

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ-ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΘΕΜΕΛΙΩΣΕΩΝ

---

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ ΑΠ. ΜΑΚΡΑ  
Πολιτικός Μηχανικός Α.Π.Θ.

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ  
ΣΥΝΘΕΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ (ΛΕΚΑΝΗ EUROSEISTEST)  
ΜΕ ΕΝΟΡΓΑΝΕΣ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ  
Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ.

Θεσσαλονίκη 2000



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ-ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΛΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΘΕΜΕΛΙΩΣΕΩΝ

---

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ ΑΠ. ΜΑΚΡΑ  
Πολιτικός Μηχανικός Α.Π.Θ.

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ  
ΣΥΝΘΕΤΗΣ ΕΛΔΑΦΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ (ΛΕΚΑΝΗ EUROSEISTEST)  
ΜΕ ΕΝΟΡΓΑΝΕΣ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ  
Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ.

**ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ**

ΚΥΡΙΑΖΗΣ ΠΠΤΙΛΑΚΗΣ (καθηγητής ΑΠΘ) \*  
ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΧΑΤΖΗΓΩΓΟΣ (καθηγητής ΑΠΘ) \*  
ΘΕΟΔΩΡΑ ΤΙΚΑ-ΒΑΣΙΛΙΚΟΥ (αν. καθηγήτρια ΑΠΘ) \*  
ΜΙΧΑΛΗΣ ΓΕΩΡΓΙΑΔΗΣ (καθηγητής ΑΠΘ)  
ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΜΑΝΩΛΗΣ (καθηγητής ΑΠΘ)  
ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ (αν. καθηγητής ΑΠΘ)  
ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ (καθηγητής Ε.Κ.Π. Αθηνών)

\* Συμβουλευτική Επιτροπή



## **Πρόλογος**

Στο τέλος μίας πορείας η οποία κλείνει με την παρούσα διατριβή, θα ήθελα, από τη θέση αυτή, να ευχαριστήσω όλους εκείνους που συνέβαλαν ποικιλοτρόπως στη εκπόνηση της παρούσας διατριβής. Ειδικότερα, ευχαριστώ θερμά:

Τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Κυριαζή Πιτιλάκη για την ανάθεση της παρούσας διατριβής, για την επιστημονική του καθοδήγηση σε θέματα γεωτεχνικής σεισμικής μηχανικής, τη βοήθεια και την ηθική υποστήριξή του, και τέλος για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου και μου έδωσε τη δυνατότητα να συμμετέχω ενεργά στα ερευνητικά προγράμματα στα οποία είναι επιστημονικώς υπεύθυνος.

Τον Δρ. Δημήτριο Ραπτάκη, φυσικό, για τη συνεχή επιστημονική καθοδήγησή του σε θέματα γεωφυσικής, εφαρμοσμένης γεωφυσικής και τεχνικής σεισμολογίας, για τους προβληματισμούς, τις επιστημονικές συζητήσεις και προτάσεις, για τις γόνιμες παρατηρήσεις και επισημάνσεις του καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής καθώς επίσης και για την ηθική του συμπαράσταση.

Τον Dr. Francisco Chávez-García (coordinator of the Directorio de Ingeniería Sismológica, Subdirección de Estructuras, Instituto de Ingeniería, UNAM) για τις επιστημονικές συζητήσεις και προτάσεις όπως επίσης και για τις γόνιμες παρατηρήσεις σε θέματα γεωφυσικής και τεχνικής σεισμολογίας.

Τους Dr. Pierre-Yves Bard (Chargé de mission Risque Sismique au LCPC/MSRGI - Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées, Division Mécanique des Sols, des Roches et Géologie de l'Ingénieur) και Dr. Peter Moczo (Head of the Department of Seismology, Geophysical Institute, Slovak Academy of Science) για τη συνεργασία τους στα πλαίσια των ερευνητικών προγραμμάτων Euroseismod και Ismod και

ιδιαίτερα τον τελευταίο που διέθεσε το πρόγραμμα πεπερασμένων διαφορών για τη δισδιάστατη προσομοίωση της σεισμικής κίνησης.

Όλους όσους συμμετείχαν στα ερευνητικά προγράμματα Euroseistest, Euroseismod και Ismod.

Ευχαριστίες οφείλονται επίσης σε όλα τα μέλη του εργαστηρίου Εδαφομηχανικής και Θεμελιώσεων για κάθε είδους βοήθεια που μου παρέιχαν κατά την παραμονή μου στο εργαστήριο.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλονται στον Δρ. Τάσο Αναστασιάδη, πολιτικό μηχανικό, επίκουρο ερευνητή του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών και τους υποψήφιους διδάκτορες Αναστάσιο Σέξτο, πολιτικό μηχανικό, και Πασχάλη Αποστολίδη, γεωλόγο, για τις συζητήσεις επιστημονικού ενδιαφέροντος και προβληματισμού.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη της οικογένειάς μου και ιδιαίτερα τους γονείς μου για την ηθική συμπαράσταση και την οικονομική υποστήριξή τους προκειμένου να μου δοθεί η δυνατότητα ολοκλήρωσης του πονήματος αυτού. Ευχαριστίες οφείλονται, όμως, και στο άμεσο περιβάλλον των φίλων και συναδέλφων για την ηθική τους συμπαράσταση.

*Στην Οικογένειά μου*





## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Πρόλογος

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο

ΤΟΠΙΚΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ, ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ

1.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	1-1
1.2. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ .....	1-3
1.2.1. Εισαγωγή .....	1-3
1.2.2. Μονοδιάστατος, δισδιάστατος και τρισδιάστατος συντονισμός .....	1-5
1.2.3. Περίθλαση λόγω «υπο-επιφάνειας» τοπογραφίας .....	1-5
1.2.4. Περίθλαση λόγω ένιωνων πλευρικών ασυνεχειών .....	1-9
1.2.5. Μη-γραμμική συμπεριφορά εδαφικών υλικών .....	1-11
1.3. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ .....	1-16
1.4. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ .....	1-19

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο

ΤΟΠΙΚΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ

2.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	2-1
2.2. ΕΝΟΡΓΑΝΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ .....	2-2
2.2.1. Ορισμοί και σύντομη περιγραφή εμπειρικών μεθόδων .....	2-3
2.2.1.1. Η τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) .....	2-3
2.2.1.2. Η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) .....	2-4
2.2.1.3. Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής .....	2-7

2.2.1.4. Η μέθοδος των κυμάτων ουράς .....	2-7
2.2.1.5. Η μέθοδος Nakamura .....	2-8
2.2.2. Προηγούμενη έρευνα (τεχνικές SSR και HVSR) .....	2-8
2.3. ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ .....	2-12
2.3.1. Μέθοδοι μονοδιάστατης προσομοίωσης .....	2-13
2.3.2. Μέθοδοι δισδιάστατης και τρισδιάστατης προσομοίωσης .....	2-14
2.4. «ΤΥΦΛΕΣ» ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ (BLIND TESTS) .....	2-16
2.5. Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ .....	2-18
2.5.1. Εισαγωγή – Ιστορική αναδρομή .....	2-18
2.5.2. Συνοπτική περιγραφή της μεθόδου .....	2-19
2.5.3. Εγγενής απόσβεση και πεπερασμένες διαφορές .....	2-21
2.5.4. Πλεονεκτήματα της μεθόδου .....	2-22
2.5.5. Περιορισμοί της μεθόδου .....	2-24

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο

### EUROSEISTEST: ΔΙΕΘΝΕΣ ΠΟΛΥΔΥΝΑΜΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΔΟΚΙΜΩΝ

3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	3-1
3.2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ & ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ .....	3-3
3.3. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ & ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ .....	3-5
3.4. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ, ΔΙΚΤΥΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ .....	3-11
3.5. ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ & ΠΑΡΟΥΣΑ ΕΡΕΥΝΑ .....	3-15

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

### ΕΝΟΡΓΑΝΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ

4.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	4-1
4.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ, ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ .....	4-2
4.2.1. Δεδομένα καταγραφών .....	4-2
4.2.2. Μέθοδοι και προϋποθέσεις εφαρμογής τους .....	4-3
4.2.3. Μεθοδολογία .....	4-6
4.3. ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ (ΠΕΔΙΟ ΤΙΜΩΝ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ) .....	4-7
4.3.1. Συναρτήσεις μεταφοράς SSR .....	4-7
4.3.1.1. Σειсмоγράμματα Reftek του σεισμού 25.06.94 .....	4-7
4.3.1.2. Επιταχυνσιογραφήματα του σεισμού 04.05.95 .....	4-15
4.3.1.3. Φασματικοί λόγοι S και SW φάσεων .....	4-18
4.3.2. Συναρτήσεις μεταφοράς HVSR των καταγραφών του σεισμού 25.06.94 .....	4-26
4.3.3. Σύγκριση αποτελεσμάτων SSR και HVSR του σεισμού 25.06.94 .....	4-28

4.3.4. Τεχνική HVSR και κατακόρυφη συνιστώσα .....	4-31
4.4. ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ (ΠΕΔΙΟ ΤΙΜΩΝ ΧΡΟΝΟΥ) .....	4-34
4.4.1. Χρονικά εξελισσόμενα φάσματα (φασματογραφήματα) .....	4-34
4.4.2. Χαρακτηριστικές παρατηρήσεις στις καταγραφές .....	4-36
4.5. ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	4-39

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup>

### ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ

5.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	5-1
5.2. ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ (1D) ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ .....	5-2
5.2.1. Εισαγωγή .....	5-2
5.2.2. 1D Συναρτήσεις μεταφοράς .....	5-3
5.2.3. 1D Συνθετικά σειсмоγράμματα .....	5-5
5.2.4. Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα .....	5-5
5.3. ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ (2D) ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ .....	5-7
5.3.1. Εισαγωγή – Δεδομένα προσομοιώματος .....	5-7
5.3.2. 2D Συνθετικά σειсмоγράμματα .....	5-12
5.3.2.1. Μέσο τέλεια ελαστικό (άπειρο Q) .....	5-12
5.3.2.2. Ατελές ελαστικό μέσο (ορισμένο Q) .....	5-17
5.3.3. 2D Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς .....	5-17
5.3.4. Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα .....	5-21
5.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	5-22

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6<sup>ο</sup>

### ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΚΑΙ Η ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥΣ

6.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	6-1
6.2. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ .....	6-2
6.2.1. Συναρτήσεις μεταφοράς 1D ανάλυσης και SSR σειсмоγραμμάτων (πεδίο τιμών συχνοτήτων) .....	6-2
6.2.2. 1D Συνθετικά σειсмоγράμματα και καταγραφές (πεδίο τιμών χρόνου) .....	6-4
6.2.3. Συμπεράσματα .....	6-4
6.3. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΘΕΩΡΗΤΙΚΗΣ (1D & 2D) ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ .....	6-7
6.3.1. Συναρτήσεις μεταφοράς (πεδίο τιμών συχνοτήτων) .....	6-7
6.3.1.1. SSR σειсмоγραμμάτων και 2D ανάλυσης .....	6-7
6.3.1.2. SSR επιταχυνσιογραφήματων, 1D και 2D αναλύσεων .....	6-10
6.3.2. Συνθετικά σήματα και καταγραφές (πεδίο τιμών χρόνου) .....	6-12

6.3.2.1. Σεισμογράμματα και 2D συνθετικές χρονοϊστορίες .....	6-12
6.3.2.2. Επιταχυνσιογραφήματα και 1D - 2D συνθετικές χρονοϊστορίες .....	6-14
6.3.3. Συμπεράσματα .....	6-16
6.4. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΧΟΛΙΑ .....	6-17

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7<sup>ο</sup>

### ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΙΣΜΟΙ

7.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΓΕΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ .....	7-1
7.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ .....	7-3
7.3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ .....	7-6
7.3.1. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς ομάδας καταγραφών .....	7-6
7.3.2. Σύγκριση εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς με τις θεωρητικές (μονοδιάστατες και δισδιάστατες) .....	7-11
7.3.3. Εμπειρικά και θεωρητικά φάσματα απόκρισης .....	7-13
7.4. ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ .....	7-23
7.4.1. Εισαγωγή .....	7-23
7.4.2. Έλεγχος αξιοπιστίας στις θέσεις παρατήρησης .....	7-23
7.4.3. Φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης κατά μήκος της τομής .....	7-26
7.4.4. Προτεινόμενος φασματικός συντελεστής ενίσχυσης .....	7-31
7.4.5. Φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης και δισδιάστατος συντονισμός .....	7-35
7.5. ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΙΣ .....	7-36
7.5.1. Εισαγωγή .....	7-36
7.5.2. Έλεγχος αξιοπιστίας στις θέσεις παρατήρησης .....	7-37
7.5.3. Μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις κατά μήκος της τομής .....	7-39
7.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	7-41

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8<sup>ο</sup>

### Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ – ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

8.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	8-1
8.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ .....	8-3
8.3. ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΑ ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ .....	8-6
8.3.1. Εισαγωγή .....	8-6
8.3.2. Εδαφική τομή II .....	8-6
8.3.3. Εδαφική τομή III .....	8-12

8.3.4. Εδαφικές τομές IV .....	8-16
8.3.4.1. Αποτελέσματα τομής IV <sub>a</sub> .....	8-17
8.3.4.2. Αποτελέσματα τομής IV <sub>b</sub> .....	8-21
8.3.5. Συσχετίσεις με βάση τις δυναμικές ιδιότητες και συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης .....	8-25
8.3.5.1. Σύγκριση των συναρτήσεων μεταφοράς I, II, III, IV <sub>a</sub> , IV <sub>b</sub> και των καταγραφών .....	8-25
8.3.5.2. Συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τα δυναμικά χαρακτηριστικά .....	8-30
8.3.6. Σχέση δυναμικών ιδιοτήτων και σεισμικής απόκρισης σε δύο διαστάσεις στη θεώρηση των αντισεισμικών κανονισμών .....	8-31
8.3.6.1. Συσχέτιση της παραμέτρου C <sub>n</sub> με τις κανονικοποιημένες συχνότητες του θεμελιώδη συντονισμού .....	8-36
8.3.6.2. Συσχέτιση της παραμέτρου C <sub>n</sub> με τον παράγοντα ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού .....	8-38
8.4. ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΑ ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ .....	8-40
8.4.1. Εισαγωγή .....	8-40
8.4.2. Γεωμετρικά χαρακτηριστικά των τομών V, VI, VII και VIII .....	8-40
8.4.3. Συνθετικές χρονοϊστορίες και συναρτήσεις μεταφοράς των τομών V, VI, VII και VIII .....	8-43
8.4.3.1. Αποτελέσματα τομής V .....	8-43
8.4.3.2. Αποτελέσματα τομής VI .....	8-46
8.4.3.3. Αποτελέσματα τομής VII .....	8-50
8.4.3.4. Αποτελέσματα τομής VIII .....	8-53
8.4.4. Συσχετίσεις με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά και συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης .....	8-57
8.4.4.1. Σύγκριση των συναρτήσεων μεταφοράς III, V, VI, VII, VIII και των καταγραφών .....	8-57
8.4.4.2. Συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά .....	8-61
8.5. ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ .....	8-63
8.5.1. Συναρτήσεις μεταφοράς (πεδίο τιμών συχνοτήτων) .....	8-63
8.5.2. Συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα (πεδίο τιμών χρόνου) .....	8-68
8.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	8-73

## ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

## ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

## ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

## ABSTRACT



## **ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Σε μια χώρα με εξαιρετικά υψηλή σεισμικότητα όπως η Ελλάδα, όπου εμφανίζεται το 70% των σεισμών του ευρωπαϊκού χώρου, η μελέτη των συνεπειών τους πρέπει να είναι υπόθεση πρωτίστης σημασίας, καθώς η απώλεια ανθρώπινων ζώων, η αποκατάσταση των υλικών ζημιών και η βίαιη διακοπή της οικονομικής και κοινωνικής δραστηριότητας μπορεί να έχουν κόστος πολλαπλάσιο αυτού που απαιτείται για την πρόληψή τους. Δεδομένου ότι σήμερα, πρόγνωση βραχείας διάρκειας δεν είναι δυνατό να επιτευχθεί, η πρόληψη των συνεπειών των σεισμών πρέπει κυρίως να αφορά, εκτός του ορθολογικού σχεδιασμού των τεχνικών έργων και γενικότερα του συνόλου των κατασκευών, την εκτίμηση της εδαφικής απόκρισης και επομένως την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

Παρουσιάζεται, έτσι, η ανάγκη της εκτίμησης της σεισμικής απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών, η οποία προϋποθέτει συστηματικές και εξειδικευμένες μελέτες προσδιορισμού των γεωμετρικών, φυσικών, μηχανικών και δυναμικών χαρακτηριστικών τους. Στα πλαίσια των παραπάνω αναγκών για τη μείωση του σεισμικού κινδύνου, οι μικροζωνικές μελέτες συμπληρώνουν και εφοδιάζουν τους κανονισμούς με χρήσιμα στοιχεία, απαραίτητα για τον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών και την αποφυγή των βλαβερών συνεπειών που συνοδεύουν έναν ισχυρό σεισμό.

Στα πλαίσια, λοιπόν, του παραπάνω προβληματισμού, η παρούσα διατριβή φιλοδοξεί να συνθέσει στοιχεία της εδαφοδυναμικής και της τεχνικής

σεισμολογίας, εφόσον η αντιμετώπιση των συνεπειών του σεισμού από τον πολιτικό μηχανικό, τόσο σε θεωρητικό όσο και σε πρακτικό επίπεδο, ξεκινά από τον παράγοντα έδαφος και τη σεισμική συμπεριφορά του, ως στοιχεία θεμελιώδη για τον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών.

Αντικείμενο της διατριβής αυτής αποτελεί η διερεύνηση με εμπειρικές και με θεωρητικές μεθόδους της επιρροής των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη διαφοροποίηση της σεισμικής κίνησης στη λεκάνη του Euroseistest, με σκοπό τόσο την κατανόηση της φυσικής των φαινομένων που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης, όσο και την ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση των επιδράσεων των φαινομένων αυτών. Επιπλέον, διερευνάται η δυνατότητα συστηματοποίησης των συμπερασμάτων της μέλειτς αυτής η οποία κινείται σε δύο κατευθύνσεις· η πρώτη αφορά τη δυνατότητα τροποποίησης ή/και επαναπροσδιορισμού των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού και η δεύτερη τη δυνατότητα απόκτησης αξιόπιστων εκτιμήσεων των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης με βάση απλοποιημένες προσεγγίσεις των δυναμικών και γεωμετρικών χαρακτηριστικών σύνθετης γεωμετρίας εδαφικών δομών. Ο σκοπός της διερεύνησης αυτής είναι να εξαχθούν συμπεράσματα τα οποία θα μπορούν να ενταχθούν σε κατάλληλα διαρθρωμένες μελέτες για την ορθότερη εκτίμηση των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού και συνεπώς τη μείωση του σεισμικού κινδύνου.

Στο πρώτο μέρος της διδακτορικής διατριβής παρουσιάζεται με συνοπτικό τρόπο το πλαίσιο της διεθνούς έρευνας που εκπονείται τις τελευταίες δεκαετίες σε ζητήματα που σχετίζονται με την αλληλεπίδραση της τοπικής γεωλογίας και της σεισμικής διέγερσης. Ο σκοπός της παρουσίασης αυτής είναι να τεθεί η βάση για την τοποθέτηση των προβλημάτων που διερευνώνται στην παρούσα διατριβή (δεύτερο και τρίτο μέρος).

Το πρώτο μέρος της διατριβής χωρίζεται σε δύο κεφάλαια· το πρώτο (Κεφ. 1) περιλαμβάνει τη γενική τοποθέτηση με τον «ορισμό» των επιρροών της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση, καθώς επίσης και την ταξινόμησή τους σε δύο μεγάλες κατηγορίες, όπου η μία αφορά την επιρροή των υπερκείμενων του βραχώδους υποβάθρου αποθέσεων, και η άλλη των τοπογραφιών. Παράλληλα με την ταξινόμηση των κατηγοριών έμφαση δίνεται στη φυσική ερμηνεία των φαινομένων, δεδομένου ότι μόνο η κατανόηση της φυσικής τους μπορεί να



οδηγήσει, αφενός στην ορθότερη αντιμετώπιση του σεισμικού κινδύνου που απορρέει και από τις δυσμενείς γεωλογικές συνθήκες, και αφετέρου στην ανάπτυξη θεωρητικών μεθόδων προσομοίωσης της ισχυρής κίνησης για την κατά το δυνατόν επιτυχή πρόβλεψη των συνεπειών της. Το δεύτερο κεφάλαιο (Κεφ. 2) περιλαμβάνει τους τρόπους προσέγγισης και τις μεθόδους ποιοτικής και ποσοτικής εκτίμησης των επιδράσεων της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική διέγερση. Η βασική ταξινόμηση των τρόπων αναγνώρισης και ποσοτικοποίησης των επιδράσεων αυτών γίνεται σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Η μία αφορά τις ενόργανες εκτιμήσεις στη βάση καταγραφών σεισμών από όργανα υψηλής τεχνολογίας και η άλλη αφορά θεωρητικούς υπολογισμούς προσομοίωσης με αναλυτικές και αριθμητικές μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τη λύση των προβλημάτων που αναπτύσσονται στη διδακτορική διατριβή.

Σκοπός του δεύτερου μέρους της διατριβής είναι να αναδειχθούν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης σε μία περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται από στρωματογραφία με περίπλοκη γεωμετρία και φυσική σύσταση των αποθέσεων και του βραχώδους υποβάθρου. Το δεύτερο μέρος της διατριβής αποτελείται από τέσσερα κεφάλαια.

Στο πρώτο (Κεφ. 3) παρουσιάζεται συνοπτικά η γεωλογική, σεισμοτεκτονική, γεωφυσική και γεωτεχνική περιγραφή της περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης (Euroseistest) που αποτελεί τη βάση ανάπτυξης της παρούσας διατριβής. Στο δεύτερο κεφάλαιο (Κεφ. 4) παρουσιάζονται και αναλύονται τα αποτελέσματα της μέλειτης της σεισμικής απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών όπως εκτιμήθηκαν με ενόργανες μεθόδους σε δεδομένα καταγραφών σεισμών από μόνιμα και παροδικά δίκτυα τα οποία εγκαταστάθηκαν στην περιοχή. Στο τρίτο κεφάλαιο (Κεφ. 5) αναλύονται και διαπιστώνονται με μεθόδους θεωρητικής (μονοδιάστατης και διοδιάστατης) προσομοίωσης οι κύριες επισημάνσεις που παρατηρήθηκαν στις ενόργανες αναλύσεις. Η πολύ καλή γνώση της δομής της επιφανειακής γεωλογίας καθώς επίσης και το πλήθος των σεισμικών καταγραφών επιτρέπει τόσο τη σύνθεση επαρκώς ρεαλιστικών προσομοιωμάτων της στρωματογραφίας (γεωμετρία και δυναμικές ιδιότητες) της περιοχής όσο και τη συσχέτιση των αποτελεσμάτων (εμπειρικών και θεωρητικών) μεταξύ τους καθώς και με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (Κεφ. 6).

Το τρίτο μέρος της διατριβής πραγματεύεται την εφαρμογή των συμπερασμάτων της προηγηθείσας έρευνας σε πρακτικά προβλήματα των μηχανικών (διαρθρωμένες και πολυσχιδείς αντισεισμικές μελέτες, μικροζωνικές μελέτες, αντισεισμικοί κανονισμοί), που αφορούν τόσο στον προσδιορισμό των δυναμικών ιδιοτήτων και της γεωμετρίας των εδαφικών σχηματισμών (σε μία και δύο διαστάσεις) όσο και στην ποσοτική εκτίμηση των επιδράσεων τους στη σεισμική κίνηση. Έτσι, με βάση τα αποτελέσματα της εμπειρικής και θεωρητικής μελέτης της επίδρασης μίας τυπικής ιζηματογενούς λεκάνης (Euroseistest) στη σεισμική κίνηση, εισάγεται ένας διαρθρωμένος προβληματισμός για τον τρόπο με τον οποίο τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού μπορούν να τροποποιηθούν ώστε να λαμβάνονται υπόψη περίπλοκα φαινόμενα που συνοδεύουν τη διάδοση των σεισμών (Κεφ. 7). Επιχειρείται, δηλαδή, η σύνδεση των βασικότερων «εργαλείων» (φάσματα και σεισμοί σχεδιασμού) με τα οποία οι κανονισμοί ορίζουν τις σεισμικές δράσεις τόσο για καινούργιες όσο και για υφιστάμενες κατασκευές, με τα φυσικά φαινόμενα που παρατηρούνται σε περίπλοκες εδαφικές δομές όπως είναι οι ιζηματογενείς και έντονα τεκτονισμένες λεκάνες, προκειμένου να επιτευχθεί μία περισσότερο ρεαλιστική εκτίμηση του σεισμού σχεδιασμού.

Η αδυναμία, τις περισσότερες φορές, προσδιορισμού των δυναμικών χαρακτηριστικών και της γεωμετρίας των εδαφικών σχηματισμών και του βραχώδους υποβάθρου αποτελεί τη βάση για μία παραμετρική ανάλυση της σεισμικής κίνησης στα πεδία τιμών συχνοτήτων και χρόνου, όπου μεταβάλλονται διαδοχικά δυναμικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά (Κεφ. 8). Ο σκοπός της παραμετρικής ανάλυσης, εκτός από την ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης, είναι να αναδειχθεί η ευαισθησία των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης στη μεταβολή των δυναμικών και γεωμετρικών χαρακτηριστικών καθώς επίσης να επισημανθεί η προοπτική ενσωμάτωσης των περίπλοκων εδαφικών επιδράσεων στις κανονιστικές διατάξεις που σχετίζονται με τον ορισμό των εδαφικών κατηγοριών (με βάση τη δυσκαμψία και τη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών και του βραχώδους υποβάθρου).

Τέλος, παρουσιάζονται τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, καθώς και οι προοπτικές που διαφαίνονται τόσο σε επίπεδο έρευνας όσο και εφαρμογής.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο**

### **ΤΟΠΙΚΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ, ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ**

#### **1.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

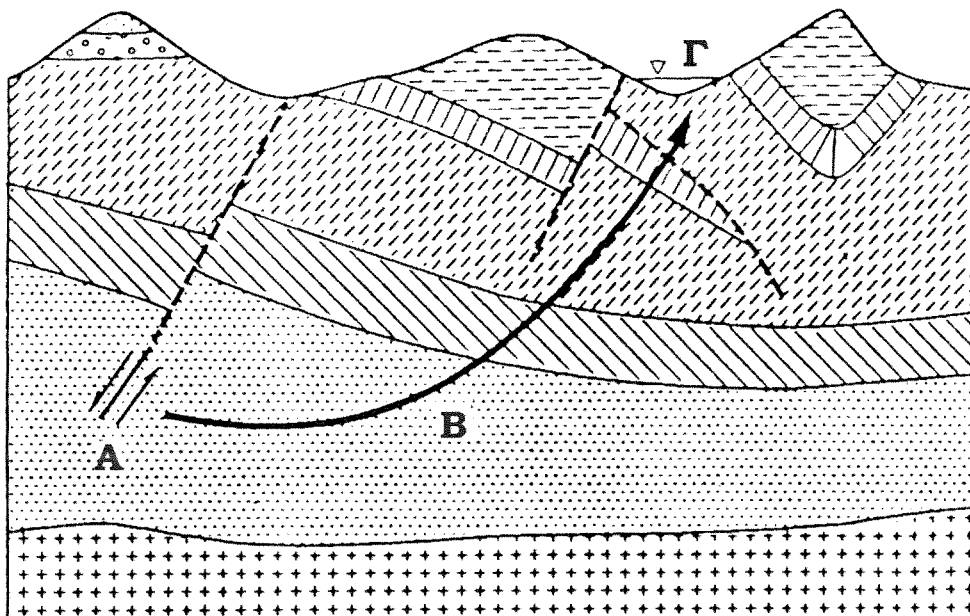
Οι έντονες γεωλογικές και τεκτονικές διεργασίες κατά την περίοδο της ορογένεσης προκάλεσαν στην επιφάνεια της Γης μια μεγάλη ποικιλία λιθολογικών δομών και τοπογραφικών ανάγλυφων, με συνέπεια τη διαφοροποίηση από θέση σε θέση των εδαφικών σχηματισμών με ανώμαλη γεωμετρία και ετερογενή φύση. Η διαφοροποίηση αυτή των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών του στερεού φλοιού προκαλεί την ανομοιόμορφη διάδοση και κατανομή της σεισμικής ενέργειας κατά τη διάρκεια της διέγερσης, καθώς η διάδοση της σεισμικής ακτινοβολίας διέπεται από τους νόμους της οπτικής και γεωμετρικής φυσικής, με αποτέλεσμα την ανάλογη γεωγραφική κατανομή των ζημιών.

Συνεπώς, η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση εκφράζεται από τη διαμόρφωση του προσπίπτοντος κυματικού πεδίου εξαιτίας των φαινομένων και των μηχανισμών που συνοδεύουν τη διάδοση του κύματος σε μέσο με περίπλοκο γεωμετρικό σχήμα και ετερογενείς φυσικές ιδιότητες (πυκνότητα, σύσταση κ.α.). Τα φαινόμενα και οι μηχανισμοί που ευθύνονται για τη δυναμική συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών κατά τη διέγερση από σεισμό είναι επιγραμματικά: η ενέργεια και η κατανομή της στις διεπιφάνειες, η εξασθένηση, η σκέδαση, η ανάκλαση, η διάθλαση και η περίθλαση των σεισμικών

κυμάτων. Στην πραγματικότητα τα φαινόμενα αυτά δεν παρατηρούνται αυτοτελώς και μεμονωμένα, αλλά με τη μορφή συνέλιξης (αρχή υπέρθεσης κ.α.) ο βαθμός της οποίας εξαρτάται από την περιπλοκότητα των εδαφικών συνθηκών στη θέση παρατήρησης, σε συνδυασμό με τα φυσικά χαρακτηριστικά του σεισμικού κυματικού πεδίου.

Η καταγραφή ενός σεισμού σε ορισμένη θέση περιέχει πληροφορίες, οι οποίες συνδέονται με τρεις φάσεις γένεσης και διάδοσης του φαινομένου και οι οποίες κατά σειρά είναι: α) η ενεργοποίηση της πηγής διέγερσης, β) ο δρόμος διάδοσης της σεισμικής ενέργειας και γ) η επίδραση της τοπικής γεωλογίας στο κυματικό πεδίο στη θέση καταγραφής (Σχήμα 1.1). Η τελευταία φάση η οποία εισάγει την επιρροή της τοπικής γεωμορφολογίας (επιφανειακές αποθέσεις και τοπογραφικά ανάγλυφα) στη «διαμόρφωση» του κυματικού πεδίου στη θέση παρατήρησης, θεωρείται υπεύθυνη για την επιλεκτική ή ανισομερή κατανομή των ζημιών.

Γενικά, λοιπόν, μακροσεισμικές παρατηρήσεις (κατανομή εντάσεων, ζημιών κ.τ.λ.), ενόργανες και θεωρητικές μελέτες, σύμφωνα με την επικρατούσα άποψη, συμφωνούν στη σχεδόν συστηματική εμφάνιση των επιδράσεων της τοπικής



Σχήμα 1.1. Απλοποιημένη σχηματική αναπαράσταση των τριών φάσεων εξέλιξης του φαινομένου του σεισμού: της σεισμικής πηγής (Α), του δρόμου διάδοσης (Β) και της επιφανειακής γεωλογίας (Γ)

*Simplified scheme representing the different contributions to a signal by an earthquake recorded at the surface of the earth (A) source, (B) path and (Γ) site effects*

γεωλογίας. Την τελευταία δεκαετία, η έρευνα των φαινομένων και μηχανισμών που συνδέονται με τη διάδοση της σεισμικής ακτινοβολίας ιδίως όταν εγκλωβίζεται σε ιζηματογενείς λεκάνες με περίπλοκη γεωμετρία, εστιάζεται κυρίως σε δύο κατευθύνσεις: α) στην καλύτερη κατανόηση της φυσικής των φαινομένων που συμβαίνουν λόγω της τοπικής γεωλογίας και β) στην ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης στην περιοχική μελέτη.

Στα πλαίσια, λοιπόν, του παρόντος κεφαλαίου παρουσιάζονται συνοπτικά ορισμένα βασικά συμπεράσματα από τη διεθνή βιβλιογραφία που αφορούν την παρατήρηση και τη φυσική ερμηνεία των φαινομένων που σχετίζονται με τη διάδοση της σεισμικής ακτινοβολίας τόσο στις ιζηματογενείς λεκάνες όσο και στις επιφανειακές τοπογραφίες.

## **1.2. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ**

### **1.2.1. Εισαγωγή**

Η κατηγορία αυτή των επιδράσεων των αποθέσεων από το βραχώδες υπόβαθρο μέχρι την ελεύθερη επιφάνεια, έχει μελετηθεί τόσο θεωρητικά όσο και εμπειρικά, πολύ περισσότερο και συστηματικότερα σε σχέση με άλλου είδους επιδράσεις όπως π.χ. της τοπογραφίας. Παρόλα αυτά, δεδομένης της πολυπλοκότητας της φύσης και της απειρίας των περιπτώσεων, χρειάζεται πολύ δρόμος να διανυθεί ακόμη, προκειμένου να κατανοηθεί ικανοποιητικά η φυσική των τοπικών επιδράσεων και να κωδικοποιηθούν τα αποτελέσματά της, έτσι ώστε να περιληφθούν σε αντισεισμικούς κανονισμούς, διαρθρωμένες αντισεισμικές μελέτες κ.α. με στόχο τη μείωση του σεισμικού κινδύνου.

Η σημασία των επιδράσεων αυτών αποτέλεσε το έναυσμα: α) πολλών ενόργανων πειραμάτων, τα οποία περιελάμβαναν συγκρίσεις της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια των ιζηματογενών αποθέσεων και στο βραχώδες πέτρωμα (υπόγειο ή επιφανειακό) καθώς επίσης και β) πολλών θεωρητικών μελετών προσομοίωσης της διάδοσης του σεισμικού κύματος σε περίπλοκα γεωλογικά μέσα. Η έρευνα με τις παραπάνω μορφές της αποσκοπεί στη βαθύτερη κατανόηση της φυσικής των φαινομένων που σχετίζονται με τη σεισμική κίνηση καθώς επίσης και στην ποσοτικοποίηση των επιδράσεων αυτών. Η ιδιαίτερη σημασία του ζητήματος αυτού από τη σκοπιά του μηχανικού, αποτέλεσε το κίνητρο για αρκετές

ανασκοπήσεις του θέματος αυτού σε διεθνή fora (11<sup>th</sup> WCEE, 1996; ESG98, 1998; 11<sup>th</sup> ECEE, 1998; 12<sup>th</sup> WCEE, 2000) και σε δημοσιεύσεις υψηλού επιστημονικού επιπέδου (state-of-the-art) όπως αυτές των Aki (1988), Aki & Irikura (1991), Finn (1991), Faccioli (1991), Bard (1994).

Πρακτικά η μεγάλη αυτή κατηγορία επιδράσεων των αποθέσεων, περιλαμβάνει όλες τις περιπτώσεις από τις πιο απλές (επίπεδη οριζόντια στρωματογραφία μεγάλων διαστάσεων της τάξης δεκάδων χιλιομέτρων) έως τις περισσότερο σύνθετες (έντονα τεκτονισμένες ιζηματογενείς λεκάνες περίπλοκης γεωμετρίας με ποικίλες πλευρικές ασυνέχειες και άκρες λεκανών), που σχετίζονται με τη γεωμετρία των εδαφικών αποθέσεων και της διεπιφάνειας βραχώδους υποβάθρου και εδαφικών σχηματισμών σε συνδυασμό με τις φυσικές, μηχανικές και δυναμικές ιδιότητες των γεωυλικών πλήρωσης των ιζηματογενών λεκανών.

Τα φυσικά αίτια που υπονοήθηκαν στις αρχές του αιώνα από μακροσκοπικές παρατηρήσεις της ανισομερούς κατανομής των σεισμικών βλαβών και αποδείχθηκαν τις τελευταίες δεκαετίες, μπορούν να ομαδοποιηθούν ανάλογα με τη γεωμετρική και φυσική διαφοροποίηση του μέσου διάδοσης. Η ομαδοποίηση αυτών σε κατηγορίες αφορά: α) φαινόμενα απλού μονοδιάστατου συντονισμού (επίπεδη «απείρου», πρακτικά μεγάλου μήκους στρωματογραφία), β) φαινόμενα δισδιάστατου ή τρισδιάστατου συντονισμού (σε κυλινδρικές και σφαιρικές λεκάνες), γ) φαινόμενα περίθλασης σε τοπογραφία κάτω από την ελεύθερη επιφάνεια, δ) επιρροή των πλευρικών ασυνεχειών (άκρες λεκανών, ρηξιγενείς ζώνες, ρήγματα κ.α.) στη χωρική διαφοροποίηση της ισχυρής κίνησης, ε) μη γραμμική συμπεριφορά (ισχυρές διεγέρσεις, μεγάλες παραμορφώσεις) και πλήθος άλλων ειδικών περιπτώσεων, όπως φαινόμενα περίθλασης των σεισμικών κυμάτων εξαιτίας του δομημένου περιβάλλοντος κ.α.

Στις επόμενες ενότητες ακολουθεί μία συνοπτική παρουσίαση των παραπάνω φαινομένων καθώς και των κύριων χαρακτηριστικών τους τα οποία παρατηρούνται στις καταγραφές, όπως αυτά αναφέρονται στη διεθνή αρθρογραφία.

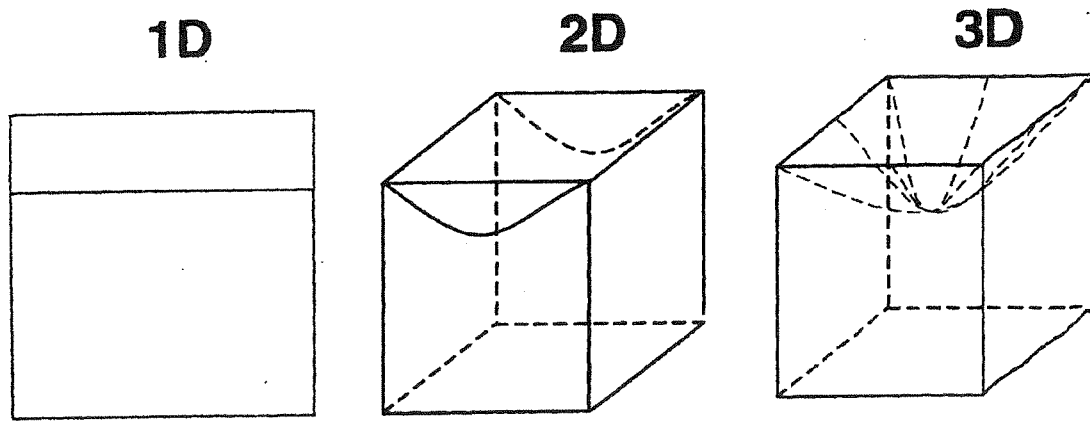
### **1.2.2. Μονοδιάστατος, δισδιάστατος και τρισδιάστατος συντονισμός**

Το φυσικό φαινόμενο το οποίο προεξάρχει και είναι υπεύθυνο για την ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια μικρής δυσκαμψίας αποθέσεων (ιζηματογενών λεκανών) είναι η παγίδευση των σεισμικών κυμάτων λόγω της μεγάλης αντίθεσης των ιδιοτήτων (εμπέδηση) μεταξύ αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου. Όταν η δομή έχει οριζόντια και επίπεδη απειρομήκη διαστρωμάτωση και θεωρείται σημειακή σε κατακόρυφη διεύθυνση (δηλαδή μονοδιάστατη), η παγίδευση αυτή αφορά μόνο τα κύματα χώρου. Όταν, όμως, οι επιφανειακοί σχηματισμοί μορφοποιούνται σε δισδιάστατες ή/και τρισδιάστατες δομές, όπως στην περίπτωση πλευρικών ετερογενειών (π.χ. μεταβολές του βάθους του βραχώδους υποβάθρου), η παγίδευση των σεισμικών κυμάτων αφορά και τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται στις ετερογένειες αυτές λόγω φαινομένων περίθλασης.

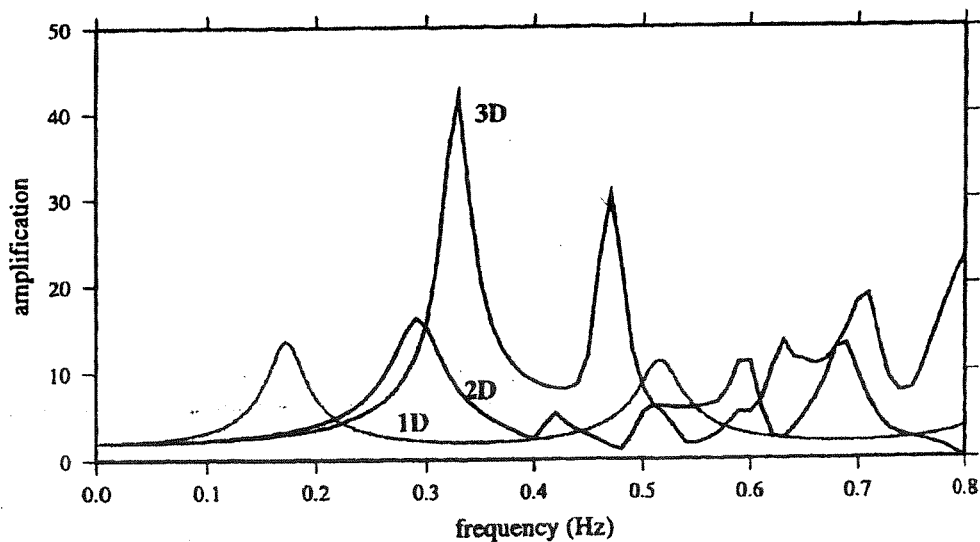
Η αλληλεπίδραση των παγιδευμένων κυμάτων οδηγεί σε τύπους (θεμελιώδεις και ανώτεροι) συντονισμού, των οποίων η μορφή και η συχνότητα σχετίζονται άμεσα με τα γεωμετρικά και μηχανικά χαρακτηριστικά της εδαφικής δομής. Ενώ οι τύποι συντονισμού είναι πολύ απλοί σε μονοδιάστατες εδαφικές δομές (κατακόρυφος συντονισμός των κυμάτων χώρου), περιπλέκονται στις περιπτώσεις δισδιάστατων και τρισδιάστατων εδαφικών δομών (Bard & Bouchon, 1985) (Σχήμα 1.2).

### **1.2.3. Περίθλαση λόγω «υπο-επιφάνειας» τοπογραφίας**

Σημαντικές αριθμητικές μελέτες, από τις αρχές ακόμα τις δεκαετίας του '80 (Bard & Bouchon, 1980a,b; 1985), ανέδειξαν τη σημασία της υπόγειας τοπογραφίας εξαιτίας της εστίασης της σεισμικής ενέργειας η οποία παγιδεύεται στους επιφανειακούς εδαφικούς σχηματισμούς, με αποτέλεσμα την αύξηση της ενίσχυσης σε σχέση με την κλασική μονοδιάστατη θεωρία (διαδιδόμενα διατμητικά κύματα σε κατακόρυφη διεύθυνση). Διαπιστώθηκε ότι τα αίτια της αύξησης της ενίσχυσης οφείλονται κυρίως, εκτός από τα κύματα χώρου, στην ανάπτυξη τοπικά επιφανειακών κυμάτων λόγω φαινομένων περίθλασης στην τοπογραφία. Ωστόσο, οι ενδείξεις για την ύπαρξη των επιφανειακών αυτών



transfer functions for the central point of a sinusoidal irregularity



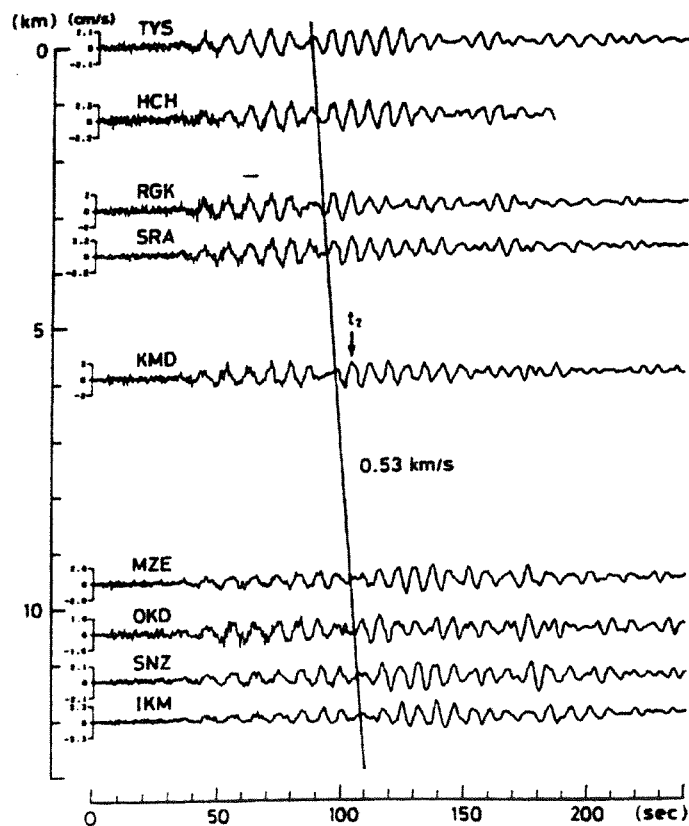
Σχήμα 1.2. Σύγκριση των μονοδιάστατων, διδιάστατων και τρισδιάστατων συνθετικών συναρτήσεων μεταφοράς της σεισμικής κίνησης σε ημιονοειδή λεκάνη. Η διδιάστατη και τρισδιάστατη συνάρτηση μεταφοράς υπολογίσθηκαν στο κέντρο της λεκάνης (Riepl, 1997).

*Comparison of spectral responses of 1D, 2D and 3D models for a sine-shaped basin (after Riepl, 1997). For 2D and 3D models, the motion is computed at basin center.*



κυμάτων από ενόργανες παρατηρήσεις ήταν ελάχιστες, όπως ελάχιστες ήταν και οι περιπτώσεις όπου οι μονοδιάστατες μέθοδοι προσομοίωσης δεν μπορούσαν να «αποδώσουν» την παρατηρούμενη ενίσχυση.

Μόλις την τελευταία δεκαετία, τα περιθλώμενα (επιφανειακά) κύματα αναγνωρίστηκαν στις καταγραφές. Συγκεκριμένα, στην κοιλάδα Santa Clara της California, τα κύματα αυτά έγιναν αντιληπτά λόγω της μεγάλης διάρκειας της κίνησης που παρατηρήθηκε σε μερικούς μετασεισμούς της Loma Prieta (Frankel *et al.*, 1991). Στη λεκάνη Kanto της Ιαπωνίας, χρονικά καθυστερημένες φάσεις συνδέονται με επιφανειακά κύματα τα οποία δημιουργούνται κατά μήκος των άκρων της λεκάνης (Σχήμα 1.3) και αναφέρεται ότι εμφανίζουν συχνά μεγαλύτερες ενισχύσεις από ότι τα απευθείας διατμητικά κύματα (Kinoshita *et*



Σχήμα 1.3. Σεισμογράμματα ενός σεισμού από το δίκτυο οργάνων στη λεκάνη Kanto της Ιαπωνίας. Οι χρονικά αργοπορημένες φάσεις έχουν πλάτη συγκρίσιμα με τα απευθείας διατμητικά κύματα και διαδίδονται κατά μήκος του δικτύου με μία ταχύτητα ομάδας γύρω στα 530m/sec (Kinoshita *et al.*, 1992).

*Example of velocity seismograms recorded on an array Kanto basin, Japan, for one particular event. The late phase has amplitude comparable to the direct S phase and propagates through the array with a group velocity about 530m/sec (after Kinoshita *et al.*, 1992).*

*al.*, 1992; Phillips *et al.*, 1993; Hisada *et al.*, 1993). Παρόμοιες παρατηρήσεις έγιναν επίσης σε καταγραφές στις λεκάνες του San Bernardino (Frankel, 1993) και Coachella (Field, 1996).

Κοινό γνώρισμα όλων των παραπάνω παρατηρήσεων είναι ότι προέρχονται από καταγραφές σεισμών σε λεκάνες μεγάλων διαστάσεων των οποίων η θεμελιώδης περίοδος είναι μεγαλύτερη του 1.0sec. Ως εκ τούτου, ο θεμελιώδης τρόπος (mode) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων έχει μικρή συχνότητα και οι χρόνοι διαδρομής από τα άκρα των λεκανών στο κέντρο μπορεί να είναι μέχρι και μερικές δεκάδες δευτερόλεπτα, με αποτέλεσμα την επιμήκυνση της διάρκειας της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Για το λόγο αυτό είναι σχετικά εύκολο να ανιχνευθούν από την ύπαρξη χρονικά αργοπορημένων φάσεων σε καταγραφές από μερικούς μόνο σταθμούς (Σχήμα 1.3).

Η κατάσταση διαφοροποιείται αρκετά όταν πρόκειται για ιζηματογενείς λεκάνες μικρότερων διαστάσεων (π.χ. πάχους μικρότερου από μερικές εκατοντάδες μέτρα και πλάτους μικρότερου των 10km). Παρόλο που οι αιτίες που προκαλούν τη δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων (λόγω περίθλασης) είναι ίδιες ανεξαρτήτως των διαστάσεων, στη περίπτωση των «μικρού μεγέθους» λεκανών οι συχνότητες των κυμάτων αυτών είναι μεγαλύτερες και οι χρόνοι διαδρομής είναι μικροί, με αποτέλεσμα την αλληλεπίδρασή τους με τα απευθείας S κύματα. Το γεγονός αυτό καθιστά δύσκολη την αναγνώρισή τους στις καταγραφές και το διαχωρισμό τους από τα διατμητικά κύματα, ακόμα και σε πυκνά δίκτυα καταγραφικών οργάνων (βλ. Κεφ. 4).

Μέχρι πρόσφατα, δεν υπήρχαν άμεσες αποδείξεις επιφανειακών κυμάτων σε μικρού μεγέθους ιζηματογενείς λεκάνες. Οι πρώτες ενόργανες αποδείξεις της δημιουργίας περιθλώμενων (επιφανειακών) κυμάτων καταγράφηκαν στα δίκτυα του πεδίου δοκιμών Euroseistest στη Μυγδονία λεκάνη (Ραπτάκης, 1995; Riepl, 1997; Kamae *et al.*, 1998; Raptakis *et al.*, 2000; Chávez-García *et al.*, 2000). Παρόμοιες παρατηρήσεις αναφέρθηκαν και για μία λεκάνη στη Santa Cruz, California (Carver & Hartzell, 1996).

Έμμεσες αποδείξεις του φαινομένου αυτού προκύπτουν από την αποτυχία των μονοδιάστατων μεθόδων προσομοίωσης να αναπαραστήσουν τις παρατηρούμενες ενισχύσεις (Liu *et al.*, 1992; Jongmans & Campillo, 1993; Graves, 1993; LeBrun, 1997; Raptakis *et al.*, 1998). Στις έμμεσες αποδείξεις των επιδράσεων

του φαινομένου της περίθλασης συμπεριλαμβάνεται και η διάρκεια των καταγραφών (Chávez-García, 1991; Caillot, 1992; Theodulidis *et al.*, 1996; Raptakis *et al.*, 2000).

Αντίθετα, δεν βρέθηκαν σαφείς αποδείξεις για αυτού του είδους (δισδιάστατων και τρισδιάστατων) φαινομένων στα πεδία δοκιμών Turkey Flat και Ashigara Valley, όπου τόσο οι μονοδιάστατες όσο και οι δισδιάστατες-τρειςδιάστατες μέθοδοι προσομοίωσης έδιναν εξίσου καλά αποτελέσματα. Ένας λόγος στον οποίο οφείλεται η σύμπτωση αυτή, είναι οι υψηλές αποσβέσεις των εδαφικών υλικών στην Ashigara Valley, με αποτέλεσμα τα επιφανειακά κύματα από περίθλαση να αποσβένονται πολύ γρήγορα (Bard, 1994). Ωστόσο, σε μία θέση στο πεδίο δοκιμών της Ashigara Valley, παρατηρήθηκε σημαντική διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων των δύο οριζοντιών συνιστωσών της κίνησης, η οποία δεν μπορούσε να εξηγηθεί με τις μονοδιάστατες μεθόδους, γεγονός που αποδόθηκε έμμεσα στις αλληλεπιδράσεις των περιθλώμενων επιφανειακών κυμάτων με τα διατμητικά (Bard, 1997).

#### **1.2.4. Περίθλαση λόγω έντονων πλευρικών ασυνεχειών**

Στενά συνδεδεμένες με το φαινόμενο της περίθλασης είναι μακροσκοπικές παρατηρήσεις οι οποίες δείχνουν συστηματικά μία αύξηση της έντασης των ζημιών σε «λωρίδες» γης κατά μήκος εντόνων πλευρικών ασυνεχειών δηλ. περιοχών όπου ένα εύκαμπτο υλικό γεινιάζει με ένα περισσότερο δύσκαμπτο (π.χ. ζώνες επικωματώσεων, μεταπτωτικά άλματα, ρηξιγενείς ζώνες, ρήγματα κ.λ.π.). Η πρώτη παρατήρηση του παραπάνω φαινομένου προέκυψε με το σεισμό του 1868 στο Hayward της Καλιφόρνια. Ο Prescott (1982) αναφέρει πολύ χαρακτηριστικά ότι: “The most destructive effects were largely upon ‘made land’ or alluvial formations and especially along the lines where the ‘made land’ connected with the solid material”. Ομοίως, πολλές παρατηρήσεις μετά το σεισμό του 1909 στην Provence της Γαλλίας ( $M=6+$ ), αναφέρουν μία αξιοσημείωτη αύξηση της έντασης στην πιο εύκαμπτη πλευρά των ασυνεχειών στις περιοχές της Rognes, La Roque d’Athéron, Venelles, Beaulieu and Lambese (Levret *et al.*, 1986; Payany, 1983).

Αν και όχι τόσο ευκρινώς όσο στις παραπάνω αναφορές, ο Weischet (1963)

συνδέει τη διαφοροποίηση του μεγέθους των ζημιών που προκάλεσε ο σεισμός της 22<sup>ας</sup> Μαΐου 1960 στην πόλη Valvidia της Χιλής, με την παρουσία έντονων πλευρικών ασυνεχειών. Για το σεισμό της 26<sup>ης</sup> Ιουλίου 1963 στα Skorje (FYROM), ο Poceski (1969) αναφέρει ότι οι μεγαλύτερες ζημιές εντοπιζόταν κατά μήκος μίας ζώνης η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες μεταβολές στο πάχος των αλλουβιακών αποθέσεων (από περίπου 5m σε περισσότερα από 20m). Οι Siro (1983) και Ivanovic (1986) συνθέτουν μακροσκοπικές παρατηρήσεις από τους σεισμούς της Irpinia Ιταλίας (23 Νοεμβρίου 1980) και του Μαυροβουνίου Γιουγκοσλαβίας (15<sup>ης</sup> Απριλίου 1979) και αναδεικνύουν τη δυνητική επικινδυνότητα περιοχών που συνδέονται με ρήγματα, αποθέσεις και επιχωματώσεις, και παρουσιάζουν έντονες κλίσεις στα όρια κοιλάδων ιζηματογενών αποθέσεων.

Οι Yuan *et al.* (1992) αναφέρουν παρόμοιες παρατηρήσεις για την κοιλάδα Shidian (επαρχία Yunnan, Κίνα), η οποία βρίσκεται σε απόσταση 300km από το επίκεντρο του σεισμού Longlin ( $M_s=7.1$ , 29-05-1976), σύμφωνα με τις οποίες σημειώθηκε απότομη αύξηση της έντασης από V σε VIII (σύμφωνα με την κινέζικη κλίμακα) σε απόσταση μικρότερη των 200m εξαιτίας της ύπαρξης ρήγματος το οποίο διαχωρίζει το βραχώδες υπόβαθρο από τις χαλαρές λιμναίες αποθέσεις. Παρατηρήθηκε ότι η ένταση μειώνεται σταδιακά με αυξανόμενη την απόσταση από το ρήγμα, ενώ δεν παρατηρούνται διαφοροποιήσεις των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών.

Πρόσφατα, σε καταγραφές του σεισμού του Hyogo-Ken Nambu (Kobe, 1995), παρατηρήθηκε μεγάλη συγκέντρωση καταστροφών σε στενή ζώνη πλάτους 1km και μήκους 20km περίπου. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίστηκε ως η περιοχή στην οποία η ένταση του σεισμού ξεπέρασε την κλίμακα VII (Japan Meteorological Agency) και οι καταρρεύσεις ανέρχονταν στο 30% του συνόλου των κτιρίων. Ο Kawase (1996) συμπέρανε ότι η συγκέντρωση των ζημιών οφείλεται στην επίδραση των ασυνεχειών (όρια λεκανών) στην ισχυρή σεισμική κίνηση και στην ενίσχυση λόγω της συμβολής των απευθείας S-κυμάτων με τα περιθλώμενα, στα όρια της λεκάνης, επιφανειακά κύματα.

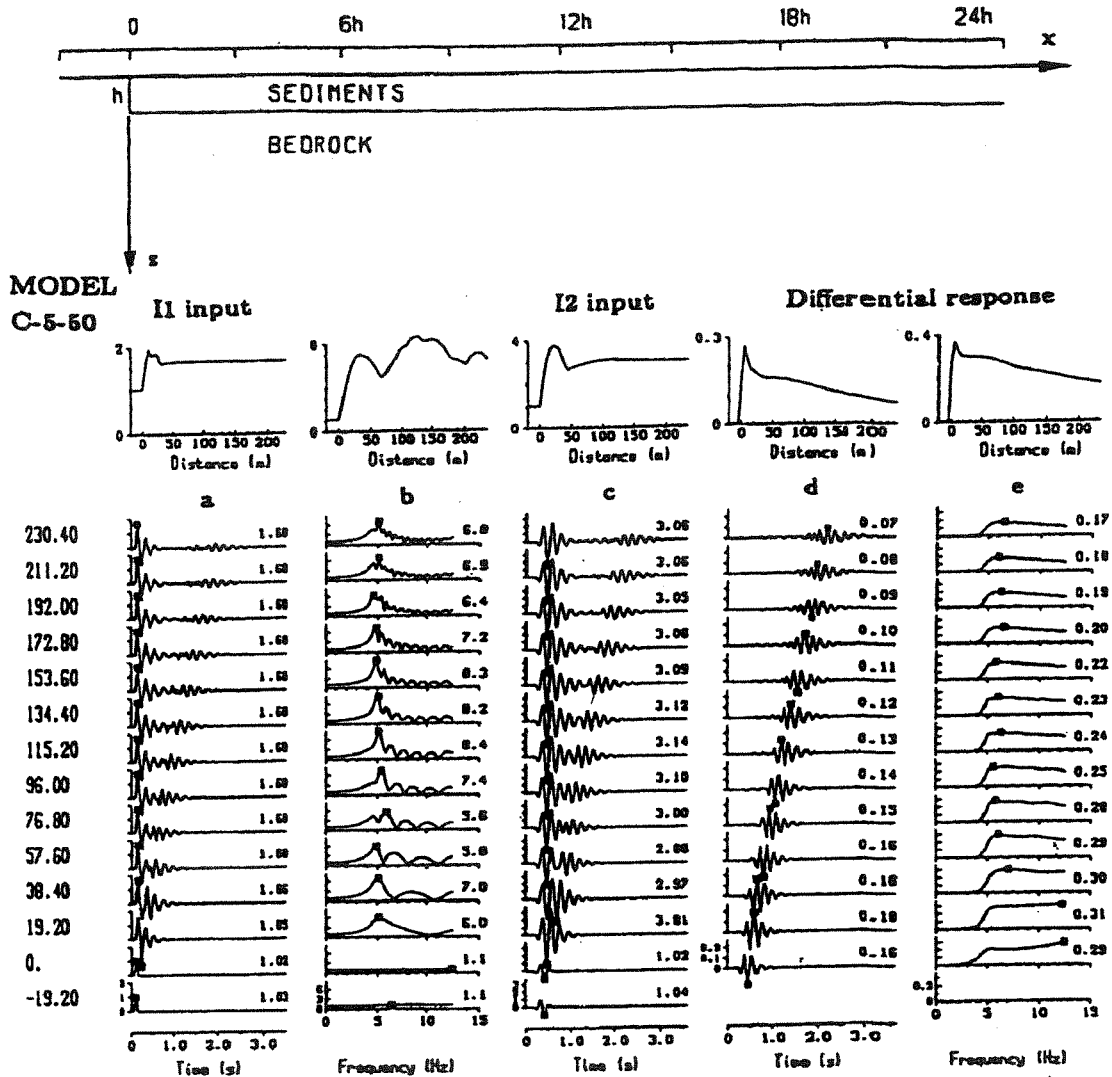
Παρά την πληθώρα των μακροσκοπικών παρατηρήσεων της επίδρασης των πλευρικών ασυνεχειών, ελάχιστες είναι οι προσπάθειες σύνθεσης αυτών όπως επίσης και οι αριθμητικές μελέτες που ασχολήθηκαν με το θέμα αυτό. Ωστόσο οι

μελέτες των Rodriguez *et al.* (1988) και Moczo & Bard (1993) έδειξαν ότι αυτού του είδους οι ασυνέχειες προκαλούν τοπικά επιφανειακά κύματα στο λιγότερο δύσκαμπτο μέρος της ασυνέχειας τα οποία χαρακτηρίζονται από δύο επιβαρυντικά στοιχεία: α) το πλάτος τους, το οποίο κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις (αντίθεση της δυσκαμψίας και απόσβεση), μπορεί να είναι μεγαλύτερο από εκείνο του προσπίπτοντος κυματικού πεδίου και β) οι πολύ μεγάλες διαφορικές κινήσεις που εισάγουν εξαιτίας του μικρού τους μήκους κύματος (Σχήμα 1.4). Το τελευταίο στοιχείο υποδηλώνει ότι το επίπεδο των βλαβών είναι δυνατό να σχετίζεται, όχι μόνο με το πλάτος της κίνησης, αλλά και με τη χωρική του παράγωγο. Αυτού του είδους οι πληροφορίες, όμως, είναι δυνατό να προέλθουν μόνο από πυκνά δίκτυα καταγραφικών οργάνων τα οποία ακόμη και σήμερα είναι περιορισμένα στον αριθμό.

### **1.2.5. Μη-γραμμική συμπεριφορά εδαφικών υλικών**

Με βάση τις πρωτοποριακές εργασίες των Seed & Idriss (1969) και Hardin & Drnevich (1972a,b), η διεθνής επιστημονική κοινότητα των μηχανικών αναγνώρισε τη μη-γραμμική υστερητική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών όταν υπόκεινται σε ισχυρή ανακυκλιζόμενη φόρτιση. Η συμπεριφορά αυτή των εδαφικών υλικών χαρακτηρίζεται από μία ταυτόχρονη μείωση του μέτρου διάτμησης και αύξηση της απόσβεσης τους με αυξανόμενη τη διατμητική παραμόρφωση. Από πληθώρα εργαστηριακών δοκιμών σε δείγματα εδαφών, η οριακή παραμόρφωση, πέρα της οποίας παρατηρούνται μεταβολές των μηχανικών ιδιοτήτων, θεωρείται πολύ μικρή της τάξης του  $10^{-4}$  ή ακόμα μικρότερη.

Η συμπεριφορά αυτή έχει δύο κύριες συνέπειες στα χαρακτηριστικά της ενίσχυσης: α) τη μείωση του μέτρου διάτμησης (ή της ταχύτητας διάδοσης των διατμητικών κυμάτων) και άρα τη μετατόπιση της θεμελιώδους συχνότητας σε μικρότερες τιμές, και β) την αύξηση της απόσβεσης του υλικού, η οποία υπερσχύει της επίδρασης της μείωσης της δυσκαμψίας στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης, με αποτέλεσμα γενικά τη μείωση του παράγοντα ενίσχυσης και της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ειδικά στις υψηλές συχνότητες.



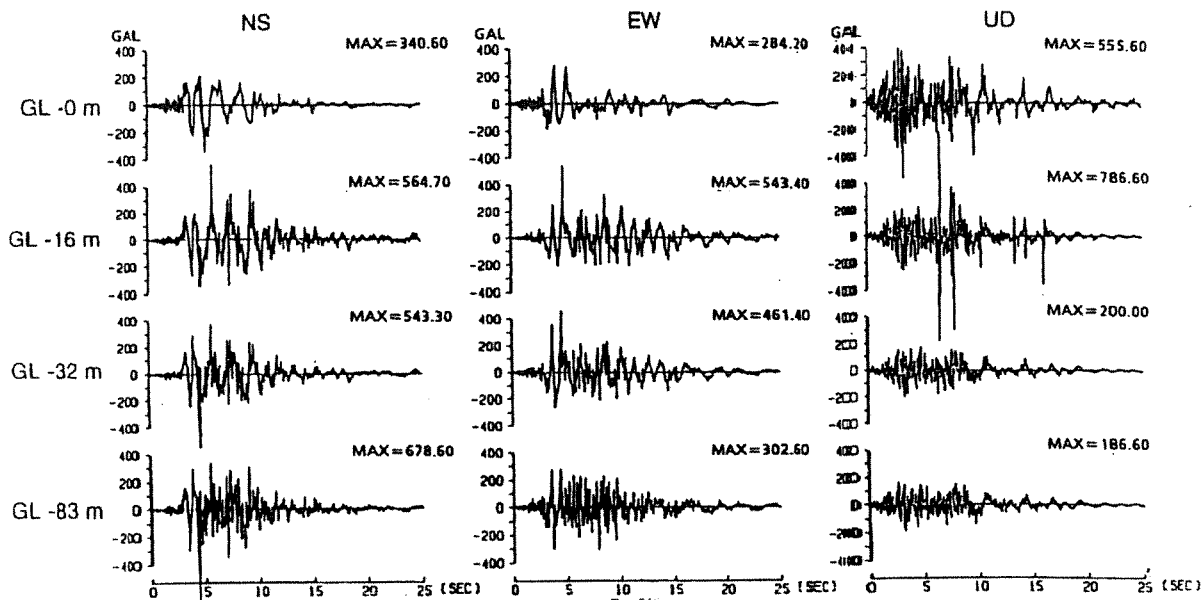
Σχήμα 1.4. Απόκριση μίας ημιάπειρης εδαφικής στρώσης σε 14 ισοπέχουσες θέσεις κοντά στο πλευρικό όριο (Moczo & Bard, 1993). Η γεωμετρία και οι ιδιότητες του εδαφικού ομοιώματος δίνονται στο πάνω μέρος του σχήματος. α) απόκριση στο πεδίο τιμών του χρόνου εξαιτίας ενός παλμού «pseudo-Dirac», β) συναρτήσεις μεταφοράς, γ) απόκριση στο πεδίο τιμών του χρόνου εξαιτίας ενός παροδικού σήματος με χαρακτηριστική συχνότητα αυτή της ιδιοσυχνότητας της ιζηματογενούς στρώσης (5Hz), δ) διαφορική κίνηση των συνθετικών σειсмоγραμμάτων της στήλης (γ) και ε) φάσματα Fourier της διαφορικής κίνησης (δ). Σε κάθε περίπτωση, δίνεται η μέγιστη τιμή του μεγέθους που μελετάται, ενώ στο πάνω μέρος κάθε στήλης δίνεται η χωρική διακύμανση της μέγιστης τιμής κατά μήκος της τομής του ομοιώματος.

*Response of a semi-infinite horizontal layer near its border (After Moczo & Bard, 1993). The model geometry is shown on top. Time and frequency domain responses are given in columns a to e for 14 equi-spaced surface sites. a) time domain response to a "pseudo-Dirac" pulse, b) Fourier transfer functions, c) time domain response to a transient signal having a characteristic frequency centered on the resonance frequency of the sediment layer (5Hz), d) differential motion (associated with motion shown in c) and e) spectral contents of differential motion (shown in d). In each column, numbers to the right represent the peak values of the corresponding quantity for the site under consideration. The five curves on top of each column display the spatial variation of these peak values along a cross section of the model.*

Υπάρχουν όμως ερευνητές οι οποίοι υποστηρίζουν ότι μπορούν να ερμηνεύσουν τα δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης με μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις 0.3 έως 0.4g (σε ορισμένες περιπτώσεις 1.0g, Murphy *et al.*, 1971), υποθέτοντας γραμμική ανελαστική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών. Είναι προφανές ότι σε ό,τι αφορά τη σπουδαιότητα του είδους αυτού των επιδράσεων, οι δύο αυτές προσεγγίσεις απέχουν πολύ από το να θεωρηθούν συγκλίνουσες. Η ασυμφωνία αυτή η οποία εδραιώθηκε στα τέλη της δεκαετίας του '80 αρχές '90, αμβλύθηκε από τότε που στις καταγραφές του σεισμού της Loma Prieta παρατηρήθηκαν περιστασιακά φαινόμενα μη γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών (Aki & Irikura, 1991) για επιταχύνσεις, όμως, μεγαλύτερες από εκείνες που είχαν αρχικά θεωρηθεί.

Αρκετές σεισμολογικές έρευνες με διαφορετικές ενόργανες τεχνικές (βλ. Κεφ. 2) σε καταγραφές ασθενών και ισχυρών εδαφικών κινήσεων, παρέιχαν αποδείξεις της μη γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών. Οι Caillot & Bard (1990), Chang *et al.* (1991), Beresnev *et al.* (1995), Beresnev & Wen (1996) αναφέρουν μείωση του παράγοντα ενίσχυσης και μερικές φορές μικρή μείωση της θεμελιώδους συχνότητας για μέγιστες επιταχύνσεις μεγαλύτερες από 0.2g (δεδομένα δικτύου SMART-1 στην κοιλάδα Lotung της Taiwan). Παρόμοια χαρακτηριστικά παρατηρήθηκαν σε μία θέση στο Treasure Island του San Francisco Bay (Darragh & Shakal, 1991), σε πολλές διαφορετικές θέσεις στην Ιαπωνία (Sato *et al.*, 1995; 1997) και στις λεκάνες του San Fernando και του Los Angeles (Field *et al.*, 1997). Οι πιο σαφείς αποδείξεις έντονων μη-γραμμικών φαινομένων προέρχονται από τις καταγραφές στο Port Island (Σχήμα 1.5) κατά τη διάρκεια του σεισμού του Kobe (1995), όπου παρατηρείται ένα σχεδόν τέλειο φιλτράρισμα των υψηλών συχνοτήτων στο ρευστοποιημένο αμμώδη σχηματισμό (Mohammadioun, 1997 και Aguirre & Irikura, 1997). Ενδιαφέρον παρουσιάζει το κοινό στοιχείο ότι σε όλες αυτές τις θέσεις που παρατηρήθηκαν μη-γραμμικά φαινόμενα, κυριαρχούν οι αμμώδεις σχηματισμοί.

Ωστόσο, οι σημαντικές ενισχύσεις που παρατηρήθηκαν στην περιοχή του San Francisco Bay το 1989 σε συνδυασμό με εκείνες που προέκυψαν από καταγραφές του σεισμού του 1985 στο Mexico City (Singh *et al.*, 1988; Ordaz & Faccioli, 1994), οδήγησαν τον Idriss (1990) (Σχήμα 1.6b) να προτείνει μία τροποποιημένη εκδοχή της σχέσης μεταξύ μέγιστων επιταχύνσεων στο βράχο και

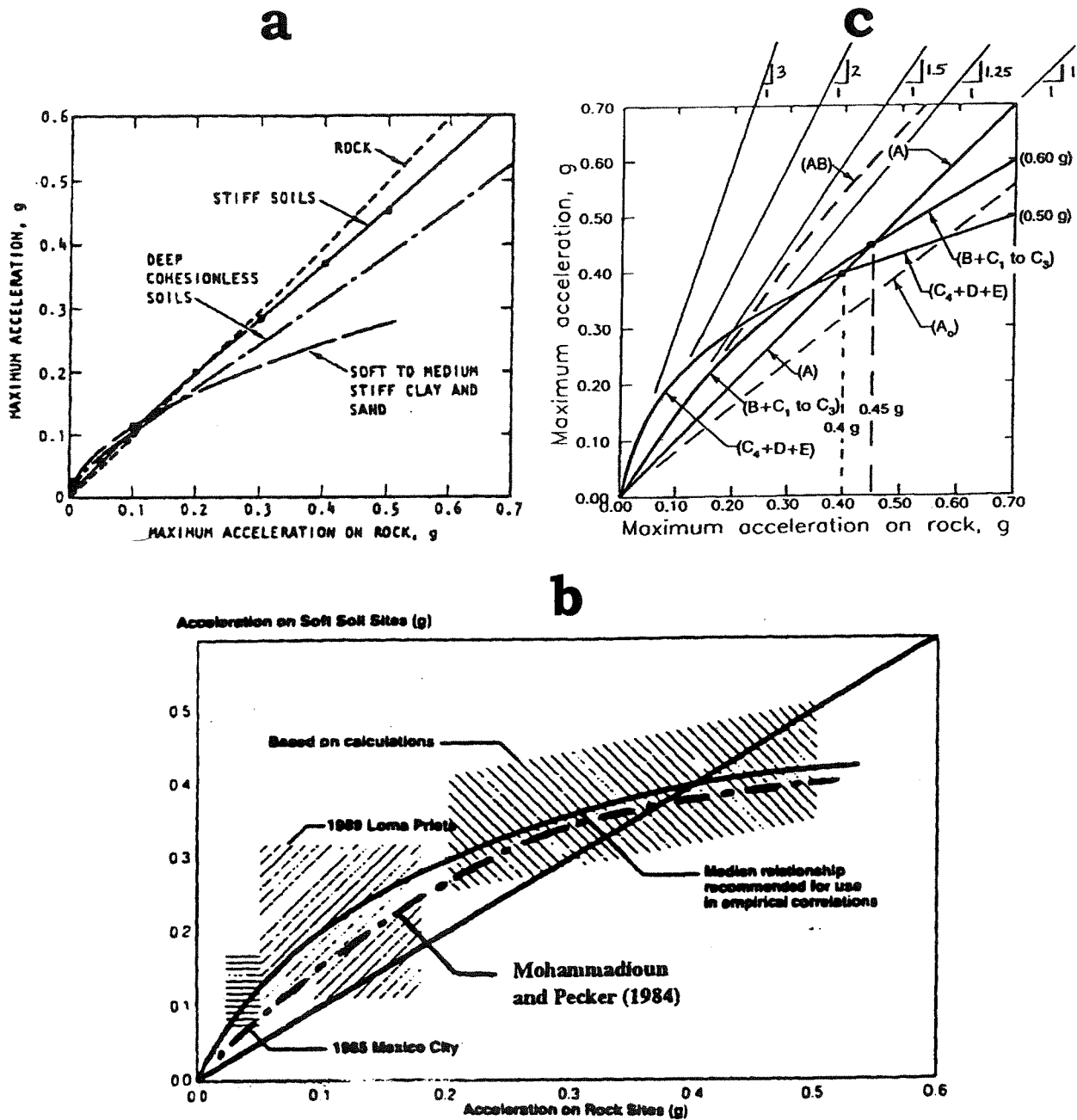


Σχήμα 1.5. Παράδειγμα επίδρασης της μη-γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών: επιταχυνσιογραφήματα στο εγκατεστημένο εντός γεωτρήσεων δίκτυο του Port Island του σεισμού Hanshin (Kobe) της 17<sup>ης</sup> Ιανουαρίου, 1995. Αξιοσημείωτη είναι η απότομη μείωση της οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης (NS, EW) στην επιφάνεια (GL -0m) μετά από μερικά δευτερόλεπτα, εξαιτίας της ρευστοποίησης του επιφανειακού αμμώδους σχηματισμού.

*An example of the effect of non-linear behavior of soft soils: acceleration recordings obtained at the Port Island downhole array during the great Hanshin (Kobe) earthquake of January 17, 1995. Note the abrupt reduction of surface horizontal acceleration after a few seconds (due to liquefaction of the upper sand layer).*

στις αποθέσεις σε σχέση με αυτή των Seed & Idriss (1983) (Σχήμα 1.6a). Παρατηρείται ότι ενώ στην πρώτη εκδοχή της σχέσης αυτής, η οριακή τιμή της επιτάχυνσης πέρα της οποίας αναμένεται να εμφανισθούν μη γραμμικά φαινόμενα ήταν περίπου 0.13g, στην τροποποιημένη εκδοχή αυξήθηκε κατά τρεις φορές (0.4g). Η τιμή αυτή της οριακής επιτάχυνσης είναι παρόμοια με τα αποτελέσματα προηγούμενων αναλύσεων των Mohammadioun & Pecker, 1984. Ενδιαφέρον έχει να αναφερθεί ξανά ότι οι θέσεις αυτές αντιστοιχούν σε αργιλώδεις αποθέσεις. Στην ίδια κατεύθυνση, οι Darragh & Shakal (1991) αναφέρουν μια περίπου γραμμική συμπεριφορά για επιταχύνσεις μεταξύ 0.003 και 0.43g σε μία θέση σχετικά δύσκαμπτων σχηματισμών. Επίσης, οι Borchardt & Glassmoyer (1992) και Borchardt & Wentworth (1995) δεν παρατηρούν κάποια στατιστικά σημαντική διαφορά μεταξύ της απόκρισης στο εύρος των μικρών και μεγάλων παραμορφώσεων των περισσότερων θέσεων με μέτριας





Σχήμα 1.6. Προσεγγιστικές συσχετίσεις μεταξύ μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων στο βράχο και στις αποθέσεις που προτάθηκαν από τους Seed & Idriss (1983) (a), Idriss (1990) και Mohammadioun & Pecker (1984) (b), και (c) Dickenson & Seed (1996).

