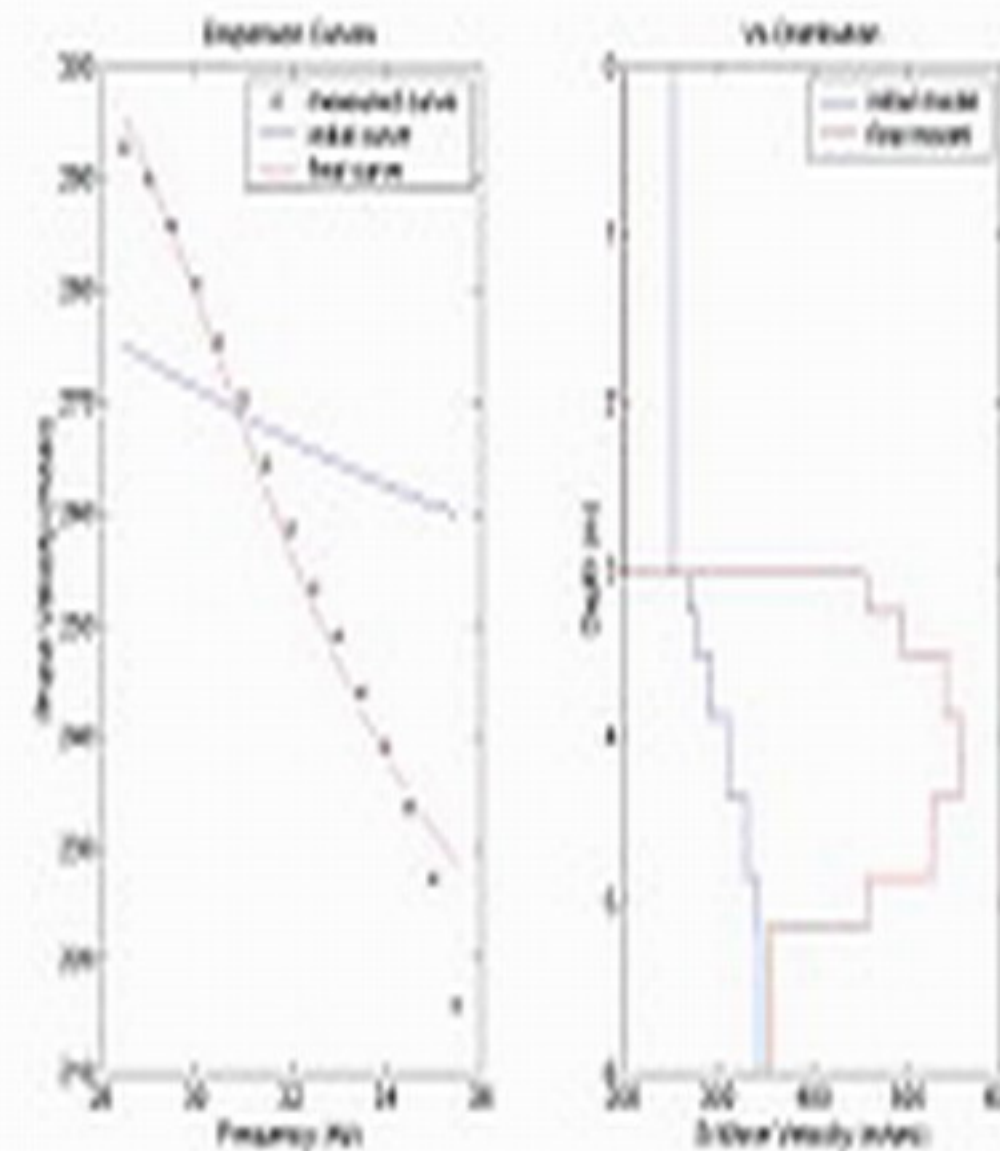




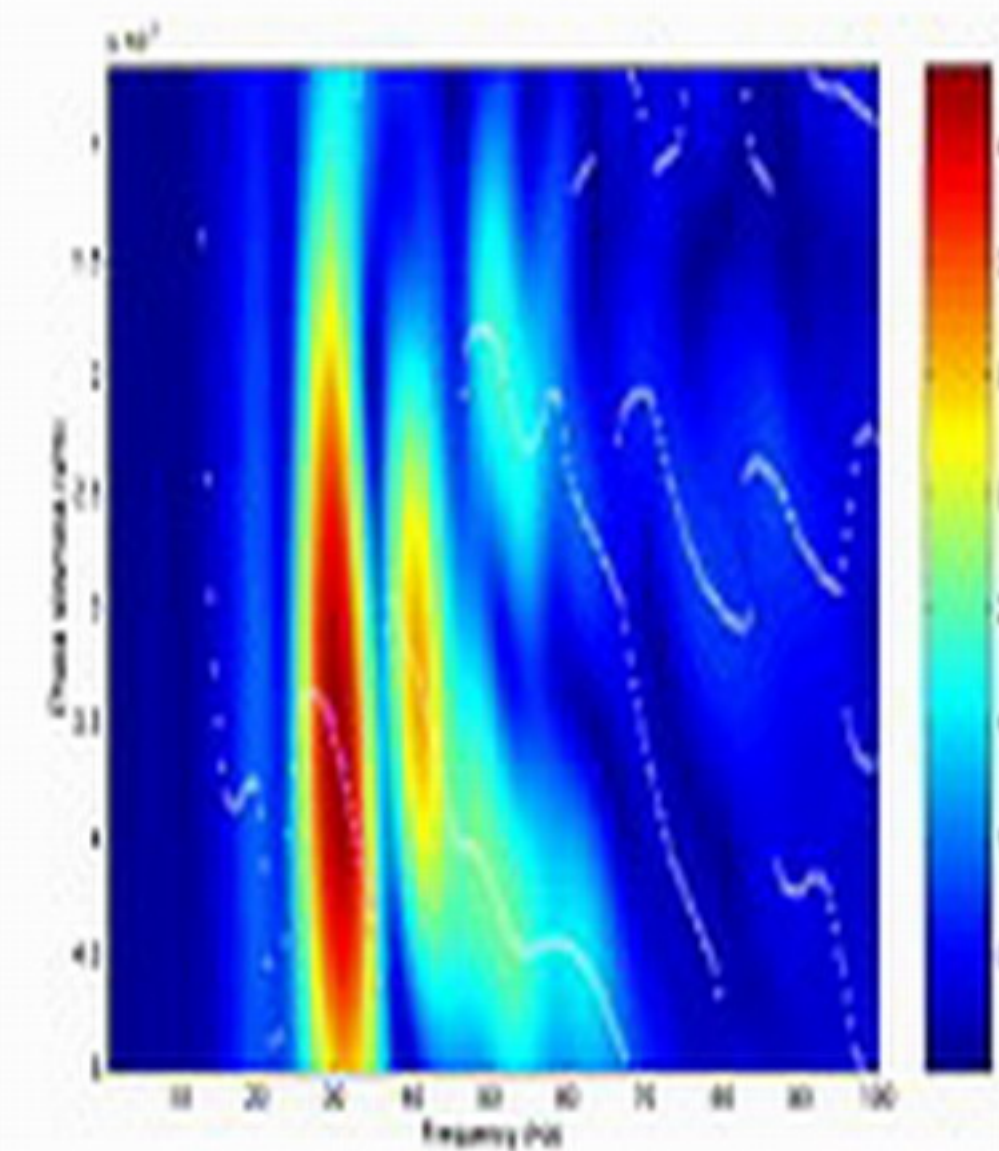
P051.jpg



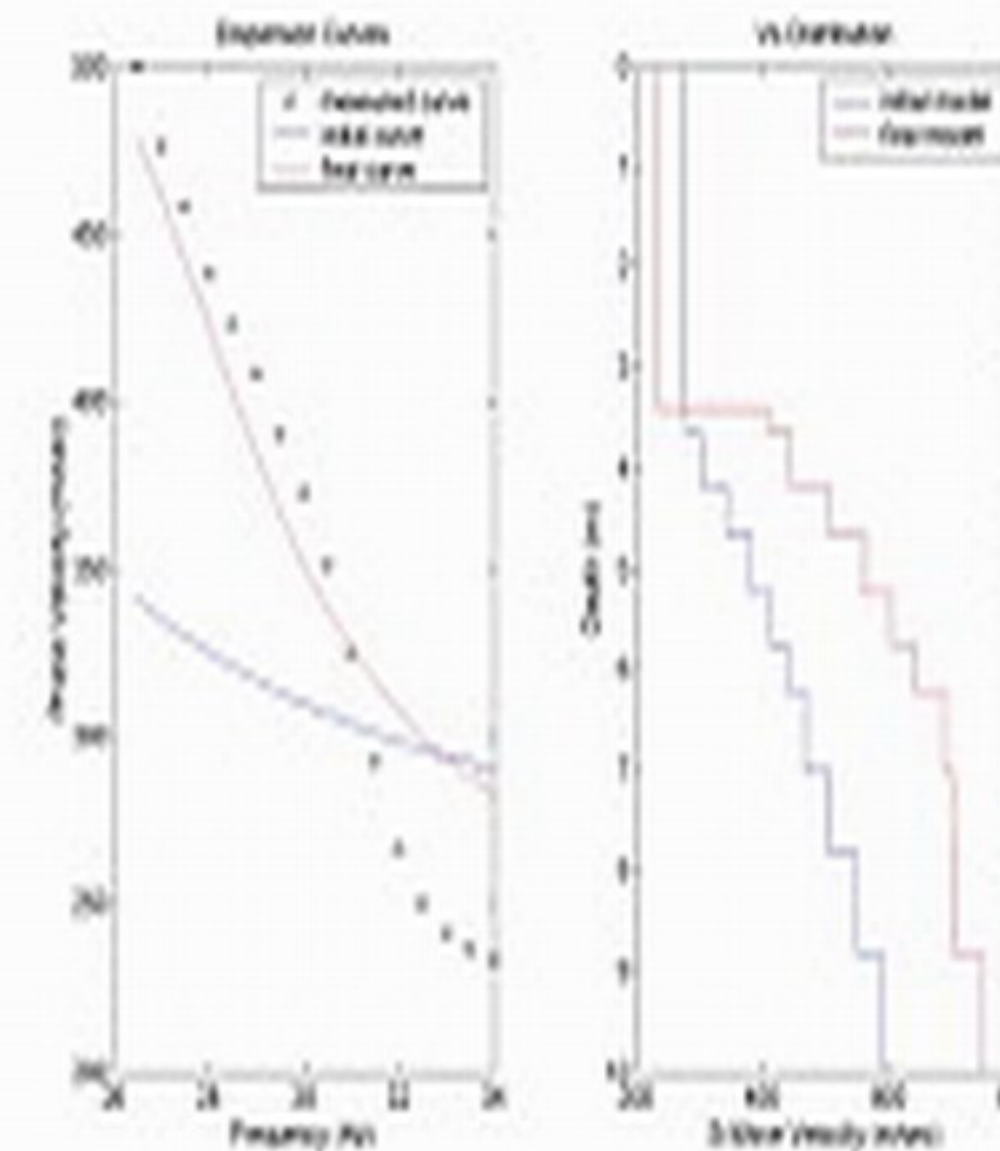
P051D.jpg



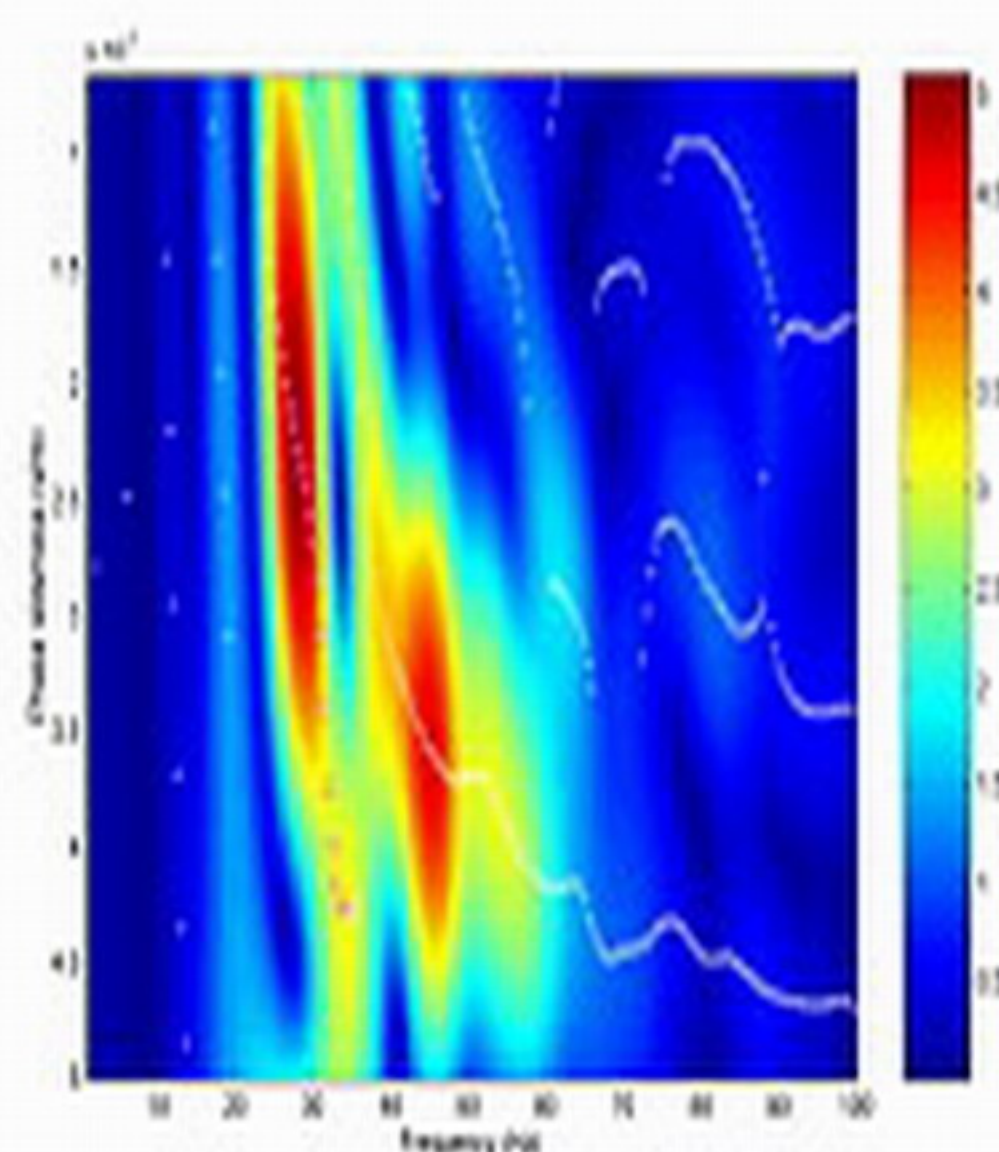
P052.jpg



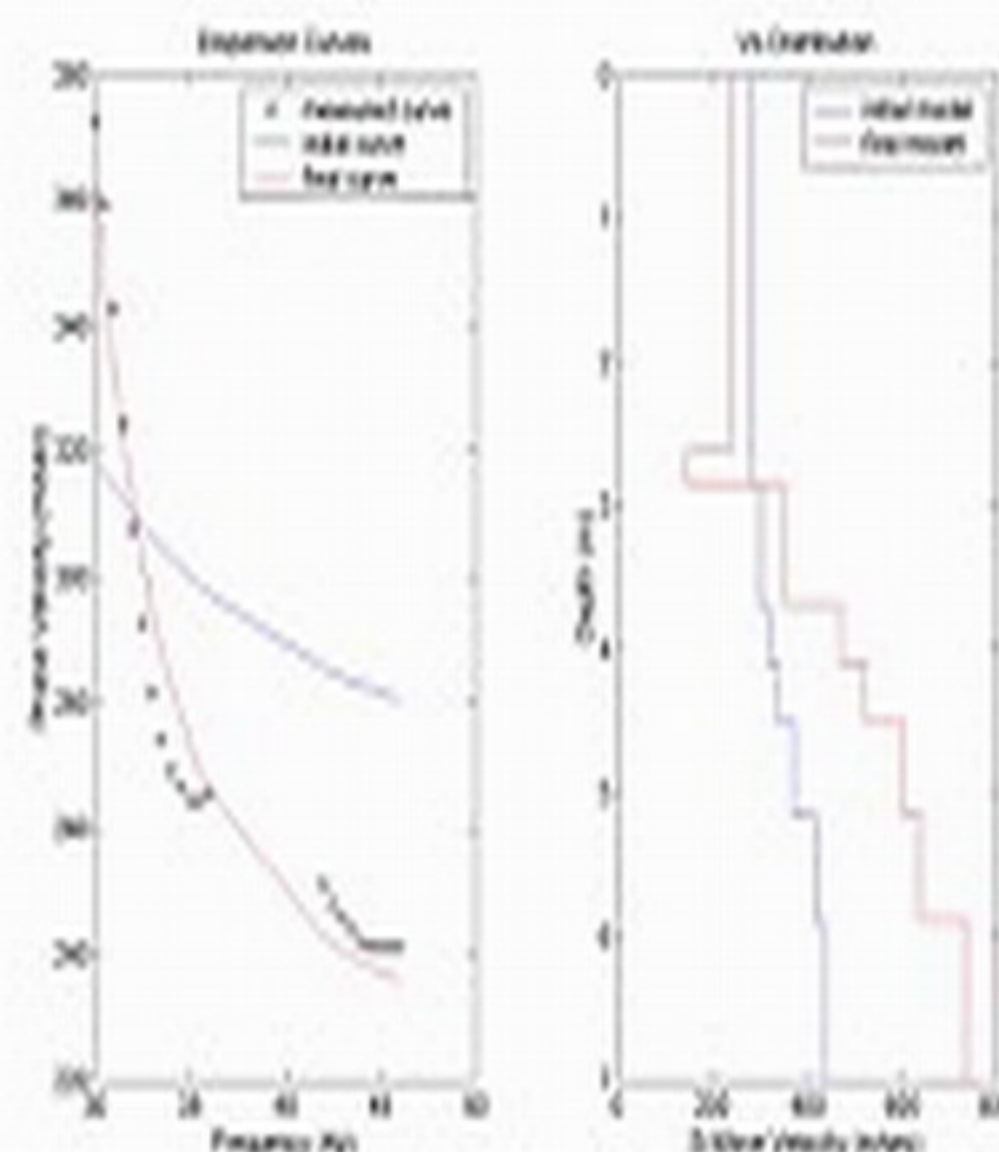
P052D.jpg



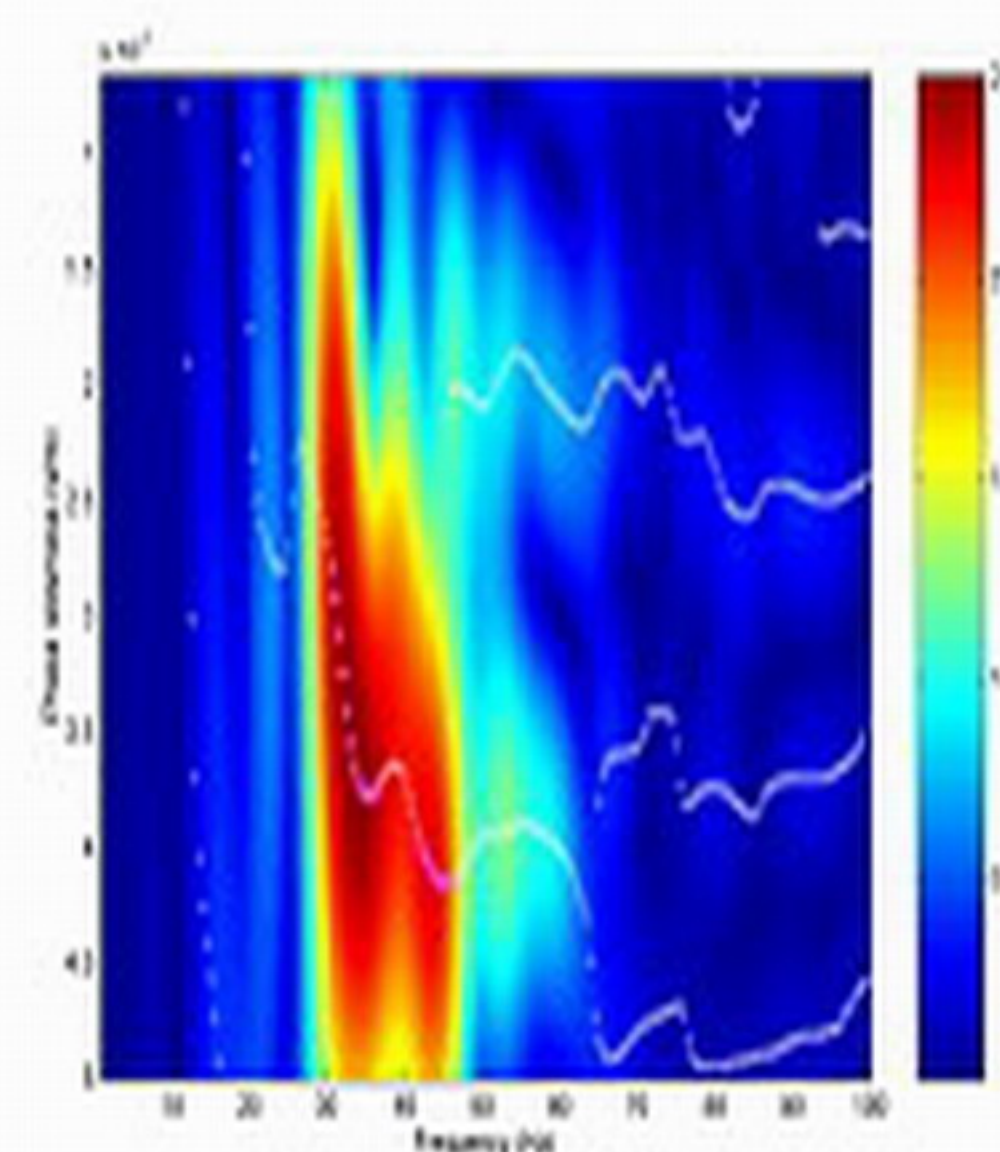
P054.jpg



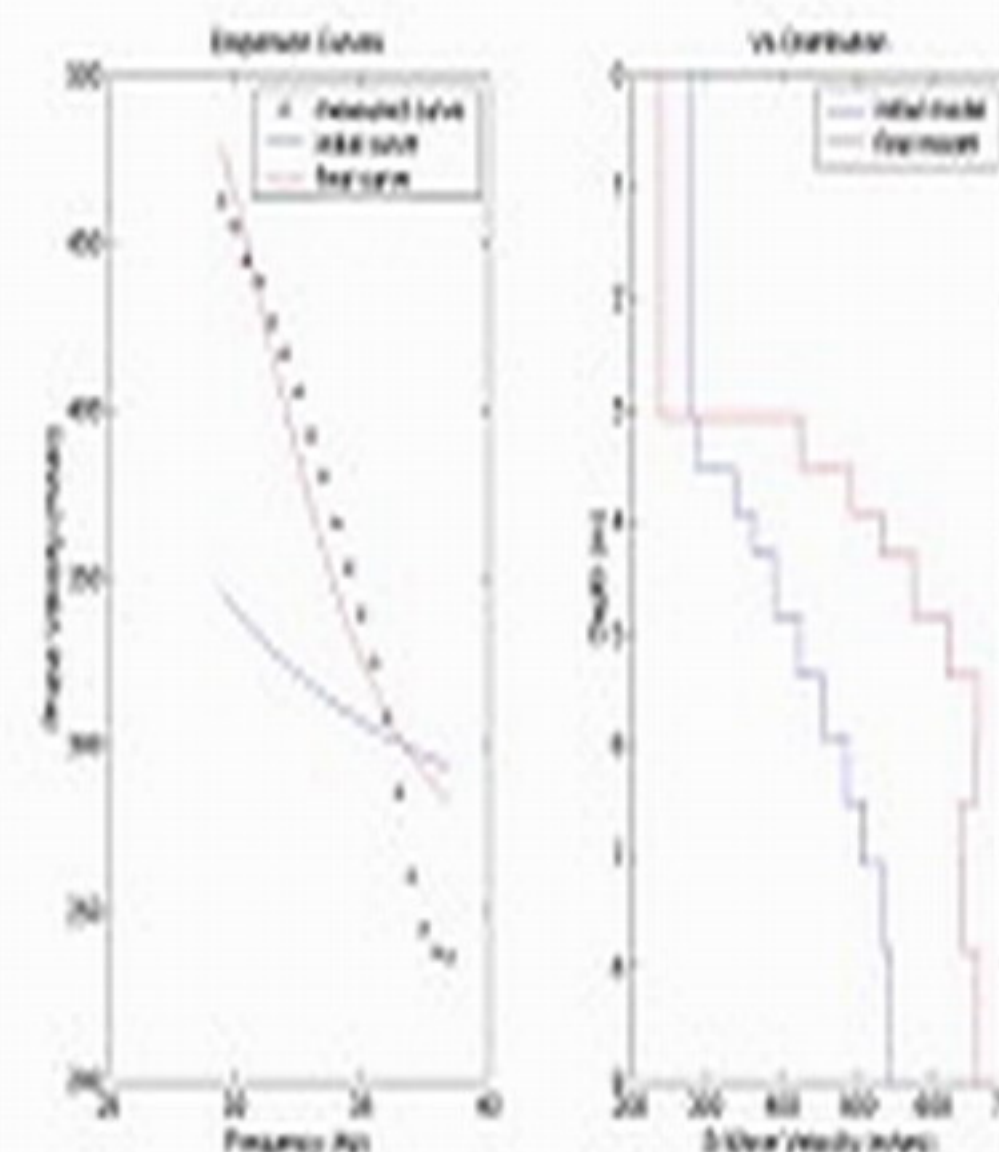
P054D.jpg



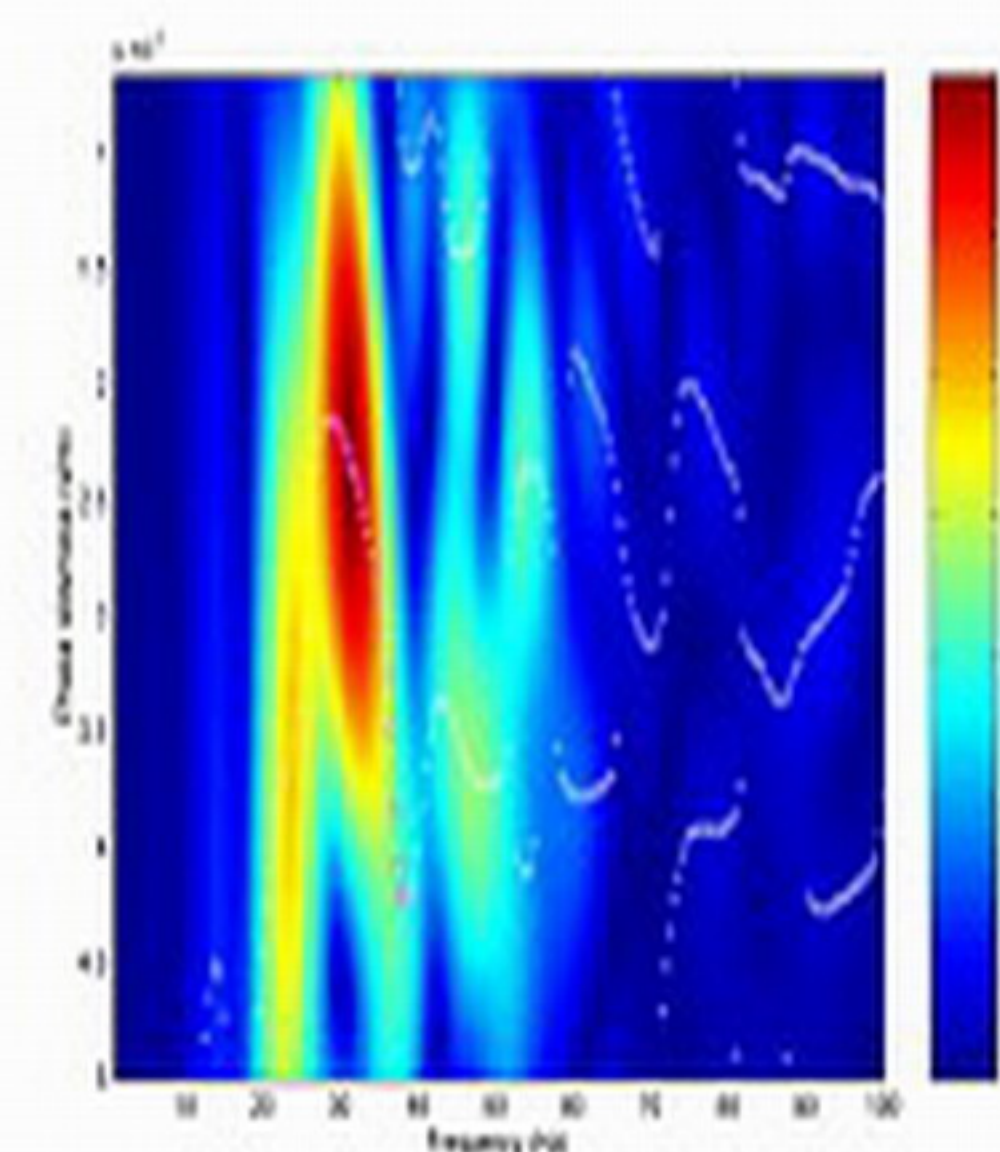
P055.jpg



P055D.jpg

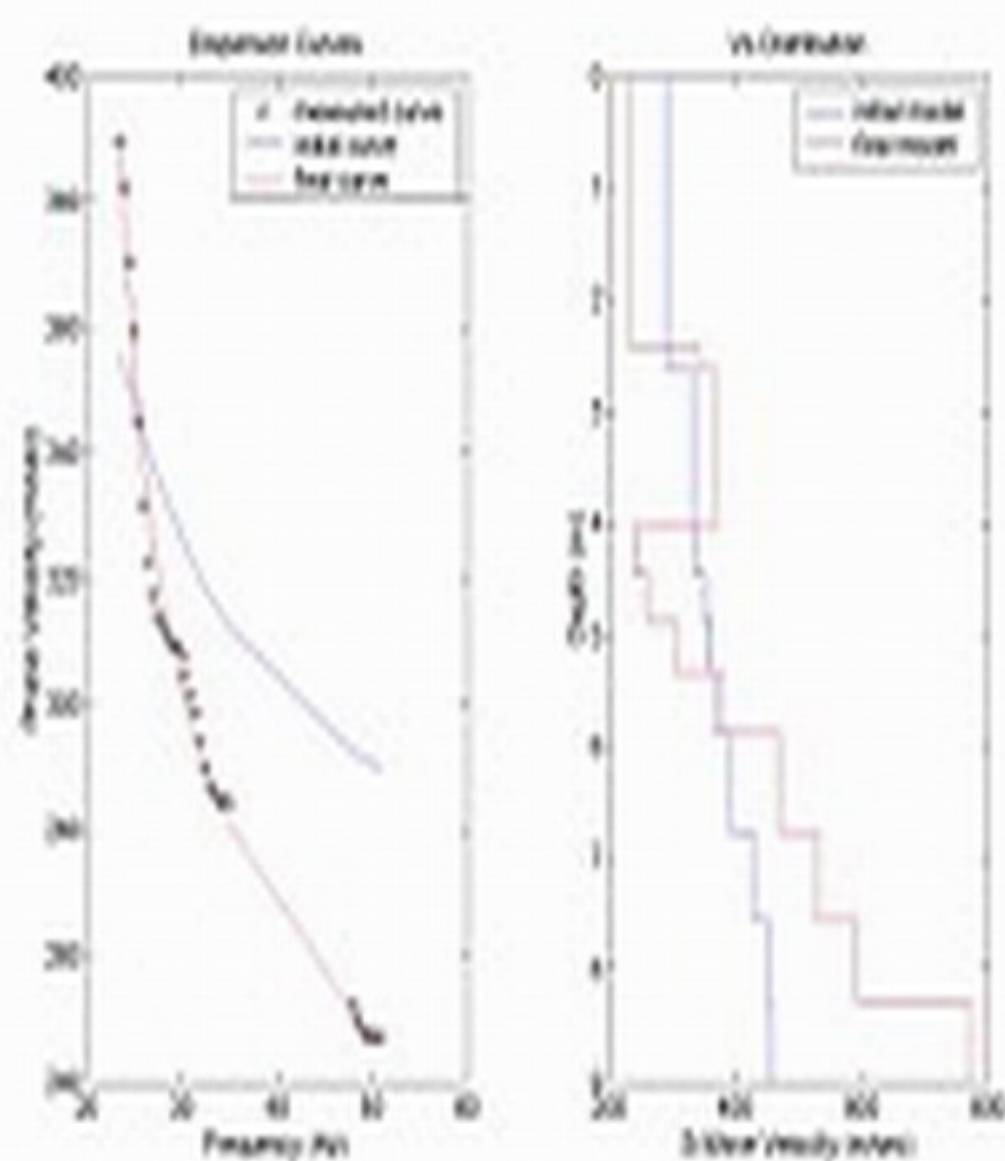


P056.jpg

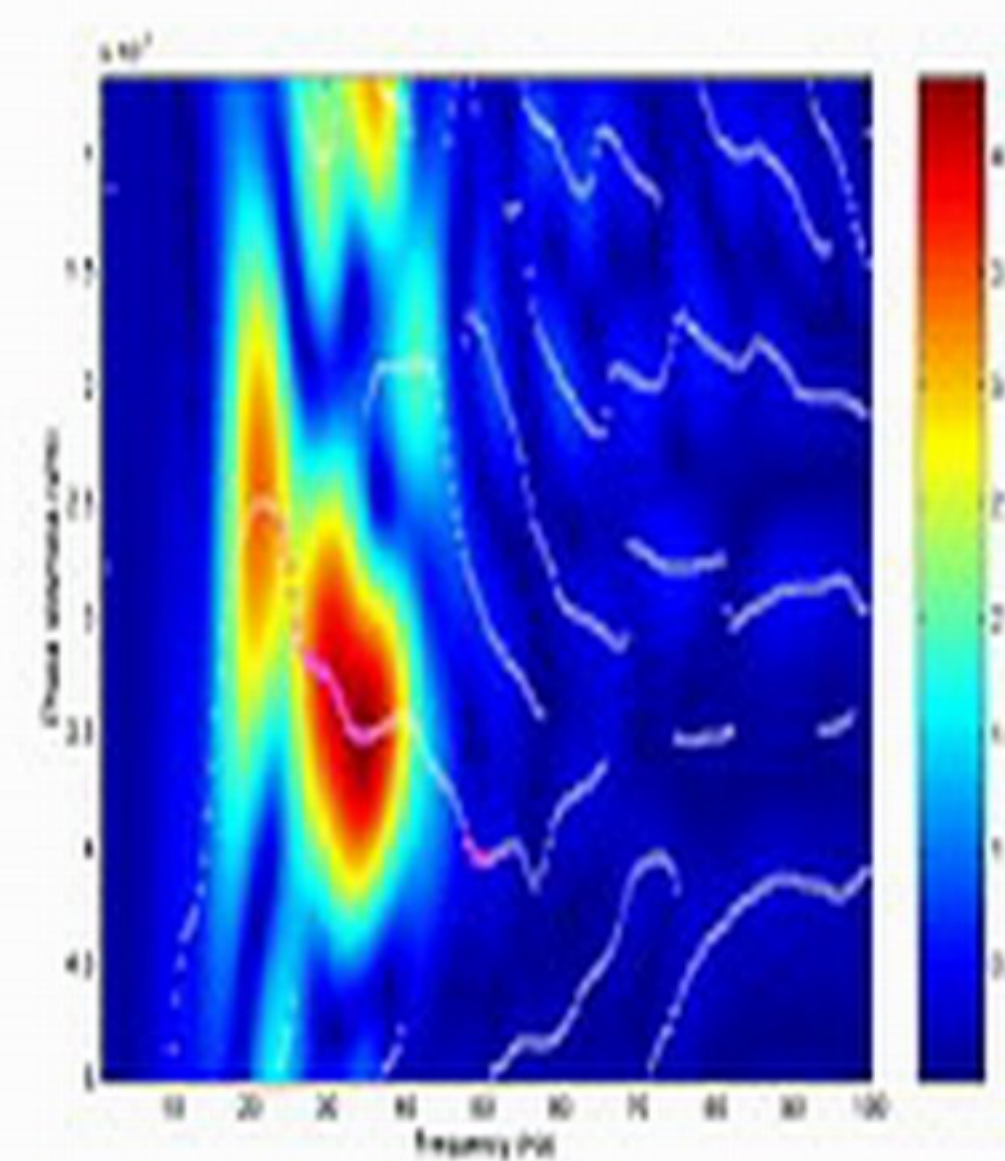


P056D.jpg

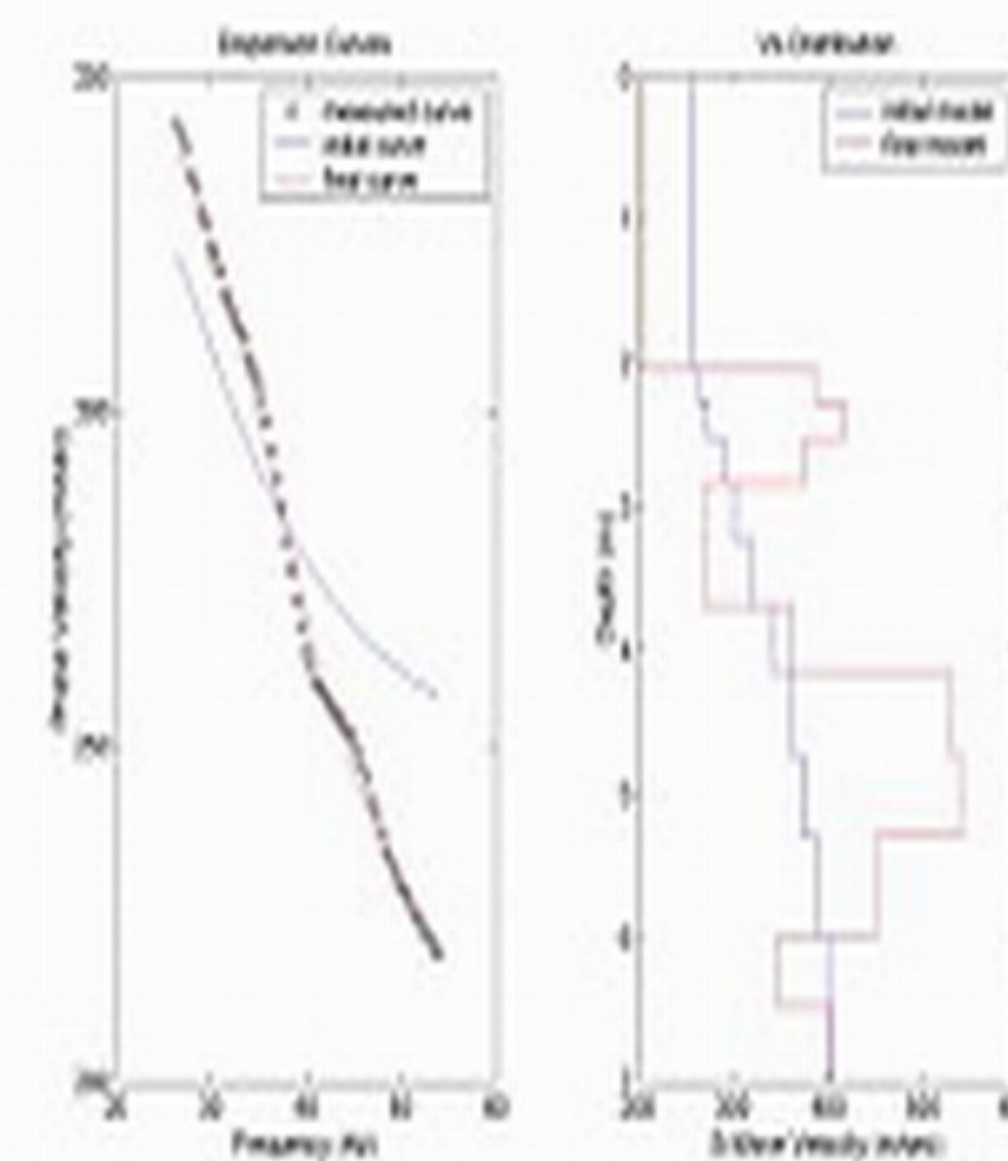




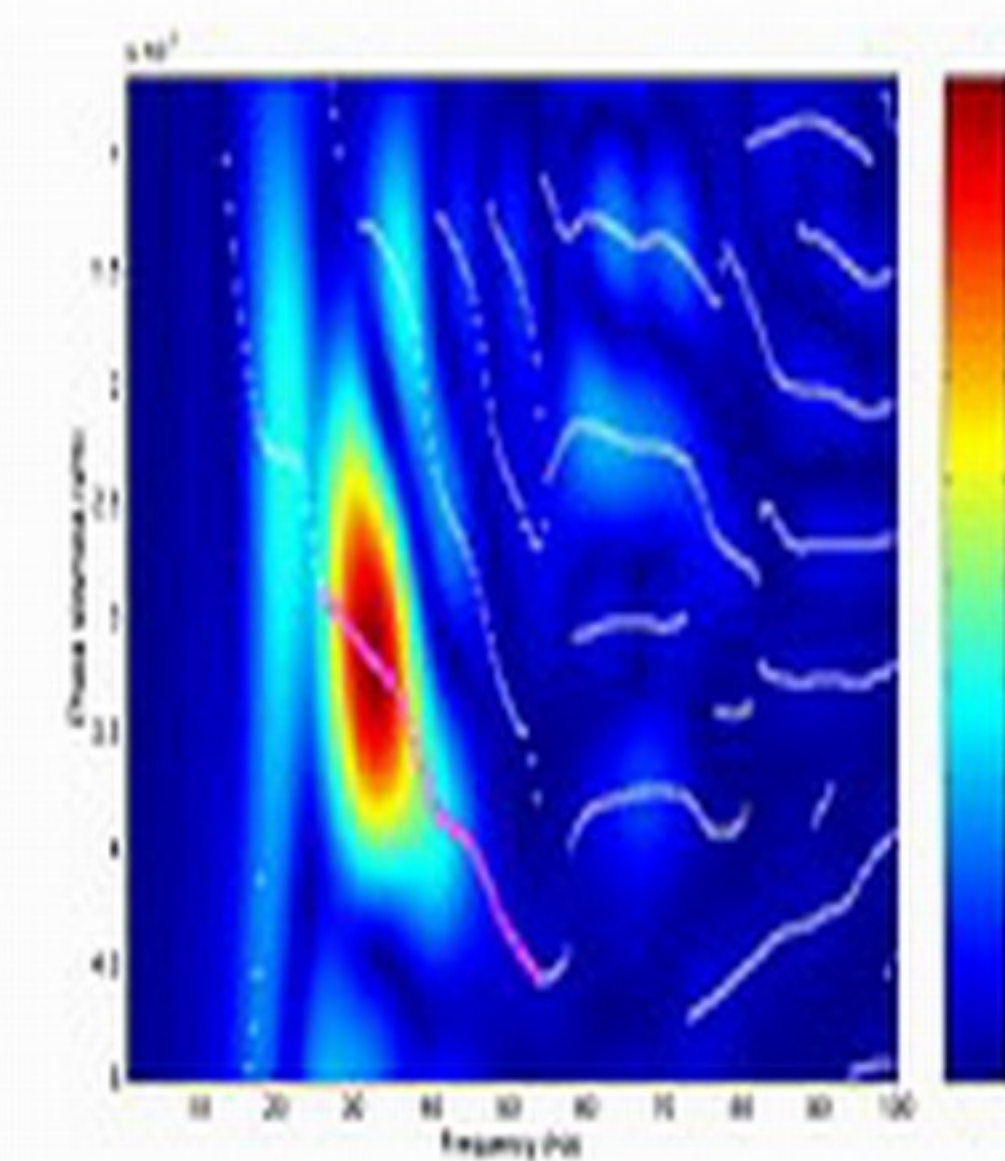
B11.jpg



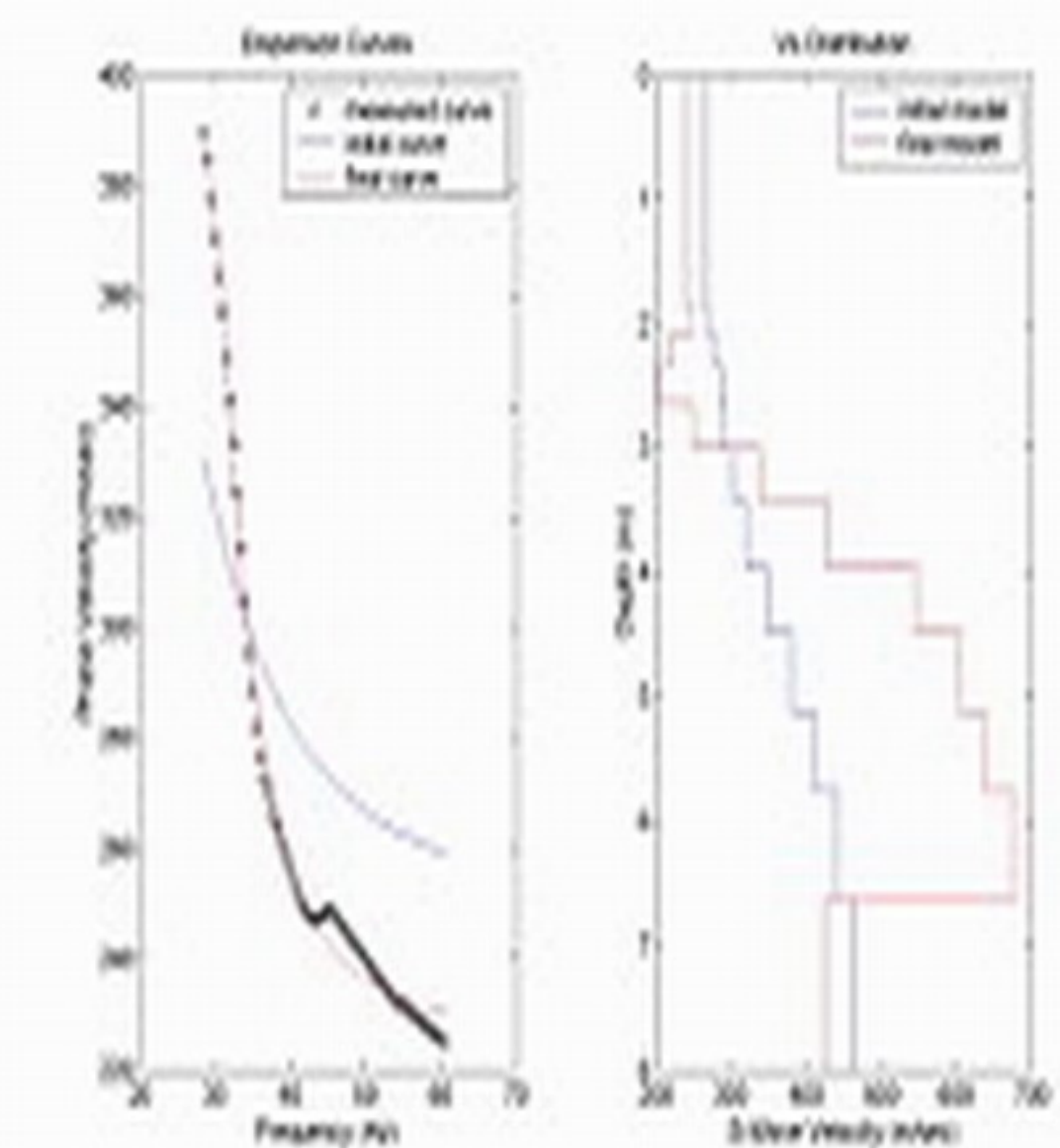
B11D.jpg



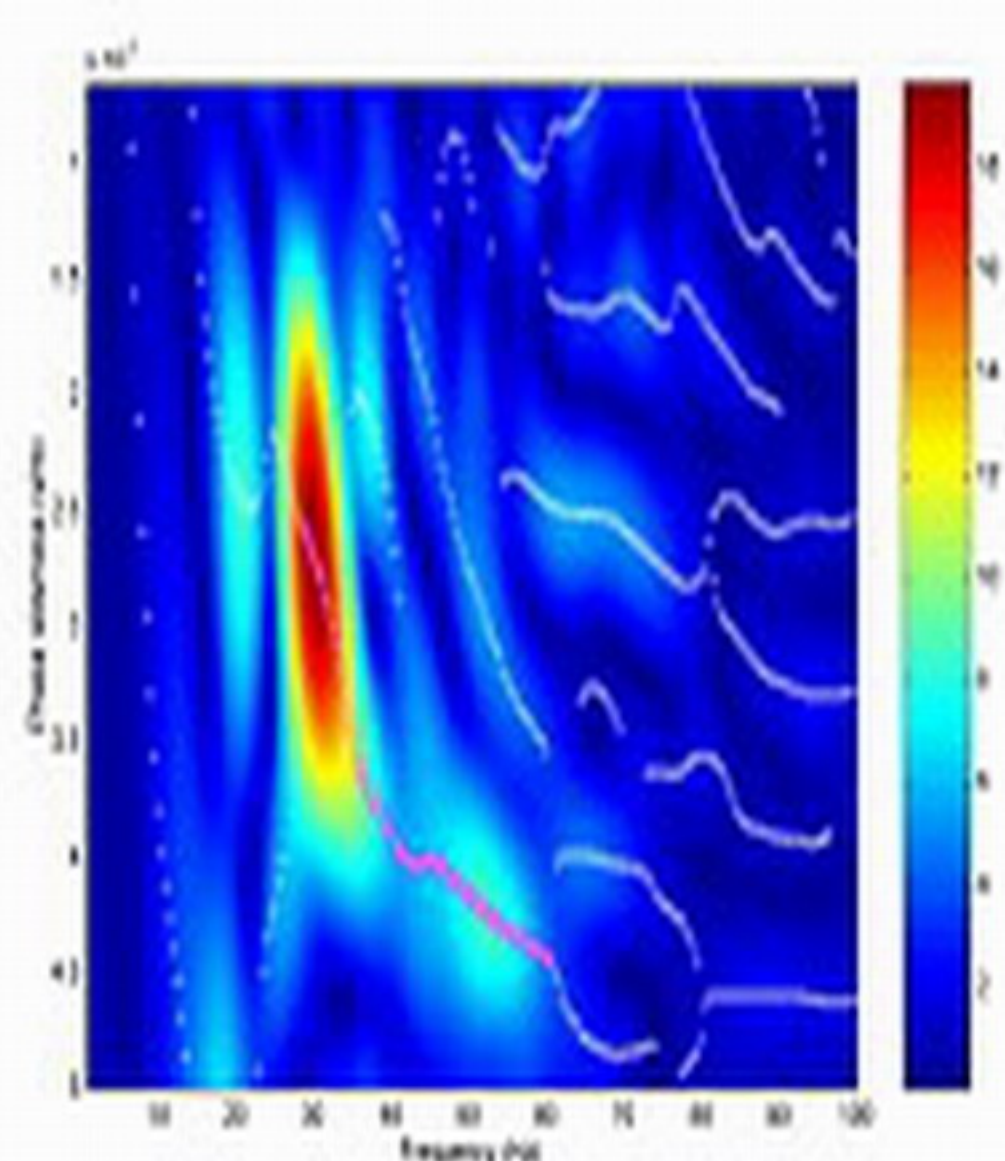
B12.jpg



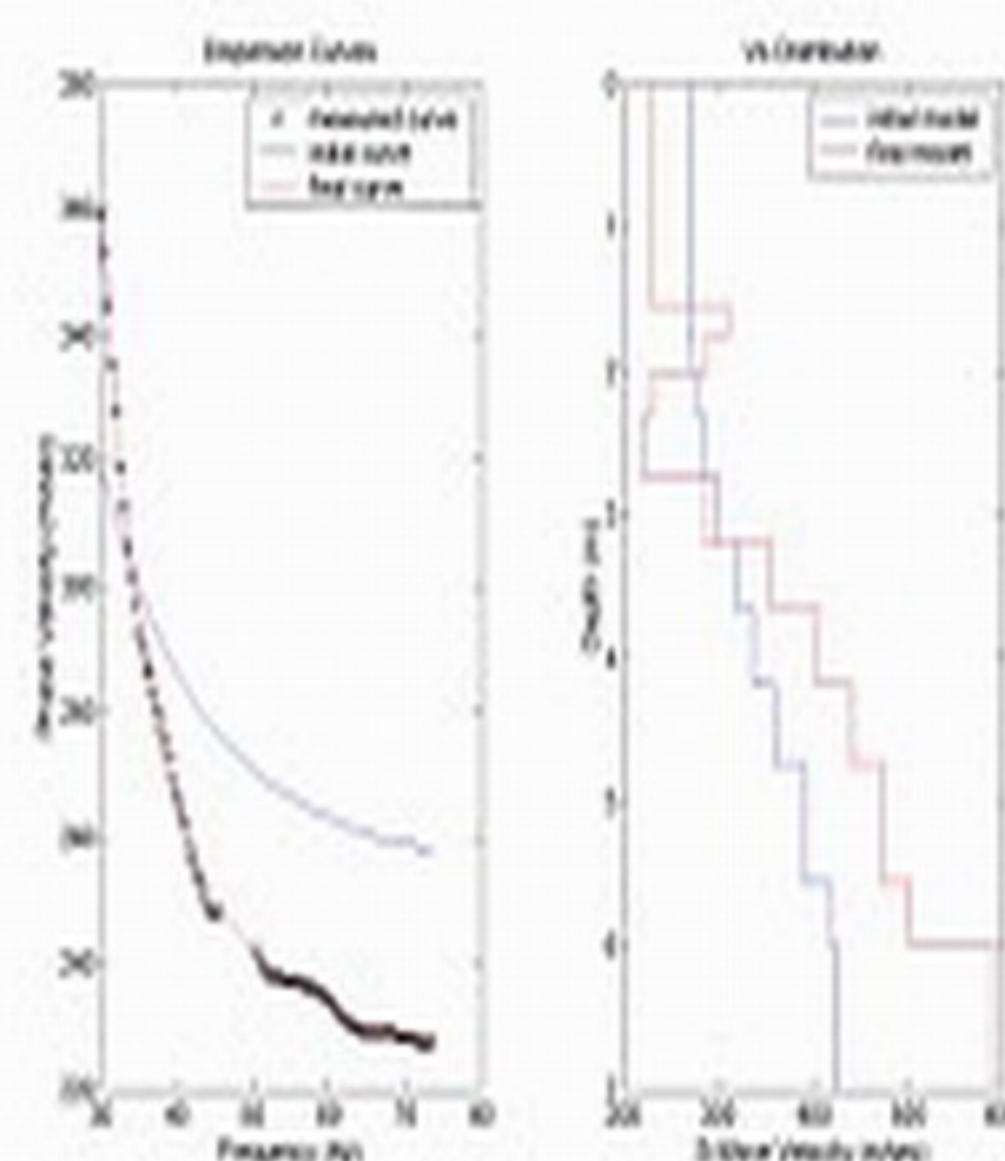
B12D.jpg



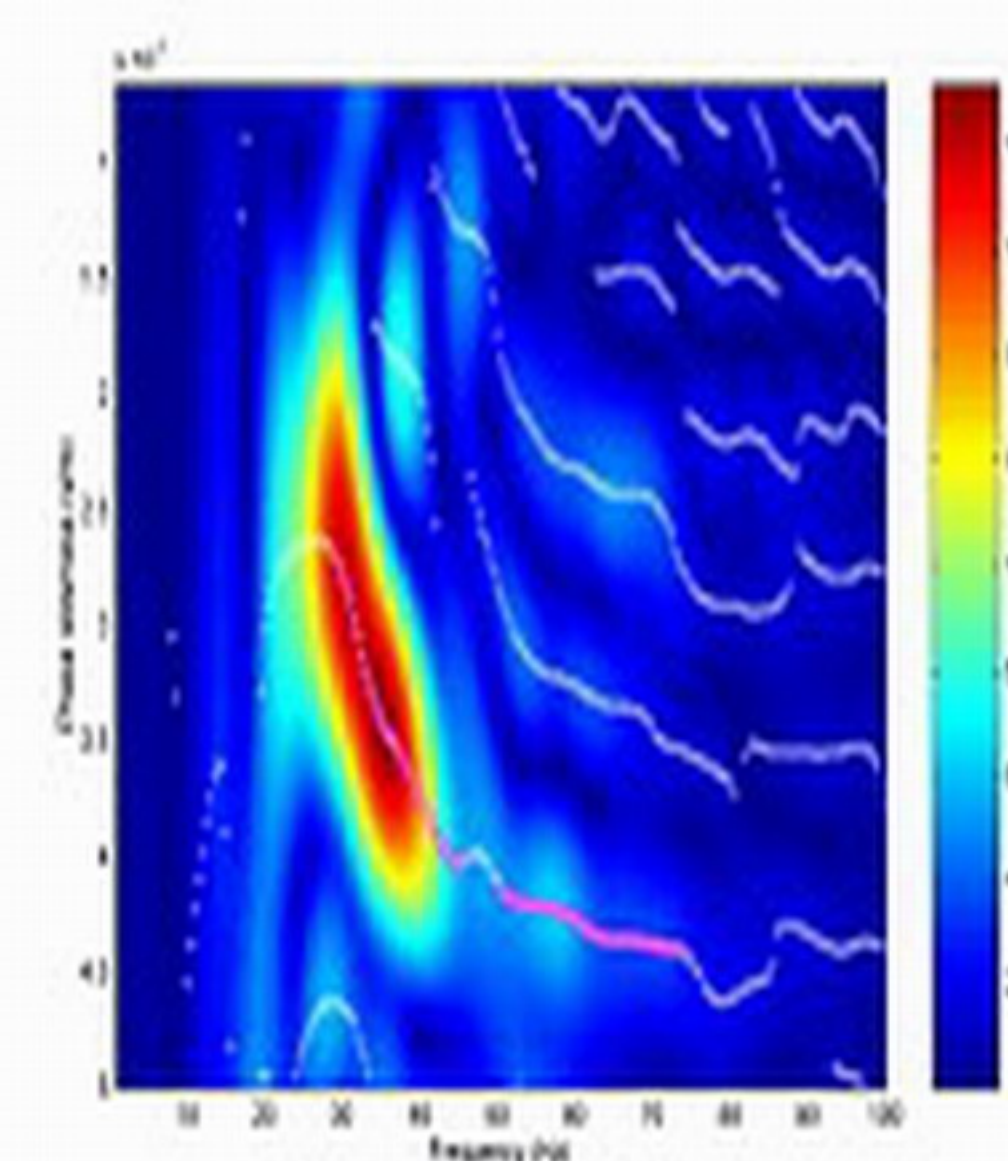