*Effect of non-linear behaviour of soft soils: approximate relationships between peak accelerations on rock and peak acceleration in soft soils. a) Curves proposed by Seed & Idriss (1983), exhibiting quasi-systematic reduction of pga on soft soil for destructive earthquake (pga>0.1g), b) curves published in 1990 after observations performed during the Mexico (1985) and Loma Prieta (1989) events-compared with curves proposed earlier by Mohammadioun & Pecker (1984), on the basis of numerical modeling (Idriss, 1990), c) curves published in 1996 by Dickenson & Seed (1996) based on calculation for different soil categories mainly for cohesive materials.*

δυσκαμψίας αλλουβιακούς σχηματισμούς στο San Francisco Bay και στην περιοχή του Los Angeles.

Σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις και αναλύσεις, αναμενόμενη είναι η εμφάνιση σημαντικών μη γραμμικών φαινομένων σε εύκαμπους αμμώδεις σχηματισμούς όταν η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση στο βράχο υπερβεί το όριο των 0.1-0.2g. Δεδομένου ότι το όριο αυτό αποτελεί το κατώφλι για την «έναρξη» των μη γραμμικών φαινομένων, ενίσχυση πρέπει να αναμένεται για επιταχύνσεις μεταξύ 0.3 και 0.5g. Ωστόσο, τα όρια αυτά είναι ακόμα πολύ ασαφή, αφού εξαρτώνται από τις ιδιότητες και το πάχος των αποθέσεων, όπως επίσης και από το μέγεθος και το συχνотικό περιεχόμενο των σεισμών. Παραδείγματος χάριν, ο Silva (1991) προβλέπει ενίσχυση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης σε λεπτά στρώματα αμμωδών σχηματισμών για επίπεδα διέγερσης μέχρι 1.0g, ενώ περισσότερο παχείς σχηματισμοί από το ίδιο αμμώδες υλικό οδήγησαν σε μείωση της μέγιστης αναμενόμενης επιτάχυνσης για διεγέρσεις με μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις μεγαλύτερες από 0.4g. Επιπλέον, ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να αποδίδεται σε αργιλώδεις αποθέσεις με υψηλό δείκτη πλαστικότητας (π.χ. Mexico City clay), εφόσον τα μη γραμμικά φαινόμενα εμφανίζονται σε μεγαλύτερες παραμορφώσεις (Bard, 1994).

Παρά την ασάφεια των ορίων της επιτάχυνσης πέρα της οποίας θα αναμένονται μη γραμμικά φαινόμενα, τα αποτελέσματα γραμμικών αναλύσεων μπορούν να αξιοποιηθούν σε περιοχές ή χώρες μέτριας σεισμικότητας, όπου τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού εξαρτώνται από μία μέγιστη αναμενόμενη εδαφική επιτάχυνση της τάξης των 0.1-0.3g και όπου οι μορφές των φασμάτων απόκρισης γενικά περιλαμβάνουν μία σημαντική μείωση στις υψηλές συχνότητες για θέσεις εύκαμπων αποθέσεων (όπως στον EC8). Η υπόθεση αυτή, παρόλο που είναι ευρέως αποδεκτή από τους περισσότερους μηχανικούς στη βάση πρώτων συμπερασμάτων, θα πρέπει να επανεξετασθεί λεπτομερώς όπως προτείνει και ο Borchardt (1994).

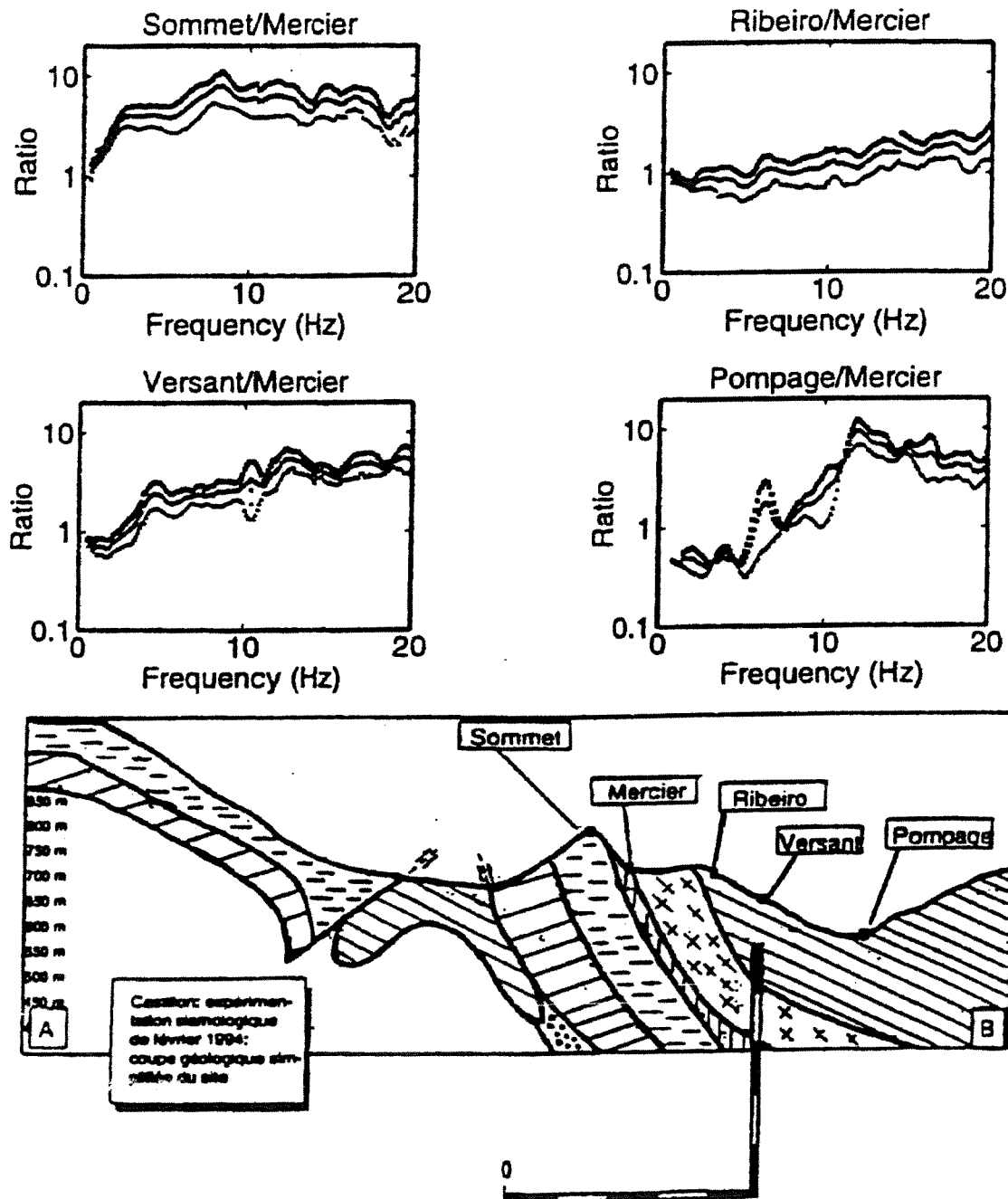
### **1.3. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ**

Στην ενότητα αυτή αναφέρονται με συνοπτικό τρόπο βασικές παρατηρήσεις που αφορούν την επιρροή της τοπογραφίας στη σεισμική κίνηση, καθώς το

αντικείμενο αυτό δεν αποτελεί μέρος της παρούσας διδακτορικής διατριβής. Παρόλα αυτά η σύντομη αναφορά σε αυτή την κατηγορία των τοπικών επιδράσεων στην ισχυρή κίνηση, θέλει να υπογραμμίσει την άποψη ότι δεν πρέπει να διαφεύγουν της προσοχής φαινόμενα του είδους που περιγράφονται στην παρούσα ενότητα και τα οποία μπορεί να θεωρούνται συνυπεύθυνα με όλες τις άλλες πιθανές αιτίες των παρατηρούμενων ζημιών.

Μετά από καταστροφικούς σεισμούς, πολλές φορές αναφέρεται ότι κτίρια τα οποία βρίσκονται σε κορυφές λόφων, βουνών ή/και κορυφογραμμών υποφέρουν πολύ περισσότερο από ενιατικές βλάβες, από ότι εκείνα που βρίσκονται στους πρόποδες τους. Σύμφωνα με τον Bard (1994), ανάλογες παρατηρήσεις αναφέρθηκαν από τους Levret *et al.* (1986) για το σεισμό του 1909 στο Lambesc της Γαλλίας, Brambati *et al.* (1980) για το σεισμό του 1976 στο Friuli της Ιταλίας, Siro (1982) για το σεισμό του 1980 στην Irpinia της Ιταλίας καθώς επίσης και από τον Celebi (1987) για το σεισμό του 1985 στη Χιλή. Ο πρόσφατος σεισμός της Κοζάνης, το Μάιο του 1995, έδωσε πρόσθετες αποδείξεις των τοπογραφικών επιδράσεων και στον ελληνικό χώρο από μακροσεισμικές παρατηρήσεις στον οικισμό Καλαμιτσιού (Πιπλάκης και συνεργάτες, 1996).

Ενόργανες παρατηρήσεις της σεισμικής κίνησης δείχνουν ότι η επιφανειακή τοπογραφία επηρεάζει σημαντικά την ενίσχυση και το συχνотικό περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης. Ανασκόπηση αυτού του είδους των ενόργανων ερευνών αποτελούν οι εργασίες των Géli *et al.* (1988), Faccioli (1991) και Finn (1991). Τη μεγαλύτερη, έως σήμερα, καταγεγραμμένη επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας παρουσίασαν οι Bard & Meneroud (1987) η οποία επιβεβαιώθηκε αργότερα από τους Neichtschein *et al.* (1995), για μία απόκρυμνη τοποθεσία στις νότιες Άλπεις, όπου η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στην κορυφή, για μία στενή ζώνη συχνοτήτων (γύρω από τα 5Hz), ήταν κατά πολύ μεγαλύτερη από αυτή στους πρόποδες (Σχήμα 1.7). Ένα ακόμα πολύ γνωστό παράδειγμα επίδρασης της τοπογραφίας προκύπτει από τις καταγραφές του σεισμού του 1994 στο Northridge της California στο σταθμό της Tarzana, σύμφωνα με τις οποίες η κίνηση παρουσίαζε ενίσχυση της τάξης του πέντε (5) γύρω από τη συχνότητα των 3Hz (Celebi, 1995; Bouchon & Barker, 1996). Άλλες παρόμοιες παρατηρήσεις αναφέρθηκαν πρόσφατα και από την Ελλάδα (Pedersen *et al.*, 1994; Chávez-García *et al.*, 1996; Lebrun *et al.*, 1999). Παρόλα αυτά, ο αριθμός των



Σχήμα 1.7. Παράδειγμα επίδρασης της τοπογραφίας στην Castillon της Γαλλίας. Τα 4 διαγράμματα (πάνω) δείχνουν τη μέση τιμή των φασματικών λόγων σε 4 θέσεις ( $\pm$  μία τυπική απόκλιση), για τη εντός επιπέδου συνιστώσα ΑΔ. Ο σταθμός αναφοράς δεν είναι ο σταθμός Pompage στο κατώτατο σημείο της τοπογραφίας αλλά ο ενδιάμεσος σταθμός Mercier. Η τομή της τοπογραφίας που ερευνάται δίνεται στο κάτω μέρος του σχήματος (Nechtschein *et al.*, 1995).

An example of a large topographic effect at Castillon, France. The 4 top diagrams display the average spectral ratios obtained at 4 surface sites ( $\pm$  one standard deviation), for the EW (in plane) component. The reference station is not the base motion station (Pompage), but an intermediate station (Mercier). A cross section of the investigated topography is shown on bottom (After Nechtschein *et al.*, 1995).

ενόργανων μελετών σχετικά με την επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας είναι εξαιρετικά μικρός (συγκρινόμενος με τον αντίστοιχο αριθμό των μελετών για την επίδραση των εδαφικών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση) και για το λόγο αυτό είναι αδύνατο να εξαχθούν στατιστικώς ασφαλή συμπερασματά.

Επιπλέον, πληθώρα θεωρητικών (αναλυτικών και αριθμητικών) μεθόδων προβλέπουν μια συστηματική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε κορυφογραμμές, ή πιο γενικά σε κυρτές τοπογραφίες (Sanchez-Sesma & Campillo, 1990, 1993). Αντιστοίχως, προβλέπουν επίσης απομείωση της κίνησης σε κοίλες τοπογραφίες όπως οι κοιλάδες και οι πρόποδες των λόφων, βουνών, κ.λ.π. Οι Kawase & Aki (1990) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η γωνία πρόσπτωσης, στην περίπτωση των προσπιπόντων με την ορική γωνία SV κυμάτων, είναι υπαίτια για τη διαφοροποίηση της κίνησης σε σχέση με τη γωνία κλίσης και αποδίδουν στο φαινόμενο αυτό την κατανομή των καταστροφών που παρατηρήθηκαν στο Whittier Narrows από το σεισμό της California το 1987. Οι Lebrun (1997) και οι Pedersen *et al.* (1994) απέδειξαν πειραματικά με καταγραφές από δίκτυα εγκατεστημένα στην Ελλάδα, ότι τα κύματα διαδιδόμενα προς (προσπίπτον κυματικό πεδίο) και από το εσωτερικό της τοπογραφίας (περιθλώμενο κυματικό πεδίο), προκαλούν συμβολές μεταξύ τους με αποτέλεσμα την ανομοιόμορφη κατανομή της ενέργειας κατά μήκος της τοπογραφίας και άρα τις επιμέρους ενισχύσεις και αποενισχύσεις της εδαφικής κίνησης.

#### **1.4. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ**

Την τελευταία δεκαετία γίνεται ολοένα και περισσότερο ορατή η απόσταση που χωρίζει τη συνήθη πρακτική των μηχανικών και την έρευνα που διεξάγεται στα ζητήματα που πραγματεύονται οι αντισεισμικοί κανονισμοί. Ειδικότερα σε ό,τι αφορά την επίδραση της τοπικής γεωλογίας στην ισχυρή κίνηση, ενώ στο χώρο της έρευνας αντιμετωπίζονται προβλήματα που έχουν σχέση με τη διερεύνηση της επίδρασης του παράγοντα «έδαφος» μίας ευρύτερης περιοχής στη θέση μελέτης σε δύο και τρεις διαστάσεις (όπως φαίνεται από τις ενότητες 1.2 και 1.3), στην καθημερινή πρακτική των εφαρμογών των μηχανικών χρησιμοποιούνται αποκλειστικά και μόνο αποτελέσματα μονοδιάστατων αναλύσεων που συνδέονται με την κατακόρυφη εδαφική τομή.

Η επισήμανση απλώς και μόνο της ύπαρξης αλληλεπίδρασης εδάφους και ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι κοινός τόπος. Ωστόσο, εξέχουσα σημασία, όπως προκύπτει και από τη διεθνή επιστημονική αρθρογραφία, έχει εκτός από την κατανόηση της φυσικής των περίπλοκων φαινομένων που συνοδεύουν την αλληλεπίδραση εδάφους και σεισμικής διέγερσης, η ποσοτικοποίηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης που οφείλεται στις τοπικές εδαφικές συνθήκες και η συστηματικοποίηση των αποτελεσμάτων της έρευνας με τρόπο ώστε να μπορούν να περιληφθούν στους σύγχρονους αντισεισμικούς κανονισμούς. Τα ζητήματα που ανακύπτουν από το χάσμα μεταξύ της έρευνας (διεθνούς και εγχώριας) και της συνήθους πρακτικής των εφαρμογών των μηχανικών, εντάσσονται σε δύο θεματικές ενότητες: η μία αφορά την περιγραφή του παράγοντα έδαφος και η άλλη αφορά τα φάσματα απόκρισης ή γενικότερα την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης.

Σε σχέση με τις παραπάνω επισημάνσεις σε ό,τι αφορά το περιεχόμενο των αντισεισμικών κανονισμών σε θεμελιώδη ζητήματα, η πρόσφατη έρευνα έχει δείξει σημαντικές τόσο ποιοτικές όσο και ποσοτικές διαφοροποιήσεις. Με αφορμή τις διαφοροποιήσεις αυτές, στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής διερευνούνται:

- η αναγκαιότητα της γνώσης της ευρύτερης γεωλογικής δομής σε δύο και τρεις διαστάσεις, και ιδιαίτερων τοπικών γεωλογικών συνθηκών όπως μεταπρωτικά άλματα σχηματισμών, ρήγματα, ρηγματώσεις, άκρα ιζηματογενών λεκανών κ.α., καθώς η ευρύτερη δομή επιφέρει πρόσθετες ενισχύσεις σε σχέση με τη μονοδιάστατη θεώρηση της ισχυρής κίνησης,
- η επίδραση της αντίθεσης της δυσκαμψίας μεταξύ αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου, και της γεωμετρίας της μεταξύ τους διεπιφάνειας,
- η επίδραση της εγγενούς απόσβεσης των εδαφικών υλικών και του πάχους των εδαφικών σχηματισμών που συγκροτούν, παράμετροι οι οποίοι μπορεί να έχουν σημαντική επίδραση στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης,
- η ποσοτικοποίηση της πρόσθετης σε σχέση με τη μονοδιάστατη απόκριση ενίσχυσης που οφείλεται σε δισδιάστατα φαινόμενα όπως η πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων προερχόμενων από την περίπλοκη επιφανειακή γεωλογία (ασυνέχειες, άκρα ιζηματογενών λεκανών, κ.α.),

- η ισόμετρη ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας (σε σχέση με τις οριζόντιες συνιστώσες) λόγω των τοπικά παραγομένων Rayleigh κυμάτων,
- η μελέτη της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών του χρόνου δεδομένου ότι σε συνήθεις εφαρμογές η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης δεν λαμβάνεται άμεσα υπόψη, ενώ έχει επανειλημμένως παρατηρηθεί επιμήκυνση της χρονικής διάρκειας της σεισμικής κίνησης εξαιτίας της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Είναι γνωστό ότι η μελέτη της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων (περιόδων) αγνοεί τη χρονική διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης γεγονός που ενδεχομένως είναι δυνατό να οδηγήσει σε εσφαλμένη εκτίμηση του σεισμού σχεδιασμού.

Η εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στην παρούσα διατριβή, πραγματοποιείται α) με την επιλογή και την επεξεργασία των καταγραφών για την ανάδειξη των κύριων χαρακτηριστικών (πλάτος, συχνοτικό περιεχόμενο, διάρκεια) της σεισμικής κίνησης στις θέσεις καταγραφής, β) με την εφαρμογή ενόργανων μεθόδων προσδιορισμού της σεισμικής απόκρισης και στις τρεις συνιστώσες της σεισμικής κίνησης και με τη φυσική ερμηνεία των αποτελεσμάτων διαμέσου της συσχέτισής τους με την επαρκώς γνωστή εδαφική δομή, και γ) με θεωρητικές προσομοιώσεις της σεισμικής κίνησης τόσο σε αναλυτικά όσο και σε απλοποιημένα (ως προς τα δυναμικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά) προσομοιώματα της τοπικής γεωλογίας.

Το γεγονός ότι μεγάλος αριθμός επιστημόνων, κρατικών, διακρατικών και διεθνών φορέων, αναλώνεται με την έρευνα και τη χρηματοδότηση σε ζητήματα πρωτεύουσας σημασίας όπως αυτά που περιγράφονται παραπάνω, αποδεικνύει με τον πλέον έγκυρο τρόπο τη χρησιμότητα και την αναγκαιότητα ενίσχυσης του Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού με αποτελέσματα και συμπεράσματα της πρόσφατης έρευνας. Τα θέματα που εξετάζονται στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής, πιστεύεται ότι συμβάλλουν στην πρόοδο της εφαρμοσμένης έρευνας με προφανή και κύριο στόχο την επιθυμητή και αναγκαία πρόοδο στη λύση του πολύπλευρου και σύνθετου προβλήματος, που σχετίζεται με τη μείωση του σεισμικού κινδύνου.





## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο**

### **ΤΟΠΙΚΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ**

#### **2.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Οι μέθοδοι με τις οποίες μπορεί να εκτιμηθεί η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών ή αλλιώς η τοπική εδαφική απόκριση διακρίνονται, σύμφωνα με το υλικό ανάλυσης, σε δύο βασικές κατηγορίες. Η μία κατηγορία περιλαμβάνει το σύνολο των ενόργανων και εμπειρικών μεθόδων με τις οποίες αναλύονται οι καταγραφές (σεισμογράμματα και επιταχυνσιογραφήματα), ενώ η άλλη αφορά το σύνολο των θεωρητικών (αναλυτικών ή αριθμητικών) προσομοιώσεων, που βασίζονται στη σύνθεση των παραμέτρων προσομοίωσης, με πραγματικές ή υποθετικές πληροφορίες για το είδος της πηγής, το κυματικό πεδίο και το εδαφικό ομοίωμα.

Βέβαια οι μέθοδοι ανεξαρτήτως του είδους προσέγγισης (θεωρητικής ή ενόργανης), μπορούν να καταταγούν με βάση και άλλες σημαντικές παραμέτρους όπως το είδος και το συχνοτικό περιεχόμενο της εδαφικής κίνησης (ισχυρή ή ασθενής και μικροθόρυβοι), τη γεωμετρία των σχηματισμών (αποθέσεις κατά στρώσεις, σχήμα τοπογραφίας), τις επιμέρους συνιστώσες του κύματος (P-SV, SH, R), τις διαστάσεις ανάλυσης (1D, 2D, 3D) καθώς και άλλες μεταβλητές όπως η γωνία πρόσπτωσης, ο τύπος της σεισμικής πηγής κ.α.

Στις ενότητες 2.2 και 2.3 παρουσιάζονται συνοπτικά οι κυριότερες μέθοδοι ενόργανης και θεωρητικής προσέγγισης της επιρροής της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική διέγερση καθώς επίσης και τα βασικά συμπεράσματα εφαρμογής των μεθόδων αυτών με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία των τελευταίων δεκαετιών.

## **2.2. ΕΝΟΡΓΑΝΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ**

Η ραγδαία εξέλιξη της τεχνολογίας των καταγραφικών οργάνων την τελευταία δεκαετία και η πληθώρα σεισμικών καταγραφών, έδωσαν ώθηση στη χρήση ενόργανων προσεγγίσεων για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης. Το γεγονός αυτό έγινε φανερό με τη δημοσίευση πολλών αξιολογών ερευνών πάνω σε νέες τεχνικές ανάλυσης των σεισμικών καταγραφών, καλύπτοντας με τον τρόπο αυτό, τη διαφορά που τις χώριζε από τις θεωρητικές προσεγγίσεις, οι οποίες κυριάρχησαν τις δύο τελευταίες δεκαετίες.

Η εκτίμηση της επίδρασης-απόκρισης της τοπικής γεωλογίας, με ενόργανες μεθόδους, είναι εξέχουσας σημασίας καθώς η όποια αριθμητική προσομοίωση δεν μπορεί να αναπαραστήσει την πολυπλοκότητα των γεωλογικών δομών και των αντίστοιχων δυναμικών φαινομένων. Η ανάλυση των καταγραφών, εκτός από την ποσοτική εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης, πρέπει να τείνει και στην «αποκρυπτογράφηση» των φυσικών φαινομένων και μηχανισμών που συμβάλλουν στην διαμόρφωση της σεισμικής κίνησης.

Πολλές από τις πρώτες αναλύσεις της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών βασίστηκαν στην απευθείας σύγκριση των χρονοσειρών που καταγράφηκαν σε διάφορες γεωγραφικές θέσεις. Οι αναλύσεις όμως αυτές, έδωσαν τη θέση τους στη μελέτη των φαινομένων της απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, καθώς έχει πλέον υπερισχύσει η άποψη ότι οι επιδράσεις της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση εξαρτώνται από τη συχνότητα. Έτσι λοιπόν, οι μετρήσεις των επιταχύνσεων που αντανάκλουν ορισμένες πληροφορίες των τοπικών επιδράσεων, πρέπει να λαμβάνουν υπόψη την εξάρτηση από τη συχνότητα. Στη λογική αυτή, τις τελευταίες δεκαετίες κινήθηκαν πολλοί ερευνητές (Nogoshi & Igarashi, 1970; 1971; Andrews, 1986; Phillips & Aki, 1986; Nakamura, 1989; Boatwright *et al.*, 1991; Lermo & Chávez-García, 1993; Lachet & Bard, 1994; Field & Jacob, 1995; Raptakis *et al.*, 1998; Riepl

*et al.*, 1998) μετά τις πρώτες εμπειρικές εφαρμογές από τον Borchardt (1970).

### **2.2.1. Ορισμοί και σύντομη περιγραφή εμπειρικών μεθόδων**

Στην πράξη, όλες οι εμπειρικές τεχνικές, που κατά καιρούς έχουν αναπτυχθεί, ανάγουν το θέμα της εκτίμησης της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, εξαιτίας της εύκολης διαχείρισης των ενόργανων παρατηρήσεων. Το φυσικό μέγεθος που εκφράζει μία καταγραφή μπορεί, σύμφωνα με τον Borchardt (1970), να αναπαρασταθεί συμβολικά, στο πεδίο τιμών του χρόνου, ως το γινόμενο της συνέλιξης των τριών παραγόντων που συνδέονται με τις φάσεις εξέλιξης του φαινομένου του σεισμού (ενεργοποίηση της πηγής, δρόμος διάδοσης, τοπικές εδαφικές συνθήκες). Με τη χρήση του μετασχηματισμού Fourier και χωρίς να ληφθεί υπόψη η επιρροή της φάσης, οι καταγραφές είναι δυνατό να αναχθούν, στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, από το ανηγμένο γινόμενο των πλατών των παραπάνω παραγόντων σε συνάρτηση με τη συχνότητα.

Η σημαντικότερη αποκάλυψη, όπως υπογραμμίζουν πολλοί ερευνητές μεταξύ των οποίων οι Aki (1988), Bard (1994), Field & Jacob (1995), αφορά την απάλειψη των επιδράσεων της πηγής και της διαδρομής, προκειμένου να εκτιμηθεί η επίδραση της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης, με βάση τις καταγραφές. Για τον σκοπό αυτό, έχουν προταθεί πολλές μέθοδοι, οι οποίες χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με το αν χρησιμοποιείται ή όχι θέση (σταθμός) αναφοράς, σε σχέση με τις επιδράσεις που εκτιμούνται σε διάφορες θέσεις μίας εννοργανομένης περιοχής. Στη συνέχεια παρουσιάζονται συνοπτικά οι πέντε από τις πλέον γνωστές εμπειρικές μεθόδους προσδιορισμού της επιρροής της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση.

#### **2.2.1.1. Η τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR)**

Η τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) έχει ευρέως εφαρμοσθεί από τότε που πρώτος την εισήγαγε ο Borchardt (1970). Με τη μέθοδο αυτή προσδιορίζεται η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε μία συγκεκριμένη θέση καταγραφής στην επιφάνεια αποθέσεων ή εδαφικών υλικών πλήρωσης λεκανών σε σχέση με τη σεισμική κίνηση που καταγράφηκε σε μία κοντινή θέση

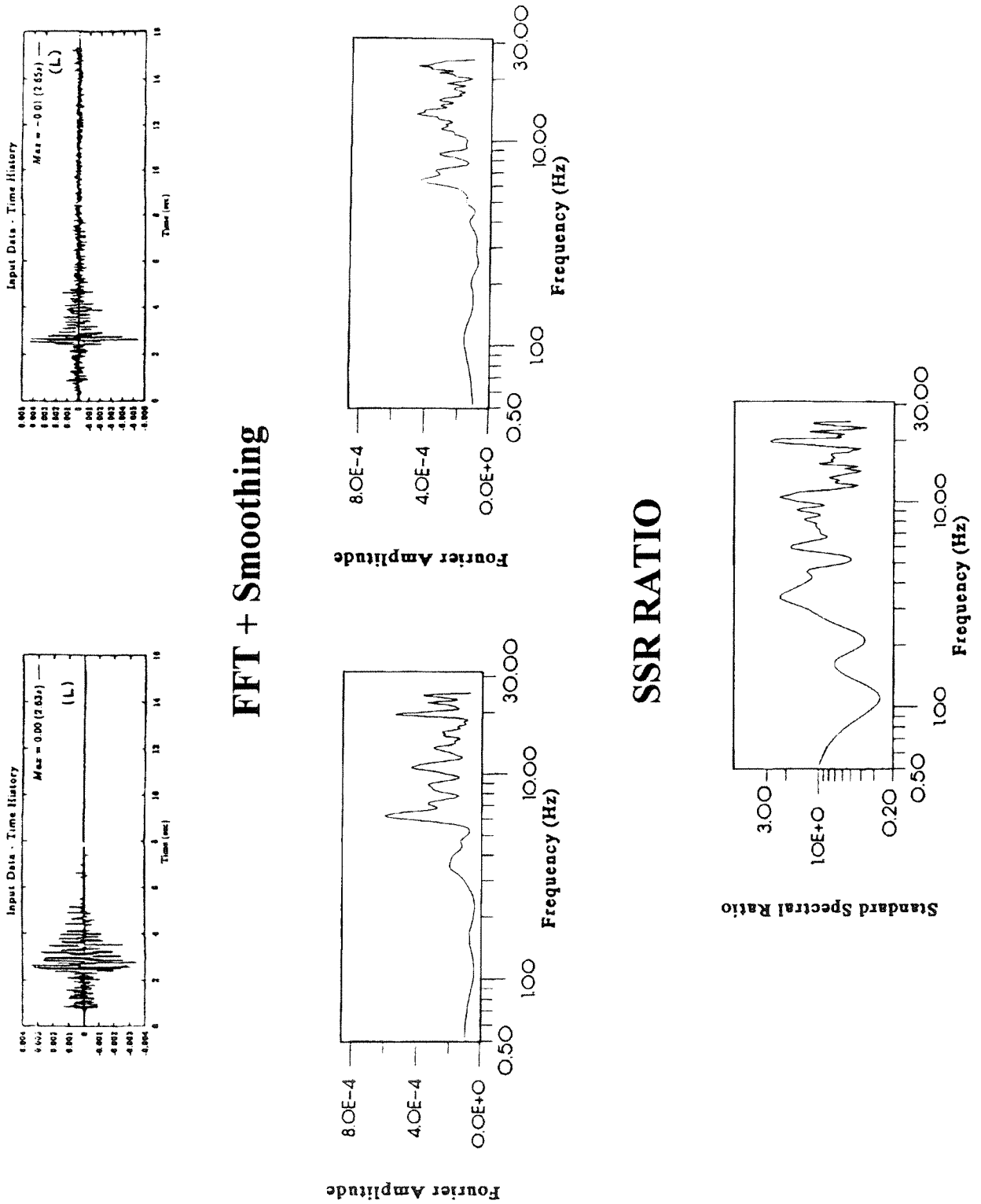
αναφοράς (βραχώδες υπόβαθρο). Η απόκριση της θέσης προκύπτει ως ο λόγος του φάσματος Fourier μίας καταγραφής σε συγκεκριμένη θέση προς το αντίστοιχο φάσμα της καταγραφής του ίδιου σεισμού στο σταθμό αναφοράς (Σχήμα 2.1). Η συνήθης επιλογή του σταθμού αναφοράς αφορά θέσεις επιφανειακού ίχνους βραχώδους σχηματισμού, ενώ σπανιότερα αφορά θέσεις βραχώδους υποβάθρου (σταθμός εντός γεώτρησης).

Βασικές προϋποθέσεις εφαρμογής της μεθόδου στην περίπτωση που ο σταθμός αναφοράς βρίσκεται στην επιφάνεια, είναι α) η θέση αυτή να είναι απαλλαγμένη από την ύπαρξη αποθέσεων ή τοπογραφίας (Steidl *et al.*, 1996), και β) η απόσταση μεταξύ θέσης παρατήρησης και σταθμού αναφοράς να είναι πολύ μικρότερη της επικεντρικής απόστασης, ώστε να μπορεί να θεωρηθεί ότι η επίδραση του δρόμου διαδρομής της σεισμικής ενέργειας είναι ίδια και για τις δύο θέσεις.

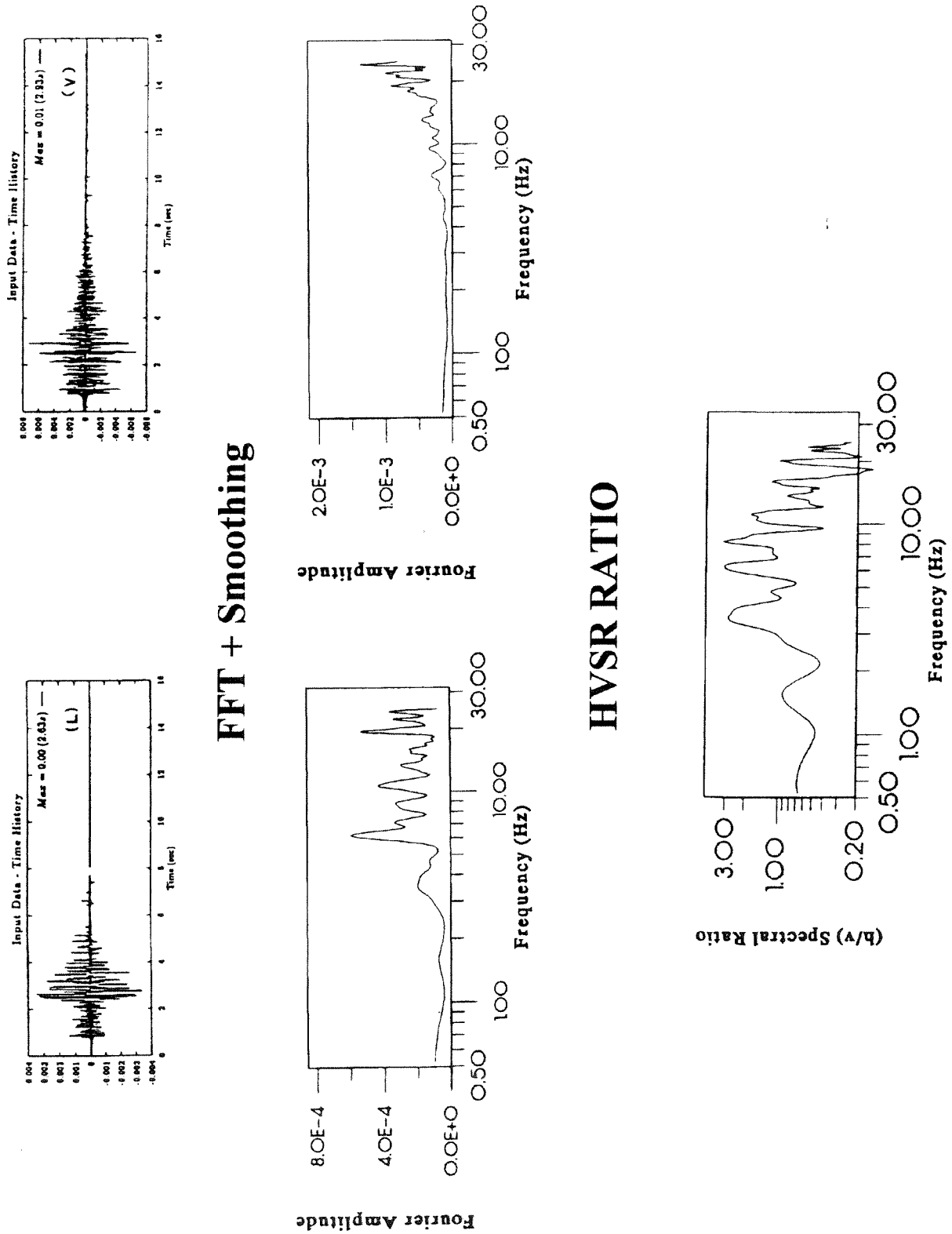
### **2.2.1.2. Η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR)**

Η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) είναι γνωστή ως η τεχνική στην οποία χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της συνάρτησης μεταφοράς η καταγραφή στην κατακόρυφη συνιστώσα αντί της αντίστοιχης οριζόντιας στη θέση αναφοράς (Σχήμα 2.2). Η τεχνική αυτή την τελευταία δεκαετία χρησιμοποιήθηκε από πληθώρα ερευνητών (Lermo & Chavéz-García, 1993; Lachet & Bard, 1994; Theodulidis & Bard, 1995; Field & Jacob, 1995; Ραπτάκης, 1995; Theodulidis *et al.*, 1996; Raptakis *et al.*, 1998; Riepl *et al.*, 1998; Raptakis *et al.*, 2000), κυρίως εξαιτίας του πλεονεκτήματος που σχετίζεται με τη μη χρήση σταθμού αναφοράς και ό,τι αυτό συνεπάγεται σχετικά με τις δυσκολίες εξεύρεσης κατάλληλης θέσης αναφοράς (επιφανειακή εκδήλωση βραχώδους σχηματισμού, μικρές αποστάσεις σταθμών αποθέσεων και αναφοράς).

Η κατακόρυφη συνιστώσα των καταγραφών, σε περιπτώσεις επίπεδης και οριζόντιας στρωματογραφίας, θεωρείται ότι είναι απαλλαγμένη των τοπικών επιδράσεων. Για το λόγο αυτό, η συνάρτηση μεταφοράς μπορεί να προσδιορισθεί από το λόγο του φασματικού πλάτους της οριζόντιας συνιστώσας προς το αντίστοιχο της κατακόρυφης. Παρόλα αυτά, η υπόθεση ότι η κατακόρυφη κίνηση



Σχήμα 2.1. Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου SSR (Ραπτάκης, 1995)  
*Application example of SSR technique (Reproduced after Raptakis, 1995)*



Σχήμα 2.2. Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου HVSR (Ραπτάκης, 1995)  
*Application example of HVSR technique (Reproduced after Raptakis, 1995)*

δεν επηρεάζεται από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, δεν ισχύει σε όλες τις περιπτώσεις και για το λόγο αυτό απαιτείται η διερεύνηση των προϋποθέσεων χρήσης της τεχνικής αυτής (βλ. §2.2.2).

#### **2.2.1.3. Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής**

Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής εφαρμόστηκε για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης αρχικά από τους Andrews (1986), Boatwright *et al.* (1991) και Field & Jacob (1995). Για μία συγκεκριμένη ομάδα καταγραφών, τα άγνωστα φάσματα θέσης και πηγής επιλύονται ταυτόχρονα με την εφαρμογή τεχνικών αντιστροφής με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων τους (χρησιμοποιώντας το σύνολο των καταγραφών). Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής σε σχέση με εκείνη του κλασσικού φασματικού λόγου είναι η καλύτερη εκτίμηση των φασμάτων θέσης και πηγής, εξαιτίας της ταυτόχρονης αντιστροφής όλων των διαθέσιμων δεδομένων, ειδικότερα όταν οι σεισμοί δεν έχουν καταγραφεί σε όλους τους σταθμούς (Field & Jacob, 1995). Το γεγονός αυτό προσφέρει το πλεονέκτημα της πλήρους εκμετάλλευσης της διαθέσιμης ομάδας δεδομένων. Επίσης, οι καταγραφές σεισμών των οποίων το επίκεντρο βρίσκεται εντός της περιοχής των δικτύων, είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν εφόσον υποστούν διόρθωση σε ό,τι αφορά το δρόμο διάδοσης των κυμάτων (Riepl, 1997).

#### **2.2.1.4. Η μέθοδος των κυμάτων ουράς**

Η μέθοδος των κυμάτων ουράς (Coda Wave Method) αναπτύχθηκε από τους Phillips & Aki (1986). Ο προσδιορισμός των συναρτήσεων μεταφοράς βασίζεται αποκλειστικά στο τελευταίο μέρος των καταγραφών (κύματα ουράς), από το σημείο όπου ο χρόνος είναι διπλάσιος εκείνου της πρώτης άφιξης των διατημητικών κυμάτων. Η φασματική μορφή των κυμάτων ουράς είναι ανεξάρτητη της θέσης της πηγής και του δέκτη καθώς επίσης και του προσανατολισμού της πηγής (Phillips & Aki, 1986), διότι το μέρος αυτό της καταγραφής κυριαρχείται από επανασκεδαζόμενα κύματα στις ειερογένειες του φλοιού της γης. Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο αυτή, στην κλασσική μορφή της, η συνάρτηση μεταφοράς υπολογίζεται για μία ζώνη συχνοτήτων (και όχι συνεχώς σε όλη την περιοχή των συχνοτήτων που ενδιαφέρουν), για διαφορετικά χρονικά διαστήματα

μετακινούμενα σε όλο το μήκος της «ουράς» του σήματος. Για κάθε μία από τις κεντρικές συχνότητες, το μήκος του μετακινούμενου διαστήματος επιλέγεται ανάλογα με τη συχνότητα ανάλυσης. Για το λόγο αυτό, οι τιμές του παράγοντα ενίσχυσης που υπολογίζονται με τη μέθοδο αυτή, αναπαριστούν μέσες τιμές όχι μόνο σε μία συγκεκριμένη περιοχική συχνότητων αλλά και του συνόλου των κυμάτων ουράς. Περισσότερες λεπτομέρειες για τη μέθοδο παρουσιάζονται από τους Phillips & Aki (1986).

#### **2.2.1.5. Η μέθοδος Nakamura**

Η μέθοδος Nakamura (Nakamura, 1989) είναι παρόμοια με αυτή του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR), όμως με δεδομένα από καταγραφές εδαφικού θορύβου. Σύμφωνα με τους Lachet & Bard (1994), ο εδαφικός θόρυβος μπορεί να συγκριθεί με τυχαίες αλλά ορθά κατανοημένες πηγές μικροδονήσεων. Ο θόρυβος αυτός είναι αρκετός για να διεγείρει τις ιζηματογενείς στρώσεις στη θεμελιώδη ιδιομορφή τους, και για το λόγο αυτό οι καταγραφές του εδαφικού θορύβου είναι χρήσιμες για την εφαρμογή της τεχνικής αυτής (Duval, 1994).

#### **2.2.2. Προηγούμενη έρευνα (τεχνικές SSR και HVSR)**

Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι υπολογισμού, μία με σταθμό αναφοράς και μία χωρίς σταθμό αναφοράς, οι οποίες είναι οι δημοφιλέστερες μεταξύ όλων των εμπειρικών τεχνικών. Οι τεχνικές αυτές είναι του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR), και για το λόγο αυτό, στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται αναλυτικότερα.

Η πλέον συνήθης εμπειρική τεχνική για την εκτίμηση των βασικών χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων (φασματικοί λόγοι), είναι η σύγκριση καταγραφών στις αποθέσεις και στο βράχο. Η *τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου SSR* μπορεί να εφαρμοσθεί σε καταγραφές που προέρχονται κυρίως από τοπικά δίκτυα καταγραφικών οργάνων. Βασικά, η αρχή της μεθόδου αυτής περιγράφεται από τους Field & Jacob (1995), σύμφωνα με την οποία για ένα δίκτυο  $i$  σταθμών που έχει καταγράψει  $j$  σεισμικά



γεγονότα, το φασματικό πλάτος  $R_{ij}(f)$  της εδαφικής κίνησης δίνεται από τη σχέση 2.1:

$$R_{ij}(f) = E_j(f) \cdot P_{ij}(f) \cdot S_i(f) \quad (2.1)$$

Οι παράγοντες  $E_j(f), P_{ij}(f), S_i(f)$  περιγράφουν την επιρροή της πηγής, του δρόμου διάδοσης της σεισμικής ακτινοβολίας και των τοπικών εδαφικών συνθηκών αντίστοιχα. Η τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου βασίζεται στην παραδοχή ότι ο όρος  $P_{ij}(f)$  που περιγράφει το δρόμο διαδρομής του σεισμικού κύματος θεωρείται ότι είναι ανεξάρτητος της θέσης καταγραφής, όταν η απόσταση από το σταθμό αναφοράς είναι μικρή σε σύγκριση με την επικεντρική.

Λεπτομερείς συγκρίσεις μεταξύ της τεχνικής SSR και άλλων εμπειρικών μεθόδων, που χρησιμοποιούν σταθμό αναφοράς όπως της γενικευμένης αντιστροφής έγιναν από τους Field *et al.* (1992), Stiedl (1993), Field & Jacob (1995), Riepl (1997) και Riepl *et al.* (1998). Παρόλο που τα αποτελέσματά τους βασίσθηκαν σε δεδομένα που προέρχονται από συγκεκριμένες θέσεις και γεωλογικές συνθήκες (μεταξύ πηγής και θέσης παρατήρησης), τα συμπεράσματα που αφορούν την εφαρμοσιμότητα και την αξιοπιστία της μεθόδου SSR, είναι περισσότερο ποιοτικά και μπορούν να συνοψιστούν ως εξής: α) η εκτίμηση της συνάρτησης μεταφοράς σε μία θέση με τη χρήση της τεχνικής του κλασσικού φασματικού λόγου δίνει σχετικώς σταθερά αποτελέσματα ακόμα και σε θορυβώδεις καταγραφές, β) η χρήση μεμονωμένων φασματικών λόγων (από ένα ή λίγα σεισμικά γεγονότα) πρέπει να αποφεύγεται, γ) οι παράγοντες ενίσχυσης που υπολογίσθηκαν με την τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου και της γενικευμένης αντιστροφής είναι παρόμοιοι (οι Field & Jacob προτείνουν να μην λαμβάνονται υπόψη στους υπολογισμούς καταγραφές με λόγο σήματος-θορύβου κάτω από μία εκ των προτέρων καθορισμένη τιμή συνήθως 2 ή 3) και δ) η τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου παρουσιάζει πλεονεκτήματα όταν το επίπεδο θορύβου κυμαίνεται μεταξύ των σταθμών ή όταν η απόκριση σε κάποιες θέσεις είναι εγγενώς περισσότερο μεταβλητή από ότι σε άλλες.

Σε αντίθεση με την τεχνική SSR, η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα HVSR, όπως ήδη έχει αναφερθεί, δεν απαιτεί σταθμό αναφοράς. Η εφαρμογή της βασίζεται στον υπολογισμό του φασματικού λόγου μεταξύ των φασμάτων της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα

της κίνησης κατά άλλους για το μέρος του σήματος που αντιστοιχεί στα διατμητικά κύματα (Lermo & Chávez-García, 1993) και κατά άλλους για ολόκληρο το σήμα (Riepl *et al.*, 1998; Raptakis *et al.*, 1998).

Στην πραγματικότητα, η τεχνική αυτή αποτελεί ένα συνδυασμό μεταξύ μιας σεισμολογικής μεθόδου (receiver-function technique) η οποία χρησιμοποιήθηκε από τον Langston (1979) για τον προσδιορισμό της ταχύτητας διάδοσης των διαμήκων κυμάτων στο στερεό φλοιό της Γης κάτω από το σταθμό καταγραφής, υποθέτοντας ότι οι τοπικές εδαφικές συνθήκες δεν επιδρούν σημαντικά στην κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης, και της πρότασης του Nakamura (1989) που αναφέρεται στη χρήση του λόγου αυτού σε καταγραφές εδαφικού θορύβου (ή μικροθορύβου). Ο Nakamura (1989) επαναπροσδιόρισε την αρχική υπόθεση του Langston, καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι η κατακόρυφη συνιστώσα δεν ενισχύεται σημαντικά από την επιφανειακή γεωλογία με εξαίρεση την περίπτωση της ύπαρξης επιφανειακών κυμάτων, που αν υπάρχουν, η επίδραση τους θα είναι περίπου ίδια σε όλες τις συνιστώσες της κίνησης.

Το ιδιαίτερο ενδιαφέρον που παρουσιάζει η τεχνική αυτή οφείλεται στην απλότητά της, στην αποφυγή των δυσκολιών που σχετίζονται συνήθως με την επιλογή σταθμού αναφοράς και στο χαμηλό της κόστος (για την εφαρμογή της απαιτούνται καταγραφές από έναν σταθμό). Η τεχνική HVSR εφαρμόσθηκε από τους Lermo & Chávez-García (1993), για πρώτη φορά χρησιμοποιώντας μόνο το μέρος των διατμητικών (S) κυμάτων σε καταγραφές σεισμών από τρεις θέσεις στο Μεξικό και διέκριναν πολύ ενθαρρυντικές ομοιότητες μεταξύ των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της τεχνικής αυτής σε σύγκριση με τα αντίστοιχα αποτελέσματα της τεχνικής του κλασσικού φασματικού λόγου. Πιο συγκεκριμένα παρατηρήθηκε μεταξύ των αποτελεσμάτων των δύο τεχνικών πολύ καλή συμφωνία στην εκτίμηση τόσο των συχνοτήτων συντονισμού όσο και του επιπέδου ενίσχυσης.

Η τεχνική HVSR εφαρμόσθηκε και από τους Theodulidis & Bard (1995) και Theodulidis *et al.* (1996) σε ομάδες δεδομένων ασθενών και ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Συμπέραναν ότι η μορφή της συνάρτησης μεταφοράς που προέκυψε από την εφαρμογή της τεχνικής HVSR επιδεικνύει πολύ καλή στατιστική ευστάθεια με μικρή εξάρτηση από τις επιδράσεις της πηγής και του δρόμου διαδρομής, ενώ συσχετίζεται αρκετά καλά με τα χαρακτηριστικά της τοπικής

επιφανειακής γεωλογίας. Συμπέραναν επίσης από συγκρίσεις με τα αποτελέσματα της τεχνικής SSR (συμπεριλαμβανομένων φασματικών λόγων μεταξύ καταγραφών στην επιφάνεια και εντός γεωτρήσεων) και με αυτά της μονοδιάστατης θεωρητικής προσομοίωσης (όπως και οι Lachet & Bard, 1994) ότι το απόλυτο επίπεδο του παράγοντα ενίσχυσης HVSR φαίνεται να εξαρτάται από τον τύπο του προσπίπτοντος κύματος, σε τέτοιο βαθμό που η ενίσχυση δεν μπορεί να προσδιορισθεί ευθέως. Αντίθετα, η συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού προσδιορίζεται ικανοποιητικά.

Την ίδια τεχνική εφάρμοσαν και οι Field & Jacob (1995), οι οποίοι κατέληξαν έπειτα από συστηματικές συγκρίσεις ότι η μορφή της συνάρτησης μεταφοράς αναπαράγεται ικανοποιητικά από την τεχνική HVSR, αλλά με μία ελαφρά υποεκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης. Οι Riepl *et al.* (1998) κατέληξαν στο ίδιο συμπέρασμα για τη μορφή της συνάρτησης μεταφοράς, αλλά σε ότι αφορά τον παράγοντα ενίσχυσης παρατηρήθηκαν σημαντικές αποκλίσεις με τα αποτελέσματα της τεχνικής του κλασσικού φασματικού λόγου.

Οι Raptakis *et al.* (1998) και Riepl *et al.* (1998) χρησιμοποίησαν τις δύο τεχνικές σε δεδομένα εδαφικής κίνησης (επιταχυνσιογραφήματα και σειсмоγράμματα) από το δίκτυο Euroseistest. Επίσης, παρατήρησαν, αποκλίσεις μεταξύ των φασματικών λόγων των δύο τεχνικών, τις οποίες και απέδωσαν στην ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας. Συγκεκριμένα παρατήρησαν ότι στη ζώνη των συχνοτήτων όπου παρουσιάζονταν οι μεγαλύτερες διαφορές στον παράγοντα ενίσχυσης, η κατακόρυφη συνιστώσα εμφάνιζε ενίσχυση ανάλογη με αυτή των οριζοντίων συνιστωσών. Σε άλλη θέση (Θεσσαλονίκη), οι Raptakis *et al.* (1994b) βρήκαν ικανοποιητική συμφωνία και στους παράγοντες ενίσχυσης. Το τελικό συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν, είναι ότι απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή στην εφαρμογή της τεχνικής HVSR όταν εμπλέκονται άλλου τύπου επιδράσεις, πλην του συντονισμού των κατακόρυφα διαδιδόμενων διατμητικών κυμάτων, που συνήθως οφείλονται σε έντονες πλευρικές μεταβολές (ρήγματα, ασυνέχειες) και την επίδραση των άκρων των λεκανών.

Γενικά, συμπεραίνεται από τα αποτελέσματα μεγάλου αριθμού δημοσιευμένων εργασιών (Field & Jacob, 1993; 1995; Lachet & Bard, 1994; Lermo & Chávez-García, 1993, 1994; Raptakis *et al.*, 1994b, 1998; Ραπτάκης, 1995; Theodulidis & Bard, 1995; Chávez-García *et al.*, 1996; Lachet *et al.*, 1996;

Theodulidis *et al.*, 1996; Bonilla *et al.*, 1997; Yamazaki & Ansary, 1997; Riepl *et al.*, 1998; Zaré *et al.*, 1999) ότι η τεχνική HVSR είναι μία πολλά υποσχόμενη τεχνική εκτίμησης της τοπικής εδαφικής απόκρισης, διότι α) η μορφή του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα επιδεικνύει αρκετά καλή πειραματική ευστάθεια, β) σχετίζεται ικανοποιητικά με την επιφανειακή γεωλογία, γ) είναι λιγότερο ευαίσθητη στις επιδράσεις της πηγής και του δρόμου διαδρομής. Ωστόσο, από την ασυμφωνία που παρατηρείται μεταξύ των αποτελεσμάτων των παραπάνω δημοσιεύσεων σχετικά με τον ορθό ή μη προσδιορισμό του πλάτους ενίσχυσης από την τεχνική HVSR, προκύπτει ένας προβληματισμός αναφορικά με τους παράγοντες εκείνους που επηρεάζουν την αξιοπιστία της.

Προκειμένου να εξαχθούν στατιστικώς ασφαλή συμπεράσματα σχετικά με την αξιοπιστία της εκτίμησης της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας από την HVSR, αλλά και από όλες τις εμπειρικές μεθόδους, απαραίτητη είναι η γνώση της εδαφικής δομής η οποία συμβάλλει στην αποτίμηση των αποτελεσμάτων τους με τη συσχέτιση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης και των υποκείμενων εδαφικών συνθηκών.

Σε αυτήν την κατεύθυνση κινείται, στα πλαίσια του τετάρτου κεφαλαίου, η διερεύνηση της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση στην περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης (Euroseistest).

### **2.3. ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ**

Οι θεωρητικές μέθοδοι αναπτύχθηκαν στις αρχές της δεκαετίας του '70 με σκοπό τη μελέτη της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας σε ό,τι αφορά τους μηχανισμούς διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τα φυσικά φαινόμενα που συνοδεύουν τη διάδοση της ακτινοβολίας σε έντονα ετερογενή μέσα όπως είναι το έδαφος. Στη διεθνή βιβλιογραφία, εργασίες σχετικές με την αριθμητική προσομοίωση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών υπάρχουν πολύ περισσότερες από εκείνες που αναφέρονται στην εφαρμογή ενόργανων μεθόδων.

Παρά το γεγονός ότι υπήρχαν ελλείψεις που αφορούσαν τόσο τη γνώση των εδαφικών συνθηκών όσο και των χαρακτηριστικών των σεισμών «εισαγωγής», η προσφορά των θεωρητικών μελετών ήταν εξαιρετικής σημασίας καθώς δόθηκε η

δυνατότητα της διεξοδικής βαθμονόμησης της επιρροής διαφόρων παραγόντων που επηρεάζουν ποσοτικά και ποιοτικά τη σεισμική απόκριση στη θέση μελέτης. Παρόλα αυτά, το πρακτικό ενδιαφέρον παρέμενε περιορισμένο μέχρι που αποκτήθηκε η δυνατότητα επαρκούς γνώσης της τοπικής γεωλογίας και ενόργανων παρατηρήσεων στα πλαίσια οργανωμένων πολυσχιδών πειραμάτων, προσανατολισμένων σε θέματα τεχνικής σεισμολογίας.

Όταν τα γεωφυσικά και γεωτεχνικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών μίας περιοχής είναι γνωστά, τότε οι επιδράσεις τους στη σεισμική κίνηση μπορούν να εκτιμηθούν διαμέσου των αριθμητικών προσομοιώσεων. Η αναγκαία προϋπόθεση της επαρκούς γνώσης των φυσικών, μηχανικών και δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών, σε γενικές γραμμές υποδηλώνει θεωρητικές προσομοιώσεις της σεισμικής απόκρισης στη βάση μεμονωμένων θέσεων, εφόσον η συνήθης πρακτική για την απόκτηση αυτών των πληροφοριών είναι οι γεωτεχνικές γεωτρήσεις (σημειακή πληροφορία). Σε περιπτώσεις, όμως, που η πυκνότητα των γεωφυσικών και γεωτεχνικών πληροφοριών είναι μεγάλη, τότε δεν θα πρέπει να αποκλείεται και αριθμητική ανάλυση βάσει συγκεκριμένων ζωνών, λαμβάνοντας υπόψη και τη δισδιάστατη ή/και τρισδιάστατη γεωμετρία της εδαφικής δομής της περιοχής. Η τελευταία όμως προσέγγιση απαιτεί βαθιά κατανόηση των θεωρητικών μεθόδων που χρησιμοποιούνται. Σε αντίθετη περίπτωση, η εφαρμογή εξεζητημένων αριθμητικών αναλύσεων είναι δυνατό να οδηγήσει σε λιγότερο αξιόπιστα αποτελέσματα ή και εσφαλμένες εκτιμήσεις.

### **2.3.1. Μέθοδοι μονοδιάστατης προσομοίωσης**

Για την προσομοίωση της σεισμικής απόκρισης σε μία διάσταση (κατακόρυφο εδαφικό προσομοίωμα), υπάρχει μεγάλος αριθμός απλών αναλυτικών μεθόδων. Μεταξύ αυτών, η πλέον ευρέως εφαρμοζόμενη μέθοδος, βασίζεται στη θεωρία των πολλαπλών ανακλάσεων των διατμητικών κυμάτων σε οριζόντια στρωματογραφία εδαφικών αποθέσεων, συχνά αναφερόμενη ως «μονοδιάστατη, 1D, ανάλυση εδαφικών ομοιωμάτων».

Η μέθοδος αυτή προϋποθέτει την εισαγωγή εδαφικού ομοιώματος το οποίο διεγείρεται από προσπίπτον επίπεδο μέτωπο διατμητικών κυμάτων που συνήθως διαδίδεται κατακορύφως από το βραχώδες υποβάθρο στην ελεύθερη επιφάνεια. Οι

παράμετροι που απαιτούνται για αναλύσεις του είδους αυτού, είναι η ταχύτητα διάδοσης των διατμητικών κυμάτων,  $V_s$ , η πυκνότητα,  $\rho$ , η εγγενής απόσβεση,  $\xi$ , και το πάχος των εδαφικών στρώσεων του εδαφικού ομοιώματος.

Οι μονοδιάστατες αναλύσεις μπορούν να πραγματοποιηθούν θεωρώντας γραμμικούς ή μη-γραμμικούς καταστατικούς νόμους συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών. Στην δεύτερη περίπτωση, η μη-γραμμικότητα συνήθως προσεγγίζεται με ισοδύναμη γραμμική μέθοδο, διαμέσου επαναληπτικής διαδικασίας για την αναπροσαρμογή των δυναμικών παραμέτρων (δυσκαμψία και απόσβεση) στο «πραγματικό» επίπεδο παραμόρφωσης σύμφωνα με τις καμπύλες μεταβολής του μέτρου διάτμησης και της διατμητικής απόσβεσης με την παραμόρφωση (Schnabel *et al.*, 1972). Εργαστηριακές καμπύλες μεταβολής του μέτρου διάτμησης,  $G$ , και της απόσβεσης,  $D$ , με τη διατμητική παραμόρφωση έχουν προσδιορισθεί για διάφορους τύπους εδαφών (Hardin & Drnevich, 1972a,b; Seed *et al.*, 1986; Vucetic & Dobry, 1991; Αναστασιάδης, 1991), όμως η πραγματική συμπεριφορά ενός γεωϋλικού σε συνθήκες «πραγματικού» εντατικού πεδίου είναι δυνατό να διαφέρει (Pitilakis *et al.*, 1992; Raptakis *et al.*, 1994a; Pitilakis & Anastasiadis, 1998).

Επίσης, υπάρχουν μέθοδοι στις οποίες ενσωματώθηκαν πλήρεις μη-γραμμικοί καταστατικοί νόμοι συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών, πραγματοποιώντας υπολογισμούς που λαμβάνουν υπόψη την αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων που παρατηρείται λόγω δυναμικών φορτίσεων και κατ' επέκταση φαινόμενα ρευστοποίησης (Finn *et al.*, 1975; Finn & Lee, 1978; Prevost, 1978; Prevost & Keane, 1990). Για τα αποτελέσματα, όμως, των μεθόδων αυτών χρειάζεται περαιτέρω έλεγχος της αξιοπιστίας τους, εφόσον οι γεωτεχνικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα στις μεθόδους αυτές, δεν μπορούν να αποκτηθούν από τις συμβατικές-τυπικές επί τόπου ή εργαστηριακές δοκιμές (Pitilakis *et al.*, 1999).

### **2.3.2. Μέθοδοι δισδιάστατης και τρισδιάστατης προσομοίωσης**

Παρόλο που όλες οι αριθμητικές μέθοδοι βασίζονται στα ίδια αρχικά στοιχεία (π.χ. εξισώσεις διάδοσης των σεισμικών κυμάτων), πολλές από αυτές έχουν προταθεί για τη διερεύνηση διαφορετικών φαινομένων, όπως η επίδραση των

διαφόρων τύπων του προσπίπτοντος κυματικού πεδίου (κοντινό και μακρινό πεδίο, κύματα χώρου και επιφανείας), της γεωμετρίας της δομής του υπεδάφους (μονοδιάστατη, δισδιάστατη, τρισδιάστατη), της μηχανικής συμπεριφοράς των γεωϋλικών (ιζοελαστικά, μη-γραμμικά, κορεσμένα μέσα, πεδία ορισμού ρευστών, κ.λ.π.).

Τυπικά, οι μέθοδοι αυτές κατατάσσονται γενικά σε πέντε κατηγορίες: α) οι αναλυτικές μέθοδοι, οι οποίες χρησιμοποιούνται σε περιορισμένο αριθμό απλής γεωμετρίας εδαφικών δομών, β) οι μέθοδοι που βασίζονται στη θεωρία των ακτίνων και είναι υψηλών συχνοτήτων τεχνικές, οι οποίες όμως είναι δύσχρηστες όταν τα μήκη κύματος είναι συγκρίσιμα του μεγέθους των ετερογενειών, γ) οι μέθοδοι των συνοριακών συνθηκών (συμπεριλαμβανομένων όλων των ειδών των τεχνικών των συνοριακών ολοκληρωμάτων και εκείνων που βασίζονται στη διάχυση της συνάρτησης του κύματος), οι οποίες είναι πολύ αποτελεσματικές στην περίπτωση που το εδαφικό ομοίωμα συνίσταται από ένα περιορισμένο αριθμό ομογενών γεωλογικών ενοτήτων, δ) οι τεχνικές πεδίων (όπως οι μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών και πεπερασμένων στοιχείων) οι οποίες επιτρέπουν την περιγραφή περίπλοκων εδαφικών δομών, αλλά είναι δύσχρηστες από υπολογιστική άποψη (απαιτούν γρήγορους επεξεργαστές και μεγάλη μνήμη)· την τελευταία δεκαετία, με την ραγδαία ανάπτυξη της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών, φαίνεται ότι το βασικό τους μειονέκτημα τείνει να εξαληφθεί, και ε) οι υβριδικές μέθοδοι οι οποίες αποτελούνται από διαφορετικές τεχνικές (από την ίδια ή από διαφορετικές κατηγορίες) για την προσομοίωση επιμέρους τμημάτων του συνολικού προβλήματος.

Τις τελευταίες δύο δεκαετίες, οι θεωρητικές μέθοδοι έχουν προσφέρει σημαντικές προόδους στην κατανόηση της φυσικής της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας. Τα κύρια πλεονεκτήματα των μεθόδων αυτών είναι η ευελιξία, η προσαρμοστικότητα και το χαμηλό κόστος υπολογισμού. Οι μέθοδοι αυτές επιτρέπουν εκτός από τη φαινομενολογική και την παραμετρική μελέτη του προβλήματος, και την αποτίμηση της αβεβαιότητας των αποτελεσμάτων τους με δεδομένη την ελλιπή γνώση των μηχανικών και γεωμετρικών χαρακτηριστικών της εδαφικής δομής (βλ. Κεφ. 8 της παρούσας διδακτορικής διατριβής).

Σήμερα, υπάρχουν πολλές αριθμητικές μέθοδοι που μπορούν να λάβουν υπόψη όχι μόνο δισδιάστατες (Virieux, 1984, 1986; Moczo, 1989; Moczo *et al.*,

1996, 1997) αλλά και τρισδιάστατες γεωμετρίες (Tessmer & Kosloff, 1994; Pitarka & Irikura, 1996 Ohminato & Chouet, 1997; Aoi & Fujiwara, 1998). Εξαιτίας όμως υπολογιστικών περιορισμών, οι αναλύσεις τρισδιάστατων εδαφικών ομοιωμάτων περιορίζονται στην προσομοίωση χαμηλόσυχνων κυμάτων (μέχρι 1.0-2.0Hz το πολύ). Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η τρισδιάστατη προσομοίωση της λεκάνης San Fernando, California, που πραγματοποίησαν οι Bao *et al.* (1998) χρησιμοποιώντας αλγόριθμο πεπερασμένων στοιχείων σε υπερ-υπολογιστή (Cray T3D) με 256 παράλληλους επεξεργαστές. Ο υπολογισμός της σεισμικής κίνησης για σχετικά «υψηλές» συχνότητες (έως 2.0Hz) διήρκεσε 6 περίπου ώρες και απαιτήθηκε υπολογιστική μνήμη 16Gb για ένα ομοίωμα 560.000km<sup>3</sup>.

#### **2.4. «ΤΥΦΛΕΣ» ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ (BLIND TESTS)**

Η εφαρμογή των αριθμητικών μεθόδων προσομοίωσης σε προβλήματα καθημερινής πρακτικής εγείρει κάποια ζητήματα που αφορούν α) την αποτελεσματικότητά τους, η οποία κρίνεται συνήθως από τη δυνατότητα ρεαλιστικής πρόβλεψης της επιρροής του μέσου στο κυματικό πεδίο με «εκ των υστέρων» συγκρίσεις μεταξύ καταγραφών και θεωρητικών υπολογισμών και β) τη χρησιμότητα και τα όρια εφαρμογής τους, καθώς η έλλειψη κατανόησης των ορίων αυτών μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένες εκτιμήσεις, με δεδομένο ότι τα φυσικά φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της σεισμικής διέγερσης είναι πιο πολύπλοκα από το θεωρητικό – μαθηματικό υπόβαθρο των μεθόδων προσομοίωσης.

Τα ζητήματα που αναφέρθηκαν παραπάνω είναι οι κυριότεροι λόγοι που οδήγησαν στην οργάνωση δύο «πειραμάτων» στις Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής (Καλιφόρνια) και στην Ιαπωνία (Turkey Flat and Ashigara valleys αντίστοιχα) με σκοπό τον έλεγχο της αξιοπιστίας των αριθμητικών μεθόδων προσομοίωσης για την «a priori» εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης σε συνδυασμό με τις αβεβαιότητες που οφείλονται στον ανεπαρκή αριθμό καταγραφών και στην ατελή γνώση των γεωτεχνικών, γεωφυσικών και γεωμετρικών παραμέτρων της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας (Cramer & Real, 1991; Midorikawa, 1992; Bard, 1992; Kudo, 1995), ενώ στο πιο πρόσφατο πολυδύναμο «πείραμα» του Euroseistest η



«a priori» εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης αποτέλεσε και αποτελεί έναν από τους βασικούς στόχους του.

Η εδαφική δομή στα πεδία δοκιμών περιγράφεται α) από μία λεπτή και δύσκαμπτη στρώση στην περίπτωση του Turkey Flat, ενώ β) από ένα χαλαρότερο και παχύτερο στρώμα εδαφικών αποθέσεων στην περίπτωση της Ashigara valley. Και στις δύο περιπτώσεις, οι καταγραφές επιβεβαίωσαν ότι η σεισμική κίνηση στην επιφάνεια υφίσταται έντονες διακυμάνσεις σε μικρές αποστάσεις. Παρόλο που οι μεταβολές αυτές ποικίλουν από σεισμό σε σεισμό, η διασπορά τους παραμένει περιορισμένη, γεγονός που δικαιολογεί την επιμονή στις προσπάθειες πρόβλεψης των τοπικών αυτών επιδράσεων (Bard, 1994).

Ένα από τα κυριότερα συμπεράσματα της σύγκρισης μεταξύ «τυφλών προβλέψεων» και ενόργανων παρατηρήσεων της τοπικής απόκρισης είναι ότι οι διαθέσιμες αριθμητικές μέθοδοι, κατά μέσο όρο, παρέχουν «λογικά» αποτελέσματα. Συγκεκριμένα, οι μονοδιάστατες αναλύσεις, παρά την απλότητά τους, αποδεικνύεται ότι παρέχουν ικανοποιητικά αποτελέσματα για τις δύο συγκεκριμένες περιπτώσεις (Turkey Flat και Ashigara valley), παρά τη διαφορετικότητα των εδαφικών συνθηκών, ενώ τα αποτελέσματα δισδιάστατων και τρισδιάστατων μεθόδων δεν βελτίωσαν σημαντικά τα αποτελέσματα των συγκεκριμένων μελετών. Ωστόσο, παρά την ικανοποιητική απόδοση των προβλέψεων αυτών, παρατηρήθηκε μία συστηματική απόκλιση με μία τάση υπερεκτίμησης της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια των αποθέσεων, γεγονός που μπορεί να οφείλεται τόσο σε εγγενή μειονεκτήματα των θεωρητικών μεθόδων όσο και σε ανακριβή γεωτεχνικά προσομοιώματα της περιοχής μελέτης (Bard, 1994).

Η μεγάλη ποικιλία των προβλέψεων (άρα και των αποκλίσεων) σε μία συγκεκριμένη περιοχή, από διαφορετικούς ερευνητές, μπορεί να οφείλεται όχι μόνο στις τεχνικές και στις μεθόδους προσομοίωσης που χρησιμοποιούνται, αλλά και στον υποκειμενισμό των χρηστών που παρεμβαίνουν στα ενδιάμεσα στάδια της πρόβλεψης (από την επιλογή του σεισμού σχεδιασμού μέχρι και τη μορφή του εδαφικού ομοιώματος). Η συσσωρευμένη εμπειρία από τα δύο αυτά πειράματα έδειξε ότι η αβεβαιότητα ή η ανακρίβεια της πρόβλεψης δεν έγκειται στο υπολογιστικό μέρος, αλλά αντιθέτως είναι στενά συνδεδεμένη με την ερμηνεία των γεωτεχνικών και των γεωφυσικών δεδομένων. Οι Field & Jacob (1993)

συμπεραίνουν ότι παρόλο που τα θεωρητικά αποτελέσματα συμφωνούν, σε γενικές γραμμές, με τις παρατηρήσεις (φασματικοί λόγοι), η εισαγωγή αβεβαιοτήτων που αφορούν τις γεωφυσικές παραμέτρους επέφερε μεγάλη ασάθεια στις θεωρητικές προβλέψεις.

Για την ακρίβεια, το ευμετάβλητο των αποκρίσεων προκύπτει από τον ανεπαρκή ή τον λανθασμένο προσδιορισμό των ταχυτήτων διάδοσης των διατμητικών κυμάτων, της απόσβεσης και του πάχους των αποθέσεων, ή ακόμη και από την ασυμφωνία μεταξύ των μέτρων των δυναμικών ιδιοτήτων που προσδιορίζονται από γεωφυσικές διασκοπήσεις και από εργαστηριακές δοκιμές. Βέβαια ότι κερδίζεται σε ακρίβεια χάνεται σε οικονομικό κόστος, καθώς η μείωση της αβεβαιότητας στον προσδιορισμό της εδαφικής απόκρισης (με θεωρητικές μεθόδους), που βασίζεται σε αποτελέσματα γεωφυσικών και εργαστηριακών ερευνών, επιβαρύνει κατά πολύ το αρχικά μικρό κόστος των θεωρητικών «προβλέψεων». Στα πλαίσια του προβληματισμού αυτού, στην παρούσα διατριβή (Κεφ. 8) διερευνάται η ευαισθησία των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης σε διαφοροποιήσεις που αφορούν τόσο τις δυναμικές ιδιότητες όσο και τη γεωμετρία της λεκάνης του Euroseistest.

## **2.5. Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται αναλυτικότερα η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (FD) δεδομένου ότι τα αποτελέσματα των δισδιάστατων αναλύσεων των επόμενων κεφαλαίων της παρούσας διατριβής προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου αυτής.

### **2.5.1. Εισαγωγή – Ιστορική αναδρομή**

Οι Alterman & Karal (1968) εισήγαγαν πρώτοι τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών σε σεισμολογικές εφαρμογές. Οι πρώτες εφαρμογές αφορούσαν τη μελέτη της διάδοσης του κυματικού πεδίου σε ομογενή μέσα με ανομοιόμορφα γεωλογικά όρια (τοπογραφίες). Οι εφαρμογές που αφορούσαν τη διάδοση του κυματικού πεδίου σε ετερογενή μέσα έγιναν με αφορμή τη μελέτη της σκέδασης του κυματικού πεδίου στο φλοιό της Γης (Frankel & Clayton, 1984; 1986), την

ερμηνεία των σειсмоγραμμάτων σεισμικής ανακλάσης σε έρευνες κοιτασμάτων πετρελαίου (Virieux, 1984, 1986; Mufti, 1990) και τη μελέτη της γένεσης των κυμάτων ουράς (Hill & Levander, 1984; Levander & Hill, 1985; Coutant, 1989).

Πρόσφατα και λόγω της ραγδαίας εξέλιξης της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών, έγινε δυνατή η ευρεία εφαρμογή της μεθόδου αυτής. Χρησιμοποιήθηκε, παραδείγματος χάριν, στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθήκων σε διεγέρσεις από πυρηνικές δοκιμές (McLaughlin *et al.*, 1987), στη μελέτη της επιρροής του κοντινού πεδίου και της εξέλιξης της διάρρηξης σεισμικού ρήγματος (Vidale *et al.*, 1985; Vidale & Bonamassa, 1989) καθώς επίσης και στη μελέτη της επιρροής των πλευρικών ετερογενειών-ασυνεχειών στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων (Yamanaka *et al.*, 1989a,b). Αναφέρεται επίσης η συνδυαστική χρήση της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών με άλλες μεθόδους για την ελαχιστοποίηση των διαστάσεων του κανάβου στο τμήμα όπου συγκεντρώνονται οι ετερογένειες του γεωλογικού μέσου, δηλαδή σε μικρή περιοχή του αρχικού εδαφικού ομοιώματος. Η προσέγγιση αυτή χρησιμοποιήθηκε από την Emmerich (1989), η οποία συνδύασε τη μέθοδο αυτή με φίλτρο συχνότητας-κυματάριθμου και από τον Fäh *et al.* (1989) που συνδύασε τις πεπερασμένες διαφορές με μεθοδολογία υπέρθεσης ιδιομορφών.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών μπορεί να θεωρηθεί ως μία από τις κλασσικές μεθόδους για την αριθμητική δισδιάστατη προσομοίωση της διάδοσης των σεισμικών κύματων σε ανομοιογενές μέσο και έχει, ήδη, εφαρμοσθεί επιτυχώς σε μελέτες δισδιάστατης (Helmberger & Vidale, 1988; Graves, 1995, Chávez-García *et al.*, 2000) αλλά και τρισδιάστατης προσομοίωσης (Frankel & Vidale, 1992; Frankel, 1993; Yomogida & Etgen, 1993; Olsen *et al.*, 1995; Olsen & Archuleta, 1996).

### **2.5.2. Συνοπτική περιγραφή της μεθόδου**

Η εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών έγκειται στη διαμόρφωση προσομοιώματος της δομής από διακεκριμένες πεπερασμένες διαφορές με μορφή κανάβου, στην προσέγγιση με μερικές παραγώγους των εξισώσεων που περιγράφουν το πρόβλημα σε συνδυασμό με τη διάταξη των πεπερασμένων διαφορών, στην προσέγγιση των συναρτήσεων και των αρχικών και συνοριακών

συνθηκών στους κόμβους του κανάβου, στην κατασκευή συστήματος αλγεβρικών εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών, στην ανάλυση του προσομοιώματος δηλαδή στον προσδιορισμό της συνοχής και του βαθμού προσέγγισης, της σταθερότητας και της σύγκλισης του προσομοιώματος και τέλος στους αριθμητικούς υπολογισμούς (Moczó, 1998) (Στα παράρτηματα Α και Β δίνεται μία συνοπτική περιγραφή των εξισώσεων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε τέλεια και ατελή ελαστικά μέσα καθώς και της προσομοίωσης της διάδοσής τους με εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών).

Η ουσία της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών στην περίπτωση της προσομοίωσης της διάδοσης του κυματικού πεδίου έγκειται στην αντικατάσταση των μερικών παραγώγων της ελαστοδυναμικής εξίσωσης της κίνησης από πεπερασμένες διαφορές με τρόπο ώστε να επιτυγχάνεται μία άμεση και επαναλήψιμη τυποποίηση (διαδικασία). Γνωρίζοντας την προσπίπτουσα κίνηση (τύπος εξίσωσης) στα όρια της υπό μελέτη περιοχής, είναι δυνατό η κίνηση αυτή να διαδοθεί διαμέσου της περιοχής αυτής από έναν επαναλαμβανόμενο αλγόριθμο.

Η αντικατάσταση των εξισώσεων της κίνησης από μία διάταξη πεπερασμένων διαφορών είναι μία σχετικά απλή διαδικασία όταν πρόκειται για ένα ομογενές μέσο. Η εύρεση κατάλληλων διατάξεων πεπερασμένων διαφορών γίνεται δυσκολότερη στην περίπτωση ανομοιογενών μέσων όπου οι ιδιότητες των υλικών συναρτώνται με τις χωρικές συντεταγμένες. Εάν το μέσο παρουσιάζει ασυνέχειες, είναι δυνατό αυτές να ληφθούν υπόψη τόσο με τρόπο ομογενή όσο και ετερογενή. Στην πρώτη περίπτωση, εφαρμόζεται η εξίσωση της κίνησης στο εσωτερικό των τεμαχών που ορίζονται από τις ασυνέχειες και οι συνοριακές συνθήκες (συνέχεια τάσεων και μετακινήσεων, μηδενισμός τάσεων στην ελεύθερη επιφάνεια) στα σημεία του κανάβου τα οποία ορίζουν τα διαφορετικά μέσα. Στη συνέχεια, η εξίσωση της κίνησης και οι συνοριακές συνθήκες αντικαθιστούνται από μία διάταξη πεπερασμένων διαφορών. Η προσέγγιση αυτή είναι η πλέον συνήθης στη φυσική.