B13.jpg



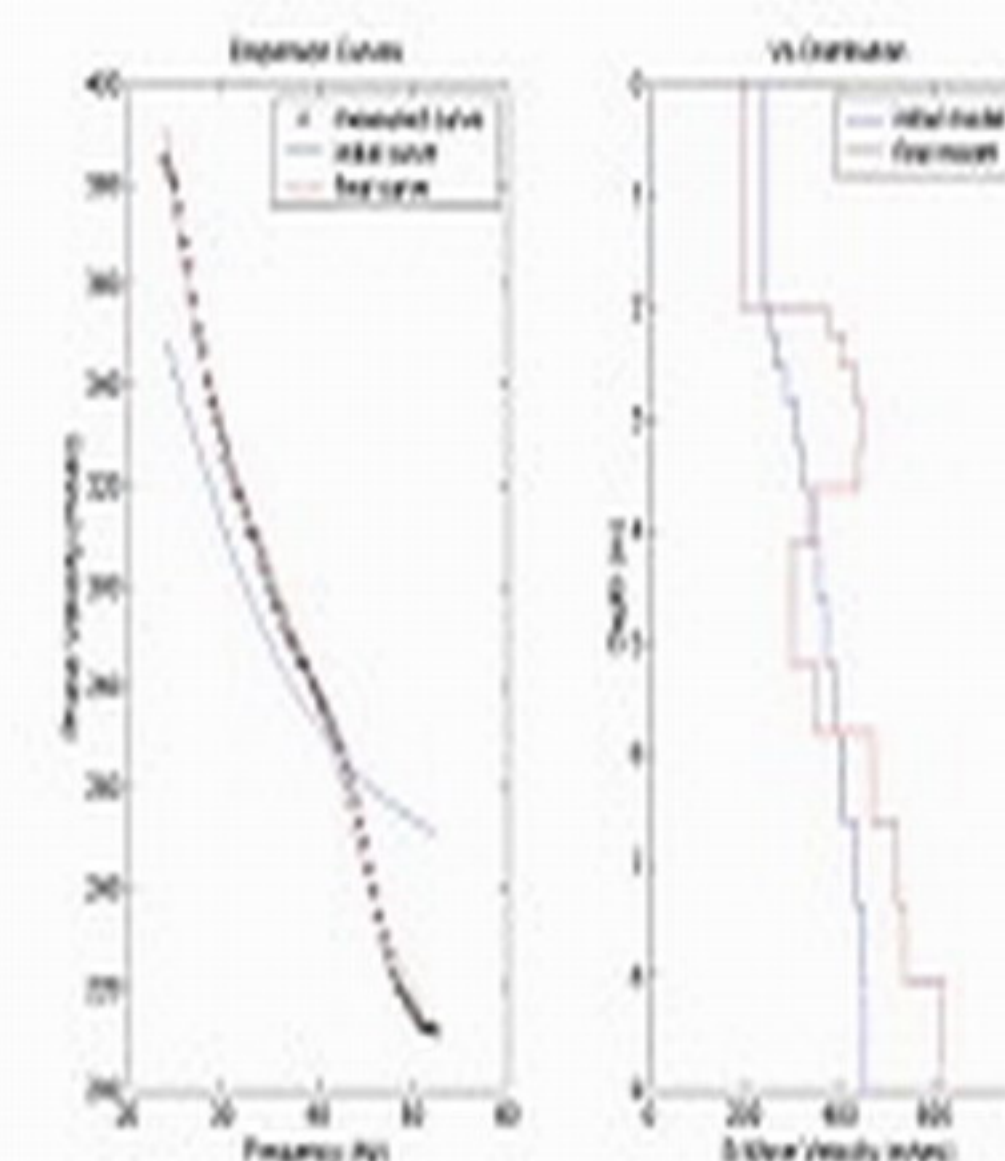
B13D.jpg



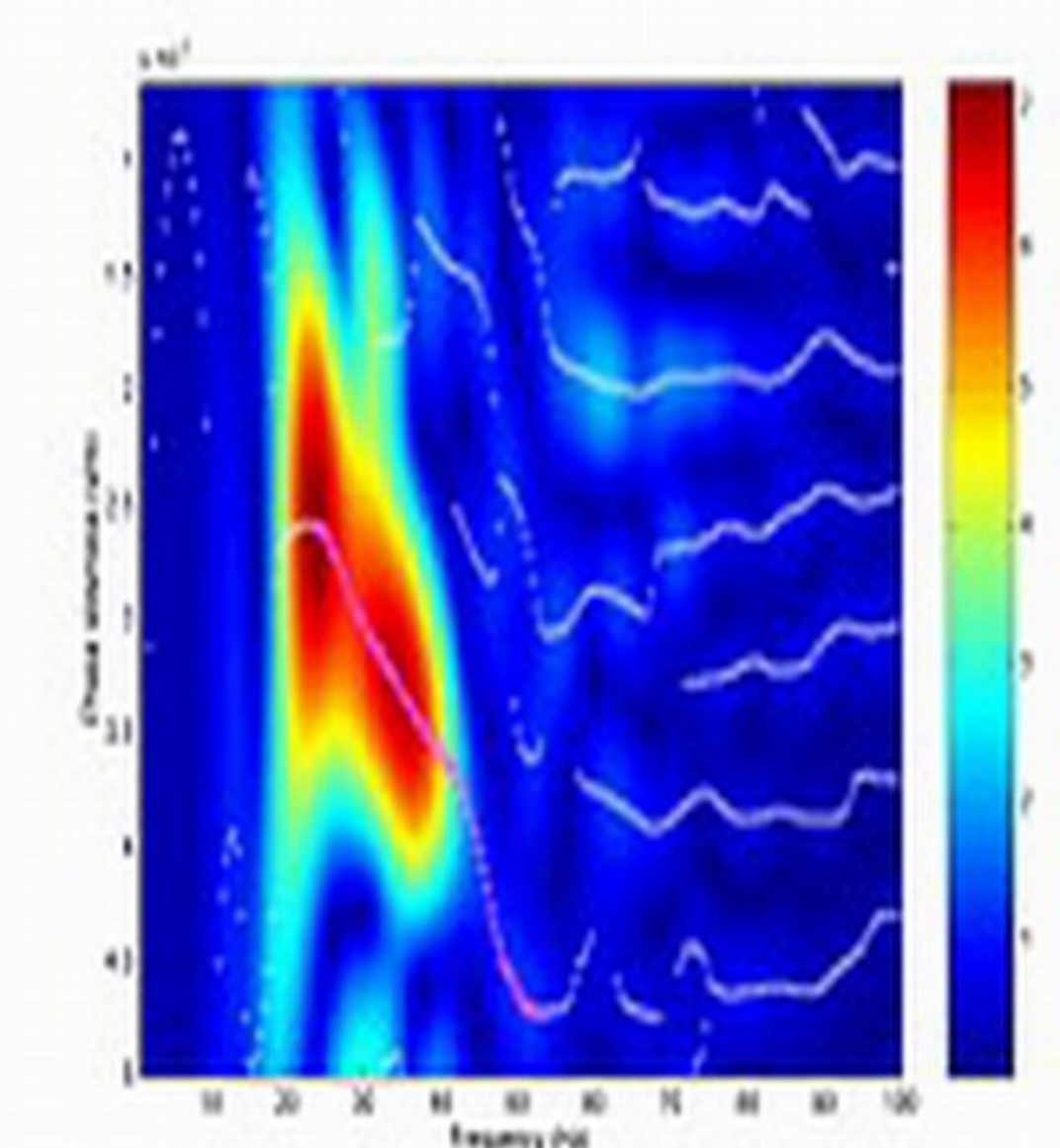
B14.jpg



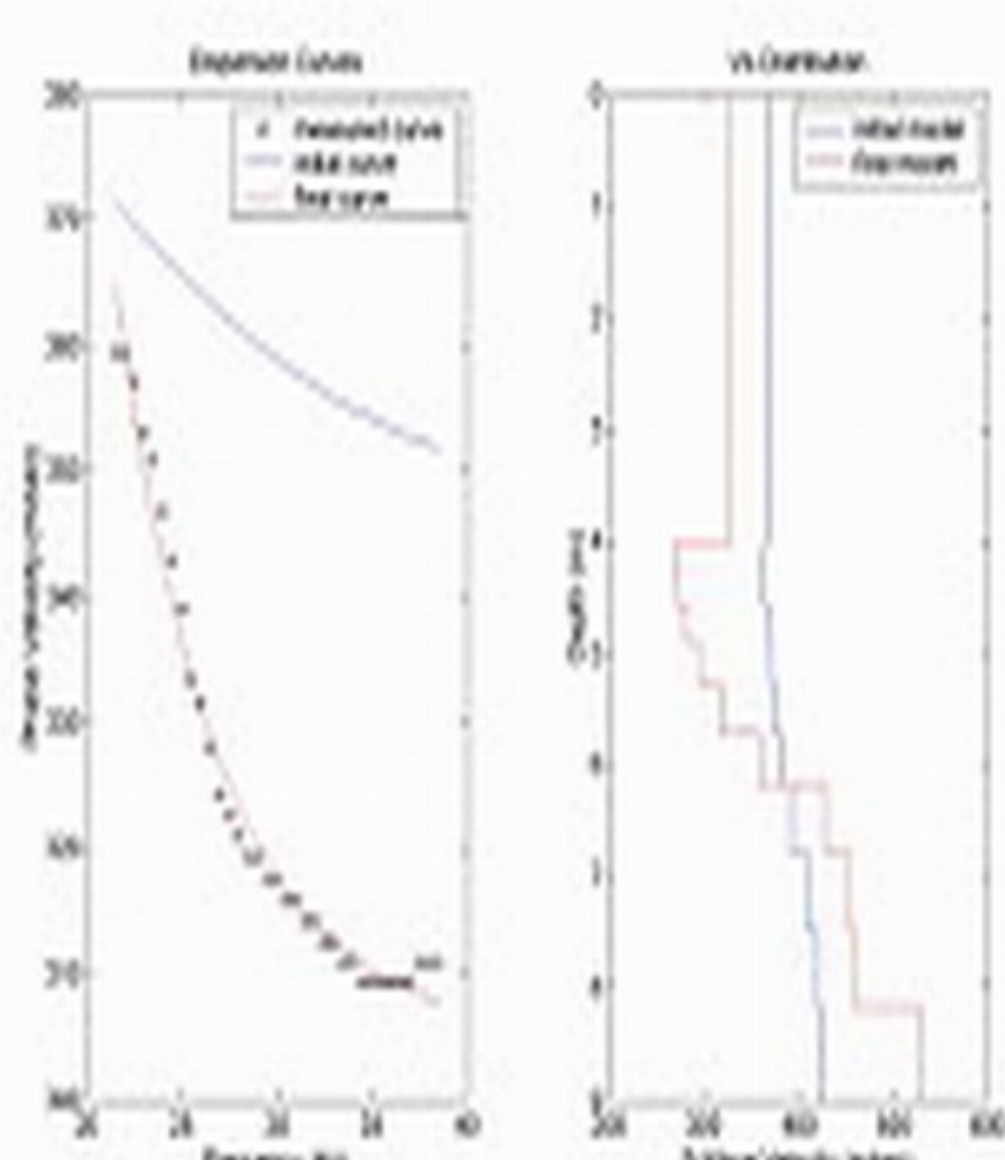
B14D.jpg



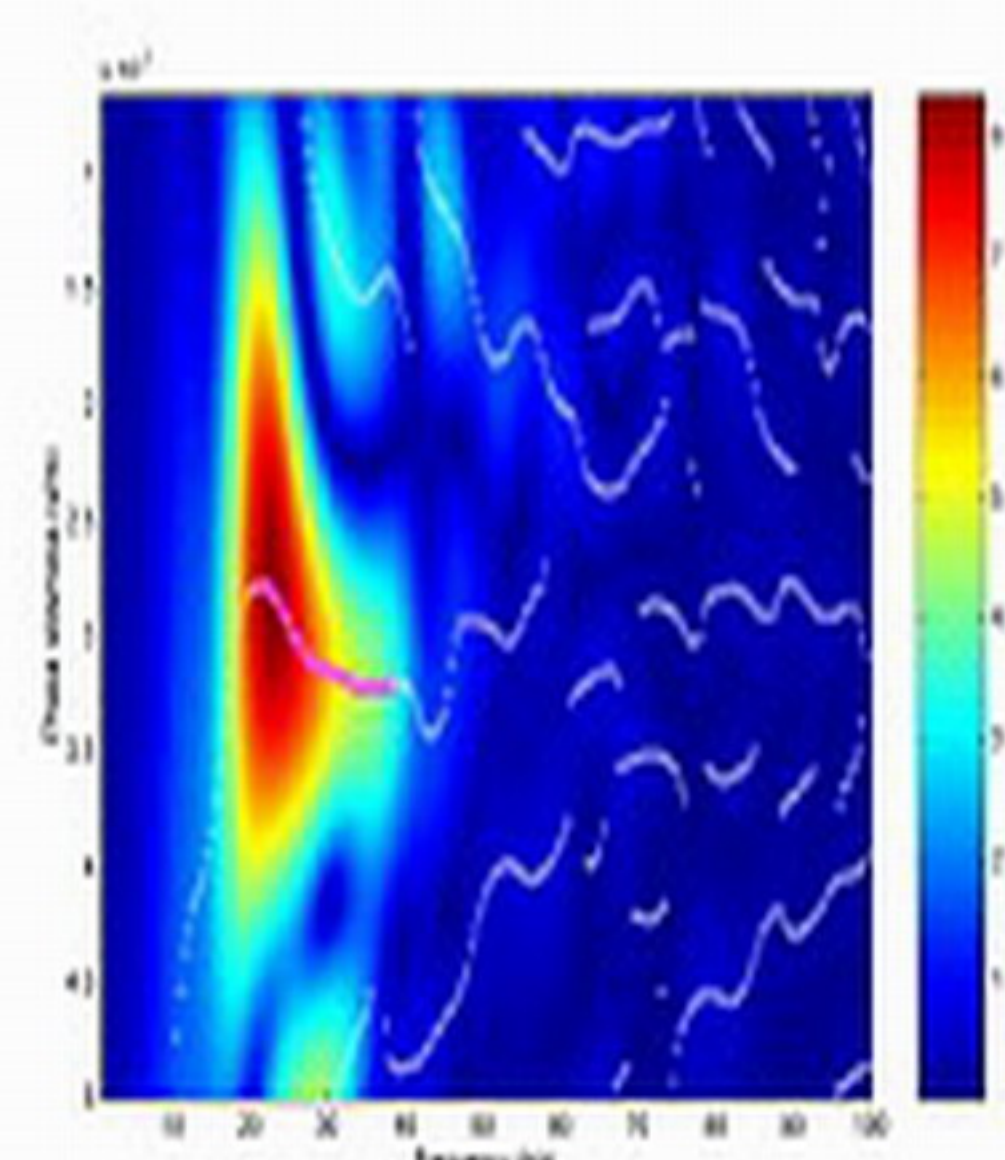
B15.jpg



B15D.jpg

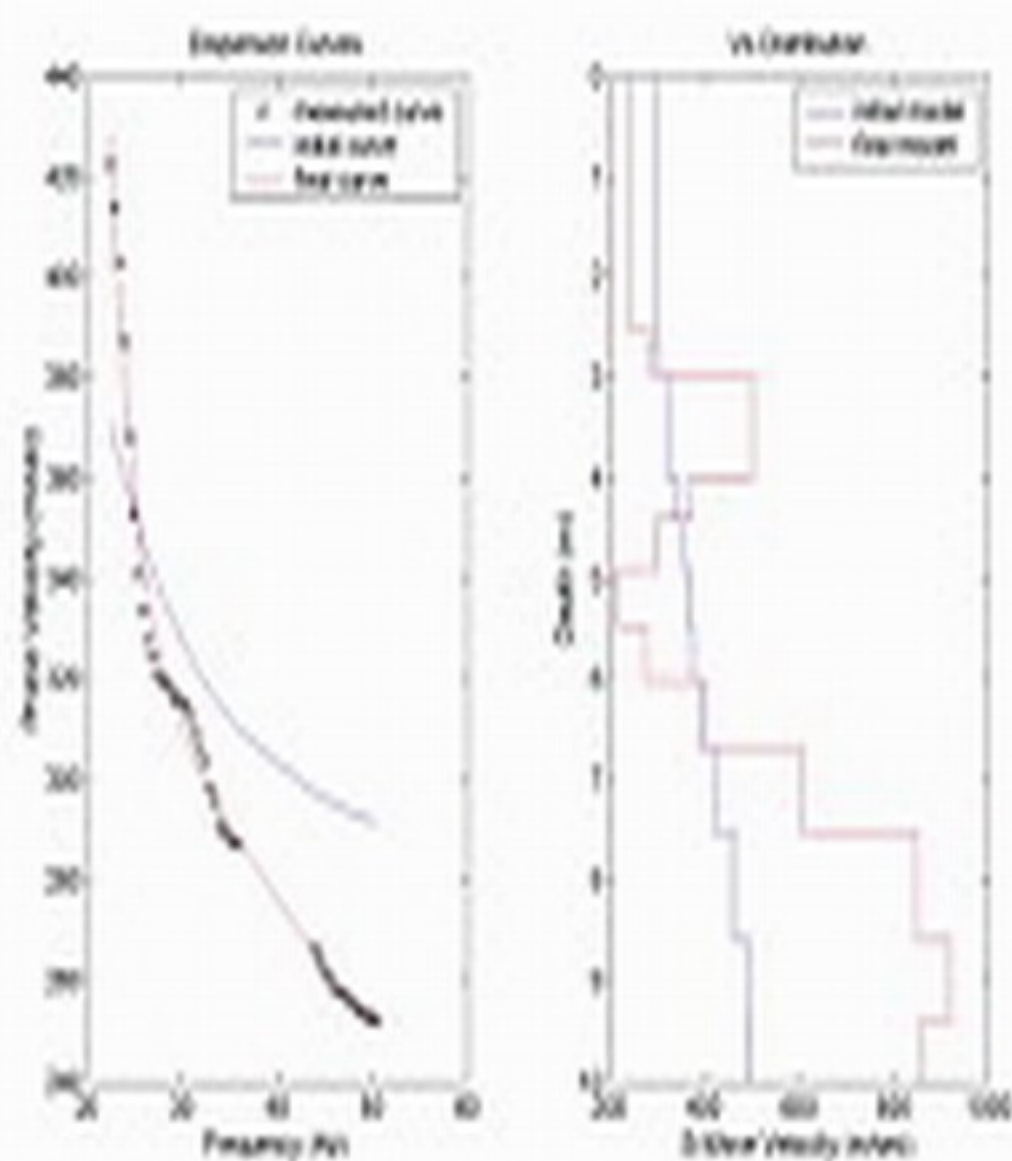


B16.jpg

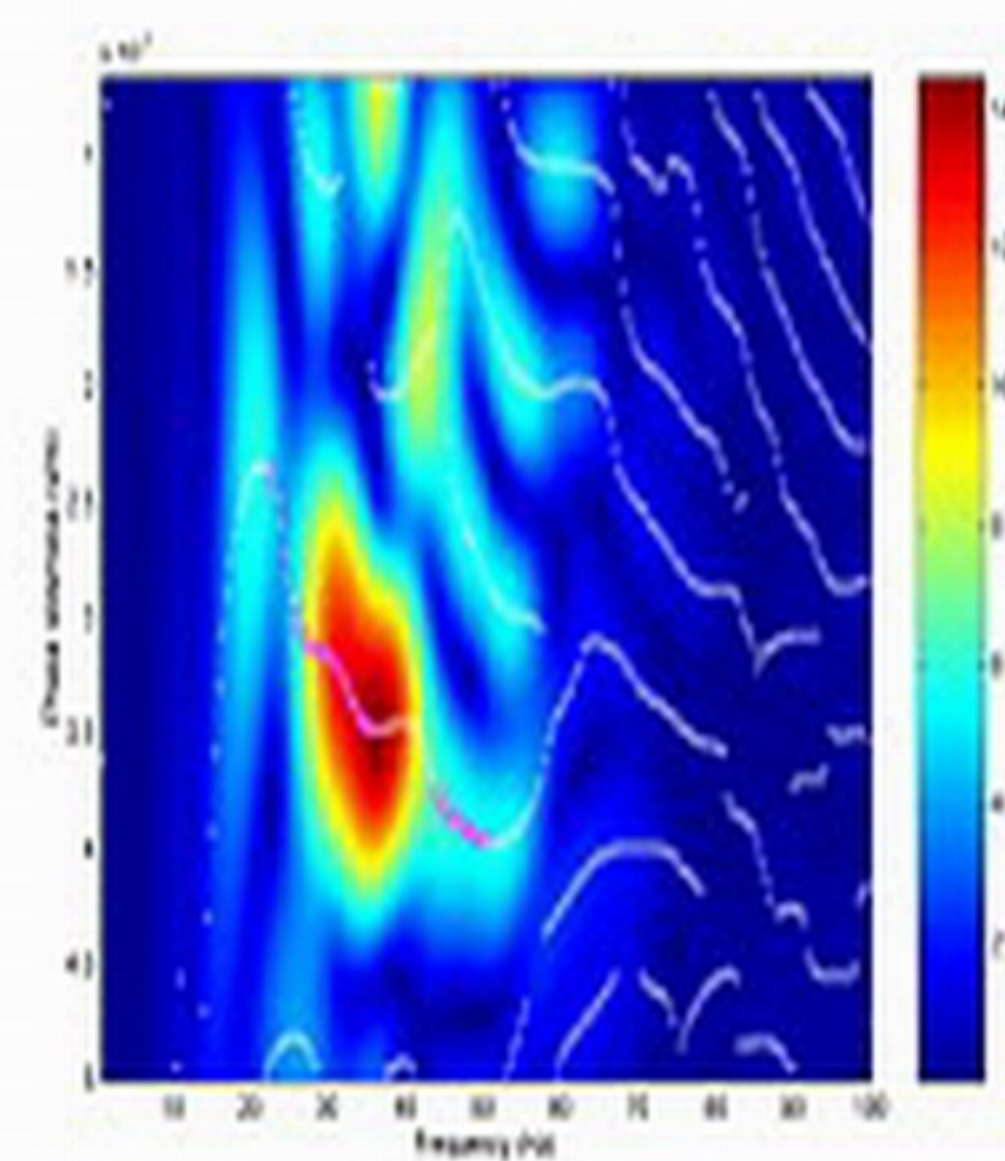


B16D.jpg

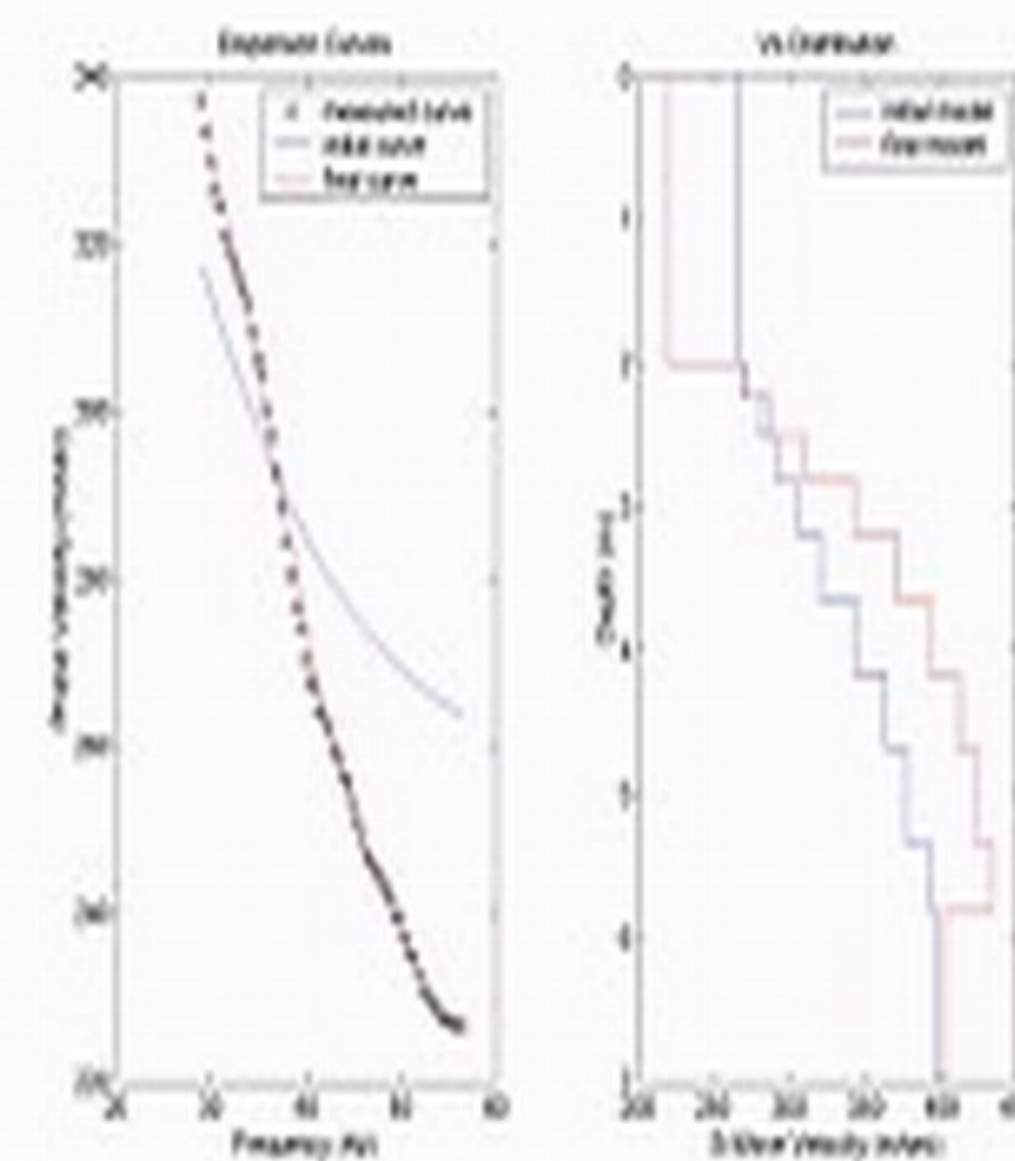




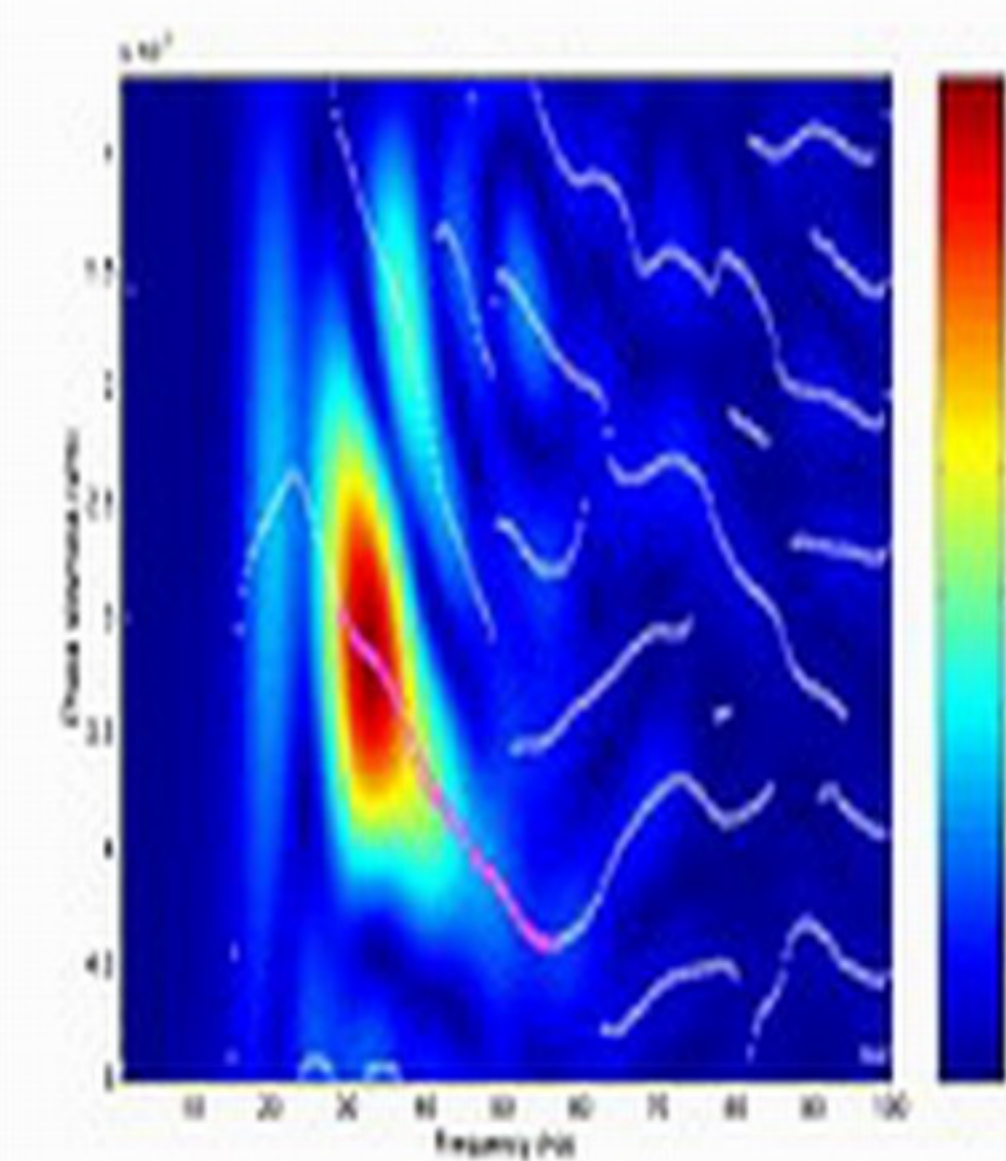
P11.jpg



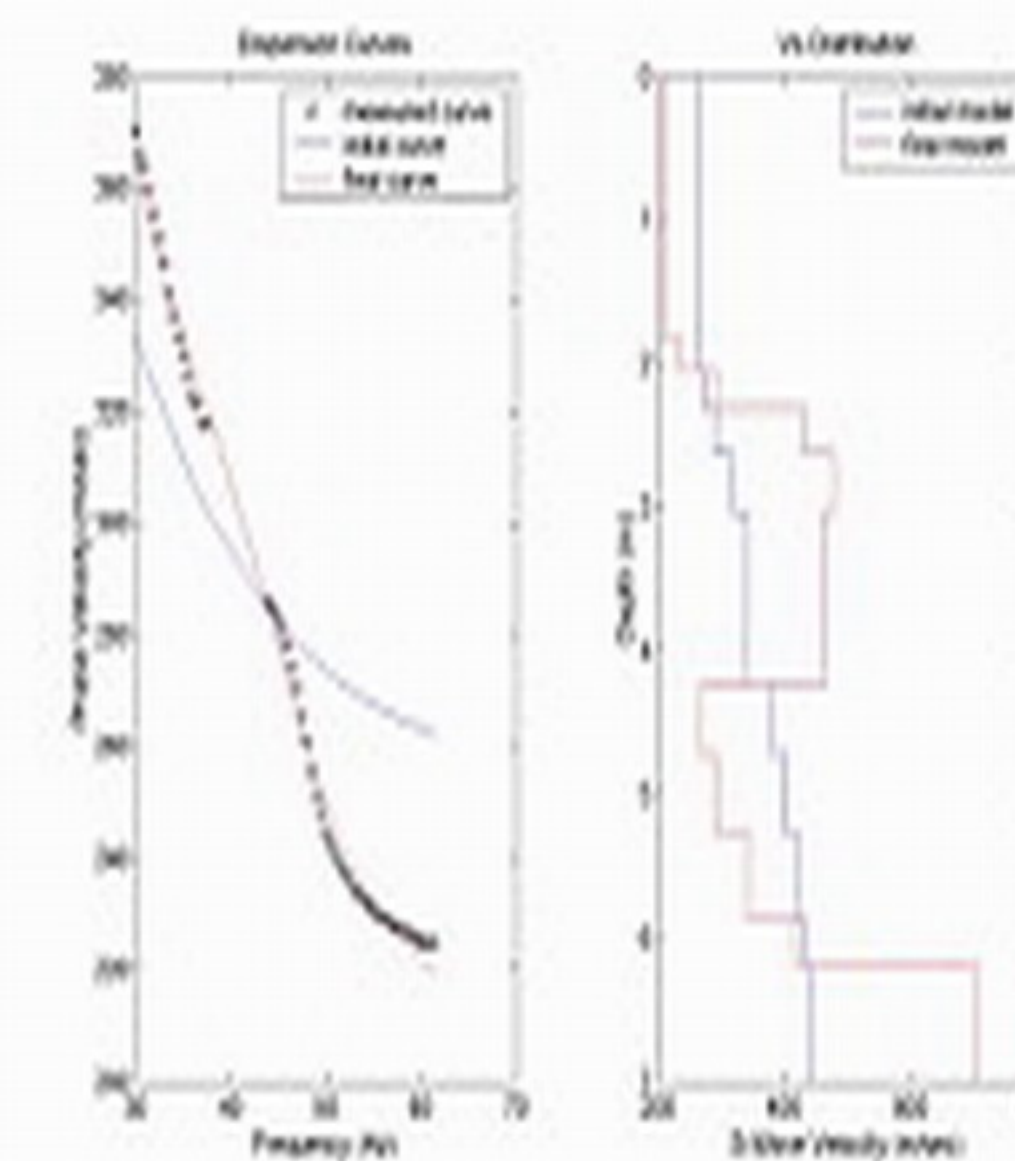
P11D.jpg



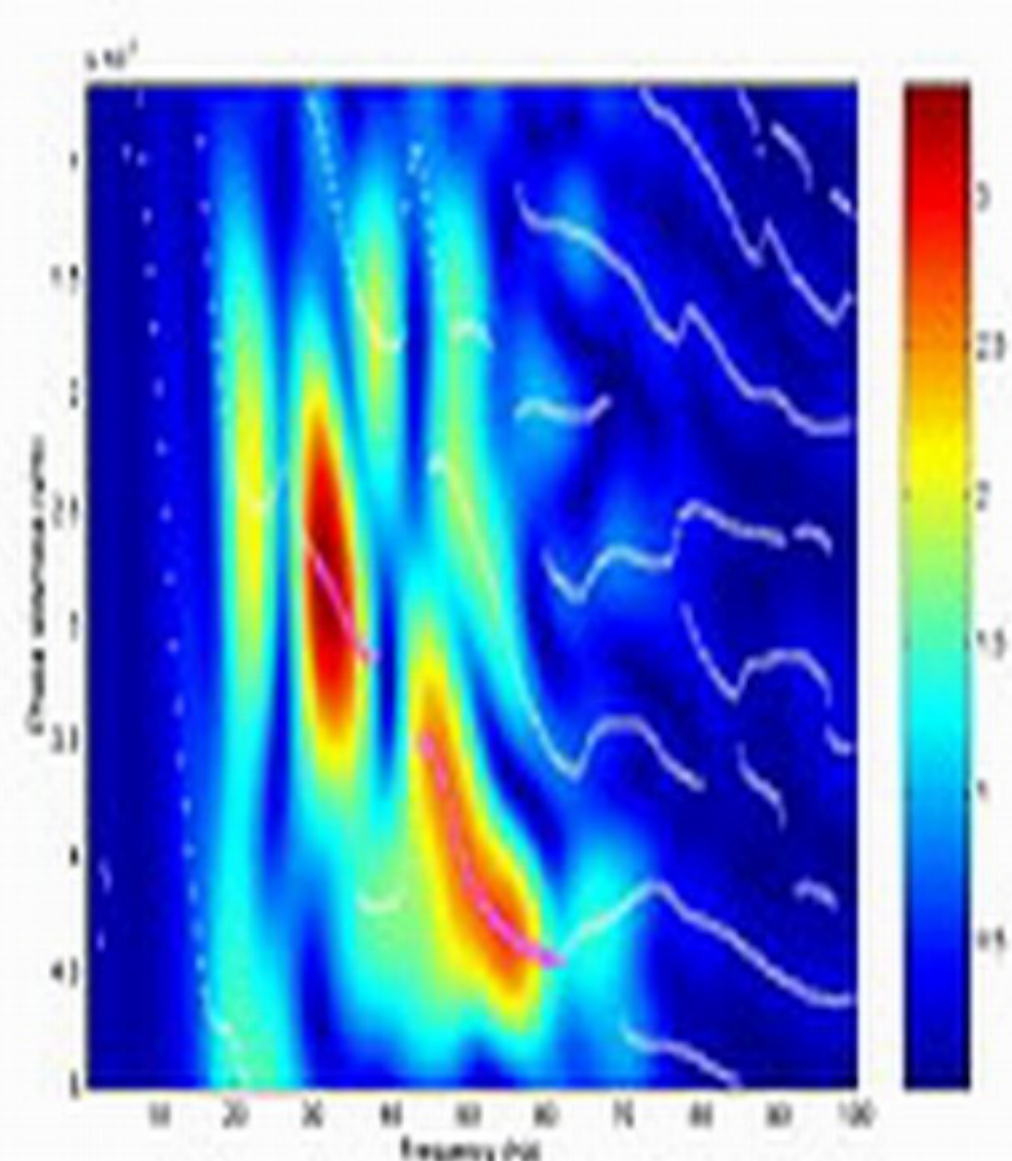
P12.jpg



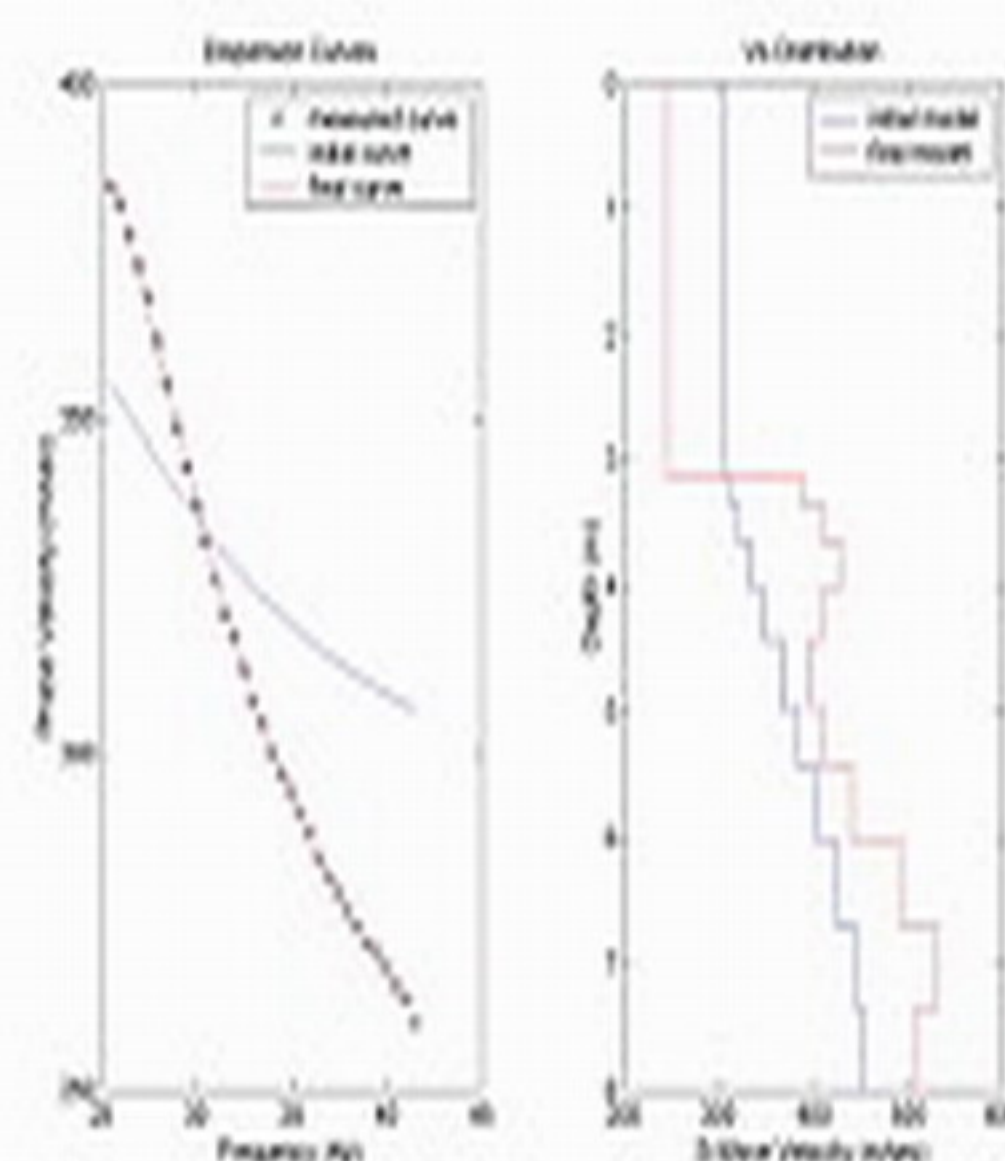
P12D.jpg



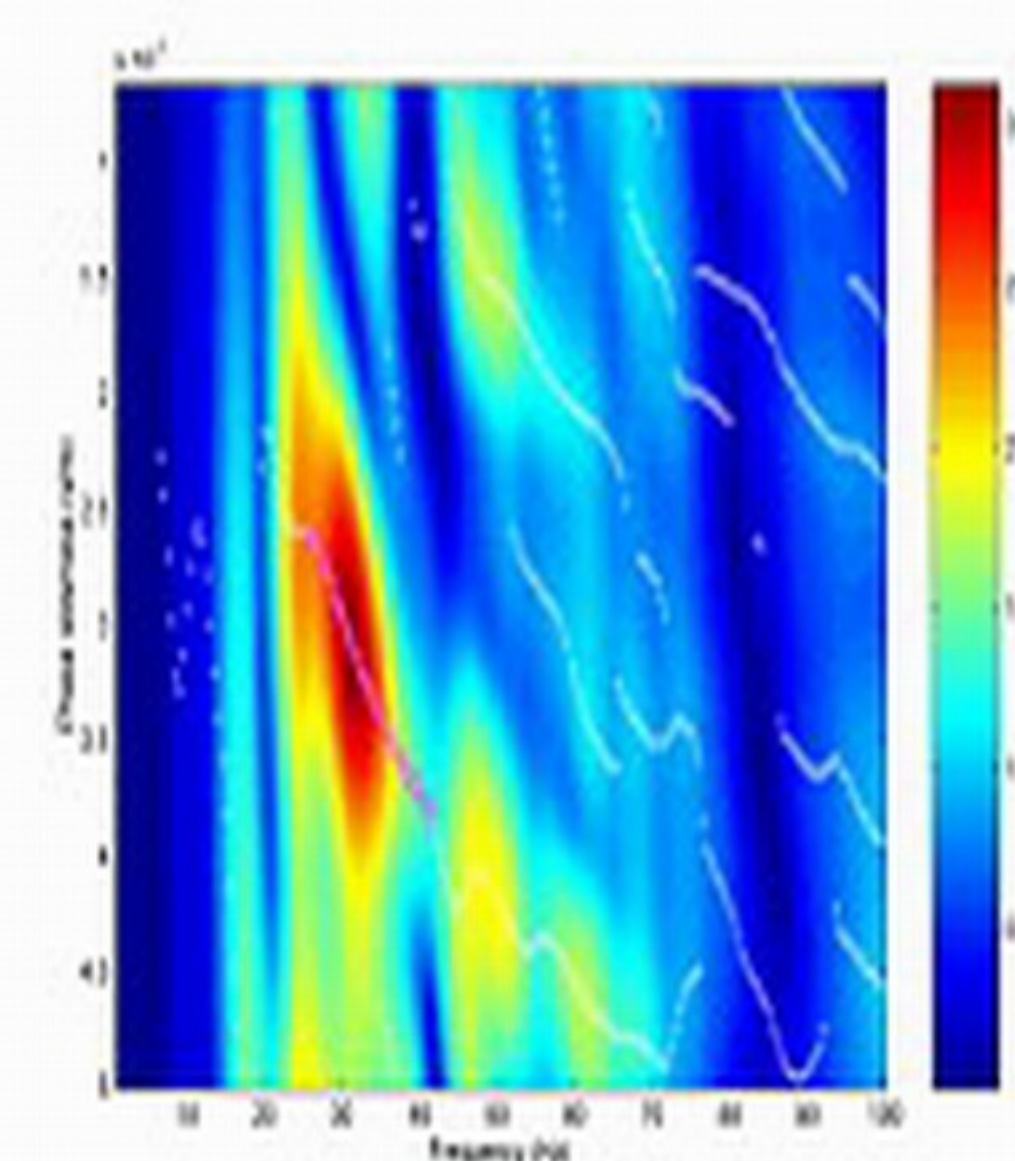
P13.jpg



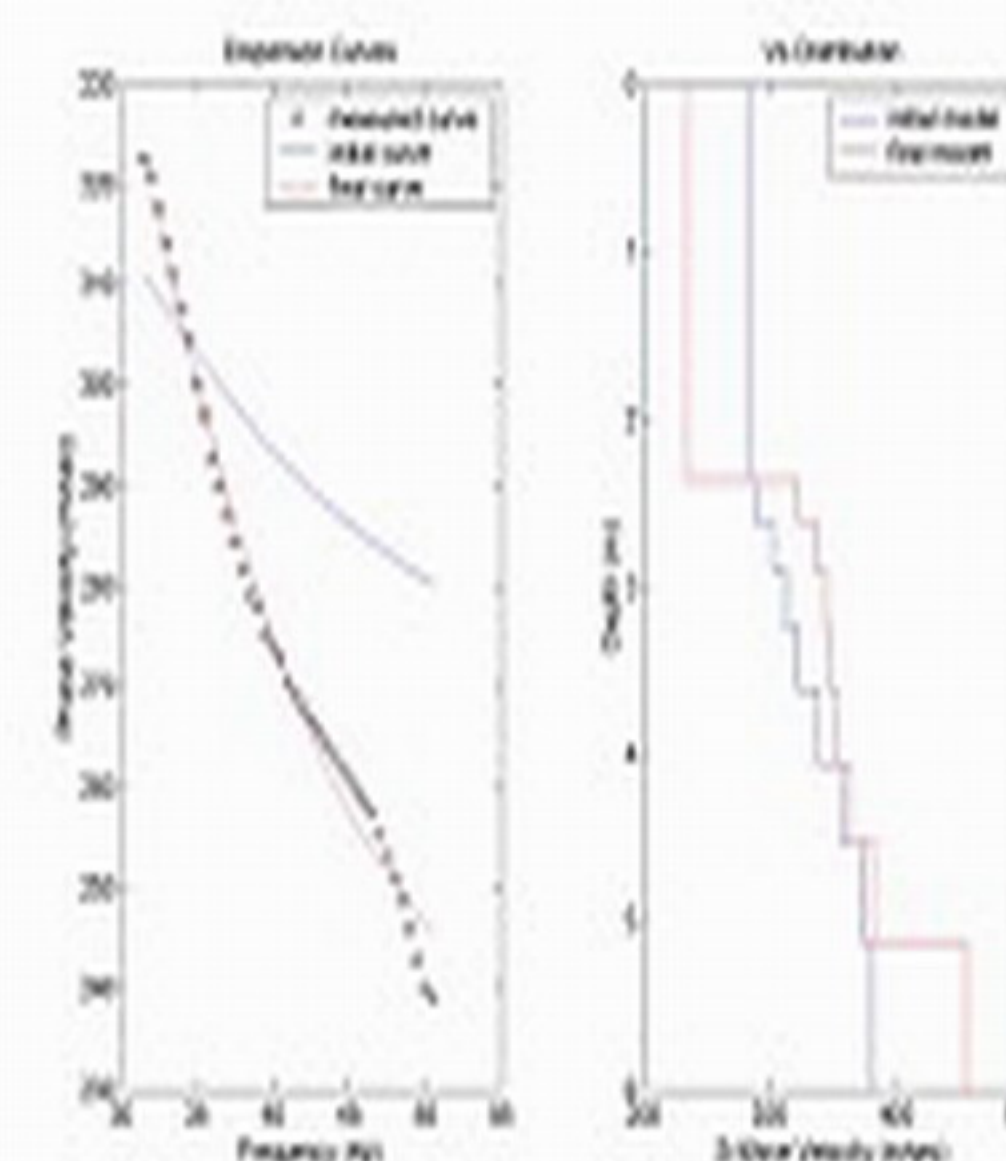
P13D.jpg



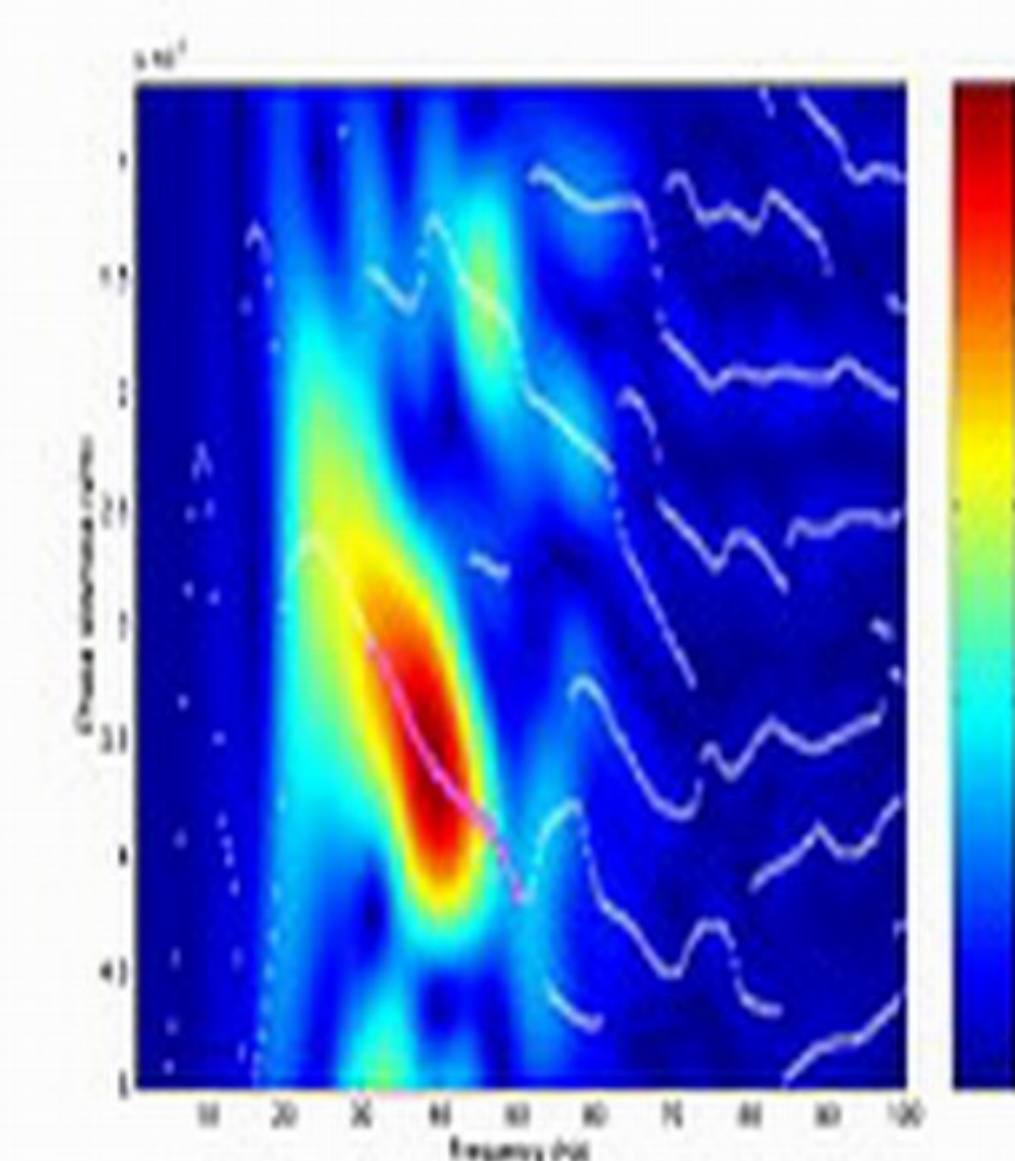
P14.jpg



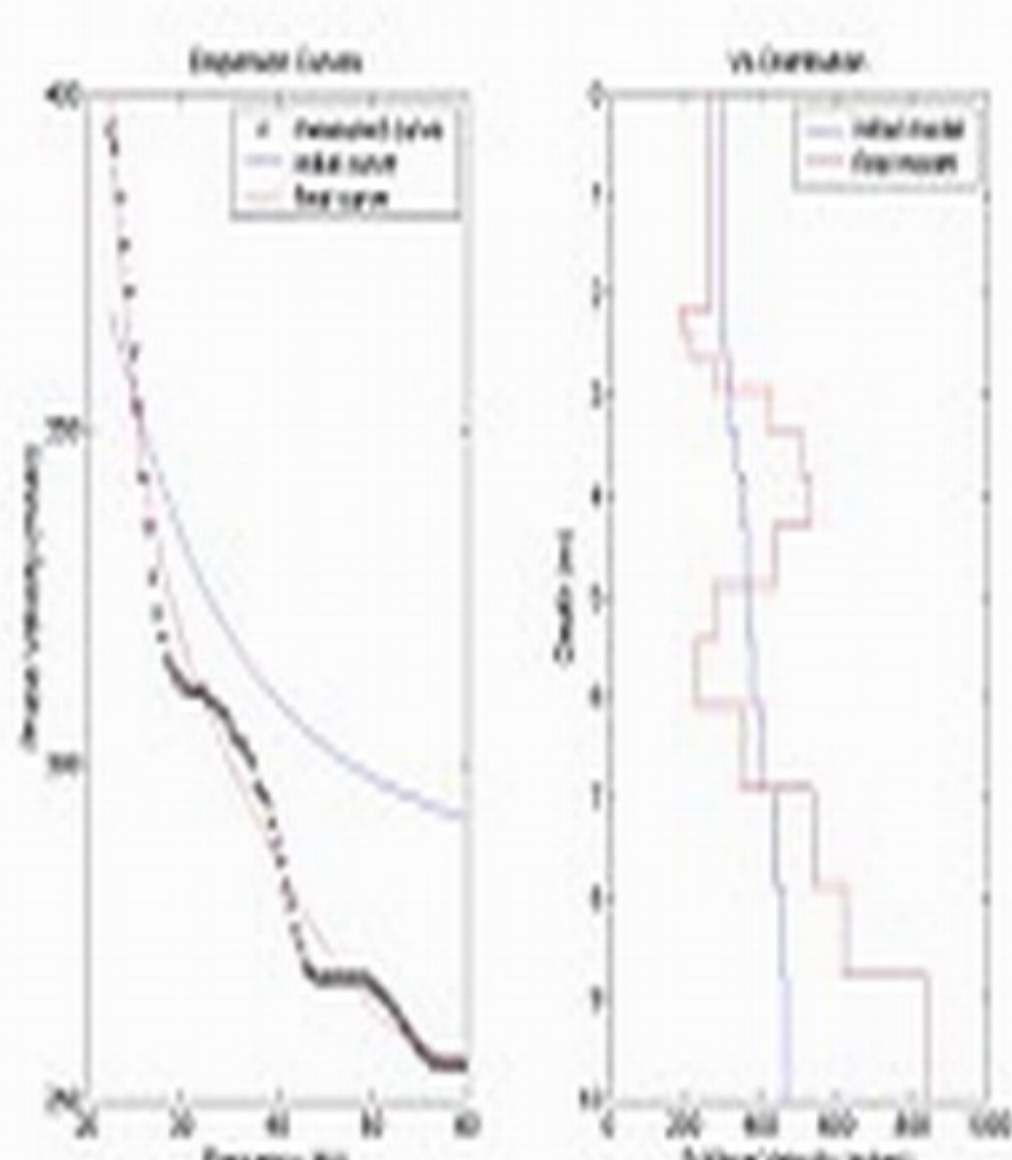
P14d.jpg



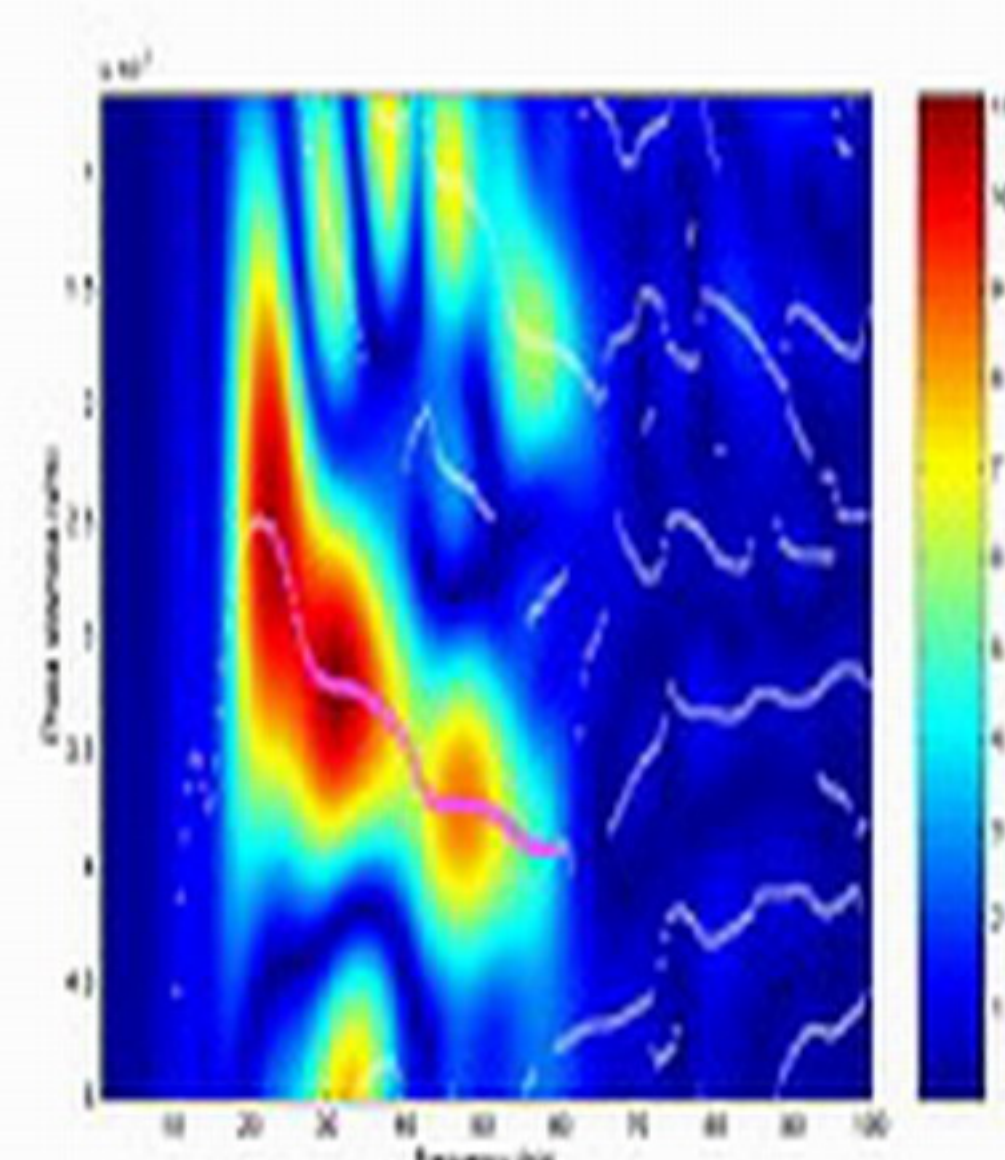