Στο πρόβλημα της προσομοίωσης της διάδοσης του κυματικού πεδίου συνήθως θεωρούνται ασυνέχειες υλικών περίπλοκης-ακανόνιστης μορφής, οπότε η ομογενής προσέγγιση αποδεικνύεται περίπλοκη ή/και ανεφάρμοστη-ατελέσφορη και για το λόγο αυτό προτιμάται η ετερογενής εκδοχή. Στην

περίπτωση αυτή δεν χρησιμοποιούνται συγκεκριμένες συνοριακές συνθήκες. Οι ασυνέχειες του μέσου λαμβάνονται υπόψη στην εξίσωση της κίνησης μόνο από τη χωρική μεταβολή των ιδιοτήτων του υλικού, δηλαδή εφαρμόζονται έμμεσα οι συνοριακές συνθήκες με τη χρήση της ελαστοδυναμικής εξίσωσης για ετερογενή μέσα (Zahradník *et al.*, 1993 και Moczo, 1989).

### **2.5.3. Εγγενής απόσβεση και πεπερασμένες διαφορές**

Στο πλαίσιο εφαρμογής της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών, η οποία βασίζεται σε υπολογισμούς στο πεδίο τιμών του χρόνου, ένα από τα κυριότερα προβλήματα παραμένει ο τρόπος με τον οποίο λαμβάνεται υπόψη η απόσβεση. Για τις μεθόδους με υπολογισμούς στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, η απόσβεση λαμβάνεται εύκολα υπόψη, χρησιμοποιώντας για παράδειγμα τη μιγαδική ταχύτητα διάδοσης. Η λύση του προβλήματος αυτού δεν είναι το ίδιο εύκολη για τις μεθόδους με υπολογισμούς στο πεδίο τιμών του χρόνου. Ωστόσο, δεν τίθεται τέτοιο πρόβλημα σε πολλές εφαρμογές. Για παράδειγμα, στα πλαίσια της εφαρμογής της μεθόδου για τη διερεύνηση κοιτασμάτων πετρελαίου, το κύριο ζήτημα είναι η εκτίμηση του χρόνου άφιξης των διαφόρων φάσεων και όχι τόσο το πλάτος των φάσεων αυτών (Virieux, 1984, 1986). Από μια άλλη σκοπιά, εάν το ενδιαφέρον εστιάζεται στην ποσοτικοποίηση του φαινομένου παράγοντα ποιότητας,  $Q$ , εξαιτίας της σκέδασης του κυματικού πεδίου, η θεώρηση ενός τέλει ελαστικού μέσου είναι απόλυτα συμβατή.

Αντίθετα, το πρόβλημα περιπλέκεται όταν πρόκειται για ένα ισοελαστικό μέσο, π.χ. ένα μέσο το οποίο χαρακτηρίζεται από έναν παράγοντα ποιότητας  $Q$ , ο οποίος είναι ανεξάρτητος της συχνότητας (Kjartansson, 1979). Οι Zahradník *et al.* (1990) πρότειναν μία απλή και συμφέρουσα (ως προς το χρόνο υπολογισμού) λύση για τον τρόπο με τον οποίο η απόσβεση θα μπορούσε να ληφθεί υπόψη στη μελέτη της διάδοσης του κυματικού πεδίου, εισάγοντας όμως, δύο βασικούς περιορισμούς: α) σταθερό παράγοντα ποιότητα σε όλο το ομοίωμα και β) εισαγωγή του παράγοντα αυτού εκ των υστέρων.

Μια άλλη λύση είναι η χρήση των χρονικά εξαρτώμενων σχέσεων τάσεων-παραμορφώσεων. Η προσέγγιση αυτή είναι πιο ακριβής και επιτρέπει τη θεώρηση μιας χωρικά μεταβαλλόμενης απόσβεσης. Οι Faccioli & Tagliani (1988, 1989)

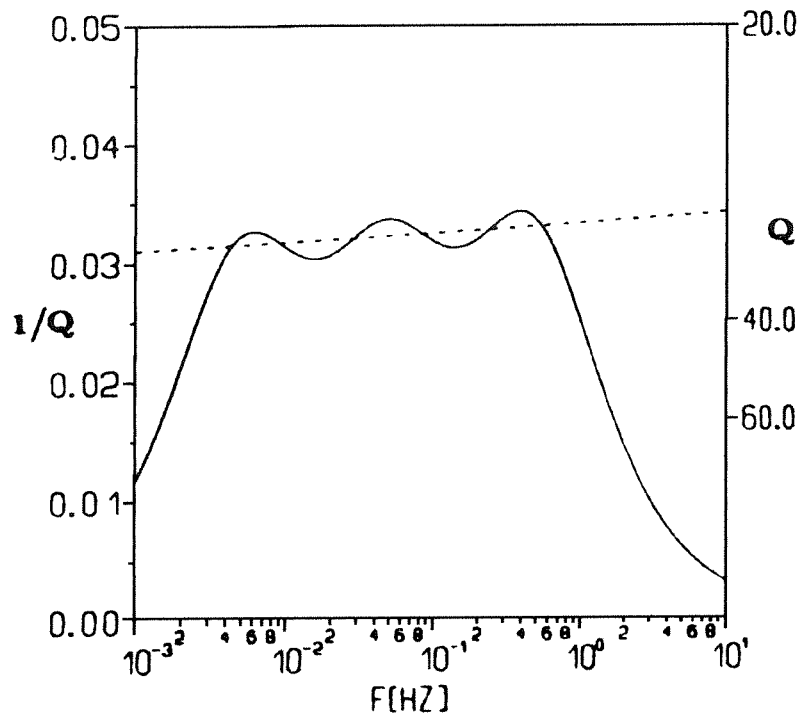
χρησιμοποίησαν την προσέγγιση αυτή στα πλαίσια ψευδοφασματικής μεθόδου, η οποία είναι συναφής των πεπερασμένων διαφορών, διότι οι χρονικές παράγωγοι λαμβάνονται υπόψη με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών ενώ οι χωρικές παράγωγοι υπολογίζονται στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων με τη χρήση μετασχηματισμού Fourier (FFT) σε δύο διευθύνσεις. Οι Faccioli & Tagliani (1988, 1989) θεώρησαν ένα μοντέλο τύπου Kelvin-Voigt, που επιτρέπει τον διαχωρισμό της διάδοσης του κύματος σε ένα αποσβενούμενο μέσο σε δύο μέρη, το πραγματικό το οποίο «διαδίδει» το πραγματικό κύμα και το φανταστικό το οποίο «διαδίδει» την απόσβεση. Παρόλα αυτά, η αξιοπιστία των υπολογισμών τους περιορίστηκε σε πολύ υψηλές τιμές του παράγοντα ποιότητας ( $Q > 150$ ). Επίσης στους υπολογισμούς αυτούς δεν συμπεριλήφθηκε η εγγενής σκέδαση του κυματικού πεδίου που διαδίδεται σε αποσβενούμενο μέσο (Aki & Richards, 1980).

Μία άλλη προσέγγιση είναι αυτή των Day & Minster (1984) σύμφωνα με την οποία το ισοελαστικό μέτρο (συντελεστής) προσεγγίζεται από ρητή συνάρτηση περιορισμένης τάξεως. Οι συντελεστές του αναπτύγματος υπολογίζονται χρησιμοποιώντας την προσέγγιση του Padé, αλλά μία τέτοια προσέγγιση είναι κακής ποιότητας και είναι δυνατό να δώσει ανακριβή αποτελέσματα για μεγάλες αποστάσεις πηγής-δέκτη σε σχέση με το μήκος κύματος (Emmerich & Korn, 1987).

Η τελευταία προσέγγιση είναι αυτή που προτάθηκε από τους Emmerich & Korn (1987), η οποία βασίζεται στη χρήση του γενικευμένου χώρου του Maxwell, όπου το ισοελαστικό μέτρο μπορεί να εκφραστεί από ρητή συνάρτηση, προσδιορίζοντας σταθμικούς συντελεστές για την προσαρμογή του ισοελαστικού μέτρου σε μία αυθαίρετη μεταβολή του παράγοντα ποιότητας,  $Q$ , σε συνάρτηση με τη συχνότητα (Σχήμα 2.3). Οι συχνότητες εκτόνωσης επιλέγονται λογαριθμικώς ισαπέχουσες στο εύρος των συχνοτήτων που χαρακτηρίζουν το αρχικό πρόβλημα.

#### **2.5.4. Πλεονεκτήματα της μεθόδου**

Η μέθοδος που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης της περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης, αποτελείται από ένα



Σχήμα 2.3. Σύγκριση μεταξύ της ακριβούς εξάρτησης του παράγοντα ποιότητας από τη συχνότητα (Futterman, 1962) και της προσέγγισης που γίνεται σύμφωνα με τους Emmerich & Korn (1987) όπως παρουσιάζεται στη δημοσίευση των Moczo & Bard (1993) για τρεις συχνότητες εκτόνωσης.

*Comparison between the exact quality factor dependence on frequency (Futterman, 1962) and the approximated one (Emmerich & Korn, 1987) for a model with tree relaxation frequencies that was presented in Moczo & Bard (1993).*

σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών. Οι μηχανικές ιδιότητες του μέσου καθορίζονται σε κάθε κόμβο του κανάβου ξεχωριστά, γεγονός που προσδίδει μία ιδιαίτερη ευελιξία στον τρόπο με το οποίο ορίζονται οι ετερογένειες του μέσου. Ο αλγόριθμος αυτός των πεπερασμένων διαφορών αναπτύχθηκε αρχικά για τέλεια ελαστικά μέσα. Στη συνέχεια και δεδομένου ότι τα εδαφικά υλικά δεν μπορούν να θεωρηθούν ως μη αποσβενούμενα, οι Moczo & Bard (1993) συμπεριέλαβαν την απόσβεση που παρουσιάζουν τα υλικά αυτά, βασιζόμενοι στη μέθοδο η οποία προτάθηκε από τους Emmerich & Korn (1987). Τα πλευρικά όρια του κανάβου επιδέχονται δύο επιλογές, είτε ως επίπεδα συμμετρίας, το οποίο σημαίνει όριο στο οποίο το προσπίπτον κύμα ανακλάται τέλεια είτε ως «διαφανές» όριο τύπου Reynolds (Reynolds, 1978). Η θεώρηση του ορίου του κανάβου ως επίπεδο συμμετρίας παρόλο που από θεωρητικής απόψεως είναι πιο ελκυστική από τα όρια τύπου Reynolds (που υποδηλώνουν ομογενές μέσο εκτός του κανάβου),

εισάγει ταχύτητα αριθμητικές αστάθειες στα αποτελέσματα της ανάλυσης (Chávez-García, 1991).

Στα πλεονεκτήματα της μεθόδου που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή, προσμετράται η προσομοίωση ανώμαλης ελεύθερης επιφάνειας λαμβάνοντας υπόψη την επίδραση της τοπογραφίας, αρκεί η επιφάνεια αυτή να διέρχεται από τους κόμβους του κανάβου. Η απαίτηση αυτή δεν ισχύει για καμία άλλη διεπιφάνεια του εδαφικού προσομοιώματος, γεγονός που επιτρέπει την όσο το δυνατό ακριβέστερη προσομοίωση και των πιο ανώμαλων διεπιφανειών.

### 2.5.5. Περιορισμοί της μεθόδου

Κατά τη διαδικασία της χωρικής και χρονικής διακριτοποίησης του εδαφικού ομοιώματος τίθενται ορισμένοι περιορισμοί. Το βήμα της χωρικής διακριτοποίησης ( $\Delta x$ ) είναι ορισμένο για κάθε εδαφικό ομοίωμα σε σχέση με το μικρότερο διερχόμενο μήκος κύματος ( $\lambda_{\min}$ ). Το μικρότερο μήκος κύματος ορίζεται από τη μικρότερη ταχύτητα ( $V_{\min}$ ) του εδαφικού ομοιώματος και τη μέγιστη συχνότητα ( $f_{\max}$ ) για την οποία οι υπολογισμοί είναι ακριβείς, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$\lambda_{\min} = \frac{V_{\min}}{f_{\max}} \quad (2.2)$$

Η σχέση μεταξύ βήματος της χωρικής διακριτοποίησης και μήκους κύματος ορίζεται από τον Moczo (1989) σύμφωνα τη σχέση:

$$\Delta x = \frac{\lambda_{\min}}{10} \quad \text{ή} \quad \Delta x = \frac{V_{\min}}{10 \cdot f_{\max}} \quad (2.3)$$

προκειμένου οι πραγματικές ταχύτητες ομάδας και φάσης να συγκλίνουν με αυτές που προκύπτουν από τον κানাβο των πεπερασμένων διαφορών.

Με τον τρόπο αυτό, οι δύο παραπάνω εξισώσεις ορίζουν τη μέγιστη συχνότητα για την οποία ο υπολογισμός θεωρείται αξιόπιστος. Συνεπώς, όσο πιο πυκνός είναι ο κানাβος του εδαφικού ομοιώματος τόσο η συχνότητα για την οποία ο υπολογισμός είναι αξιόπιστος είναι μεγαλύτερη. Θεωρητικά το χωρικό βήμα θα μπορούσε να ήταν τόσο μικρό ούτως ώστε οι υπολογισμοί να ήταν ακριβείς για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων ( $f_{\max} \leq 25$  Hz) που ενδιαφέρει στην τεχνική



σεισμολογία. Η τιμή της μέγιστης συχνότητας υπολογισμού περιορίζεται πρακτικά τόσο από τη διαθέσιμη μνήμη του υπολογιστή όσο και από τον χρόνο εκτέλεσης των υπολογισμών (ταχύτητα επεξεργαστή). Άρα, ορίζοντας εξαρχής τη μέγιστη συχνότητα η οποία θεωρείται ότι καλύπτει τις ανάγκες του προβλήματος που προσεγγίζεται με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, είναι δυνατό να ορισθεί το χωρικό βήμα σε συνάρτηση με τη μικρότερη ταχύτητα διάδοσης του εδαφικού ομοιώματος.

Όσον αφορά τη χρονική διακριτοποίηση, το βήμα του χρόνου εξαρτάται από το χωρικό βήμα,  $\Delta x$ , και την ταχύτητα,  $V$ , και δεν πρέπει να ξεπερνά κάθε φορά την τιμή που ορίζεται από την εξίσωση (Moczo, 1989):

$$\Delta t = \frac{\min\{\Delta x/V\}}{\sqrt{2}} \quad (\text{συνθήκη σταθερότητας}) \quad (2.4)$$

Με άλλα λόγια, το βήμα το χρόνου,  $\Delta t$ , δεν μπορεί να είναι μεγαλύτερο από το χρόνο που απαιτείται για τη διάδοση διαταραχής σε διάστημα ίσο με  $\Delta x$ .

Ενδεικτικά αναφέρεται ότι η μνήμη που απαιτείται για τον υπολογισμό ενός ομοιώματος συμπεριλαμβανομένης της ανελαστικής συμπεριφοράς, είναι  $(5+3n)/5$ , όπου  $n$  ο αριθμός των συχνοτήτων εκτόνωσης (Moczo & Bard, 1993). Από πλήθος αριθμητικών επιλύσεων, οι Emmerich & Korn (1987) συμπέραναν ότι για  $n=3$  οι υπολογισμοί είναι ακριβείς για τις περισσότερες εφαρμογές πρακτικού ενδιαφέροντος. Συνεπώς, ο «ανελαστικός» υπολογισμός απαιτεί 2.8 φορές περισσότερη μνήμη από ότι ο «ελαστικός» ( $Q=\infty$ ).

Οι Moczo & Bard (1993), όσον αφορά τον χρόνο υπολογισμού, αναφέρουν ότι για την ανανέωση της τιμής της μετατόπισης σε έναν κόμβο του κανάβου στην περίπτωση της ανελαστικής επίλυσης απαιτούνται  $(23+14n)/21$  περισσότερες αριθμητικές πράξεις από ότι στην ελαστική επίλυση. Έτσι, για  $n=3$ , ο χρόνος που απαιτείται για να ολοκληρωθεί η διαδικασία υπολογισμού είναι 3 περίπου φορές μεγαλύτερος στην ανελαστική επίλυση. Σε ό,τι αφορά τις εφαρμογές της παρούσας διατριβής για κάθε περίπτωση αναφέρονται το υπολογιστικό κόστος ανάλογα με την ακρίβεια και την πολυπλοκότητα τόσο του προσομοιώματος όσο και του τελικού αποτελέσματος.

Στα κεφάλαια 3-6 παρουσιάζονται εκτιμήσεις της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest τόσο με ενόργανες προσεγγίσεις (τεχνικές του

κλασσικού φασματικού λόγου, SSR, και του λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα, HVSR) όσο και με θεωρητικές προσομοιώσεις (μονοδιάστατη και διδιάστατη). Η συσχέτιση των αποτελεσμάτων μεταξύ τους καθώς και με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες αναδεικνύει τα όρια εφαρμογής των μεθόδων (είτε ενόργανων είτε θεωρητικών) καθώς επίσης και τα ιδιαίτερα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, σε ό,τι αφορά τη χρησιμότητα και την αποτελεσματικότητά τους.

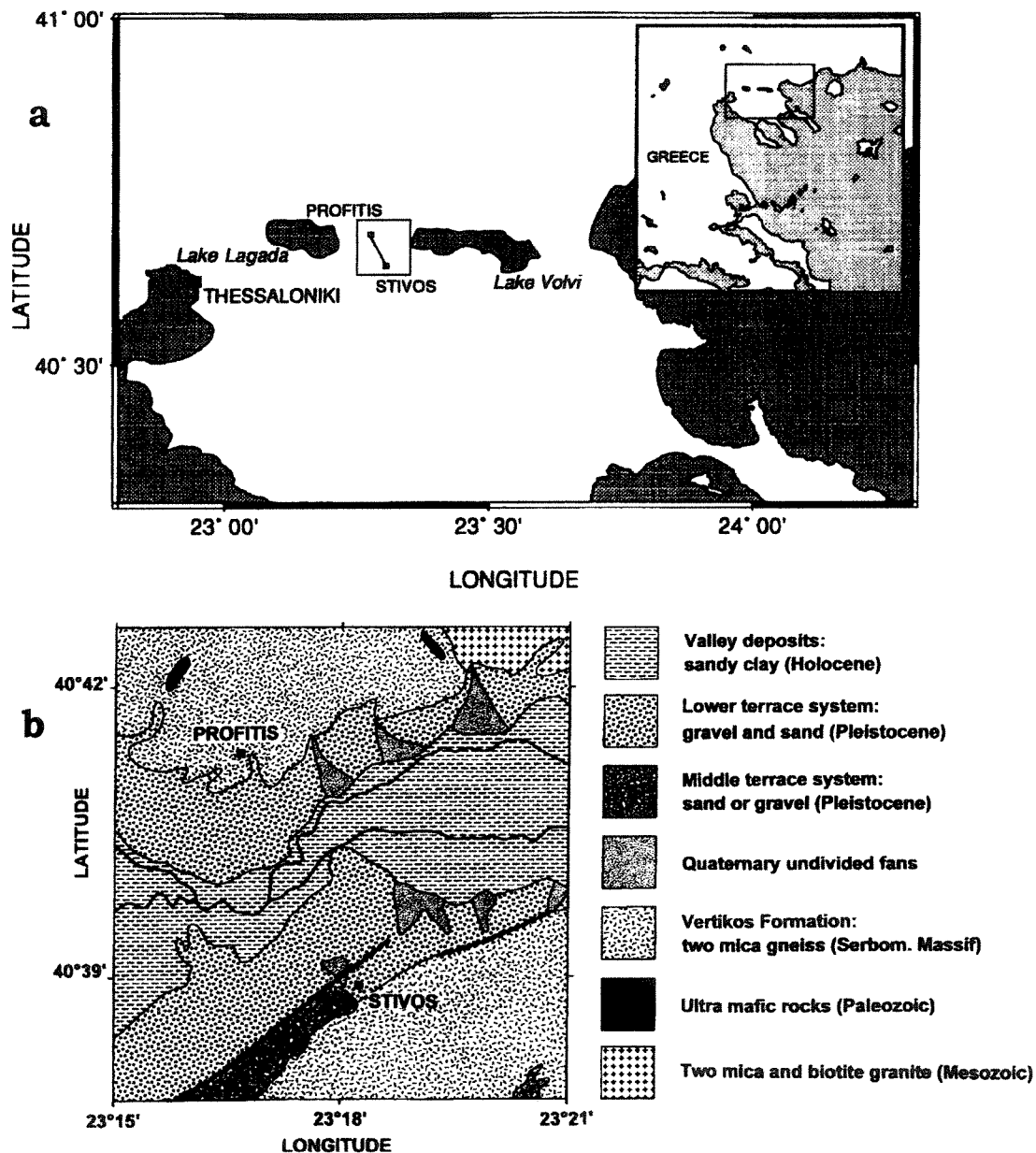
## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο**

### **EUROSEISTEST: ΔΙΕΘΝΕΣ ΠΟΛΥΔΥΝΑΜΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΔΟΚΙΜΩΝ**

#### **3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Το Euroseistest είναι ένα πειραματικό πεδίο δοκιμών το οποίο βρίσκεται σε απόσταση 25 χιλιομέτρων περίπου, ανατολικά – βορειοανατολικά της Θεσσαλονίκης, στη λεκάνη της Μυγδονίας (Σχήμα 3.1a). Η περιοχή όπου εγκαταστάθηκε το Euroseistest βρίσκεται σε μία ζώνη η οποία συνδυάζει υψηλή σεισμικότητα (τεκτονική ενεργή ζώνη της Σερβομακεδονικής μάζας) και μεγάλη ποικιλία γεωλογικών σχηματισμών.

Ο βασικός στόχος του συγκεκριμένου «πειράματος» είναι να μελετηθεί διεξοδικά, τόσο από την πλευρά της τεχνικής σεισμολογίας και της αντισεισμικής μηχανικής όσο και της σεισμολογίας, μία από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές στα Βαλκάνια και κατ' επέκταση στον Ευρωπαϊκό χώρο. Ειδικότερα, στους τεχνικούς στόχους του «πειράματος» συμπεριλαμβάνονται: α) εκτεταμένες γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες της περιοχής σε συνδυασμό με γεωδαιτικές μετρήσεις και εργαστηριακές δοκιμές, β) η εγκατάσταση δικτύων (μόνιμων και προσωρινών) καταγραφής σεισμικών κινήσεων με σκοπό τη λεπτομερή διερεύνηση της σεισμικής απόκρισης της περιοχής, γ) η εγκαθίδρυση βάσης δεδομένων με καταγραφές ασθενών και ισχυρών εδαφικών κινήσεων και δ) κατα-



Σχήμα 3.1. (a) Χάρτης της περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης. Η περιοχή που περικλείεται από το τετράγωνο αναφέρεται στην κοιλάδα της Βόλβης, όπου είναι εγκατεστημένο το πολυδύναμο ερευνητικό πείραμα Euroseistest (b) Γεωλογικός χάρτης της κοιλάδας της Βόλβης (Jongmans *et al.*, 1998).

(a) Map of the Mygdonian Basin between the lakes of Volvi and Lagada. The cross-section selected to establish Euroseistest is the line joining the villages of Profitis and Stivos, shown with solid squares. (b) Geological map of the Volvi basin. [After Jongmans *et al.*, 1998]

σκευή και ενοργάνωση κτιριακών ομοιωμάτων.

Ανάμεσα στους στόχους αναφέρονται, επίσης, και οι αναλύσεις των δεδομένων οι οποίες αφορούν τον έλεγχο, την εξέλιξη και την προσαρμογή των υπάρχόντων μεθόδων για την εκτίμηση των εδαφικών κινήσεων, την επίτευξη λεπτομερούς ανάλυσης της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης που προκαλούν οι αποθέσεις της λεκάνης, καθώς επίσης και συγκρίσεις μεταξύ των παρατηρήσεων και των προσομοιώσεων, προκειμένου να εκτιμηθεί το φάσμα σχεδιασμού που αναφέρεται στους εθνικούς και ευρωπαϊκούς κανονισμούς και τις μικροζωνικές μελέτες.

### **3.2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ & ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ**

Η λεκάνη της Μυγδονίας, όπου είναι εγκατεστημένο το πεδίο δοκιμών Euroseistest, αποτελεί ένα εκτεταμένο και επιμήκες βύθισμα με διεύθυνση Α-Δ έως ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 3.1a), που διαχωρίζει τη χερσόνησο της Χαλκιδικής από τον κεντρικό κορμό της Μακεδονίας και περιλαμβάνει τις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβης οι οποίες είναι υπολειμματικές μορφές της μεγάλης πλειστοκαινικής Μυγδονίας λίμνης. Από μορφολογική άποψη, αποτελεί το κύριο γεωμορφολογικό στοιχείο της ευρύτερης περιοχής.

Η λεκάνη της Μυγδονίας αποτελείται από δύο τμήματα, το ανατολικό το οποίο συνιστά την υπολεκάνη της Βόλβης και το δυτικό, την υπολεκάνη του Λαγκαδά. Το όριο μεταξύ των δύο αυτών υπολεκανών δεν είναι σαφές, ορίζεται, όμως, κατά τον άξονα Στίβου-Σχολαρίου στην κεντρική περιοχή της Μυγδονίας, από ένα σύστημα ράχων, λοφίσκων και αναβαθμίδων από τους οποίους διέρχεται ο ποταμός Δερβένι.

Η περιοχή ανήκει, από γεωλογικής άποψης, στη Σερβομακεδονική μάζα η οποία συγκροτείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Mountrakis *et al.*, 1992). Τα πετρώματα αυτά είναι κυρίως γνεύσιοι (σειρά του Βερτίσκου, Σχήμα 3.1b) και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι με λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων. Τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Σερβομακεδονικής θεωρούνται ως το αλπικό-προαλπικό υπόβαθρο των νεογενών και τεταρτογενών αποθέσεων της

λεκάνης.

Η ανάλυση δειγμάτων αποθέσεων κατά μήκος ποταμών, λεκανών και αρκετές γεωτρήσεις, δίνουν πληροφορίες για τη διαδικασία της απόθεσης στην ευρύτερη περιοχή η οποία διακρίνεται σε δύο μεγάλες στρωματογραφικές ενότητες. Η μία αφορά το «Προμυγδονιακό σύστημα» που σχηματίστηκε κατά το Νεογενές, ενώ η δεύτερη αφορά το «Μυγδονιακό σύστημα» που σχηματίστηκε αργότερα πάνω στο Προμυγδονιακό κατά το Τεταρτογενές (Ψιλοβίκος, 1977).

Το Προμυγδονιακό σύστημα περιλαμβάνει τέσσερις κυρίως διαδοχικούς (από κάτω προς την επιφάνεια) σχηματισμούς, το κροκαλοπαγές, τους ψαμμίτες, τις αμμοϊλυώδεις αποθέσεις και τα ερυθροστρώματα. Το Προμυγδονιακό σύστημα που εκτείνεται μεταξύ των λιμνών Βόλβης και Λαγκαδά (Euroseistest) περιλαμβάνει τρεις σχηματισμούς. Ειδικότερα, στα βαθύτερα στρώματα του συστήματος συναντώνται αμμώδες κροκαλοπαγές και άμμος, στη συνέχεια ακολουθεί ένας σχηματισμός αποτελούμενος από λιμναιές αποθέσεις ιλυώδους αργίλου και ιλυώδους άμμου με εναλλασσόμενες στρώσεις ιλυώδους άμμου και αμμώδους ιλύος και λεπτές στρώσεις άμμου, ενώ επιφανειακά συναντώνται αμμώδες κροκαλοπαγές, λεπτές στρώσεις άμμου με εναλλασσόμενες στρώσεις ιλυώδους άμμου και αμμώδους ιλύος (Σχήμα 3.1b).

Στην περιοχή των διαχωριστικών ορίων των υπολεκανών Λαγκαδά και Βόλβης (περιοχή Στίβου-Σχολαρίου), το υπόβαθρο της λεκάνης παρουσιάζει έδραση κατά τη διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, η οποία αποδείχθηκε και από παλαιότερες γεωφυσικές μελέτες με σεισμικές διασκοπήσεις (B.R.G.M., 1971), που έγιναν κατά μήκος του ποταμού Δερβένι (Δ-Α) από τη λίμνη Λαγκαδά μέχρι τη λίμνη Βόλβη. Οι μεταπτώσεις του υποβάθρου της λεκάνης, σύμφωνα με τους Papazachos & Comninakis (1976), πρέπει να οφείλονται σε οριζόντιες εφελκυστικές δυνάμεις οι οποίες σχετίζονται με το είδος των ρηγμάτων (κανονικά ή βαρύτητας) της περιοχής.

Επίσης, από παρατηρήσεις της τεκτονικής της περιοχής, προέκυψε το συμπέρασμα ότι η λεκάνη της Μυγδονίας δεν είναι τεκτονικά ενιαία. Παρατηρήσεις της συμπεριφοράς των δύο υπολεκανών, του Λαγκαδά και της Βόλβης, στις σεισμικές δονήσεις, έδειξαν ότι υφίσταται τεκτονική ανεξαρτησία

μεταξύ τους (Georgalas & Galanopoulos, 1953; Ψιλοβίκος, 1977).

Στα πλαίσια μελετών του Εργαστηρίου Τεκτονικής Γεωλογίας του Α.Π.Θ. συντάχθηκε νεοτεκτονικός χάρτης (Mountrakis *et al.*, 1992) της περιοχής που είχε ως κύριο στόχο τον εντοπισμό, τη χαρτογράφηση και το χαρακτηρισμό των ρηγμάτων της περιοχής, με απώτερο σκοπό την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Στον χάρτη αυτό ως σεισμικά χαρακτηρίζονται τα ρήγματα της Γερακαρούς-Νικομιδηνού-Στίβου-Περιστερώνα, το ρήγμα μεταξύ των λιμνών Βόλβης-Λαγκαδά και το ρήγμα του Σχολαρίου, ενώ ως ενεργά αναφέρονται τα ρήγματα του Αγίου Βασιλείου, της Νυμφόπετρας- Μεγάλης Βόλβης, των Λουτρών Βόλβης, της Νέας Απολλωνίας, του Ασβεστοχωρίου, του Σοχού κ.α.

### **3.3. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ & ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ**

Στα πλαίσια του πολυδύναμου πειράματος EUROSEISTEST, διεξήχθη στην περιοχή μεταξύ των οικισμών Προφήτη και Στίβου, ένα πρόγραμμα εκτεταμένων γεωφυσικών και γεωτεχνικών μελετών, με σκοπό τον κατά το δυνατό ακριβέστερο προσδιορισμό της στρωματογραφίας της εδαφικής δομής. Στα πλαίσια των γεωφυσικών ερευνών εφαρμόστηκαν όλες οι βασικές σεισμικές μέθοδοι και οι τεχνικές ερμηνείας των δεδομένων, με σκοπό τη συστηματική διερεύνηση της εδαφικής δομής (EUROSEISTEST Final Scientific Report, 1995; Ραπτάκης, 1995; Jongmans *et al.*, 1998; Pitilakis *et al.*, 1999; Raptakis *et al.*, 2000).

Η λεπτομερής και ακριβής χαρτογράφηση της γεωμετρίας και των δυναμικών χαρακτηριστικών των γεωλογικών σχηματισμών από την επιφάνεια μέχρι και το βραχώδες υπόβαθρο βασίστηκε κυρίως στις σεισμικές μεθόδους, ενώ για τον χαρακτηρισμό των επιφανειακών σχηματισμών (μέχρι βάθους 40-45m και 200m στο κέντρο της κοιλάδας), ελήφθησαν υπόψη και τα στοιχεία της γεωτεχνικής έρευνας, που περιελάμβανε γεωτρήσεις και δειγματοληψία, πρότυπες δοκιμές διείσδυσης SPT και δοκιμές δυναμικής πενετρομέτρησης CPT, όπως και εργαστηριακές δοκιμές κατάταξης αλλά και δοκιμές στήλης συντονισμού (Pitilakis *et al.*, 1999). Στα πλαίσια του Euroseistest έγιναν επίσης γεωηλεκτρικές μετρήσεις και μετρήσεις VLF.

Έχοντας υπόψη όλα τα γεωφυσικά και γεωτεχνικά δεδομένα ανά θέσεις κατά μήκος του άξονα Προφήτη - Στίβου, οι Raptakis *et al.* (2000) προσδιόρισαν τη γεωσεισμική τομή που αποτελείται από οκτώ διαφορετικούς σχηματισμούς. Ο προσδιορισμός των εδαφικών αυτών σχηματισμών βασίστηκε σε δύο κριτήρια: α) στη συνάφεια που παρουσίαζαν οι ταχύτητες διάδοσης των διατμητικών,  $V_s$ , και των διαμήκων,  $V_p$ , κυμάτων για κάθε σχηματισμό με το βάθος και β) στη συνοχή των τιμών αυτών ανά σχηματισμό κατά μήκος της τομής. Επιπλέον, οι δυναμικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών που προσδιορίστηκαν με πλήθος διαφορετικών μεθόδων, για κάθε θέση κατά μήκος της τομής, συσχετίστηκαν μεταξύ τους, ούτως ώστε να προσδιορισθεί το πιο αξιόπιστο εδαφικό ομοίωμα.

Στην συνέχεια, ελέγχθηκε η αξιοπιστία των τιμών των ταχυτήτων  $V_p$  και  $V_s$  που προέκυψαν για κάθε σχηματισμό λαμβάνοντας υπόψη: α) τη γεωτεχνική περιγραφή των εδαφικών υλικών όπως αυτή εκφράζεται από τις φυσικές, μηχανικές και δυναμικές ιδιότητές τους τουλάχιστον για τα πρώτα 40-45m, β) τις μέσες τιμές των ταχυτήτων  $V_p$  και  $V_s$  για κάθε εδαφικό σχηματισμό, γ) τη μεταβολή με το βάθος των εδαφικών χαρακτηριστικών σε μία θέση σε συνδυασμό με άλλες προσκείμενες σε αυτήν θέσεις και δ) την παρόμοια διαδοχή των κύριων εδαφικών σχηματισμών για κάθε θέση κατά μήκος της τομής. Το αποτέλεσμα της σύνθεσης όλων των διαθέσιμων δεδομένων οδήγησε στη δισδιάστατη τομή του σχήματος 3.2 (Raptakis *et al.*, 2000). Οι σχηματισμοί σε κατακόρυφη τομή από την ελεύθερη επιφάνεια μέχρι το κρυσταλλικό υπόβαθρο κλιμακώνονται με τη σειρά που ακολουθεί.

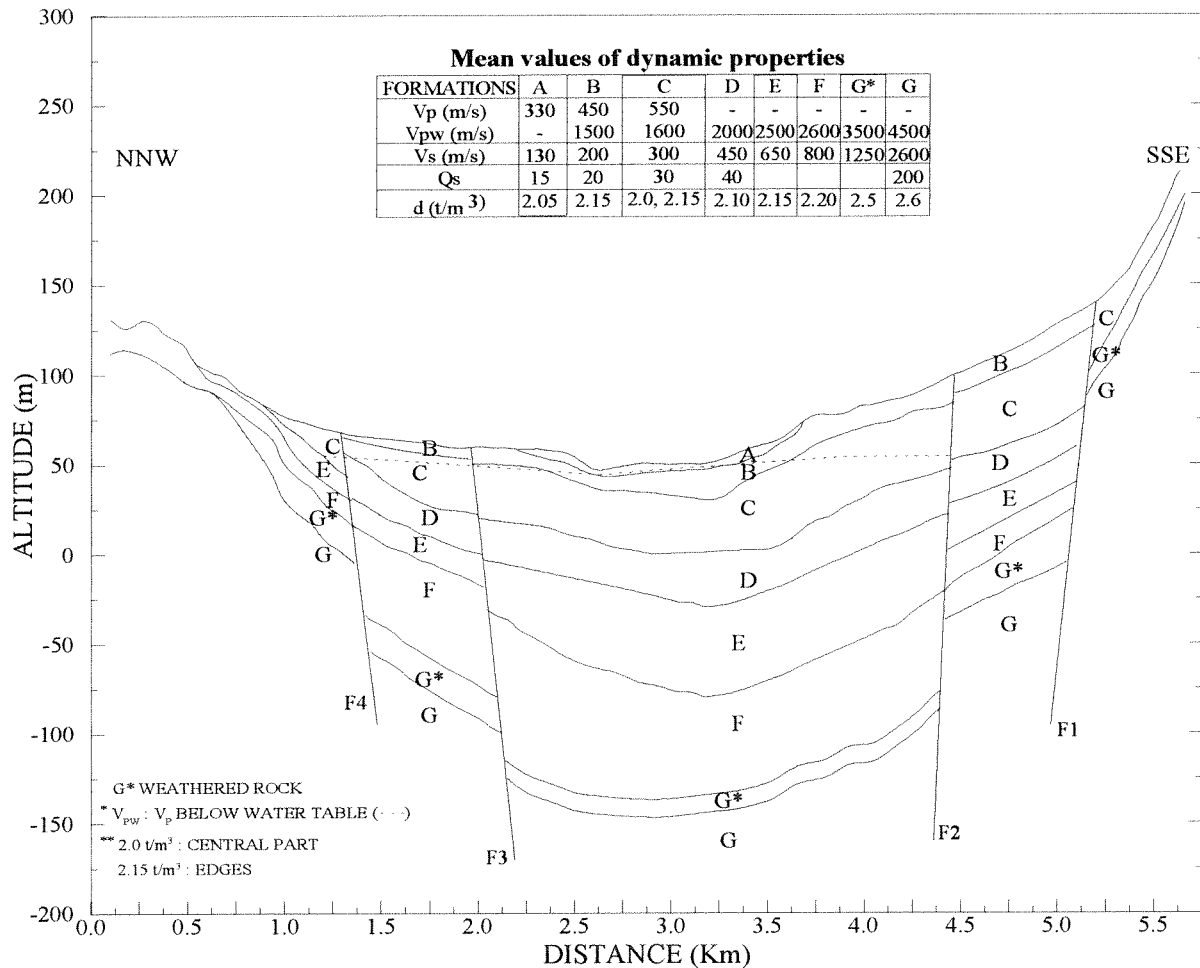
#### Σχηματισμός Α

Ο σχηματισμός αυτός είναι επιφανειακός και εντοπίζεται στο κέντρο της λεκάνης με πάχος κατά θέση από 2.5-6.0m και με ταχύτητες  $V_p$  που κυμαίνονται από 220-450m/sec και  $V_s$  από 95-150m/sec.

#### Σχηματισμός Β

Εκτείνεται από το ρήγμα F4 μέχρι και το F1. Στο κέντρο της λεκάνης διέρχεται κάτω από το σχηματισμό Α. Το πάχος του κυμαίνεται από 5.0 έως 30.0m περίπου. Οι ταχύτητες  $V_p$  στο ακόρεστο μέρος του κυμαίνονται μεταξύ 300-350m/sec, ενώ στο κορεσμένο μέρος του κυμαίνονται από 900-1650m/sec. Οι





Σχήμα 3.2. Η εδαφική τομή κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου όπως προέκυψε από την επεξεργασία και σύνθεση όλων των διαθέσιμων γεωφυσικών και γεωτεχνικών δεδομένων (Raptakis *et al.*, 2000) που οδήγησε στην αναγνώριση τεσσάρων ρηγματίων και οκτώ εδαφικών σχηματισμών. Τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών δίνονται στον Πίνακα 3.1.

*Final cross-section determined by Raptakis et al. (2000) for Volvi basin, between the villages of Profitis and Stivos. Four faults (F1 to F4) and eight different strata (layers A to G) are identified. Properties of the material are given in Table IV.1. [After Raptakis et al., 2000]*

ταχύτητες  $V_s$  κυμαίνονται από 150-250m/sec.

#### Σχηματισμός C

Ο σχηματισμός αυτός εμφανίζεται σε όλο σχεδόν το μήκος της λεκάνης. Εκδηλώνεται επιφανειακά στις περιοχές βόρεια του ρήγματος F4 και νότια του F1. Το πάχος του στο κέντρο της λεκάνης και ανάμεσα στα ρήγματα F1 και F2 ξεπερνά τα 40.0m. Ο οριζοντας του σχηματισμού αυτού δεν είναι ενιαίος αλλά διαφοροποιείται σε κατακόρυφη διεύθυνση εξαιτίας των ρηγμάτων F1, F2 και F4. Οι ταχύτητες  $V_p$  κυμαίνονται μεταξύ 900 και 2200m/sec στο κορεσμένο μέρος του, ενώ μεταξύ 400-800m/sec στο ακόρεστο. Οι ταχύτητες  $V_s$  κυμαίνονται από 250-400m/sec.

Οι επιφανειακοί σχηματισμοί A, B και C όπως δείχνουν τα δεδομένα των γεωτρήσεων αποτελούνται διαδοχικά από στρώσεις με ιλυώδεις ως αργιλώδεις άμμους, ιλυώδεις έως αμμώδεις αργίλους με προσμίξεις, κατά θέσεις και βάθη, από πλήθος γεωυλικών όπως μαργαϊκές ιλυώδεις αργίλους και άμμους, μαργαϊκή αργιλώδη άμμο, χάλικες, κροκάλες, κ.α. Ο βαθμός συμπύκνωσης των στρώσεων αυτών είναι διαφορετικός όπως και η σύσταση των μιγμάτων.

#### Σχηματισμός D

Εκτείνεται μεταξύ των ρηγμάτων F1 και F4. Οι ταχύτητες  $V_p$  κυμαίνονται από 1650 έως 1900m/sec, ενώ οι ταχύτητες  $V_s$  από 400 έως 550m/sec. Το κάτω όριο του σχηματισμού αυτού με ταχύτητα  $V_s$  550m/sec είναι σαφές καθώς η τιμή αυτή βρέθηκε σε όλες τις θέσεις κατά μήκος της γεωφυσικής τομής (Raptakis *et al.*, 2000). Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις που συναντώνται στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Στο κεντρικό τμήμα του άξονα Προφήτη – Στίβου η οροφή του σχηματισμού δε διαφέρει ουσιαστικά από τον υπερκείμενο.

#### Σχηματισμός E

Ο σχηματισμός αυτός των ερυθροστρωμάτων εμφανίζεται σε όλο σχεδόν το μήκος της τομής. Το βύθισμα του σχηματισμού στο κέντρο είναι ιδιαίτερα σημαντικό. Οι δυναμικές ιδιότητες του αλλάζουν ριζικά καθώς εμφανίζουν υψηλές ταχύτητες  $V_p$  που κυμαίνονται από 2200 έως 2750m/sec ενώ οι ταχύτητες  $V_s$  κυμαίνονται από 560-650m/sec.

### Σχηματισμός F

Πρόκειται για κροκαλοπαγή σχηματισμό ο οποίος εντοπίζεται μεταξύ των ρηγματίων F4 και F2 όπου και εμφανίζεται με το μεγαλύτερο πάχος. Στο κέντρο της λεκάνης απαντάται σε μεγαλύτερο βάθος. Επίσης, εντοπίζεται και μεταξύ των F1- F2 σε υψηλότερη στάθμη, όπως και στην περιοχή βορείως του F4 όπου και εκδηλώνεται επιφανειακά. Οι ταχύτητες  $V_p$  κυμαίνονται από 2200 έως 2750m/sec ενώ οι ταχύτητες  $V_s$  από 600 έως 900m/sec.

### Σχηματισμός G\*

Ο σχηματισμός αυτός εκτείνεται σε όλο το μήκος της τομής. Παρουσιάζεται ως ένα λεπτό στρώμα που υπέρκειται του βραχώδους υποβάθρου. Η βαθιά γεώτρηση στο κέντρο της λεκάνης έδειξε ότι πρόκειται για αποσαθρωμένο οξιστόλιθο. Οι ταχύτητες διάδοσης των διατμητικών,  $V_s$ , και των διαμήκων κυμάτων,  $V_p$ , κυμαίνονται από 1000 έως 1700m/sec και από 3000-3500m/sec, αντίστοιχα.

### Σχηματισμός G

Ο σχηματισμός αυτός αποτελεί το κρυσταλλικό συμπαγές βραχώδες υπόβαθρο της λεκάνης, με ταχύτητες  $V_p$  που κυμαίνονται από 4300 έως 4900m/sec όπως προέκυψαν από αναλύσεις των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης. Οι ταχύτητες  $V_s$  που προέκυψαν κυμαίνονται από 2300 έως 2600m/sec.

Ο παράγοντας ποιότητας,  $Q_s$  ( $= 1/2\xi$ ), των εδαφικών σχηματισμών προσδιορίστηκε για τα πρώτα 30-40m από αναλύσεις της απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων σε εννέα θέσεις κατά μήκος της λεκάνης (Jongmans *et al.*, 1998) καθώς και από τα αποτελέσματα των δοκιμών στήλης συντονισμού (για παραμορφώσεις <0.0001%) σε εδαφικά δείγματα από διαφορετικές γεωτρήσεις για βάθη που κυμαίνονται μεταξύ 2.0 και 75.0m (Pitilakis *et al.*, 1999). Οι τιμές του παράγοντα ποιότητας για τους βαθύτερους σχηματισμούς εκτιμήθηκαν από τη διεθνή βιβλιογραφία.

Συνοψίζοντας όλα τα παραπάνω στοιχεία, στον Πίνακα 3.1 δίνονται η γεωτεχνική περιγραφή καθώς και το εύρος της διακύμανσης των δυναμικών χαρακτη-

Πίνακας 3.1. Πίνακας με την γεωτεχνική περιγραφή και τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών του σχήματος 3.2.

*Soil description and geophysical parameters of each basic soil formations of Figure 3.2.*

	Περιγραφή	Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	Vpw (m/sec)	Πυκνότητα (t/m <sup>3</sup> )	Q <sub>s</sub>
A	Ιλυώδης αργιλώδης άμμος	95-150	220-450		2.05	15
B	Ιλυώδης άμμος & αμμώδης άργιλος	150-250	300-350	900-1650	2.15	25
C	Μαργαϊκή ιλύς & ιλυώδης άμμος	250-400	400-800	900-2200	2.00-2.15	30
D	Μαργαϊκή, αμμώδης άργιλος & αργιλώδης ιλύς	400-550		1650-1900	2.10	40
E	Εναλλασσόμενες στρώσεις αργιλώδους έως ιλυώδους άμμου & αμμώδεις αργίλους με πέτρες και χαλίκια	560-650		2200-2750	2.15	60
F	Εναλλασσόμενες στρώσεις αργιλώδους έως ιλυώδους άμμου & αμμώδεις αργίλους με πέτρες και χαλίκια	600-900		2200-2750	2.20	80
G*	Αποσαθρωμένος Σχιστόλιθος	1000-1700		3000-3500	2.50	100
G	(Υγιής) Γνεύσιος	2300-2600		4300-4900	2.60	200

ριστικών των εδαφικών σχηματισμών της μηκοτομής (Σχήμα 3.2). Στη σύνθεση του εδαφικού ομοιώματος του σχήματος 3.2, μεγαλύτερη βαρύτητα δόθηκε στη μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των διατμητικών κυμάτων, Vs, διότι στις μελέτες θεωρητικής προσομοίωσης της σεισμικής απόκρισης, η παράμετρος αυτή θεωρείται βασική.

Επίσης, σύμφωνα με τους Jongmans *et al.* (1998) και Raptakis *et al.* (2000), η μεταβολή του πάχους των βαθύτερων εδαφικών σχηματισμών, η εμφάνιση ή/και η απουσία ορισμένων εξ' αυτών, η αυξομείωση του βάθους του βραχώδους υποβάθρου, υποδεικνύουν την ύπαρξη τεσσάρων (4) κανονικών ρηγματίων (F1-F4) κατά μήκος της εδαφικής τομής. Το πρώτο από αυτά (F1), κοντά στο Στίβο, είναι το σεισμικό ρήγμα που έδωσε το σεισμό της 20<sup>ης</sup> Ιουνίου 1978 με μέγεθος

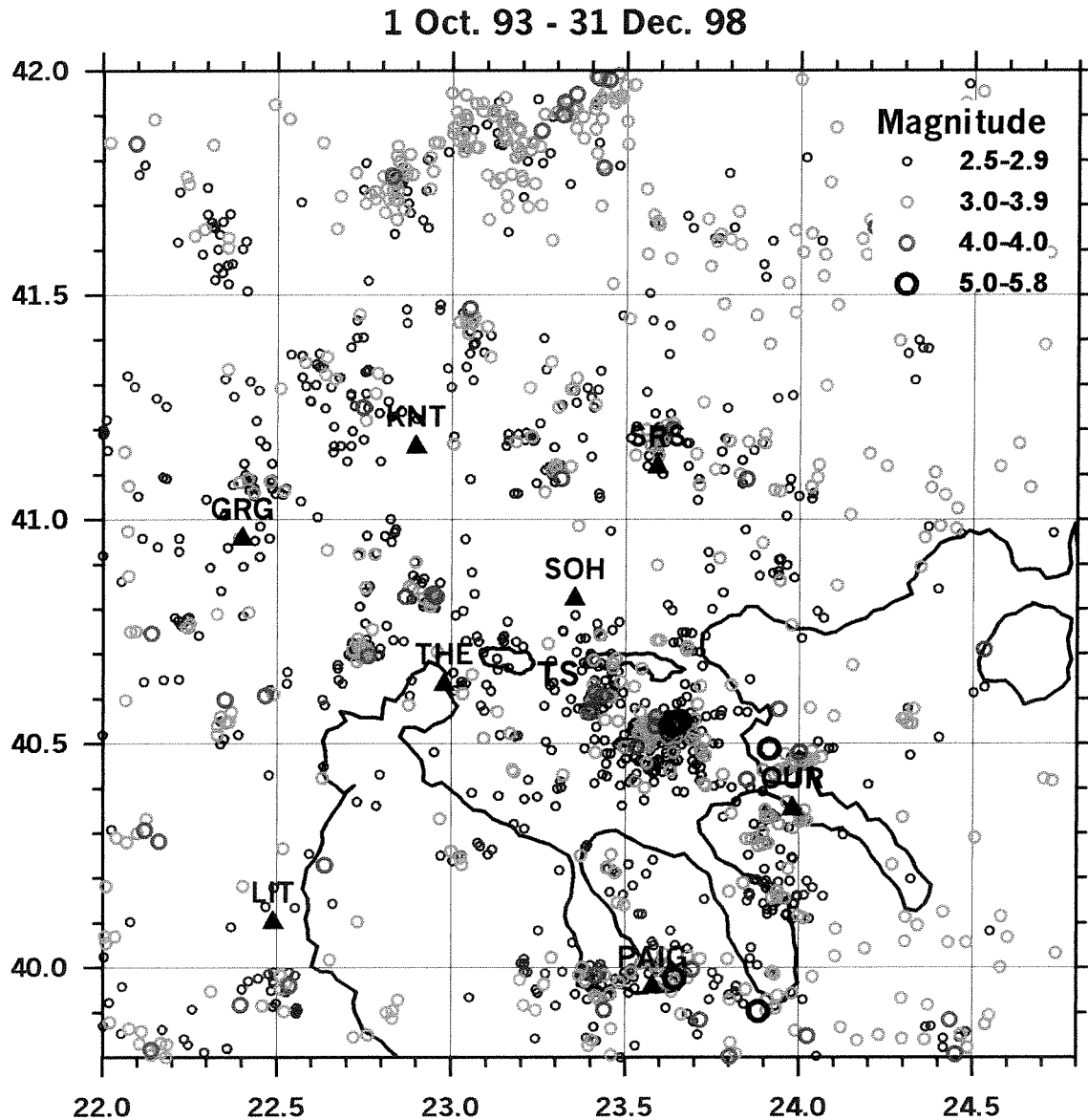
σεισμικής ροπής,  $M=6.5$  (Parazachos *et al.*, 1979) ο οποίος προκάλεσε 45 θανάτους και ζημιές σε περισσότερα από 5000 κτίρια στην πόλη της Θεσσαλονίκης. Τα ρήγματα F2 και F3 εντοπίζονται στο κέντρο της λεκάνης, ενώ το ρήγμα F4 βρίσκεται στο βόρειο άκρο της (Σχήμα 3.2). Τα ρήγματα F2, F3 και F4 καλείπονται από τους επιφανειακούς σχηματισμούς, ως εκ τούτου δεν έχουν επιφανειακό ίχνος.

### **3.4. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ, ΔΙΚΤΥΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ**

Από το 1981, οπότε άρχισε η λειτουργία του τηλεμετρικού δικτύου του Σεισμολογικού Σταθμού του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., εξασφαλίστηκε η ακριβής καταγραφή των σεισμικών δονήσεων, που προέρχονται από την ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής ζώνης. Τα δεδομένα που παράγονται από το δίκτυο αυτό είναι συνεχή, ακριβή και έχουν πληρότητα για σεισμούς με μεγέθη  $M_L > 2.1$ .

Η γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών, με μεγέθη  $M_L \geq 2.5$  στην περιοχή από 1/10/1993 μέχρι 31/12/1998 (Σχήμα 3.3), έδειξε ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση της σεισμικής δράσης της περιοχής εντοπίζεται στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης, ενώ δευτερεύουσες αλλά σημαντικές συγκεντρώσεις επικέντρων παρατηρούνται στην περιοχή του κόλπου της Ιερισσού και στην είσοδο του κόλπου της Κασσάνδρας. Επίσης υπάρχουν επίκεντρα σεισμών διάσπαρτα στις υπόλοιπες περιοχές του χάρτη, χωρίς όμως να διακρίνεται κάποια επιλεκτική συγκέντρωσή τους.

Στα πλαίσια του ερευνητικού πειράματος Euroseistest εγκαταστάθηκαν στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης, μόνιμα και προσωρινά δίκτυα οργάνων καταγραφής της σεισμικής κίνησης με σκοπό την πολύπλευρη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής και των συνεπειών της. Στη συνέχεια ακολουθεί συνοπτική περιγραφή των μόνιμων και προσωρινών δικτύων που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή τα οποία διακρίνονται ανάλογα με τον τύπο του οργάνου και την ευαισθησία τους σε ασθενείς και ισχυρές εδαφικές κινήσεις. Καταγραφές από πυκνά δίκτυα όπως αυτά τα οποία εγκαταστάθηκαν στα



Σχήμα 3.3. Χάρτης επικέντρων των σεισμών που συνέβησαν την περίοδο 1.10.1993 – 31.12.1998 στην ευρύτερη περιοχή του “testsite (TS)”. Τα μαύρα τρίγωνα δείχνουν το μόνιμο δίκτυο των σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (Euroseisnod Final Scientific Report, Hatzidimitriou *et al.*, 1999).

*Maps of the epicenters of the earthquakes (1748 events) occurred during the period 1.10.1993 and 31.12.1998 in the broader area around Test Site (TS) at northern Greece with magnitudes  $M_L \geq 2.5$ . Black triangles show the stations of the permanent seismograph of Geophysical Laboratory of AUTH (Euroseisnod Final Scientific Report, Hatzidimitriou *et al.*, 1999).*

πλαίσια του πειράματος σπανίζουν διεθνώς, ενώ μόλις την τελευταία δεκαετία υπάρχουν καταγραφές από δίκτυα που σχεδιάστηκαν ειδικά για την πειραματική μελέτη της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση.

Συγκεκριμένα, εγκαταστάθηκαν από τις 14 Ιουνίου έως τις 22 Αυγούστου 1994, προσωρινά δίκτυα σειсмоγράφων, αποτελούμενα συνολικά από 52 σταθμούς. Οι διαφορετικοί τύποι σταθμών οι οποίοι είχαν τη δυνατότητα καταγραφής πολύ μικρών σεισμών της περιοχής καθώς και ο σκοπός για τον οποίο χρησιμοποιήθηκαν περιγράφονται στη συνέχεια. Ειδικότερα, εγκαταστάθηκαν:

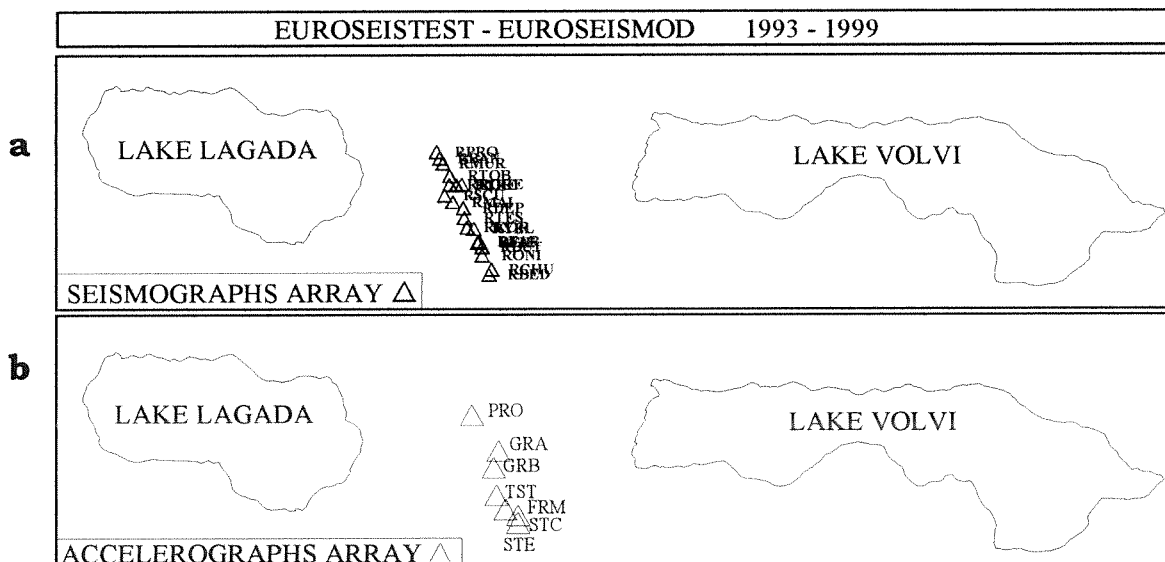
- 20 σταθμοί μίας συνιστώσας (κατακόρυφης) σε μία περιοχή έκτασης 25km × 50km. Οι σταθμοί αυτοί χρησιμοποιήθηκαν για τον ακριβή προσδιορισμό της θέσης των υποκέντρων των τοπικών σεισμών, με ακρίβεια προσδιορισμού της επικεντρικής απόστασης 3km και του εστιακού βάθους 5km,
- 8 σταθμοί MARS-88 Lennartz, με σεισμόμετρα τριών συνιστωσών ιδιοσυχνότητας 1Hz. Η εγκατάστασή τους έγινε σε διεύθυνση κάθετη στον άξονα Προφήτη-Στίβου, με μέση μεταξύ τους απόσταση 500m περίπου,
- ένα πυκνό δίκτυο 8 σταθμών CIES (σεισμόμετρα τριών συνιστωσών ιδιοσυχνότητας 0.2Hz) με μεταξύ τους αποστάσεις από 10 έως 100m στο κέντρο της λεκάνης γύρω από τη θέση TST, ,
- 23 σταθμοί Reftek τριών συνιστωσών, κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, με μέσες μεταξύ τους αποστάσεις από 250m έως 400m περίπου (Σχήμα 3.4a). Τα σεισμόμετρα ήταν τύπου CMG40 ιδιοσυχνότητας 0.05Hz και L22 με ιδιοσυχνότητα 2.0Hz.

Την περίοδο μεταξύ 14 Αυγούστου και 25 Σεπτεμβρίου 1997, εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή του Euroseistest, ένα δεύτερο προσωρινό δίκτυο σειсмоγράφων, το οποίο αποτελούνταν συνολικά από 31 όργανα και κάλυπτε την ευρύτερη περιοχή μεταξύ των λιμνών της Βόλβης και του Λαγκαδά. Η χαμηλή τοπική – και όχι μόνο – σεισμικότητα της περιοχής την περίοδο αυτή, δεν επέτρεψε την απόκτηση πολλών καλής ποιότητας σεισμικών καταγραφών. Ως αποτέλεσμα της χαμηλής αυτής σεισμικότητας είναι η αδυναμία αναγνώρισης

της προέλευσης των σημάτων αυτών, η οποία δεν έχει ολοκληρωθεί ακόμη.

Κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, εγκαταστάθηκε και το μόνιμο δίκτυο καταγραφής ισχυρών εδαφικών κινήσεων, το οποίο αποτελείται από 10 επιταχυνσιογράφους. Οι θέσεις των σταθμών δίνονται στο σχήμα 3.4b και αναφέρονται με την κωδικοποιημένη ονομασία τους. Το δίκτυο αυτό περιλαμβάνει 7 επιφανειακούς και 3 εγκατεστημένους εντός γεωτρήσεων ψηφιακούς επιταχυνσιογράφους. Οι επιφανειακοί επιταχυνσιογράφοι καλύπτουν το σύνολο της απόστασης μεταξύ Προφήτη (PRO) και Στίβου (STE), ενώ οι 2 από τους 3 εντός γεωτρήσεως επιταχυνσιογράφοι βρίσκονται στο κέντρο της κοιλάδας (θέση TST) στα βάθη των 17.0m και 72.0m και ο τρίτος στο νότιο άκρο του άξονα (θέση STE) σε βάθος 22.0m.

Οι επιταχυνσιογράφοι διαθέτουν τρία επιταχυνσιόμετρα ακτινικής, εγκάρσιας και κατακόρυφης συνιστώσας, ιδιοσυχνότητας 50Hz, ικανότητας αποθήκευσης δεδομένων, με δυνατότητα δειγματοληψίας 200 σημείων ανά δευτερόλεπτο. Τα καταγραφικά όργανα διακρίνονται ανάλογα με τη διακριτικότητα του μετατροπέα του αναλογικού σήματος των δεδομένων σε ψηφιακό σε 12, 16 και 19bits.



Σχήμα 3.4. Χάρτης καταγραφικών δικτύων. α) προσωρινό δίκτυο σειсмоγράφων Reftek που εγκαταστάθηκε στην περιοχή από τις 14 Ιουνίου έως τις 22 Αυγούστου 1994 και β) το μόνιμο δίκτυο επιταχυνσιογράφων.

Map of the temporary seismograph (REFTEK) (a) and permanent accelerograph (b) arrays. This temporary array was installed at the site between June, 14<sup>th</sup> and August, 22<sup>nd</sup>, 1994.



Το δίκτυο αυτό λειτουργεί από τον Απρίλιο του 1994 και έχει καταγράψει 67 σεισμούς μέχρι τον Ιούνιο του 1998 με μεγέθη σεισμικής ροπής που κυμαίνονται από  $M=1.0$  έως 6.6 και επικεντρικές αποστάσεις από 1 έως 120 km. Το σύνολο των καταγραφών σε όλο το δίκτυο ανέρχεται στις 277, με μέγιστες επιταχύνσεις που κυμαίνονται μεταξύ 0.5 και 50 gal. Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι σημαντικό τμήμα της ακολουθίας του σεισμού της Αρναίας και ο κύριος σεισμός της Κοζάνης διέγειραν το σύνολο των οργάνων, γεγονός που δεν ισχύει για τους υπόλοιπους τοπικούς σεισμούς.

### **3.5. ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΑ ΕΡΕΥΝΑ**

Κατά τη διάρκεια των τριών τελευταίων δεκαετιών, αρκετοί ερευνητές ασχολήθηκαν με τη μελέτη της γεωλογικής δομής της Μυγδονίας λεκάνης. Η πρώτη γεωφυσική έρευνα διεξήχθη από την B.R.G.M. το 1971, για τον έλεγχο των αποθεμάτων νερού, ενώ πρόσθετες πληροφορίες εξασφαλίστηκαν από γεωτρήσεις 200-400m βάθους. Η επόμενη γεωφυσική διερεύνηση της περιοχής (Θανάσουλας, 1983) έγινε προκειμένου να προσδιορισθεί η γεωλογία και η τεκτονική του κρυσταλλικού υποβάθρου. Ο Ψιλοβίκος (1977) περιέγραψε την τεκτονική δραστηριότητα και την προέλευση των γεωλογικών υλικών, ενώ η σεισμικότητα και τα σεισμοτεκτονικά φαινόμενα της ευρύτερης περιοχής μελετήθηκαν από τους Mercier *et al.* (1978), Papazachos *et al.* (1979), Soufleris *et al.* (1982). Ο Σκορδύλης (1985) πρότεινε ένα μεγάλης κλίμακας μοντέλο δομής των ταχυτήτων των επιμήκων (P) κυμάτων χρησιμοποιώντας δεδομένα από πολλούς σεισμούς της περιοχής. Ωστόσο, καμία από τις μελέτες αυτές δεν ήταν προσανατολισμένη στη μελέτη της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης και ως εκ τούτου δεν παρείχαν πληροφορίες για τη γεωμετρία και τις δυναμικές ιδιοτητές των ιζηματογενών αποθέσεων της λεκάνης.

Στα πλαίσια του πολυδύναμου πειράματος EUROSEISTEST διεξήχθησαν πρόσθετες γεωφυσικές, γεωτεχνικές, σεισμοτεκτονικές και σεισμολογικές έρευνες προκειμένου να αποκτηθούν νέες πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά της περιοχής που μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε διαρθρωμένες μελέτες προσανατολισμένες στην εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης και

γενικότερα στην αντιμετώπιση του σεισμικού κινδύνου. Ένα μεγάλο μέρος των αποτελεσμάτων της έρευνας που διεξήχθη στα πλαίσια του πειράματος EUROSEISTEST παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο αυτό. Σε συνέχεια του πειράματος αυτού, τα νέα δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν στη θεωρητική μελέτη της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης χρησιμοποιώντας το σύνολο σχεδόν των υπάρχοντων μεθόδων προσομοίωσης με τη χρήση τόσο του τρόπου διάρρηξης των γνωστών σεισμικών πηγών της ευρύτερης περιοχής για διαφορετικά σενάρια σεισμών και του δρόμου διαδρομής της σεισμικής ενέργειας όσο και της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας.

Στην προσπάθεια αυτή συμμετείχαν 17 (συνολικά) ευρωπαϊκά πανεπιστήμια και ινστιτούτα και τα αποτελέσματα της έρευνας έχουν δημοσιευθεί σε περισσότερες από 50 εργασίες σε διεθνή περιοδικά και συνέδρια (Euroseismod Final Scientific Report, 1999 – Project Co-ordinator K. Pitilakis). Στις σημαντικότερες από τις εργασίες αυτές γίνεται αναφορά στα πλαίσια της παρούσας διατριβή και μπορούν να βρεθούν στη βιβλιογραφία. Η ενασχόληση μεγάλης μερίδας της ευρωπαϊκής – και όχι μόνο – επιστημονικής κοινότητας με τη διερεύνηση ζητημάτων τεχνικής σεισμολογίας και γεωτεχνικής σεισμικής μηχανικής με βάση το πειραματικό πεδίο δοκιμών EUROSEISTEST, κατέστησε δύσκολο τον προσδιορισμό του αντικειμένου της παρούσας διατριβής.

Ωστόσο, η έλλειψη λεπτομερών θεωρητικών μελετών της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest και συσχετίσεων των αποτελεσμάτων τους με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς και με τις καταγραφές, με σκοπό την κατανόηση της φυσικής των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας και την ανάδειξη των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης της συγκεκριμένης λεκάνης, αποτέλεσε το κίνητρο για την έρευνα που παρουσιάζεται στην εργασία αυτή.

Έτσι, για τον εμπειρικό προσδιορισμό της σεισμικής απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου και τη συσχέτισή της με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (Κεφ. 4), χρησιμοποιούνται δεδομένα που προήλθαν από το προσωρινό δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek (Σχήμα 3.4a) και το μόνιμο δίκτυο επιταχυνσιογράφων (Σχήμα 3.4b). Στη συνέχεια, η διερεύνηση των

επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας συμπληρώνεται με αποτελέσματα που προέρχονται από θεωρητικές (μονοδιάστατες και δισδιάστατες) προσομοιώσεις (Κεφ. 5) με βάση την αναλυτική εδαφική τομή της λεκάνης του Euroseistest (Σχήμα 3.2). Η λεπτομερής συσχέτιση των αποτελεσμάτων της ενόργανης και θεωρητικής προσέγγισης (Κεφ. 6) γίνεται προκειμένου να επιλεγεί η καταλληλότερη μέθοδος προσομοίωσης των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στη συγκεκριμένη λεκάνη.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο**

### **ΕΝΟΡΓΑΝΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ**

#### **4.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Η πολύ καλή γνώση της δομής του υπεδάφους στη λεκάνη του Euroseistest και ο μεγάλος αριθμός εξαιρετικής ποιότητας καταγραφών, επιτρέπουν τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης της περιοχής καθώς επίσης και τη συσχέτισή τους με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς. Ένας μεγάλος αριθμός δεδομένων ισχυρής και ασθενούς εδαφικής κίνησης που προήλθαν από τα προσωρινά και μόνιμα καταγραφικά δίκτυα έχουν ήδη χρησιμοποιηθεί ποικιλοτρόπως για τη μελέτη της σεισμικής απόκρισης.

Ενδεικτικά αναφέρεται η εργασία των Riepl *et al.* (1998) στην οποία χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ασθενών σεισμικών κινήσεων (Reftek) για τη συγκριτική μελέτη της τοπικής εδαφικής απόκρισης με διάφορες εμπειρικές τεχνικές (SSR, HVSR, GI, Coda-wave techniques) υπολογίζοντας τους μέσους όρους των συναρτήσεων μεταφοράς σε διάφορες θέσεις κατά μήκος της τομής. Στις εργασίες των Ραπτάκης (1995) και Raptakis *et al.* (1998), χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από το δίκτυο επιταχυνσιογράφων για την αξιολόγηση των συναρτήσεων μεταφοράς που υπολογίσθηκαν με τις τεχνικές του

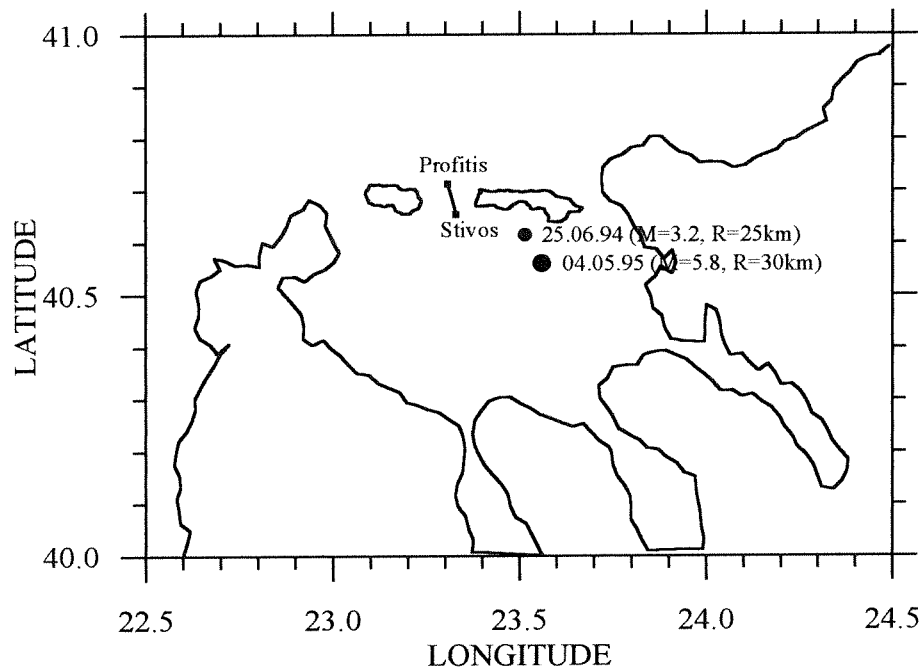
κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR), καθώς και τη συσχέτισή τους με τις υποκείμενες εδαφικές συνθήκες. Τέλος, οι Dimitriu *et al.* (1998) ασχολήθηκαν με την προσομοίωση της εδαφικής απόκρισης σε μία θέση στο κέντρο της λεκάνης. Τα συμπεράσματά τους προήλθαν από τη σύγκριση των φασμάτων 5 καταγραφών στη θέση αυτή, με το αποτέλεσμα της συνέλιξης της μονοδιάστατης θεωρητικής συνάρτησης μεταφοράς των φασμάτων στην ίδια θέση και των αντίστοιχων καταγραφών στη θέση αναφοράς (PRO). Η γωνία πρόσπτωσης χρησιμοποιήθηκε ως μία ανεξάρτητη μεταβλητή για να επιτευχθεί η κατά το δυνατόν καλύτερη προσαρμογή των αποτελεσμάτων της θεωρητικής προσομοίωσης στα πειραματικά δεδομένα.

Καθώς έρευνες και μελέτες, σε μεγάλο δείγμα καταγραφών αθροιστικά, έγιναν από άλλους ερευνητές, για την εμπειρική μελέτη της σεισμικής απόκρισης που παρουσιάζεται στο κεφάλαιο αυτό, επιλέγονται οι καταγραφές δύο διαφορετικών και αντιπροσωπευτικών σεισμών. Οι λόγοι που οδήγησαν στην επιλογή των συγκεκριμένων καταγραφών είναι οι εξής: πρώτον, διότι δεν είναι δυνατό να συνδεθούν οι μέσοι όροι των συναρτήσεων αναφοράς με τις χρονοϊστορίες διακριτών καταγραφών και δεύτερον, διότι όταν η τυπική απόκλιση των μέσων όρων των συναρτήσεων μεταφοράς είναι μεγάλη, τότε η επίδραση της τοπικής γεωλογίας στο μέγεθος της ενίσχυσης δεν είναι μονοσήμαντη.

## **4.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ, ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ**

### **4.2.1. Δεδομένα καταγραφών**

Για την εμπειρική μελέτη της σεισμικής απόκρισης, επιλέγεται τελικά ο σεισμός της 25.06.94 με μέγεθος σεισμικής ροπής  $M=3.0$  και επικεντρική απόσταση 25km που καταγράφηκε στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek. Ο σεισμός αυτός καταγράφηκε σε 20 από τους 24 σταθμούς Reftek. Ο δεύτερος σεισμός καταγράφηκε στο δίκτυο των επιταχυνσιογράφων την 04.05.95 και είχε μέγεθος σεισμικής ροπής  $M=5.8$  και επικεντρική απόσταση 30km νοτιοανατολικά του Euroseistest (Σχήμα 4.1).



Σχήμα 4.1. Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην εμπειρική μελέτη της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου.

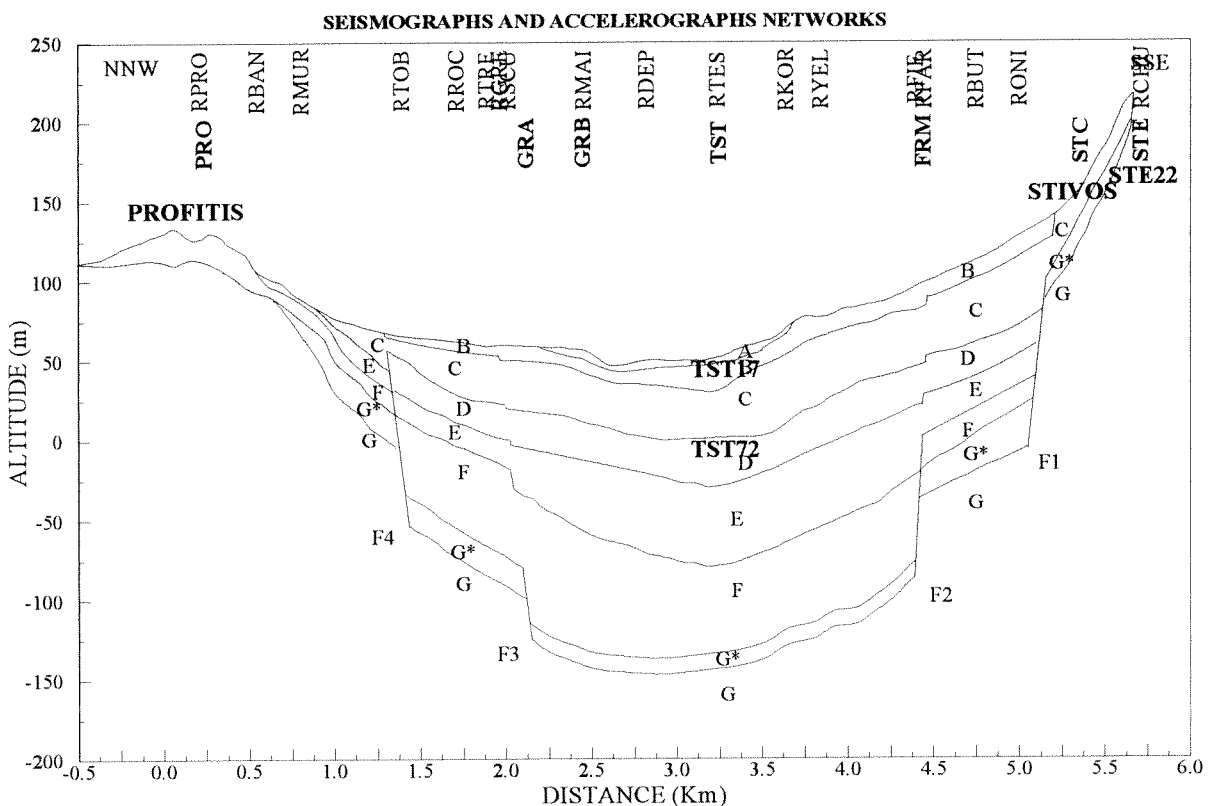
*Map of the epicenters of the events used in the empirical study of seismic response of Euroseistest valley along the Profitis-Stivos Axis.*

Για να εξετασθεί η επίδραση της τοπικής γεωλογίας κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, οι οριζόντιες συνιστώσες των καταγραφών και των δύο σεισμών περιστρέφονται ως προς τη διεύθυνση του άξονα ( $B59.5^\circ A$ ). Από την περιστροφή αυτή προκύπτουν οι ακτινικές (P-SV) και οι εγκάρσιες (SH) συνιστώσες της κίνησης. Προκαταρκτικά αποτελέσματα της εμπειρικής μελέτης με βάση τις καταγραφές των δύο αυτών σεισμών έχουν δημοσιευθεί στην εργασία των Raptakis *et al.* (2000).

#### 4.2.2. Μέθοδοι και προϋποθέσεις εφαρμογής τους

Προκειμένου να μελετηθούν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, προσδιορίζονται οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς, με τις τεχνικές του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSF). Δύο

σταθμοί Reftek (RPRO και RTHA) με διαφορετικούς τύπους σεισμομέτρων, και ένας επιταχυνσιογράφος (PRO) χρησιμοποιούνται ως σταθμοί αναφοράς για την τεχνική SSR. Ειδικότερα οι καταγραφές από σταθμούς με σεισμομέτρα CMG40 και L22 συγκρίνονται αντίστοιχα με αυτές στις θέσεις RPRO και RTHA. Όλοι οι σταθμοί αναφοράς βρίσκονται στο Β-ΒΔ άκρο των δικτύων, πολύ κοντά μεταξύ τους, έτσι ώστε οι τοπικές επιδράσεις να είναι παρόμοιες και στους τρεις σταθμούς αναφοράς. Στο σχήμα 4.2 δίνονται οι θέσεις των σεισμογράφων Reftek (RPRO-RCHU) και των επιταχυνσιογράφων (PRO-CHU) κατά μήκος της τομής, καθώς επίσης και των δικτύων εντός γωτρήσεως. Για την τεχνική HVSR, ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιείται η κατακόρυφη συνιστώσα κάθε οργάνου των δικτύων.



Σχήμα 4.2. Οι προβολές των θέσεων των σεισμογράφων (RPRO-RCHU) και των επιταχυνσιογράφων (PRO-STE) κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στιβίου στη λεκάνη του Euroseistest.

*The projection of the locations of seismographs (RPRO-RCHU) and accelerographs (PRO-STE) with respect to the geometry of the graben along the Profitis-Stivos axis*

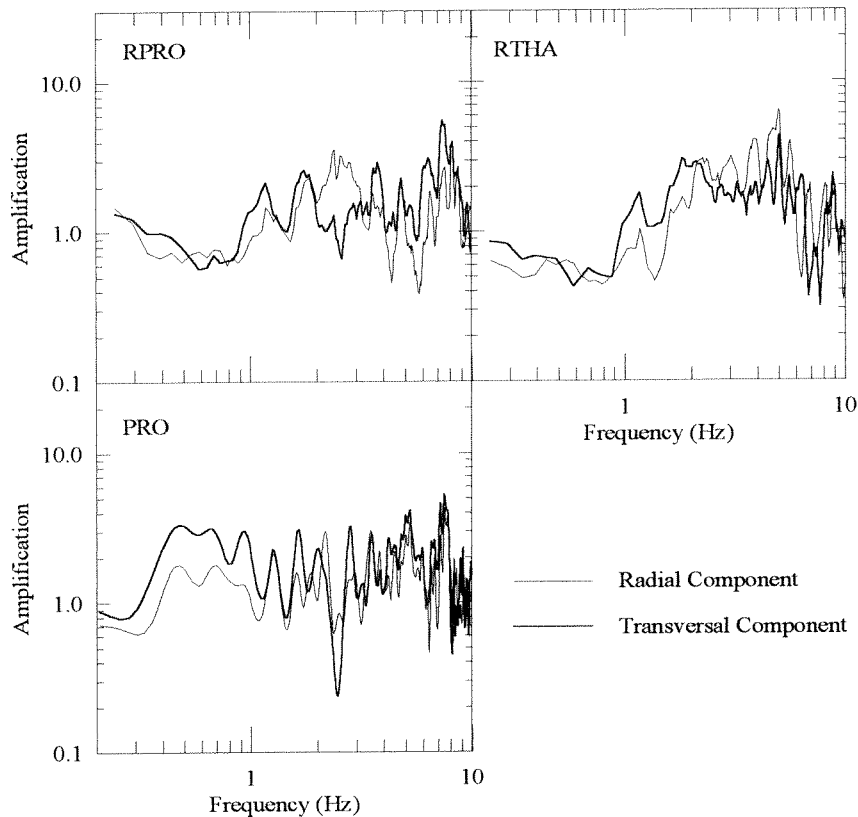


Για να αξιολογηθούν οι θέσεις όπου βρίσκονται οι σταθμοί αναφοράς (Σχήμα 4.2), υπολογίζονται οι συναρτήσεις μεταφοράς με την τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) για την ακτινική αλλά και την εγκάρσια συνιστώσα της κίνησης. Η επιλογή της τεχνικής HVSR βασίζεται στο γεγονός ότι επιτρέπει τον προσδιορισμό της συνάρτησης μεταφοράς χρησιμοποιώντας τις συνιστώσες της κίνησης από ένα και μόνο σταθμό. Σύμφωνα με τους Steidl *et al.* (1996), για να μπορεί να θεωρηθεί ένας σταθμός ως σταθμός αναφοράς, θα πρέπει το πλάτος της συνάρτησης μεταφοράς να είναι περίπου μονάδα για μία ευρεία ζώνη συχνοτήτων η οποία συνήθως ορίζεται μέχρι τα 5.0Hz περίπου.

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της τεχνικής αυτής για τους σταθμούς αναφοράς δίνονται στο σχήμα 4.3. Από τις εμπειρικές συναρτήσεις του σχήματος 4.3, προκύπτει ότι το πλάτος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα είναι περίπου μονάδα για συχνότητες μέχρι 1.5 με 2.0Hz περίπου, με εξαίρεση την εγκάρσια συνιστώσα της κίνησης στο σταθμό PRO της οποίας το πλάτος στο ίδιο εύρος συχνοτήτων κυμαίνεται μεταξύ 2.0 και 3.0 περίπου. Αντίθετα, για συχνότητες μεγαλύτερες των 2.0Hz, το πλάτος του φασματικού λόγου είναι συστηματικά μεγαλύτερο του 2.0.

Η παρατήρηση αυτή δείχνει ότι οι σταθμοί RPRO, RTHA και PRO δεν είναι εγκατεστημένοι σε «υγιή» βράχο, αλλά σε σχετικά δύσκαμπο σχηματισμό (Raptakis *et al.*, 2000). Παρατηρείται επίσης ότι στους σταθμούς αναφοράς υπάρχει μία μικρή τοπογραφική ανωμαλία, η οποία πιθανότατα επιδρά στη σεισμική κίνηση. Ωστόσο, οι όποιες τοπικές επιδράσεις, είτε λόγω της τοπογραφικής ανωμαλίας είτε λόγω του εδαφικού επιφανειακού μανδύα, στους σταθμούς αναφοράς, αναμένεται να επηρεάσουν το πλάτος των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς για συχνότητες μεγαλύτερες των 2.0Hz.

Σε ότι αφορά τους σταθμούς αναφοράς RPRO και RTHA, παρατηρείται ότι η μορφή και το πλάτος των συναρτήσεων μεταφοράς HVSR είναι παρόμοια. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι η επίδρασή τους στις συναρτήσεις μεταφοράς SSR για τους διαφορετικούς τύπους σειсмоγράφων (κατά μήκος της λεκάνης) θα είναι παρόμοια, επιτρέποντας, με τον τρόπο αυτό, τη μεταξύ τους συσχέτιση, όπως



Σχήμα 4.3. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς HVSER της ακτινικής και εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών στους σταθμούς αναφοράς του σεισμού της 25.06.94 (RPRO, RTHA) και της 04.05.95 (PRO).

*Empirical HVSER transfer functions of the radial and the transversal component of the recordings at the reference sites of the event occurred on 25.06.94 (RPRO, RTHA) and on 04.05.95 (PRO).*

επίσης και τη συσχέτιση τους σε όλες τις θέσεις με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

### 4.2.3. Μεθοδολογία

Η διαδικασία ανάλυσης των καταγραφών των σταθμών Reftek (σειсмоγράμματα) που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς (λειτουργικό LINUX με το σεισμολογικό λογισμικό S.A.C.2000) περιλαμβάνει τα εξής στάδια:

- την επιλογή των δεδομένων και το συγχρονισμό τους (απόλυτος χρόνος),
- την επιλογή κοινού μήκους καταγραφής (χρονικού παραθύρου 20sec) στο

- οποίο περιέχεται το σύνολο της σεισμικής ενέργειας (P, S και Coda κύματα),
- την εφαρμογή φίλτρου σταδιακής μείωσης (taper) του πλάτους της κίνησης στην αρχή και στο τέλος των καταγραφών, σε ποσοστό 5% της συνολικής διάρκειας στα δύο άκρα,
  - τον υπολογισμό των φασμάτων Fourier (Fast Fourier Transform),
  - την εξομάλυνση (smoothing) των φασμάτων Fourier,
  - τον υπολογισμό των φασματικών λόγων (εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς) με αμφότερες τις τεχνικές του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και του λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSZ).

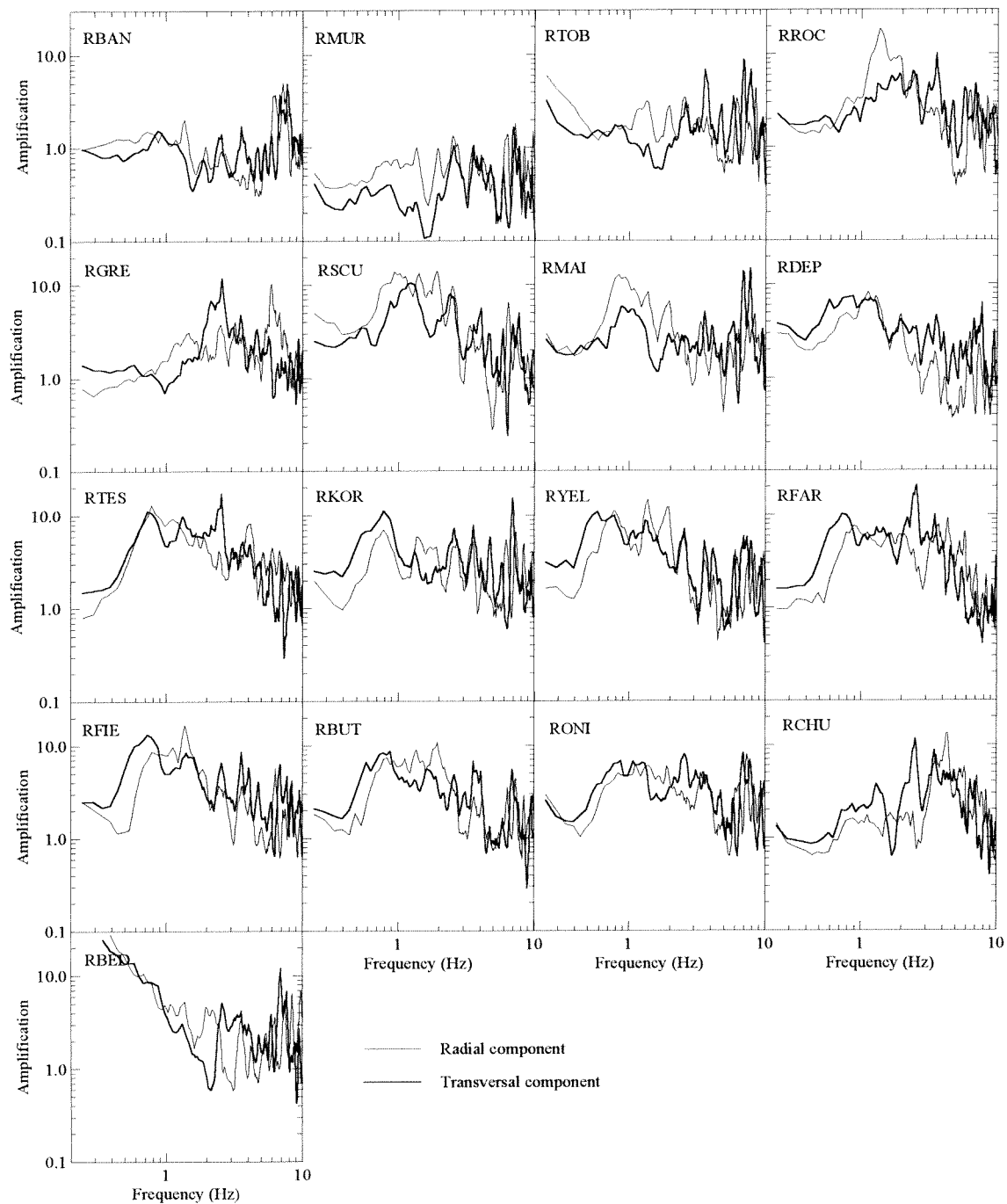
Αντίστοιχα, για την ανάλυση των επιταχυνσιογραφημάτων και τους φασματικούς λόγους ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία πλην των σταδίων πρώτου και τρίτου (λειτουργικό UNIX με σεισμολογικό λογισμικό Herrmann (1987), και συμπληρωματικά με λογισμικό που αναπτύχθηκε στο Εργαστήριο Εδαφομηχανικής και Θεμελιώσεων του Α.Π.Θ.). Ιδιαίτερη προσπάθεια καταβλήθηκε στην επιλογή του τρόπου με τον οποίο θα ομαλοποιηθούν τα φασμάτα Fourier. Το βασικό κριτήριο το οποίο καλύπτει η τελική επιλογή του τρόπου εξομάλυνσης είναι η ισόποση επίδραση στο πλάτος των φασμάτων τόσο των σειсмоγραμμάτων όσο και των επιταχυνσιογραφημάτων, προκειμένου να καταστεί δυνατή, στις κοινές θέσεις, η μεταξύ τους σύγκριση.

### **4.3. ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ (ΠΕΔΙΟ ΤΙΜΩΝ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ)**

#### **4.3.1. Συναρτήσεις μεταφοράς SSR**

##### **4.3.1.1. Σεισμογράμματα Reftek του σεισμού 25.06.94**

Όλες οι συναρτήσεις μεταφοράς της εγκάρσιας αλλά και της ακτινικής συνιστώσας της κίνησης, υπολογίζονται σε πρώτη φάση με την τεχνική SSR. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο σχήμα 4.4, συγκριτικά και για τις δύο συνιστώσες και δείχνουν ότι η πιο ενισχυμένη ζώνη συχνοτήτων είναι μεταξύ των 0.5 και 3.0Hz. Το αποτέλεσμα αυτό φαίνεται να συμφωνεί με τη γεωμετρία της εδαφικής δομής. Η κατανομή των σεισμογράφων Reftek κατά μήκος της



Σχήμα 4.4. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 ( $M=3$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο δίκτυο Reftek. Οι καταγραφές που προέρχονται από σταθμούς με αισθητήρες CMG40 και L22 συγκρίνονται με τις καταγραφές στις θέσεις RPRO και RTHA αντίστοιχα (σταθμοί αναφοράς).

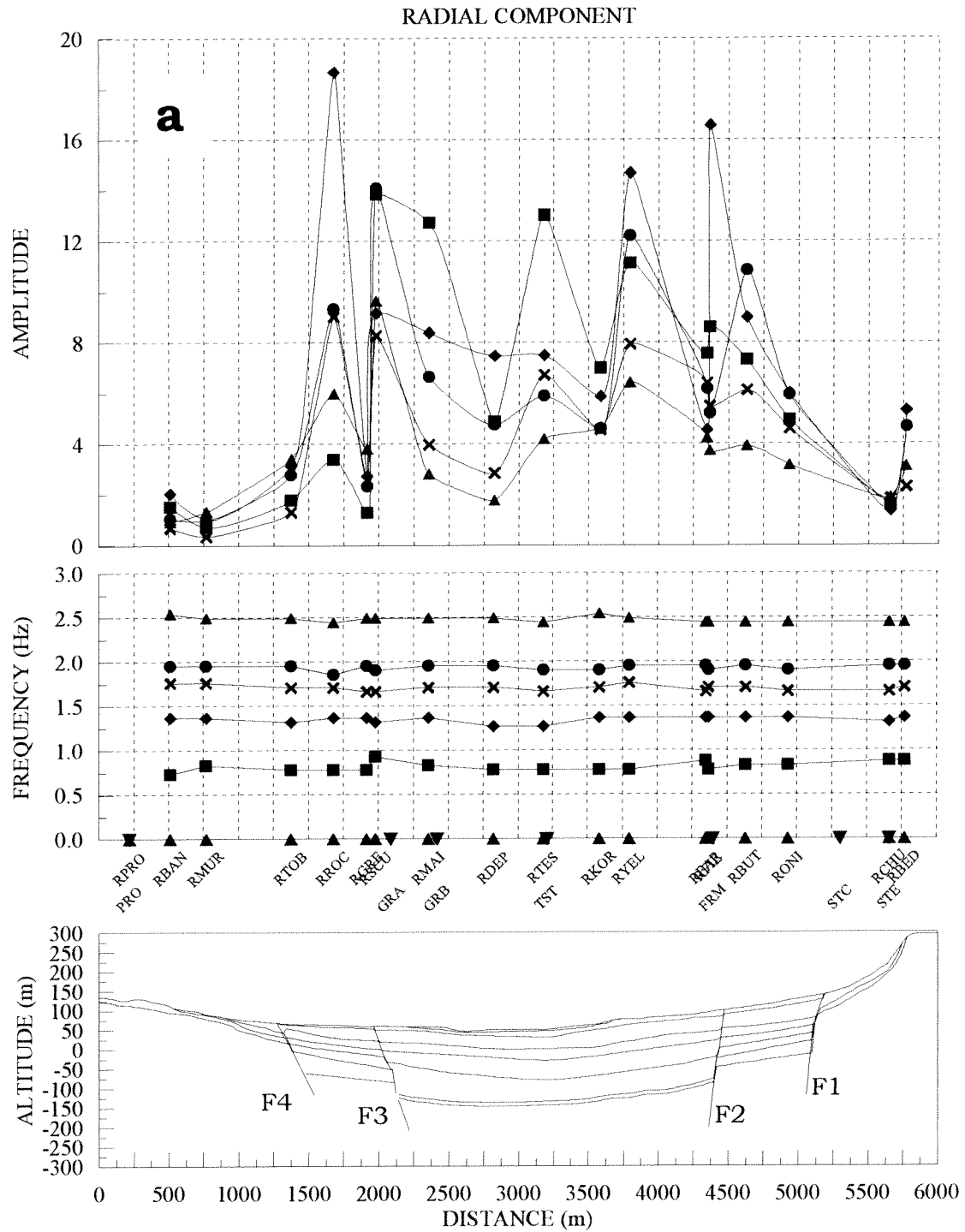
*Empirical SSR transfer functions of the radial and the transversal component of the recordings of the event occurred on 25.06.94 ( $M=3$ ,  $R=25\text{km}$ ) at the sites of the Reftek seismographs. The recordings obtained at stations with CMG40 and L22 sensors are compared with the corresponding recordings at stations RPRO and RTHA (reference stations).*

εδαφικής τομής, με σχετικά μικρά μεσοδιαστήματα, επιτρέπει τη συσχέτιση των καταγραφών με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς. Με σκοπό την ανάδειξη της συσχέτισης της ενίσχυσης με τις υποκείμενες εδαφικές συνθήκες, συνοψίζονται στα σχήματα 4.5a,b οι αιχμές συντονισμού, θεμελιώδους και ανώτερων ιδιομορφών, οι οποίες παρατηρήθηκαν ευκρινώς σε όλες τις συναρτήσεις μεταφοράς, μέχρι 2.5Hz, και για τις δύο συνιστώσες.

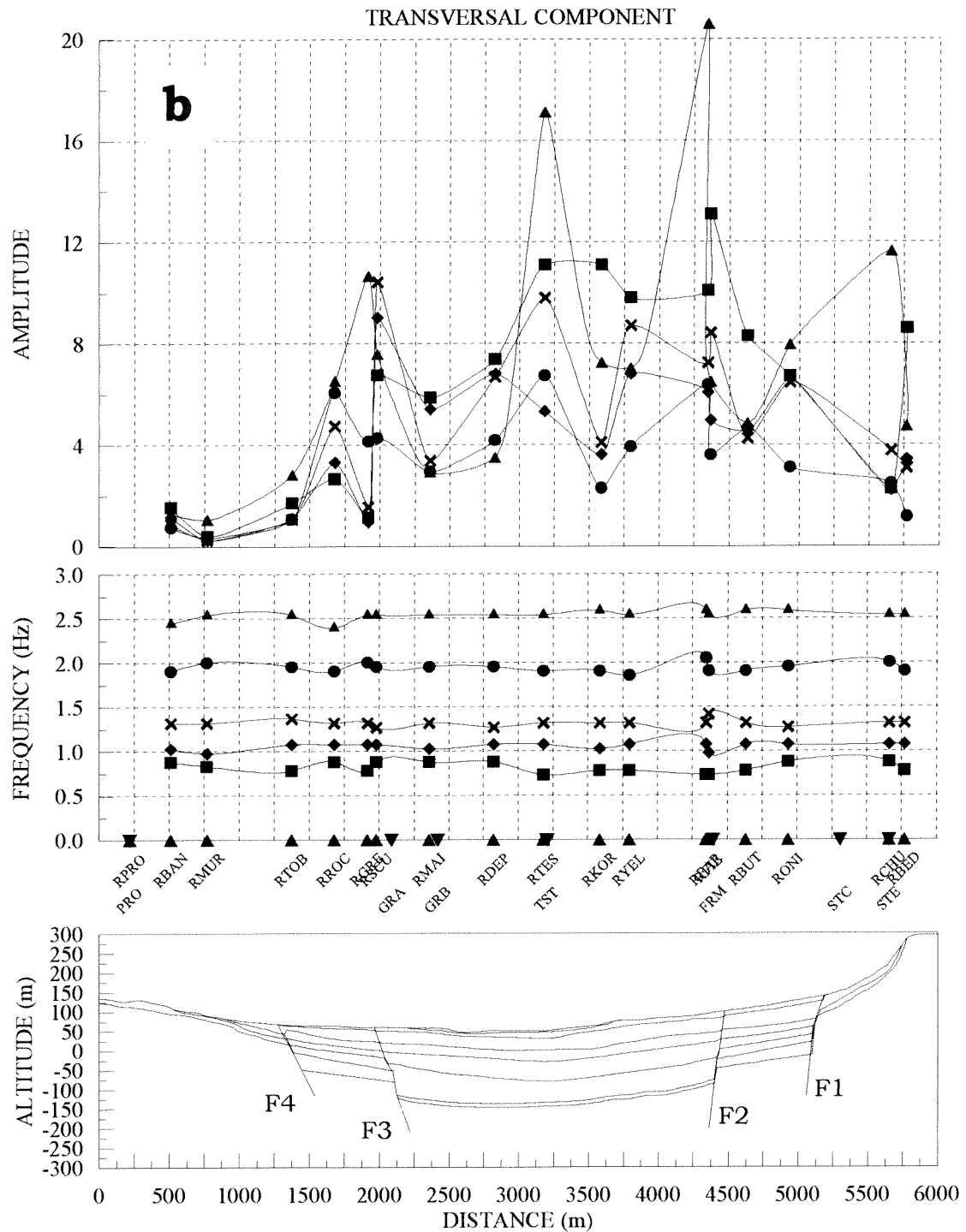
Συγκεκριμένα και όσον αφορά την εγκάρσια συνιστώσα (Σχήμα 4.5b), παρατηρείται ότι οι τιμές του παράγοντα ενίσχυσης σε όλες σχεδόν τις συχνότητες συντονισμού είναι σημαντικά μεγαλύτερες στο κέντρο της λεκάνης στη θέση RTEΣ καθώς και στις προσκείμενες των ρηγμάτων F2 και F3 θέσεις. Μεταξύ των θέσεων αυτών (F2 και F3) και της RTEΣ παρατηρείται απομείωση της ενίσχυσης στο εύρος των συχνοτήτων μέχρι 2.5Hz (Σχήμα 4.5b). Οι παρατηρήσεις αυτές υποδεικνύουν ότι οι πλευρικές ασυνέχειες των εδαφικών σχηματισμών επηρεάζουν το επίπεδο της ενίσχυσης όχι μόνο στις παρακείμενες θέσεις, αλλά και στο κέντρο της λεκάνης (σε απόσταση μεγαλύτερη του 1.0km.) Παρόμοια διακύμανση κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, παρατηρείται και για τον παράγοντα ενίσχυσης της ακτινικής συνιστώσας μεταξύ των ρηγμάτων F1 και F4 (Σχήμα 4.5a).

Οι συχνότητες συντονισμού της εγκάρσιας συνιστώσας, κατά μήκος της τομής, μεταξύ των ρηγμάτων F2 και F3 είναι ελαφρώς μικρότερες από εκείνες που παρατηρούνται στην ακτινική συνιστώσα. Οι παράγοντες ενίσχυσης του θεμελιώδους συντονισμού της εγκάρσιας συνιστώσας στο κεντρικό βύθισμα είναι κατά μέσο όρο μεγαλύτεροι (μέγεθος 7-14) από αυτούς της ακτινικής (μέγεθος 4-14). Το επίπεδο ενίσχυσης των ανώτερων ιδιομορφών της ακτινικής συνιστώσας είναι χαμηλότερο από αυτό της εγκάρσιας.

Οι παράγοντες ενίσχυσης της εγκάρσιας συνιστώσας στις θέσεις κοντά στο ρήγμα F2 είναι μεγαλύτεροι από εκείνους της ακτινικής, ενώ για τις θέσεις κοντά στο ρήγμα F3 παρατηρείται το αντίθετο. Τούτο σημαίνει ότι το ρήγμα F3 έχει μεγαλύτερη επίδραση στην ακτινική συνιστώσα της κίνησης, ενώ το ρήγμα F2 επηρεάζει περισσότερο την εγκάρσια. Όπως φαίνεται στα σχήματα 4.5a και b, η επίδραση των πλευρικών ασυνεχειών στην εγκάρσια συνιστώσα είναι



Σχήμα 4.5 (συνεχίζεται)  
( continued)



Σχήμα 4.5. Απεικόνιση των συχνοτήτων συντονισμού μεταξύ 0.5 και 2.5Hz καθώς και των αντιστοιχών παραγόντων ενίσχυσης που παρατηρούνται συστηματικά σε όλες τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος της λεκάνης. Τα αποτελέσματα της ακτινικής (Σχήμα 4.5a) και της εγκάρσιας συνιστώσας (Σχήμα 4.5b) συσχετίζονται με τη διάταξη της εδαφικής τομής.

*Summary of the resonant frequencies (0.5-2.5Hz) and the respective amplification factors for which a peak is systematically observed on all transfer functions along the cross-section. The results of the radial (figure 4.5a) and the transversal (figure 4.5b) component are correlated with the layout of the cross-section.*

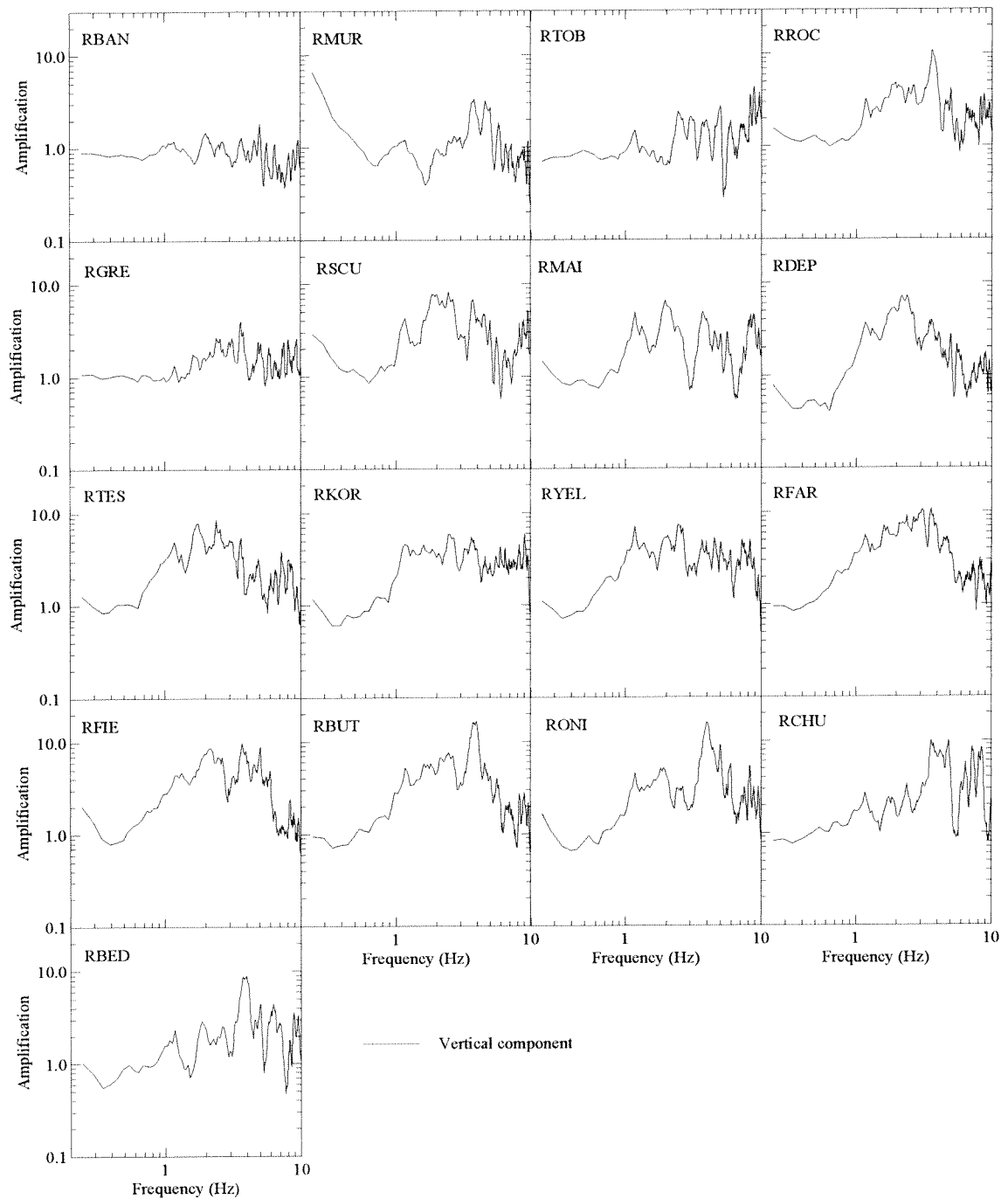
σημαντικότερη στο κεντρικό βύθισμα της λεκάνης, σε σχέση με αυτή στις άκρες της.

Η αυξομείωση του πλάτους ενίσχυσης μπορεί να αποδοθεί στις έντονες αλληλεπιδράσεις (συμβολές) μεταξύ των διαφόρων, μεγάλης περιόδου, φάσεων (S και επιφανειακά κύματα τα οποία δημιουργούνται στις ασυνέχειες της λεκάνης λόγω φαινομένων περίθλασης) και στις δύο οριζόντιες συνιστώσες της σεισμικής κίνησης. Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι οι γεωλογικές ασυνέχειες (ρήγματα, ρηγματώσεις, ρηξιγενείς ζώνες) παίζουν σημαντικό ρόλο στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης και θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης.

Στη συνέχεια προσδιορίστηκαν οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της κατακόρυφης συνιστώσας (Σχήμα 4.6). Παρατηρείται, όπως και στην περίπτωση των οριζοντίων συνιστωσών, ότι η πιο ενισχυμένη ζώνη συχνοτήτων είναι αυτή μεταξύ του 1.0 και των 4.0Hz. Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία, όπως για τις οριζόντιες συνιστώσες (σε ανάλογες συχνότητες θεμελιώδους και ανώτερων συντονισμών), προσδιορίστηκαν, κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, τα πλάτη ενίσχυσης που παρατηρήθηκαν σε όλες τις συναρτήσεις μεταφοράς μέχρι τα 2.5Hz (Σχήμα 4.7), συμπεριλαμβανομένης και της συχνότητας των 0.7Hz του θεμελιώδους συντονισμού των οριζοντίων συνιστωσών. Παρατηρείται ότι και η κατακόρυφη συνιστώσα ενισχύεται στις θέσεις που βρίσκονται μεταξύ των ρηγμάτων F1 και F4, σε αντίθεση με εκείνες στα άκρα της λεκάνης. Τα επίπεδα ενίσχυσης είναι ποσοτικά χαμηλότερα εκείνων των οριζοντίων συνιστωσών, όμως ποιοτικά παραμένουν σημαντικά. Οι διακυμάνσεις της ενίσχυσης της κατακόρυφης συνιστώσας είναι έντονες από θέση σε θέση στο κέντρο της λεκάνης, παρόλο που η στρωματογραφία είναι σχεδόν επίπεδη και οριζόντια.

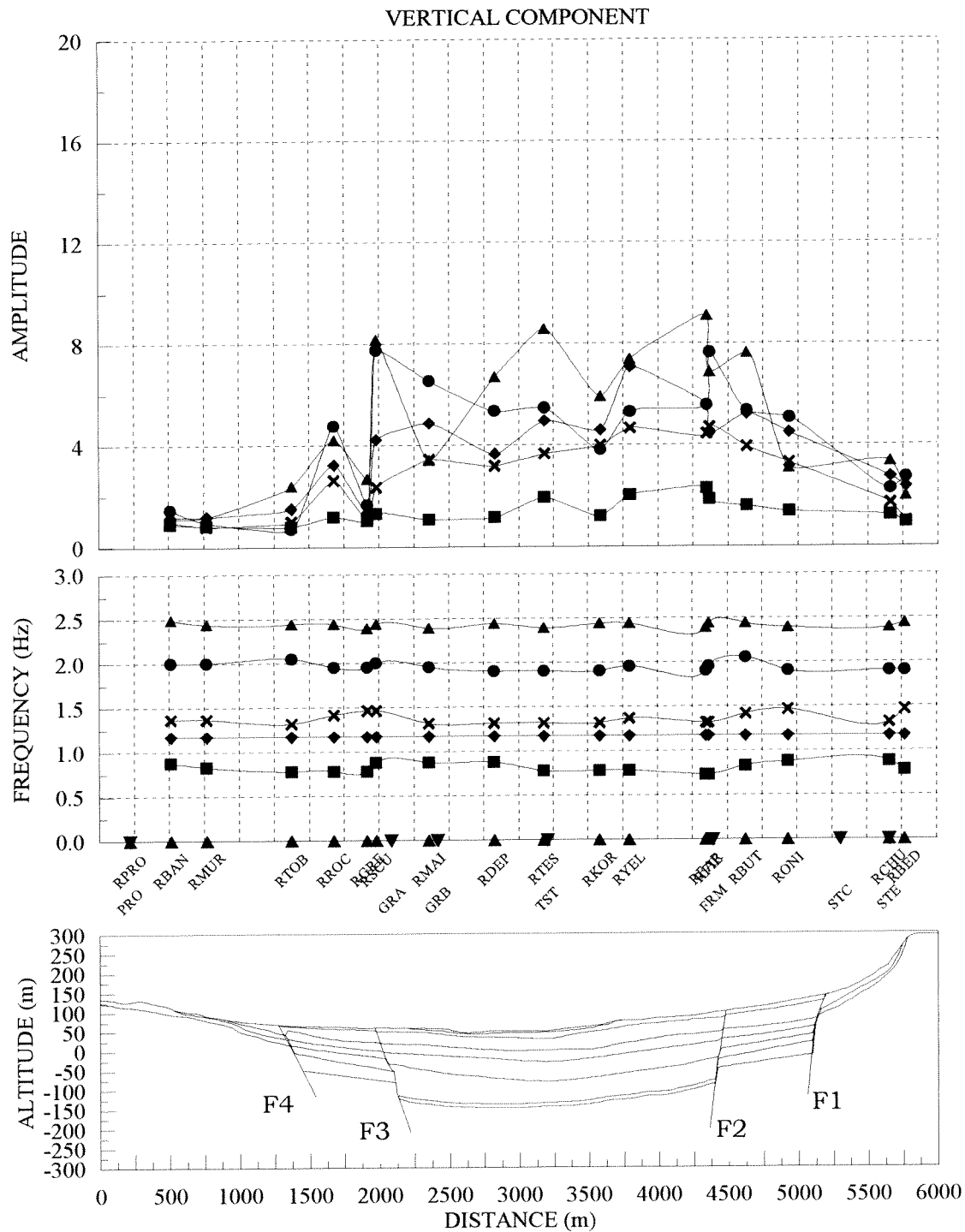
Συνεπώς, η επίδραση των πλευρικών ασυνεχειών δεν περιορίζεται μόνο στις οριζόντιες συνιστώσες της κίνησης στις παρακείμενες αυτών θέσεις, αλλά είναι δυνατό να επηρεάσουν και την κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής κίνησης, ακόμα και σε θέσεις με απόστασεις μεγαλύτερες του 1.0km από τις ασυνέχειες. Από τα σχήματα 4.5a,b και 4.7, γίνεται, επίσης, σαφές ότι οι συχνότητες συντονισμού αλλά και οι αντίστοιχοι παράγοντες ενίσχυσης είναι ανάλογοι





Σχήμα 4.6. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της κατακόρυφης συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 ( $M=3$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο δίκτυο Reftek. Οι καταγραφές που προέρχονται από σταθμούς με λήπτες CMG40 και L22 συγκρίνονται με τις καταγραφές στις θέσεις RPRO και RTHA αντίστοιχα (σταθμοί αναφοράς).

*Empirical SSR transfer functions of the vertical component of the recordings of the event occurred on 25.06.94 ( $M=3$ ,  $R=25\text{km}$ ) at the sites of the Reftek seismographs. The recordings obtained at stations with CMG40 and L22 sensors are compared with the corresponding recordings at stations RPRO and RTHA (reference stations).*



Σχήμα 4.7. Απεικόνιση των συχνοτήτων συντονισμού μεταξύ 0.5 και 2.5Hz καθώς και των αντίστοιχων παραγόντων ενίσχυσης που παρατηρούνται συστηματικά σε όλες τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς της κατακόρυφης συνιστώσας κατά μήκος της λεκάνης.

*Summary of the resonant frequencies (0.5-2.5Hz) and the respective amplification factors for which a peak is systematically observed on all transfer functions of the vertical component along the cross-section.*

εκείνων που προσδιορίστηκαν για τις οριζόντιες συνιστώσες με εξαίρεση την συχνότητα των 0.7Hz περίπου για την εγκάρσια συνιστώσα και εκείνη των 1.5Hz για την ακτινική.

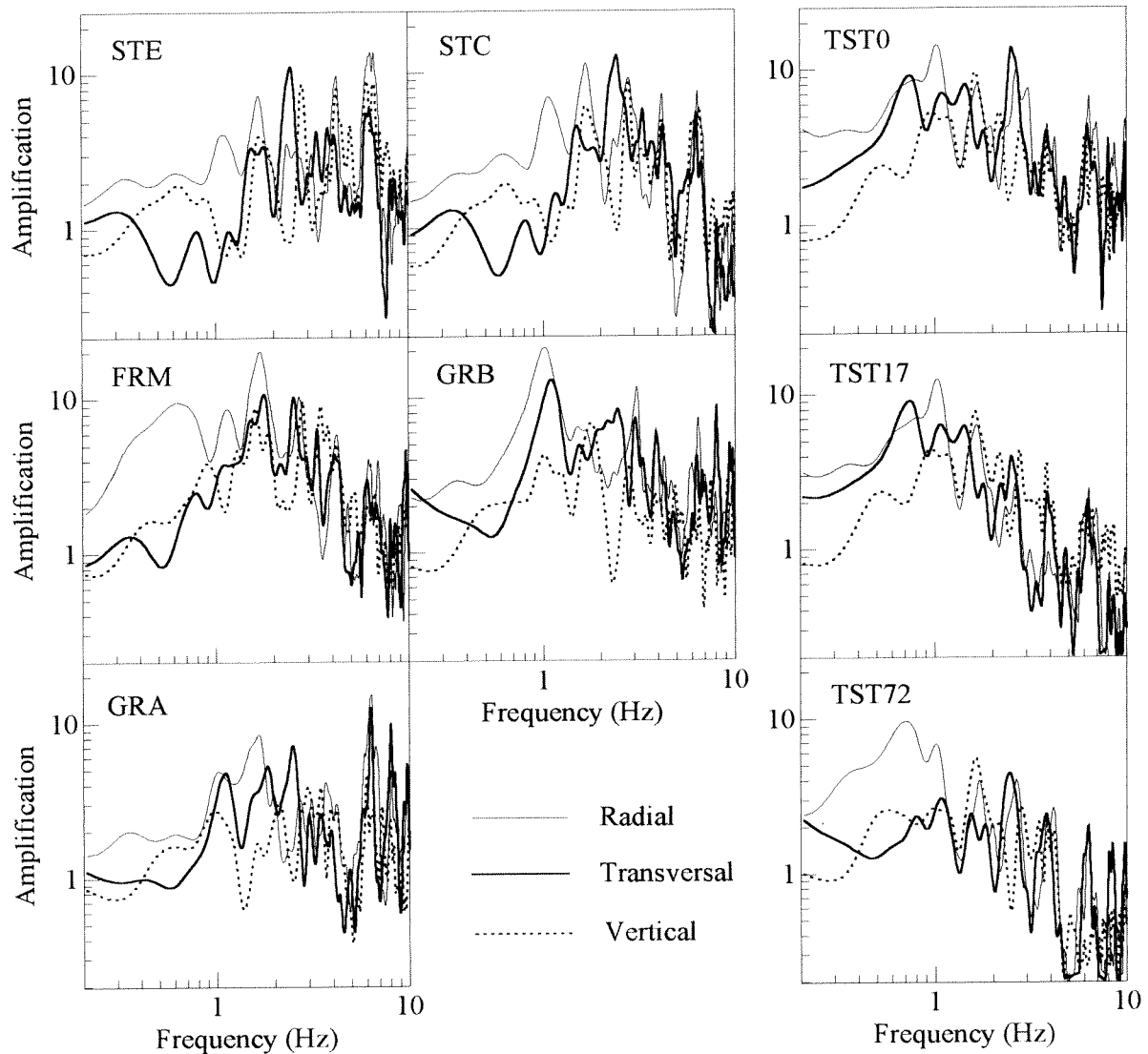
Οι Riepl *et al.* (1998) και Raptakis *et al.* (1998) κατέληξαν σε ανάλογο συμπέρασμα, χρησιμοποιώντας όμως μέσους όρους εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς από μία ομάδα καταγραφών. Το γεγονός ότι και οι τρεις συνιστώσες εμφανίζουν σημαντικούς παράγοντες ενίσχυσης, είναι μία ένδειξη των εντόνων αλληλεπιδράσεων μεταξύ των διαφόρων φάσεων του σεισμικού κύματος στις χαμηλές συχνότητες.

Από την παραπάνω ανάλυση της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, συνάγεται, τελικά, το κατ' αρχήν συμπέρασμα ότι οι πλευρικές ασυνέχειες, ή γενικότερα τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της λεκάνης, σχετίζονται άμεσα με τα χαρακτηριστικά της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στις χαμηλές συχνότητες. Οι πλευρικές ασυνέχειες, δηλαδή, έχουν σημαντική επίδραση στο επίπεδο της ενίσχυσης και στις τρεις συνιστώσες της κίνησης.

Στη συνέχεια τα χαρακτηριστικά που παρατηρούνται στις συναρτήσεις μεταφοράς των σειсмоγραμμάτων Reftek, αναζητούνται, αφενός, στις συναρτήσεις μεταφοράς των επιταχυνσιογραφημάτων λαμβάνοντας υπόψη και τα δεδομένα του δικτύου εντός γεωτρήσεων στο κέντρο της λεκάνης (TST) και αφετέρου, αναλύονται αμφότεροι οι σεισμοί χρησιμοποιώντας διαφορετικά παράθυρα χρόνου, προκειμένου να αναγνωρισθούν οι τύποι εκείνοι των σεισμικών κυμάτων που συμβάλλουν στην παρατηρηθείσα ενίσχυση.

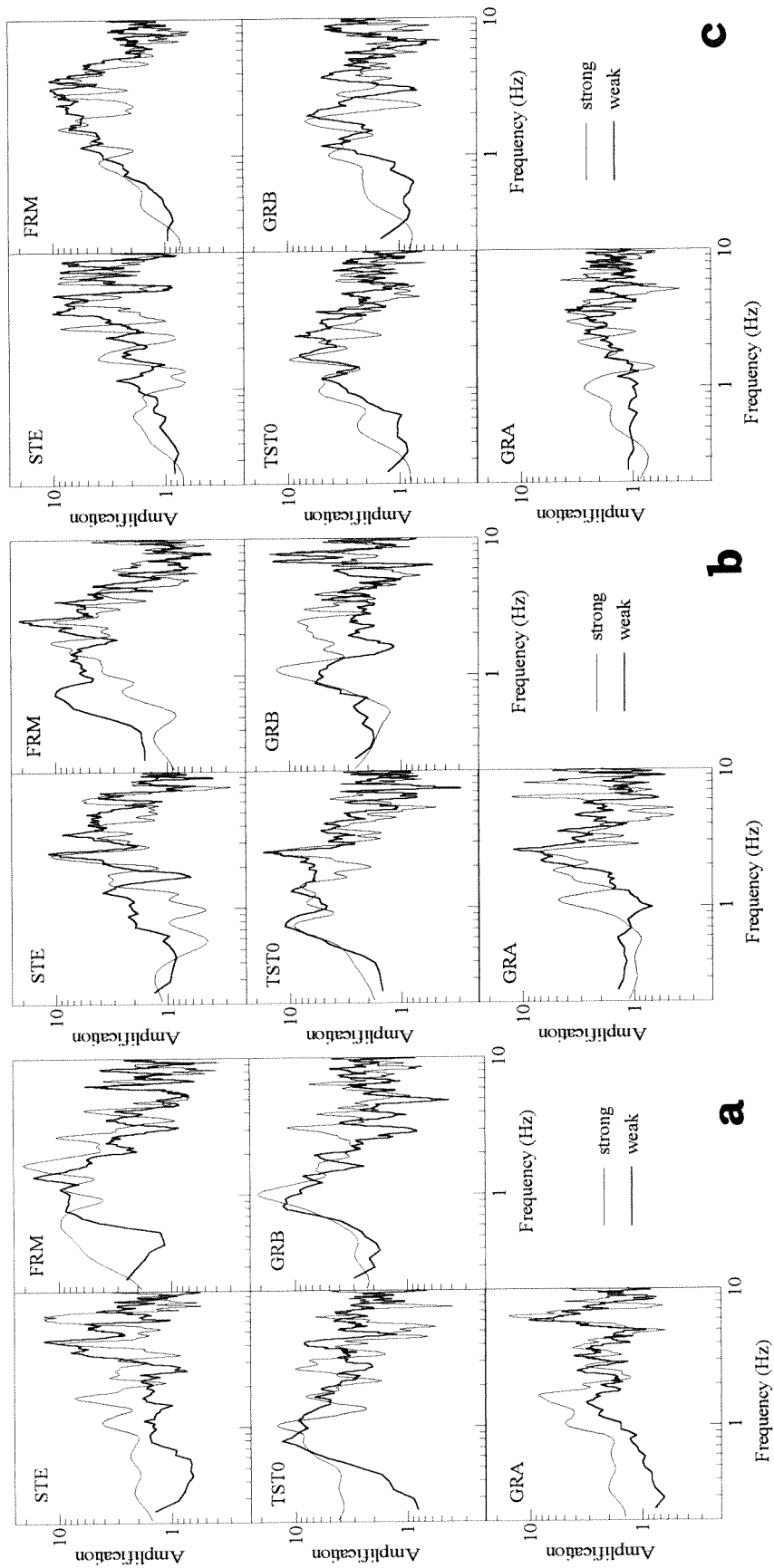
#### **4.3.1.2. Επιταχυνσιογραφήματα του σεισμού 04.05.95**

Οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς των επιταχυνσιογραφημάτων επιβεβαιώνουν το συμπέρασμα ότι οι ασυνέχειες επιδρούν σημαντικά στην ενίσχυση που παρατηρείται σε όλες τις συνιστώσες της κίνησης (Σχήμα 4.8). Οι συναρτήσεις μεταφοράς SSR των επιταχυνσιογραφημάτων (Σχήμα 4.8), παρουσιάζουν παρόμοια μορφή με εκείνες των σειсмоγραμμάτων, κυρίως σε ό,τι αφορά τη ζώνη των συχνοτήτων όπου παρατηρείται σημαντική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης.



Σχήμα 4.8. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των τριών συνιστωσών των καταγραφών του σεισμού της 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=30\text{km}$ ) στους επιφανειακούς και τους εντός γεωτρήσεως επιταχυνσιογράφους. Ως σταθμός αναφοράς χρησιμοποιήθηκε ο επιταχυνσιογράφος στη θέση PRO.

*Empirical transfer functions of both three components of the recordings of the event occurred on 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=30\text{km}$ ) for all surface and down-hole stations. The reference station was station PRO.*



Σχήμα 4.9. Σύγκριση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR (a) της ακτινικής, (b) της εγκάρσιας και (c) της κατακόρυφης συνιστώσας των σειсмоγραμμάτων (weak) και των επιταχυνσιογραμμάτων (strong) στις κοινές θέσεις. Comparison between the empirical SSR transfer functions of the (a) radial, (b) transversal and (c) vertical component of ground motion applying SSR technique both at the strong (accelerograms) and weak (seismograms) motion data sets at the sites where both types of instruments were installed.

Παρουσιάζουν, επίσης, τις ίδιες ομοιότητες και διαφορές με εκείνες των σειсмоγραμμάτων των οριζοντίων συνιστώσων που καταγράφηκαν μεταξύ του κέντρου και των άκρων της λεκάνης (Σχήμα 4.9). Το ίδιο ισχύει και για τους φασματικούς λόγους της κατακόρυφης συνιστώσας στους οποίους παρατηρούνται παράγοντες ενίσχυσης συγκρίσιμοι με εκείνους των οριζοντίων συνιστώσων.

Το κατακόρυφο δίκτυο επιταχυνσιογράφων στο κέντρο της λεκάνης (TST0, TST17, TST72) έδωσε τη δυνατότητα μελέτης των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς με το βάθος. Παρατηρείται, λοιπόν (Σχήμα 4.8), ότι παρά το γεγονός ότι το επίπεδο ενίσχυσης μειώνεται σταδιακά με το βάθος (με εξαίρεση την ακτινική συνιστώσα), ωστόσο παραμένει σημαντικό σε συχνότητες μικρότερες των 3.0 Hz.

#### **4.3.1.3. Φασματικοί λόγοι S και SW φάσεων**

Οι συναρτήσεις μεταφοράς σε διαφορετικά «παράθυρα» χρόνου της εγκάρσιας συνιστώσας τόσο των επιταχυνσιογραφημάτων όσο και των σειсмоγραμμάτων υπολογίζονται για να καταστεί δυνατός ο προσδιορισμός της συνεισφοράς διαφορετικών κυματικών φάσεων των καταγραφών στις συναρτήσεις μεταφοράς που παρουσιάστηκαν στις ενότητες 4.3.1.1 και 4.3.1.2. Για το λόγο αυτό, τα «παράθυρα» του χρόνου επιλέγονται με τέτοιο τρόπο ώστε να περιλαμβάνουν φάσεις όπου κυριαρχούν ορισμένοι τύποι κυμάτων (χώρου, επιφανείας, ουράς, κ.λ.π.).

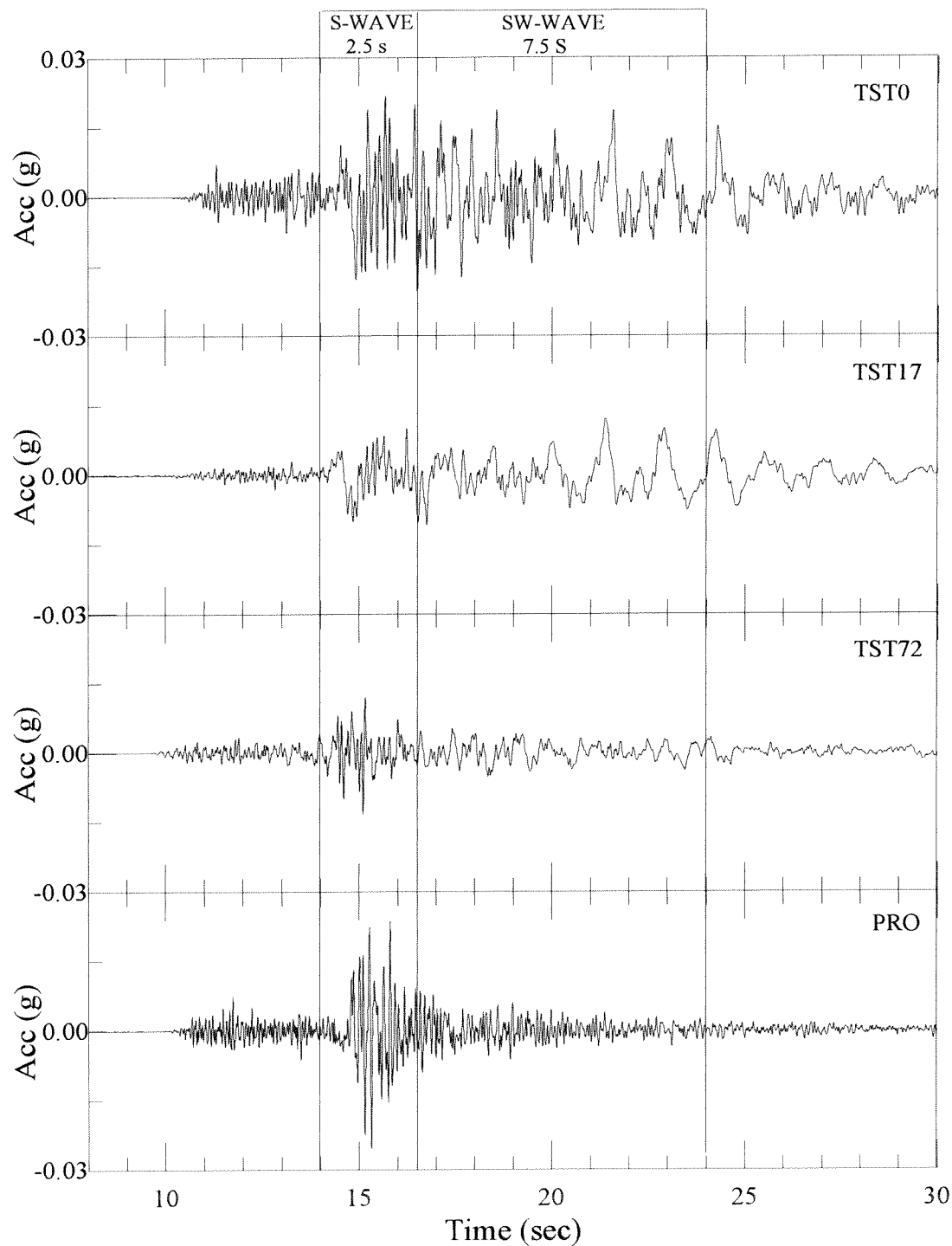
Συγκεκριμένα, τα επιταχυνσιογραφήματα χωρίζονται σε δύο μέρη: στο παράθυρο των S- και των κυμάτων ουράς. Λόγω της περίπλοκης γεωμετρίας και των έντονων πλευρικών ασυνεχειών είναι πολύ πιθανό στα κύματα ουράς να περιλαμβάνονται και επιφανειακά κύματα (στο εξής το παράθυρο των κυμάτων ουράς αναφέρεται ως SW). Η διάρκεια των «παραθύρων» των S-κυμάτων και των SW-κυμάτων είναι η ίδια για όλες τις καταγραφές είτε των επιφανειακών (STE, STC, FRM, TST0, GRB και GRA) είτε των εγκατεστημένων εντός γεωτρήσεων (TST17 και TST72) επιταχυνσιογράφων και ίση με 2.5 και 7.5sec (Σχήμα 4.10), αντίστοιχα. Η χρονική διάρκεια των S-κυμάτων τα οποία συμβάλλουν κυρίως στο

θεμελιώδη συντονισμό, επιλέχθηκε να είναι μικρή, ούτως ώστε να συμπεριλάβει κυρίως τα απευθείας S- κύματα και όχι φάσεις που οφείλονται σε περιθλάσεις στα άκρα της λεκάνης ή ανακλάσεις τους σε βαθύτερες διεπιφάνειες (Mohoronic) ή γεωλογικές ασυνέχειες (Steidl *et al.*, 1995; Field, 1996). Σε όλα τα παράθυρα του χρόνου χρησιμοποιήθηκε φίλτρο σταδιακής μείωσης (taper) του πλάτους στην αρχή και στο τέλος του παραθύρου σε ποσοστό 5% της συνολικής διάρκειας του χρονικού παραθύρου από κάθε άκρη.

Μεγάλες τιμές του παράγοντα ενίσχυσης παρατηρούνται στο παράθυρο των επιφανειακών κυμάτων στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης (θέσεις FRM, TST0, TST17, TST72 και GRB), για συχνότητες μέχρι 2.0Hz (Σχήμα 4.11), σε αντίθεση με τους σταθμούς στα άκρα της λεκάνης όπου η συνεισφορά των S-κυμάτων είναι μεγαλύτερη. Το μέγιστο πλάτος του παράγοντα ενίσχυσης για τα SW κύματα κυμαίνεται μεταξύ 7.0 και 10.0 και είναι σχεδόν συγκρίσιμο με το πλάτος ενίσχυσης (στις ίδιες συχνότητες) των συναρτήσεων μεταφοράς της εγκάρσιας συνιστώσας του σχήματος 4.8 όλης της καταγραφής.

Για να ελεγχθεί η επίδραση και η διακύμανση της ενίσχυσης των επιφανειακών κυμάτων με το βάθος, αναλύθηκαν και οι καταγραφές στις θέσεις TST17 και TST72. Σε γενικές γραμμές, οι συναρτήσεις μεταφοράς δεν διαφέρουν σημαντικά από αυτές που υπολογίσθηκαν για τους επιφανειακούς σταθμούς (TST0, FRM, GRB) (Σχήμα 4.11). Τούτο σημαίνει ότι η διάδοση των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων επηρεάζει έναν μεγάλο όγκο εδαφικών αποθέσεων στο κέντρο της λεκάνης και όχι μόνο τους επιφανειακούς σχηματισμούς. Όλες οι παραπάνω διαπιστώσεις οδηγούν τελικά στο συμπέρασμα ότι στο κέντρο της λεκάνης αναπτύσσονται επιφανειακά κύματα τα οποία είναι τοπικά παραγόμενα στις πλευρικές ασυνέχειες.

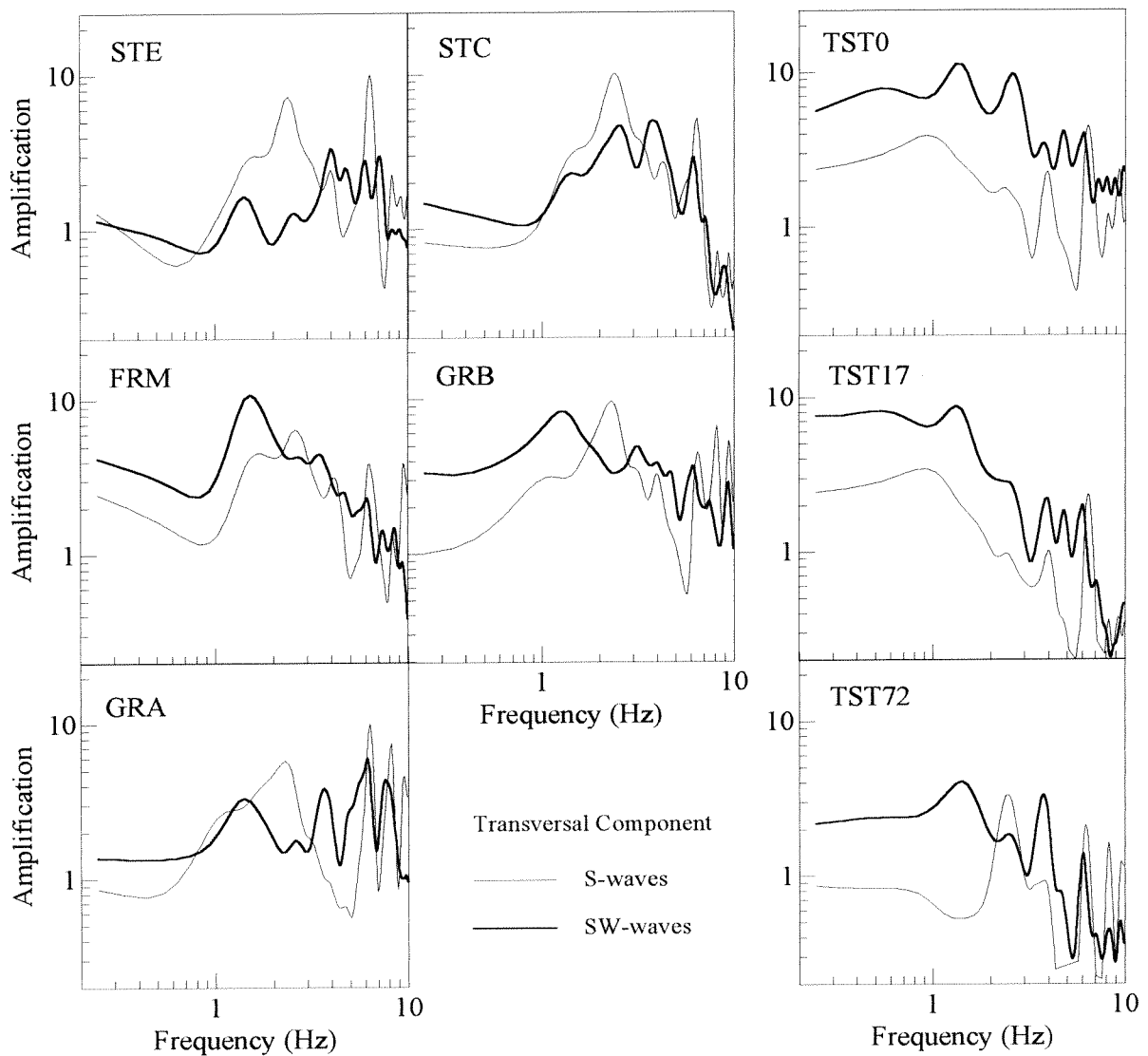
Προκειμένου να επιβεβαιωθεί η παρατήρηση αυτή και από τα δεδομένα του σεισμού που καταγράφηκε στους σταθμούς Reftek, ακολουθήθηκε παρόμοια διαδικασία διαχωρισμού των διακεκριμένων παραθύρων των S και SW κυμάτων και υπολογισμού των αντίστοιχων φασματικών λόγων (Σχήμα 4.12). Πράγματι, από τους φασματικούς λόγους του σχήματος 4.12, επιβεβαιώνεται η παρατήρηση ότι η συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων στη συνολική



Σχήμα 4.10. Εγκάρσιες συνιστώσες των καταγραφών του σεισμού της 04.05.95 στο κέντρο της λεκάνης στην επιφάνεια (TST0), σε βάθος 17m (TST17) και 72m (TST72) καθώς και στο σταθμό αναφοράς (PRO), με ταυτόχρονη απεικόνιση των χρονικών διαστημάτων που επιλέγονται για τα διατμητικά και τα επιφανειακά κύματα.

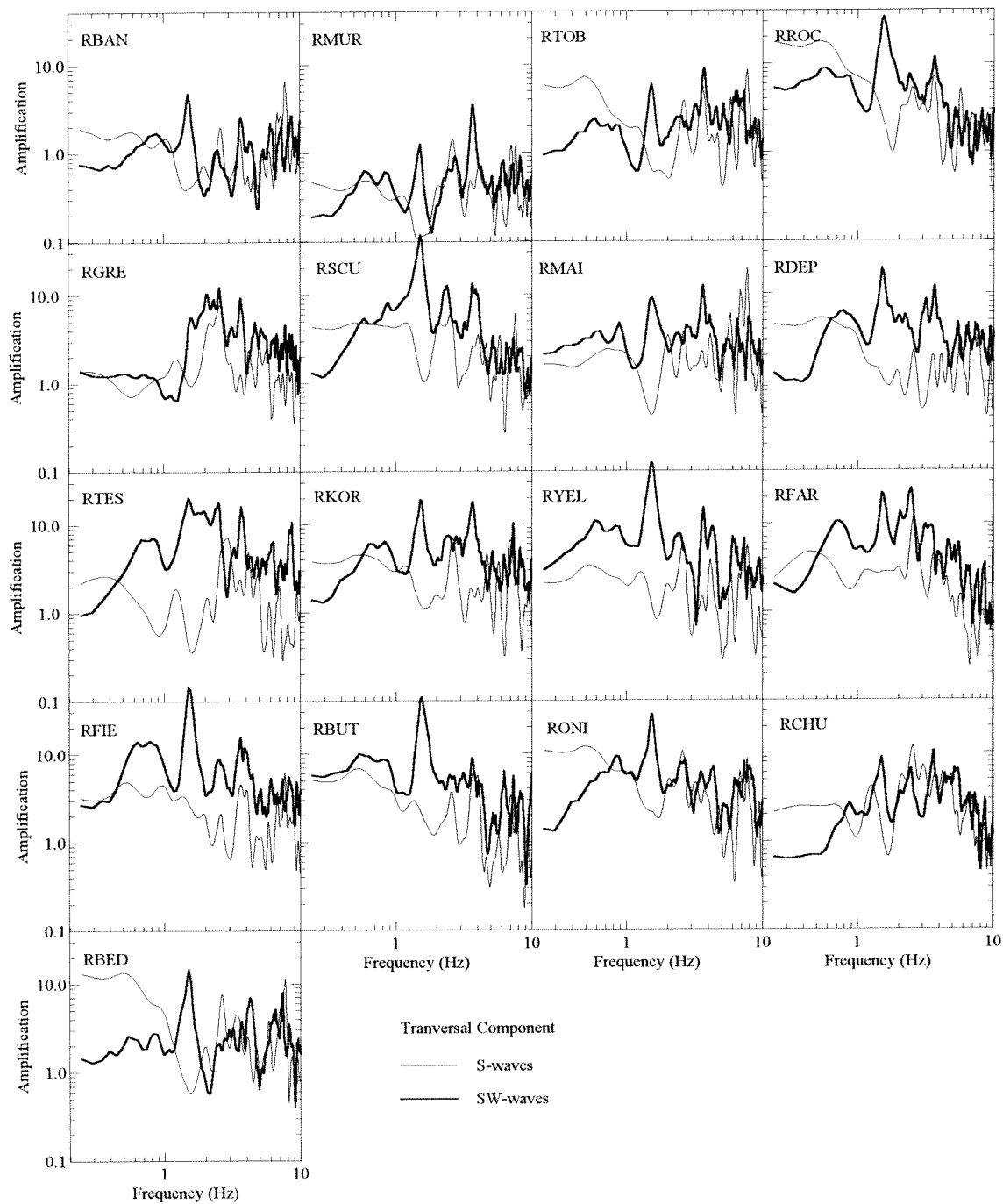
*Transversal component for the recordings of the event occurred on 04.05.95 at the center of the valley at surface (TST0), at 17m depth (TST17) and at 72m depth (TST72) as well as at the reference station (PRO). The windows selected to represent S and surface waves contributions are also shown. The duration chosen for each window was 2.5 and 7.5sec, respectively*





Σχήμα 4.11. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των S και των επιφανειακών (SW) κυμάτων της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 04.05.95 στο δίκτυο επιταχυνσιογράφων. Ως σταθμός αναφοράς χρησιμοποιήθηκε ο επιταχυνσιογράφος στη θέση PRO.

*Empirical SSR transfer functions obtained for S, SW time-windows of the transversal component of the recordings of the event on 04.05.95 for all surface and down-hole accelerographs.*



Σχήμα 4.12. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των S και των επιφανειακών (SW) κυμάτων της εγκάρσιας συνιστώσας καταγραφών στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek του σεισμού της 25.06.94.

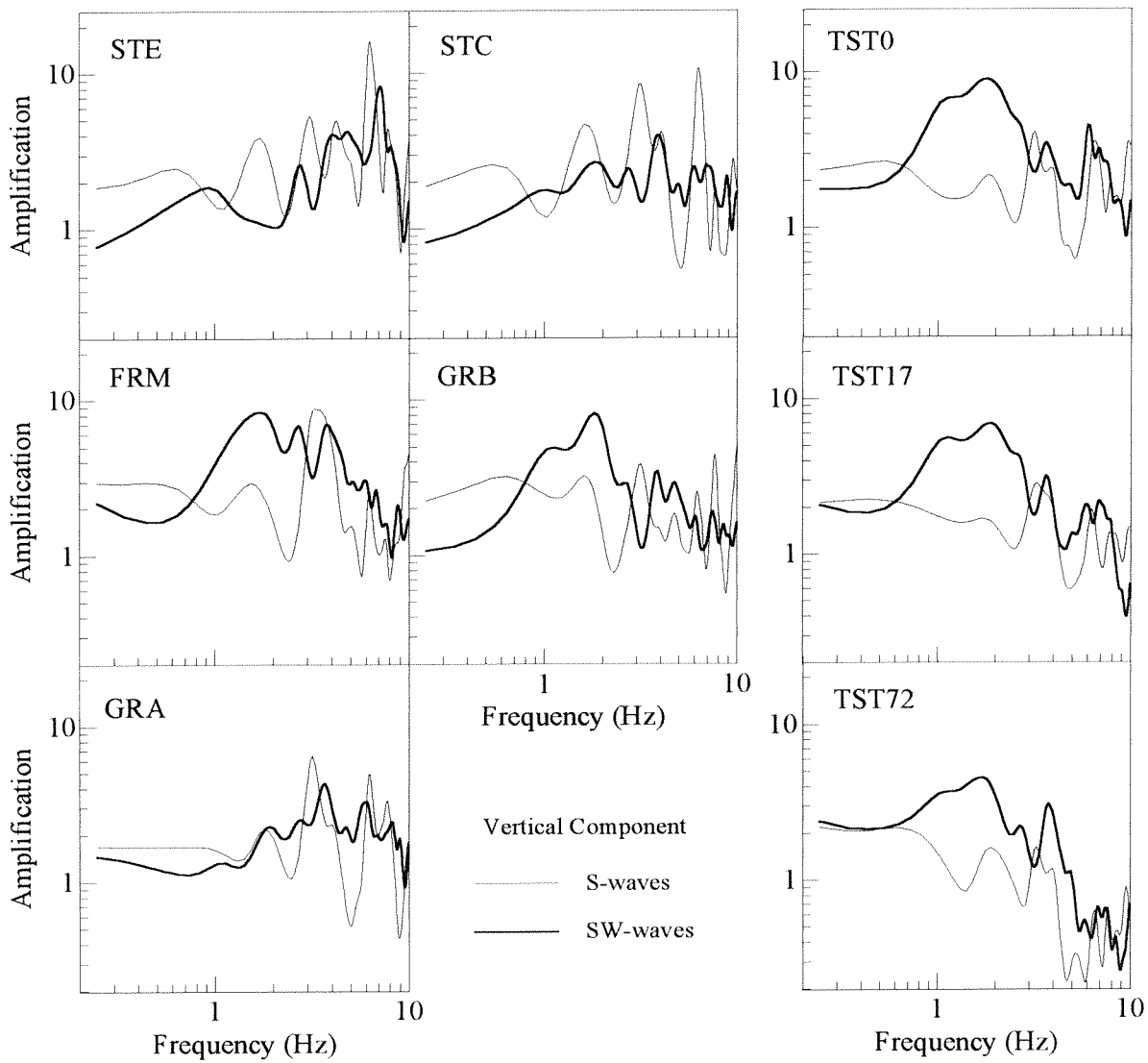
*Empirical SSR transfer functions obtained for S, SW time-windows of the transversal component of the recordings of the event on 25.06.94 at the sites of the Reftek seismograms.*

συνάρτηση μεταφοράς είναι μεγαλύτερη από αυτή των διατμητικών στους σταθμούς μεταξύ των ρηγμάτων F1 και F4. Η ενίσχυση που παρατηρείται στη συχνότητα 1.5Hz στους σταθμούς μεταξύ των F1 και F4 οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στα επιφανειακά κύματα τα οποία αναπτύσσονται στο τμήμα αυτό της λεκάνης.

Στην ενότητα 4.3.1.1, διαπιστώθηκε η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας (Σχήματα 4.6, 4.7 και 4.8). Με δεδομένο ότι στο εσωτερικό της λεκάνης αναπτύσσονται τοπικά επιφανειακά κύματα, εξετάζεται στη συνέχεια το ενδεχόμενο η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας να οφείλεται στα κύματα αυτά. Για το σκοπό αυτό, ακολουθείται η ίδια διαδικασία διαχωρισμού των κυματικών φάσεων στις καταγραφές (επιφανειακές και εντός γεωτρήσεων) καθώς και ο υπολογισμός των αντίστοιχων φασματικών λόγων. Σημειώνεται ότι η χρονική διάρκεια των παραθύρων της κατακόρυφης συνιστώσας, παρέμεινε η ίδια με εκείνη της εγκάρσιας. Στο σχήμα 4.13 παρουσιάζονται οι φασματικοί λόγοι για τα S- και SW κύματα της κατακόρυφης συνιστώσας.

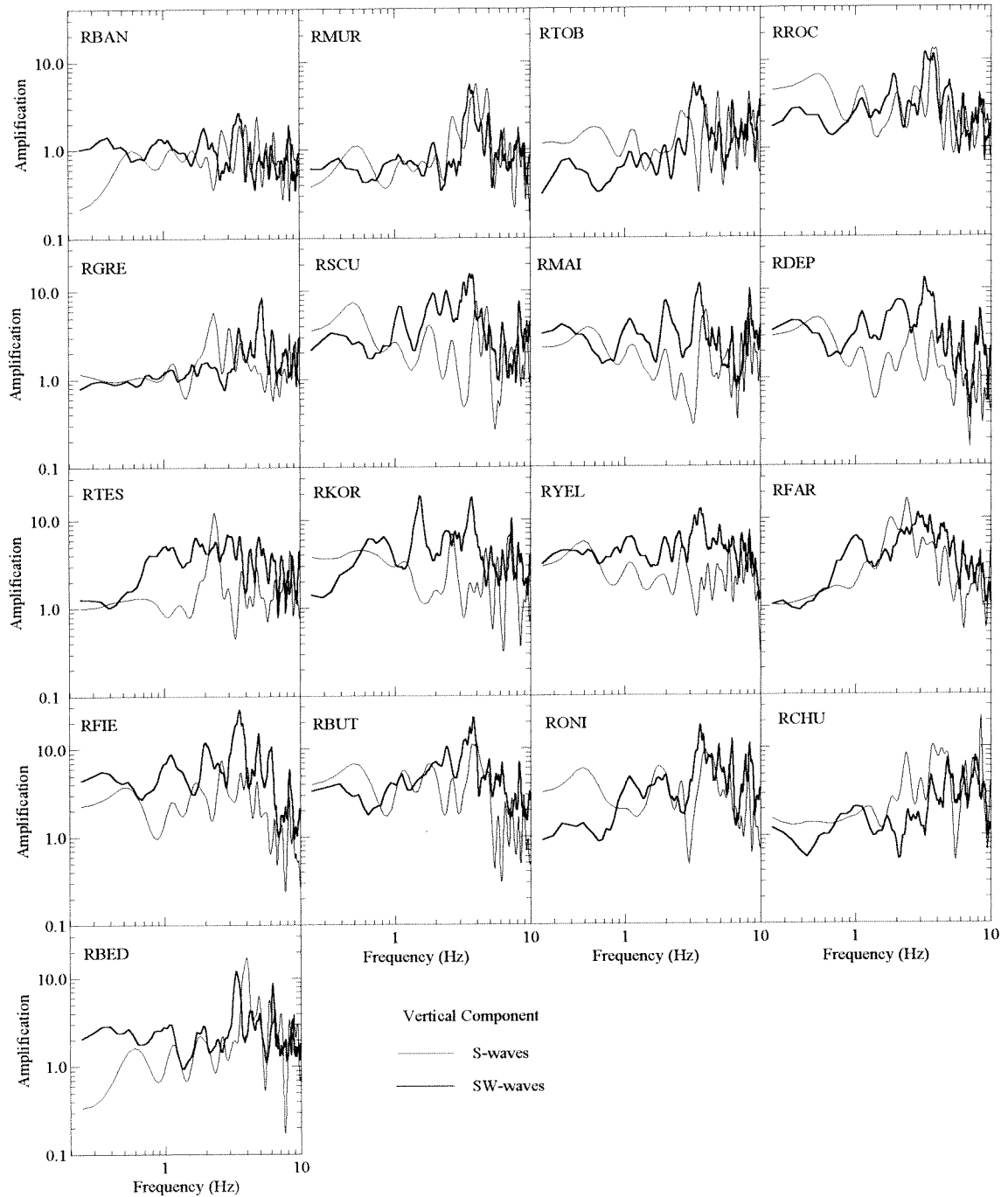
Οι σημαντικές ενισχύσεις στους φασματικούς λόγους της κατακόρυφης συνιστώσας ολόκληρων των καταγραφών (Σχήμα 4.8), οφείλονται όπως φαίνεται στο σχήμα 4.13, στην από κοινού συνεισφορά διατμητικών και επιφανειακών κυμάτων (σε συχνότητες μικρότερες των 2.5Hz), με προεξάρχουσα αυτή των επιφανειακών κυμάτων, κυρίως στο κέντρο της λεκάνης. Συμπεραίνεται δηλαδή ότι τα παρατηρούμενα τοπικά παραγόμενα στις πλευρικές ασυνέχειες επιφανειακά κύματα επηρεάζουν την κατακόρυφη συνιστώσα, ενισχύοντάς την σημαντικά.

Η ανάλυση των καταγραφών της κατακόρυφης συνιστώσας οδηγεί σε συμπεράσματα παρόμοια με εκείνα για την εγκάρσια συνιστώσα. Η συμβολή των επιφανειακών κυμάτων στην ενίσχυση είναι συστηματικά μεγαλύτερη εκείνης των διατμητικών είτε πρόκειται για τους επιφανειακούς είτε για τους εντός γεωτρήσεως σταθμούς (TST17, TST72) στο κέντρο της λεκάνης (Σχήμα 4.13). Ειδικότερα για τους εντός γεωτρήσεων σταθμούς, προκύπτει ότι στο κέντρο της λεκάνης, η συνεισφορά των τοπικώς παραγομένων επιφανειακών κυμάτων παραμένει σταθερή με το βάθος και ότι επηρεάζεται από αυτά ένας μεγάλος όγκος



Σχήμα 4.13. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των S και των επιφανειακών (SW) κυμάτων της κατακόρυφης συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 04.05.95 στο δίκτυο επιταχυνσιογράφων.