P15.jpg



P15D.jpg

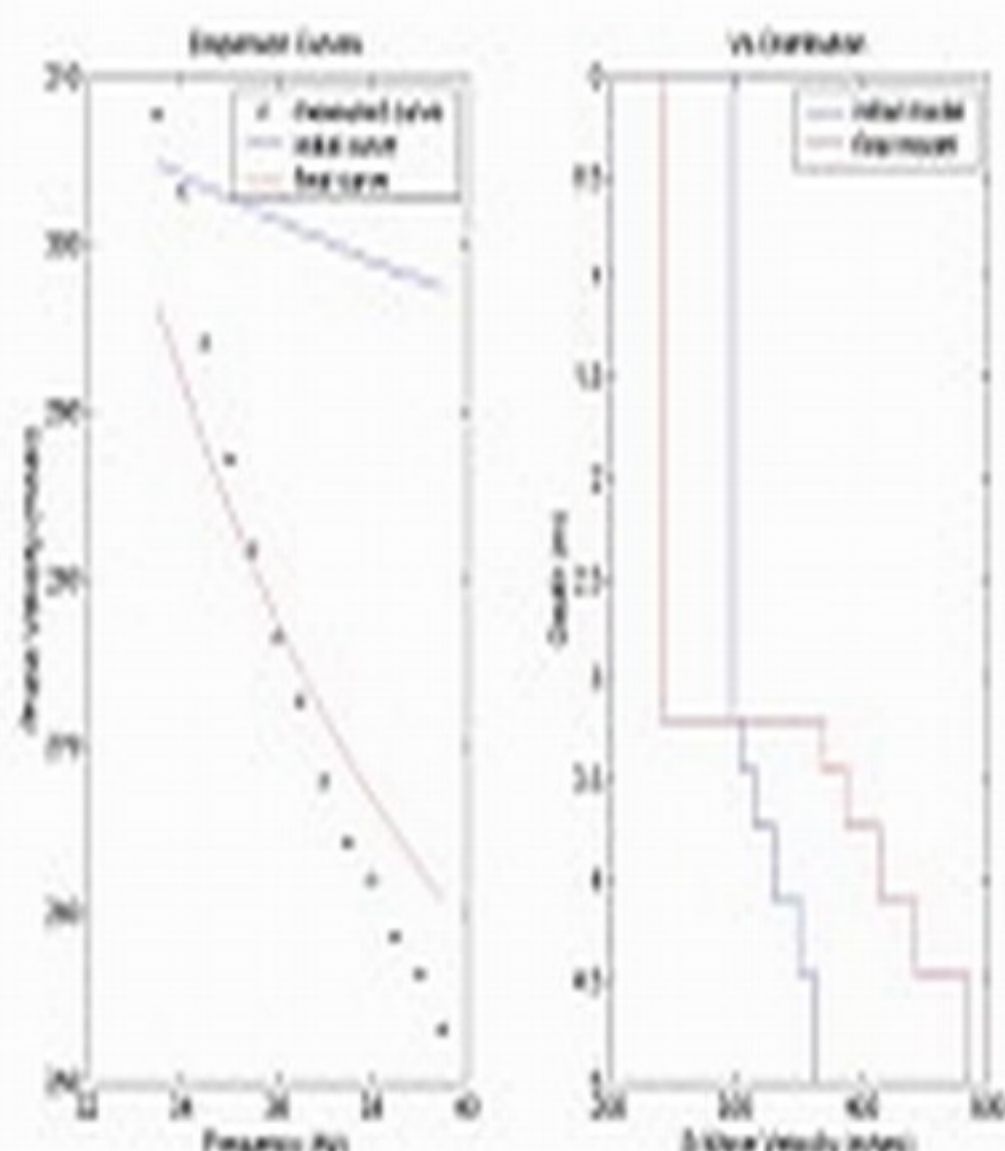


P16.jpg

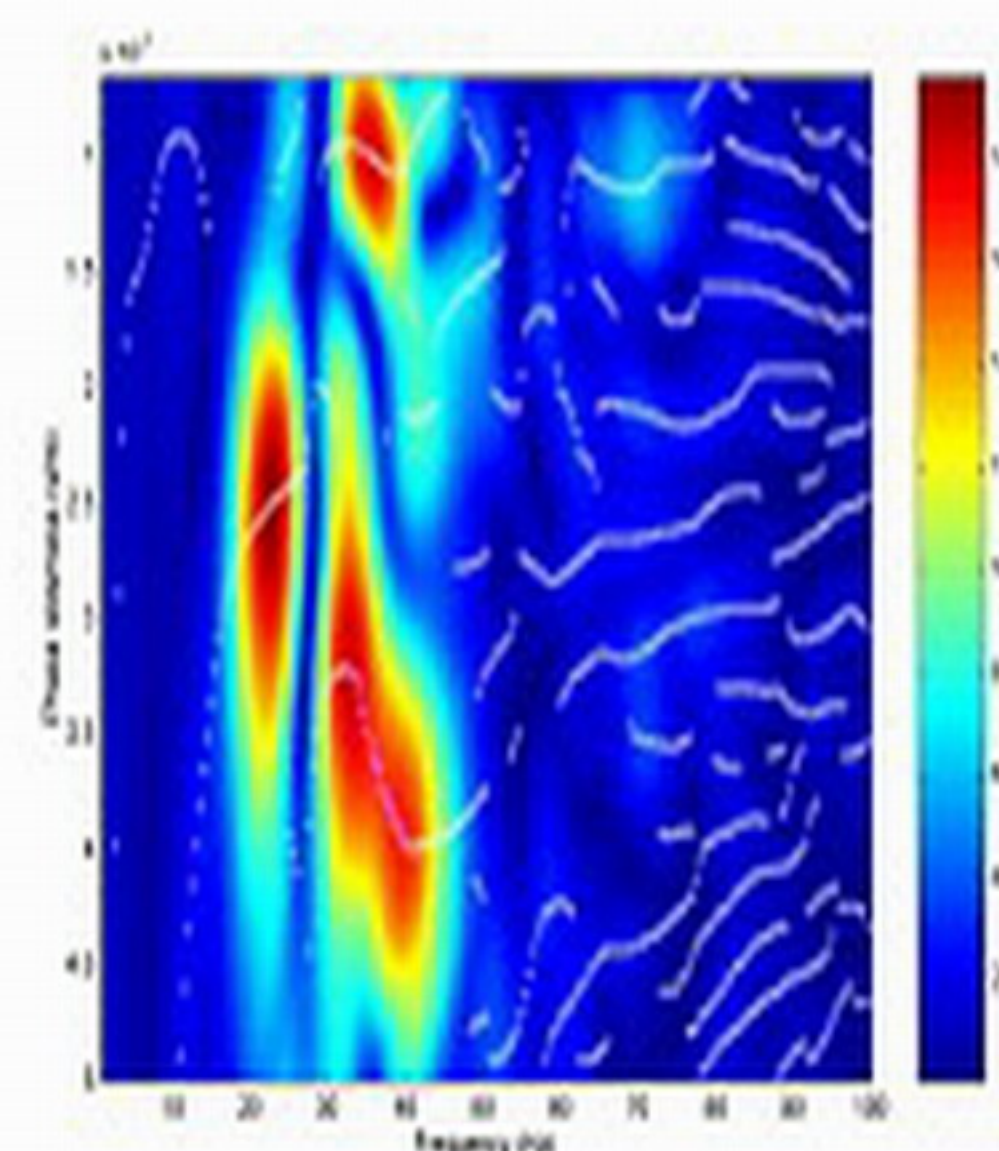


P16D.jpg

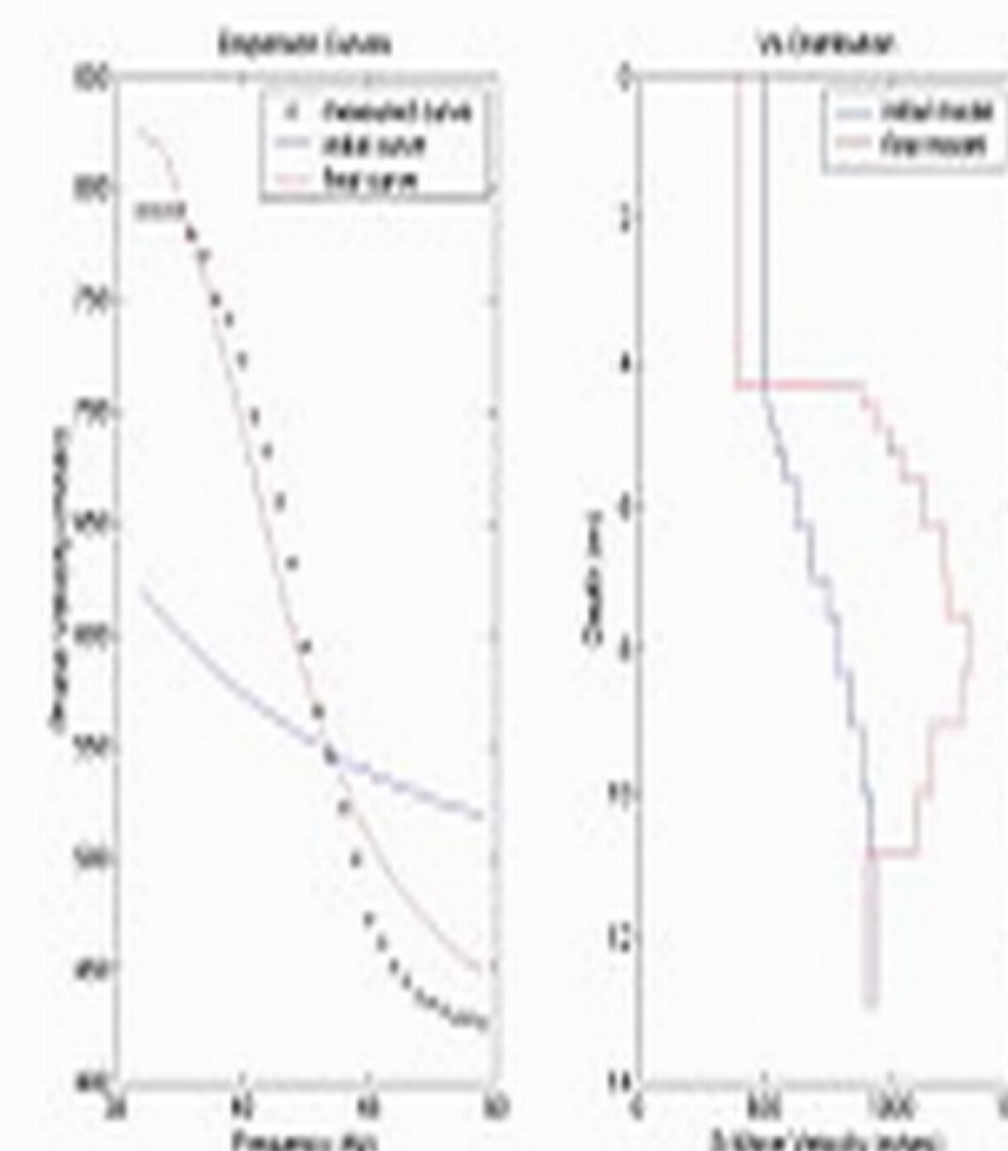




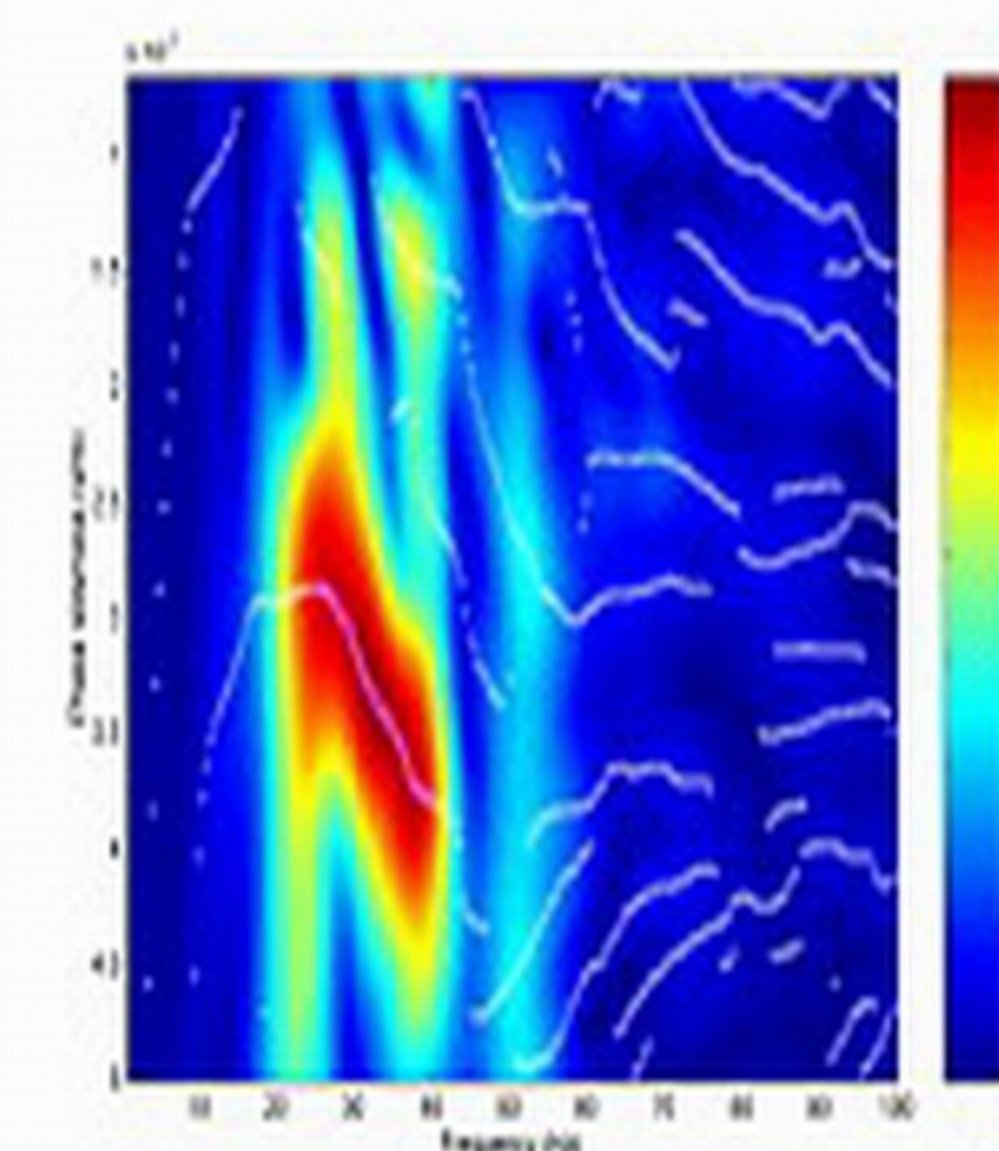
B21.jpg



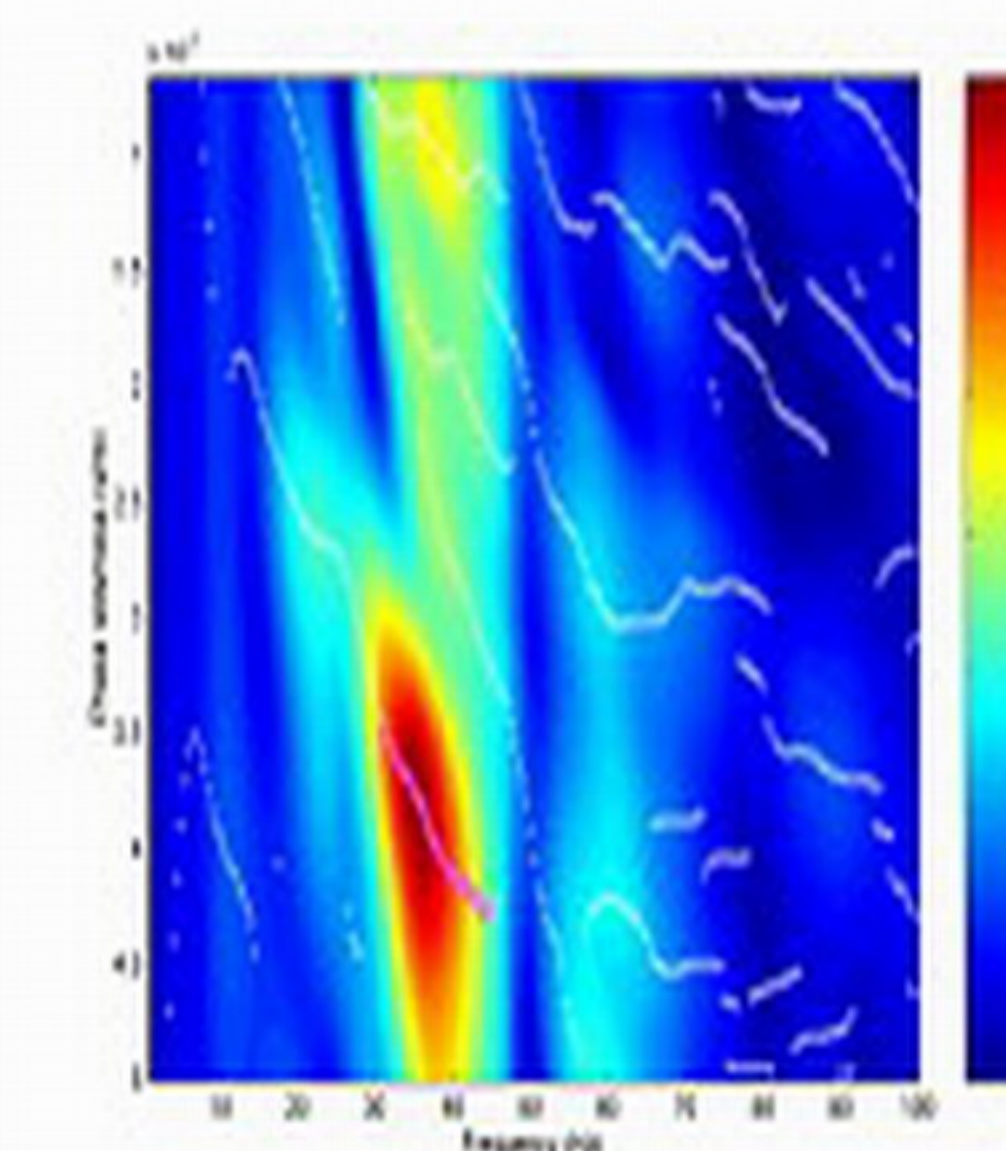
B21D.jpg



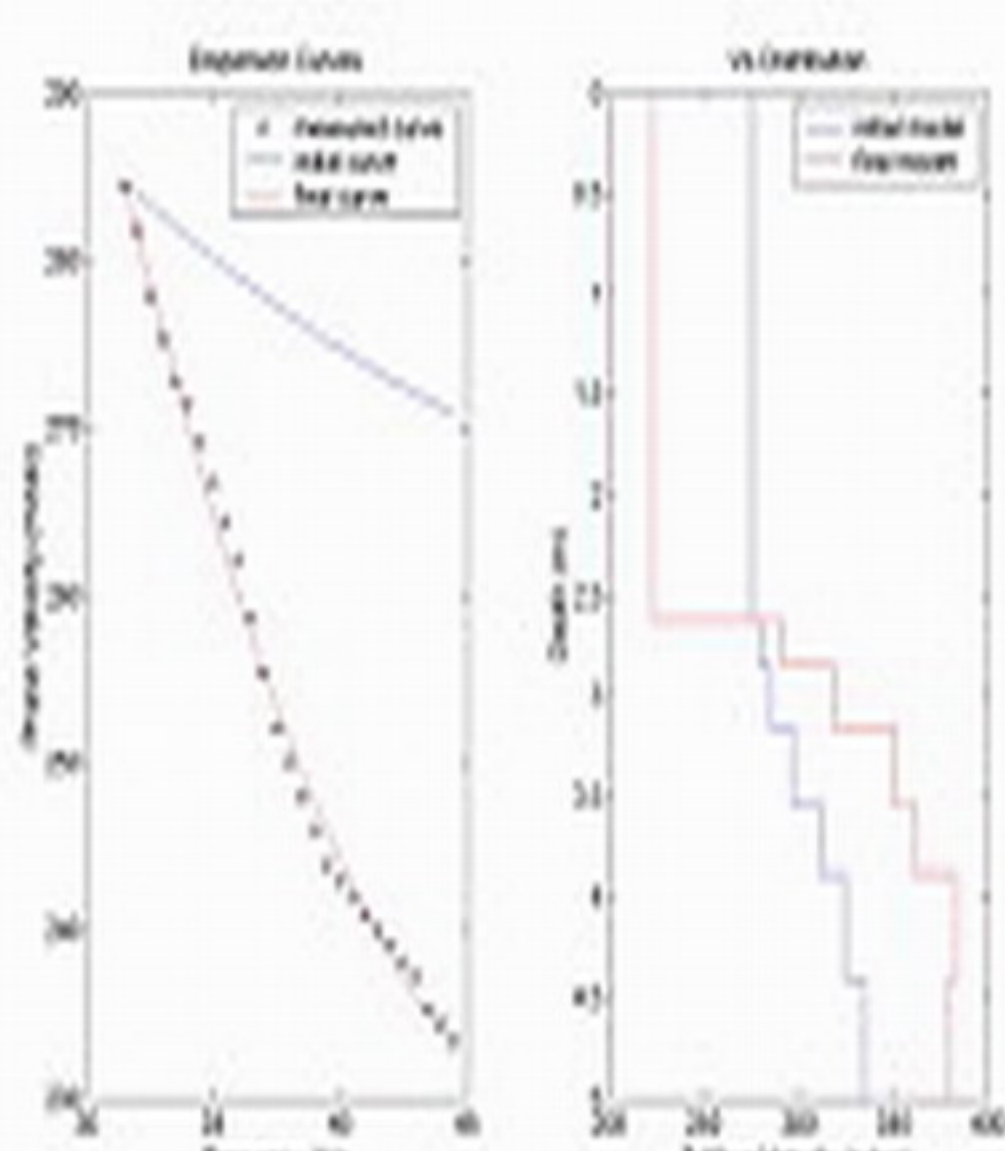
B22.jpg



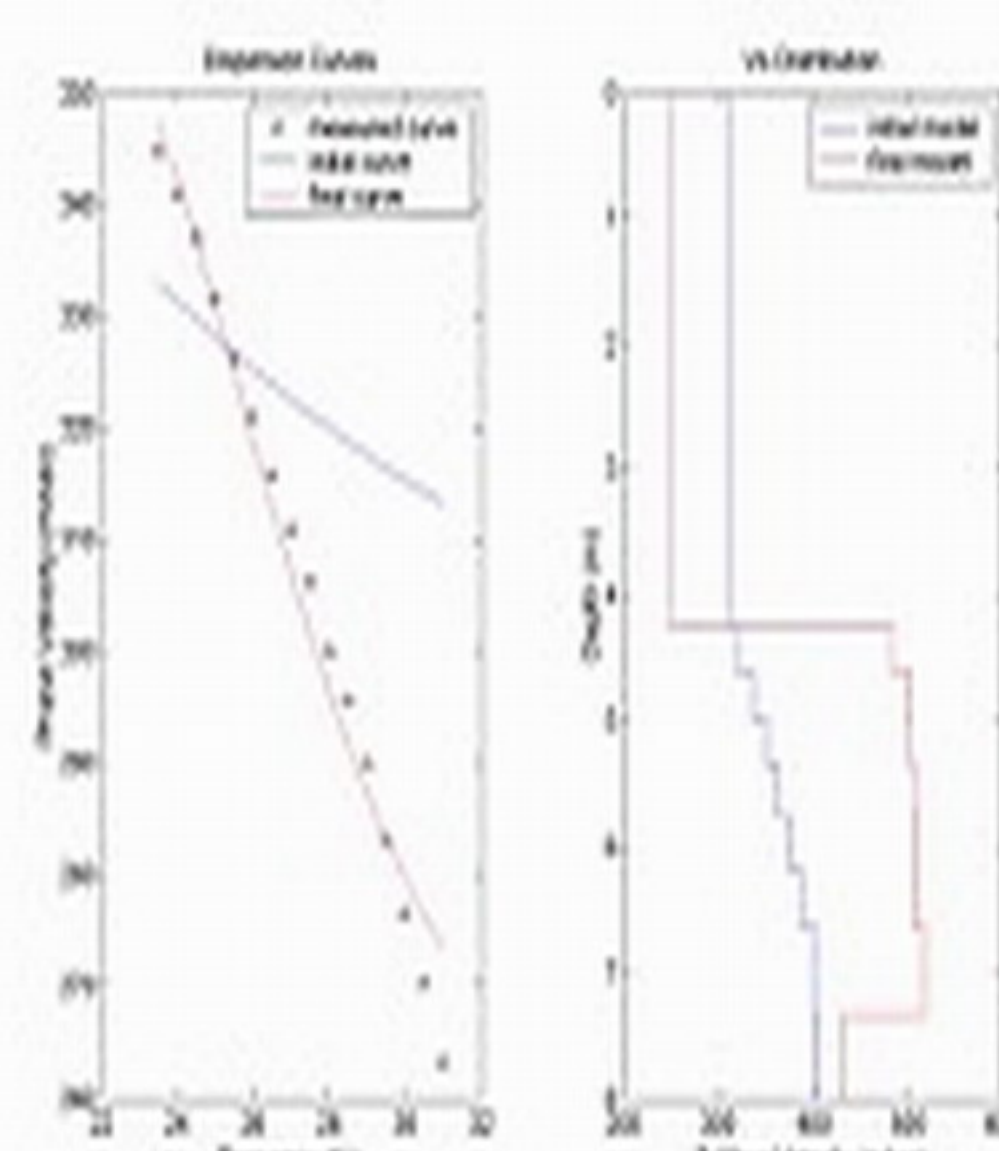
B22D.jpg



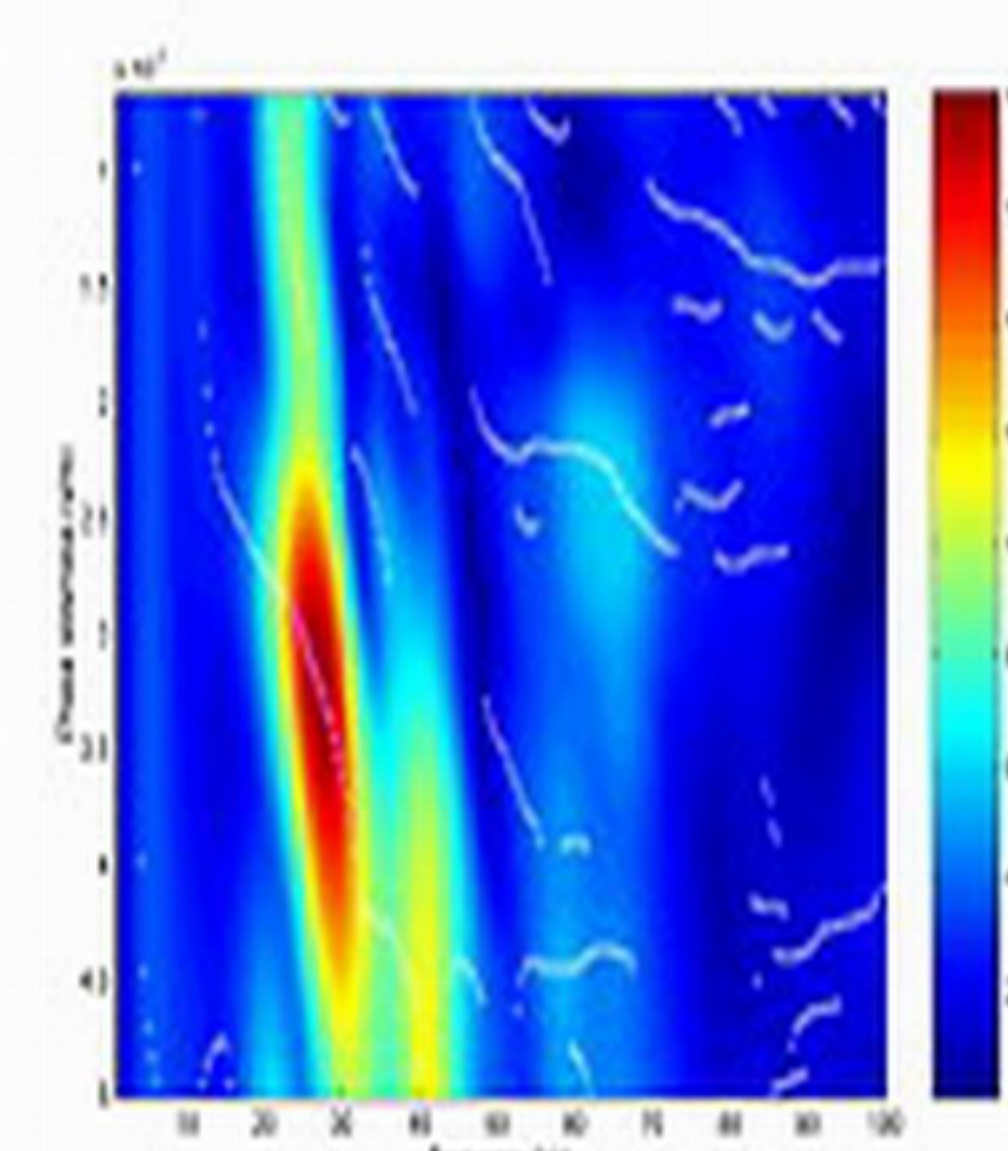
B23.jpg



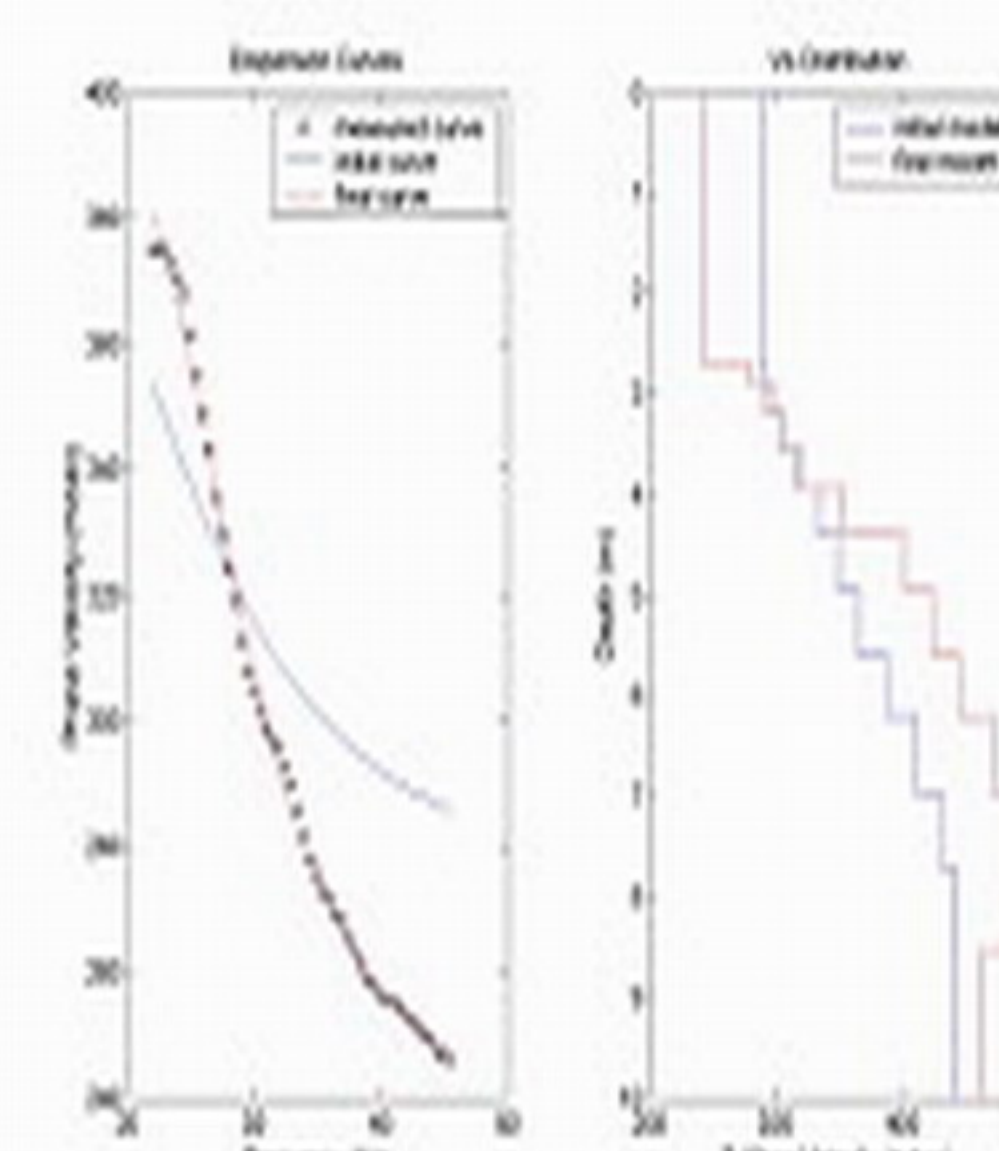
B23D.jpg



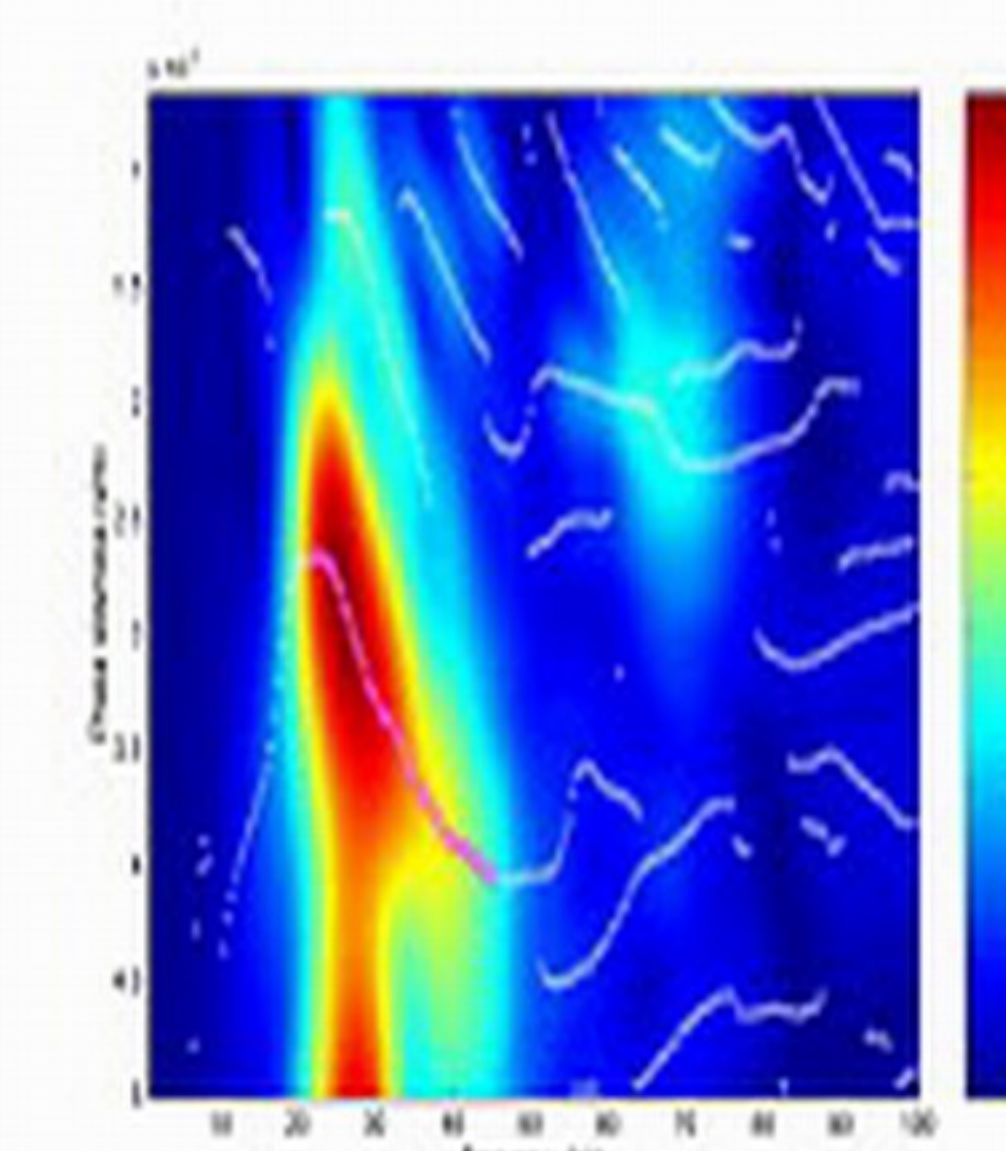
B24.jpg



B24D.jpg

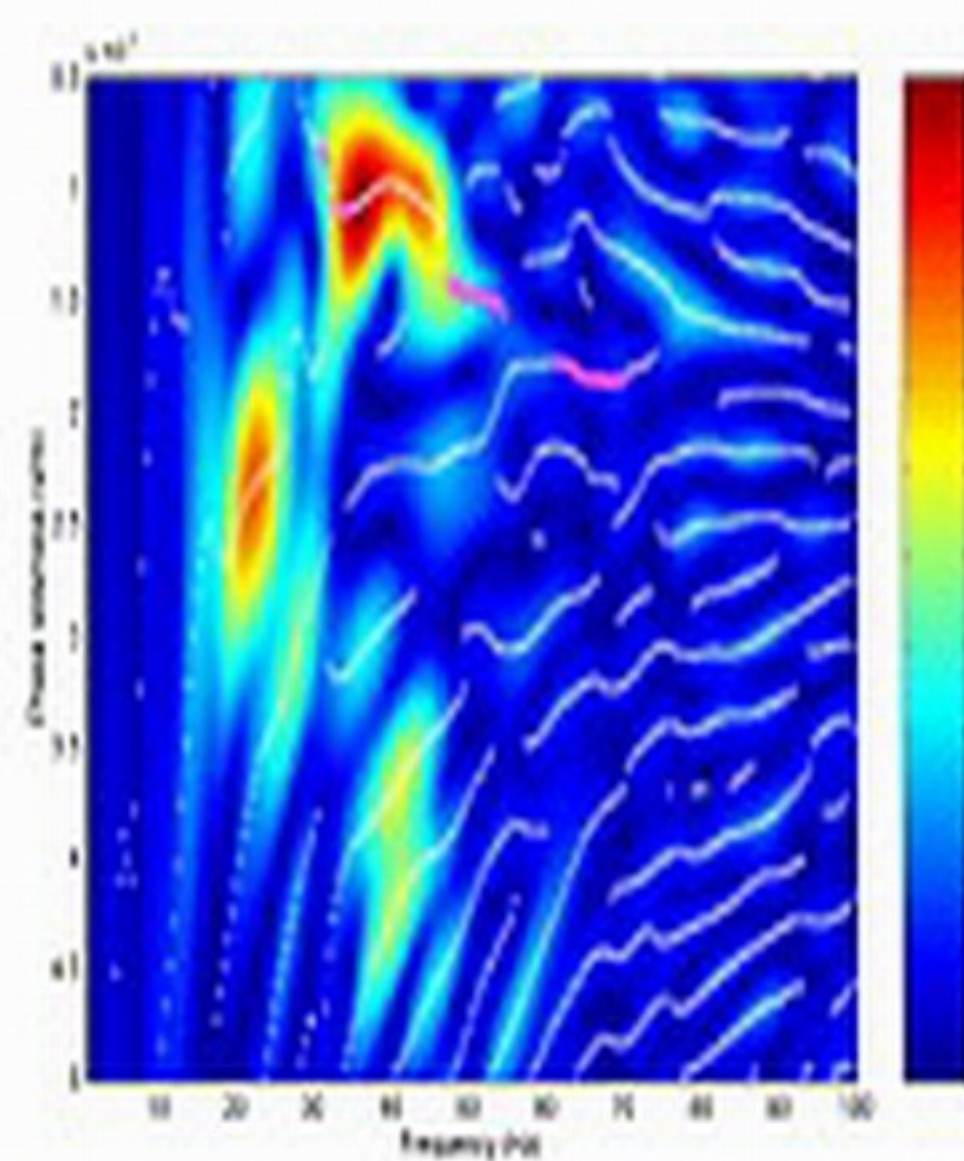


B25.jpg

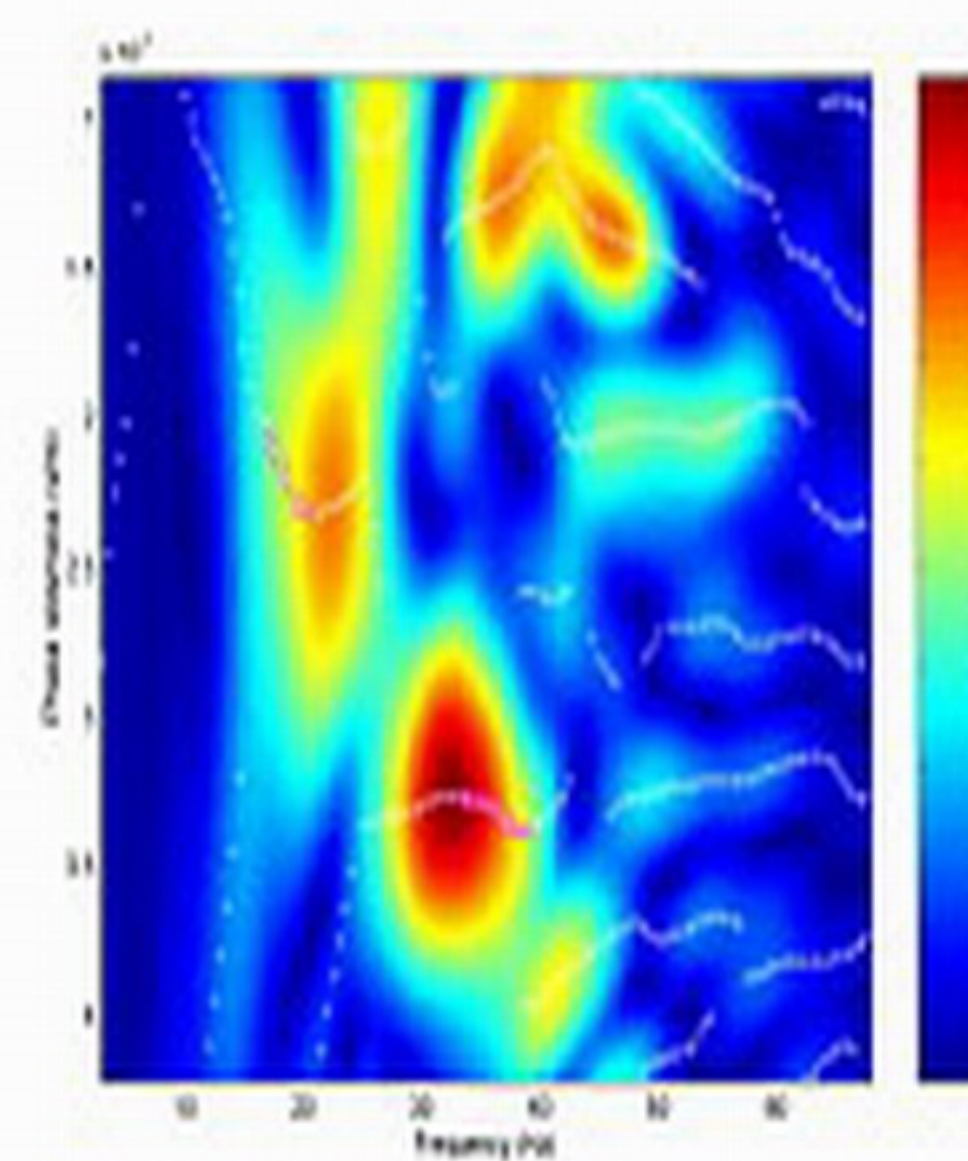


B25D.jpg

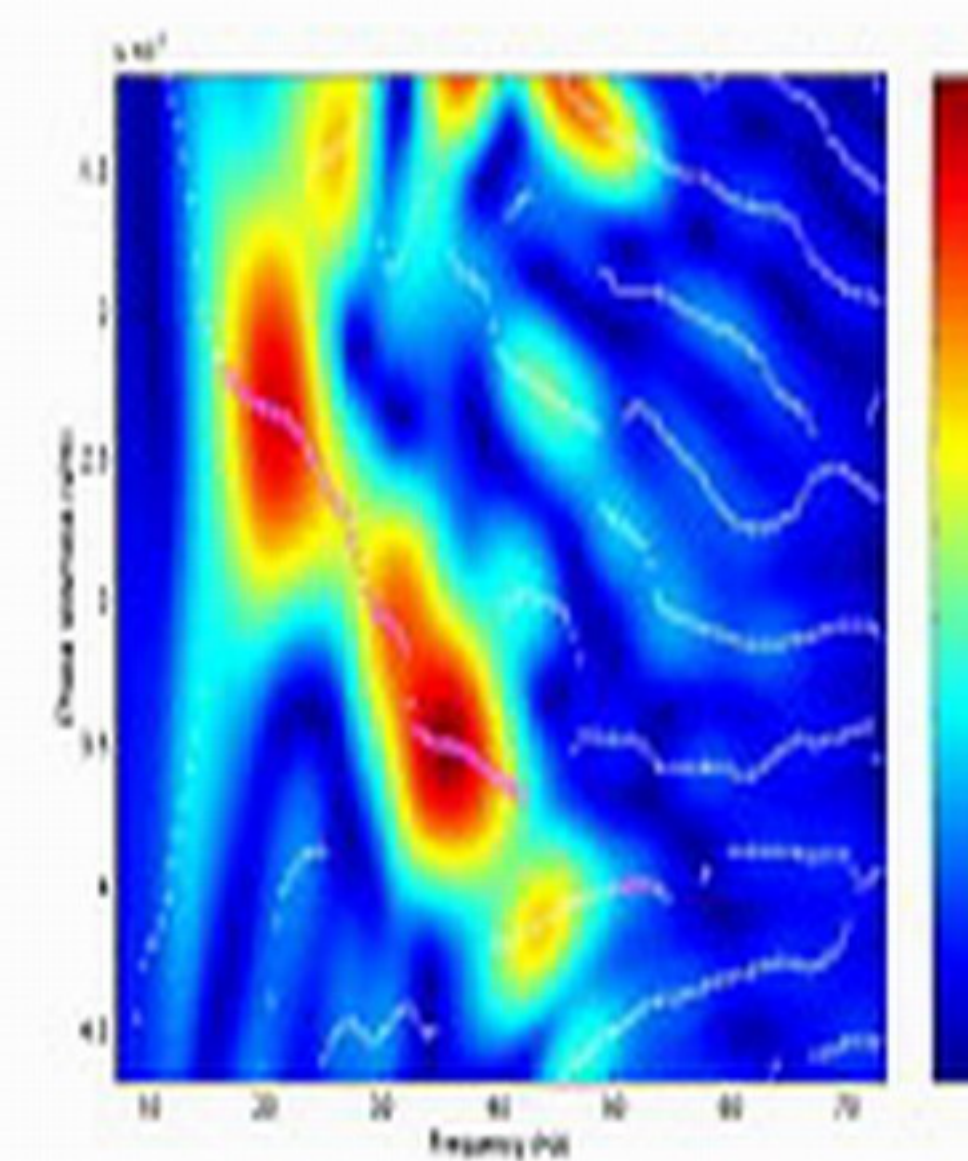




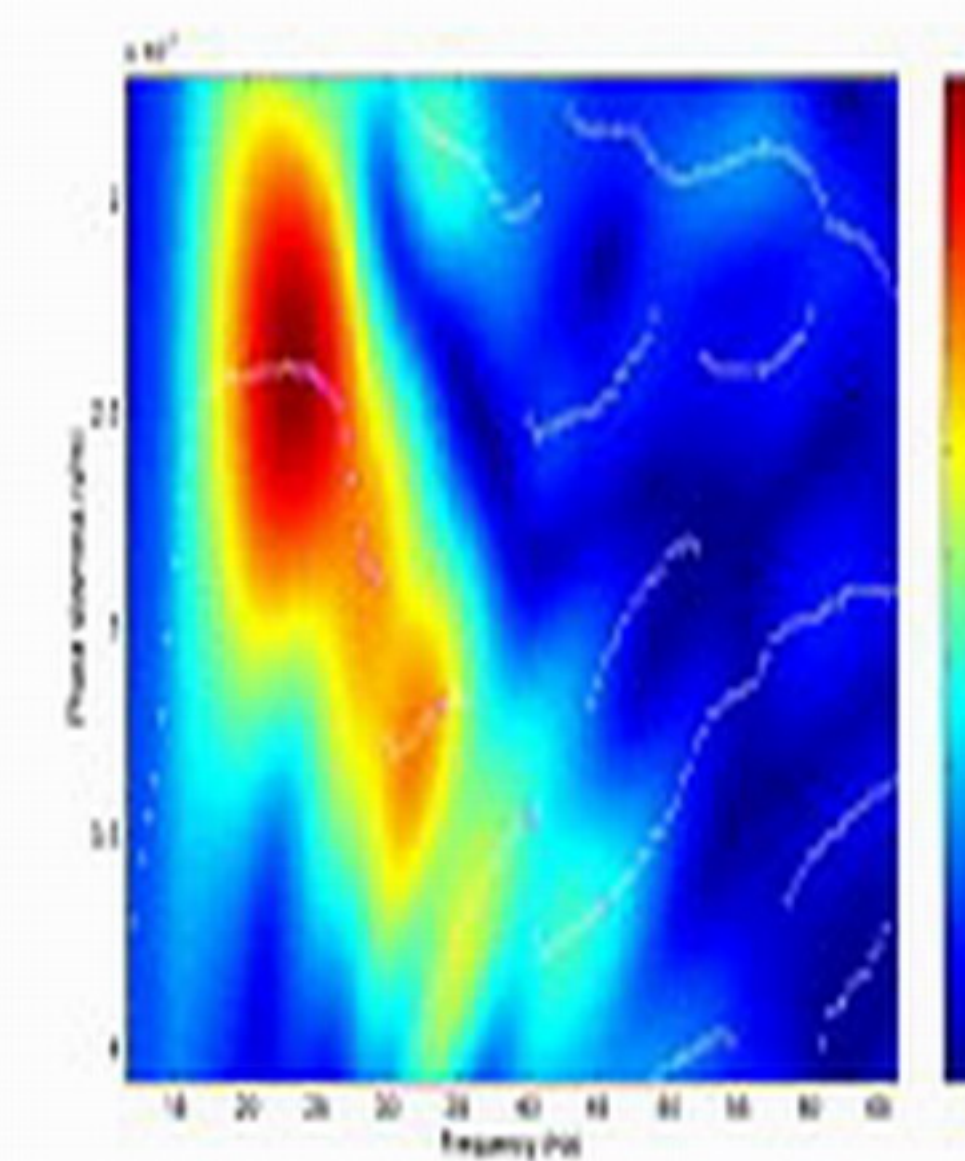
P21.jpg



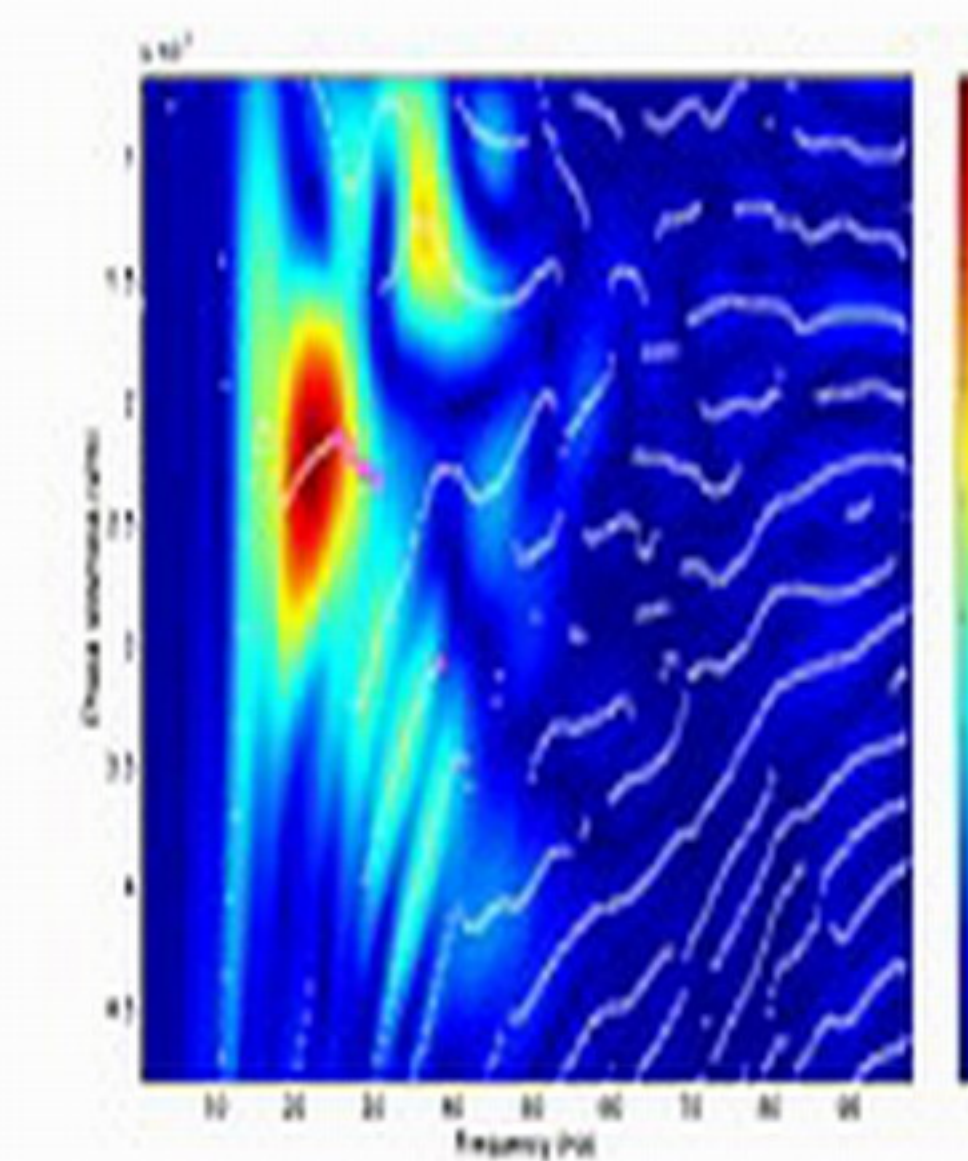
P22.jpg



P23.jpg



P25.jpg



P26.jpg



## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ**

**ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ  
ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ VSP**

**ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΘΟΔΟΥ VSP**

## ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ

```

a1=454.7018918;
d1=3.5;
d2=0.5;
a2=455;
x=1;
flag0=0
i0=0;
t=0.0097;

while flag0==0
    flag1=0;
    i0=0;
    while flag1==0;
        i0=i0+0.1;
        j=i0*pi/180;
        p=sin(j)/a1;
        X=[(p*d1*a1)/(sqrt(1-p^2*a1^2))] + [(p*d2*a2)/(sqrt(1-p^2*a2^2))];
        if abs(X-x)<0.01;
            flag1=1;
        end
        if i0>90;
            break
        end
    end
    end
    i0
    a2=a2+1
    T=[d1/(a1*sqrt(1-p^2*a1^2))] + [d2/(a2*sqrt(1-p^2*a2^2))]
    if abs(T-t)<(t/1000);
        flag0=1;
    end
end
end
a2
i0

```

# ΚΥΜΑΤΑ P

Γραμμή 11			t	Κεκλιμένη απόσταση	διαδρομή ακτίνας	Vp	mean Vp	i0
	Geo No	ms	s	m	m	m/s	m/s	rads
Στρώμα 1	1	2,3	0,0023	0	1	435	436	
	2	3,3	0,0033	0,5	1,19	362		
	3	3,7	0,0037	1,15	1,65	446		
	4	4,8	0,0048	1,55	1,99	414		
	5	5,1	0,0051	2,15	2,52	495		
	6	6,7	0,0067	2,9	3,23	482		
	7	9,1	0,0091	3,5	3,80	418		
Στρώμα 2	8	9,7	0,0097	4	4,35	549	725	22,156
	9	10,2	0,0102	4,75	5,13	808		16,62
	10	10,5	0,0105	5,1	5,48	849		15,1
	11	11,7	0,0117	5,65	6,01	705		15,37
	12	12,2	0,0122	6,05	6,41	715		14,489
Line 14			t	Κεκλιμένη απόσταση	διαδρομή ακτίνας	Vp	mean Vp	i0
	Geo No	ms	s	m	m	m/s	m/s	rads
LAYER 1	1	6,8	0,0068	0	3	441,1764706	364,6754548	
	2	7,4	0,0074	0,5	3,125809195	422,4066479		
	3	9,2	0,0092	1,15	3,394123035	368,9264169		
	4	10,5	0,0105	1,55	3,607854997	343,6052378		
	5	12,4	0,0124	2,15	3,982642015	321,1808077		