*Empirical SSR transfer functions obtained for S, SW time-windows of the vertical component of the recordings of the event on 04.05.95 for all surface and down-hole accelerographs.*



Σχήμα 4.14. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των S και των επιφανειακών (SW) κυμάτων της κατακόρυφης συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek.

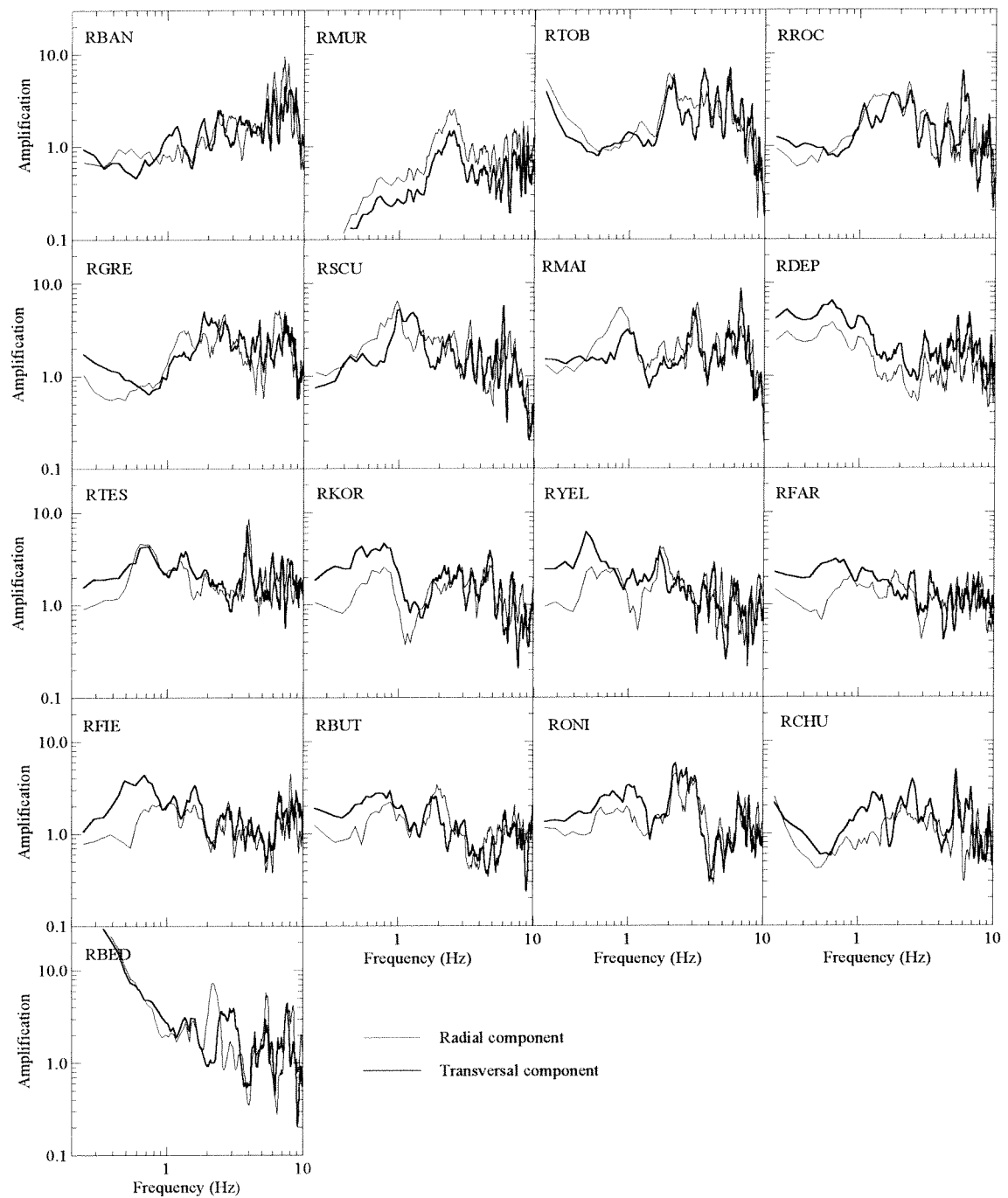
*Empirical SSR transfer functions obtained for S, SW time-windows of the transversal component of the recordings of the event on 25.06.94 at the sites of the Reftek seismograms.*

εδαφικών σχηματισμών.

Συνεπώς, είναι σαφές ότι εφόσον στο κέντρο της λεκάνης δημιουργούνται επιφανειακά κύματα, ένα μέρος τους (κύματα Rayleigh) θα εμφανίζεται και στην κατακόρυφη συνιστώσα συνεισφέροντας σημαντικά στην ενίσχυση της ζώνης χαμηλών συχνοτήτων (θεμελιώδης συντονισμός S-κυμάτων). Πράγματι, στους επιφανειακούς σταθμούς στο κέντρο της λεκάνης η μεγαλύτερη ενίσχυση εμφανίζεται στο παράθυρο του χρόνου των επιφανειακών κυμάτων αντί των διατμητικών όπως θα αναμενόταν σε άλλη περίπτωση (Σχήμα 4.14). Αντιθέτως, στις θέσεις στα άκρα της λεκάνης, η σχέση αυτή αντιστρέφεται και η μεγαλύτερη ενίσχυση που παρατηρείται αφορά το παράθυρο των διατμητικών κυμάτων.

#### **4.3.2. Συναρτήσεις μεταφοράς HVSR του σεισμού 25.06.94**

Η μελέτη των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς για τα S- και SW κύματα έδειξε ότι η ενίσχυση που οφείλεται στα επιφανειακά κύματα είναι παρόμοια και για τις τρεις συνιστώσες της κίνησης, γεγονός που επιβεβαιώνει την υπόθεση του Nakamura (1989). Από τα παραπάνω, προκύπτει ότι η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας, λόγω της ύπαρξης επιφανειακών κυμάτων, επηρεάζει τη χρησιμότητά της ως κίνηση αναφοράς στην τεχνική HVSR, υποβαθμίζοντας το επίπεδο ενίσχυσης. Δεδομένου ότι η συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων είναι της ίδιας, περίπου, τάξης στην κατακόρυφη αλλά και στις οριζόντιες συνιστώσες, αναμένεται να «απαληφθεί» η συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων από τη συνάρτηση μεταφοράς HVSR, αναδεικνύοντας την ενίσχυση των διατμητικών κυμάτων. Είναι γεγονός ότι πολλοί ερευνητές χρησιμοποιούν για τον προσδιορισμό των συναρτήσεων μεταφοράς μόνο το μέρος των καταγραφών που αφορά τα S-κύματα. Το θέμα, όμως, που ανακύπτει από την επιλογή αυτή είναι εάν στο χρονικό διάστημα των διατμητικών κυμάτων περιλαμβάνεται το σύνολο των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας σε συνδυασμό με το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, οι πάσης φύσεως κατασκευές (κτίρια, γέφυρες, αγωγοί) δεν διεγείρονται μόνο από τα διατμητικά κύματα (Ραπτάκης, 1995; Raptakis *et al.*, 1998).



Σχήμα 4.15. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς HVSR της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 στους σειсмоγράφους Reftek.

*Empirical HVSR transfer functions of the radial and the transversal components for the recordings of the event occurred on 25.06.94 ( $M=3$ ,  $R=25\text{km}$ ) at the sites of the Reftek seismographs.*

Στο σχήμα 4.15 παρουσιάζονται οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς HVSR στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek για την εγκάρσια και την ακτινική συνιστώσα της σεισμικής κίνησης. Παρατηρείται ότι οι συχνότητες του θεμελιώδους συντονισμού τόσο για την ακτινική όσο και για την εγκάρσια συνιστώσα, κυμαίνονται στους σταθμούς RSCU-RFIE μεταξύ 0.7 και 1.0Hz με εξαίρεση το σταθμό RYEL όπου ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται στη συχνότητα 0.5Hz. Στο βόρειο άκρο της λεκάνης (RMUR-RGRE), η συχνότητα του θεμελιώδους συντονισμού παρατηρείται στα 2.0Hz και στο σταθμό RBAN στα 8.0Hz περίπου, ενώ στο νότιο άκρο (RBUT-RCHU), αυξάνεται σταδιακά μέχρι τα 2.0Hz περίπου.

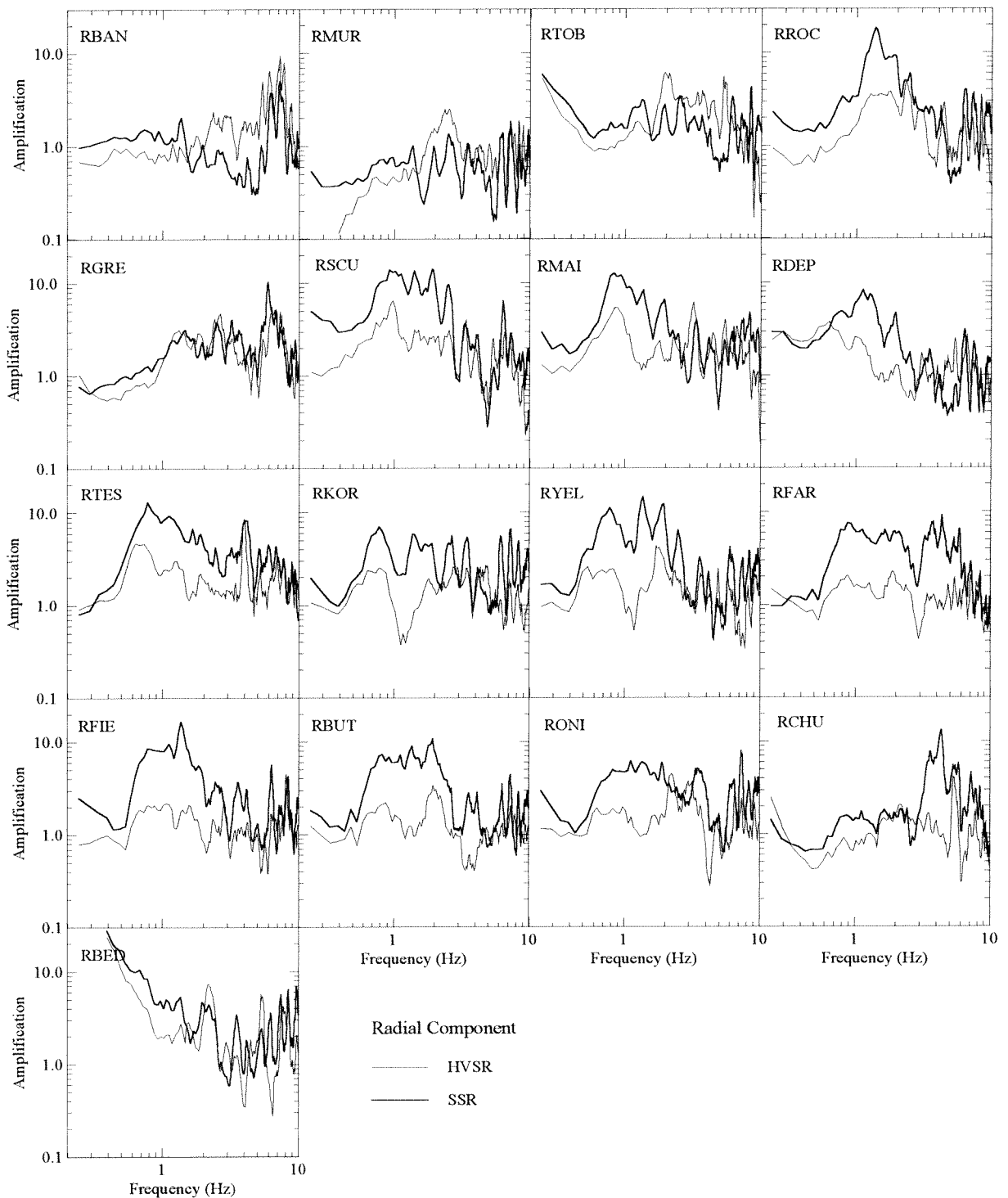
Το πλάτος ενίσχυσης του θεμελιώδους συντονισμού της εγκάρσιας συνιστώσας κυμαίνεται μεταξύ 4.0 και 8.0 στο κέντρο και 2.0 έως 4.0 στα άκρα της λεκάνης, ενώ της ακτινικής κυμαίνεται κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου, μεταξύ 2.0 και 3.0, με εξαίρεση του σταθμούς μεταξύ των ασυνεχειών F4 και F3 και του RTES, όπου το πλάτος ενίσχυσης του θεμελιώδους συντονισμού είναι περίπου 5.0 (Σχήμα 4.15).

Η ασυμφωνία του πλάτους ενίσχυσης μεταξύ των δύο οριζοντιών συνιστωσών υποδηλώνει έμμεσα φαινόμενα τα οποία δεν συνδέονται με την κατακόρυφη διάδοση των κυμάτων χώρου. Το πολύ μικρό πλάτος ενίσχυσης (που σε ορισμένες περιπτώσεις κυμαίνεται μεταξύ 1.0 και 2.0 σε συχνότητες μικρότερες από 3.5Hz) που παρατηρείται στους σταθμούς μεταξύ του κέντρου και του νοτίου άκρου της λεκάνης επιβεβαιώνει ότι η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας είναι παρόμοια με εκείνη της ακτινικής, γεγονός που οφείλεται στην αλληλεπίδραση των P-SV και των επιφανειακών (Rayleigh) κυμάτων.

### **4.3.3. Σύγκριση αποτελεσμάτων SSR και HVSR του σεισμού 25.06.94**

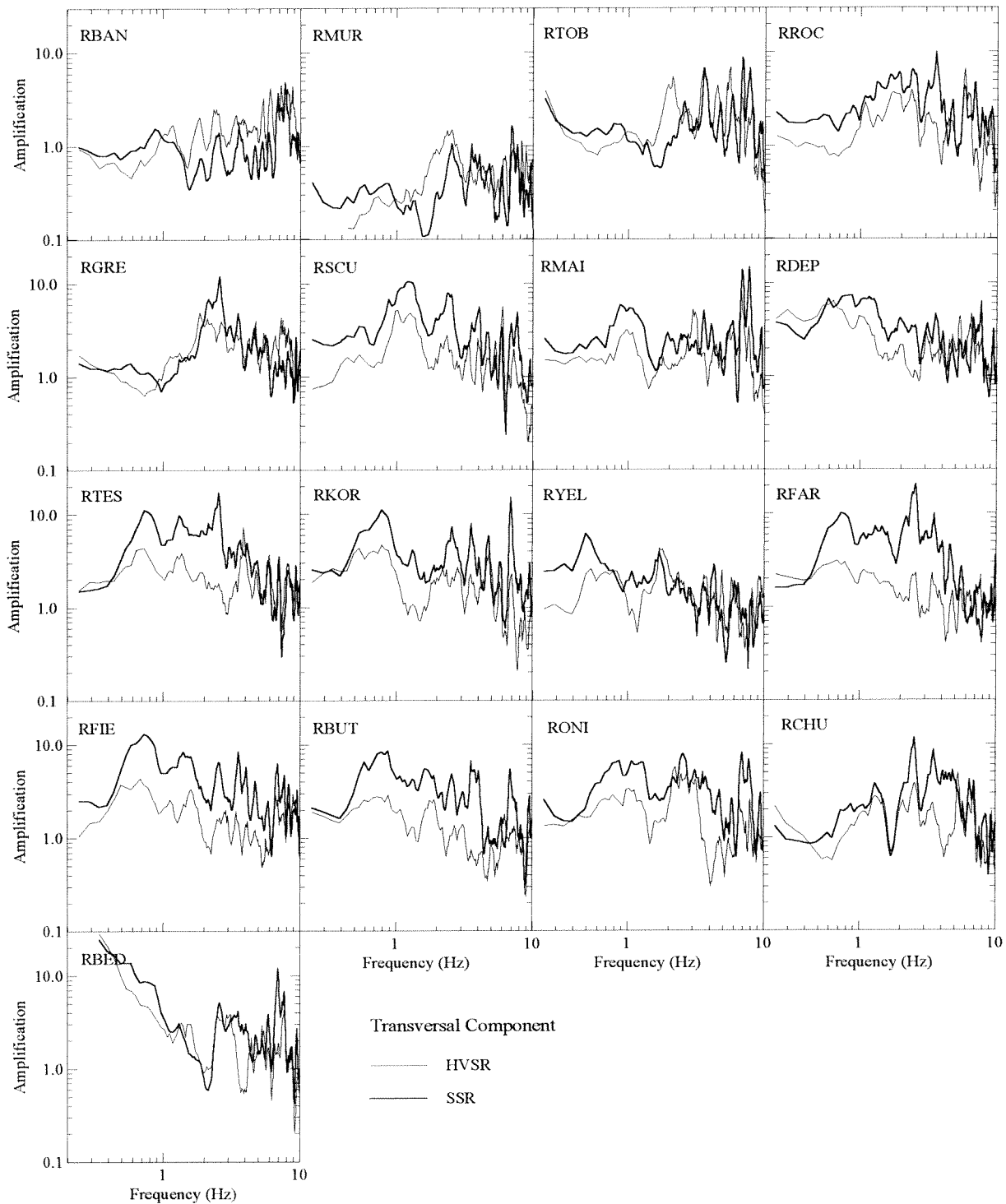
Στα σχήματα 4.16 και 4.17 παρουσιάζονται οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς HVSR σε σχέση με τις αντίστοιχες SSR για την ακτινική και την εγκάρσια συνιστώσα αντίστοιχα. Μεγάλες διαφορές παρατηρούνται στο επίπεδο





Σχήμα 4.16. Σύγκριση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR και HVSAR της ακτινικής συνιστώσας των καταγραφών του δικτύου σειсмоγράφων Reftek.

*Comparison between the empirical transfer functions of the radial component of the recordings at the Reftek seismograph array determined by both the standard spectral ratio (SSR) and the horizontal to vertical spectral ratio (HVSAR) techniques .*



Σχήμα 4.17. Σύγκριση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR και HVSF της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του δικτύου σειсмоγράφου Reftek.

*Comparison between the empirical transfer functions of the transversal component of the recordings at the Reftek seismograph array determined by both the standard spectral ratio (SSR) and the horizontal to vertical spectral ratio (HVSF) techniques.*

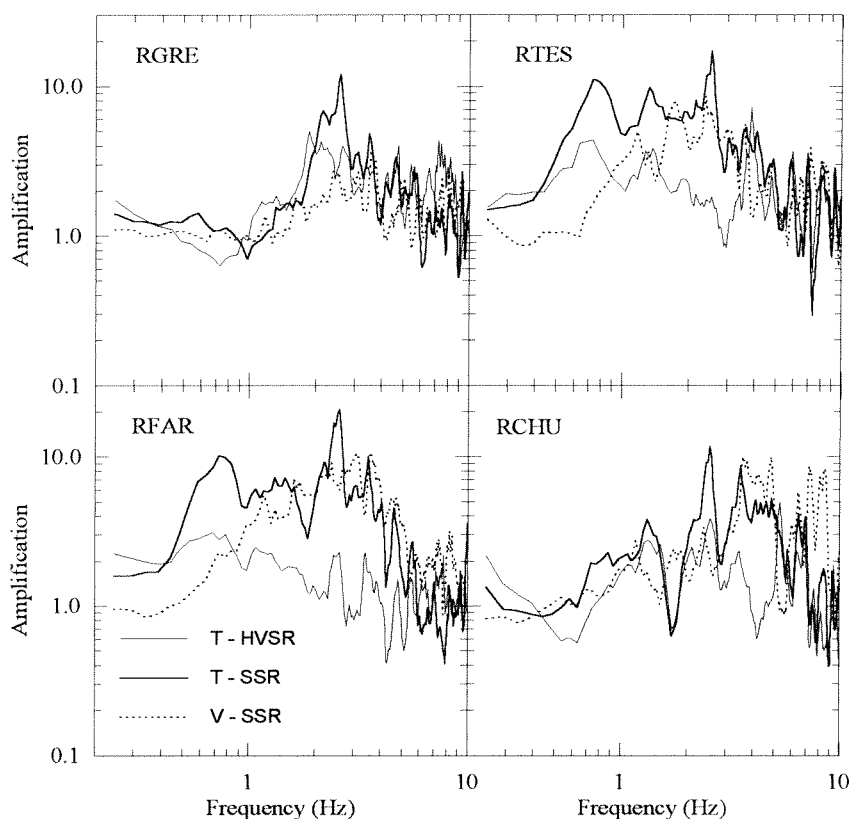
ενίσχυσης που προσδιορίζεται από τις δύο τεχνικές για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες, ωστόσο οι μεγαλύτερες αποκλίσεις αφορούν την ακτινική. Αντίθετα, δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στις συχνότητες του θεμελιώδους συντονισμού κυρίως και των ανώτερων αρμονικών.

Η μεγαλύτερη απόκλιση των δύο τεχνικών παρατηρείται συστηματικά στους σταθμούς στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης (RSCU – RONI), σε συχνότητες μικρότερες από 3.0Hz (Σχήματα 4.16, 4.17), όπου η κατακόρυφη συνιστώσα ενισχύεται σημαντικά (Σχήμα 4.6). Αντίθετα, στους σταθμούς στα άκρα της λεκάνης, οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς συγκλίνουν ικανοποιητικά μεταξύ τους, ενώ ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας δεν παρατηρείται για συχνότητες μικρότερες των 3.0Hz (Σχήμα 4.6).

Συμπεραίνεται δηλαδή ότι με την τεχνική HVSR μπορεί να προσδιορισθούν ικανοποιητικά οι συχνότητες του θεμελιώδους και των ανώτερων συντονισμών, ενώ φαίνεται ότι η δυνατότητα ορθής εκτίμησης του πλάτους ενίσχυσης εξαρτάται από την ενίσχυση ή μη της κατακόρυφης συνιστώσας η οποία με τη σειρά της εξαρτάται από την ύπαρξη ή μη επιφανειακών κυμάτων λόγω περίθλασης στις ασυνέχειες της εδαφικής δομής. Το συμπέρασμα αυτό είναι προς το παρόν ποιοτικό, για το λόγο αυτό στην επόμενη ενότητα (§4.3.4) επιχειρείται η συσχέτιση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR και HVSR της εγκάρσιας με τις αντίστοιχες SSR της κατακόρυφης συνιστώσας.

#### **4.3.4. Τεχνική HVSR και κατακόρυφη συνιστώσα**

Στο σχήμα 4.18 δίνονται ενδεικτικά, για δύο σταθμούς στις άκρες της λεκάνης (RGRE και RCHU) και δύο στο κέντρο της (RTES και RFAR), οι συναρτήσεις μεταφοράς SSR και HVSR της εγκάρσιας συνιστώσας και οι SSR της κατακόρυφης, ώστε να αναδειχθεί η συσχέτιση της ενίσχυσης της κατακόρυφης συνιστώσας με την απόκλιση των αποτελεσμάτων των δύο εμπειρικών τεχνικών. Είναι φανερό από τη σύγκριση αυτή (Σχήμα 4.18) ότι όσο μεγαλύτερο είναι το πλάτος της ενίσχυσης της κατακόρυφης συνιστώσας, τόσο μεγαλύτερη είναι (στο ίδιο εύρος συχνοτήτων) και η απόκλιση των δύο φασματικών λόγων της εγκάρσιας συνιστώσας.



Σχήμα 4.18. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR και HVSR της εγκάρσιας συνιστώσας (T-SSR, T-HVSR αντίστοιχα) σε σχέση με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της κατακόρυφης (V-SSR).

*Empirical transfer functions of the transversal component determined with the SSR (T-SSR) and the HVSR (T-HVSR) techniques in relation to the empirical transfer functions of the vertical component (V-SSR) for two stations at the center (RTES and RFAR) and at the edges (RGRE and RCHU) of the valley.*

Για να αποδειχθεί ότι το συμπέρασμα αυτό δεν είναι μόνο ποιοτικό, υπολογίζεται το γινόμενο των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς της τεχνικής HVSR για την εγκάρσια συνιστώσα με τις συναρτήσεις μεταφοράς της κατακόρυφης. Στο σχήμα 4.19 παρουσιάζεται το γινόμενο αυτό σε σχέση με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας. Αποδεικνύεται τελικά ότι η «αδυναμία» εκτίμησης του πλάτους ενίσχυσης από τις εμπειρικές συναρτήσεις HVSR σχετίζεται άμεσα (ποσοτικά) με την ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας (Σχήμα 4.19). Ισχύει δηλαδή η σχέση 4.1:

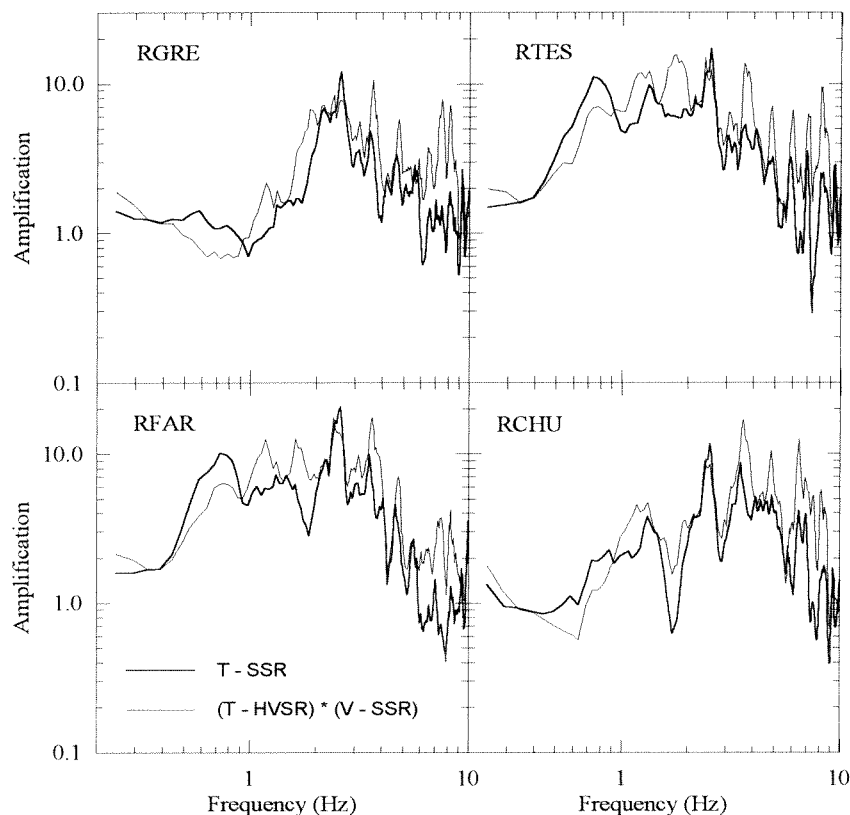
$$\frac{H(f)}{H_{RPRO}(f)} \approx \frac{H(f)}{V(f)} \cdot \frac{V(f)}{V_{RPRO}(f)} \quad (4.1)$$

Οι ποσότητες στους αριθμητές και στους παρονομαστές της σχέσης 4.1 αντιπροσωπεύουν τα φάσματα Fourier της εγκάρσιας (H) και της κατακόρυφης (V) συνιστώσας της σεισμικής κίνησης στους σταθμούς RGRE, RTES, RFAR, RFIE κατά περίπτωση.

Απλοποιώντας τη σχέση 4.1 προκύπτει ότι η εμπειρική συνάρτηση μεταφοράς HVSR στο σταθμό αναφοράς πρέπει να είναι περίπου μονάδα (σχέση 4.2).

$$\frac{H_{RPRO}(f)}{V_{RPRO}(f)} \approx 1 \quad (4.2)$$

Στην ενότητα 4.2.2 έχει δειχθεί ότι, όντως, το πλάτος του φασματικού λόγου HVSR στο σταθμό αναφοράς κυμαίνεται μεταξύ 0.5 και 2 για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων (Σχήμα 4.3).



Σχήμα 4.19. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας (T-SSR) σε σχέση με το γινόμενο των αντιστοιχων συναρτήσεων μεταφοράς HVSR (T-HVSR) με τις SSR της κατακόρυφης συνιστώσας (V-SSR).

*Empirical SSR transfer functions of the transversal component (T-SSR) in relation to the product of the respective empirical HVSR transfer functions (T-HVSR) with the empirical SSR transfer function of the vertical component (V-SSR).*

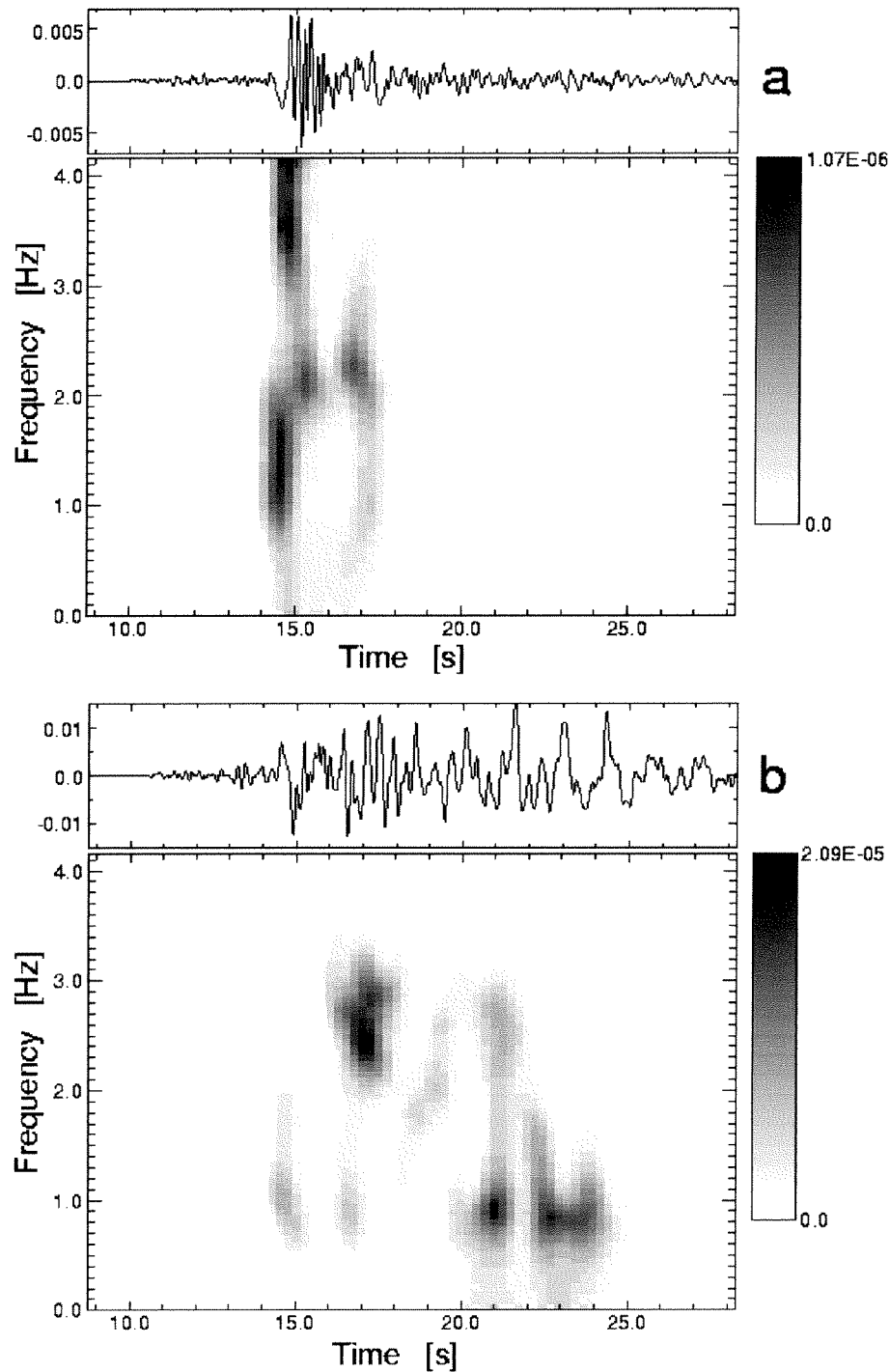
#### **4.4. ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ (ΠΕΔΙΟ ΤΙΜΩΝ ΧΡΟΝΟΥ)**

##### **4.4.1. Χρονικά εξελισσόμενα φάσματα (φασματογραφήματα)**

Έχοντας υπόψη ότι οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς δεν είναι παρά μόνο ένας λόγος φασματικών πλατών σε σχέση με τη συχνότητα, είναι προφανές ότι δεν εμπεριέχονται σε αυτά πληροφορίες σχετικές με τη χρονική εξέλιξη της διάδοσης των διαφορετικών φάσεων της σεισμικής κίνησης. Για το λόγο αυτό υπολογίζονται τα φασματογραφήματα στις θέσεις TST0 και PRO, για συχνότητες μέχρι 4.0Hz (Σχήμα 4.20), προκειμένου να αναδειχθούν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης (πλάτη και συχνότητες συντονισμού) στις χαμηλές συχνότητες σε δύο θέσεις (στο κέντρο της λεκάνης και στο σταθμό αναφοράς). Στα φασματογραφήματα είναι δυνατό να αναγνωρισθούν διακριτές χρονικά εξελισσόμενες φάσεις που συνεισφέρουν στο επίπεδο ενίσχυσης (αιχμές της συνάρτησης μεταφοράς).

Παρατηρείται, λοιπόν, στο φασματογράφημα στη θέση TST0 (Σχήμα 4.20b) ότι όλες οι μέγιστες τιμές του πλάτους για συχνότητες παραπλήσιες του θεμελιώδους συντονισμού (0.8Hz), παρατηρούνται στο τμήμα της καταγραφής μεταξύ 16.5 και 25.0sec. Επίσης παρατηρείται ότι στην ίδια ζώνη συχνοτήτων, στο παράθυρο των S-κυμάτων (14.0-16.5sec), παρατηρούνται φάσεις με μικρότερα πλάτη. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι S- και SW- κύματα συνεισφέρουν από κοινού στην ενίσχυση του θεμελιώδους συντονισμού. Η παραπάνω παρατήρηση ενισχύεται από το φασματογράφημα στη θέση PRO όπου στο παράθυρο των S-κυμάτων παρατηρούνται μεγαλύτερα πλάτη από εκείνα των SW-κυμάτων (Σχήμα 4.20a). Συνεπώς, τα κύματα που κυριαρχούν από 16.5 έως 25.0sec στη θέση TST0, είναι τοπικά παραγόμενα στο εσωτερικό της λεκάνης, καθώς απουσιάζουν από το φασματογράφημα στη θέση PRO. Συμπεραίνεται ακόμη ότι το πλάτος της ενίσχυσης του θεμελιώδους συντονισμού στη θέση TST0 οφείλεται στη συμβολή (στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων) των απευθείας S- και των επιφανειακών κυμάτων.

Μία ακόμη απόδειξη ότι οι καθυστερημένες φάσεις (μεταξύ 16.5 και 25.0sec) οφείλονται σε επιφανειακά κύματα προκύπτει από το χρονικό διάστημα μεταξύ



Σχήμα 4.20. Φασματογραφήματα της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών της 04.05.95 για συχνότητες μικρότερες από 4.0 Hz (a) στο σταθμό αναφοράς PRO στο βόρειο άκρο και (b) στο σταθμό TSTO στο κέντρο της λεκάνης.

*Evolutionary spectra of the transversal accelerograms at (a) the reference station PRO at the northern edge and (b) at TSTO in the center of the valley. The spectra are shown together with the recordings for each accelerogram. In both cases the accelerograms were filtered with a low-pass cut-off 4.0Hz filter.*

δύο διαδοχικών φασματικών πλατών (φασματογράφημα TST0, Σχήμα 4.20b). Εάν τα μέγιστα αυτά πλάτη οφείλονταν σε ανακλώμενα S κύματα στην ελεύθερη επιφάνεια ή στην διεπιφάνεια ιζημάτων και βραχώδους υποβάθρου, τότε θα έπρεπε να παρατηρούνται σε μικρότερα χρονικά διαστήματα, δεδομένου ότι ο χρόνος που απαιτείται για την κατακόρυφη διάδοση των S κυμάτων στα ιζήματα είναι κατά πολύ μικρότερος.

Η σημαντική διαφοροποίηση της σεισμικής κίνησης στις θέσεις TST0 και PRO υπογραμμίζει το γεγονός ότι η επίδραση των επιφανειακών κυμάτων είναι μεγαλύτερη στο κέντρο της λεκάνης και όχι στα άκρα της. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται με τα αποτελέσματα στη θέση STE στο νότιο άκρο της λεκάνης και στη θέση GRA όπου η συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων στην ενίσχυση είναι μικρότερη από αυτή των S-κυμάτων για συχνότητες μέχρι τα 4.0Hz (Σχήμα 4.11). Η υπόθεση ότι τα επιφανειακά κύματα παρατηρούνται στο κέντρο της λεκάνης συνεισφέροντας σημαντικά στην ενίσχυση του πλάτους του θεμελιώδους συντονισμού, είναι σύμφωνη με το επίπεδο της ενίσχυσης της εγκάρσιας συνιστώσας των σειсмоγραμμάτων στις θέσεις μεταξύ των ρηγματίων F2 και F3 (Σχήματα 4.4 & 4.5b).

#### **4.4.2. Χαρακτηριστικές παρατηρήσεις στις καταγραφές**

Από την ανάλυση των καταγραφών στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, προκύπτει ότι οι τοπικές εδαφικές συνθήκες και κυρίως η γεωμετρία της εδαφικής δομής επιδρούν σημαντικά τόσο στο πλάτος ενίσχυσης όσο και στο συχνοτικό περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης. Ωστόσο, η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην πρωτογενή καταγραφή της σεισμικής κίνησης δεν ήταν δυνατό να συμπεριληφθεί στις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς. Αναζητώντας, λοιπόν, τα χαρακτηριστικά της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας και στο πεδίο τιμών του χρόνου, τα σειсмоγράμματα της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας παρουσιάζονται στο σχήμα 4.21 σε σχέση με τη θέση των σταθμών στους οποίους καταγράφηκαν, κατά μήκος της τομής.

Τα σειсмоγράμματα έχουν φιλτραρισθεί με χαμηλοπερατό φίλτρο τύπου

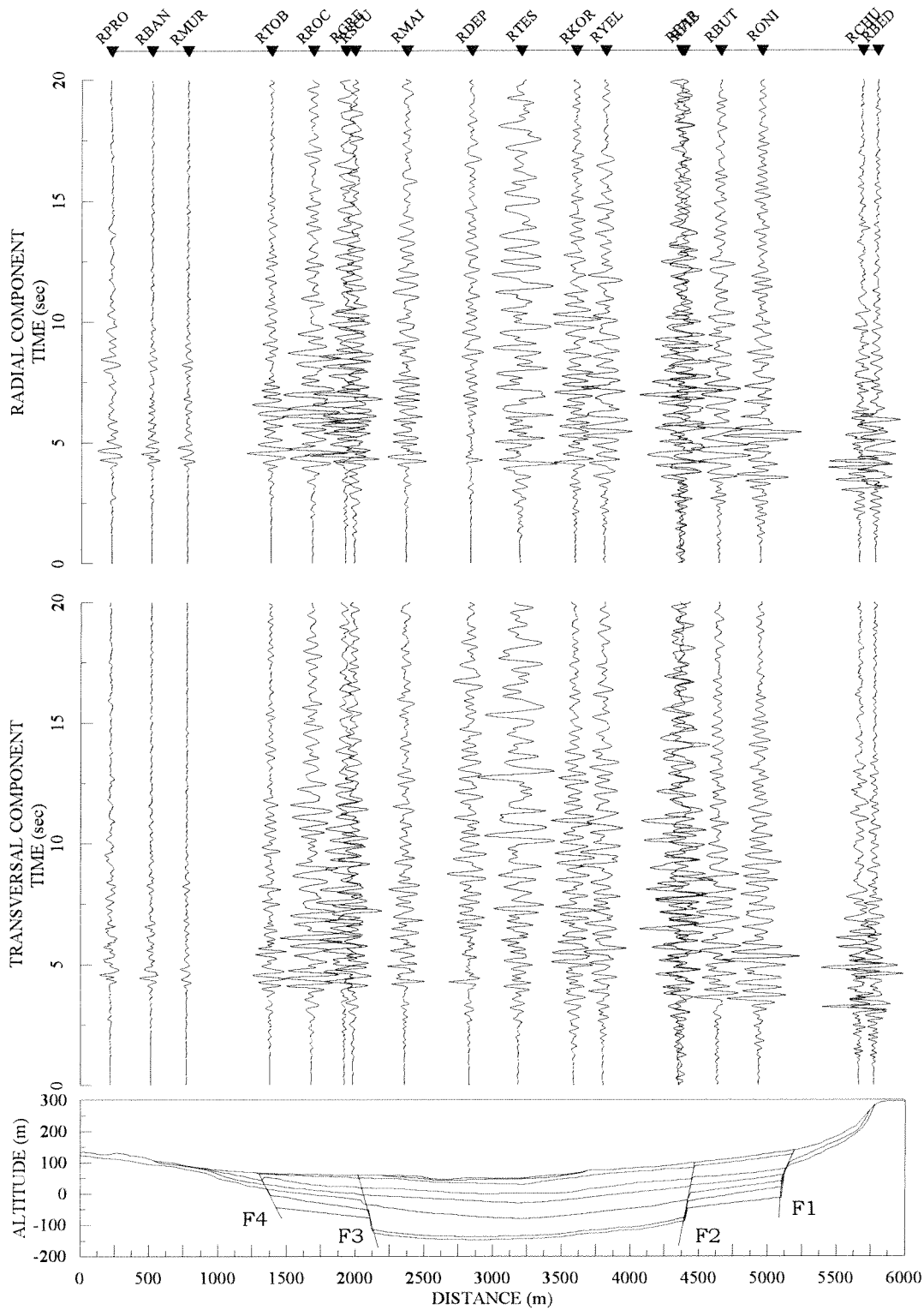


Butterworth με 3.5Hz συχνότητα αποκοπής για να αναδειχθούν, στο πεδίο τιμών του χρόνου, τα χαρακτηριστικά της κίνησης στις χαμηλές συχνότητες, εφόσον έχει δείχθει ότι η επίδραση της τοπικής γεωλογίας επηρεάζει περισσότερο το εύρος αυτό των συχνοτήτων. Στο σχήμα 4.21 παρατηρείται σημαντική διαφοροποίηση της χρονικής διάρκειας των καταγραφών μεταξύ των θέσεων στο κέντρο και στα άκρα της λεκάνης, ενώ δεν παρατηρούνται εμφανείς διαφοροποιήσεις του πλάτους της σεισμικής κίνησης, με εξαίρεση τις θέσεις οι οποίες είναι παρακείμενες των ασυνεχειών F2 και F3.

Η μεγάλη διάρκεια της σεισμικής κίνησης που παρατηρείται μεταξύ 1.5 και 4.5km (RROC-RONI) οφείλεται σε κύματα μεγάλης περιόδου. Τα κύματα αυτά όπως αποδείχθηκε από τα αποτελέσματα του κεφαλαίου αυτού, είναι επιφανειακά και παράγονται τοπικά λόγω των πλευρικών ασυνεχειών. Ωστόσο, δεν είναι δυνατό να προσδιορισθεί ένας παλμός που να καταγράφεται διαδοχικά σε κοντινούς σταθμούς, υποδηλώνοντας ότι τα μήκη κύματος των αφίξεων αυτών είναι μικρότερα από τη μέση απόσταση μεταξύ των σειсмоγράφων Reftek η οποία κυμαίνεται μεταξύ 250m και 400m περίπου.

Η επιμήκυνση της διάρκειας των καταγραφών μεταξύ των ρηγμάτων F2 και F3 που οφείλεται στα μεγάλης περιόδου κύματα, παρατηρείται ότι είναι ως και 4 φορές μεγαλύτερη της αντίστοιχης διάρκειας των διατμητικών κυμάτων. Προκύπτει επίσης ότι οι κυματοσειρές με συχνοτικό περιεχόμενο μέχρι 3.5Hz κατανέμονται σε όλη τη χρονική διάρκεια της καταγραφής. Σε ορισμένους σταθμούς (RTES, RMAI, RFAR), τα πλάτη των επιφανειακών κυμάτων είναι μεγαλύτερα από εκείνα των διατμητικών.

Οι ανωτέρω παρατηρήσεις επιβεβαιώνουν ότι και τα διατμητικά και τα επιφανειακά κύματα παρατηρούνται στην ίδια ζώνη συχνοτήτων και ότι σε ορισμένες περιπτώσεις η συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης είναι μεγαλύτερη από ότι εκείνη των διατμητικών κυμάτων. Για το λόγο αυτό είναι δύσκολο να διακριθεί η συνεισφορά των διαφορετικών τύπων κυμάτων στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων.



Σχήμα 4.21. Απεικόνιση των ακτινικών (πάνω) και εγκάρσιων (κάτω) συνιστωσών των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek κατά μήκος της τομής που ορίζεται από τον άξονα Προφήτη-Στίβου.

*Layout of the radial (top) and transversal (bottom) seismograms of the event occurred on 25.06.94 with the respect to the cross-section aligned between the villages of Profitis and Stivos.*

#### **4.5. ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ**

Η πολύ καλή γνώση της εδαφικής δομής της λεκάνης του Euroseistest και τα πυκνά καταγραφικά δίκτυα αποτέλεσαν τη βάση για την εμπειρική μελέτη της συσχέτισης των χαρακτηριστικών (πλάτος, συχνотικό περιεχόμενο, διάρκεια) της σεισμικής κίνησης με τη σύνθετη γεωμετρία της τοπικής γεωλογίας. Τα κυριότερα συμπεράσματα τα οποία προέκυψαν από τη μελέτη αυτή συνοψίζονται ως εξής:

Η εμπειρική μελέτη της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων έδειξε ότι επιφανειακά κύματα δημιουργούνται τοπικά στις πλευρικές ασυνέχειες τα οποία συνεισφέρουν σημαντικά στη μορφή της ενίσχυσης σε παρακείμενες, των ασυνεχειών, θέσεις καθώς επίσης και στο κέντρο της λεκάνης. Από τη διερεύνηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε δύο διαφορετικά χρονικά παράθυρα στα οποία κυριαρχούν δύο διαφορετικοί τύποι σεισμικών κυμάτων (S και SW-waves), συμπεραίνεται ότι επιφανειακά κύματα (Love ή Rayleigh) παρατηρήθηκαν και στις τρεις συνιστώσες της κίνησης τα οποία συνεισφέρουν σημαντικά στο θεμελιώδη παράγοντα ενίσχυσης..

Η ύπαρξη επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην κατακόρυφη συνιστώσα δικαιολογεί την απόκλιση των αποτελεσμάτων των τεχνικών του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR), υποδηλώνοντας σαφώς ότι στην περίπτωση αυτή, η τεχνική HVSR υποεκτιμά το πλάτος ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης απαλείφοντας τη συνεισφορά των επιφανειακών κυμάτων. Ωστόσο, από τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς HVSR μπορεί να προσδιορισθεί ικανοποιητικά η συχνότητα του θεμελιώδους συντονισμού.

Η διερεύνηση της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη χρονική διάρκεια της σεισμικής κίνησης οδήγησε στο συμπέρασμα ότι τόσο τα S και τα SW κύματα παρατηρούνται με χαμηλόσυχνο συχνотικό περιεχόμενο και κατανέμονται σε όλη την καταγραφή, αυξάνοντας σημαντικά τη χρονική διάρκειά της. Για το λόγο αυτό είναι δύσκολο να διακριθεί η συνεισφορά των διαφορετικών τύπων του σεισμικού κύματος στο θεμελιώδη συντονισμό, υπογραμμίζοντας το γεγονός ότι η

μελέτη των τοπικών εδαφικών συνθηκών μόνο στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων δίνει μερική μόνο άποψη των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης, γεγονός το οποίο μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένες εκτιμήσεις. Τα χαρακτηριστικά των καταγραφών σε σχέση με τη χρονική διάρκεια, τον τύπο, το πλάτος και το συχνοτικό περιεχόμενο των σεισμικών κυμάτων αναζητούνται και γίνεται προσπάθεια τεκμηρίωσής τους, στα πλαίσια θεωρητικών (μονοδιάστατων και δισδιάστατων) προσομοιώσεων (Κεφ.5 και 6).

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5ο**

### **ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ**

#### **5.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Η προσομοίωση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest είναι ένα αντικείμενο με το οποίο ασχολήθηκαν τα τελευταία χρόνια πολλοί ερευνητές, μεταξύ των οποίων οι Riepl (1997), Jongmans *et al.* (1998), Dimitriu *et al.* (1998), Tolis *et al.* (1998), Marrara & Suhadolc (1998), Chávez-García *et al.* (2000). Πράγματι, ένας από τους κυριότερους στόχους του πειράματος αυτού είναι η διερεύνηση της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση χρησιμοποιώντας μονοδιάστατες και δισδιάστατες μεθόδους προσομοίωσης. Ωστόσο, όλες οι παραπάνω μελέτες βασίζονται σε παλαιότερες εκδοχές της εδαφικής δομής της λεκάνης ή περιορίζονται σε αποτελέσματα στη ζώνη των χαμηλών συχνοτήτων ( $f \leq 3.5\text{Hz}$ ).

Ο σκοπός της έρευνας που παρουσιάζεται στο κεφάλαιο αυτό είναι να βελτιωθεί η υπάρχουσα γνώση σχετικά με τη φυσική των φαινομένων που επηρεάζουν τη σεισμική απόκριση αβαθών ιζηματογενών λεκανών. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιείται η λεπτομερής εδαφική τομή των Raptakis *et al.* (2000) όπου παρουσιάζονται αναλυτικά η δομή και τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών που συνθέτουν τη λεκάνη του Euroseistest.

Με δεδομένα τα συμπεράσματα της ενόργανης προσέγγισης της απόκρισης της λεκάνης (Κεφ. 4) και προκειμένου να μελετηθεί και από θεωρητική απόψη η επίδραση της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση, υπολογίζεται αρχικά η μονοδιάστατη απόκριση των εδαφικών σχηματισμών στις θέσεις των σειсмоγράφων και των επιταχυνσιογράφων. Για μία απόσταση περίπου 2.5 με 3.0km στο κέντρο της λεκάνης, η στρωματογραφία μπορεί να θεωρηθεί πράγματι οριζόντια. Όμως, η προϋπόθεση αυτή για την εφαρμογή μονοδιάστατων μεθόδων προσομοίωσης δεν ισχύει για το σύνολο της λεκάνης.

Στη συνέχεια, λαμβάνοντας υπόψη και το χαρακτηριστικό αυτό, υπολογίζεται η δισδιάστατη απόκριση της λεκάνης, ώστε να μελετηθεί θεωρητικά η επιρροή των πλευρικών ασυνεχειών (άκρα λεκάνης, ρήγματα, ρηξιγενείς ζώνες) στις οποίες δημιουργούνται επιφανειακά κυμάτια που σύμφωνα με τα συμπεράσματα της ενόργανης προσέγγισης, συμβάλλουν μεταξύ τους και με τα διατμητικά και επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά της ενισχύσης της σεισμικής κίνησης στις χαμηλές συχνότητες όχι μόνο σε όμορες θέσεις αλλά και στο κέντρο της λεκάνης. Η συσχέτιση των αποτελεσμάτων των θεωρητικών (1D και 2D) προσομοιώσεων με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς και τις καταγραφές δίνουν τη δυνατότητα αξιολόγησης και αποτίμησης της ικανότητας των μεθόδων να αναπαραστήσουν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης στα πεδία τιμών του χρόνου και της συχνότητας.

## **5.2. ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ (1D) ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ**

### **5.2.1. Εισαγωγή**

Οι μονοδιάστατες θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς υπολογίζονται με την ισοελαστική μέθοδο του «συντελεστή ανακλαστικότητας (reflectivity-coefficient method)» η οποία προτάθηκε από τον Kennett (1983) για διατμητικά κύματα τα οποία διαδίδονται κατακόρυφα από το βραχώδες υπόβαθρο στην ελεύθερη επιφάνεια.

Οι παράμετροι που απαιτούνται για τη σύνθεση των εδαφικών ομοιωμάτων είναι το πάχος ( $h$ ), η ταχύτητα διάδοσης των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) και ο

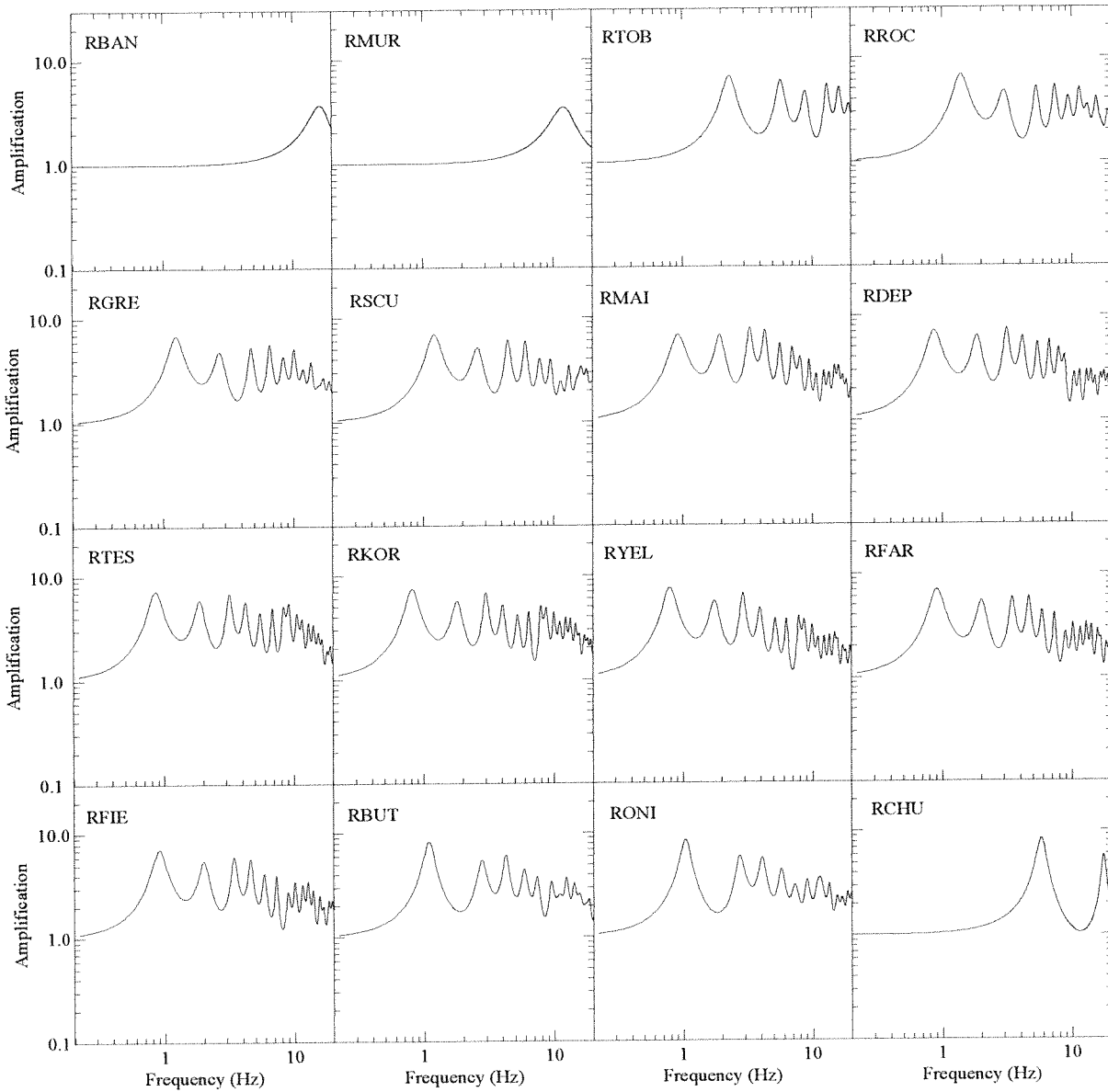
παράγοντας ποιότητας (Qs) των εδαφικών σχηματισμών που συνθέτουν τη μονοδιάστατη τομή. Τα μονοδιάστατα εδαφικά ομοιώματα εξάγονται από τη διδιάστατη τομή του σχήματος 3.2, ενώ οι δυναμικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών προσδιορίζονται από τις μέσες τιμές των ιδιοτήτων που προέκυψαν από τη σύνθεση της διδιάστατης εδαφικής τομής (Πίνακας 3.1).

Η ισοελαστική μέθοδος που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της μονοδιάστατης απόκρισης επιλέγεται διότι δίνει συμβατά (στο ίδιο εύρος παραμορφώσεων) αποτελέσματα με εκείνα της ενόργανης προσέγγισης (Κεφ.4). Οι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν στο τέταρτο κεφάλαιο (§4.2.1) προκαλούν μικρές παραμορφώσεις στα εδαφικά υλικά στη θέση καταγραφής και ως εκτούτου, δεν προκύπτει η ανάγκη μη-γραμμικής προσομοίωσης.

### 5.2.2. 1D Συναρτήσεις μεταφοράς

Οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς υπολογίζονται, για μία ευρεία ζώνη συχνοτήτων (μέχρι 20.0Hz) σε κάθε θέση των σειсмоγράφων (Reftek) κατά μήκος της τομής. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης παρουσιάζονται στο σχήμα 5.1.

Οι συχνότητες του θεμελιώδους συντονισμού στις θέσεις μεταξύ των ασυνεχειών F2 και F3, είναι μικρότερες του 1.0Hz ενώ παρουσιάζουν μία προοδευτική αύξηση προς τις θέσεις που βρίσκονται στα άκρα της λεκάνης (Σχήμα 5.1). Ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται στα 0.8Hz στις θέσεις μεταξύ των ασυνεχειών F2 και F3 (RMAI-RFIE), ενώ ο πρώτος ανώτερος παρατηρείται συστηματικά στα 2.0Hz περίπου. Μεταξύ των ασυνεχειών F1 και F2 (RBUT, RONI), ο θεμελιώδης και ο πρώτος ανώτερος συντονισμός παρατηρούνται στις συχνότητες 1.0 και 3.0Hz αντίστοιχα, ενώ μεταξύ F3 και F4 (RTOB-RSCU), οι συχνότητες του θεμελιώδους και πρώτου ανώτερου συντονισμού αυξάνουν σταδιακά από 1.0 (F3) σε 2.0Hz (F4) και από 2.8 (F3) σε 6.0Hz (F4) αντίστοιχα. Στη θέση RCHU (νότιο άκρο της λεκάνης), ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται σε συχνότητες μεγαλύτερες από 5.0Hz, ενώ στις θέσεις RBAN και RMUR (βόρειο άκρο) σε συχνότητες μεγαλύτερες από 10.0Hz. Το πλάτος του θεμελιώδη παράγοντα ενίσχυσης κυμαίνεται μεταξύ 6.50 και 8.50



Σχήμα 5.1. Μονοδιάστατες θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek με τη μέθοδο του συντελεστή ανακλαστικότητας (Kennett, 1983) για τα μονοδιάστατα εδαφικά ομοιώματα τα οποία αποσπάστηκαν από τη δισδιάστατη τομή του σχήματος 3.2.

*1D theoretical transfer functions at the sites of the Reftek seismographs computed with the reflectivity coefficient method (Kennett, 1983). The 1D soil profiles were extracted from the 2D cross section of figure 3.2.*



ανεξαρτήτως της θέσης κατά μήκος της τομής, με εξαίρεση τις θέσεις RBAN και RMUR στο βόρειο άκρο της λεκάνης.

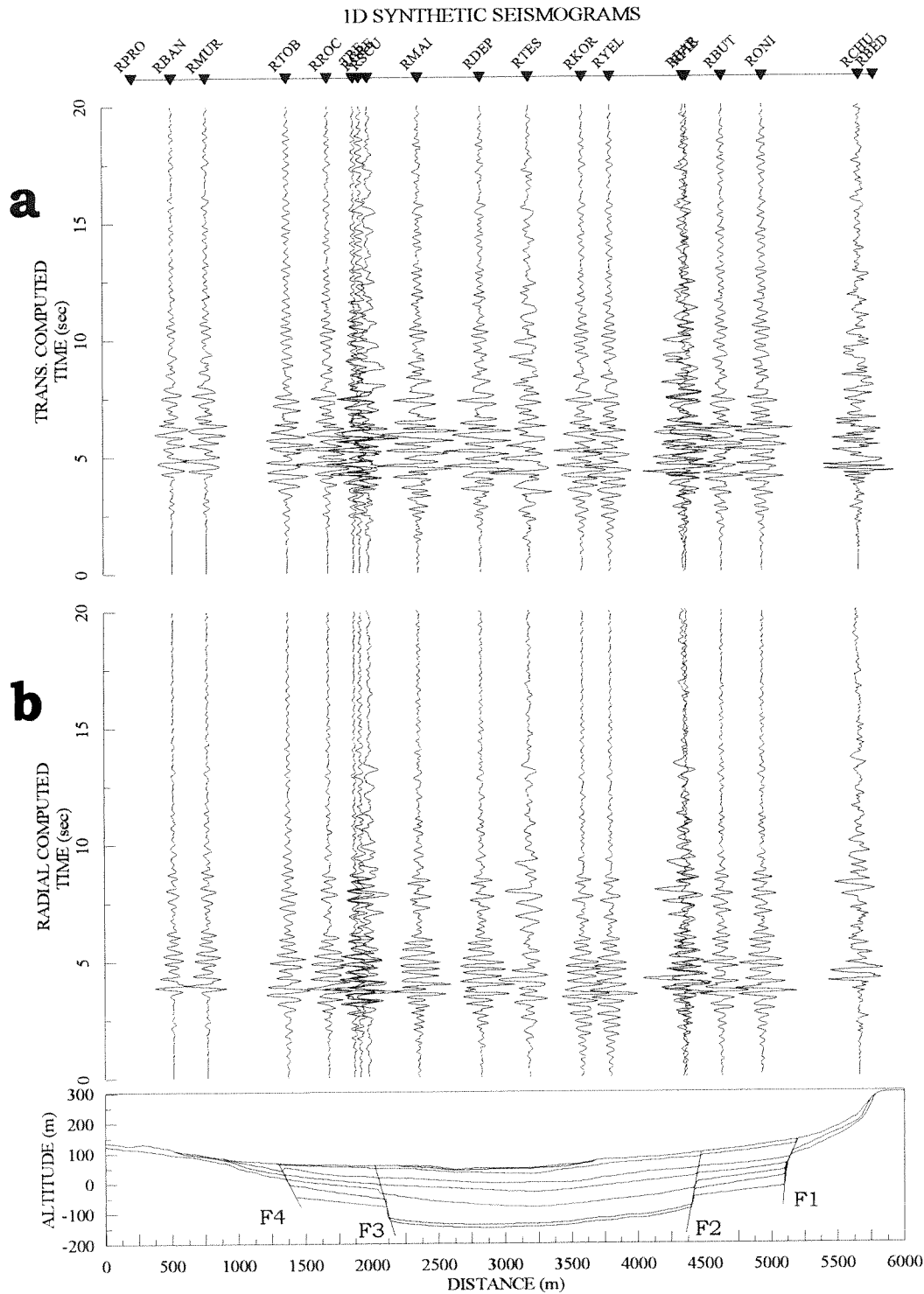
### **5.2.3. 1D Συνθετικά σειсмоγράμματα**

Τα αποτελέσματα της μονοδιάστατης προσομοίωσης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων επιβεβαιώνονται από τα συνθετικά σειсмоγράμματα που υπολογίζονται από τη συνέλιξη των μονοδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς του σχήματος 5.1 με την καταγραφή του σεισμού στο σταθμό αναφοράς (RPRO ή RTHA κατά περίπτωση). Τα συνθετικά σειсмоγράμματα φιλτράρονται με χαμηλοπερατό φίλτρο συχνότητας αποκοπής 3.5Hz, προκειμένου να αναδειχθούν τα χαρακτηριστικά τους στη ζώνη των χαμηλών συχνοτήτων όπου προέκυψαν οι μεγαλύτερες ενισχύσεις με βάση τα αποτελέσματα της ενόργανης προσέγγισης (Κεφ. 4).

Παρατηρείται ότι τα συνθετικά σειсмоγράμματα της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας (Σχήμα 5.2) παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα πλάτη σε ένα μικρό χρονικό διάστημα (3.0sec περίπου) το οποίο αντιπροσωπεύει περίπου το μέρος των S-κυμάτων της καταγραφής στο σταθμό αναφοράς. Το τελευταίο και μεγαλύτερο μέρος των συνθετικών σειсмоγραμμάτων παρουσιάζει πολύ μικρά πλάτη (σε σχέση με το S μέρος) χωρίς σημαντικές διαφοροποιήσεις κατά μήκος της λεκάνης (RBAN-RBED).

### **5.2.4. Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα**

Το κύριο συμπέρασμα που προκύπτει από τη μονοδιάστατη σεισμική απόκριση κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου της λεκάνης του Euroseistest είναι ότι όλες οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς παρουσιάζουν σταθερό πλάτος ενίσχυσης στη ζώνη των χαμηλών συχνοτήτων. Όπως αναμενόταν, η μετάβαση από τις υψηλές συχνότητες του θεμελιώδους συντονισμού με μικρούς παράγοντες ενίσχυσης στα άκρα της λεκάνης σε χαμηλές συχνότητες (μικρότερες του 1.0Hz) με μεγάλους παράγοντες ενίσχυσης στο κέντρο της, δείχνει ότι οι μονοδιάστατες αναλύσεις σχετίζονται ευθέως με το πάχος των ιζηματογενών



Σχήμα 5.2. Σύγκριση μεταξύ των φιλτραρισμένων ( $f < 3.5\text{Hz}$ ) συνθετικών σειсмоγραμμάτων (a) των εγκάρσιων και (b) των ακτινικών συνιστωσών που υπολογίσθηκαν από τη συνέλιξη των μονοδιάστατων θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς με την καταγραφή στο σταθμό αναφοράς (RPRO ή RTHA).

Comparison between filtered ( $f < 3.5\text{Hz}$ ) synthetic seismograms of the (a) transversal and (b) radial components obtained by the convolution of 1D TF with the record at the reference site (RPRO ή RTHA).

αποθέσεων και την αντίθεση των ταχύτητων διάδοσης των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) στους διαφορετικούς σχηματισμούς και ιδίως μεταξύ εδαφικών σχηματισμών και βραχώδους υποβάθρου.

Τα συνθετικά σειсмоγράμματα της συνέλιξης των μονοδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς με την καταγραφή στο σταθμό αναφοράς δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές στη χρονική διάρκεια κατά μήκος της λεκάνης. Επιμέρους διαφορές (όχι όμως σημαντικές) παρατηρούνται στα πλάτη των κυμάτων από 3.0 έως 6.0sec μεταξύ των σταθμών στα άκρα και στο κέντρο της λεκάνης, γεγονός το οποίο σχετίζεται ευθέως με τη διαφοροποίηση, στις θέσεις αυτές του πλάτους και του συχνοτικού περιεχομένου των μονοδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς.

### **5.3. ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ (2D) ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ**

#### **5.3.1. Εισαγωγή – Δεδομένα προσομοιώματος**

Στην ενότητα αυτή επιχειρείται η προσομοίωση της εδαφικής δομής του σχήματος 3.2, λαμβάνοντας υπόψη τη δισδιάστατη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών και του βραχώδους υποβάθρου, προκειμένου να αναδειχθούν τα χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης που επισημάνθηκαν στην εμπειρική μελέτη της σεισμικής απόκρισης (Κεφ.4). Η μέθοδος που επιλέγεται είναι αυτή των πεπερασμένων διαφορών όπως αυτή αναπτύχθηκε και τροποποιήθηκε από τους Moczo (1989) και Moczo & Bard (1993). Οι λόγοι που οδήγησαν στην επιλογή αυτή καθώς και τα επιμέρους πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα της συγκεκριμένης μεθόδου αναφέρονται συνοπτικά στο δεύτερο κεφάλαιο (§ 2.5.4-5).

Η εδαφική τομή που χρησιμοποιείται περιγράφεται αναλυτικά στην ενότητα 3.3. Οι μέσες τιμές των ταχυτήτων διάδοσης των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) και των παραγόντων ποιότητας ( $Q_s$ ) των εδαφικών σχηματισμών που συνθέτουν το ομοίωμα της δισδιάστατης προσομοίωσης δίνονται στον Πίνακα 5.1.

Για να αποφευχθεί η εισροή κυμάτων τα οποία πιθανόν προέρχονται από ανακλάσεις του προσπίπτοντος κύματος στα πλευρικά όρια το εδαφικό ομοίωμα

Πίνακας 5.1. Πίνακας με τις μέσες τιμές των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν το δισδιάστατο εδαφικό ομοίωμα.

*Mean values of the dynamic properties of soil materials in the 2D model*

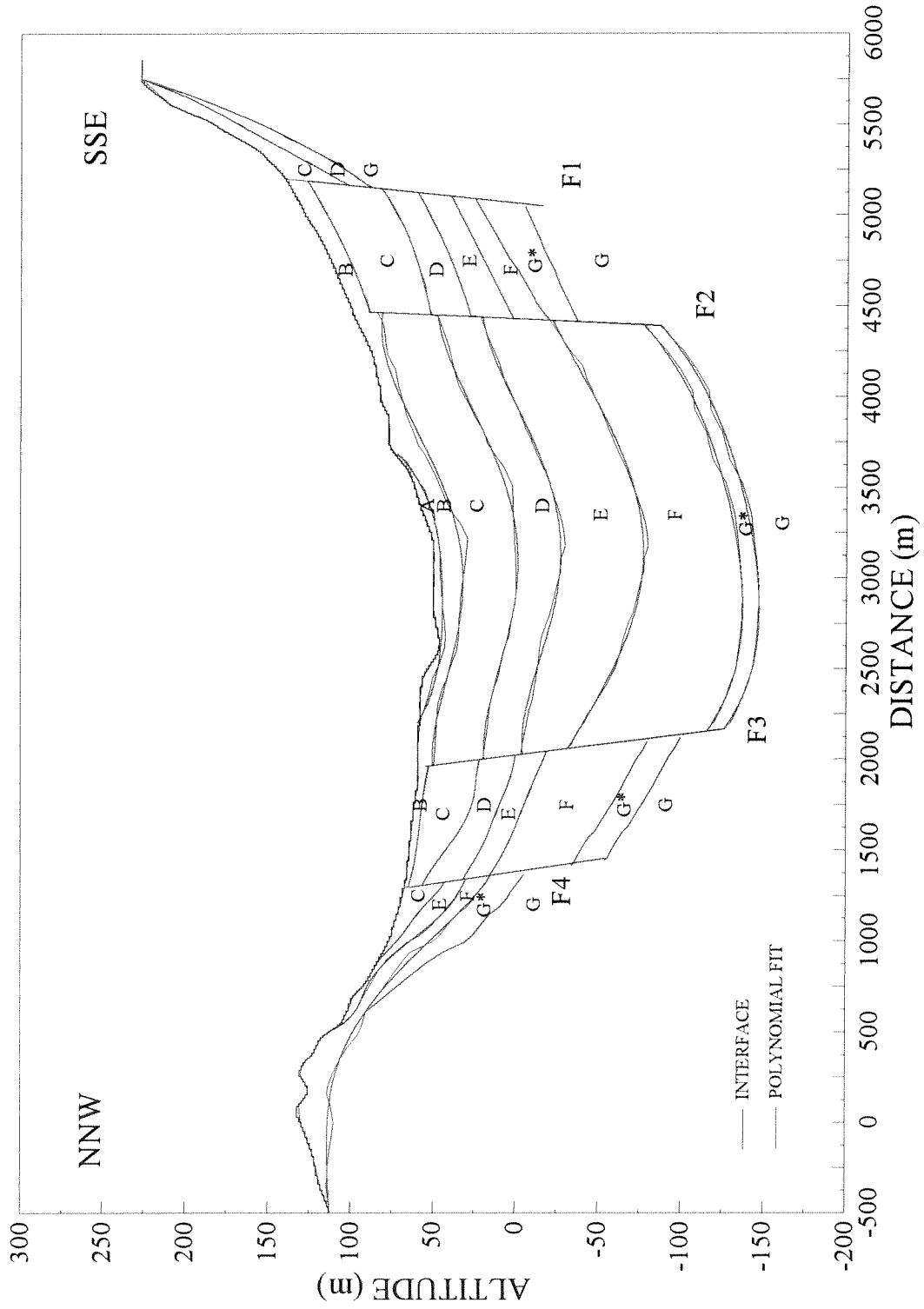
Σχηματισμός	A	B	C	D	E	F	G*	G
Vs (m/sec)	130	200	300	450	650	800	1250	2600
Qs	15	25	30	40	60	80	100	200
P (t/m <sup>3</sup> )	2.05	2.15	2.075	2.10	2.155	2.20	2.50	2.60

επεκτείνεται 500m περίπου από κάθε πλευρά. Έτσι το συνολικό μήκος και ύψος του εδαφικού ομοιώματος διαμορφώνονται στα 6453.2m και 403m, αντίστοιχα.

Για τη διακριτοποίηση του εδαφικού ομοιώματος, χρησιμοποιείται ορθογωνικός κανάβος σταθερού βήματος κατά την οριζόντια και την κατακόρυφη διεύθυνση, ίσο με 1.3m. Η μέγιστη δυνατή συχνότητα, για την οποία τα αποτελέσματα της ανάλυσης είναι αξιόπιστα, είναι τα 10.0Hz με δεδομένο ότι η μικρότερη ταχύτητα Vs που ορίζεται σε μία περιοχή του εδαφικού ομοιώματος, είναι 130m/sec (σχηματισμός A). Τότε, το μικρότερο μήκος κύματος είναι 13.0m και άρα είναι 10 φορές μεγαλύτερο του χωρικού βήματος (σχέση 2.3). Συνεπώς, το εδαφικό ομοίωμα καλύπτεται από κανάβο με μέγεθος 4965×310 (γραμμές × στήλες) και αποτελείται από 1.539.150 κόμβους.

Ο κώδικας των πεπερασμένων διαφορών που χρησιμοποιείται επιτρέπει την προσομοίωση ανώμαλης ελεύθερης επιφάνειας, λαμβάνοντας υπόψη και την επίδραση της τοπογραφίας. Ο μόνος περιορισμός που τίθεται είναι η ελεύθερη επιφάνεια να διέρχεται από τους κόμβους του κανάβου. Η απαίτηση αυτή δεν ισχύει για καμία άλλη διεπιφάνεια του εδαφικού ομοιώματος, γεγονός που επιτρέπει την, κατά το μέγιστο δυνατό, ακριβέστερη προσομοίωση και των πιο σύνθετων διεπιφανειών.

Για το λόγο αυτό, οι διεπιφάνειες των σχηματισμών του εδαφικού ομοιώματος προσεγγίζονται χρησιμοποιώντας πολυωνυμικές εξισώσεις (διαφόρων τάξεων). Στο σχήμα 5.3 παρουσιάζονται οι διεπιφάνειες των εδαφικών σχηματισμών σε σχέση με τις προσομοιωμένες διεπιφάνειες που προέκυψαν από την επίλυση των πολυωνυμικών εξισώσεων. Είναι χαρακτηριστικό ότι η απόκλιση που παρουσιάζουν οι μεν από τις δε είναι πολύ μικρή και είναι εντός των ορίων του σφάλματος



Σχήμα 5.3. Συγκριτική παρουσίαση των ανώμαλων διεπιφανειών των εδαφικών σχηματισμών του σχήματος 3.2 με τη λύση των πολωνυμικών εξισώσεων που χρησιμοποιήθηκαν για την προσέγγισή τους.  
*Comparison between the interfaces of the 2D model of Figure 3.2 with the simulated interfaces using polynomial equations.*

των μεθόδων από τις οποίες προέκυψε ο διαχωρισμός των εδαφικών σχηματισμών της τομής.

Η εισαγωγή των παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τους διαφορετικούς σχηματισμούς γίνεται σε τρία στάδια. Αρχικά ορίζονται οι ιδιότητες ( $\rho$ ,  $V_s$ ) σε κάθε κόμβο του κανάβου. Στη συνέχεια, ορίζονται οι αποστάσεις μεταξύ των σημείων τομής των διεπιφανειών και των γραμμών του κανάβου (grid rows) όπως επίσης και οι ιδιότητες των σχηματισμών εκατέρωθεν των σημείων αυτών. Τέλος, με τον ίδιο ακριβώς τρόπο ορίζονται οι παράμετροι και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (grid columns). Η ίδια διαδικασία ακολουθείται για να ορισθεί και η διακύμανση του παράγοντα ποιότητας,  $Q_s$ . Ως εκτούτου για την εισαγωγή των δεδομένων του προσομοιώματος, αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, έξι κώδικες (προγράμματα) που αποτελούνται από περίπου 27.000 γραμμές εντολών γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN. Οι κώδικες αυτοί είναι προσαρμοσμένοι έτσι ώστε να λαμβάνουν υπόψη τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά (δυναμικά και γεωμετρικά) της λεκάνης του Euroseistest. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι παράγοντες ποιότητας για τρεις συχνότητες εκτόνωσης (relaxation frequencies) χρησιμοποιώντας την προσέγγιση των Emmerich & Korn (1987), σύμφωνα με τους οποίους οι συχνότητες αυτές επιλέγονται λογαριθμικώς ισαπέχουσες στο εύρος των συχνοτήτων για το οποίο τα αποτελέσματα δεν παρουσιάζουν διασπορά (Moczo & Bard, 1993). Έτσι, για το συγκεκριμένο προσομοίωμα επιλέγονται οι συχνότητες 0.1, 1.0 και 10.0Hz. Στο τέλος της διαδικασίας αυτής, το μέγεθος του αρχείου εισαγωγής ανέρχεται στα 110Mb περίπου.