	6	14,2	0,0142	2,9	4,51995156	318,3064479		
	7	14,8	0,0148	3,5	4,989467091	337,1261548		
LAYER 2	8	15,6	0,0156	4	6,5	590	541,8	36,98
	9	16,5	0,0165	4,75	6,9504	560		35,192
	10	17,4	0,0174	5,1	7,1616	512		36,071
	11	18	0,018	5,65	7,6328	527		32,923
	12	18,7	0,0187	6,05	7,9659	520		31,761

Line 16			t	Κεκλιμένη απόσταση	διαδρομή ακτίνας	Vp	mean Vp	i0
	Geo No	ms	s	m	m	m/s	m/s	rads
LAYER 1	1	14,4	0,0144	0	5	347,2222222	316,9403661	
	2	15,6	0,0156	0,5	5,024937811	322,1113981		
	3	16,3	0,0163	1,15	5,13054578	314,7574098		
	4	17	0,017	1,55	5,234739726	307,9258662		
	5	18,8	0,0188	2,15	5,442655602	289,5029575		
	6	18,4	0,0184	2,9	5,780138407	314,1379569		
	7	18,9	0,0189	3,5	6,103277808	322,9247517		
LAYER 2	8	19,1	0,0191	4		0	0	
	9	19,4	0,0194	4,75		0		
	10	20,2	0,0202	5,1		0		
	11	21,2	0,0212	5,65		0		
	12	21,6	0,0216	6,05		0		

# ΚΥΜΑΤΑ S

Γραμμή 21		t	t	Κεκλιμένη απόσταση	Διαδρομή ακτίνας	Vs	mean Vs	i0
	Geo No	ms	sec	m	m	m/s	m/s	rads
Στρώμα 1	1	3,7	0,0037	0	1	270	220	
	2	7	0,007	0,5	1,19	170		
	3	9,1	0,0091	1,15	1,65	181		
	4	10,4	0,0104	1,55	1,99	191		
	5	11,2	0,0112	2,15	2,52	225		
	6	13	0,013	2,9	3,23	248		
	7	15,2	0,0152	3,5	3,80	250		
Στρώμα 2	8	16,1	0,0161	4	4,35	340	393	22,0229
	9	16,3	0,0163	4,75	5,17	622		14,4706
	10	18,6	0,0186	5,1	5,45	389		17,3696
	11	21,6	0,0216	5,65	5,99	307		18,0813
	12	22,9	0,0229	6,05	6,39	307		17,4074

Line 24		t	t	Κεκλιμένη απόσταση	Διαδρομή ακτίνας	Vs	mean Vs	i0
	Geo No	ms	sec	m	m	m/s	m/s	rads
LAYER 1	1	17,2	0,0172	0	3	174,4186047	176,5432867	
	2	18,7	0,0187	0,5	3,125809195	167,1555719		
	3	20	0,02	1,15	3,394123035	169,7061518		
	4	20,8	0,0208	1,55	3,607854997	173,4545671		
	5	23,1	0,0231	2,15	3,982642015	172,4087453		
	6	24,7	0,0247	2,9	4,51995156	182,9939903		
	7	25,5	0,0255	3,5	4,989467091	195,6653761		
LAYER 2	8	27,5	0,0275	4	7,2279	539	385,8	18,9555
	9	28,6	0,0286	4,75	7,5101	501		19,476
	10	32,3	0,0323	5,1	7,4213	348		26,8969
	11	36,5	0,0365	5,65	7,6605	269		31,6166
	12	37,5	0,0375	6,05	8,0025	272		29,9203

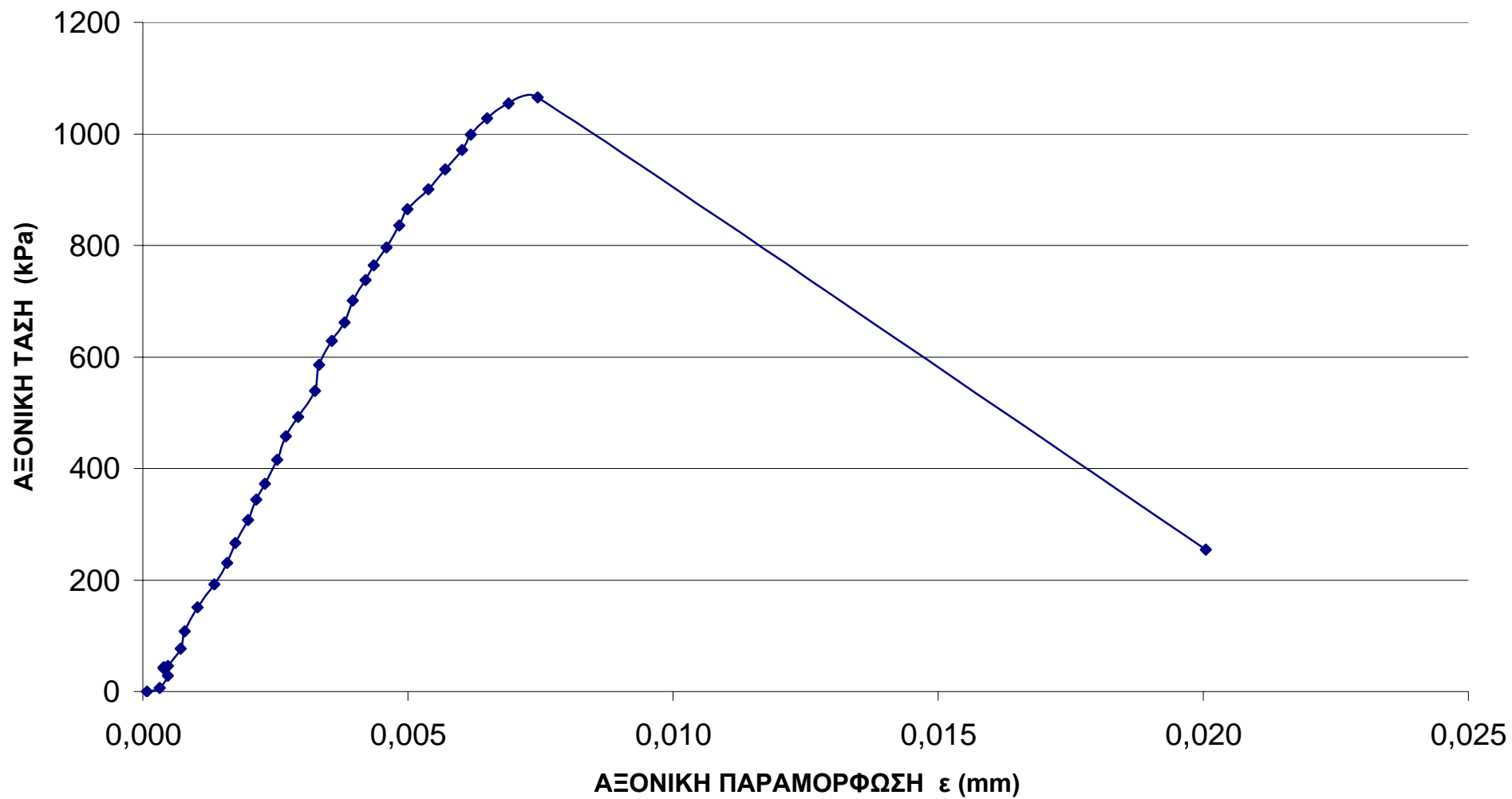
Line 26		t	t	Κεκλιμένη απόσταση	Διαδρομή ακτίνας	Vs	mean Vs	i0
	Geo No	ms	sec	m	m	m/s	m/s	rads
LAYER 1	1	18,3	0,0183	0	5	273,2240437	228,7772146	
	2	19,9	0,0199	0,5	5,024937811	252,5094377		
	3	21,6	0,0216	1,15	5,13054578	237,5252676		
	4	22,5	0,0225	1,55	5,234739726	232,6550989		
	5	25,2	0,0252	2,15	5,442655602	215,9783969		
	6	30,1	0,0301	2,9	5,780138407	192,0311763		
	7	30,9	0,0309	3,5	6,103277808	197,5170812		
LAYER 2	8	31,6	0,0316	4	8,2074	325		44,2705
	9	36,8	0,0368	4,75		0		
	10	39,1	0,0391	5,1		0		
	11	41,3	0,0413	5,65		0		
	12	43,2	0,0432	6,05		0		



**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε**  
**ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΟΝΟΑΞΟΝΙΚΗΣ ΘΛΙΨΗΣ**

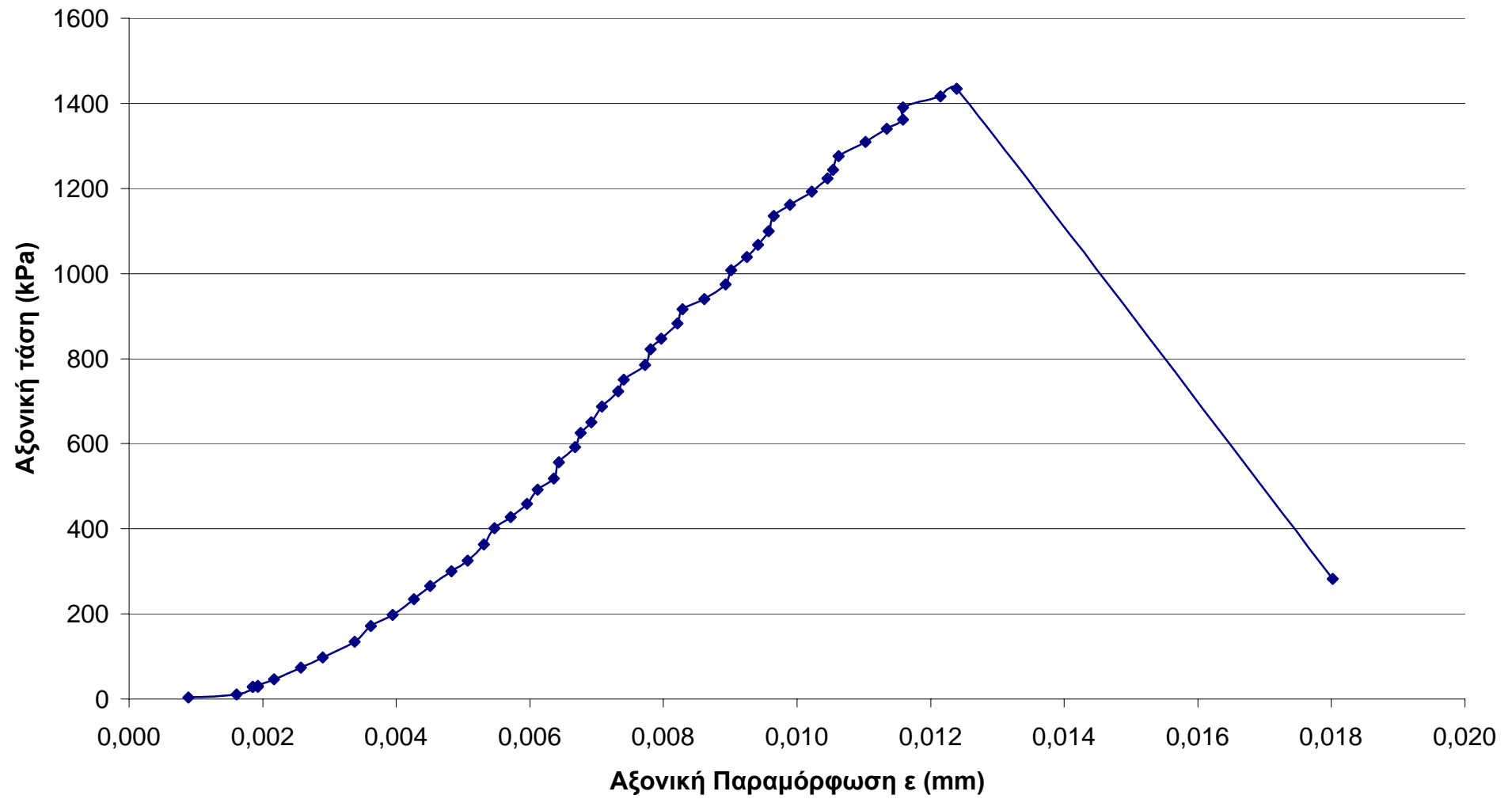
K1	ΦΟΡΤΙΟ Ρ		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια Α` (m²	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (N/m²) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (kPa)
TIME (sec	Ένδειξη μηχανοσιόμετρου	Φορτίο σε Nt	Ένδειξη μηχανοσιόμετρου	ε=Δl/lο	1-ε			
0	0	0	0,01	0,0000792	0,9999	0,002070164	0	0
4	0,014	14,105	0,04	0,0003170	0,9997	0,002070656	6811,849912	6,811849912
8	0,058	58,435	0,06	0,0004754	0,9995	0,002070985	28216,0473	28,2160473
12	0,084	84,63	0,05	0,0003962	0,9996	0,00207082	40867,85985	40,86785985
16	0,088	88,66	0,05	0,0003962	0,9996	0,00207082	42813,94841	42,81394841
20	0,088	88,66	0,05	0,0003962	0,9996	0,00207082	42813,94841	42,81394841
24	0,088	88,66	0,05	0,0003962	0,9996	0,00207082	42813,94841	42,81394841
28	0,088	88,66	0,05	0,0003962	0,9996	0,00207082	42813,94841	42,81394841
32	0,094	94,705	0,06	0,0004754	0,9995	0,002070985	45729,45597	45,72945597
36	0,158	159,185	0,09	0,0007132	0,9993	0,002071477	76846,12397	76,84612397
40	0,222	223,665	0,1	0,0007924	0,9992	0,002071642	107965,106	107,965106
44	0,31	312,325	0,13	0,0010301	0,9990	0,002072135	150726,2177	150,7262177
48	0,396	398,97	0,17	0,0013471	0,9987	0,002072792	192479,4977	192,4794977
52	0,474	477,555	0,2	0,0015848	0,9984	0,002073286	230337,2838	230,3372838
56	0,548	552,11	0,22	0,0017433	0,9983	0,002073615	266254,8436	266,2548436
60	0,634	638,755	0,25	0,0019810	0,9980	0,002074109	307966,0084	307,9660084
64	0,708	713,31	0,27	0,0021395	0,9979	0,002074438	343856,957	343,856957
68	0,768	773,76	0,29	0,0022979	0,9977	0,002074768	372938,1382	372,9381382
72	0,856	862,42	0,32	0,0025357	0,9975	0,002075262	415571,5933	415,5715933
76	0,942	949,065	0,34	0,0026941	0,9973	0,002075592	457250,2848	457,2502848
80	1,014	1021,605	0,37	0,0029319	0,9971	0,002076087	492082,0305	492,0820305
84	1,112	1120,34	0,41	0,0032488	0,9968	0,002076747	539468,7085	539,4687085
88	1,208	1217,06	0,42	0,0033281	0,9967	0,002076912	585994,9578	585,9949578
92	1,296	1305,72	0,45	0,0035658	0,9964	0,002077408	628533,3839	628,5333839
96	1,364	1374,23	0,48	0,0038035	0,9962	0,002077903	661354,1714	661,3541714
100	1,446	1456,845	0,5	0,0039620	0,9960	0,002078234	701001,4642	701,0014642
104	1,522	1533,415	0,53	0,0041997	0,9958	0,00207873	737669,1512	737,6691512
108	1,578	1589,835	0,55	0,0043582	0,9956	0,002079061	764689,0058	764,6890058
112	1,644	1656,33	0,58	0,0045959	0,9954	0,002079557	796481,984	796,481984
116	1,726	1738,945	0,61	0,0048336	0,9952	0,002080054	836009,4879	836,0094879
120	1,786	1799,395	0,63	0,0049921	0,9950	0,002080385	864933,4702	864,9334702
124	1,86	1873,95	0,68	0,0053883	0,9946	0,002081214	900411,9066	900,4119066
128	1,934	1948,505	0,72	0,0057052	0,9943	0,002081878	935936,3919	935,9363919
132	2,008	2023,06	0,76	0,0060222	0,9940	0,002082541	971438,0456	971,4380456
136	2,064	2079,48	0,78	0,0061807	0,9938	0,002082874	998370,7389	998,3707389
140	2,126	2141,945	0,82	0,0064976	0,9935	0,002083538	1028032,584	1028,032584
144	2,182	2198,365	0,87	0,0068938	0,9931	0,002084369	1054690,758	1054,690758
148	2,206	2222,545	0,94	0,0074485	0,9926	0,002085534	1065695,839	1065,695839
152	0,534	538,005	2,53	0,0200475	0,9800	0,002112347	254695,3243	254,6953243
156	0,552	556,14	2,6	0,0206022	0,9794	0,002113544	263131,5372	263,1315372

**ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΤΑΣΗΣ - ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ (Κ1)**



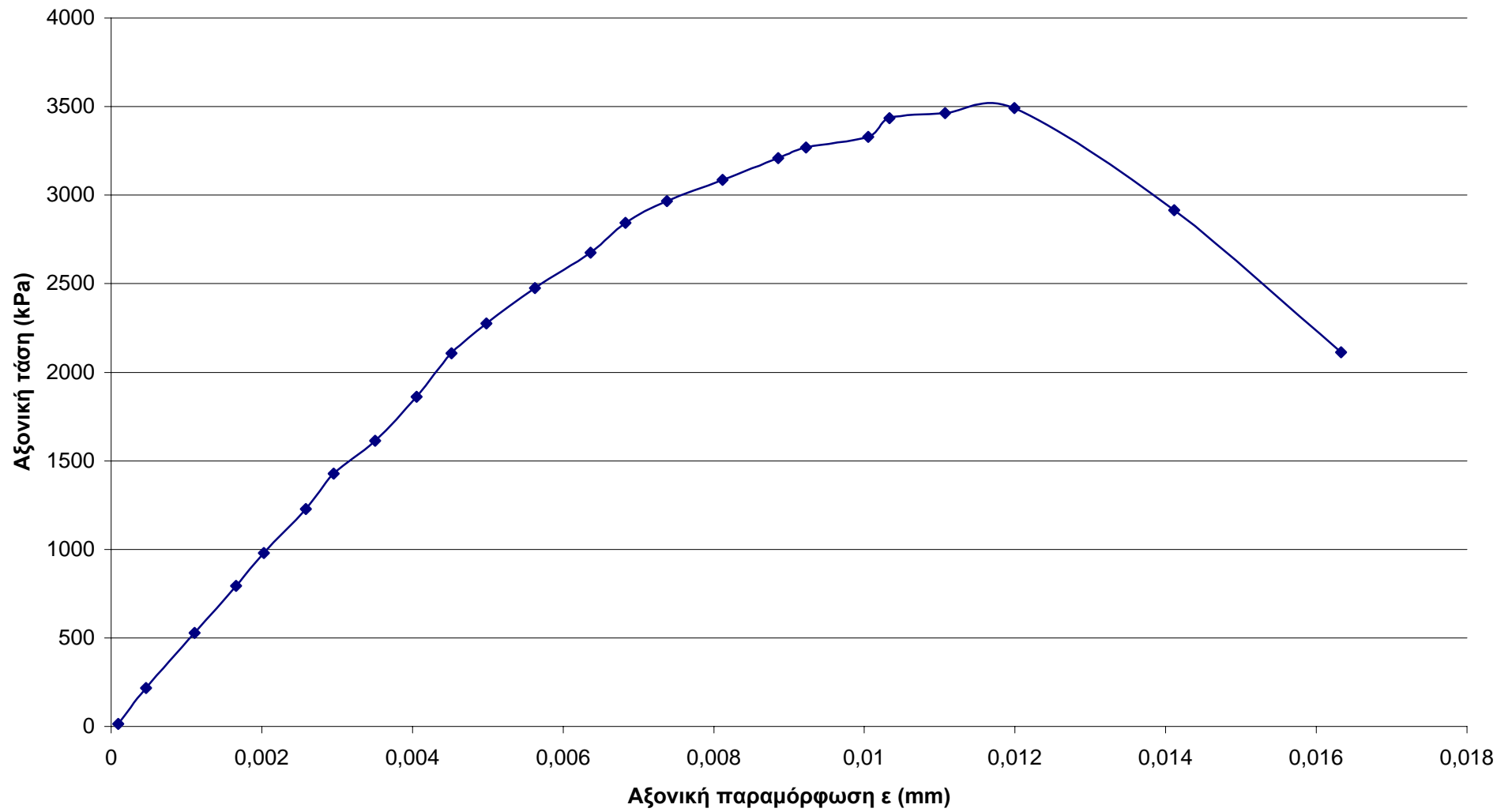
K2	ΦΟΡΤΙΟ Ρ		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια Α' (m <sup>2</sup> )	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A' (N/m <sup>2</sup> ) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A' (kPa)
TIME (sec)	Ένδειξη μηκυσιομέτρου	Φορτίο σε Νt	Ένδειξη μηκυσιομέτρου mm	ε=Δl/l <sub>0</sub> (mm)	1-ε			
4	10	7,055	0,11	0,001	0,999	0,002292028	3078,059667	3,078059667
8	36	25,398	0,2	0,002	0,998	0,002293691	11072,98443	11,07298443
12	92	64,906	0,24	0,002	0,998	0,00229443	28288,50597	28,28850597
16	100	70,55	0,24	0,002	0,998	0,00229443	30748,37606	30,74837606
20	94	66,317	0,23	0,002	0,998	0,002294245	28905,80329	28,90580329
24	92	64,906	0,23	0,002	0,998	0,002294245	28290,7862	28,2907862
28	152	107,236	0,27	0,002	0,998	0,002294985	46726,22961	46,72622961
32	242	170,731	0,32	0,003	0,997	0,002295911	74363,08614	74,36308614
36	318	224,349	0,36	0,003	0,997	0,002296652	97685,25598	97,68525598
40	438	309,009	0,42	0,003	0,997	0,002297764	134482,4815	134,4824815
44	560	395,08	0,45	0,004	0,996	0,002298321	171899,4333	171,8994333
48	644	454,342	0,49	0,004	0,996	0,002299063	197620,502	197,620502
52	764	539,002	0,53	0,004	0,996	0,002299806	234368,4548	234,3684548
56	868	612,374	0,56	0,005	0,995	0,002300364	266207,4737	266,2074737
60	980	691,39	0,6	0,005	0,995	0,002301108	300459,6676	300,4596676
64	1062	749,241	0,63	0,005	0,995	0,002301666	325521,2051	325,5212051
68	1184	835,312	0,66	0,005	0,995	0,002302224	362828,2598	362,8282598
72	1310	924,205	0,68	0,005	0,995	0,002302597	401375,1141	401,3751141
76	1396	984,878	0,71	0,006	0,994	0,002303156	427621,1308	427,6211308
80	1498	1056,839	0,74	0,006	0,994	0,002303715	458754,2705	458,7542705
84	1608	1134,444	0,76	0,006	0,994	0,002304088	492361,4574	492,3614574
88	1694	1195,117	0,79	0,006	0,994	0,002304647	518568,2641	518,5682641
92	1818	1282,599	0,8	0,006	0,994	0,002304834	556482,1568	556,4821568
96	1934	1364,437	0,83	0,007	0,993	0,002305394	591845,4661	591,8454661
100	2044	1442,042	0,84	0,007	0,993	0,002305581	625457,1639	625,4571639
104	2126	1499,893	0,86	0,007	0,993	0,002305954	650443,5034	650,4435034
108	2246	1584,553	0,88	0,007	0,993	0,002306328	687045,8191	687,0458191
112	2364	1667,802	0,91	0,007	0,993	0,002306889	722965,9500	722,96595
116	2454	1731,297	0,92	0,007	0,993	0,002307076	750429,2118	750,4292118
120	2568	1811,724	0,96	0,008	0,992	0,002307824	785035,6342	785,0356342
124	2690	1897,795	0,97	0,008	0,992	0,002308011	822264,2689	822,2642689
128	2770	1954,235	0,99	0,008	0,992	0,002308385	846580,9155	846,5809155
132	2888	2037,484	1,02	0,008	0,992	0,002308947	882429,9133	882,4299133
136	3000	2116,5	1,03	0,008	0,992	0,002309134	916577,2167	916,5772167
140	3078	2171,529	1,07	0,009	0,991	0,002309884	940103,0704	940,1030704
144	3190	2250,545	1,11	0,009	0,991	0,002310634	973994,5917	973,9945917
148	3302	2329,561	1,12	0,009	0,991	0,002310822	1008109,427	1008,109427
152	3404	2401,522	1,15	0,009	0,991	0,002311384	1038997,194	1038,997194
156	3496	2466,428	1,17	0,009	0,991	0,00231176	1066904,902	1066,904902
160	3604	2542,622	1,19	0,010	0,990	0,002312135	1099685,556	1099,685556
164	3722	2625,871	1,2	0,010	0,990	0,002312323	1135598,549	1135,598549
168	3808	2686,544	1,23	0,010	0,990	0,002312887	1161554,382	1161,554382
172	3910	2758,505	1,27	0,010	0,990	0,002313639	1192279,807	1192,279807
176	4014	2831,877	1,3	0,010	0,990	0,002314203	1223694,158	1223,694158
180	4080	2878,44	1,31	0,011	0,989	0,002314391	1243713,567	1243,713567
184	4188	2954,634	1,32	0,011	0,989	0,00231458	1276531,596	1276,531596
188	4296	3030,828	1,37	0,011	0,989	0,002315521	1308918,366	1308,918366
192	4400	3104,2	1,41	0,011	0,989	0,002316275	1340169,185	1340,169185
196	4470	3153,585	1,44	0,012	0,988	0,00231684	1361157,69	1361,15769
200	4566	3221,313	1,44	0,012	0,988	0,00231684	1390390,607	1390,390607
204	4656	3284,808	1,51	0,012	0,988	0,002318161	1416988,671	1416,988671
208	4714	3325,727	1,54	0,012	0,988	0,002318728	1434289,652	1434,289652
212	932	657,526	2,24	0,018	0,982	0,002332025	281954,9251	281,9549251
216	940	663,17	2,24	0,018	0,982	0,002332025	284375,139	284,375139

**Διάγραμμα τάσης - παραμόρφωσης (Κ2)**



K3	ΦΟΡΤΙΟ P		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια A` (m²)	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (N/m²) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (kPa)
TIME (sec)	Ενδειξη μηκυνσιομέτρου	Φορτίο σε Nt	Ενδειξη μηκυνσιομέτρου (mm)	ε=Δl/lο	1-ε			
4	2	26,037	0,01	9,22E-05	0,9999	0,001672912	15563,8762	15,5638762
20	28	364,518	0,05	0,000461	0,9995	0,00167353	217813,868	217,813868
24	68	885,258	0,12	0,001107	0,9989	0,001674612	528634,8415	528,6348415
28	102	1327,887	0,18	0,00166	0,9983	0,00167554	792512,94	792,51294
32	126	1640,331	0,22	0,002029	0,998	0,001676159	978624,7781	978,6247781
36	158	2056,923	0,28	0,002583	0,9974	0,001677089	1226483,885	1226,483885
40	184	2395,404	0,32	0,002952	0,997	0,00167771	1427782,012	1427,782012
44	208	2707,848	0,38	0,003505	0,9965	0,001678642	1613118,576	1613,118576
48	240	3124,44	0,44	0,004058	0,9959	0,001679574	1860256,965	1860,256965
52	272	3541,032	0,49	0,00452	0,9955	0,001680353	2107314,955	2107,314955
56	294	3827,439	0,54	0,004981	0,995	0,001681131	2276704,312	2276,704312
60	320	4165,92	0,61	0,005626	0,9944	0,001682223	2476437,533	2476,437533
64	346	4504,401	0,69	0,006364	0,9936	0,001683472	2675661,082	2675,661082
68	368	4790,808	0,74	0,006826	0,9932	0,001684254	2844468,983	2844,468983
72	384	4999,104	0,8	0,007379	0,9926	0,001685193	2966487,629	2966,487629
76	400	5207,4	0,88	0,008117	0,9919	0,001686447	3087794,17	3087,79417
80	416	5415,696	0,96	0,008855	0,9911	0,001687702	3208916,942	3208,916942
84	424	5519,844	1	0,009224	0,9908	0,001688331	3269409,415	3269,409415
88	432	5623,992	1,09	0,010054	0,9899	0,001689746	3328305,397	3328,305397
92	446	5806,251	1,12	0,010331	0,9897	0,001690219	3435206,667	3435,206667
96	450	5858,325	1,2	0,011068	0,9889	0,00169148	3463431,446	3463,431446
100	454	5910,399	1,3	0,011991	0,988	0,001693059	3490958,479	3490,958479
104	380	4947,03	1,53	0,014112	0,9859	0,001696702	2915673,644	2915,673644
108	276	3593,106	1,77	0,016326	0,9837	0,001700521	2112944,787	2112,944787
112	256	3332,736	1,91	0,017617	0,9824	0,001702756	1957260,083	1957,260083
116	230	2994,255	2,01	0,01854	0,9815	0,001704356	1756824,808	1756,824808
120	88	1145,628	2,24	0,020661	0,9793	0,001708048	670723,5261	670,7235261
124	90	1171,665	2,31	0,021307	0,9787	0,001709175	685514,9991	685,5149991
128	90	1171,665	2,36	0,021768	0,9782	0,001709981	685191,968	685,191968