Το εδαφικό ομοίωμα διεγείρεται από ένα επίπεδο SH κύμα το οποίο διαδίδεται κατακόρυφα από το βραχώδες υπόβαθρο στην ελεύθερη επιφάνεια, όπως ακριβώς και στη μονοδιάστατη προσομοίωση. Η χρονική διακύμανση της διέγερσης έχει τη μορφή ενός παλμού Gabor και εκφράζεται από τη σχέση 5.1:

$$s(t) = e^{-\alpha} \cos[\omega_p(t - t_s) + \psi] \quad (5.1)$$

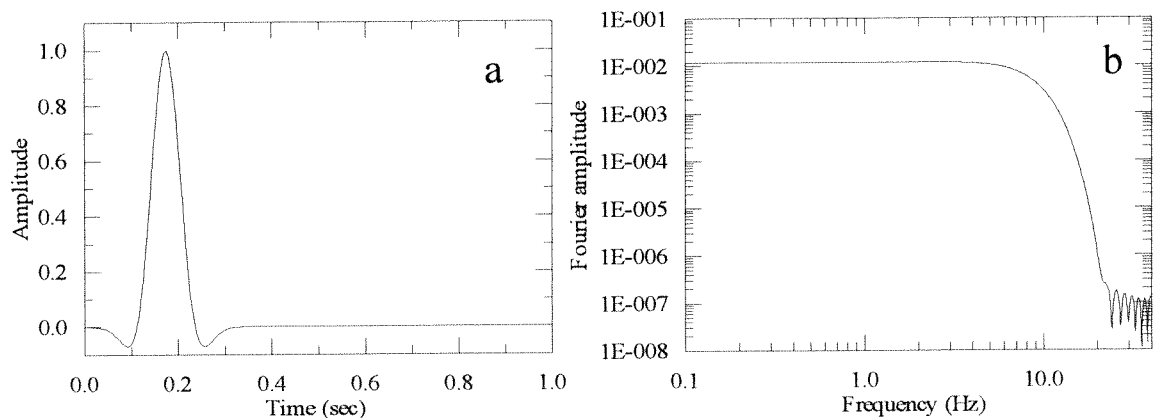
όπου

$$\alpha = \left[ \frac{\omega_p(t - t_s)}{\gamma} \right]^2 \quad (5.2)$$

Η επιλογή του συγκεκριμένου παλμού διέγερσης βασίστηκε αποκλειστικά στο γεγονός ότι το φάσμα Fourier του παλμού αυτού έχει σταθερό πλάτος για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Η μορφή του παλμού Gabor εξαρτάται από τις παραμέτρους  $f_p$ ,  $\gamma$ ,  $\psi$  και  $t_s$  που στη συγκεκριμένη περίπτωση παίρνουν τις τιμές:

$$f_p = 2\pi\omega_p = 4.0, \quad \gamma = 1.5, \quad \psi = 0.0 \quad \text{και} \quad t_s = 0.169\text{sec}$$

Στο σχήμα 5.4 παρουσιάζεται η χρονική διακύμανση του παλμού όπως διαμορφώθηκε από τις παραπάνω παραμέτρους και το αντίστοιχο φάσμα Fourier. Παρατηρείται ότι το πλάτος του φάσματος είναι σημαντικό για συχνότητες μέχρι τα 15.0Hz. Για το λόγο αυτό, τα αποτελέσματα της ανάλυσης πρέπει να φιλτραρισθούν με συχνότητα αποκοπής 10Hz για να απαλειφθεί η επιρροή συχνοτήτων οι οποίες θεωρητικά δεν μπορούν να διαδοθούν ορθά διαμέσου του κανάβου ( $f > 10.0\text{Hz}$ ).



Σχήμα 5.4. Χρονική διακύμανση (a) και φάσμα Fourier (b) του παλμού Gabor που διεγείρει το δισδιάστατο εδαφικό ομοίωμα.

*The Gabor pulse used as incident signal in the 2D finite difference simulations. (a) Signal in the time domain. (b) Fourier amplitude spectrum of the time signal.*

Η ανανέωση των τιμών των μετακινήσεων που υπολογίζονται στους κόμβους του κανάβου γίνεται κάθε 0.0003sec για συνολική διάρκεια χρονοϊστοριών 30sec. Το βήμα του χρόνου επιλέγεται να είναι μικρό, μικρότερο από το χρόνο που απαιτείται για τη διάδοση διαταραχής σε απόσταση ίση με το μικρότερο χωρικό βήμα ( $\Delta x = \Delta y = 1.3\text{m}$ ).

Για το ομοίωμα που περιγράφηκε παραπάνω έγιναν δύο αναλύσεις. Στην πρώτη ανάλυση το μέσο διάδοσης του σεισμικού κύματος θεωρείται τέλεια ελαστικό (άπειρο  $Q$ ), ώστε να αναδειχθούν καλύτερα τα χαρακτηριστικά της συνθετικής κίνησης, ενώ στη δεύτερη λαμβάνεται υπόψη και η απόσβεση του μέσου διάδοσης του σεισμικού κύματος (ατελή ελαστικά μέσα). Στην δεύτερη περίπτωση, οι τιμές του παράγοντα ποιότητας που χρησιμοποιούνται δίνονται στον Πίνακα 5.1. Και στις δύο αναλύσεις, τα πλευρικά καθώς και το κάτω όριο του προσομοιώματος, που διαχωρίζουν το ετερογενές μέσο από τον ομογενή ημίχωρο, επιλέγονται να είναι διαφανή όρια τύπου Reynolds' (Reynolds, 1978). Ο υπολογιστικός χρόνος που απαιτήθηκε για την ανάλυση είναι 16 περίπου ώρες στην πρώτη ανάλυση και 48 ώρες περίπου στη δεύτερη. Τα αποτελέσματα των αναλύσεων αυτών παρουσιάζονται στην επόμενη ενότητα.

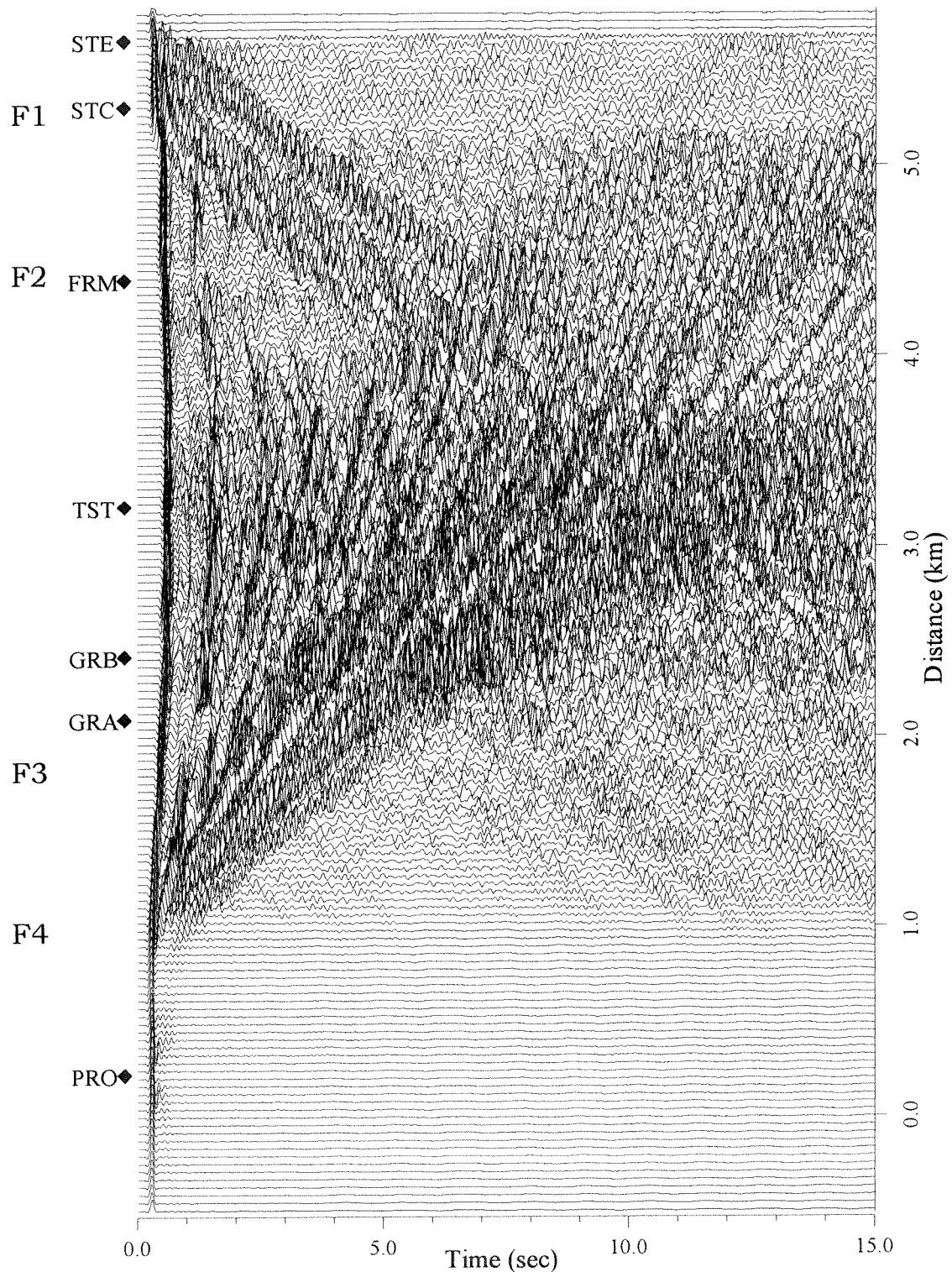
### **5.3.2. 2D Συνθετικά σειсмоγράμματα**

#### **5.3.2.1. Μέσο τέλεια ελαστικό (άπειρο $Q$ )**

Οι συνθετικές χρονοϊστορίες της εδαφικής μετάθεσης παρουσιάζονται στο σχήμα 5.5 σε 155 θέσεις ισοκατανεμημένες, κάθε 41.6m, κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας, αφού πρώτα φιλτραρίσθηκαν με τη χρήση ενός χαμηλοπερατού φίλτρου Butterworth συχνότητας αποκοπής,  $f_c$ , 10.0Hz. Στο σχήμα 5.5 παρουσιάζονται οι θέσεις των επιταχυνσιογράφων και των ασυνεχειών της εδαφικής δομής για να μπορεί να γίνει αναφορά (μέσω των θέσεων αυτών) στη δισδιάστατη εδαφική τομή. Παρατηρείται ότι η διάρκεια της εδαφικής κίνησης παρουσιάζεται υπερεκτιμημένη, γεγονός που οφείλεται στην έλλειψη της απόσβεσης από τους υπολογισμούς.

Τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά των συνθετικών σειсмоγραμμάτων είναι τα επιφανειακά κύματα που παράγονται στις πλευρικές ασυνέχειες που ορίζονται από τα ρήγματα F4, F3 και F1, ενώ επιφανειακά κύματα παρατηρούνται στην περιοχή γύρω από το σταθμό STE και στη μέση απόσταση μεταξύ των σταθμών PRO και GRA τα οποία οφείλονται στην επιρροή των άκρων της λεκάνης. Από το σχήμα 5.5 δεν είναι δυνατή η αναγνώριση των κυματομορφών εκείνων που





Σχήμα 5.5. Συνθετικά σειсмоγράμματα (εδαφική μετάθεση) στην επιφάνεια του εδαφικού προσομοιώματος του σχήματος 5.3 (SH συνιστώσα). Στον υπολογισμό δεν λαμβάνεται υπόψη η ανελαστική απόσβεση των εδαφικών σχηματισμών.

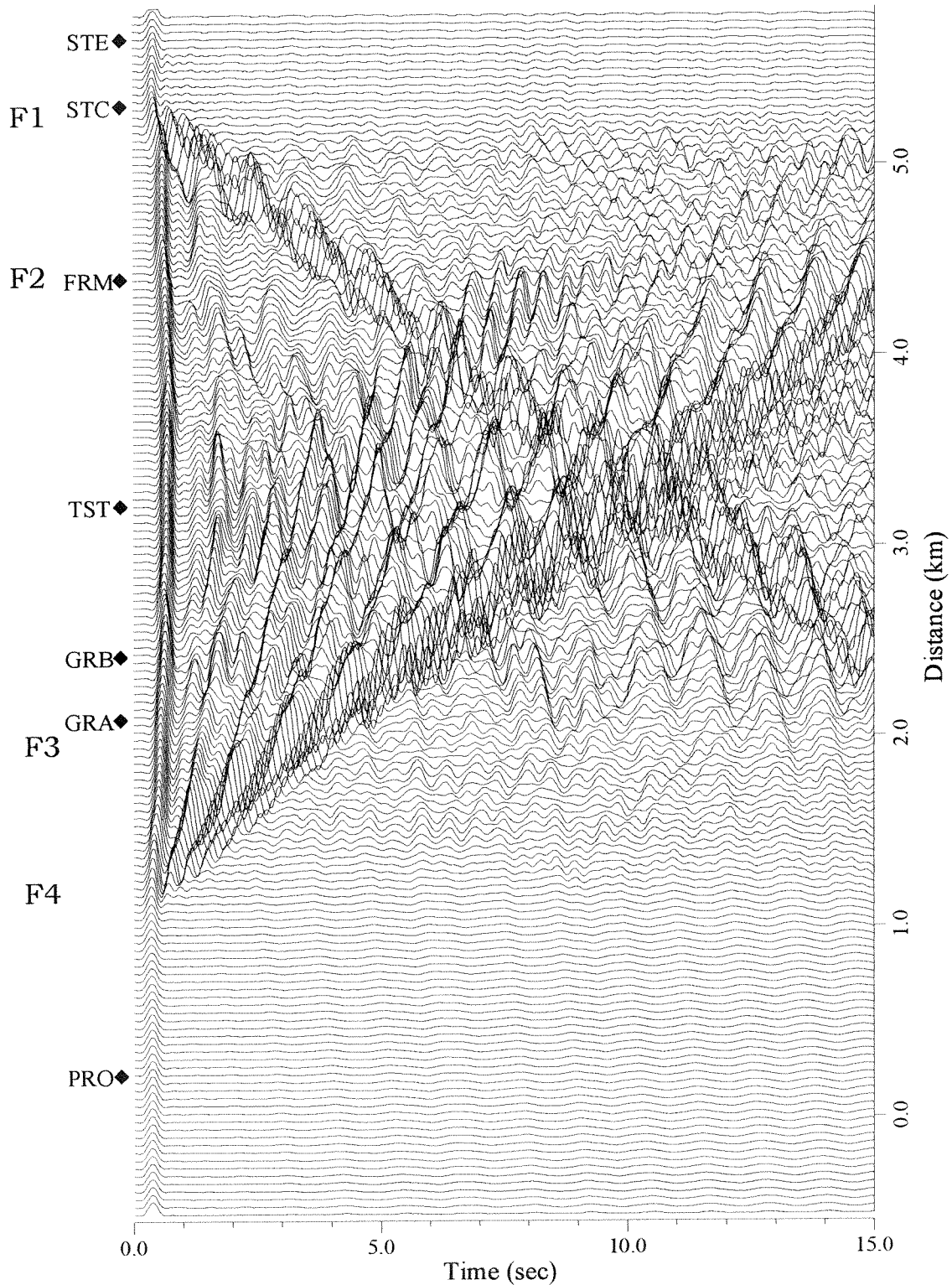
*Seismic section computed at the surface of the 2D model shown in figure 5.3 for vertical incidence of SH waves. The positions of the surface accelerographs of the permanent network have been indicated for reference. Traces have been low-pass filtered with a 10.0Hz frequency cut-off. In this computation anelastic attenuation was neglected.*

κυρίως επηρεάζουν τη σεισμική απόκριση στις χαμηλές συχνότητες. Για το λόγο αυτό, τα συνθετικά σειсмоγράμματα φιλτράρονται με συχνότητα αποκοπής 3.5Hz (Σχήμα 5.6).

Οι συνθετικές χρονοϊστορίες των εδαφικών μεταθέσεων του σχήματος 5.6 είναι όμοιες με εκείνες που υπολόγισαν οι Chávez-García *et al.* (2000) με την εφαρμογή της ίδιας μεθόδου για συχνότητες μέχρι τα 4.0Hz. Το γεγονός αυτό αποδεικνύει την ορθότητα των αποτελεσμάτων της ανάλυσης για συχνότητες μικρότερες από 10.0Hz. Παρατηρείται ότι τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται κοντά στο σταθμό STE και μεταξύ των PRO και GRA έχουν δεσπόζουσες συχνότητες μεγαλύτερες από 3.5Hz, εφόσον δεν είναι ορατές στις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 5.6. Παρατηρείται, επίσης, ότι οι εδαφικές συνθήκες γύρω από το σταθμό PRO διαφοροποιούν ελαφρώς την εδαφική κίνηση για συχνότητες μεγαλύτερες από 3.5Hz.

Στις θέσεις υπολογισμού στο κέντρο της λεκάνης διακρίνεται ο μονοδιάστατος συντονισμός (Σχήμα 5.6). Ωστόσο, τα μεγαλύτερα πλάτη της εδαφικής κίνησης δεν συνδέονται με την κατακόρυφη διάδοση. Είναι σαφές ότι τα επιφανειακά LOVE κύματα που δημιουργούνται τοπικά κυριαρχούν στις συνθετικές χρονοϊστορίες των εδαφικών μεταθέσεων. Παρατηρείται ότι η ασύμμετρη δομή της λεκάνης προκαλεί έντονα LOVE κύματα στο ρήγμα F4 (βόρειο άκρο) τα οποία παρουσιάζουν ταχύτητα ομάδας 210m/sec περίπου και ταχύτητα φάσης 700m/sec περίπου. Στο νότιο άκρο της λεκάνης και συγκεκριμένα στο ρήγμα F1 δημιουργούνται παρόμοια κύματα LOVE (ταχύτητα ομάδας 200m/sec και ταχύτητα φάσης 1100m/sec περίπου). Τα κύματα αυτά, όμως, εμφανίζονται με μικρότερα πλάτη.

Τα LOVE κύματα που προκαλούνται από τα ρήγματα F1 και F4 δεν επηρεάζονται σημαντικά από την παρουσία των ρηγμάτων F2 και F3. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι οι πιο επιφανειακοί σχηματισμοί οι οποίοι δεν παρουσιάζουν σημαντικές μεταβολές των δυναμικών ιδιοτήτων εκατέρωθεν των ρηγμάτων F2 και F3, οδηγούν τα επιφανειακά κύματα. Σε αντίθεση με το ρήγμα F2, το ρήγμα F3 προκαλεί ένα πρόσθετο LOVE κύμα το οποίο διαδίδεται ταχύτερα (ταχύτητα ομάδας 300 m/sec και ταχύτητα φάσης 1250 m/sec) από εκείνα που

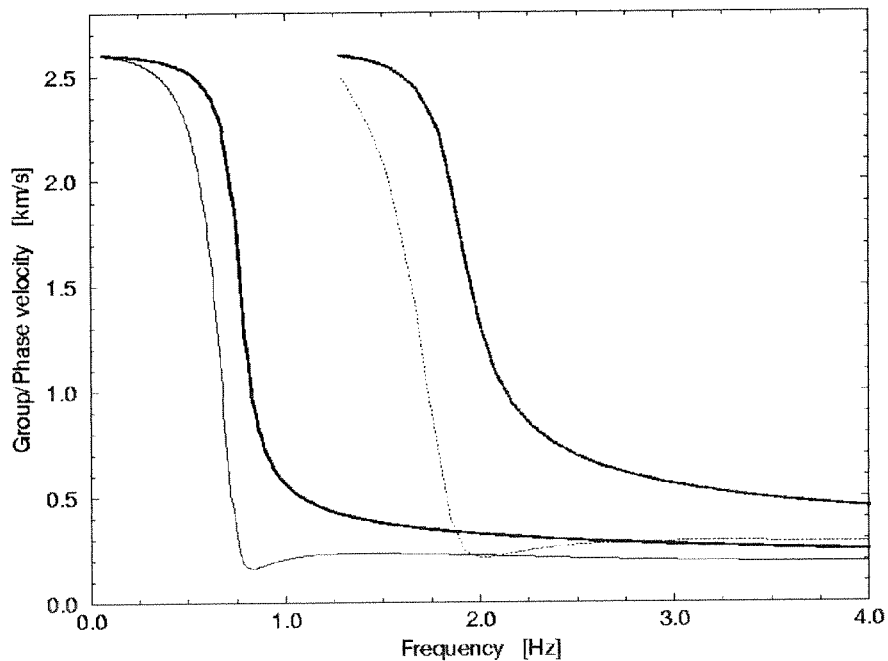


Σχήμα 5.6. Φιλτραρισμένα ( $f < 3.5\text{Hz}$ ) συνθετικά σειсмоγράμματα του σχήματος 5.5 τα οποία είναι όμοια με εκείνα των Chávez-García *et al.* (2000). Το γεγονός αυτό υποδεικνύει την ορθότητα της προσομοίωσης για  $f < 10.0\text{Hz}$ .

*Synthetic time histories of figure 5.5 filtered with a 3.5Hz cut-off frequency. The fact that these seismograms are the same with the ones of Chávez-García *et al.* (2000), indicates the correctness of the computation for frequencies smaller than 10.0Hz.*

προκαλούνται από τα ρήγματα F1 και F4. Συνεπώς είναι σαφές ότι τα επιφανειακά αυτά κύματα οδηγούνται από τα βαθύτερα στρώματα τα οποία έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα διάδοσης και παρουσιάζουν μία σημαντική ασυνέχεια στο ρήγμα αυτό.

Στο σχήμα 5.7 παρουσιάζονται οι καμπύλες σκέδασης των ταχυτήτων ομάδας και φάσης των επιφανειακών (LOVE) κυμάτων που υπολογίστηκαν για το μονοδιάστατο εδαφικό ομοίωμα στο κέντρο της λεκάνης στη θέση του επιταχυνσιογράφου TST όπου αναγνωρίζονται τα LOVE κύματα των συνθετικών σειсмоγραμμάτων στη θεμελιώδη και στην πρώτη ανώτερη ιδιομορφή που αντιστοιχεί στη στρωματογραφία (Chávez-García *et al.*, 2000). Το συχνотικό περιεχόμενο της καθεμιάς από τις δύο ιδιομορφές συμπίπτει με τη μικρότερη από τις αντίστοιχες ταχύτητες ομάδας στα 0.8 και 2.0Hz. Οι ταχύτητες φάσεις διαφοροποιούνται ταχύτατα στις συχνότητες αυτές, όπως αναμενόταν σε συμφω-



Σχήμα 5.7. Καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών (LOVE) κυμάτων στη θέση TST του εδαφικού προσομοιώματος. Οι λεπτές γραμμές συμβολίζουν την ταχύτητα ομάδας, ενώ οι έντονες την ταχύτητα φάσης. Η θεμελιώδης ιδιομορφή παρουσιάζεται με συνεχείς, ενώ η πρώτη ανώτερη ιδιομορφή παρουσιάζεται με εστιγμένες γραμμές (Chávez-García *et al.*, 2000).

*Love wave dispersion curves computed for the stratigraphy of the model of figure 5.5 at the location of TST. The thin lines show group velocity, while the thick lines give phase velocity. The fundamental mode is shown by solid lines, while the first higher mode is indicated by dashed lines (after Chávez-García *et al.*, 2000).*

νία με τις μεταβολές της ταχύτητας φάσης η οποία παρατηρείται στις συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων.

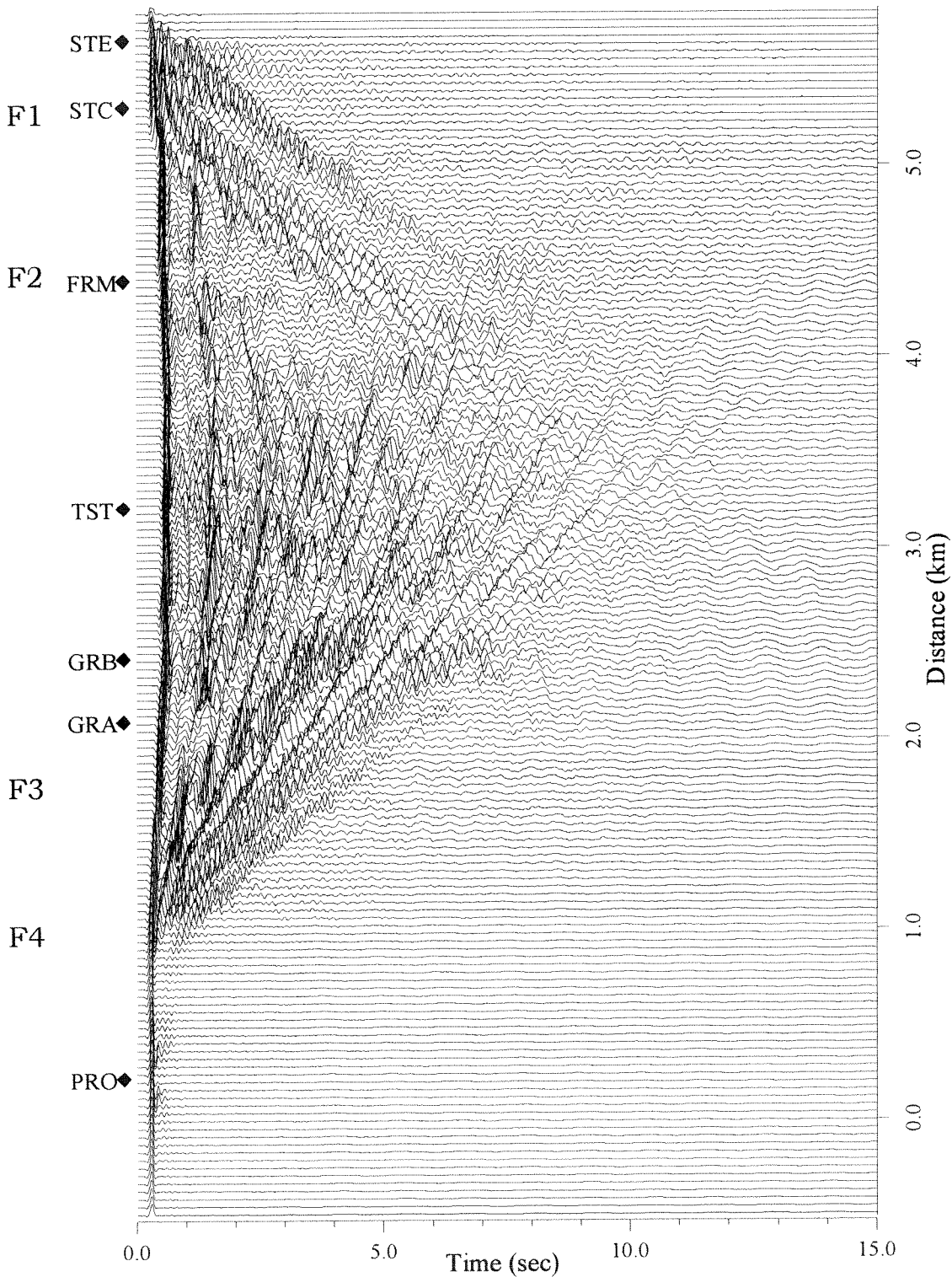
### **5.3.2.2. Ατελές ελαστικό μέσο (ορισμένο Q)**

Τα αποτελέσματα της ανελαστικής προσομοίωσης της εδαφικής τομής παρουσιάζονται στο σχήμα 5.8. Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση, οι χρονοϊστορίες των εδαφικών μεταθέσεων φιλτράρονται με χαμηλοπερατό φίλτρο τύπου Butterworth συχνότητας αποκοπής,  $f_c$ , 10.0Hz. Παρατηρείται ότι τα LOVE κύματα που δημιουργούνται τοπικά στις πλευρικές ασυνέχειες (F1, F3 και F4) καθώς και στα όρια της λεκάνης, επηρεάζονται σημαντικά από τους μικρούς παράγοντες ποιότητας (μεγάλες αποσβέσεις) των επιφανειακών σχηματισμών. Παρόλα αυτά, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5.9 στο οποίο παρουσιάζονται τα φιλτραρισμένα, για συχνότητα αποκοπής 3.5Hz, συνθετικά σειсмоγράμματα, τα επιφανειακά κύματα παραμένουν το σημαντικότερο χαρακτηριστικό των συνθετικών χρονοϊστοριών. Και στην ανάλυση αυτή, η ασυμμετρία των πλατών των επιφανειακών κυμάτων είναι σαφής. Τα παραγόμενα στο βόρειο άκρο της λεκάνης επιφανειακά κύματα είναι περισσότερο δραστήρια (ενεργητικά ή έντονα) σε αντίθεση με αυτά που παράγονται στο νότιο άκρο της. Στο κέντρο της λεκάνης, η εδαφική κίνηση εμφανίζει μεγάλα πλάτη για περίπου 12.0sec σε αντίθεση με τη διάρκεια της εδαφικής κίνησης στα άκρα της.

### **5.3.3. 2D Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς**

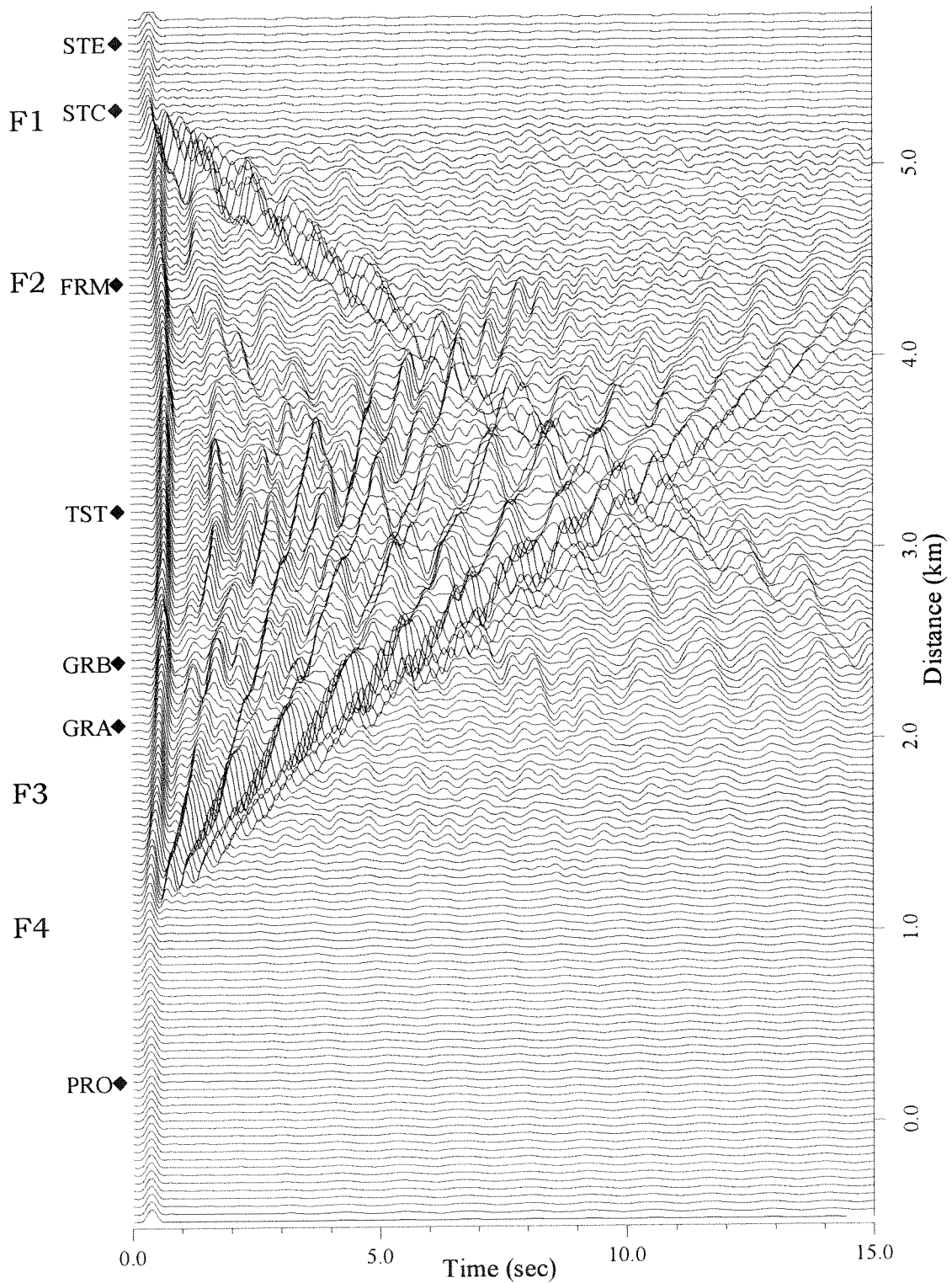
Τα συνθετικά σειсмоγράμματα του σχήματος 5.8 χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των συναρτήσεων μεταφοράς (Σχήμα 5.10). Οι συναρτήσεις μεταφοράς προέκυψαν από το λόγο του φάσματος Fourier της συνθετικής χρονοϊστορίας σε κάθε θέση προς το αντίστοιχο φάσμα Fourier στο σταθμό αναφοράς (PRO) της ενόργανης προσέγγισης, υπολογίζοντας με τον τρόπο αυτό συγκρίσιμες συναρτήσεις μεταφοράς με τις εμπειρικές SSR.

Στο κέντρο της λεκάνης, η πρώτη αιχμή ενίσχυσης παρατηρείται στα 0.8-0.9Hz περίπου. Η αιχμή αυτή δεν είναι ενιαία κατά μήκος του άξονα της τομής,



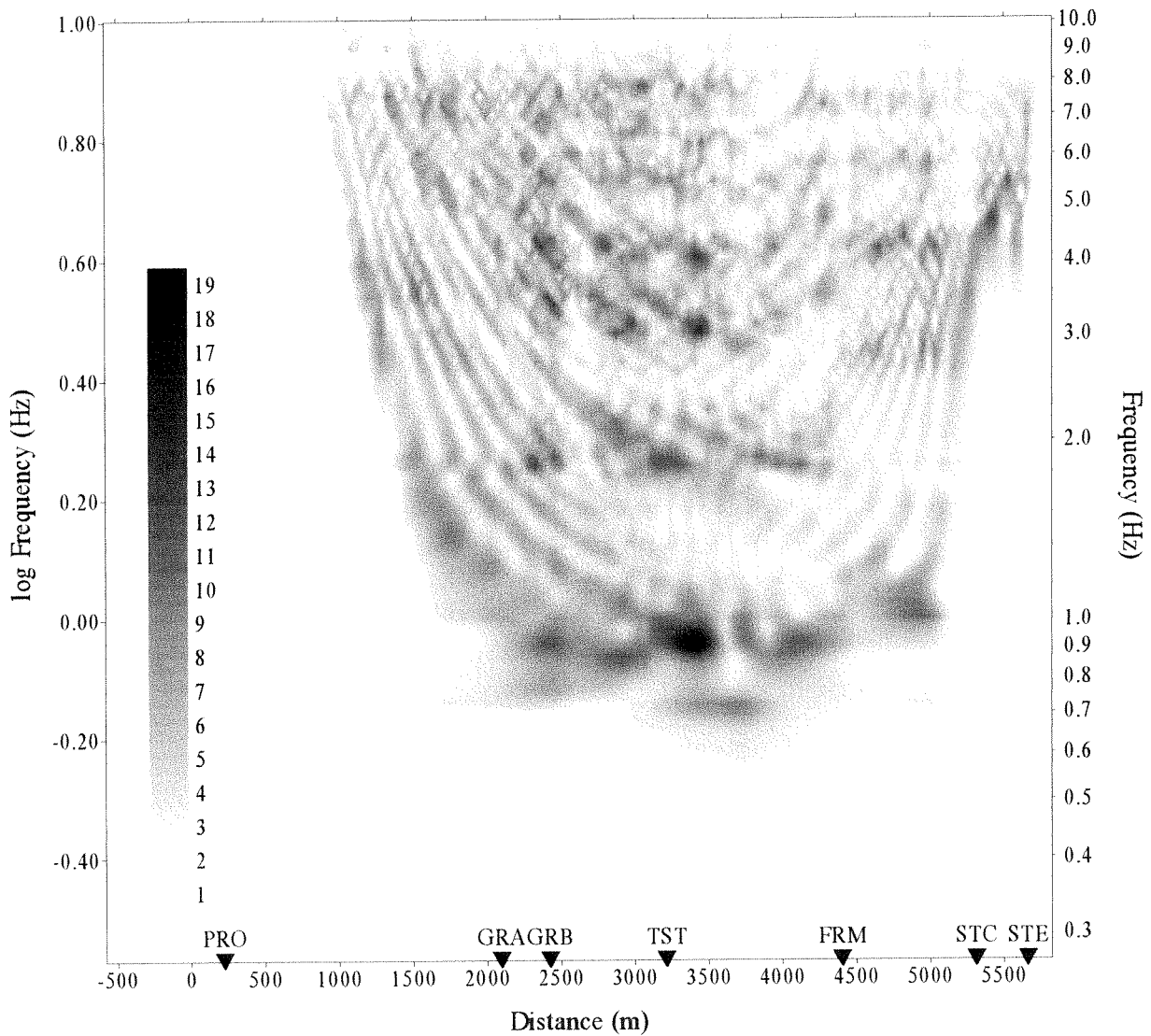
Σχήμα 5.8. Συνθετικά σειсмоγράμματα στην επιφάνεια του εδαφικού προσομοιώματος του σχήματος 5.3 (SH συνιστώσα). Στον υπολογισμό αυτό λαμβάνεται υπόψη η ανελαστική απόσβεση των εδαφικών σχηματισμών.

*Seismic section computed at the surface of the 2D model shown in figure 5.3 for vertical incidence of SH waves. The positions of the surface accelerographs of the permanent network have been indicated for reference. Traces have been low-pass filtered with a 10.0Hz frequency cut-off. Anelastic attenuation was included in the computations.*



Σχήμα 5.9. Φιλτραρισμένες ( $f < 3.5\text{Hz}$ ) συνθετικά σειсмоγράμματα του σχήματος 5.8 για συχνότητες αποκοπής τα  $3.5\text{Hz}$ .

*Synthetic time histories of figure 5.8 filtered with a  $3.5\text{Hz}$  cut-off frequency.*



Σχήμα 5.10. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου των συνθετικών σειсмоγραμμάτων του σχήματος 5.8.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves on the model shown in Figure 5.3. This result was obtained from the synthetics of Figure 5.8. The positions of the surface accelerograms of the permanent network have been indicated for reference.*



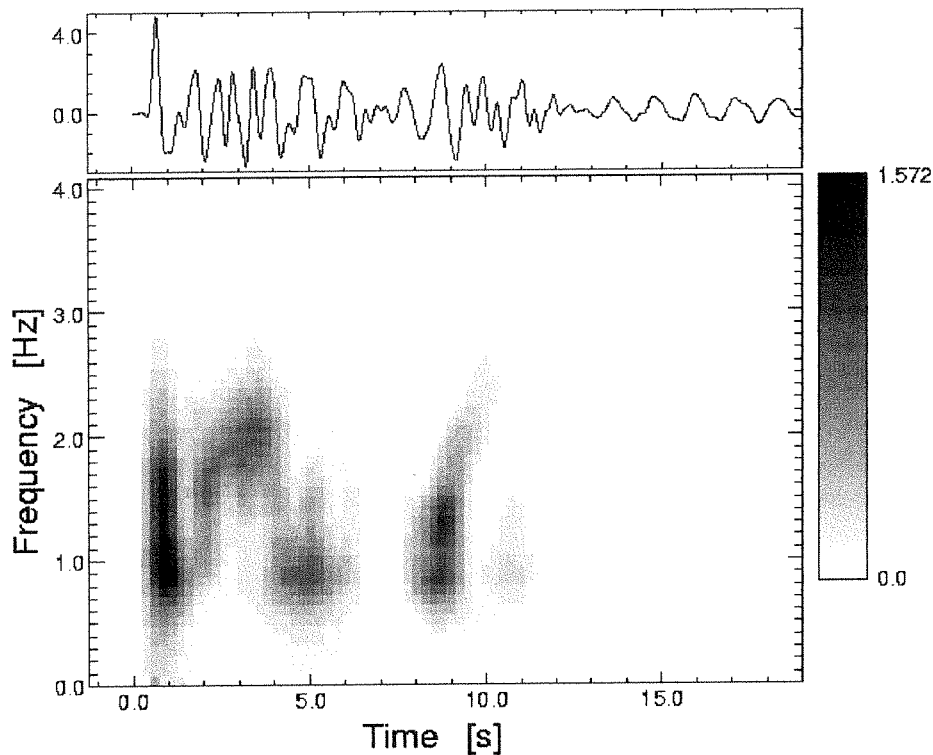
αλλά χωρίζει σε δύο σημεία μεταξύ των 3000 και 4000m. Στα συνθετικά σειсмоγράμματα (Σχήμα 5.8) στο διάστημα αυτό δεν παρατηρείται κάποια αλλαγή στο πλάτος της σεισμικής κίνησης μεταξύ όμορων θέσεων. Από το σχήμα 5.3 προκύπτει επίσης ότι η στρωματογραφία, στο διάστημα μεταξύ 2500 και 4500m, είναι σχεδόν οριζόντια. Συνεπώς η «ετερογένεια» αυτή της συνάρτησης μεταφοράς στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα είναι δυνατό να προέρχεται από την αλληλεπίδραση των επιφανειακών κυμάτων μεταξύ τους αλλά και με τα διατμητικά.

Η κανονική διαδοχή (0.8, 1.8, 3.0, 4.0Hz) των αιχμών ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης, υποδηλώνει έμμεσα μονοδιάστατους συντονισμούς. Ωστόσο, τα μεταξύ τους συχνотικά διαστήματα είναι μικρά, αποκλείοντας την πιθανότητα να οφείλονται στην κατακόρυφη διάδοση των κυμάτων. Από το σχήμα 5.10, προκύπτει ότι η κυριαρχία των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων δεν επηρεάζει μόνο τις χαμηλές συχνότητες, αλλά μία ευρύτερη ζώνη που, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης, μπορεί να φθάνει μέχρι και τα 10.0Hz.

#### **5.3.4. Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα**

Στο σχήμα 5.11 παρουσιάζεται το φασματογράφημα του συνθετικού σειсмоγράμματος στη θέση του επιταχυνσιογράφου TST. Επιβεβαιώνεται ότι η ενέργεια που συνεισφέρει στην αιχμή του θεμελιώδους συντονισμού στα 0.8-0.9Hz κατανέμεται σε όλη τη διάρκεια της συνθετικής χρονοϊστορίας της μετακίνησης συμπεριλαμβανομένου και του μονοδιάστατου συντονισμού, γεγονός που συμφωνεί και με το φασματογράφημα της εγκάρσιας συνιστώσας της κίνησης που καταγράφηκε στην ελεύθερη επιφάνεια στο σταθμό TST στο κέντρο της λεκάνης (Σχήμα 4.20).

Συμπεραίνεται, λοιπόν, και θεωρητικά, ότι η δημιουργία επιφανειακών κυμάτων που προκαλούνται τοπικά στις πλευρικές ασυνέχειες είναι το κυρίαρχο χαρακτηριστικό της σεισμικής κίνησης και ότι η συνεισφορά τους τόσο στο θεμελιώδη συντονισμό στο κέντρο της λεκάνης όσο και στην επιμήκυνση της



Σχήμα 5.11. Φασματογράφημα της συνθετικής χρονοϊστορίας ( $f < 3.5\text{Hz}$ ) στη θέση TST της εδαφικής τομής συμπεριλαμβανομένης της απόσβεσης. Η συνθετική χρονοϊστορία φαίνεται στην κορυφή του σχήματος.

*Evolutionary spectrum of the synthetic seismogram for the location of TST in the 2D model of Figure 5.3. The corresponding trace (shown on top of the evolutionary spectrum) corresponds to the computation including attenuation. Before computing the spectrum, the trace was low-pass filtered with a 3.5Hz frequency cutoff. Spectral amplitudes are given by the linear gray scale shown at the right.*

χρονικής διάρκειας της σεισμικής κίνησης είναι ιδιαίτερος σημαντική και επομένως δεν μπορεί να αγνοηθεί.

#### 5.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα της σεισμικής απόκρισης κατά μήκος του άξονα Προφήτη – Στίβου στη λεκάνη του Euroseistest που προέκυψαν από μία μονοδιάστατη και μία διδιάστατη μέθοδο προσομοίωσης. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάστηκαν τόσο με τη μορφή συναρτήσεων μεταφοράς όσο και με εκείνη των συνθετικών σειсмоγραμμάτων.

Η διαφορετική «φιλοσοφία» στον τρόπο με τον οποίο λαμβάνονται υπόψη τα

γεωμετρικά χαρακτηριστικά της λεκάνης (δισδιάστατη αντί μονοδιάστατη προσέγγιση) οδήγησε σε διαφοροποιήσεις των αποτελεσμάτων που αφορούν κυρίως το πλάτος ενίσχυσης και τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης καθώς και τη διακύμανση των χαρακτηριστικών αυτών κατά μήκος της λεκάνης.

Προκειμένου, λοιπόν, να γίνουν περισσότερο σαφείς οι διαφοροποιήσεις αυτές, αλλά και τυχούσες ομοιότητες που θα παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της μονοδιάστατης και της δισδιάστατης προσομοίωσης, στο επόμενο κεφάλαιο (6ο) παρουσιάζονται οι μεταξύ τους συγκρίσεις όπως επίσης και με τις καταγραφές.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6ο**

### **ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΙ ΘΕΩΡΗΤΙΚΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΚΑΙ Η ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥΣ**

#### **6.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Με βάση τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα της ενόργανης (Κεφ.4) και της θεωρητικής (Κεφ. 5) προσέγγισης των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στη λεκάνη του Euroseistest, στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η ικανότητα των θεωρητικών μεθόδων να αναπαραγάγουν το πλάτος, το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκεια των καταγραφών, στο βαθμό βέβαια που αυτό είναι εφικτό. Τούτο επιτυγχάνεται από τη συσχέτιση των αποτελεσμάτων της ενόργανης και θεωρητικής προσέγγισης της σεισμικής απόκρισης στη λεκάνη του Euroseistest.

Σε πρώτη φάση, η συσχέτιση των εμπειρικών και συνθετικών αποτελεσμάτων στα πεδία τιμών του χρόνου και της συχνότητας σκοπεύει α) να συμβάλλει στην κατανόηση της φυσικής των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση και β) να αναδείξει την καταλληλότερη μέθοδο προσομοίωσης που επιβάλλεται να εφαρμοσθεί σε περιοχές με σύνθετη γεωλογία. Σε δεύτερη φάση η βήμα προς βήμα (χρόνου ή συχνότητας) συσχέτιση των αποτελεσμάτων της ενόργανης και θεωρητικής (μονοδιάστατης και διοδιάστατης) προσέγγισης χρησιμοποιείται για να αποτελέσει μέτρο των καταγεγραμμένων και προσομοιωμένων χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στη συγκεκριμένη

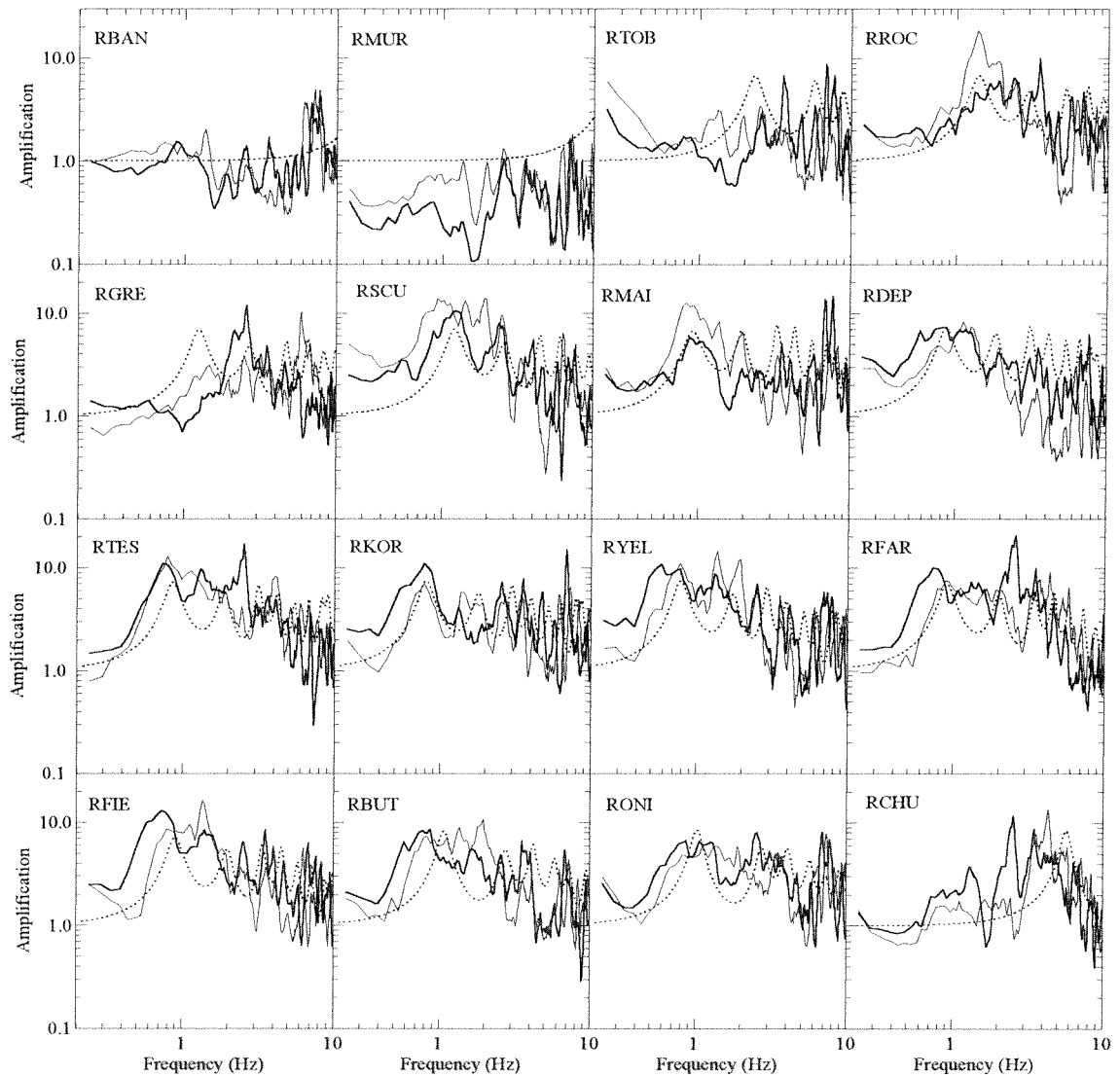
λεκάνη.

## **6.2. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ**

### **6.2.1. Συναρτήσεις μεταφοράς 1D ανάλυσης και SSR σειсмоγραμμάτων (πεδίο τιμών συχνοτήτων)**

Από τη σύγκριση των μονοδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς με τις αντίστοιχες εμπειρικές SSR (Σχήμα 6.1) παρατηρείται ότι, παρά τη σχετική συμφωνία τους στις συχνότητες συντονισμού στα 0.8 και 2.0Hz στο κέντρο της λεκάνης, τα πλάτη ενίσχυσης παρουσιάζουν επιμέρους διαφορές. Το πλάτος του θεμελιώδους συντονισμού των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς είναι συγκρίσιμο με αυτό των εμπειρικών της εγκάρσιας συνιστώσας στους σταθμούς RROC, RMAI και RDEP (ασυνέχεια F3), και εκείνο της ακτινικής συνιστώσας στους RKOR, RYEL, RFAR και RFIE (ασυνέχεια F2). Η παρατήρηση αυτή υπογραμμίζει έμμεσα τη σημαντική επιρροή των ρήγματων F2 και F3 στην εγκάρσια και ακτινική συνιστώσα της κίνησης, αντίστοιχα (βλ. Κεφ. 4). Παρόλο που η στρωματογραφία στο κέντρο της λεκάνης είναι σχεδόν οριζόντια, η μονοδιάστατη θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς RTEs παρουσιάζει μικρότερο επίπεδο ενίσχυσης των αντίστοιχων εμπειρικών των δύο οριζόντιων συνιστωσών, υποδηλώνοντας ότι τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται στις πλευρικές ασυνέχειες (F2 και F3), συμβάλλουν στο κέντρο της λεκάνης με αποτέλεσμα την ενίσχυση της κίνησης στις θέσεις αυτές.

Σε συχνότητες μεγαλύτερες του θεμελιώδους συντονισμού, η σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων της μονοδιάστατης προσομοίωσης και της ενόργανης προσέγγισης δεν είναι άμεση διότι οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς αδυνατούν να αναπαραστήσουν την πολυπλοκότητα των εμπειρικών. Σε γενικές, όμως, γραμμές μπορεί να ειπωθεί ότι το μέσο επίπεδο ενίσχυσης για συχνότητες μεγαλύτερες από 3.0Hz είναι συγκρίσιμο με εκείνο των εμπειρικών.



Σχήμα 6.1. Παράθεση των μονοδιάστατων θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς (Σχήμα 5.1) και των εμπειρικών SSR (Σχήμα 4.3) στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek

*Comparison between the 1D theoretical transfer functions computed at the sites of the Reftek seismographs (Figure 5.1) with the corresponding empirical SSR (Figure 4.3).*

### **6.2.2. 1D Συνθετικά σειсмоγράμματα και καταγραφές (πεδίο τιμών χρόνου)**

Για την συγκριτική μελέτη των αποτελεσμάτων της μονοδιάστατης προσομοίωσης και της ενόργανης προσέγγισης στο πεδίο τιμών του χρόνου, χρησιμοποιούνται οι συνελίξεις των μονοδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς στις θέσεις των σειсмоγράφων με τις οριζόντιες συνιστώσες της καταγραφής του σεισμού της 25.06.94 στο σταθμό αναφοράς (RPRO ή RTHA κατά περίπτωση). Στα σχήματα 6.2a,b παρουσιάζονται τα συνθετικά σειсмоγράμματα και οι καταγραφές της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας αντίστοιχα.

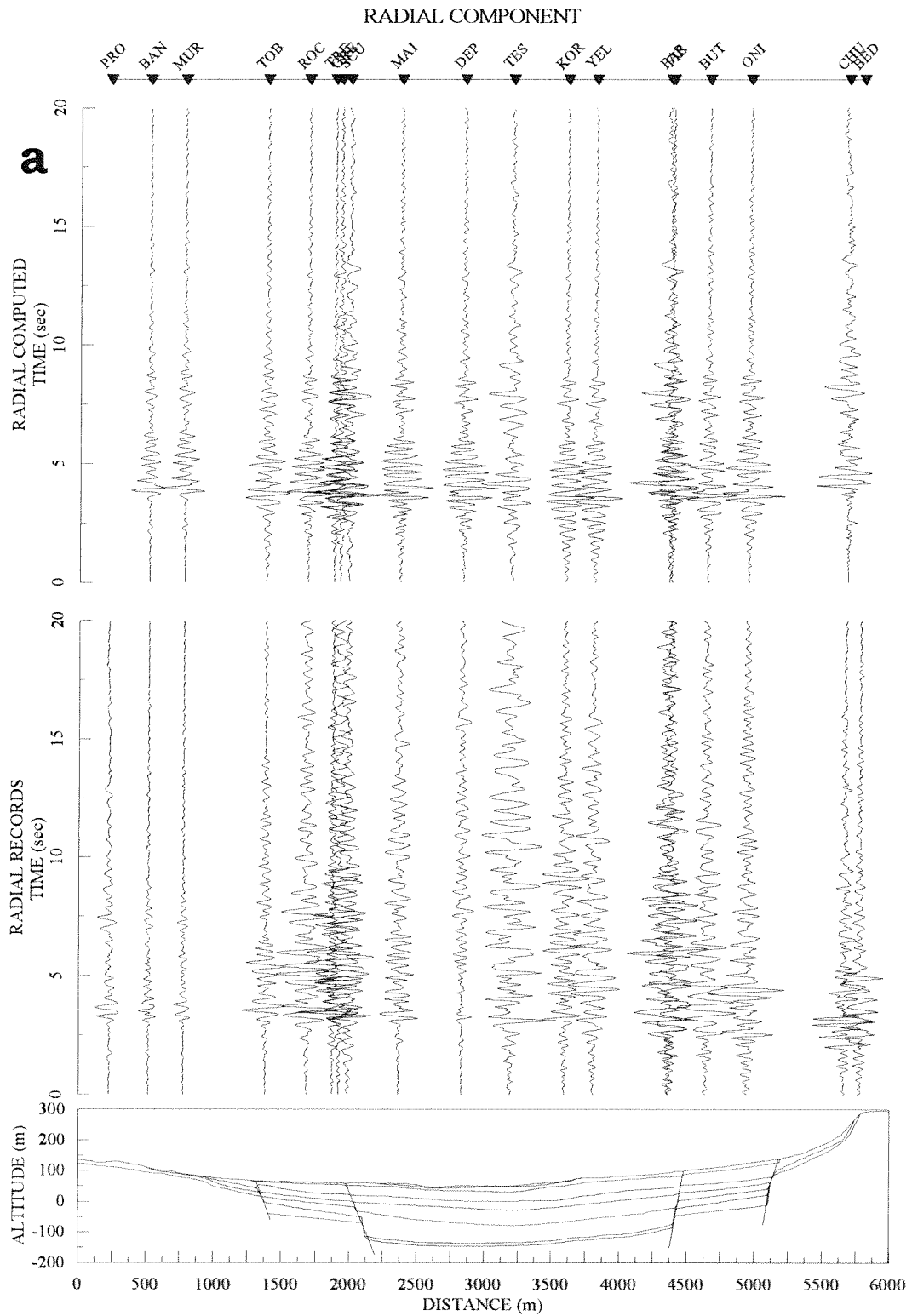
Η μεγάλη διαφορά μεταξύ καταγραφών και συνθετικών σειсмоγραμμάτων παρατηρείται στο πλάτος της κίνησης στο κέντρο της λεκάνης σε χρόνους που αντιστοιχούν στα επιφανειακά κύματα στις καταγραφές τόσο της ακτινικής όσο και της εγκάρσιας συνιστώσας, με συνέπεια την υποεκτίμηση της διάρκειας της «ισχυρής» εδαφικής κίνησης. Η «απουσία» των επιφανειακών κυμάτων από τα συνθετικά σήματα στο κέντρο της λεκάνης, λόγω της εγγενούς αδυναμίας της μονοδιάστατης προσομοίωσης να αναπαραστήσει το χαρακτηριστικό αυτό των καταγραφών σε συνδυασμό με την ικανοποιητική συμφωνία των 1D σειсмоγραμμάτων με τις καταγραφές στα άκρα της λεκάνης δείχνει έμμεσα ότι τα επιφανειακά κύματα παράγονται τοπικά μόνο στο κέντρο της λεκάνης (RMAI – RFIE). Αντίθετα το πλάτος της κίνησης που αντιστοιχεί στα διατμητικά κύματα εκτιμάται ικανοποιητικά από τη μονοδιάστατη ανάλυση.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι διατάξεις των σύγχρονων αντισεισμικών κανονισμών που αφορούν την κατηγοριοποίηση των εδαφών υποδηλώνουν έμμεσα μονοδιάστατη ανάλυση, η υποεκτίμηση του πλάτους της εδαφικής κίνησης σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και ό,τι αυτό συνεπάγεται για τη διάρκειά της από την προσέγγιση αυτή, είναι δυνατόν να οδηγήσει σε εσφαλμένες εκτιμήσεις του σεισμού σχεδιασμού.

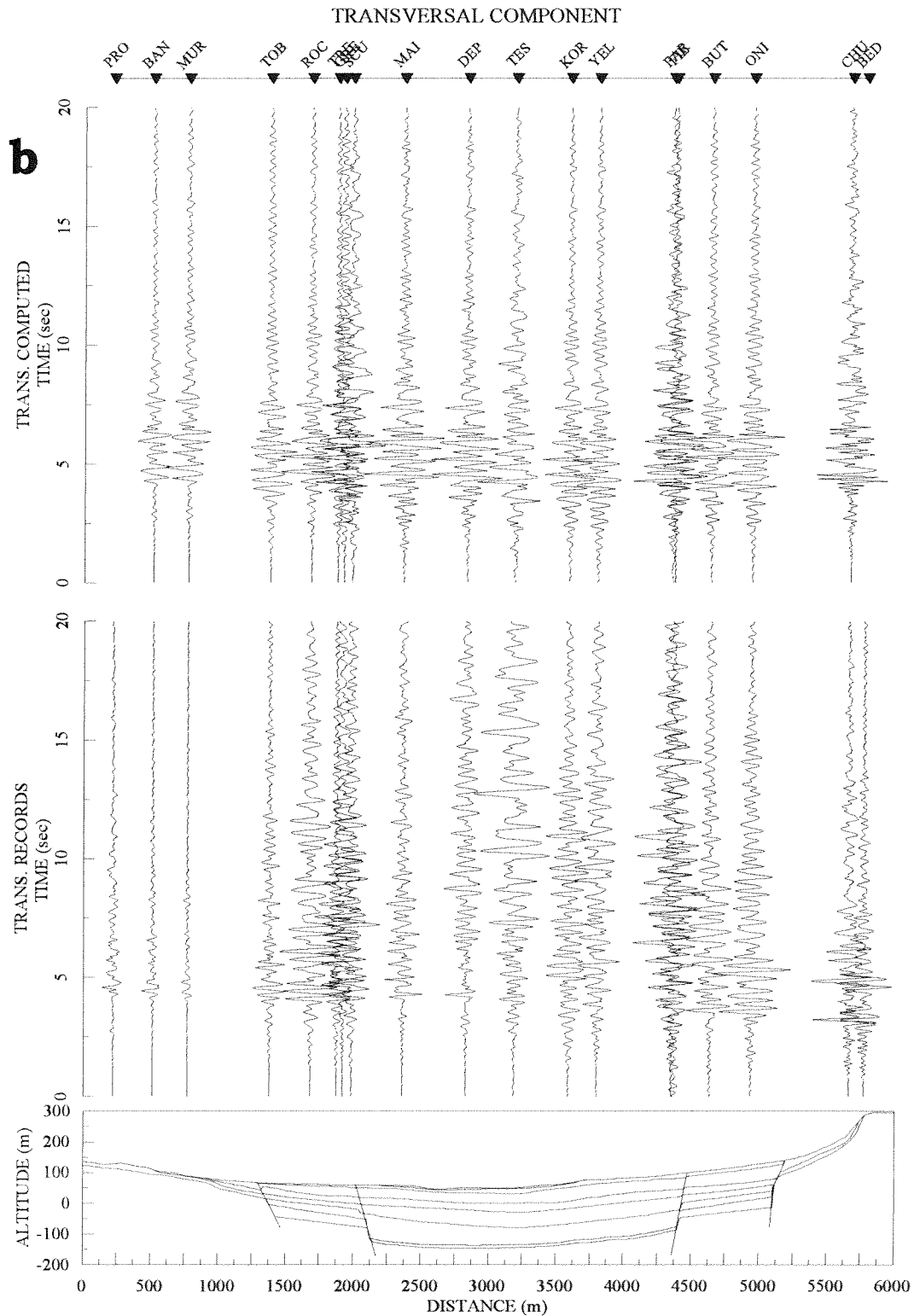
### **6.2.3. Συμπεράσματα**

Τα κυριότερα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από τη σύγκριση των





Σχήμα 6.2 (συνεχίζεται)  
(continued)



Σχήμα 6.2. Σύγκριση μεταξύ των μονοδιάστατων συνθετικών σειсмоγραμμάτων (πάνω) και των καταγραφών (κάτω) των ακτινικών (a) και των εγκάρσιων (b) συνιστωσών για συχνότητες μικρότερες από 3.5Hz.

*Comparison between filtered seismograms (bottom) and synthetics (top) obtained by the convolution of 1D TF with the records at the reference site, of the radial (a) and transversal (b) components.*

μονοδιάστατων θεωρητικών και εμπειρικών αποτελεσμάτων σε όλες τις θέσεις των οργάνων κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου συνοψίζονται ως εξής.

Από τη μονοδιάστατη ανάλυση, δεν μπορεί να εκτιμηθεί η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από περίπλοκη γεωμετρία εδαφικής δομής όπως η ύπαρξη πλευρικών ασυνεχειών και η ανώμαλη γεωμετρία του βραχώδους υποβάθρου, διότι οι μονοδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς δεν αποδίδουν τη συνεισφορά στο πλάτος ενίσχυσης των τοπικά παραγομένων στις πλευρικές ασυνέχειες επιφανειακών κυμάτων. Παρά το γεγονός ότι στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης, ισχύει η αρχική προϋπόθεση της οριζόντιας στρωματογραφίας για τη χρησιμοποίηση μονοδιάστατων μεθόδων προσομοίωσης, ωστόσο και στην περίπτωση αυτή η μονοδιάστατη ανάλυση αποτυγχάνει να αναπαραστήσει τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης.

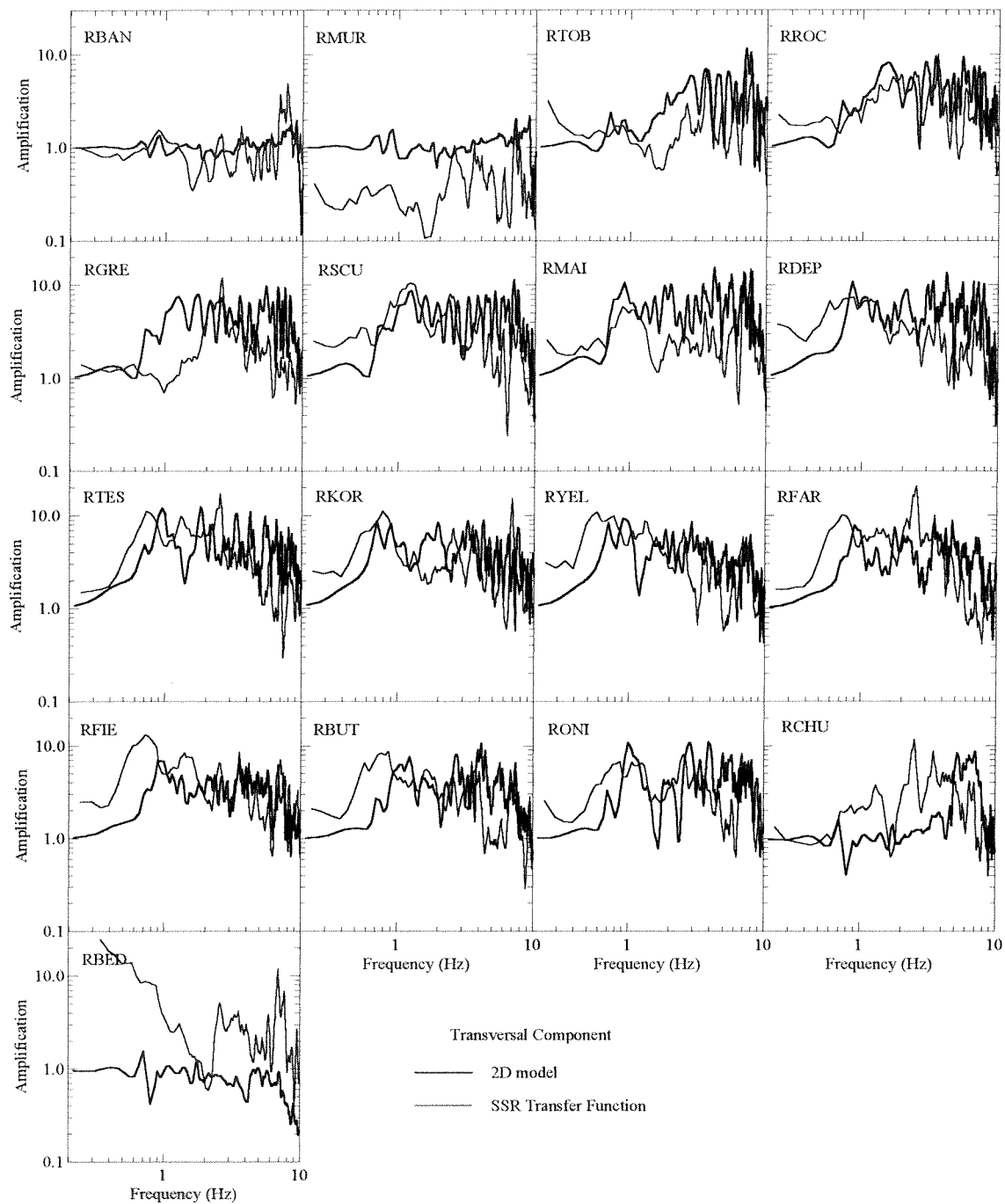
Ακόμα και στην περίπτωση που η σύγκριση μεταξύ μονοδιάστατων και εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς (πλάτος και συχνότητες συντονισμού) θεωρηθεί ικανοποιητική, η απουσία των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων από τα μονοδιάστατα συνθετικά σειсмоγράμματα οδηγεί σε αναξιόπιστες εκτιμήσεις της αναμενόμενης εδαφικής κίνησης. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι οι συναρτήσεις μεταφοράς αποτελούν ένα μόνο μέρος του προβλήματος και ότι η μελέτη των επιδράσεων της επιφανειακής γεωλογίας μόνο στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων με τη χρήση των συναρτήσεων μεταφοράς μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένα συμπεράσματα.

### **6.3. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΘΕΩΡΗΤΙΚΗΣ (1D & 2D) ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ**

#### **6.3.1. Συναρτήσεις μεταφοράς (πεδίο τιμών συχνοτήτων)**

##### **6.3.1.1. SSR σειсмоγραμμάτων και 2D ανάλυσης**

Στο σχήμα 6.3 παρουσιάζονται οι δισδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς σε σχέση με τις αντίστοιχες εμπειρικές SSR της εγκάρσιας (SH) συνιστώσας των καταγραφών στους σειсмоγράφους Reftek. Στην πλειοψηφία των σταθμών παρατηρείται αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ των εμπειρικών και των θεωρητικών συναρτήσεων



Σχήμα 6.3. Παράθεση των διδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς (Σχήμα 5.8) με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς, SSR, της εγκάρσιας συνιστώσας (Σχήμα 4.4) στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek.

*Comparison between the 2D theoretical transfer functions computed at the sites of the Reftek seismographs (Figure 5.8) with the empirical ones, SSR, of the transversal component (Figure 4.3).*

μεταφοράς τόσο στις συχνότητες των κύριων αιχμών συντονισμού όσο στο πλάτος ενίσχυσής τους για συχνότητες μέχρι τα 3.5 με 5.0Hz κατά περίπτωση. Εξαιρέση αποτελούν οι σταθμοί RYEL, RFAR, RFIE και RBUT, οι οποίοι είναι παρακείμενοι του ρήγματος F2 (Σχήμα 4.2.). Στους σταθμούς αυτούς, ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται σε συχνότητες μικρότερες κατά 0.1-0.2Hz από αυτές που προκύπτουν από τη διδιάστατη προσομοίωση του συγκεκριμένου εδαφικού ομοιώματος. Για το λόγο αυτό πιστεύεται ότι πιθανόν στο τμήμα αυτό της λεκάνης τα χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών διαφοροποιούνται από τις μέσες τιμές που χρησιμοποιήθηκαν στο διδιάστατο εδαφικό ομοίωμα.

Εξαιρέση αποτελεί και ο σταθμός RGRE, όπου ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται σε μεγαλύτερη συχνότητα από αυτή που προβλέπεται από την προσομοίωση (Σχήμα 6.3). Η πολύ καλή συμφωνία της εμπειρικής και της θεωρητικής συνάρτησης μεταφοράς στο σταθμό RSCU, ο οποίος απέχει από το σταθμό RGRE 60m περίπου, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ασυμφωνία που παρατηρείται μεταξύ της διδιάστατης και της εμπειρικής συνάρτησης μεταφοράς στο σταθμό RGRE, οφείλεται στην απόκλιση της θέσης του σταθμού από την προβολή της πάνω στον άξονα της τομής Προφήτη-Στίβου, σε συνδυασμό με τον προσανατολισμό του επιπέδου της ασυνέχειας F3. Υπάρχει, δηλαδή, η υπόνοια ότι ο σταθμός RGRE βρίσκεται ανάντι της ασυνέχειας F3 (μεταξύ F3 και F4) ενώ ο RSCU κατάντι αυτής (μεταξύ F3 και F2), κατατάσσοντας το σταθμό RGRE στην ομάδα των RTOB, RROC. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται και από το γεγονός ότι οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς RTOB, RROC έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά με εκείνα της RGRE.

Παρατηρείται, τέλος, μία σημαντική διαφοροποίηση σε μερικούς σταθμούς του πλάτους ενίσχυσης των θεωρητικών σε σχέση με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς για συχνότητες μεγαλύτερες από 3.5Hz. Η απόκλιση αυτή μπορεί να οφείλεται είτε στην αντίθεση της δυσκαμψίας μεταξύ διαδοχικών σχηματισμών (ακουστική εμπέδηση – velocity contrast), είτε στις τιμές του παράγοντα ποιότητας. Πιστεύεται ότι το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην παγίδευση του κυματικού πεδίου στους επιφανειακούς, μικρού πάχους και χαμηλής ταχύτητας

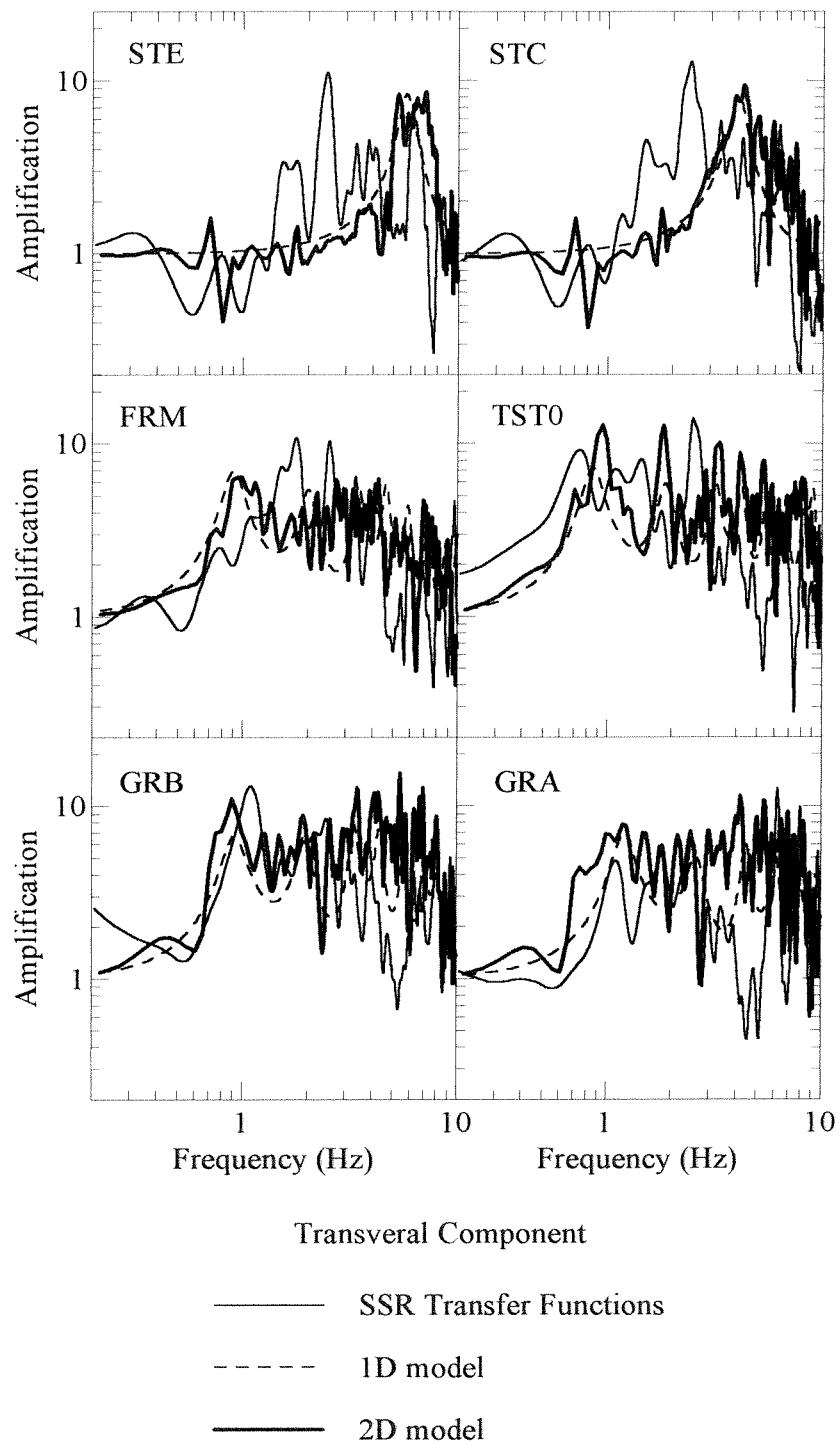
Vs, σχηματισμούς εξαιτίας της υπερεκτίμησης της αντίθεσης των δυσκαμψιών. Η αντίθεση αυτή πρακτικά μπορεί να θεωρηθεί πλασματική, λόγω του ότι η μεταβολή της δυσκαμψίας με το βάθος ενδέχεται να ακολουθεί μια πιο ομαλή διαδρομή χωρίς να ορίζει σαφείς διεπιφάνειες, όπως εκείνες που περιγράφονται από την εδαφική τομή (Σχήμα 3.2). Το θέμα αυτό εξετάζεται στα πλαίσια του όγδου κεφαλαίου της παρούσας διατριβής, στο οποίο διερευνάται η ευαισθησία των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης σε συνάρτηση με τα χαρακτηριστικά και τη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών της περιοχής.

#### **6.3.1.2. SSR επιταχυνσιογραφημάτων, 1D και 2D αναλύσεων**

Στο σχήμα 6.4 παρουσιάζονται οι θεωρητικές (1D και 2D) συναρτήσεις μεταφοράς της εγκάρσιας συνιστώσας σε σχέση με τις αντίστοιχες της εμπειρικής μελέτης με βάση τα επιταχυνσιογραφήματα του σεισμού της 04.05.95. Σε γενικές γραμμές ισχύουν τα ίδια συμπεράσματα που αναφέρονται στις προηγούμενες ενότητες για τα σειсмоγράμματα.