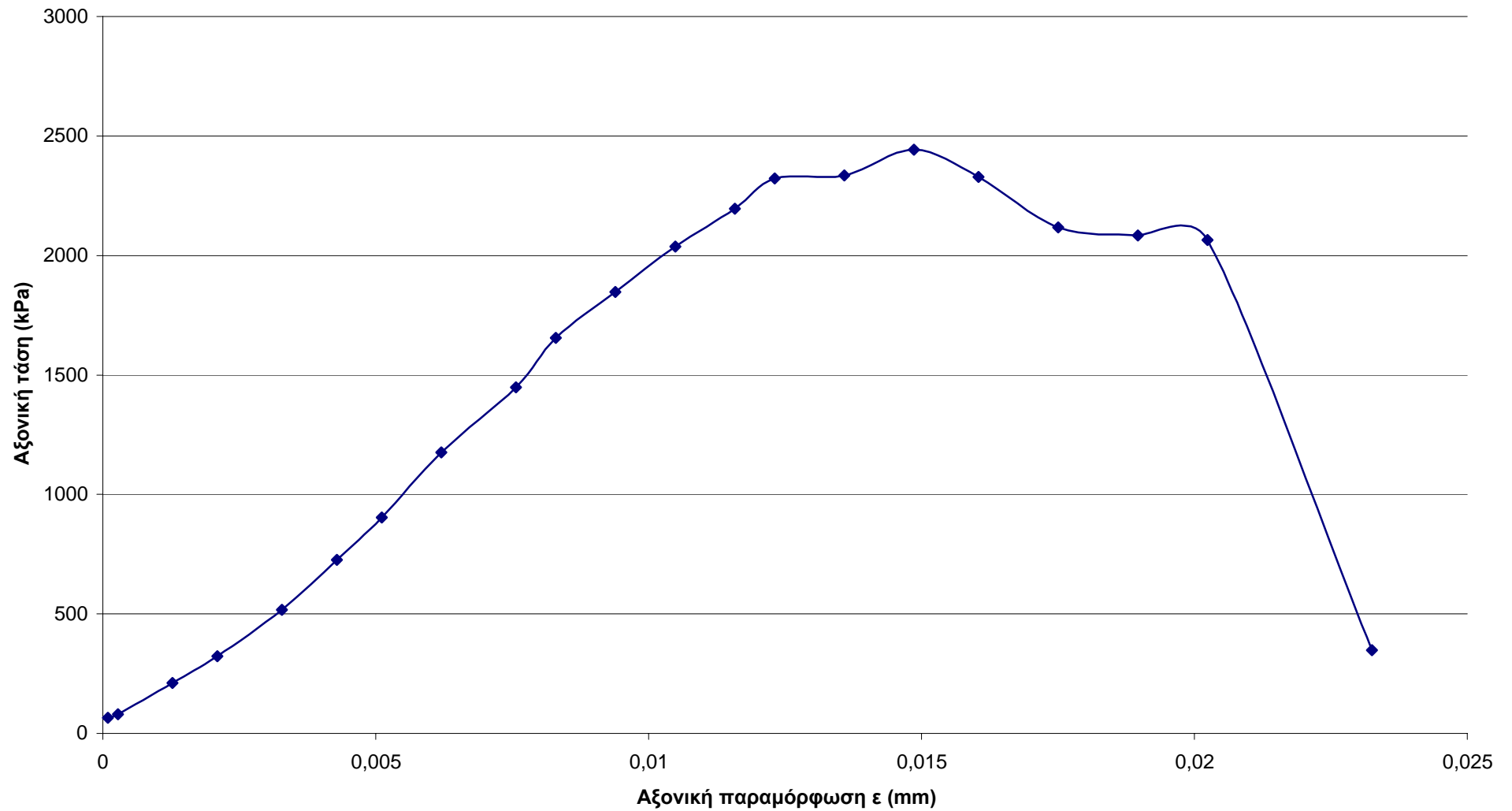
Διάγραμμα Τάσης - Παραμόρφωσης (Κ3)





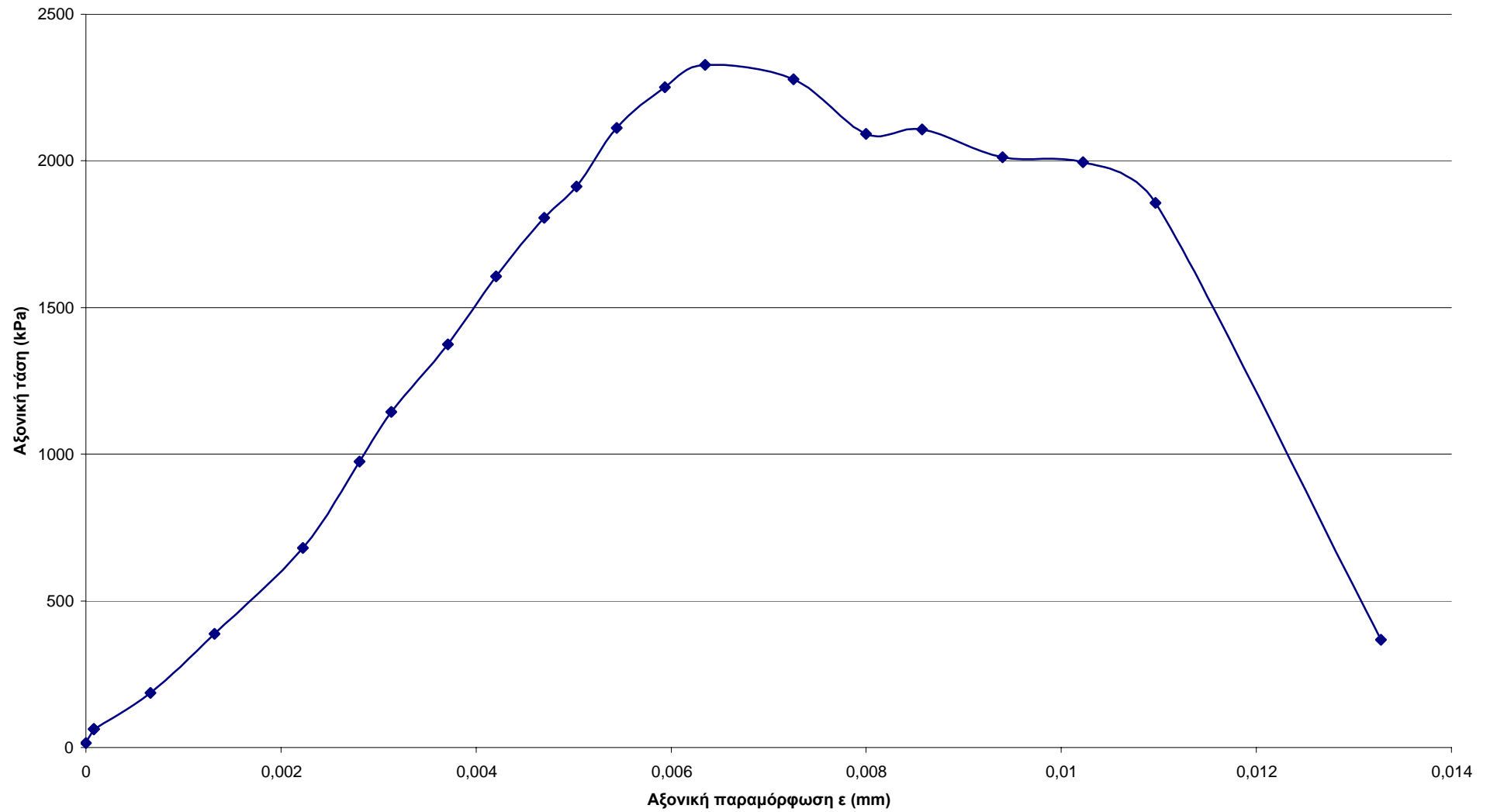
K4	ΦΟΡΤΙΟ P		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια A` (m <sup>2</sup> )	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A` (N/m <sup>2</sup> ) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A` (kPa)
TIME (sec)	νδειξη μηκυνσιομέτρου	Φορτίο σε Nt	Ένδειξη μηκυνσιομέτρου (mm)	ε=Δl/l <sub>0</sub>	1-ε			
16	8	104,148	0,01	9,12E-05	1	0,001606146	64843,40172	64,84340172
20	10	130,185	0,03	0,000274	1	0,001606439	81039,46878	81,03946878
24	26	338,481	0,14	0,001277	0,999	0,001608053	210491,2167	210,4912167
28	40	520,74	0,23	0,002097	0,998	0,001609375	323566,5404	323,5665404
32	64	833,184	0,36	0,003283	0,997	0,001611289	517091,4765	517,0914765
36	90	1171,665	0,47	0,004286	0,996	0,001612913	726428,1121	726,4281121
40	112	1458,072	0,56	0,005106	0,995	0,001614243	903254,3466	903,2543466
44	146	1900,701	0,68	0,006201	0,994	0,00161602	1176161,536	1176,161536
48	180	2343,33	0,83	0,007568	0,992	0,001618248	1448066,413	1448,066413
52	206	2681,811	0,91	0,008298	0,992	0,001619438	1656013,412	1656,013412
56	230	2994,255	1,03	0,009392	0,991	0,001621227	1846906,908	1846,906908
60	254	3306,699	1,15	0,010486	0,99	0,00162302	2037374,644	2037,374644
64	274	3567,069	1,27	0,011581	0,988	0,001624816	2195367,458	2195,367458
68	290	3775,365	1,35	0,01231	0,988	0,001626016	2321849,228	2321,849228
72	292	3801,402	1,49	0,013587	0,986	0,001628121	2334840,26	2334,84026
76	306	3983,661	1,63	0,014863	0,985	0,001630231	2443618,059	2443,618059
80	292	3801,402	1,76	0,016049	0,984	0,001632195	2329012,657	2329,012657
84	266	3462,921	1,92	0,017508	0,982	0,001634618	2118488,917	2118,488917
88	262	3410,847	2,08	0,018967	0,981	0,001637049	2083533,346	2083,533346
92	260	3384,81	2,22	0,020243	0,98	0,001639182	2064937,939	2064,937939
96	44	572,814	2,55	0,023252	0,977	0,001644232	348377,7632	348,3777632

Διάγραμμα Τάσης - Παραμόρφωσης (Κ4)



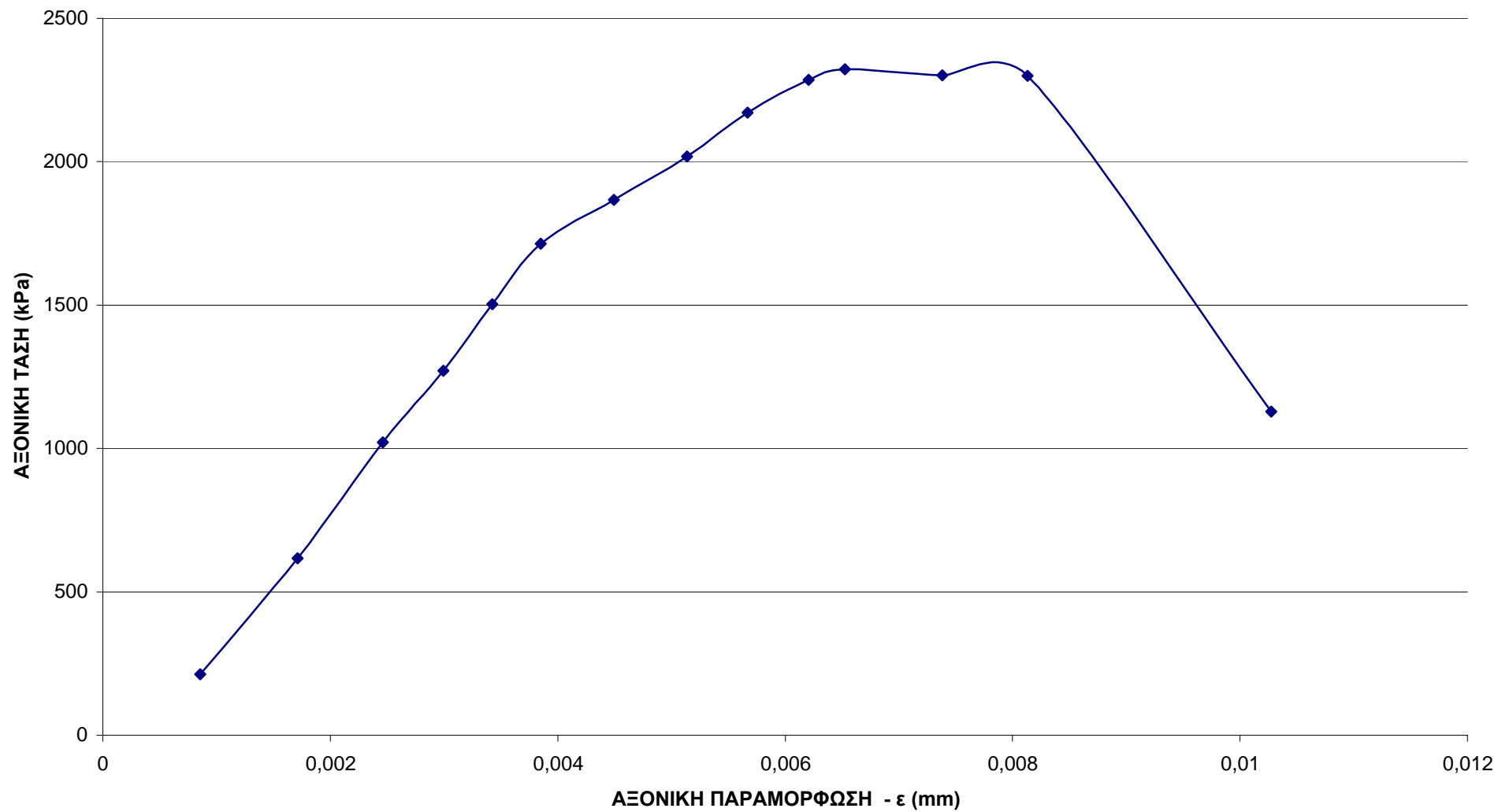
M1	ΦΟΡΤΙΟ P		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια A` (m <sup>2</sup> )	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (N/m <sup>2</sup> ) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (kPa)
TIME (sec)	Ένδειξη μηκυσιομέτρου	Φορτίο σε Nt	Ένδειξη μηκυσιομέτρου (mm)	ε=Δl/l <sub>0</sub>	1-ε			
0	2	26,037	0	0	1	0,0016788	15509,29235	15,50929235
4	8	104,148	0,01	8E-05	1	0,001678938	62032,05435	62,03205435
8	8	104,148	0,01	8E-05	1	0,001678938	62032,05435	62,03205435
12	8	104,148	0,010	8E-05	1	0,001678938	62032,05435	62,03205435
16	24	312,444	0,08	0,0007	0,999	0,001679908	185988,7467	185,9887467
20	50	650,925	0,16	0,0013	0,999	0,001681018	387220,8026	387,2208026
24	88	1145,628	0,27	0,0022	0,998	0,001682546	680889,6902	680,8896902
28	126	1640,331	0,34	0,0028	0,997	0,001683519	974346,3027	974,3463027
32	148	1926,738	0,38	0,0031	0,997	0,001684076	1144091,746	1144,091746
36	178	2317,293	0,45	0,0037	0,996	0,001685052	1375205,564	1375,205564
40	208	2707,848	0,51	0,0042	0,996	0,001685889	1606183,833	1606,183833
44	234	3046,329	0,57	0,0047	0,995	0,001686727	1806059,119	1806,059119
48	248	3228,588	0,61	0,005	0,995	0,001687286	1913479,67	1913,47967
52	274	3567,069	0,66	0,0054	0,995	0,001687986	2113210,456	2113,210456
56	292	3801,402	0,72	0,0059	0,994	0,001688826	2250914,302	2250,914302
60	302	3931,587	0,77	0,0063	0,994	0,001689526	2327034,94	2327,03494
64	296	3853,476	0,88	0,0073	0,993	0,00169107	2278720,628	2278,720628
68	272	3541,032	0,97	0,008	0,992	0,001692335	2092394,287	2092,394287
72	274	3567,069	1,04	0,0086	0,991	0,00169332	2106553,203	2106,553203
76	262	3410,847	1,14	0,0094	0,991	0,00169473	2012620,216	2012,620216
80	260	3384,81	1,24	0,0102	0,99	0,001696141	1995594,308	1995,594308
84	242	3150,477	1,33	0,011	0,989	0,001697414	1856045,203	1856,045203
88	48	624,888	1,61	0,0133	0,987	0,001701385	367281,867	367,281867

Διάγραμμα Τάσης - Παραμόρφωσης (M1)



M2	ΦΟΡΤΙΟ P		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια A` (m <sup>2</sup> )	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A` (N/m <sup>2</sup> ) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ q <sub>u</sub> =P/A` (kPa)
TIME (sec)	Ένδειξη μηκυνσιομέτρου	Φορτίο σε Nt	Ένδειξη μηκυνσιομέτρου (mm)	ε=Δl/l <sub>0</sub>	1-ε			
16	22	286,407	0,08	0,000856073	0,99914	0,001348374	212409,1201	212,4091201
20	64	833,184	0,16	0,001712146	0,99829	0,001349531	617388,0047	617,3880047
24	106	1379,961	0,23	0,002461209	0,99754	0,001350544	1021781,615	1021,781615
28	132	1718,442	0,28	0,002996255	0,997	0,001351269	1271724,819	1271,724819
32	156	2030,886	0,32	0,003424291	0,99658	0,001351849	1502302,263	1502,302263
36	178	2317,293	0,36	0,003852327	0,99615	0,00135243	1713429,157	1713,429157
40	194	2525,589	0,42	0,004494382	0,99551	0,001353302	1866241,622	1866,241622
44	210	2733,885	0,48	0,005136437	0,99486	0,001354176	2018855,549	2018,855549
48	226	2942,181	0,53	0,005671482	0,99433	0,001354904	2171504,634	2171,504634
52	238	3098,403	0,58	0,006206528	0,99379	0,001355634	2285575,241	2285,575241
56	242	3150,477	0,61	0,006527555	0,99347	0,001356072	2323237,547	2323,237547
60	240	3124,44	0,69	0,007383628	0,99262	0,001357241	2302051,854	2302,051854
64	240	3124,44	0,76	0,008132691	0,99187	0,001358266	2300314,644	2300,314644
68	118	1536,183	0,96	0,010272873	0,98973	0,001361203	1128547,666	1128,547666
72	122	1588,257	1,04	0,011128946	0,98887	0,001362382	1165794,283	1165,794283
76	126	1640,331	1,13	0,012092028	0,98791	0,00136371	1202844,429	1202,844429
80	128	1666,368	1,2	0,012841091	0,98716	0,001364745	1221010,686	1221,010686

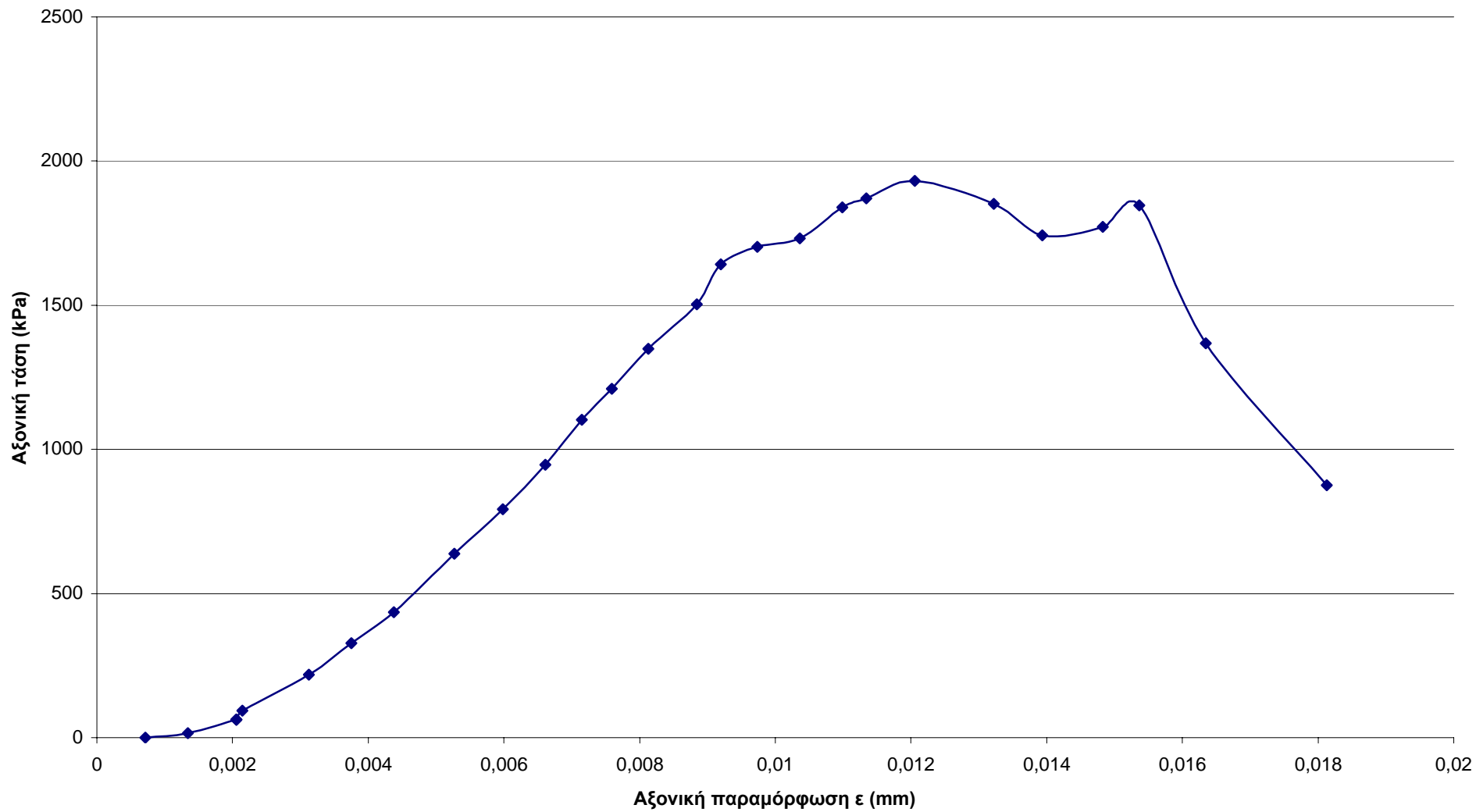
ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΤΑΣΗΣ - ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ (M2)



M3	ΦΟΡΤΙΟ Ρ		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια Α` (m <sup>2</sup> )	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (N/m <sup>2</sup> ) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (kPa)
TIME (sec)	Ένδειξη μηχανοσιόμετρου	Φορτίο σε Νt	Ένδειξη μηχανοσιόμετρου (mm)	ε=Δl/l <sub>0</sub>	1-ε			
4	0	0	0,08	0,000714498	0,999286	0,001666701	0	0
8	2	26,037	0,15	0,001339685	0,99866	0,001667744	15612,10598	15,61210598
12	8	104,148	0,230	0,002054183	0,997946	0,001668938	62403,74477	62,40374477
16	8	104,148	0,23	0,002054183	0,997946	0,001668938	62403,74477	62,40374477
20	8	104,148	0,23	0,002054183	0,997946	0,001668938	62403,74477	62,40374477
24	12	156,222	0,24	0,002143495	0,997857	0,001669088	93597,23982	93,59723982
28	28	364,518	0,35	0,003125931	0,996874	0,001670733	218178,5411	218,1785411
32	42	546,777	0,42	0,003751117	0,996249	0,001671781	327062,5668	327,0625668
36	56	729,036	0,49	0,004376303	0,995624	0,001672831	435809,7626	435,8097626
40	82	1067,517	0,59	0,005269426	0,994731	0,001674333	637577,5579	637,5775579
44	102	1327,887	0,67	0,005983924	0,994016	0,001675536	792514,6201	792,5146201
48	122	1588,257	0,74	0,00660911	0,993391	0,001676591	947313,4562	947,3134562
52	142	1848,627	0,8	0,007144984	0,992855	0,001677496	1102015,953	1102,015953
56	156	2030,886	0,85	0,007591546	0,992408	0,001678251	1210120,886	1210,120886
60	174	2265,219	0,91	0,008127419	0,991873	0,001679157	1349021,39	1349,02139
64	194	2525,589	0,99	0,008841918	0,991158	0,001680368	1502997,85	1502,99785
68	212	2759,922	1,03	0,009199167	0,990801	0,001680974	1641859,26	1641,85926
72	220	2864,07	1,09	0,009735041	0,990265	0,001681883	1702894,706	1702,894706
76	224	2916,144	1,16	0,010360227	0,98964	0,001682946	1732761,789	1732,761789
80	238	3098,403	1,23	0,010985413	0,989015	0,00168401	1839896,346	1839,896346
84	242	3150,477	1,27	0,011342662	0,988657	0,001684618	1870143,202	1870,143202
88	250	3254,625	1,35	0,012057161	0,987943	0,001685836	1930569,894	1930,569894
92	240	3124,44	1,48	0,01321822	0,986782	0,00168782	1851168,989	1851,168989
96	226	2942,181	1,56	0,013932719	0,986067	0,001689043	1741921,945	1741,921945
100	230	2994,255	1,66	0,014825842	0,985174	0,001690574	1771146,765	1771,146765
104	240	3124,44	1,72	0,015361716	0,984638	0,001691494	1847147,865	1847,147865
108	178	2317,293	1,83	0,016344151	0,983656	0,001693184	1368601,097	1368,601097
112	114	1484,109	2,03	0,018130397	0,98187	0,001696264	874928,1089	874,9281089
116	124	1614,294	2,11	0,018844895	0,981155	0,001697499	950983,6617	950,9836617
120	130	1692,405	2,18	0,019470082	0,98053	0,001698582	996363,7184	996,3637184
124	134	1744,479	2,24	0,020005955	0,979994	0,00169951	1026459,782	1026,459782
128	142	1848,627	2,31	0,020631141	0,979369	0,001700595	1087047,04	1087,04704
132	148	1926,738	2,4	0,021434952	0,978565	0,001701992	1132048,72	1132,04872
136	150	1952,775	2,47	0,022060138	0,97794	0,00170308	1146613,658	1146,613658
140	150	1952,775	2,54	0,022685324	0,977315	0,00170417	1145880,641	1145,880641
144	152	1978,812	2,64	0,023578447	0,976422	0,001705728	1160097,919	1160,097919
148	152	1978,812	2,71	0,024203633	0,975796	0,001706821	1159355,128	1159,355128
152	152	1978,812	2,83	0,025275381	0,974725	0,001708698	1158081,772	1158,081772
156	152	1978,812	2,91	0,025989879	0,97401	0,001709951	1157232,868	1157,232868
160	152	1978,812	3	0,02679369	0,973206	0,001711364	1156277,851	1156,277851
164	152	1978,812	3,08	0,027508189	0,972492	0,001712621	1155428,947	1155,428947
168	152	1978,812	3,15	0,028133375	0,971867	0,001713723	1154686,157	1154,686157
172	152	1978,812	3,27	0,029205122	0,970795	0,001715615	1153412,801	1153,412801
176	148	1926,738	3,35	0,029919621	0,97008	0,001716878	1122233,268	1122,233268
180	142	1848,627	3,44	0,030723431	0,969277	0,001718302	1075845,138	1075,845138
184	142	1848,627	3,47	0,030991368	0,969009	0,001718777	1075547,742	1075,547742



Διάγραμμα Τάσης - Παραμόρφωσης (M3)



M4	ΦΟΡΤΙΟ P		ΑΞΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ			Διορθωμένη επιφάνεια A` (m²)	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (N/m²) Pa	ΑΞΟΝΙΚΗ ΤΑΣΗ qu=P/A` (kPa)
TIME (sec)	Ένδειξη μηκυνσιομέτρου	Φορτίο σε Nt	Ένδειξη μηκυνσιομέτρου (mm)	ε=Δl/lο	1-ε			
0	2	26,037	0,12	0,000947992	0,999052008	0,00216956	12001,05242	12,00105242
4	8	104,148	0,13	0,001026991	0,998973009	0,002169731	48000,41379	48,00041379
8	8	104,148	0	0,001026991	0,998973009	0,002169731	48000,41379	48,00041379
12	8	104,148	0,13	0,001026991	0,998973009	0,002169731	48000,41379	48,00041379
16	12	156,222	0,16	0,001263989	0,998736011	0,002170246	71983,53914	71,98353914
20	34	442,629	0,25	0,001974984	0,998025016	0,002171792	203808,1677	203,8081677
24	50	650,925	0,33	0,002606978	0,997393022	0,002173168	299528,0988	299,5280988
28	82	1067,517	0,45	0,00355497	0,99644503	0,002175236	490759,1863	490,7591863
32	116	1510,146	0,53	0,004186965	0,995813035	0,002176616	693804,3783	693,8043783
36	144	1874,664	0,6	0,004739961	0,995260039	0,002177826	860796,1173	860,7961173
40	174	2265,219	0,66	0,005213957	0,994786043	0,002178863	1039633,277	1039,633277
44	204	2655,774	0,71	0,005608953	0,994391047	0,002179729	1218396,416	1218,396416
48	226	2942,181	0,76	0,00600395	0,99399605	0,002180595	1349255,938	1349,255938
52	250	3254,625	0,81	0,006398947	0,993601053	0,002181462	1491946,645	1491,946645
56	276	3593,106	0,88	0,006951942	0,993048058	0,002182677	1646192,386	1646,192386
60	298	3879,513	0,92	0,007267939	0,992732061	0,002183372	1776845,031	1776,845031
64	312	4061,772	0,96	0,007583937	0,992416063	0,002184067	1859728,811	1859,728811
68	330	4296,105	1	0,007899934	0,992100066	0,002184762	1966394,535	1966,394535
72	342	4452,327	1,05	0,008294931	0,991705069	0,002185633	2037088,417	2037,088417
76	354	4608,549	1,08	0,008531929	0,991468071	0,002186155	2108061,298	2108,061298
80	368	4790,808	1,12	0,008847926	0,991152074	0,002186852	2190732,508	2190,732508
84	384	4999,104	1,19	0,009400922	0,990599078	0,002188073	2284706,326	2284,706326
88	394	5129,289	1,2	0,009479921	0,990520079	0,002188247	2344016,938	2344,016938
92	404	5259,474	1,27	0,010032916	0,989967084	0,00218947	2402167,903	2402,167903
96	412	5363,622	1,3	0,010269914	0,989730086	0,002189994	2449149,118	2449,149118
100	416	5415,696	1,36	0,01074391	0,98925609	0,002191043	2471742,944	2471,742944
104	392	5103,252	1,45	0,011454905	0,988545095	0,002192619	2327468,398	2327,468398
108	130	1692,405	1,78	0,014061883	0,985938117	0,002198417	769828,9687	769,8289687

Διάγραμμα Τάσης - Παραμόρφωσης (M4)