Συνοπτικά αναφέρεται ότι στους σταθμούς STE και STC οι οποίοι βρίσκονται στο νότιο άκρο της λεκάνης, παρατηρείται μία διαφοροποίηση τόσο των μονοδιάστατων όσο και των δισδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς με τους φασματικούς λόγους, SSR, της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών. Παρατηρείται επίσης μια σχετική ομοιότητα μεταξύ των θεωρητικών 1D και 2D συναρτήσεων μεταφοράς, γεγονός που επισημαίνει ότι η εξάρτηση των φαινομένων ενίσχυσης σε συνάρτηση με τη συχνότητα δεν επηρεάζεται σημαντικά από τη γεωμετρία στο τμήμα αυτό της λεκάνης.

Αντίθετα στους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται στο κεντρικό τμήμα της τομής μεταξύ των ρηγμάτων F2 και F3, οι συναρτήσεις μεταφοράς της δισδιάστατης προσομοίωσης προσιδιάζουν τις αντίστοιχες εμπειρικές τόσο στο πλάτος της ενίσχυσης όσο και στο συχνотικό περιεχόμενο. Οι μονοδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς επιτυγχάνουν να αναπαραστήσουν μόνο το συχνотικό περιεχόμενο των καταγραφών, ενώ το πλάτος της ενίσχυσης είναι γενικά μικρότερο από εκείνο των φασματικών λόγων SSR των καταγραφών.



Σχήμα 6.4. Παράθεση των 1D και 2D θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς και των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, SSR, της εγκάρσιας συνιστώσας των επιταχυνσιογραφημάτων.

*Comparison between the 1D and 2D theoretical transfer functions with the empirical ones, SSR, of the transversal component of the accelerograms*

Ιδιαίτερα για τους σταθμούς FRM και GRA, η αδυναμία εκτίμησης της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης μπορεί να οφείλεται σε παράγοντες οι οποίοι σχετίζονται τόσο με τις αποκλίσεις των θέσεων των σταθμών από τις προβολές τους στην τομή, όσο και με άλλα πολύ τοπικά φαινόμενα που δεν είναι δυνατό να συμπεριληφθούν στην περιγραφή των εδαφικών σχηματισμών από το δισδιάστατο προσομοίωμα. Ωστόσο, είναι σαφές ότι η σεισμική κίνηση στην συγκεκριμένη περιοχή δεν μπορεί να προσομοιωθεί από μονοδιάστατες μεθόδους και ότι η πρόβλεψη που παρέχει η δισδιάστατη προσομοίωση, αναπαριστά πληρέστερα τα ποιοτικά χαρακτηριστικά των καταγραφών στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων.

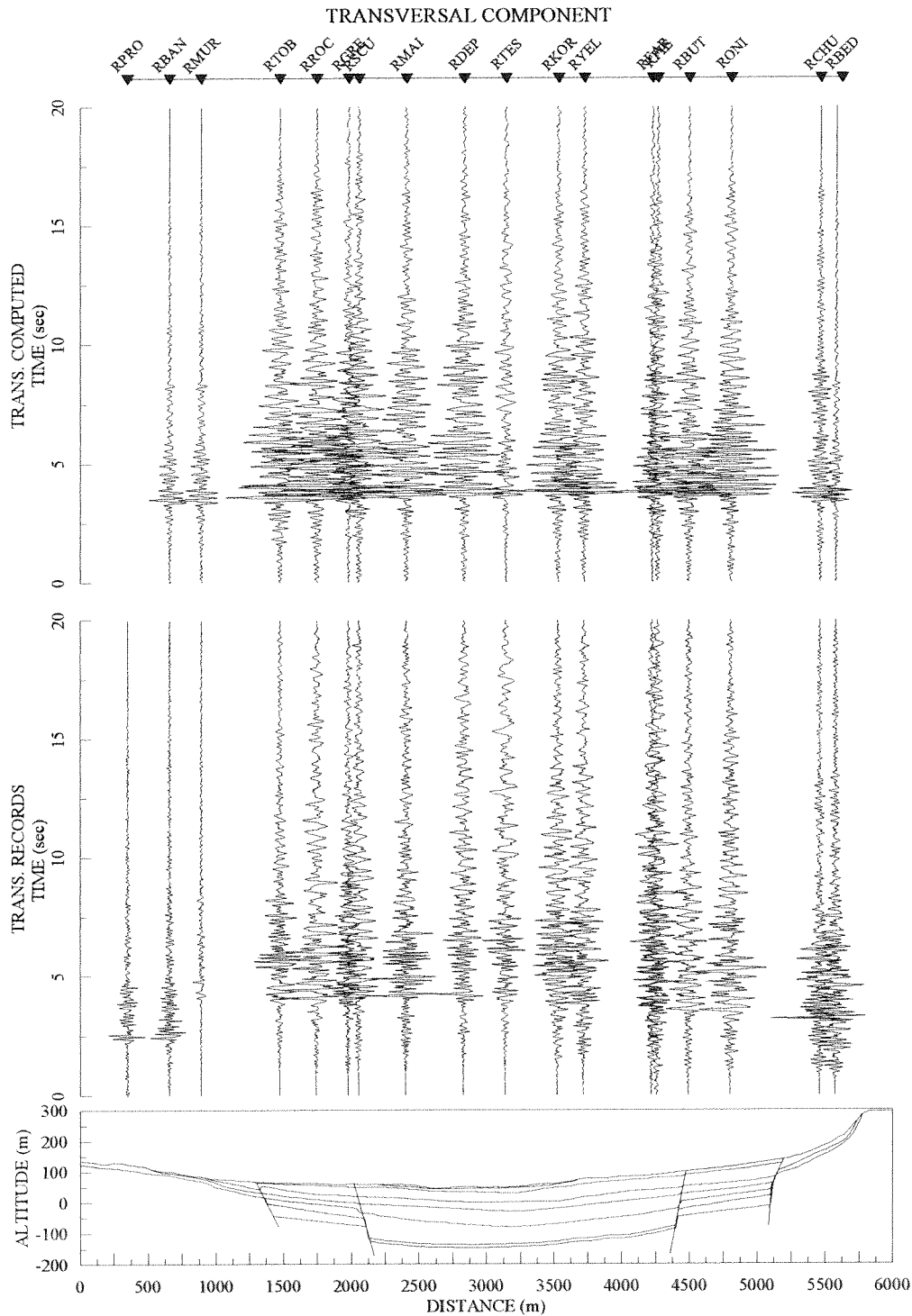
### **6.3.2. Συνθετικά σήματα και καταγραφές (πεδίο τιμών χρόνου)**

#### **6.3.2.1. Σειсмоγράμματα και 2D συνθετικές χρονοϊστορίες**

Στο σχήμα 6.5 παρουσιάζονται οι καταγραφές και τα συνθετικά σειсмоγράμματα που προέκυψαν από τη συνέλιξη της δισδιάστατης συνάρτησης μεταφοράς με την εγκάρσια συνιστώσα της καταγραφής στο σταθμό αναφοράς (RPRO ή RTHA κατά περίπτωση), για συχνότητες μικρότερες από 10.0Hz. Παρατηρείται ότι τα συνθετικά σειсмоγράμματα παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα πλάτη στο χρονικό παράθυρο (3.0 sec περίπου) το οποίο αντιπροσωπεύει περίπου το μέρος των S-κυμάτων των καταγραφών. Όμως, το τελευταίο και μεγαλύτερο μέρος τους, το οποίο αντιστοιχεί στα τοπικά παραγόμενα στις ασυνέχειες επιφανειακά κύματα των καταγραφών, παρουσιάζει εξίσου σημαντικά πλάτη (σε σχέση με το S μέρος) με σημαντικές διαφοροποιήσεις κατά μήκος της λεκάνης. Στους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται μεταξύ των ρηγμάτων F1 και F4 (RTOB-RONI) παρατηρούνται στο μέρος αυτό των συνθετικών σειсмоγραμμάτων σημαντικές διαφοροποιήσεις του πλάτους σε σχέση με τους σταθμούς στα άκρα της εδαφικής τομής (RBAN, RMUR, RCHU, RBED).

Ως εκτούτου, δεν παρατηρούνται μεγάλες διαφορές μεταξύ καταγραφών και συνθετικών χρονοϊστοριών όσον αφορά κυρίως τη διάρκεια της κίνησης στο κέντρο της λεκάνης. Η απόκλιση που παρατηρείται μεταξύ των μέγιστων πλάτων





Σχήμα 6.5. Σύγκριση των χρονοϊστοριών των καταγραφών των εγκάρσιων συνιστωσών (κάτω) με τις αντίστοιχες συνθετικές (πάνω) που υπολογίσθηκαν από τη συνέλιξη των διδιάστατων θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς του σχήματος 6.3 με την καταγραφή του σταθμού αναφοράς για συχνότητες μικρότερες των 10.0Hz.

*Comparison between filtered seismograms of the transversal components (bottom) and synthetics (top) obtained by the convolution of 2D TF (figure 6.4) with the records at the reference site for frequencies up to 10.0Hz.*

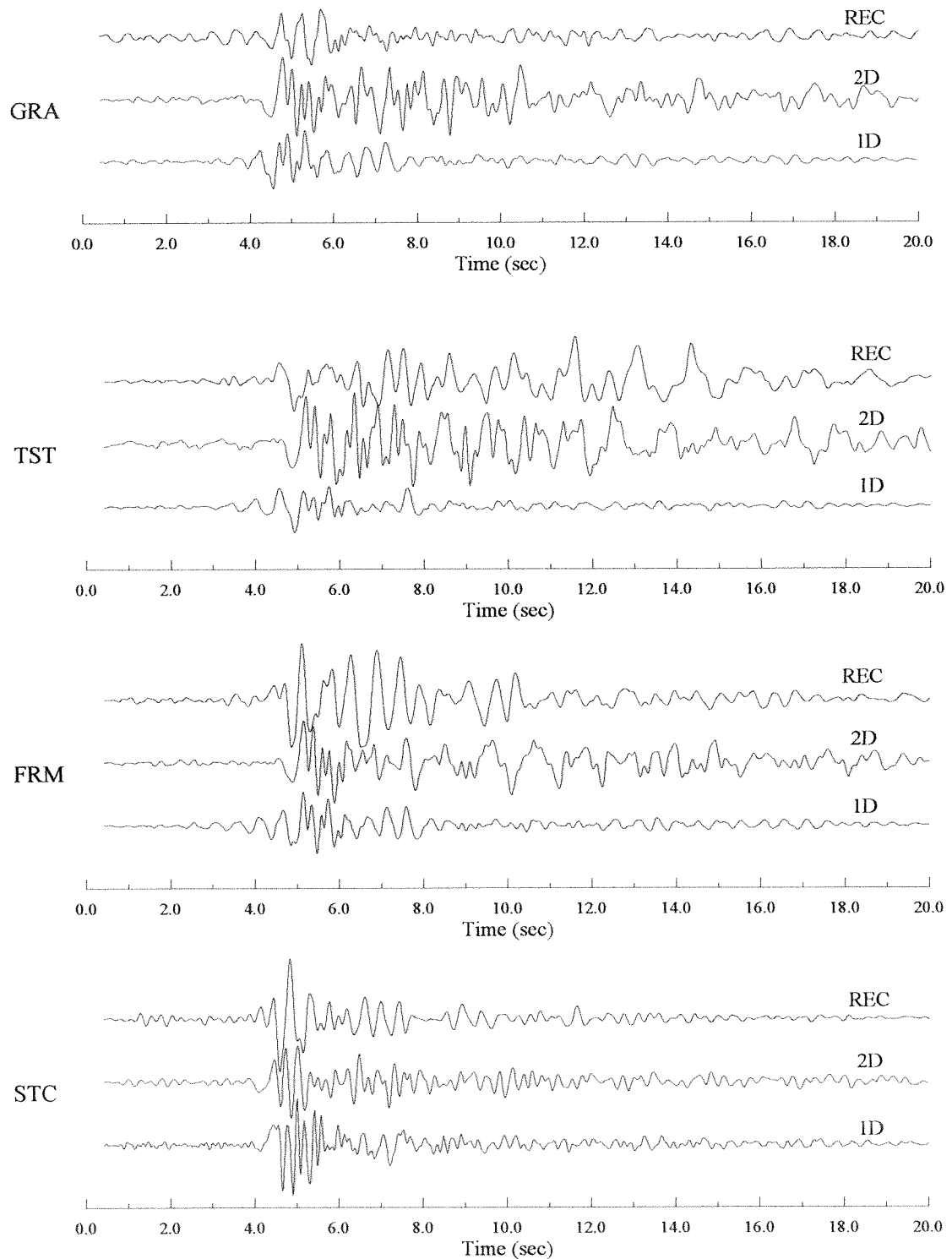
των καταγραφών και των συνθετικών σειсмоγραμμάτων οφείλεται στην υπερεκτίμηση της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης για συχνότητες μεγαλύτερες από 3.5Hz (Σχήμα 6.3).

### **6.3.2.2. Επιταχυνσιογραφήματα και 1D – 2D συνθετικές χρονοϊστορίες**

Στο σχήμα 6.6 παρουσιάζονται τα συνθετικά (1D και 2D) επιταχυνσιογραφήματα σε σχέση με τις καταγραφές για τους σταθμούς GRA, TST, FRM και STC. Έχοντας υπόψη ότι τα αποτελέσματα της προσομοίωσης στις μεγαλύτερες των 3.5Hz συχνότητες, υπερεκτιμούν το πλάτος της σεισμικής κίνησης, οι χρονοϊστορίες των καταγραφών (συνθετικές και μη) του σχήματος 6.6 έχουν φιλτραρισθεί με χαμηλοπερατό φίλτρο συχνότητας αποκοπής 3.5Hz.

Σε γενικές γραμμές παρατηρείται ότι τόσο η διάρκεια όσο το πλάτος και το συχνотικό περιεχόμενο των κυμάτων στις καταγραφές σε χρόνο μεγαλύτερο των 6.0-7.0sec, αναπαριστάται καλύτερα από το δισδιάστατο συνθετικό επιταχυνσιογράφημα στους σταθμούς TST και FRM στο κέντρο της λεκάνης. Αντίθετα, στο μονοδιάστατο συνθετικό επιταχυνσιογράφημα στο ίδιο χρονικό διάστημα δεν παρατηρούνται αντίστοιχες μεγάλης περιόδου φάσεις, υποδηλώνοντας ότι τα κύματα αυτά είναι αποτέλεσμα της δισδιάστατης γεωμετρίας της εδαφική δομής, η οποία δεν μπορεί να προβλεφθεί από μία μονοδιάστατη μέθοδο.

Στο σταθμό STC, τόσο το μονοδιάστατο όσο και το δισδιάστατο συνθετικό επιταχυνσιογράφημα προσομοιάζει την καταγραφή, γεγονός που υποδηλώνει ότι στο νότιο άκρο της λεκάνης, η σεισμική κίνηση θα μπορούσε να προβλεφθεί ικανοποιητικά από τη μονοδιάστατη μέθοδο. Το ίδιο θα μπορούσε να ισχύει για το σταθμό GRA, για διαφορετικούς, όμως, λόγους οι οποίοι αναπτύχθηκαν στην ενότητα 6.3.1.2.



Σχήμα 6.6. Σύγκριση των χρονοϊστοριών της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών (πάνω) με τις διδιάστατες (μέση) και μονοδιάστατες συνθετικές (κάτω) για συχνότητες μικρότερες από 3.5Hz στους σταθμούς GRA, TST, FRM και STC.

*Comparison between filtered ( $f_c=3.5\text{Hz}$ ) seismograms (REC) of the transversal component and synthetics (2D and 1D) at GRA, TST, FRM and STC stations.*

### 6.3.3. Συμπεράσματα

Τα κυριότερα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη λεκάνη του Euroseistest με εκείνα της μονοδιάστατης και της εμπειρικής μελέτης, συνοψίζονται ως εξής:

Αποδείχθηκε ότι το κύριο χαρακτηριστικό της απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών της περιοχής είναι τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται τοπικά στις πλευρικές ασυνέχειες των εδαφικών σχηματισμών. Οι παρατηρήσεις που έγιναν υποδηλώνουν ότι τα επιφανειακά κύματα συνεισφέρουν σημαντικά στη σεισμική κίνηση και ότι παρατηρούνται σε συχνότητες παραπλήσιες με αυτές του συντονισμού των κατακόρυφα διαδιδόμενων διατμητικών κυμάτων, χαρακτηριστικά τα οποία αναπαραγάγονται ικανοποιητικά μόνο από τα αποτελέσματα της δισδιάστατης προσομοίωσης στα πεδία τιμών της συχνότητας και του χρόνου.

Οι καταγραφές στους σειсмоγράφους Reftek και στους επιταχυνσιογράφους επιβεβαίωσαν τα αποτελέσματα της δισδιάστατης προσομοίωσης. Παρόλο που η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών θεωρεί ελαστική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών, δίνει συμβατά αποτελέσματα με εκείνα της ενόργανης προσέγγισης.

Το γεγονός ότι η στρωματογραφία στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης είναι σχεδόν επίπεδη, δεν σημαίνει ότι η σεισμική κίνηση θα μπορούσε να προσομοιωθεί από μία μονοδιάστατη μέθοδο, δεδομένου ότι τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται στις ασυνέχειες, επηρεάζουν τη σεισμική κίνηση σε απόσταση μεγαλύτερη του 1km σε συχνότητες μικρότερες των 3.5Hz.

Η μελέτη των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων προσφέρει μόνο μερική εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης, λαμβάνοντας υπόψη ότι με τις μονοδιάστατες συνθετικές χρονοϊστορίες δεν αναπαραγάγονται τα χαρακτηριστικά των καταγραφών της σεισμικής κίνησης. Για το λόγο αυτό, οι μονοδιάστατες προσομοιώσεις μπορεί να είναι παραπλανητικές και να οδηγούν σε εσφαλμένες εκτιμήσεις της σεισμικής

απόκρισης σε διαρθρωμένες μελέτες για την πρόληψη του σεισμικού κινδύνου.

Αντιπεριμένοντας συνολικά το πρόβλημα της εκτίμησης της σεισμικής απόκρισης για την λεκάνη του Euroseistest, συμπεραίνεται ότι η καταλληλότερη μέθοδος προσομοίωσης είναι η δισδιάστατη, από την οποία παρέχεται η δυνατότητα αναπαράστασης όχι μόνο των δυναμικών χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών που συνθέτουν την τοπική γεωλογία, αλλά και τη γεωμετρία τους, με τελικό αποτέλεσμα την ορθότερη «πρόβλεψη» της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση.

#### **6.4. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΧΟΛΙΑ**

Η προσέγγιση και προσπάθεια επίλυσης του προβλήματος των επιπτώσεων της σεισμικής δράσης σε μία περιοχή προϋποθέτει τη συνολική και συλλογική αντιμετώπιση προκειμένου να αποκτηθεί σφαιρικά η γνώση όλων των παραμέτρων που επηρεάζουν τη λύση του προβλήματος. Στα πλαίσια του πεδίου δοκιμών Euroseistest, πραγματοποιήθηκε μία ανάλογη προσπάθεια διερεύνησης τουλάχιστον σε ό,τι αφορά θέματα τεχνικής σεισμολογίας και γεωτεχνικής σεισμικής μηχανικής, των σημαντικότερων παραμέτρων που μπορεί να παίξουν ρόλο στη σεισμική συμπεριφορά μιας ευρύτερης περιοχής. Αναμφίβολα, η γεωμετρία και οι δυναμικές ιδιότητες των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών καθώς και η σεισμική τους απόκριση αποτελούν εκ των πραγμάτων τις σημαντικότερες παραμέτρους στα προβλήματα γεωτεχνικής σεισμικής και αντισεισμικής μηχανικής.

Στα πλαίσια λοιπόν του τετάρτου, πέμπτου και έκτου κεφαλαίου, προτείνονται ορισμένοι τρόποι και μεθοδολογίες προσέγγισης της σεισμικής απόκρισης μίας περιοχής η οποία χαρακτηρίζεται από σύνθετη γεωμετρία και ετερογενείς αποθέσεις. Τα εργαλεία για τη διερεύνηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης βασίζονται σε καταγραφές της εδαφικής κίνησης (σειсмоγράμματα και επιταχυνσιογραφήματα) και σε αποτελέσματα θεωρητικών (μονοδιάστατων και δισδιάστατων) αναλύσεων.

Από τη γνωστή, από προγενέστερες γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες,

στρωματογραφία της λεκάνης του Euroseistest και από τη βάση δεδομένων (καταγραφών), προσφέρεται η δυνατότητα πολύπλευρης αντιμετώπισης των θεωρητικών και πρακτικών θεμάτων και συσχέτισης των αποτελεσμάτων της θεωρητικής και εμπειρικής μελέτης, όπως επίσης και με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς.

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις και τα συμπεράσματα της ενόργανης και θεωρητικής προσέγγισης της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest, προκύπτει ότι η συνολική πληροφορία (γεωλογία, τεκτονική, γεωφυσική, γεωτεχνική και σεισμικότητα) για μία περιοχή, πρέπει να αποτελεί τη βάση σεναρίου εκπόνησης μικροζωνικών μελετών. Ένα παράδειγμα για τον τρόπο με τον οποίο τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής μπορούν να ενσωματωθούν σε πρακτικές εφαρμογές παρουσιάζεται στο επόμενο κεφάλαιο.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7ο**

### **ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΙΣΜΟΙ**

#### **7.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΓΕΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ**

Η κωδικοποίηση και μεταφορά των αποτελεσμάτων της πρόσφατης έρευνας των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση σε μικροζωνικές μελέτες και στον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών, αποτελεί ένα από τα κυριότερα ζητήματα που απασχολεί σήμερα τη διεθνή επιστημονική κοινότητα. Το χάσμα μεταξύ των αποτελεσμάτων της τρέχουσας έρευνας που διεξάγεται διεθνώς με την ακολουθούμενη καθημερινή πρακτική των εφαρμογών μηχανικού σε ότι αφορά τη σεισμική απόκριση, αποτέλεσε το κίνητρο για την ερευνητική προσπάθεια του κεφαλαίου αυτού.

Είναι γνωστό ότι τα τελευταία χρόνια έχει παραχθεί μία πληθώρα θεωρητικών ερευνών δισδιάστατης και τρισδιάστατης προσομοίωσης περίπλοκων γεωλογικών δομών (Graves, 1993,1998; Kawase, 1996; Olsen *et al.*, 1995; Olsen & Archuleta, 1996; Bielak *et al.*, 1998), όπου χρησιμοποιούνται σύγχρονα υπολογιστικά εργαλεία με μεγάλο υπολογιστικό κόστος. Ειδικότερα και χάριν παραδείγματος, οι μελέτες αριθμητικής προσομοίωσης έχουν δείξει ότι οι πλευρικές ασυνέχειες της επιφανειακής γεωλογίας και συγκεκριμένα τα όρια ιζηματογενών λεκανών, είναι δυνατό να προκαλέσουν τη δημιουργία επιφανειακών κυμάτων (Κεφ. 4, 5). Τα επιφανειακά αυτά κύματα καθώς

διαδίδονται στο εσωτερικό της λεκάνης (προς το κέντρο), αυξάνουν το πλάτος της σεισμικής κίνησης αλλά και τη διάρκεια της από θέση σε θέση κατά μήκος της λεκάνης, με αποτέλεσμα τη χωρική και χρονική μεταβολή της. Το φαινόμενο αυτό είναι πρόσθετο του μονοδιάστατου συντονισμού και μπορεί να επιδρά σημαντικά στη σεισμική απόκριση χωρικά εκτεταμένων ή επιμήκων κατασκευών (φράγματα, γέφυρες, δίκτυα κοινής ωφέλειας, κ.λ.π.). Επανελημμένως έχει επισημανθεί το γεγονός, ότι πλευρικά ανομοιογενή εδάφη αποτέλεσαν την κυριότερη αιτία πρόκλησης σοβαρών βλαβών ή/και καταστροφών στο δομημένο περιβάλλον (Aki, 1988; Kawase, 1996).

Ωστόσο, οι εφαρμογές που ενδιαφέρουν τους μηχανικούς βασίζονται, κυρίως στους κείμενους αντισεισμικούς κανονισμούς, όπου οι εδαφικές κατηγορίες, για παράδειγμα, θεωρούνται αποκλειστικά με την κατακόρυφη μεταβολή των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών και κατά συνέπεια οι όποιες αναλύσεις εξαντλούνται στη μονοδιάστατη σεισμική απόκριση. Κατά αυτή την έννοια λοιπόν, η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση τυπικά ποσοτικοποιείται μέσω της μορφής των φασμάτων απόκρισης σχεδιασμού ανάλογα με τις διαφορετικές εδαφικές κατηγορίες αναφοράς, και σε συνδυασμό με έναν συντελεστή ενίσχυσης (όπως στον ευρωκώδικα, EC8) ή μέσω διαφορετικών συντελεστών απόκρισης (όπως στον UBC97), οι οποίοι προέκυψαν από δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης πρόσφατων και από κάθε άποψη μελετημένων σεισμών (Loma Prieta 1989, Northridge 1994), παραβλέποντας την επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας, της γεωμετρίας του βραχώδους υποβάθρου καθώς και των πλευρικών ασυνεχειών της επιφανειακής γεωλογίας.

Βέβαια μπορεί η έρευνα να προηγείται κατά πολύ της πράξης, υπάρχει όμως η αντικειμενική δυσκολία για την άμεση υιοθέτηση περίπλοκων θεωρητικών αναλύσεων στα πλαίσια κανονιστικών διατάξεων, που απορρέει τόσο από τη μη εφικτή αξιολόγηση των αποτελεσμάτων όσο και από την αδυναμία φυσικής ερμηνείας τους. Συνεπώς, από τη μία αναγνωρίζεται η αναγκαιότητα διορθωτικών παρεμβάσεων στους διάφορους συντελεστές των κανονισμών, από την άλλη όμως δεν είναι ώριμη η ευθεία υιοθέτηση συντελεστών που προκύπτουν από περίπλοκες θεωρητικές αναλύσεις. Παρόλο που υπάρχει σε εξέλιξη μία συζήτηση σχετικά με την ανάγκη βελτίωσης των αντισεισμικών κανονισμών, η προσοχή της επιστημονικής κοινότητας εστιάζεται σε θέματα σχετικά με τον ορισμό των



εδαφικών κατηγοριών, καθώς και με το πλάτος και τη μορφή των ελαστικών φασμάτων απόκρισης σχεδιασμού. Αξίζει να σημειωθεί ότι στο πρόσφατο ευρωπαϊκό συνέδριο αντισεισμικής μηχανικής (11<sup>th</sup> ECEE) παρουσιάστηκαν 19 δημοσιεύσεις σχετικά με τα παραπάνω θέματα. Όμως, στο θέμα της επίδρασης περίπλοκων γεωλογικών δομών στη σεισμική κίνηση, ως στοιχείο το οποίο μπορεί να μεταβάλλει το πλάτος και τη μορφή των φασμάτων απόκρισης σχεδιασμού, δεν δίδεται μέχρι σήμερα η δέουσα προσοχή. Για αυτούς τους λόγους, το θέμα αυτό εξετάζεται ευρύτερα στο κεφάλαιο αυτό σε συνδυασμό με συζήτηση λιγοστών μελετών αριθμητικής προσομοίωσης (Rassem *et al.*, 1997; Chávez-García & Faccioli, 2000) και ακόμη σπανιότερων ενόργανων προσεγγίσεων (Pitilakis *et al.*, 1999; Makra *et al.*, 2000).

Σκοπός, λοιπόν, του κεφαλαίου αυτού είναι να εισάγει ένα διαρθρωμένο προβληματισμό για τον τρόπο με τον οποίο τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού θα μπορούσαν να τροποποιούνται ώστε να λαμβάνονται υπόψη οι επιδράσεις περίπλοκης εδαφικής δομής μεγάλης κλίμακας, όπως οι ιζηματογενείς τεκτονισμένες λεκάνες ή οι τοπογραφίες, στη σεισμική κίνηση. Η επιλογή των ελαστικών φασμάτων απόκρισης για τη μελέτη αυτή, βασίζεται κυρίως στο γεγονός ότι είναι τα βασικότερα εργαλεία με τα οποία οι κανονισμοί ορίζουν τις σεισμικές δράσεις σχεδιασμού τόσο για νέες όσο και για υφιστάμενες κατασκευές και διότι αποτελούν ένα πρακτικό και κοινό πεδίο δράσεων μεταξύ σεισμολογίας και αντισεισμικής μηχανικής.

Ειδικότερα στο παρόν κεφάλαιο μελετώνται α) οι επιδράσεις δισδιάστατων γεωλογικών δομών στο πλάτος και στη μορφή των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών στη λεκάνη του Euroseistest (βλ. Κεφ. 4) και β) ο τρόπος με τον οποίο μπορούν να τροποποιηθούν τα ελαστικά φάσματα απόκρισης σχεδιασμού και οι μέγιστες αναμενόμενες εδαφικές επιταχύνσεις ώστε να λαμβάνονται υπόψη επιδράσεις της σύνθετης γεωλογικής δομής.

## **7.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ**

Στα πλαίσια της μελέτης αυτής, χρησιμοποιείται ένα σύνολο καταγραφών από το δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Euroseistest, καθώς επίσης και τα αποτελέσματα της μονοδιάστατης και δισδιάστατης προσομοίωσης της σεισμικής απόκρισης που

παρουσιάσθηκαν στο πέμπτο κεφάλαιο. Το σημαντικότερο συμπέρασμα της ενόργανης και θεωρητικής μελέτης της σεισμικής απόκρισης είναι ότι η περίπλοκη γεωλογική δομή της περιοχής που μελετάται, έχει σημαντική επίδραση στη σεισμική κίνηση, επιφέροντας πρόσθετη (σε σχέση με τη μονοδιάστατη προσομοίωση) ενίσχυση, καθώς με την τελευταία δεν μπορεί να αναπαρασταθεί ούτε το πλάτος (και μερικώς το φασματικό περιεχόμενο) ούτε και η διάρκεια των καταγραφών. Στα πλαίσια του κεφαλαίου αυτού, η πρόσθετη ενίσχυση που επιφέρει η σύνθετη γεωμετρία της λεκάνης, προσδιορίζεται ποσοτικά χρησιμοποιώντας φασματικούς συντελεστές ενίσχυσης, οι οποίοι γενικά πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών.

Από το σύνολο των καταγραφών στο δίκτυο των επιταχυνσιογράφων επιλέγονται εκείνες που καταγράφηκαν ταυτοχρόνως σε όλους τους επιφανειακούς σταθμούς (Σχήμα 4.2). Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι από τους εξήντα επτά (67) σεισμούς, μόνο δώδεκα (12) διέγειραν ταυτοχρόνως το σύνολο των επιφανειακών σταθμών (Πίνακας 7.1). Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση μεταξύ των καταγραφών των 12 σεισμών είναι 30gal, ενώ η πλειοψηφία των καταγραφών έχουν μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις μεταξύ 3 και 20gal. Λόγω των μικρών εδαφικών επιταχύνσεων δεν αναμένονται φαινόμενα μη-γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών και για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται τα αποτελέσματα γραμμικών μεθόδων προσομοίωσης (Κεφ. 5).

Τα στάδια επεξεργασίας και ανάλυσης των δεδομένων έχουν ως εξής: Αρχικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ενόργανης προσέγγισης της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική απόκριση κατά μήκος του άξονα της λεκάνης, κατά την εγκάρσια, στον άξονα Προφήτη-Στίβου, διεύθυνση (SH συνιστώσα), χρησιμοποιώντας την ομάδα των καταγραφών του Πίνακα 7.1. Υπολογίζονται, δηλαδή, οι μέσες τιμές ( $\pm 1$  τυπική απόκλιση) των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR σε κάθε θέση παρατήρησης (GRA, GRB, TST, FRM, STC, STE). Στη συνέχεια, υπολογίζονται τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5%, και οι μέσες τιμές τους ( $\pm 1$  τυπική απόκλιση).

Σε δεύτερη φάση, υπολογίζονται τα συνθετικά φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε είναι η εξής. Για κάθε μία από τις 12 επιλεγμένες καταγραφές (Πίνακας 7.1), υπολογίζεται η συνέλιξη της

Πίνακας 7.1. Κατάλογος των σειμών που χρησιμοποιηθήκαν στο κεφάλαιο αυτό (EURO-SEISMOD Final Scientific Report. Coordinator K. Pitilakis).

*Seismological information of the strong motion data used in this study (Euroseismod Final Scientific Report. Coordinator K. Pitilakis)*

No	DATE	TIME (GMT)	M	LATITUDE	LONGITUDE
1	950404	17:10	4.6	40.562	23.626
2	950404	17:27	4.3	40.565	23.661
3	950503	14:16	4.4	40.555	23.679
4	950503	15:39	4.7	40.565	23.685
5	950503	18:56	4.3	40.556	23.653
6	950503	21:36	5.0	40.565	23.667
7	950503	21:47	5.1	40.569	23.660
8	950503	22:33	3.8	40.561	23.687
9	950504	00:34	5.8	40.558	23.653
10	950504	00:43	4.1	40.570	23.628
11	950504	01:14	5.8	40.577	23.605
12	950513	08:47	6.6	40.158	21.673

εγκάρσια συνιστώσας της καταγραφής στο σταθμό αναφοράς (PRO) με τις μονοδιάστατες και δισδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς που υπολογίστηκαν στις θέσεις των επιταχυνσιογράφων (Κεφ. 5, 6). Υπολογίζονται, δηλαδή, τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα σε κάθε θέση σταθμού καταγραφής για την εγκάρσια συνιστώσα της κίνησης, για κάθε μία από τις 12 επιλεγμένες καταγραφές, και για κάθε μία από τις θεωρητικές μεθόδους προσομοίωσης (1D και 2D). Τέλος, υπολογίζονται τα φάσματα απόκρισης των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων (1D και 2D) για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5%, οι μέσες τιμές τους ( $\pm 1$  τυπική απόκλιση), όπως ακριβώς και στην περίπτωση των καταγραφών.

Πριν τον υπολογισμό του μέσου όρου των φασμάτων απόκρισης – είτε των καταγραφών είτε των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων – τα φάσματα κανονικοποιήθηκαν ως προς τη μέγιστη, για κάθε σεισμό, εδαφική επιτάχυνση που καταγράφηκε στο σταθμό PRO. Η κανονικοποίηση αυτή πραγματοποιήθηκε προκειμένου να γίνει δυνατή η σύγκριση μορφών φασμάτων απόκρισης τα οποία προέρχονται από σεισμούς που καταγράφηκαν στο δίκτυο με διαφορετικές μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις.

Στις ενότητες που ακολουθούν παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα της εμπειρικής μελέτης και η σύγκρισή τους με τα αποτελέσματα της δισδιάστατης και της μονοδιάστατης θεωρητικής προσομοίωσης τόσο με τη μορφή

συναρτήσεων μεταφοράς όσο και με εκείνη των φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης. Η σύγκριση των εμπειρικών και θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς κρίθηκε αναγκαία σε αυτό το στάδιο, για να εκτιμηθεί η συμπεριφορά του μέσου όρου ενός συνόλου καταγραφών στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, σε αντίθεση με την περίπτωση του τετάρτου κεφαλαίου, όπου μελετήθηκαν οι καταγραφές ενός μόνο σεισμού του δικτύου των επιταχυνσιογράφων.

Τέλος, παρουσιάζεται με τη μορφή φασματικών συντελεστών, η ενίσχυση που επιφέρει η σύνθετη γεωλογία της περιοχής η οποία δεν προβλέπεται από τη μονοδιάστατη ανάλυση.

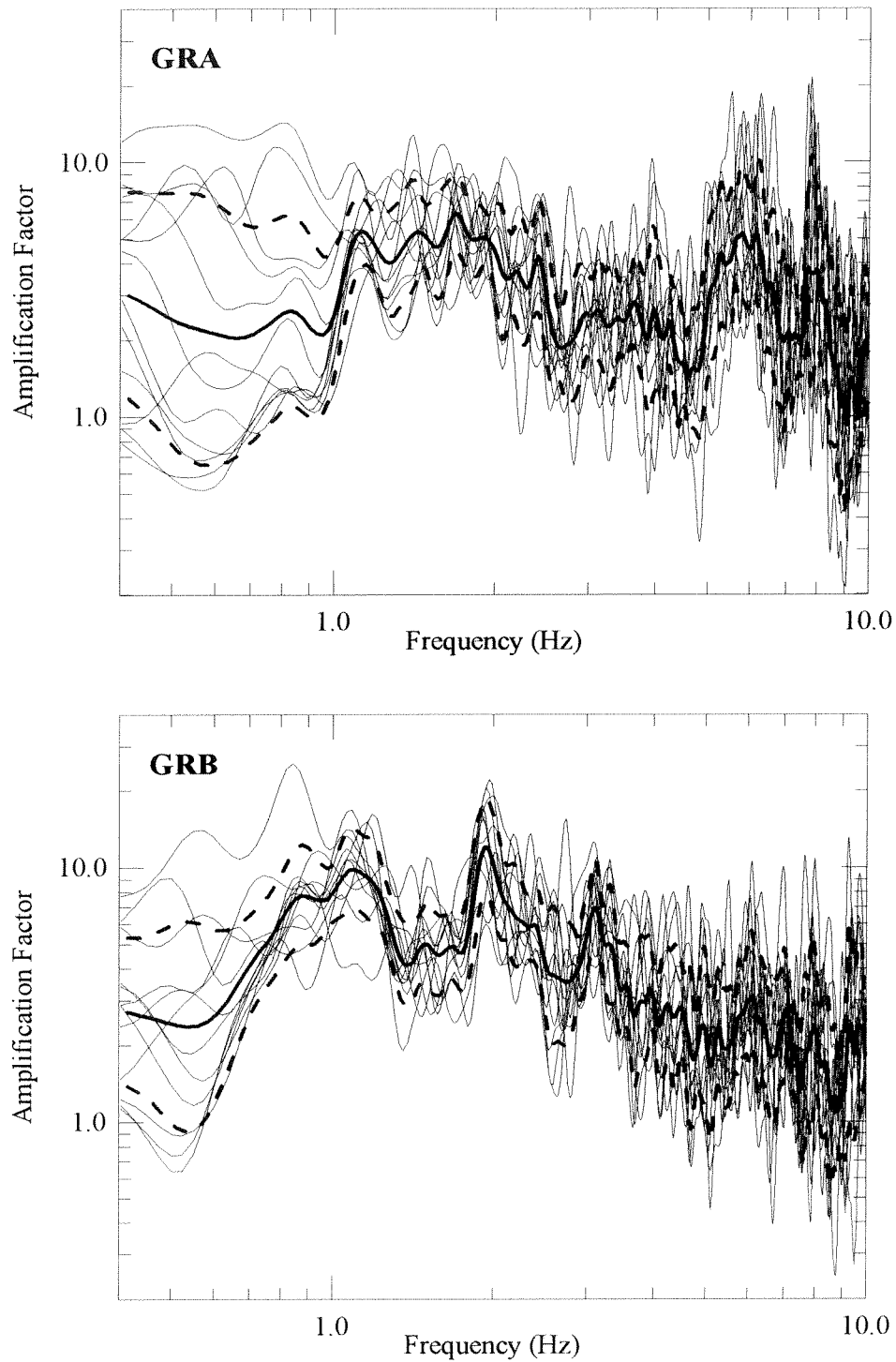
### **7.3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ**

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής σε δύο φάσεις, η πρώτη αφορά τις εμπειρικές και θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς, ενώ η δεύτερη τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης, με τα οποία αναδεικνύεται η δυνατότητα χρησιμοποίησης των συμπερασμάτων σε προβλήματα πρακτικού ενδιαφέροντος (μικροζωνικές και άλλες ειδικού ενδιαφέροντος μελέτες, αντισεισμικοί κανονισμοί).

#### **7.3.1. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς ομάδας καταγραφών**

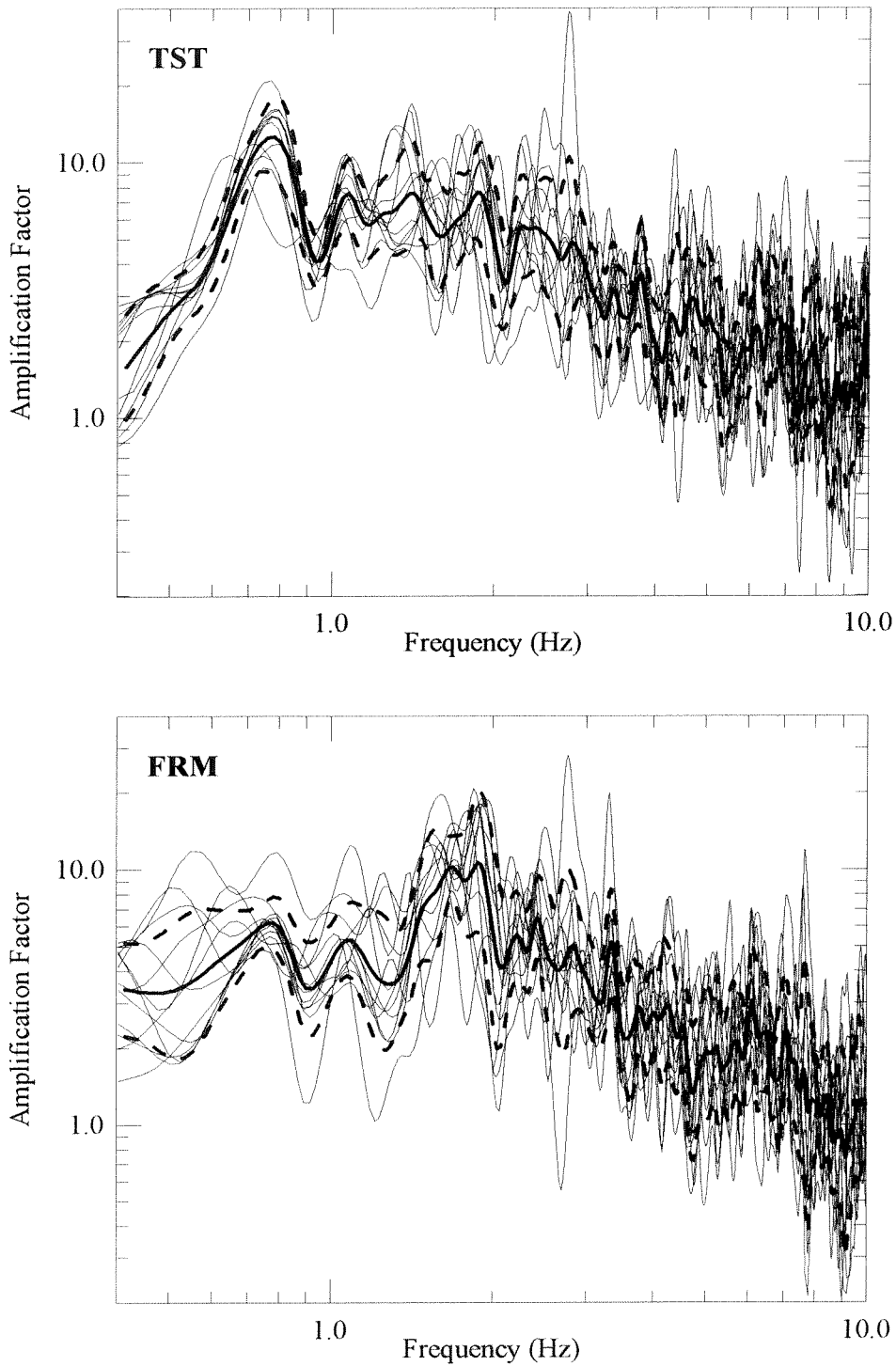
Στα σχήματα 7.1 έως 7.3 παρουσιάζονται οι φασματικοί λόγοι SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών των σεισμών του Πίνακα 7.1 στις θέσεις των επιταχυνσιογράφων GRA, GRB, TST, FRM, STC και STE. Στα σχήματα αυτά παρουσιάζονται, επίσης, οι μέσες τιμές τους ( $\pm 1$  τυπική απόκλιση). Η διαδικασία που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό των φασματικών λόγων περιγράφεται στην ενότητα 4.2.3.

Κοινό γνώρισμα των φασματικών λόγων σε όλες τις θέσεις παρατήρησης, εκτός του STC και TST, είναι η ενίσχυση (3.0-4.0) που παρατηρείται στις χαμηλές συχνότητες (από 0.2Hz έως τη συχνότητα του θεμελιώδους συντονισμού). Χαρακτηριστικές είναι, επίσης, και οι μεγάλες τυπικές αποκλίσεις στο ίδιο διάστημα συχνοτήτων. Σύμφωνα με τους Ραπτάκης (1995) και Raptakis *et al.*



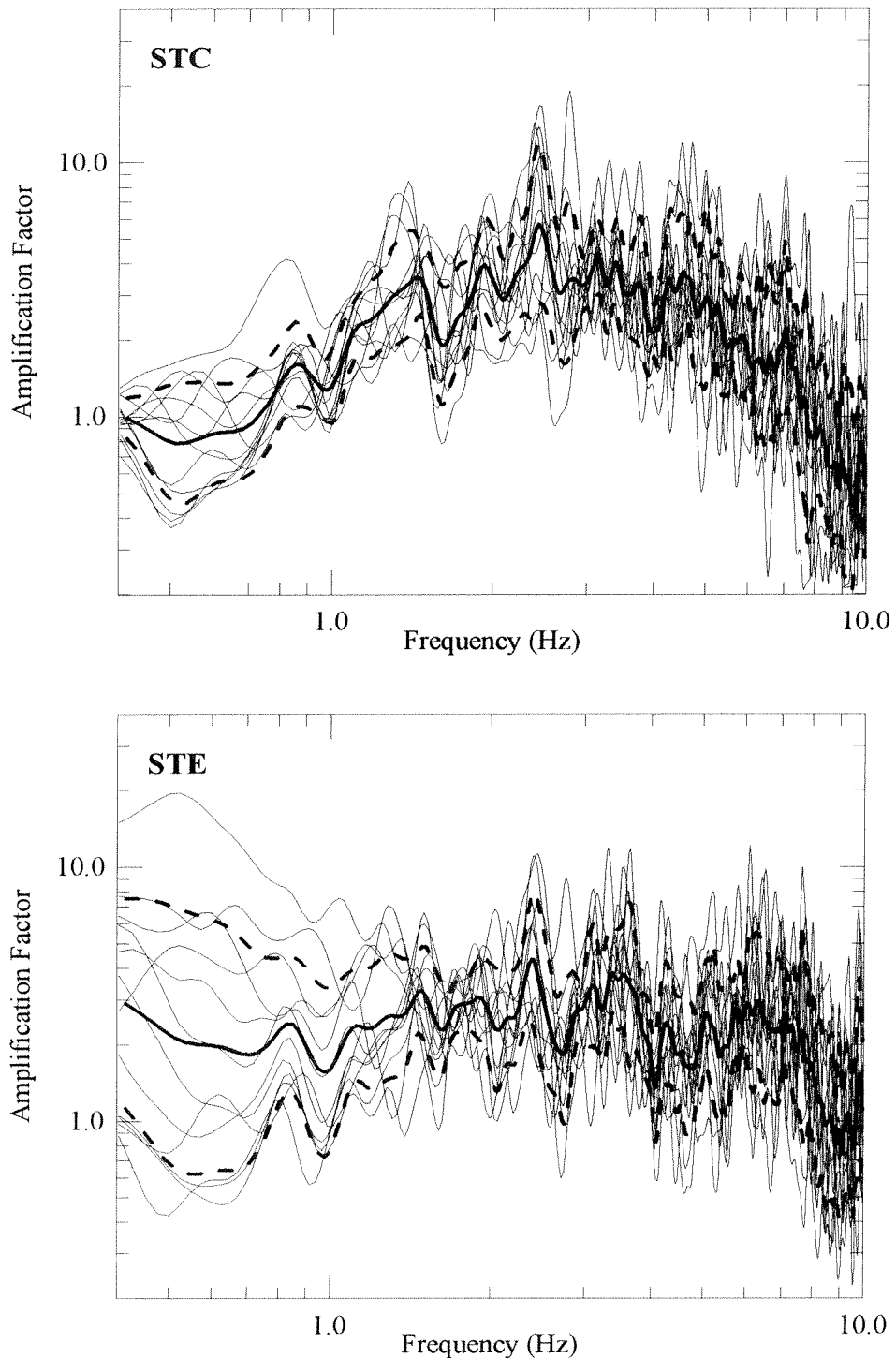
Σχήμα 7.1. Φασματικοί λόγοι SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών στους σταθμούς GRA (πάνω) και GRB (κάτω) των σεισμών του Πίνακα 7.1., μέση τιμή (έντονη συνεχής γραμμή) και μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση (έντονες διακεκομμένες γραμμές).

*Standard Spectral ratios of the transversal component of the recordings at stations GRA (top) and GRB (bottom) of the events shown in Table 7.1, together with their average value (thick solid line) and their average value  $\pm 1$  standard deviation (thick dashed lines).*



Σχήμα 7.2. Φασματικοί λόγοι SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών στους σταθμούς TST (πάνω) και FRM (κάτω) των σεισμών του Πίνακα 7.1., μέση τιμή (έντονη συνεχής γραμμή) και μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση (έντονες διακεκομμένες γραμμές).

*Standard Spectral ratios of the transversal component of the recordings at stations TST (top) and FRM (bottom) of the events shown in Table 7.1, together with their average value (thick solid line) and their average value  $\pm 1$  standard deviation (thick dashed lines).*



Σχήμα 7.3. Φασματικοί λόγοι SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών στους σταθμούς STC (πάνω) και STE (κάτω) των σεισμών του Πίνακα 7.1., μέση τιμή (έντονη συνεχής γραμμή) και μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση (έντονες διακεκομμένες γραμμές).

*Standard Spectral ratios of the transversal component of the recordings at stations STC (top) and STE (bottom) of the events shown in Table 7.1, together with their average value (thick solid line) and their average value  $\pm 1$  standard deviation (thick dashed lines).*

(1998), η εξήγηση συνδέεται με το γεγονός ότι ο σταθμός αναφοράς (PRO) καθώς και οι STC και TST είναι υψηλότερης ανάλυσης (16bits) από ότι οι υπόλοιποι σταθμοί (12 bits), οι οποίοι εξαιτίας της χαμηλής ανάλυσης παρουσιάζουν εγγενή αδυναμία καταγραφής του χαμηλόσυχνου περιεχομένου των διεγέρσεων (<0.5Hz), λαμβάνοντας πάντοτε υπόψη το μέγεθος και το φασματικό περιεχόμενο της κάθε καταγραφής.

Στα σχήματα 7.1 έως 7.3 οι μεγαλύτερες ενισχύσεις παρατηρούνται στο εύρος των συχνοτήτων μεταξύ 0.8 και 3.0Hz με εξαίρεση τις θέσεις STC και STE στο νότιο άκρο της λεκάνης. Το γεγονός αυτό σχετίζεται τόσο με το πάχος και τις δυναμικές ιδιοτητές των εδαφικών σχηματισμών (μονοδιάστατος συντονισμός) όσο και με τη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών (επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται τοπικά στις πλευρικές ασυνέχειες με παρόμοιο συχνοτικό περιεχόμενο με εκείνο του θεμελιώδη συντονισμού) (βλ. Κεφ.4). Το πλάτος της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στο εύρος των συχνοτήτων από 0.8 έως 3.0Hz, όπως εκφράζεται από τη μέση τιμή των φασματικών λόγων που χρησιμοποιήθηκαν, κυμαίνεται μεταξύ 4.0 και 5.0 στη θέση GRA, 5.0 έως 11.0 στη θέση GRB, 7.0 έως 12.0 στη θέση TST και στη θέση FRM, από 5.0 έως 10.0, και είναι συγκρίσιμο στις θέσεις αυτές με εκείνο της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 04.05.95 (Σχήμα 4.8) η οποία συμπεριλαμβάνεται στην ομάδα των σεισμών του Πίνακα 7.1.

Επίσης, στη θέση STC, ο παράγοντας ενίσχυσης παραμένει σχεδόν σταθερός για συχνότητες από 1.0 μέχρι 5.0Hz. Η τιμή του κυμαίνεται μεταξύ 3.0 και 5.0. Στο σταθμό STE, η τιμή του παράγοντα ενίσχυσης είναι ακόμα μικρότερη (κυμαίνεται μεταξύ 2.0 και 3.0) για μεγαλύτερο διάστημα συχνοτήτων (από 1.0 έως 8.0 Hz).

Χαρακτηριστικό είναι, πάντως, το γεγονός ότι η τυπική απόκλιση από τη μέση τιμή των φασματικών λόγων σε όλες τις θέσεις παρατήρησης, είναι σχετικά μικρή και σχεδόν σταθερή για συχνότητες μεγαλύτερες του θεμελιώδους συντονισμού (0.8Hz με 1.0Hz κατά περίπτωση). Τούτο σημαίνει ότι για την ομάδα των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μέσων τιμών, η επίδραση της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση είναι σε ικανοποιητικό βαθμό παρόμοια για διαφορετικούς σεισμούς, όπως άλλωστε αναμενόταν με βάση τον «ορισμό» της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Ωστόσο, αξίζει να



αναφερθεί ότι οι 11 στους 12 σεισμούς της συγκεκριμένης ομάδας δεδομένων, πρόερχονται από τον ίδιο εστιακό χώρο ανατολικά – νοτιοανατολικά του δικτύου σε απόσταση περίπου 30km. Προγενέστερες εμπειρικές μελέτες της σεισμικής απόκρισης στο Euroseistest, στις οποίες χρησιμοποιήθηκε το σύνολο (σχεδόν) των καταγραφών έδειξαν παρόμοια σταθερότητα στον υπολογισμό της μέσης τιμής της εμπειρικής συναρτήσεως μεταφοράς (Ραπτάκης, 1995; Raptakis *et al.*, 1998).

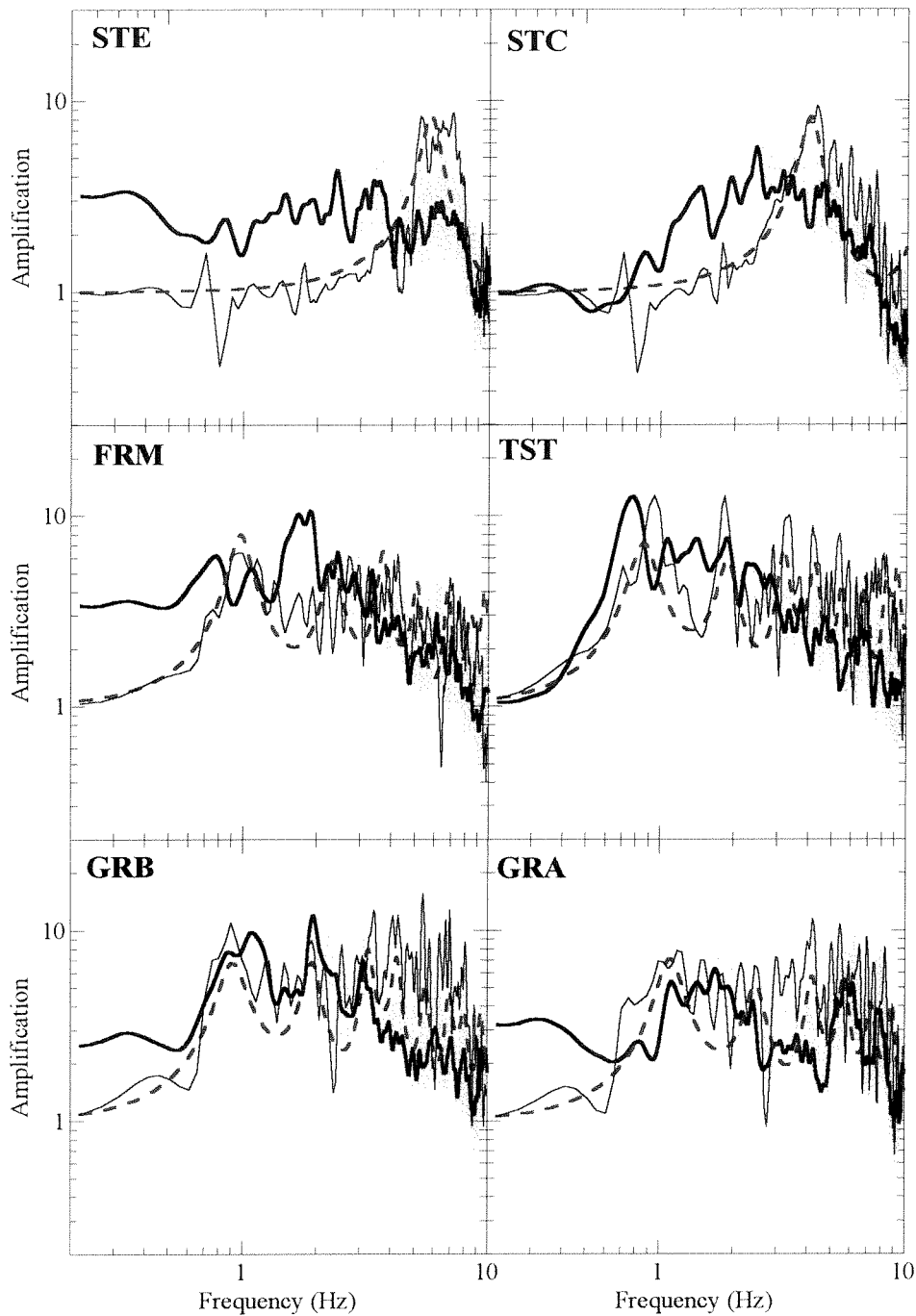
Η συνεχής ανανέωση και προσαρμογή των αποτελεσμάτων της μελέτης αυτής από την εισαγωγή δεδομένων που θα προκύψουν από μελλοντικούς σεισμούς με διάφορα αζιμουθια, θα φωτίσουν το θέμα της εξάρτησης ή μη, της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας από την αζιμουθιακή κατανομή των σεισμικών γεγονότων. Από τα αποτελέσματα, όμως, που παρουσιάζονται στην παρούσα διαιριβή καθώς και από εκείνα τα οποία κατά καιρούς έχουν δημοσιευθεί στη διεθνή βιβλιογραφία (King & Tucker, 1984; Tucker & King, 1984; Lermo & Chávez-García, 1993) προκύπτει ότι δεν υπάρχουν έντονες αζιμουθιακές εξαρτήσεις της σεισμικής απόκρισης στις θέσεις παρατήρησης.

### **7.3.2. Σύγκριση εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς με τις θεωρητικές (1D & 2D)**

Οι εμπειρικές και θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς παρουσιάζονται στο σχήμα 7.4. Οι διαφορές στη μορφή μεταξύ των αποτελεσμάτων των μονοδιάστατων και δισδιάστατων θεωρητικών προσομοιώσεων είναι εμφανείς. Η μορφή των δισδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς δεν παρουσιάζει την ίδια απλότητα και κανονικότητα αυτών της μονοδιάστατης συναρτήσεως μεταφοράς ενώ είναι παρόμοια με τη μορφή των εμπειρικών (βλ. Κεφ. 6).

Σε γενικές γραμμές, οι συνθετικές δισδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς έχουν παρόμοια πλάτη στο διάστημα των χαμηλών συχνοτήτων, με τις εμπειρικές, ενώ το πλάτος για συχνότητες μεγαλύτερες των 3.0Hz είναι μεγαλύτερο των εμπειρικών (οι λόγοι εκτίθενται στο έκτο κεφάλαιο και διερευνούνται διεξοδικά στο όγδοο).

Η συσχέτιση μεταξύ της μέσης τιμής των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς και των αντίστοιχων δισδιάστατων συνθετικών, δείχνει ότι υπάρχει σχετική



Σχήμα 7.4. Σύγκριση μεταξύ εμπειρικών και συνθετικών συναρτήσεων μεταφοράς. Έντονες συνεχείς γραμμές: μέση τιμή των φασματικών λόγων SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των σεισμών του Πίνακα 7.1. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δείχνει το εύρος της διακύμανσης της μέσης τιμής  $\pm$  μία τυπική απόκλιση. Λεπτές συνεχείς γραμμές: δισδιάστατες συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς. Διακεκομμένες γραμμές: μονοδιάστατες συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς

*Comparison of observed and computed transfer functions. Thick, solid lines: average ratios of the transversal component of motion, relative to the corresponding component recorded at PRO for the 12 events analyzed. The shaded area shows the average  $\pm$  one standard deviation. Thin, solid lines: 2D synthetic transfer functions. Dotted lines: 1D synthetic transfer functions.*

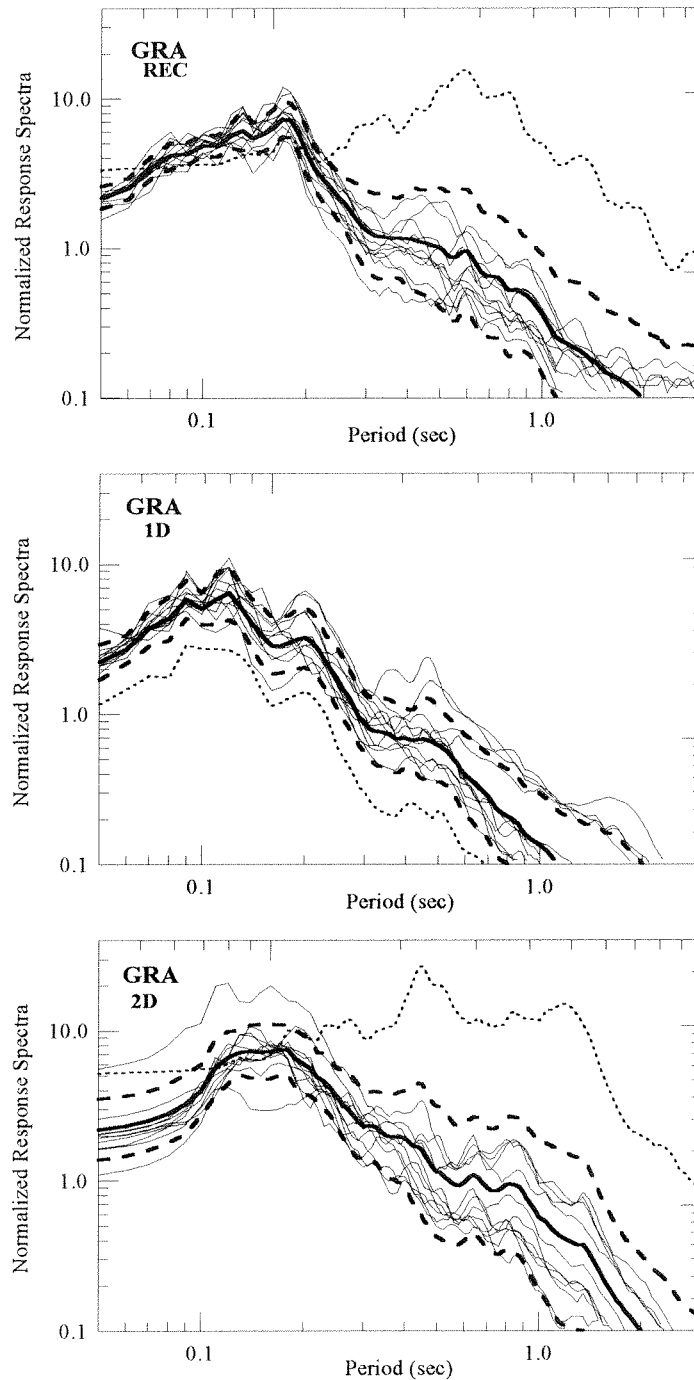
ομοιότητα μεταξύ τους, με εξαίρεση τις θέσεις GRA και GRB, όπου παρατηρείται ικανοποιητική συμφωνία για συχνότητες μέχρι 3.0-4.0Hz. Συγκεκριμένα, προσομοιώνεται σε ικανοποιητικό βαθμό η πολυπλοκότητα και το πλάτος των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, αλλά όχι και τα σημεία όπου παρατηρούνται τα μέγιστα (αιχμές) και τα ελάχιστα (κάμψεις) πλάτη. Τα αποτελέσματα στις θέσεις STC και STE παρουσιάζουν αποκλίσεις μεταξύ εμπειρικών και δισδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς, υποδηλώνοντας την ανάγκη για περαιτέρω γνώση της στρωματογραφίας στο νότιο άκρο της λεκάνης.

Παρατηρείται, όμως, ότι η δισδιάστατη συνθετική συνάρτηση μεταφοράς περιέχεται στα όρια της διακύμανσης της μέσης τιμής  $\pm 1$  τυπική απόκλιση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, με εξαίρεση βέβαια τις θέσεις STC και STE. Τελικά συμπεραίνεται ότι τα αποτελέσματα της δισδιάστατης προσομοίωσης και της εμπειρικής ανάλυσης βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία, ούτως ώστε να είναι δυνατή η ανάδειξη των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης με τη μορφή των φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης.

### **7.3.3. Εμπειρικά και θεωρητικά φάσματα απόκρισης**

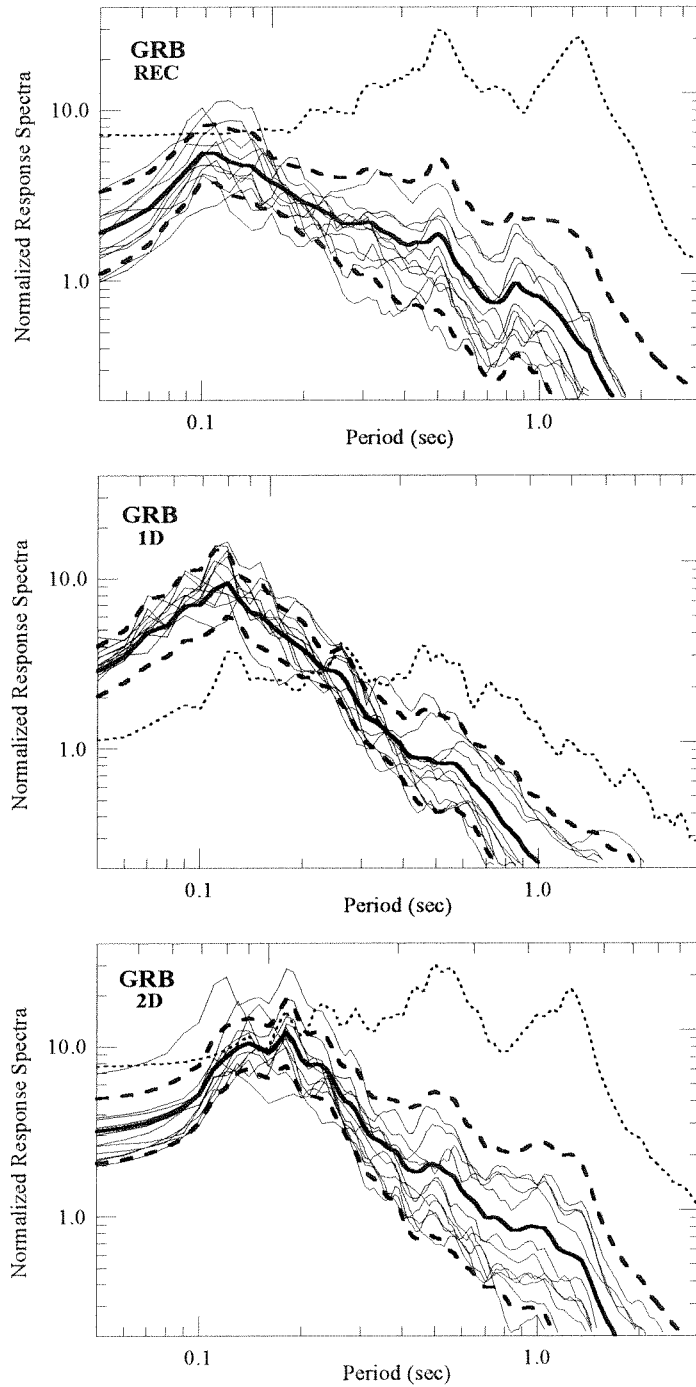
Στα σχήματα 7.5 έως 7.10 παρουσιάζονται αναλυτικά τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης των καταγραφών και των μονοδιάστατων και δισδιάστατων συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων, η μέση τιμή ( $\pm 1$  τυπική απόκλιση) σε κάθε θέση παρατήρησης.

Παρατηρείται ότι τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης των καταγραφών του σεισμού της Κοζάνης ( $M=6.6$  και  $R=120\text{km}$ ) τα οποία παρουσιάζονται στα σχήματα 7.5 έως 7.10 με έντονες στικτές γραμμές, αποκλείουν συστηματικά από τα φάσματα απόκρισης των υπολοίπων σεισμών, όπως επίσης και από τη μέση τιμή τους. Ωστόσο, αναμένεται η συνεισφορά τους στη μέση τιμή να είναι μικρή ( $1/12$ ). Η απόκλιση αυτή οφείλεται στο γεγονός ότι οι καταγραφές του σεισμού αυτού είναι πλούσιες σε επιφανειακά κύματα. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το εστιακό βάθος του σεισμού  $h=4.5\text{km}$  και το ότι ο σεισμός καταγράφηκε σε απόσταση  $120\text{km}$  από το επίκεντρο, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το φυσικό έδαφος λειτούργησε ως φίλτρο των υψηλόσυχων κυμάτων. Το γεγονός αυτό αντικατοπτρίζεται στα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης, όπου οι τιμές της



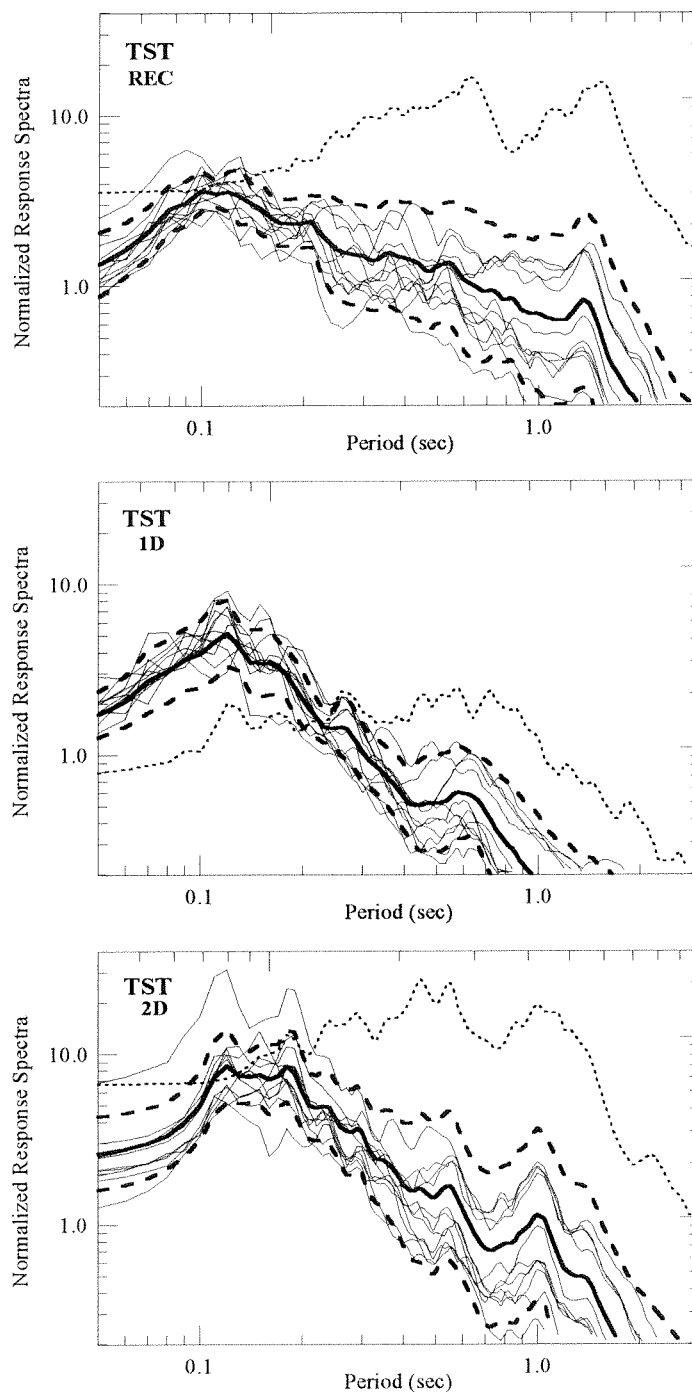
Σχήμα 7.5. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και διδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφήματων στη θέση GRA. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. Έντονη συνεχής γραμμή: μέση τιμή. Έντονη διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την έντονη εστιγμένη γραμμή παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95,  $M=6.6$ ,  $R=120\text{km}$ ).

*Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding pga at reference site, for station GRA together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dotted line. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetics time histories.*



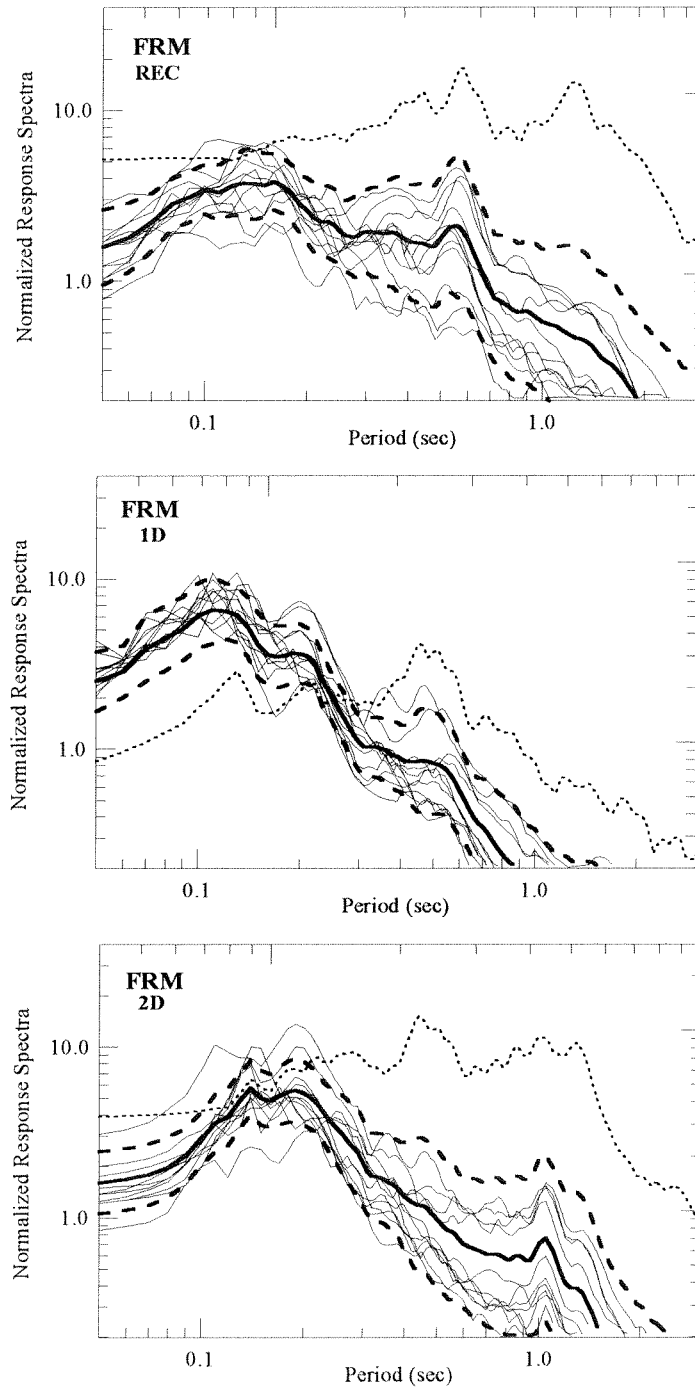
Σχήμα 7.6. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και διοδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων στη θέση GRB. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. Έντονη συνεχής γραμμή: μέση τιμή. Έντονη διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την έντονη εστιαγμένη γραμμή παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95,  $M=6.6$ ,  $R=120\text{km}$ ).

*Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding  $pga$  at reference site, for station GRB together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dotted line. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetics time histories.*



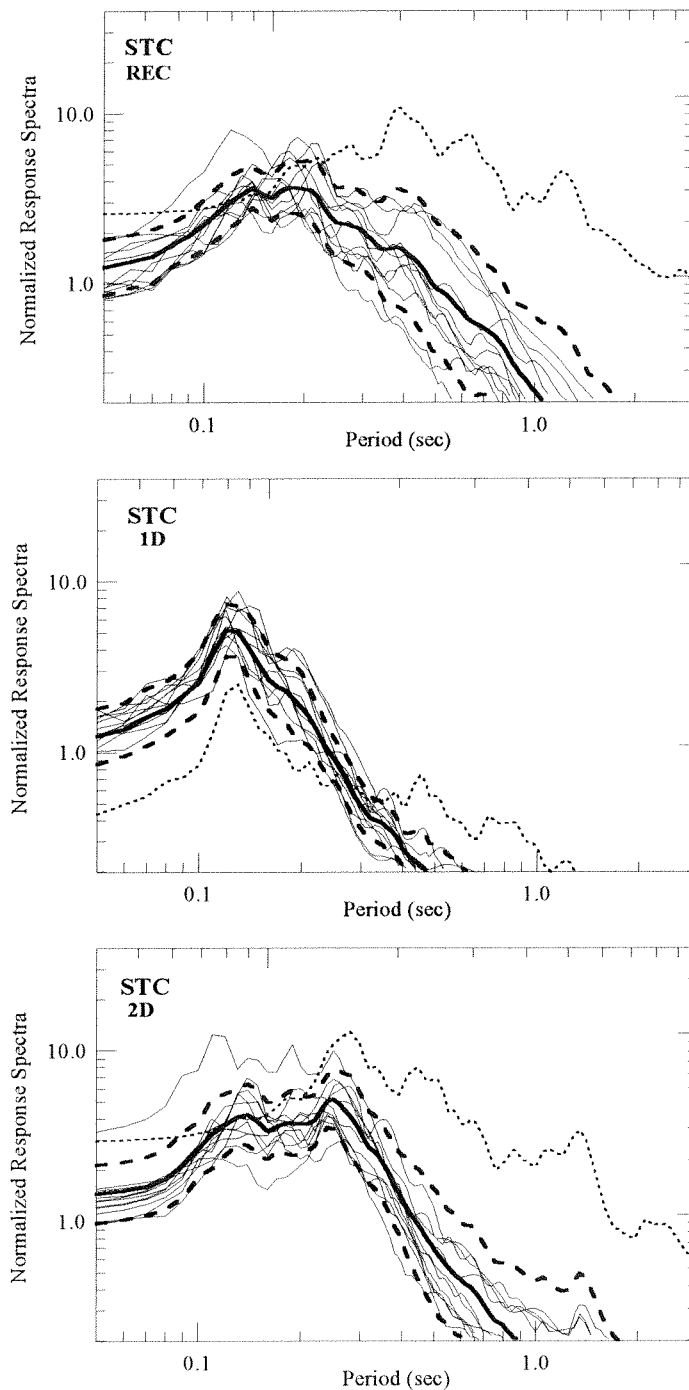
Σχήμα 7.7. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και διδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφήματων στη θέση TST. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. Έντονη συνεχής γραμμή: μέση τιμή. Έντονη διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την έντονη εσογμένη γραμμή παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95,  $M=6.6$ ,  $R=120\text{km}$ ).

*Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding pga at reference site, for station TST together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dotted line. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetics time histories.*



Σχήμα 7.8. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και διοδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων στη θέση FRM. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. Έντονη συνεχής γραμμή: μέση τιμή. Έντονη διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την έντονη εστιγμένη γραμμή παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95,  $M=6.6$ ,  $R=120\text{km}$ ).

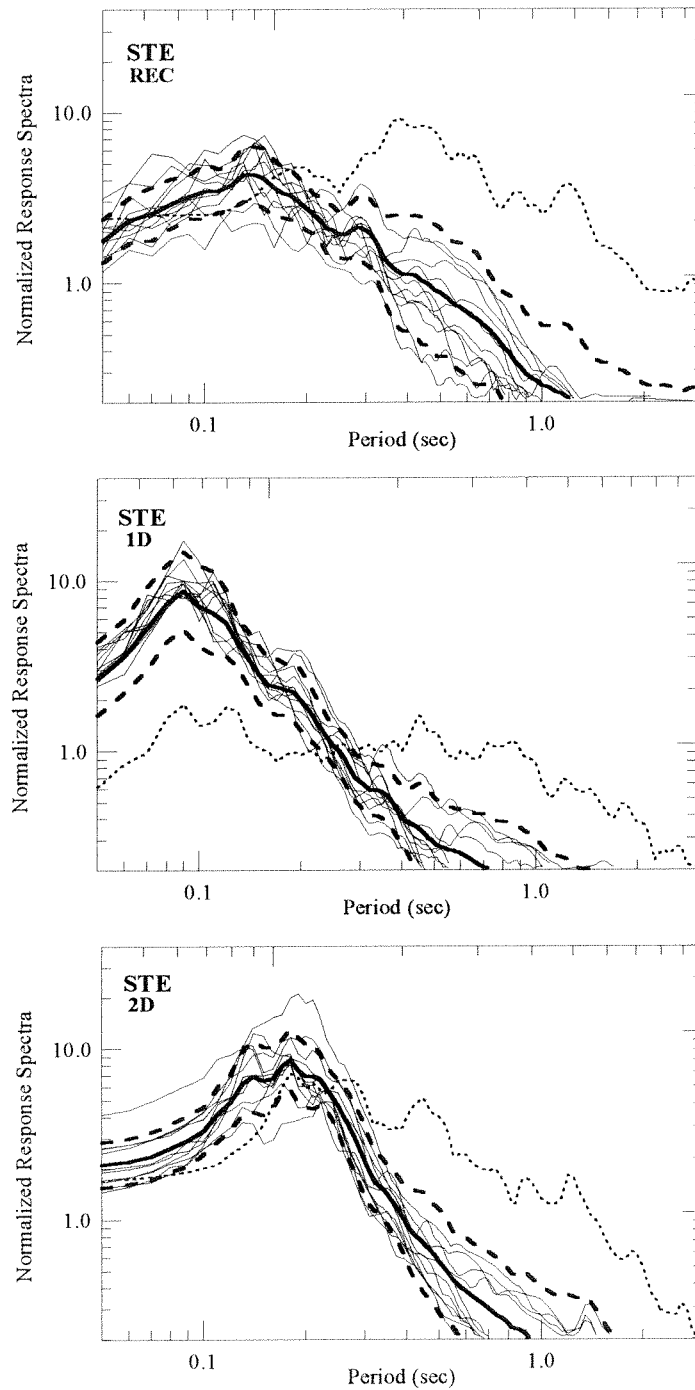
*Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding pga at reference site, for station FRM together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dottedline. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetics time histories.*



Σχήμα 7.9. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και διοδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων στη θέση STC. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. *Έντονη συνεχής γραμμή*: μέση τιμή. *Έντονη διακεκομμένη γραμμή*: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την *έντονη εσογμένη γραμμή* παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95,  $M=6.6$ ,  $R=120\text{km}$ ).

*Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding  $p_{ga}$  at reference site, for station STC together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dottedline. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetic time histories.*





Σχήμα 7.10. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης ( $\xi=5\%$ ) των καταγραφών (πάνω), των μονοδιάστατων (μέση) και δισδιάστατων (κάτω) συνθετικών επιταχυνσιογραφήματων στη θέση STE. Τα φάσματα απόκρισης κανονικοποιήθηκαν ως προς τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις στο σταθμό αναφοράς. Έντονη συνεχής γραμμή: μέση τιμή. Έντονη διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση. Με την έντονη εσογμένη γραμμή παρουσιάζεται το φάσμα απόκρισης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (13.05.95, M=6.6, R=120km).

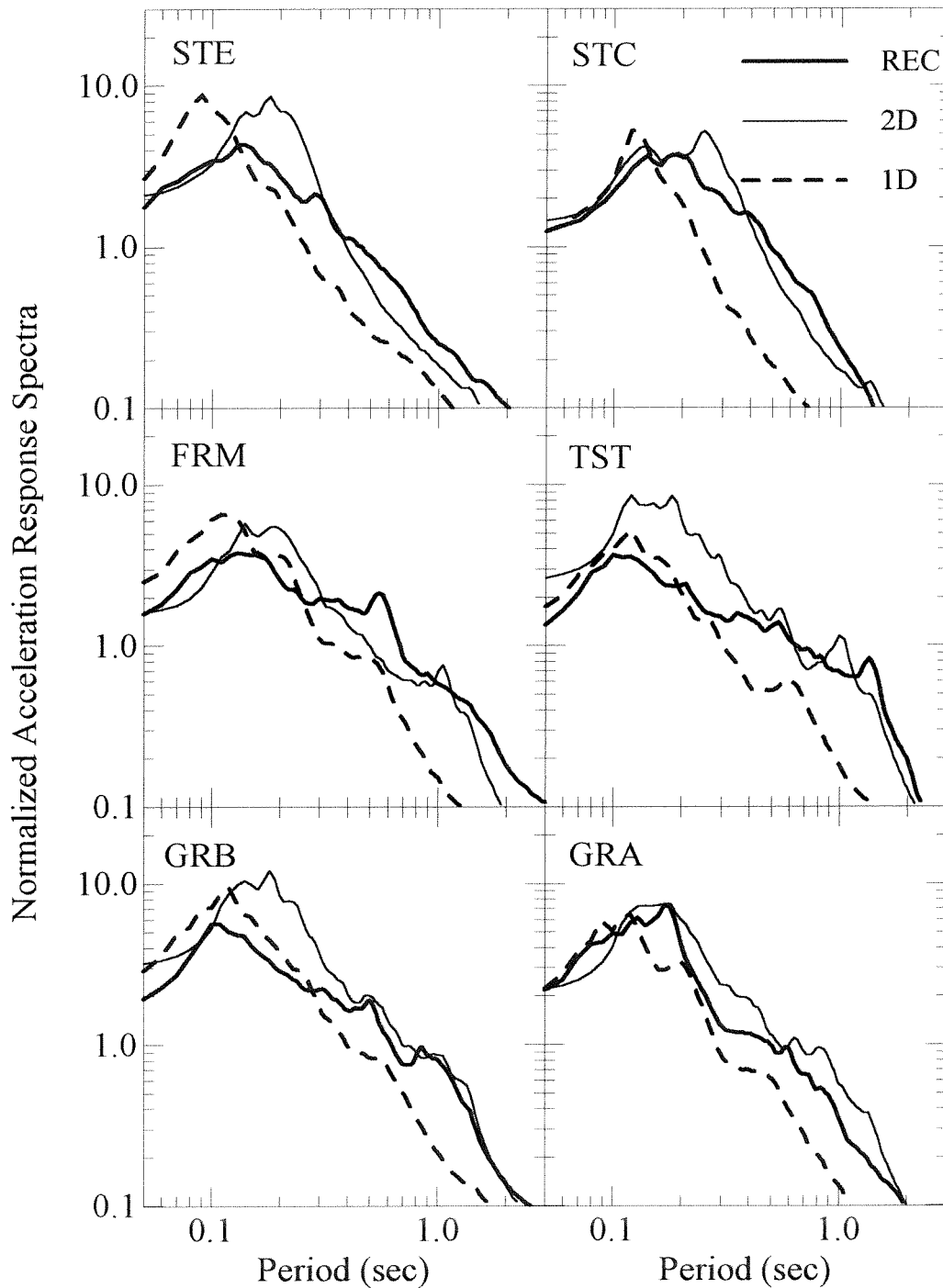
Normalized acceleration response spectra ( $\xi=5\%$ ) relative to the corresponding pga at reference site, for station STE together with their mean value (bold solid line) and their mean value  $\pm 1$  standard deviation (bold dashed line). The response spectra of the Kozani earthquake is presented by bold dottedline. Recordings (top), 1D (middle) and 2D (bottom) synthetics time histories.

κανονικοποιημένης (ως προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση του σεισμού στη θέση PRO) φασματικής επιτάχυνσης για περιόδους μεγαλύτερες των 0.30-0.40sec είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες για μικρότερες περιόδους. Η σύγκριση των φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης του σεισμού αυτού με εκείνα που προκύπτουν από τα μονοδιάστατα και δισδιάστατα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα δείχνει ότι τα συνθετικά φάσματα απόκρισης της δισδιάστατης προσομοίωσης συμφωνούν ικανοποιητικά με αυτά των καταγραφών τόσο στο πλάτος όσο και στο συχνотικό περιεχόμενο, σε αντίθεση με εκείνα της μονοδιάστατης προσομοίωσης.

Με εξαίρεση την περίπτωση του κύριου σεισμού της Κοζάνης, τα μεγαλύτερα κανονικοποιημένα πλάτη των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών παρατηρούνται στις μικρές περιόδους, ενώ μειώνονται σταδιακά σε μεγαλύτερες περιόδους (Σχήματα 7.4-7.10). Παρατηρούνται επίσης μικρές διαφορές μεταξύ των σταθμών, καθώς ο υπολογισμός των φασμάτων απόκρισης δεν λαμβάνει υπόψη τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης και οι οποιεσδήποτε διαφορές στη χρονική διάρκεια των καταγραφών στο κέντρο και στις άκρες της λεκάνης, όπως παρουσιάστηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, εξαλείφονται. Ωστόσο, στις θέσεις TST, FRM και GRB, τα κανονικοποιημένα πλάτη των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών, στις μεγάλες περιόδους, είναι μεγαλύτερα από ότι στους άλλους σταθμούς.

Η τυπική απόκλιση η οποία εκφράζει τη διασπορά από τη μέση τιμή των μονοδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης είναι σχετικά μικρή και είναι αποτέλεσμα του διαφορετικού τρόπου με τον οποίο κάθε ένας από τους σεισμούς του Πίνακα 7.1 διεγείρει το εδαφικό ομοίωμα. Παρατηρείται επίσης ότι η διασπορά των δισδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης είναι αξιοσημείωτα μεγαλύτερη από εκείνη των μονοδιάστατων, παρόλο που και τα μονοδιάστατα και τα δισδιάστατα συνθετικά φάσματα απόκρισης υπολογίσθηκαν χρησιμοποιώντας το ίδιο δείγμα σεισμών. Το ίδιο παρατηρείται και για τη διασπορά από τη μέση τιμή των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών. Η αυξημένη αυτή διακύμανση είναι αποτέλεσμα της πολυπλοκότητας των φαινομένων που συνοδεύουν τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων στη φύση (καταγραφές) και στις δισδιάστατες συνθετικές χρονοϊστορίες (με περίπλοκο γεωλογικό-γεωφυσικό προσομοίωμα).

Στο σχήμα 7.11. παρουσιάζονται οι μέσες τιμές των κανονικοποιημένων



Σχήμα 7.11. Σύγκριση των μέσων τιμών των κανονικοποιημένων φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών (REC) και των αντίστοιχων μονοδιάστατων (1D) και διοδιάστατων (2D) συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων.

*Comparison between the mean values of the normalized acceleration response spectra obtained for the transversal component of the recordings (REC) as well as of the corresponding 1D and 2D synthetic accelerograms*

φασμάτων απόκρισης της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών σε σχέση με τις μέσες τιμές των φασμάτων απόκρισης των μονοδιάστατων και δισδιάστατων συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων.

Ικανοποιητική συμφωνία παρατηρείται στη μορφή και στο πλάτος μεταξύ των μέσων τιμών των δισδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης με τα αντίστοιχα των καταγραφών. Τα πλάτη για περιόδους μεγαλύτερες από 0.30sec (συχνότητες μικρότερες από 3.0Hz περίπου) αναπαραγόνται σε ικανοποιητικό βαθμό από τα δισδιάστατα συνθετικά φάσματα απόκρισης σε όλους τους σταθμούς. Αντίθετα, σε περιόδους μικρότερες από 0.30sec, το πλάτος των φασμάτων απόκρισης υπερεκτιμάται από τα φάσματα των 2D επιταχυνσιογραφημάτων με εξαίρεση του σταθμούς GRA και STC. Το γεγονός αυτό είναι αποτέλεσμα της υπερεκτίμησης του πλάτους των 2D συναρτήσεων μεταφοράς (βλ. §7.4.2).

Η σύγκριση των μονοδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης με τα αντίστοιχα των καταγραφών παρουσιάζει διαφορετική εικόνα. Για περιόδους μεγαλύτερες από 0.30sec για τις θέσεις GRA, GRB, TST και FRM, και 0.15sec για τις STC και STE, το πλάτος των 1D φασμάτων απόκρισης είναι συστηματικά μικρότερο από εκείνο των καταγραφών. Για μικρότερες περιόδους, τα 1D φάσματα απόκρισης υπερεκτιμούν το πλάτος των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών στις θέσεις STE, FRM και GRB, ενώ στις υπόλοιπες παρατηρείται ικανοποιητική συμφωνία. Από το σχήμα 7.11 σε συνδυασμό με τις παραπάνω παρατηρήσεις, γίνεται σαφές ότι τα μονοδιάστατα συνθετικά φάσματα απόκρισης δεν παρουσιάζουν σημαντικό ποσοστό ενέργειας στις μεγάλες περιόδους και για το λόγο αυτό παρατηρούνται σημαντικές διαφορές με τις καταγραφές.

Η σύγκριση αυτή αναδεικνύει ότι οι διαφορές στη φυσική της επίδρασης της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας των μονοδιάστατων και δισδιάστατων προσομοιώσεων αντικατροπτίζονται πλήρως και στα φάσματα απόκρισης. Ωστόσο, τα φάσματα απόκρισης των συνθετικών δισδιάστατων επιταχυνσιογραφημάτων συγκλίνουν ικανοποιητικά με εκείνα των καταγραφών, ιδιαίτερα για περιόδους μεγαλύτερες από 0.30sec.

## **7.4. ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ**

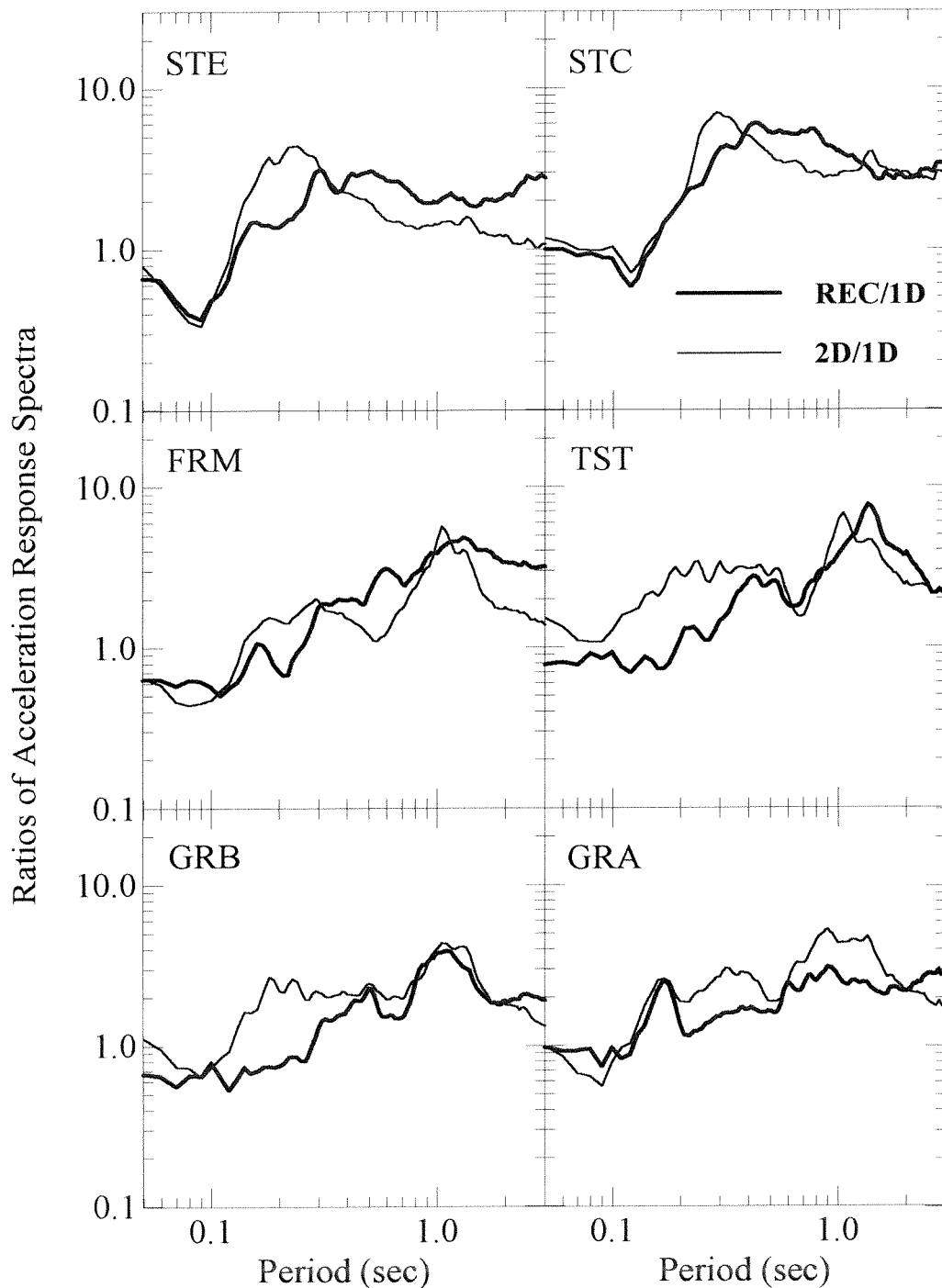
### **7.4.1. Εισαγωγή**

Η πρόσθετη ενίσχυση, πλέον του κατακόρυφου συντονισμού, ως αποτέλεσμα φαινομένων που σχετίζονται με την περίπλοκη εδαφική δομή της λεκάνης, θα μπορούσε να λαμβάνεται υπόψη με τους αποκαλούμενους στο εξής φασματικούς συντελεστές ενίσχυσης οι οποίοι εισάγονται για να τροποποιήσουν τα υπάρχοντα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού. Οι φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης ορίζονται ως ο λόγος των μέσων τιμών των δισδιάστατων προς τα αντίστοιχα μονοδιάστατα φασμάτα απόκρισης επιτάχυνσης (2D/1D). Ο τρόπος υπολογισμού των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης της λεκάνης και η αξιοπιστία τους παρουσιάζονται στην επόμενη ενότητα.

### **7.4.2. Έλεγχος αξιοπιστίας στις θέσεις παρατήρησης**

Αρχικά, υπολογίζονται οι λόγοι για κάθε θέση μελέτης των μέσων όρων των δισδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης προς τους αντίστοιχους των μονοδιάστατων (Σχήμα 7.12). Εάν δεν υπήρχαν 2D φαινόμενα, είναι προφανές ότι οι λόγοι αυτοί δεν θα υπερέβαιναν τη μονάδα. Όμως στην περίπτωση της λεκάνης του Euroseistest, παρατηρείται ότι οι συντελεστές αυτοί είναι μεγαλύτεροι της μονάδας σε όλο σχεδόν το εύρος των περιόδων (>0.15sec), για όλους τους σταθμούς ανεξαρτήτως της θέσης τους κατά μήκος του άξονα της τομής (GRA-STE). Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι η δισδιάστατη ανάλυση των επιδράσεων της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας δίνει σημαντικώς μεγαλύτερα φασματικά μεγέθη από ότι η μονοδιάστατη τόσο στο κεντρικό τμήμα της εδαφικής τομής όσο και στα άκρα της.

Το συμπέρασμα αυτό που προκύπτει από τα πρωτότυπα αποτελέσματα της προσομοίωσης της εδαφικής τομής του Euroseistest, συμπίπτει με τα αντίστοιχα προγενέστερων θεωρητικών και παραμετρικών μελετών δισδιάστατης προσομοίωσης ημιτονοειδών λεκανών (Chávez-García & Faccioli, 2000). Με δεδομένο ότι σε κάθε θέση παρατήρησης, οι ιδιότητες των σχηματισμών αυτών είναι ίδιες τόσο στη μονοδιάστατη όσο και στη δισδιάστατη προσομοίωση, γίνεται σαφές ότι η πρόσθετη ενίσχυση οφείλεται κυρίως στην επίδραση της γεωμετρίας



Σχήμα 7.12. Λόγοι των μέσων τιμών των κανονικοποιημένων φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης. Έντονες γραμμές: λόγοι εμπειρικών προς μονοδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης. Λεπτές γραμμές: λόγοι διοδιάστατων προς μονοδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης.

*Ratios of average normalized response spectra for each station. Thick lines: ratio between average observed response spectra at each station relative to average response spectra computed at each site using the 1D transfer functions. Thin lines: ratio between average response spectra computed at each station using the 2D transfer function relative to average response spectra computed at the same site using the 1D transfer functions.*

της λεκάνης.

Στη συνέχεια, ελέγχεται η αξιοπιστία των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης (2D/1D) χρησιμοποιώντας τα φάσματα απόκρισης των καταγραφών. Ο έλεγχος αυτός γίνεται με βάση τη σύγκριση των φασματικών συντελεστών 2D/1D με το λόγο όπου στον αριθμητή τη θέση του δισδιάστατου φάσματος απόκρισης παίρνει το φάσμα απόκρισης της καταγραφής ή αν είναι πολλές τότε ο μέσος όρος τους (REC/1D) και είναι απαραίτητος για τρεις κυρίως λόγους: α) ο συντελεστής 2D/1D είναι απολύτως θεωρητικός καθώς βασίζεται σε θεωρητικές αναλύσεις με προαπαιτούμενη γνώση του εδαφικού προσομοιώματος σε μία και δύο διαστάσεις και είναι εν δυνάμει κανονιστικός με την έννοια ότι έχει να κάνει με τη διπλή (1D και 2D) «πρόβλεψη» του σεισμού σχεδιασμού, β) οι θεωρητικές αναλύσεις υπόκεινται σε σημαντικό αριθμό σφαλμάτων (όσα και οι προαπαιτούμενες παράμετροι προσομοίωσης) και γ) η μονοδιάστατη θεώρηση του σεισμού σχεδιασμού είναι, ούτως ή άλλως, στη λογική των αντισεισμικών κανονισμών χάριν της απλότητά της (προϋποθέτει μία γεώτρηση στη θέση μελέτης) οπότε μπορεί να αποτελέσει μέτρο σύγκρισης ως κοινός παρονομαστής.

Η ομοιότητα μεταξύ των λόγων 2D/1D και REC/1D (Σχήμα 7.12) αποδεικνύει ότι: α) τα φάσματα απόκρισης των καταγραφών είναι συστηματικά μεγαλύτερα από εκείνα τα οποία προβλέπει η μονοδιάστατη προσομοίωση, ειδικότερα για περιόδους μεγαλύτερες των 0.20sec κατά μέσο όρο, και β) οι διαφορές μεταξύ των φασμάτων απόκρισης των καταγραφών και των μονοδιάστατων προσομοιώσεων είναι παρόμοιες με εκείνες που προκύπτουν από τη σύγκριση μεταξύ των μονοδιάστατων και δισδιάστατων συνθετικών φασμάτων απόκρισης. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνει την άποψη ότι στο Euroseistest, η δισδιάστατη προσομοίωση αναπαριστά πληρέστερα τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης.

Η πρόσθετη ενίσχυση, η οποία εισάγεται στα φάσματα απόκρισης από τη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών της συγκεκριμένης λεκάνης, κυμαίνεται μεταξύ 3 και 5 (κατά μέσο όρο 4), για περιόδους μεγαλύτερες από 0.40sec, και δεν φαίνεται να εξαρτάται έντονα από τη θέση των σταθμών κατά μήκος του άξονα της τομής (και άρα των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών), καθώς στη θέση STC στο νότιο άκρο της λεκάνης και στη θέση TST στο κέντρο παρατηρούνται παρόμοιοι φασματικοί συντελεστές (Σχήμα 7.12).

Η συμφωνία των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης 2D/1D και REC/1D σε τυχαίες θέσεις (σταθμοί ισχυρής κίνησης) αποδεικνύει την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης. Η αξιοπιστία αυτή δίνει τη δυνατότητα επέκτασης των αποτελεσμάτων αυτών για την εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούν την πυκνή χωρική (ανά 40.0m περίπου) διακύμανση των φασματικών συντελεστών κατά μήκος της τομής, η οποία εξετάζεται στην επόμενη ενότητα.

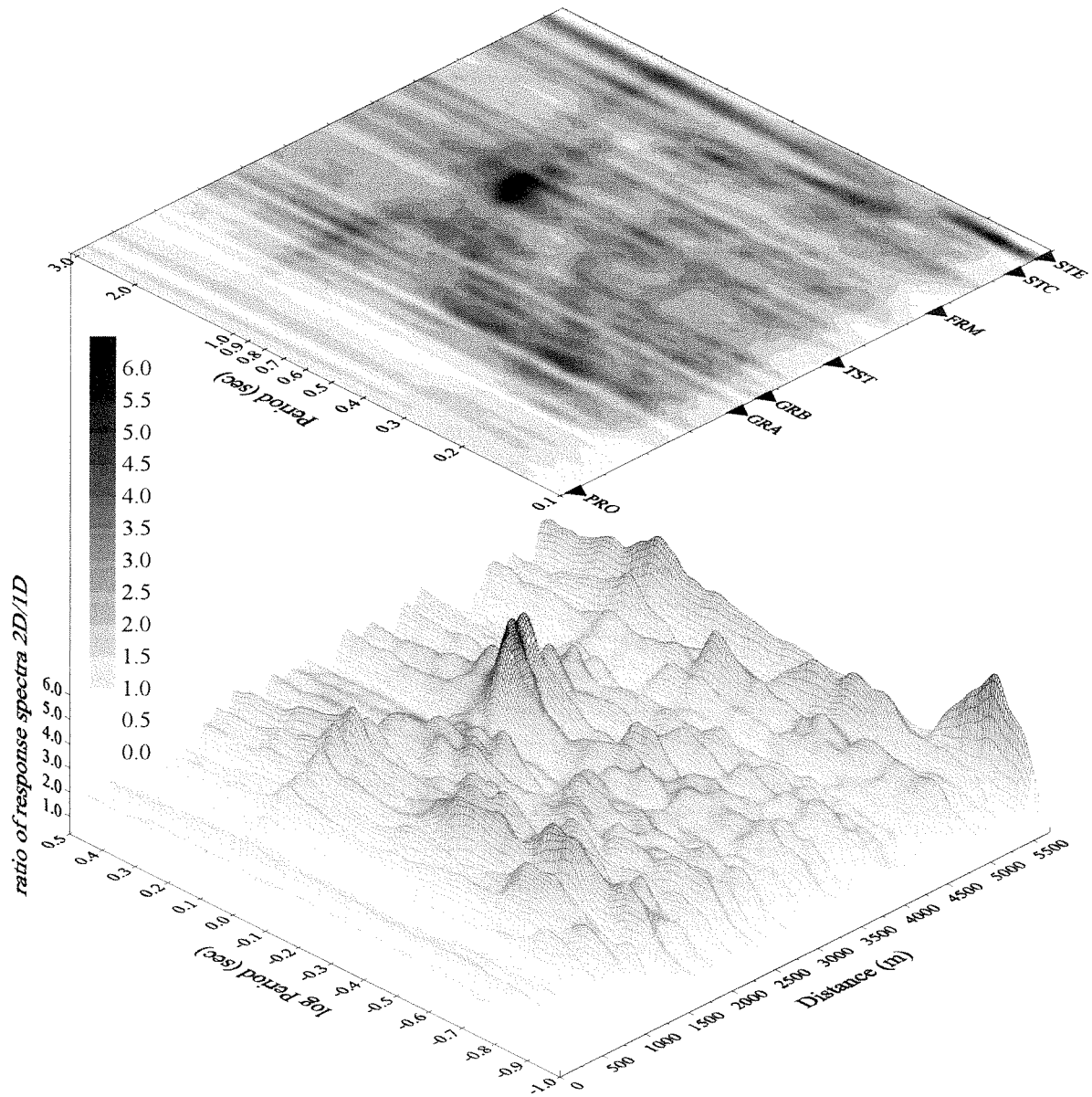
### **7.4.3. Φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης κατά μήκος της τομής**

Για να εκτιμηθεί η διακύμανση των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης κατά μήκος της τομής, υπολογίζονται τα συνθετικά (δισδιάστατα και μονοδιάστατα) επιταχυνσιογραφήματα για τις 12 εγκάρσιες συνιστώσες των καταγραφών στο σταθμό αναφοράς PRO (Πίνακας 7.1), σε 155 θέσεις ισοκατανεμημένες κάθε 41.6m κατά μήκος της εδαφικής τομής, καθώς και τα ελαστικά φάσματα επιτάχυνσης για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5%. Συγκεκριμένα, υπολογίζονται 3.720 ( $2 \times 155 \times 12$ ) συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα καθώς και τα αντίστοιχα φάσματα απόκρισης. Ακολουθεί η ίδια διαδικασία κανονικοποίησης και επεξεργασίας η οποία περιγράφεται στην ενότητα 7.2. Το τελικό αποτέλεσμα της επεξεργασίας, δηλαδή οι φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης 2D/1D κατά μήκος της τομής, δίνεται στο σχήμα 7.13.

Η επιφάνεια που ορίζεται στο σχήμα 7.13 αποτελεί μέτρο της ενίσχυσης του φασματικού πλάτους σε κάθε θέση κατά μήκος του άξονα Προφήτη – Στίβου της λεκάνης. Τα δισδιάστατα φάσματα απόκρισης είναι σημαντικά μεγαλύτερα σε μία ευρεία ζώνη περιόδων σε όλες τις θέσεις κατά μήκος της τομής. Η χωρική διακύμανση της ενίσχυσης δεν παρουσιάζει έντονες μεταβολές κατά μήκος της λεκάνης, με εξαίρεση την περιοχή γύρω από το TST στο κέντρο της, για περιόδους μεταξύ 0.70 και 1.50sec όπου παρατηρείται η μέγιστη τιμή της ενίσχυσης (περίπου 6.0) και αυτή κοντά στο STE όπου ανάλογη ενίσχυση (περίπου 5.0) παρατηρείται για περιόδους μεταξύ 0.10 και 0.20sec.

Ειδικότερα για τη θέση TST, το γεγονός ότι η μέγιστη τιμή του συντελεστή ενίσχυσης παρατηρείται σε περιόδους που αντιστοιχούν στο θεμελιώδη





Σχήμα 7.13. Μεταβολή του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης (2D/1D) κατά μήκος της εδαφικής τομής (άξονας Προφήτη – Στίβου).

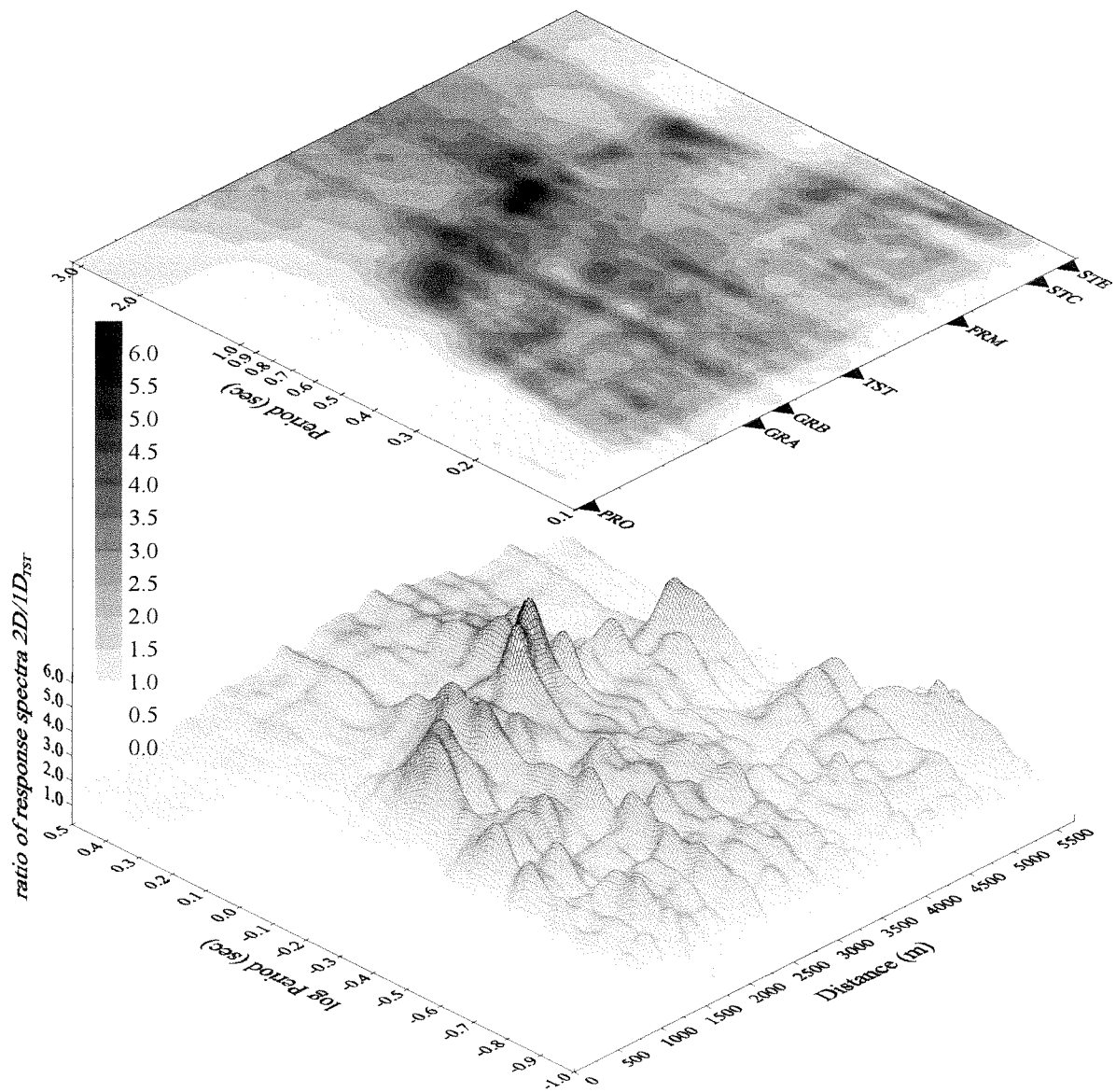
*Variation of the spectral amplification coefficient (2D/1D) along the cross-section.*

συντονισμό (0.7-1.0Hz) ο οποίος με τη σειρά του παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή του (σε σχέση με τις υπόλοιπες θέσεις κατά μήκος της τομής) είναι στενά συνδεδεμένο, από φυσική άποψη, με α) τις έντονες αλληλεπιδράσεις των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων (βλ. Κεφ. 4) και β) με την προφανή αδυναμία προσομοίωσης του φαινομένου αυτού από μονοδιάστατες μεθόδους. Σε γενικές γραμμές μπορεί να ειπωθεί ότι ο φασματικός συντελεστής ενίσχυσης που αντιπροσωπεύει τη συγκεκριμένη λεκάνη κυμαίνεται μεταξύ 3.0 και 5.0 στο εύρος των περιόδων που ενδιαφέρουν τους μηχανικούς.

Εάν υπήρχαν έντονες διακυμάνσεις της ενίσχυσης κατά μήκος της τομής ή ήταν εφικτή η άμεση συσχέτιση του πλάτους της ενίσχυσης με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς, τότε η αποτίμηση της ενίσχυσης θα οδηγούσε σε μία πιο σύνθετη διαδικασία που θα απαιτούσε διαφορετικούς συντελεστές ενίσχυσης σε σχέση με τη θέση κατά μήκος της τομής ή μία πιο συντηρητική αντιμετώπιση π.χ. προτείνοντας το μεγαλύτερο φασματικό συντελεστή που παρατηρείται κατά μήκος της τομής. Στην περίπτωση όμως της λεκάνης του Euroseistest, όπου η χωρική διακύμανση της ενίσχυσης δεν είναι έντονη, η πρόταση ενός ενιαίου φασματικού συντελεστή ενίσχυσης ταιριάζει με τα αποτελέσματα, με εξαίρεση ίσως την περιοχή στο σταθμό αναφοράς (PRO). Επίσης σημειώνεται ότι σύμφωνα με τους Moczko & Bard (1993) κοντά στα άκρα των λεκανών, η σημαντικότερη επίδραση των πλευρικών ασυνεχειών στη σεισμική απόκριση ενδέχεται να οφείλεται στη διαφορική κίνηση παρά στην ενίσχυση της εδαφικής κίνησης. Το ζήτημα της διαφορικής κίνησης δεν εξετάζεται διότι ξεφεύγει από τα όρια της παρούσης εργασίας.

Ένα άλλο μέτρο της ενίσχυσης της σεισμικής απόκρισης, είναι οι φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης σε σχέση με τη μονοδιάστατη απόκριση σε μία χαρακτηριστική θέση π.χ. το κέντρο της λεκάνης όπου παρατηρείται συνήθως το μέγιστο πάχος των αποθέσεων. Στην προκειμένη περίπτωση λόγω της ασυμμετρίας της γεωμετρίας της λεκάνης, ως κέντρο θεωρείται η θέση του επιταχυνσιογράφου TST περίπου στο μέσο του κεντρικού βυθίσματος της λεκάνης, όπου παρατηρήθηκε το μέγιστο βάθος του βραχώδους υποβάθρου (200m περίπου).

Η μορφή της επιφάνειας που ορίζει την ενίσχυση της σεισμικής απόκρισης ( $2D/1D_{TST}$ ) δίνεται στο σχήμα 7.14. Η μορφή και η διακύμανση των φασματικών



Σχήμα 7.14. Μεταβολή του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης ( $2D/1D_{TST}$ ) κατά μήκος της εδαφικής τομής (άξονας Προφήτη – Στίβου).

*Variation of the spectral amplification coefficient ( $2D/1D_{TST}$ ) along the cross-section.*

συντελεστών  $2D/1D_{TST}$  δεν διαφέρει δραματικά από τις αντίστοιχες  $2D/1D$  (Σχήμα 7.13), παρά τη διαφορετική φιλοσοφία υπολογισμού τους. Το πλάτος της ενίσχυσης κυμαίνεται μεταξύ 3.0 και 5.0 όπως και στην προηγούμενη περίπτωση με εξαίρεση πάλι την περιοχή γύρω από το σταθμό TST. Συγκρίνοντας τις δύο διαφορετικές εκδοχές υπολογισμού των συντελεστών ενίσχυσης, εκτιμάται ότι η μόνη ουσιαστική διαφορά αφορά τα άκρα της λεκάνης όπου οι φασματικοί συντελεστές είναι μικρότεροι, γεγονός που οφείλεται στη διαφορετική «απόκριση αναφοράς». Ο όρος αυτός εκφράζει είτε το μέσο όρο των 1D φασμάτων απόκρισης σε κάθε θέση υπολογισμού (Σχήμα 7.13) είτε το μέσο όρο των 1D φασμάτων απόκρισης στο κέντρο της λεκάνης (Σχήμα 7.14).

Σε ότι αφορά την «απόκριση αναφοράς», στην πρώτη περίπτωση, διαιρώντας τη δισδιάστατη με τη μονοδιάστατη απόκριση σε κάθε θέση απαλείφεται η συνεισφορά του κατακόρυφου συντονισμού των S-κυμάτων η οποία εμπεριέχεται στα αποτελέσματα της μονοδιάστατης και της δισδιάστατης απόκρισης στο ίδιο εύρος περιόδων, ενώ ταυτόχρονα αναδεικνύεται η επιρροή των 2D φαινομένων (πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων). Η διαφορά της δεύτερης προσέγγισης από την πρώτη, προκύπτει από τις διαφορές που παρουσιάζει στο πλάτος και κυρίως στο συχνοτικό περιεχόμενο η μονοδιάστατη απόκριση στο κέντρο της λεκάνης σε σχέση με την αντίστοιχη σε κάθε άλλη θέση.

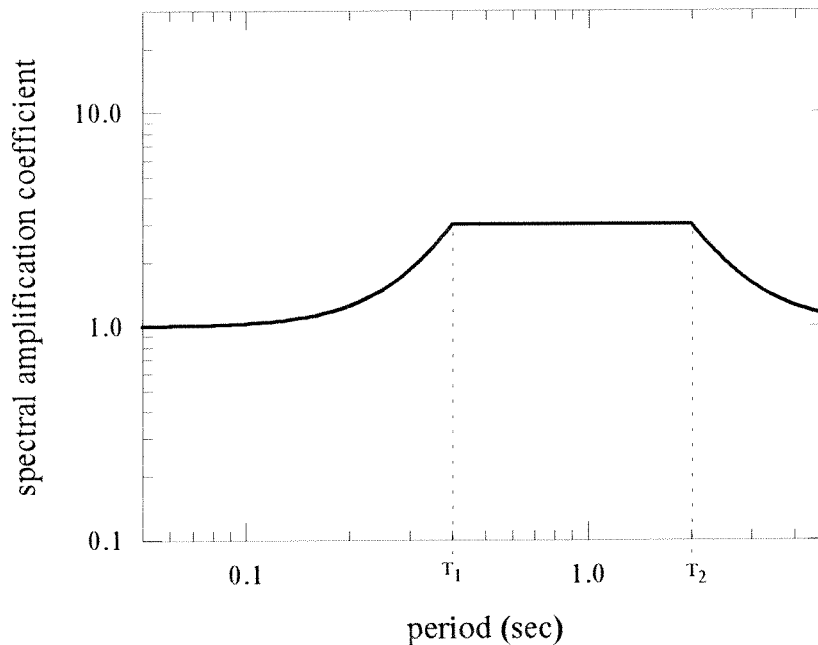
Παρατηρείται, όμως (Σχήμα 7.11), ότι τα μονοδιάστατα συνθετικά φάσματα απόκρισης είτε πρόκειται για σταθμούς στο κέντρο της λεκάνης (GRA, GRB, TST, FRM) είτε στα άκρα (STC, STE) δεν διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους, παρατήρηση η οποία υποστηρίζει το γενικό συμπέρασμα που αφορά την ομοιότητα στο πλάτος των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης των διαφορετικών προσεγγίσεων ( $2D/1D$ ,  $2D/1D_{TST}$ ). Παρά το γεγονός ότι ο φασματικός συντελεστής  $2D/1D_{TST}$  απαιτεί τους μισούς σχεδόν υπολογισμούς από ότι ο αντίστοιχος  $2D/1D$  και της ομοιότητας των αποτελεσμάτων, πιστεύεται ότι ο φασματικός συντελεστής  $2D/1D$  αναδεικνύει καλύτερα την επίδραση των φαινομένων που παρατηρούνται σε κάθε θέση πέρα από το μονοδιάστατο συντονισμό.

#### 7.4.4. Προτεινόμενος φασματικός συντελεστής ενίσχυσης

Στις ενότητες 7.4.2 και 7.4.3 εξετάσθηκε η δυνατότητα ποσοτικοποίησης της πρόσθετης ενίσχυσης η οποία προκαλείται από τη δισδιάστατη γεωμετρία των εδαφικών αποθέσεων της λεκάνης. Ο σκοπός όμως, του παρόντος κεφαλαίου δεν περιορίζεται μόνο σε αυτό, αλλά συμπεριλαμβάνει και τη διευρεύνηση της δυνατότητας εισαγωγής κάποιου είδους «πρόβλεψης» και πρότασης ένταξης της ενίσχυσης αυτής με όρους τους οποίους ορίζουν οι σύγχρονοι αντισεισμικοί κανονισμοί όπως για παράδειγμα ο EC8. Για το λόγο αυτό άλλωστε, τα αποτελέσματα παρουσιάσθηκαν με τη μορφή των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης (2D/1D).

Συνοψίζοντας τα συμπεράσματα των προηγούμενων ενοτήτων προκύπτει ότι το πλάτος των φασμάτων απόκρισης της δισδιάστατης ανάλυσης της σεισμικής απόκρισης είναι σημαντικά μεγαλύτερο από εκείνο της μονοδιάστατης σε μία ευρεία ζώνη περιόδων, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνεται από τα αποτελέσματα της σεισμικής απόκρισης με βάση τις καταγραφές. Η ενίσχυση που παρατηρείται στα φάσματα απόκρισης και προκαλείται από τη δισδιάστατη εδαφική δομή της λεκάνης είναι μεγαλύτερη της μονοδιάστατης ενίσχυσης κατά έναν παράγοντα που κυμαίνεται μεταξύ 3.0 και 5.0 για περιόδους μεγαλύτερες από 0.40sec. Το γεγονός αυτό σχετίζεται με τη δημιουργία στις πλευρικές ασυνέχειες (άκρα, ρήγματα, ρηξιγενείς ζώνες κ.α.) επιφανειακών κυμάτων τα οποία διαδίδονται στο εσωτερικό της λεκάνης και έχουν περιόδους μεγαλύτερες από 0.4sec (Κεφ. 4). Η διακύμανση της ενίσχυσης (2D/1D) κατά μήκος της λεκάνης, παρόλο που δεν μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, εντούτοις δεν δικαιολογεί την υιοθέτηση ενός φασματικού συντελεστή ενίσχυσης ο οποίος θα μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη θέση κατά μήκος της λεκάνης. Για το λόγο αυτό, ο φασματικός συντελεστής ενίσχυσης μπορεί σε μία πρώτη προσέγγιση να θεωρηθεί ενιαίος και σταθερός κατά μήκος της τομής.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω συμπεράσματα, μία πρώτη προσέγγιση του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης ο οποίος θα μπορούσε να εφαρμοσθεί στην περιοχή δίνεται στο σχήμα 7.15. Ο συντελεστής αυτός προέκυψε από την παρατήρηση και την ανάλυση των σχημάτων 7.12-7.14. Συγκεκριμένα, υπάρχει ένα εύρος περιόδων μικρότερες των 0.40sec όπου δεν παρατηρούνται μεγάλες διαφορές μεταξύ μονοδιάστατης και δισδιάστατης απόκρισης (ανοδικός κλάδος



Σχήμα 7.15. Προτεινόμενος φασματικός συντελεστής ενίσχυσης

*Spectral amplification coefficient to be used in order to take account 2D site effects relative to 1D ones.*

του σχήματος 7.15). Ουσιαστικά, η τιμή της περιόδου αυτής δεν διαφέρει σημαντικά από τη συχνότητα 2.5Hz η οποία ορίζει στις συναρτήσεις μεταφοράς τη μέγιστη συχνότητα της ζώνης που εμφανίζονται οι μεγαλύτερες ενισχύσεις (Σχήμα 4.4). Το πλάτος ενίσχυσης του κλάδου αυτού δίνεται από τη σχέση 7.1:

$$A = 1 + 2 \cdot \left( \frac{T}{T_1} \right)^3 \quad \text{όπου } T_1 = 0.40 \text{ sec} \quad (7.1)$$

Από τη σχέση 7.1 προκύπτει ότι για  $T=0.0\text{sec}$ , το πλάτος ( $A$ ) ισούται με τη μονάδα, γεγονός που σημαίνει ότι οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις που θα προκύπτουν τόσο από τη διοδιάστατη όσο και από τη μονοδιάστατη προσομοίωση θα πρέπει να είναι ίδιες, όπως επισημαίνεται και από το σχήμα 7.12 για περιόδους μικρότερες των 0.05sec και να αναλογούν στη μέγιστη αναμενόμενη επιτάχυνση της ζώνης σεισμικής επικινδυνότητας. Εξάλλου η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση είναι ένα μέγεθος, το οποίο όπως φαίνεται (§7.5) δεν μπορεί να ορισθεί αμφιμονοσήμαντα. Για το λόγο αυτό, το μέγεθος της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης θα πρέπει να καθορίζεται ξεχωριστά για κάθε θέση μελέτης.

Για  $T=0.4\text{sec}$ , προκύπτει (σχέση 7.1) ότι το πλάτος της ενίσχυσης ισούται με

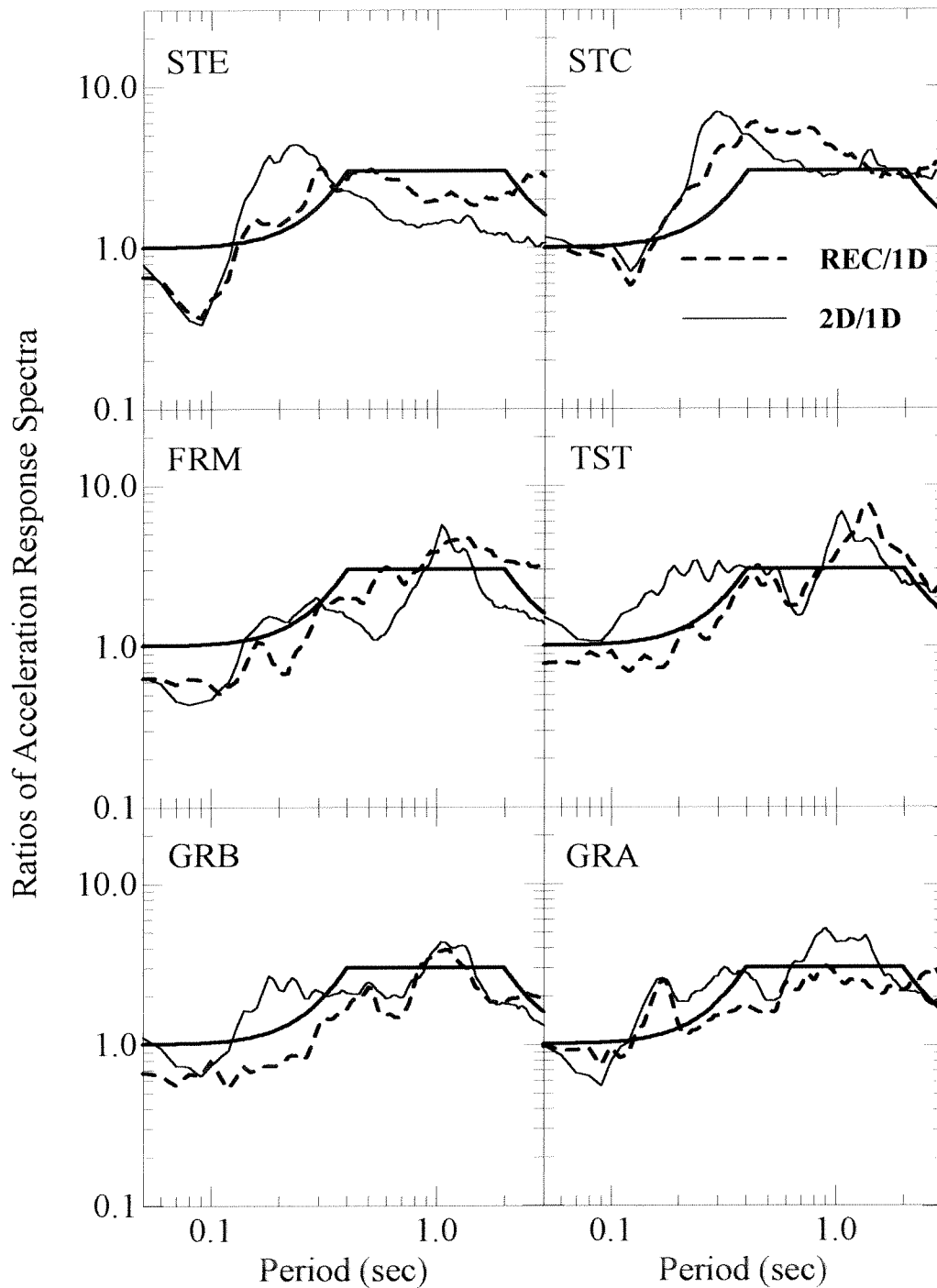
3.0, και αντιστοιχεί στην τιμή του κλάδου που αντιπροσωπεύει την ενίσχυση 2D/1D. Ο εκθετικός όρος επιλέχθηκε έτσι ώστε η μορφή της μεταβολής της ενίσχυσης στον κλάδο αυτό να ακολουθεί στο ίδιο εύρος περιόδων τη μορφή των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης 2D/1D και REC/1D.

Στη συνέχεια ακολουθεί ο σταθερός κλάδος ο οποίος ουσιαστικά, λαμβάνει υπόψη την πρόσθετη ενίσχυση εξαιτίας της δισδιάστατης γεωμετρίας της λεκάνης. Το πλάτος του κλάδου αυτού λαμβάνεται ίσο με 3.0, το οποίο προκύπτει ως μέση τιμή των φασματικών συντελεστών ενίσχυσης για περιόδους μεγαλύτερες από 0.40sec μέχρι 2.0sec. Το άνω όριο των 2.0sec ορίστηκε με τέτοιο τρόπο ώστε το μεσοδιάστημα της ζώνης αυτής των περιόδων να συμπίπτει με την ιδιοπερίοδο του μονοδιάστατου συντονισμού (1.2sec ή 0.8Hz) όπου παρατηρείται η περίοδος του θεμελιώδη τρόπου (mode) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων που επηρεάζουν την απόκριση στο εσωτερικό της λεκάνης και προκαλούν τα φαινόμενα της πρόσθετης ενίσχυσης (Κεφ.4).

Σε περιόδους μεγαλύτερες από 2.0 sec, ο φασματικός συντελεστής ενίσχυσης ακολουθεί καθοδική πορεία που τείνει ασυμπτωτικά στη μονάδα. Η αναγκαιότητα του κλάδου αυτού προέκυψε τόσο από τα αποτελέσματα του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης των καταγραφών REC/1D (Σχήμα 7.12) όσο και της δισδιάστατης θεωρητικής προσομοίωσης 2D/1D, στους οποίους παρατηρείται μείωση του πλάτους πέραν της τιμής της περιόδου αυτής. Το πλάτος του καθοδικού αυτού κλάδου δίνεται από τη σχέση 7.2 η οποία είναι ανάλογη αυτής του ανοδικού κλάδου:

$$A = 1 + 2 \cdot \left( \frac{T_2}{T} \right)^3 \quad \text{όπου } T_2 = 2.0 \text{ sec} \quad (7.2)$$

Στο σχήμα 7.16 παρουσιάζονται οι φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης 2D/1D και REC/1D σε συνδυασμό με τον προτεινόμενο φασματικό συντελεστή ενίσχυσης. Παρατηρείται ότι ο προτεινόμενος συντελεστής αυτός ακολουθεί ικανοποιητικά τη διακύμανση του πλάτους τόσο των συντελεστών 2D/1D όσο και των REC/1D. Το συμπέρασμα αυτό προσδίδει την απαιτούμενη αξιοπιστία στην πρόταση του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης του σχήματος 7.15. Μία μικρή απόκλιση παρατηρείται στο σταθμό STC όπου ο σταθερός κλάδος της ενίσχυσης υποεκτιμά το πλάτος ενίσχυσης του φασματικού συντελεστή REC/1D. Είναι σκόπιμο να τονισθεί ότι ο φασματικός συντελεστής ενίσχυσης του σχήματος 7.15



Σχήμα 7.16. Λόγοι των μέσων τιμών των κανονικοποιημένων φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης για κάθε σταθμό (φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης). Έντονες διακεκομμένες γραμμές: φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης REC/1D. Συνεχείς γραμμές: φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης 2D/1D. Έντονες συνεχείς γραμμές: προτεινόμενος εξομαλυμένος φασματικός συντελεστής ενίσχυσης (Σχήμα 7.15).

Ratios of average response spectra (spectral amplification coefficient) for each station. Thick dashed lines: spectral amplification coefficients REC/1D. Thin solid lines: spectral amplification coefficients 2D/1D. Thick solid lines: Intended smoothed spectral amplification coefficient (figure 7.15).



προτείνεται προκειμένου να χρησιμοποιηθεί μόνο για να τροποποιήσει το πλάτος των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού.

#### **7.4.5. Φασματικοί συντελεστές ενίσχυσης και δισδιάστατος συντονισμός**

Τα φαινόμενα που «ελέγχουν» τη σεισμική απόκριση της λεκάνης του Euroseistest είναι ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων. Ωστόσο, υπάρχει ο προβληματισμός αν ο προτεινόμενος συντελεστής ενίσχυσης θα είχε εφαρμογή σε σχετικά μεγάλου βάθους ιζηματογενείς λεκάνες όπου το φαινόμενο που προεξάρχει είναι ο δισδιάστατος συντονισμός. Οι διαφορές στη σεισμική συμπεριφορά μεταξύ μικρού (1D + lateral propagation) και σχετικά μεγάλου (2D resonance) βάθους ιζηματογενών λεκανών αφορούν τους παράγοντες ενίσχυσης των συναρτήσεων μεταφοράς στις χαμηλές συχνότητες. Οι Bard & Bouchon (1985) σημειώνουν ότι ο δισδιάστατος συντονισμός μετακινεί τη θεμελιώδη συχνότητα σε μεγαλύτερες τιμές. Οι Chávez-García & Faccioli (2000) από ανάλογες μελέτες καταλήγουν σε παρόμοιο συμπέρασμα.

Η επισήμανση αυτή καλύπτεται από τον προτεινόμενο φασματικό συντελεστή ενίσχυσης δεδομένου ότι ο σταθερός κλάδος του περιλαμβάνει μία ζώνη συχνοτήτων από 0.5 έως 2.5-3.0Hz όπου συνήθως αναμένονται οι μεγαλύτερες ενισχύσεις. Επιπλέον, οι διαφορές στη συχνότητα του θεμελιώδους συντονισμού μεταξύ των παραπάνω περιπτώσεων (1D resonance + lateral propagation και 2D resonance) τείνουν να εξαλειφθούν μετά τη συνέλιξη των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς με καταγραφές σειμών απαλλαγμένες από επιρροές της επιφανειακής γεωλογίας (σεισμοί αναφοράς) και με την αναπαράσταση της εδαφικής κίνησης μέσω των φασμάτων απόκρισης (επιλογή των απόλυτων μέγιστων τιμών).

Μία δεύτερη προσέγγιση του φασματικού συντελεστή ενίσχυσης (2D/1D) θα μπορούσε να περιλαμβάνει εξάρτηση της ζώνης των περιόδων του σταθερού κλάδου από την ιδιοπερίοδο του μονοδιάστατου συντονισμού στο κέντρο της λεκάνης. Στην περίπτωση αυτή, τα όρια που θα ορίζουν τη ζώνη του σταθερού κλάδου, για το παράδειγμα της λεκάνης του Euroseistest, θα μπορούσε να

εξαρτώνται από την ιδιοπερίοδο σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$T_1 = 0.30T_0 \text{ και } T_2 = 1.70T_0 \quad (7.3)$$

Η δεύτερη αυτή προσέγγιση είναι περισσότερο σύνθετη καθώς για τον ορισμό του κλάδου ενίσχυσης λαμβάνεται, έμμεσα, υπόψη η εξάρτηση της περιόδου του θεμελιώδους συντονισμού από τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών. Σε συνδυασμό με το συμπέρασμα των Bard & Bouchon (1985), σύμφωνα με το οποίο οι περίοδοι στις οποίες εμφανίζεται ο θεμελιώδης συντονισμός κυμαίνονται μεταξύ  $0.57T_0$  (όπου  $T_0$  η ιδιοπερίοδος του μονοδιάστατου συντονισμού) σε ιζηματογενείς λεκάνες σχετικά μεγάλου βάθους αποθέσεων (2D resonance) και  $0.95T_0$  σε αβαθείς ιζηματογενείς λεκάνες (1D resonance + lateral propagation), η τελευταία προσέγγιση (σχέση 7.3) είναι περισσότερο ελκυστική καθώς καλύπτει τόσο τη μία όσο και την άλλη περίπτωση.

Σε ότι αφορά το πλάτος ενίσχυσης στη ζώνη των περιόδων (από  $0.30 \div 1.7T_0$ ), πιστεύεται ότι ο παράγοντας ενίσχυσης (3.0) που προτείνεται είναι αρκετά ικανοποιητικός. Η αξιοπιστία του θα κριθεί μελλοντικά σε επίπεδο τόσο εμπειρικών όσο και θεωρητικών προσομοιώσεων της σεισμικής απόκρισης, δεδομένου ότι το πλάτος της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης σε μία θέση παρατήρησης εξαρτάται από πολλές παραμέτρους που σχετίζονται με τη γεωμετρία και τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών σε σχέση με αυτά του σεισμικού ή γεωλογικού υποβάθρου (velocity contrast, απόσβεση, γωνία πρόσπτωσης, κ.α.)

## **7.5. ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΙΣ**

### **7.5.1. Εισαγωγή**

Το μέγεθος το οποίο χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης για τον υπολογισμό των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού είναι η μέγιστη αναμενόμενη εδαφική επιτάχυνση. Σε αντίθεση με τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού στα οποία περιλαμβάνεται κάποια πρόβλεψη των επιδράσεων της επιφανειακής γεωλογίας (διαφορετικές μορφές για κάθε εδαφική κατηγορία), οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις ορίζονται για διαφορετικές ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας ανεξαρτήτως των τοπικών εδαφικών συνθηκών, όπως στον

Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό (ΕΑΚ2000) και στον Ευρωκώδικα (EC8). Αντιθέτως, ο UBC97 τροποποιεί τις μέγιστες αναμενόμενες εδαφικές επιταχύνσεις σε σχέση με τις επικρατούσες ανά θέση εδαφικές συνθήκες και το μέγεθος του σεισμού.

Μέχρι τα τέλη της προηγούμενης δεκαετίας, υπήρχε η πεποίθηση ότι οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις (PGA) δεν επηρεάζονταν σημαντικά από τις αποθέσεις σε αντίθεση με τις μέγιστες εδαφικές ταχύτητες (PGV) (Aki, 1988). Όμως, οι καταγραφές από του σεισμού στο Mexico (1985) επιδεικνυαν τέσσερις φορές υψηλότερες επιταχύνσεις στη ζώνη των λιμναίων αποθέσεων από ότι στην περιβάλλουσα λοφοσειρά. Η παρατήρηση αυτή επιβεβαιώθηκε στη συνέχεια σε πολλές άλλες περιπτώσεις (Loma Prieta, San Salvador, Kobe, etc). Απεναντίας, σε πολλές θέσεις, μεταξύ αυτών και στο Port Island (Kobe, 1995), παρατηρήθηκε δραστική μείωση της μέγιστης επιτάχυνσης σε αμμώδης περιοχές οι οποίες ρευστοποιήθηκαν. Φαίνεται, λοιπόν, ότι οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις σε περιοχές ιζηματογενών αποθέσεων δεν μπορούν να προβλεφθούν ευθέως από τις επιταχύνσεις σε βράχο. Παρόλα αυτά, ολοένα και περισσότεροι ερευνητές περιμένουν ενίσχυση της επιτάχυνσης σε θέσεις ιζηματογενών αποθέσεων, για επιταχύνσεις σε βράχο μικρότερες από  $0.30\div 0.40g$ . (Seed & Idriss, 1983; Mohammadioun & Pecker, 1984; Idriss, 1990; Dickenson & Seed, 1996; Mohammadioun, 1997; Pitilakis *et al.*, 1999). Πέρα από την τιμή αυτή, αναμένονται φαινόμενα συνδεδεμένα με τη μη-γραμμική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών σε ανακυκλιζόμενη φόρτιση.

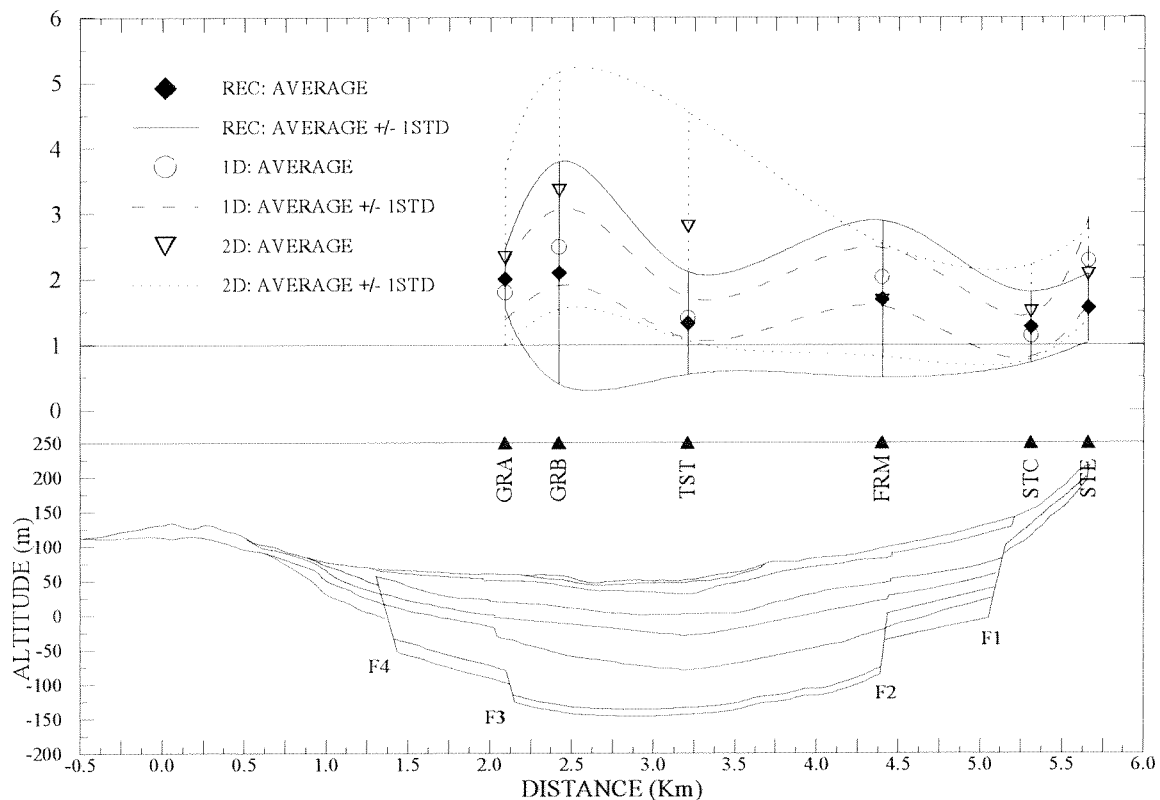
Εξαιτίας του ενδιαφέροντος το οποίο εγείρουν τα ζητήματα αυτά, στις ενότητες που ακολουθούν εξετάζεται, με αφορμή τα διαθέσιμα στοιχεία για την λεκάνη του Euroseistest, η πιθανή διαφοροποίηση των μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων της σεισμικής κίνησης.

### **7.5.2. Υπολογισμός και έλεγχος αξιοπιστίας στις θέσεις παρατήρησης**

Από το σύνολο των αποτελεσμάτων (εμπειρικών και θεωρητικών) που αφορούν τη λεκάνη του Euroseistest, στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις των καταγραφών και των μονοδιάστατων και δισδιάστατων

συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων στις θέσεις των σταθμών καταγραφής της σεισμικής κίνησης (GRA, GRB, TST, FRM, STC & STE). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο σχήμα 7.18 με τη μορφή κανονικοποιημένων, ως προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση των καταγραφών στο σταθμό αναφοράς PRO, τιμών.

Είναι φανερό ότι ο μέσος όρος των κανονικοποιημένων μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών είναι συστηματικά μεγαλύτερος της μονάδας σε όλους τους σταθμούς κατά μήκος της λεκάνης. Η απόκλιση από τη μέση τιμή, κυμαίνεται από θέση σε θέση και οφείλεται στο διαφορετικό τρόπο με τον οποίο ο κάθε σεισμός «διεγείρει» το θεμελιώδη συντονισμό. Ωστόσο, παρατηρείται ότι η μέση τιμή των μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων στους σταθμούς GRA, GRB, FRM και STE είναι μεγαλύτερη σε σχέση με τους υπόλοιπους, γεγονός το οποίο συνδέεται στις θέσεις αυτές με τις προσκείμενες ασυνέχειες των εδαφικών σχηματισμών.



Σχήμα 7.18. Παράθεση των κανονικοποιημένων μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων των καταγραφών και των συνθετικών (μονοδιάστατων και διοδιάστατων) επιταχυνσιογραφημάτων κατά μήκος της λεκάνης.

*Comparison between the normalized peak ground acceleration of the transversal component of the recorded and the synthetic (1D and 2D) motion.*

Στο ίδιο σχήμα, δίνονται και τα αντίστοιχα μεγέθη των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων. Παρατηρείται ότι οι μέσες τιμές των κανονικοποιημένων εδαφικών επιταχύνσεων των μονοδιάστατων συνθετικών χρονοϊστοριών συμφωνούν αρκετά καλά με εκείνες των καταγραφών. Οι διαφορές που εντοπίζονται από σταθμό σε σταθμό είναι σχετικά μικρές και σε κάθε περίπτωση, το εύρος της διακύμανσης του μεγέθους το οποίο εκφράζεται με ακρότατα όρια τη μέση τιμή  $\pm 1$  τυπική απόκλιση, εμπεριέχεται στο εύρος διακύμανσης των καταγραφών.

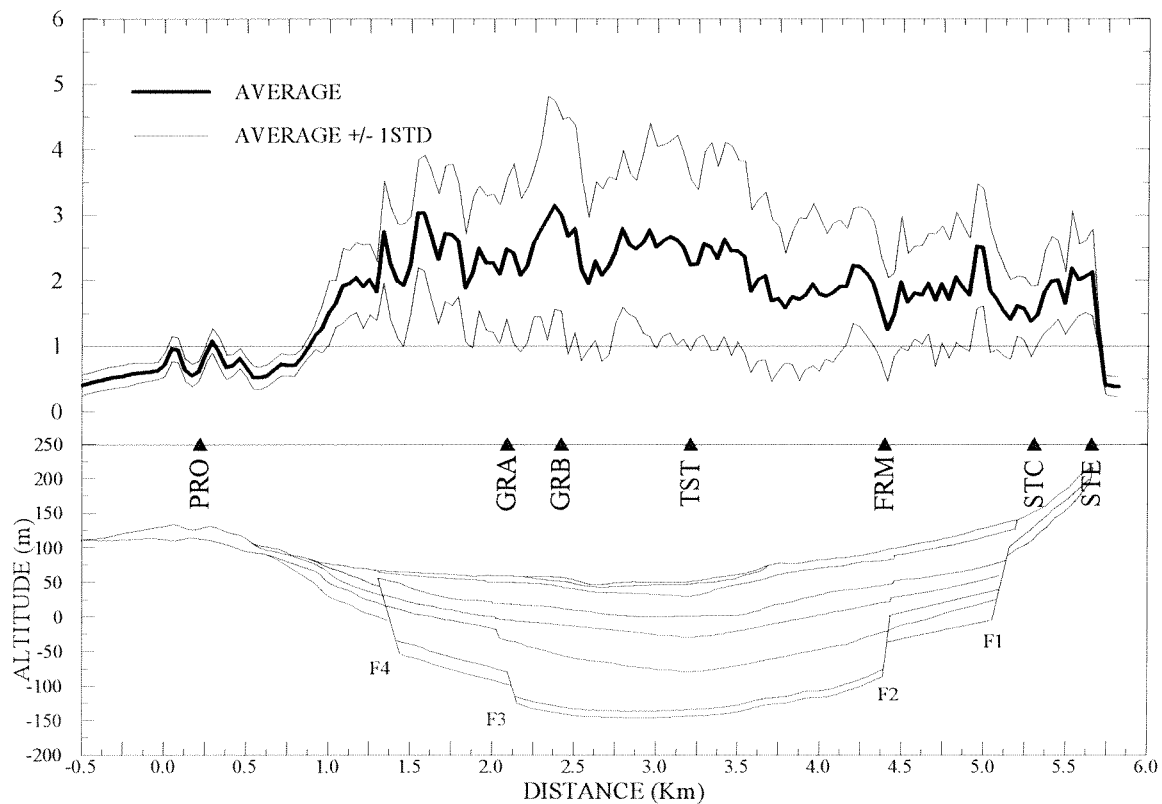
Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται κατά μήκος της λεκάνης και στις κανονικοποιημένες μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις των δισδιάστατων συνθετικών χρονοϊστοριών με εμφανή εξαιρεση τους σταθμούς GRA, GRB και TST όπου οι μέσες τιμές είναι μεγαλύτερες από τα αντίστοιχα μεγέθη των καταγραφών και των 1D συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων και οφείλεται στο γεγονός της υπερεκτίμησης του πλάτους της δισδιάστατης συνθετικής κίνησης στις υψηλές συχνότητες (Σχήμα 6.4). Παρατηρείται, όμως, ότι οι μέσες αυτές τιμές περιέχονται εντός των ορίων της διακύμανσης των κανονικοποιημένων μέσων τιμών των επιταχύνσεων στις καταγραφές.

Η απόκλιση των κανονικοποιημένων εδαφικών επιταχύνσεων από τη μέση τιμή παραμένει μεγάλη, και στην περίπτωση της δισδιάστατης προσομοίωσης, αποτέλεσμα το οποίο επιβεβαιώνει την πεποίθηση ότι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση δεν αποτελεί το καταλληλότερο μέγεθος μέτρησης των επιδράσεων της επιφανειακής γεωλογίας. Είναι σημαντικό όμως να σημειωθεί σε κάθε περίπτωση (εμπειρική και θεωρητικές) ότι οι επιταχύνσεις στο εσωτερικό τμήμα της λεκάνης είναι μεγαλύτερες από εκείνες στο σταθμό αναφοράς.

### **7.5.3. Μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις κατά μήκος της τομής**

Στο σχήμα 7.19 παρουσιάζονται οι κανονικοποιημένες εδαφικές επιταχύνσεις των δισδιάστατων επιταχυνσιογραφημάτων για όλες τις θέσεις υπολογισμού (155) κατά μήκος της τομής, προκειμένου να συσχετισθεί η μεταβολή του μεγέθους αυτού με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς. Με λίγα λόγια, ισχύουν τα συμπεράσματα της προηγούμενης ενότητας σε ότι αφορά τις μέσες τιμές και τη διακύμανσή τους.

Όμως, τα τοπικά μέγιστα που παρατηρούνται γύρω από το σταθμό GRB και γενικότερα σε όμορες θέσεις των ασυνχειών F1, F2, F3 και F4, δεν είναι δυνατό να εξηγηθούν παρά μόνο με την επίδραση των πλευρικών ασυνχειών των εδαφικών σχηματισμών. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από το, κατά τα άλλα, σχετικά σταθερό επίπεδο ενίσχυσης της μέσης επιτάχυνσης στα τμήματα που ορίζονται από τα ρήγματα F1, F2, F3 και F4. Στην περιοχή κατάντι του ρήγματος F2, το πλάτος της ενίσχυσης των εδαφικών επιταχύνσεων είναι αισθητά μικρότερο από το μέσο επίπεδο για το κεντρικό βύθισμα, αποτέλεσμα το οποίο συνδέεται με την «καταστροφική» συμβολή (destructive interference) των επιφανειακών κυμάτων που δημιουργούνται στην ασυνέχεια F2 με τα απευθείας S- κύματα (βλ. Κεφ. 5).



Σχήμα 7.19. Κανονικοποιημένες μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις των διδιάστατων συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων για όλες τις θέσεις υπολογισμού κατά μήκος του άξονα Προφήτη – Στίβου.

*Normalized peak ground accelerations of 2D synthetic accelerograms at 155 receivers along the Profitis – Stivos axis.*

## 7.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό διευρευνήθηκε η δυνατότητα ποσοτικοποίησης της πρόσθετης ενίσχυσης η οποία μπορεί να προέρχεται από την ανώμαλη γεωμετρία του βραχώδους υποβάθρου και την πολυπλοκότητα των εδαφικών σχηματισμών. Σκοπός του κεφαλαίου ήταν να εξετασθεί η δυνατότητα εισαγωγής στους αντισεισμικούς κανονισμούς ενός συντελεστή ο οποίος θα λαμβάνει υπόψη επιδράσεις λόγω σύνθετης επιφανειακής γεωλογίας. Δεδομένου ότι οι σεισμικές δράσεις σχεδιασμού περιγράφονται από τη μέγιστη αναμενόμενη εδαφική επιτάχυνση και τα ελαστικά φάσματα απόκρισης, τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής παρουσιάστηκαν σε δύο ενότητες με τη μορφή των προαναφερθέντων μεγεθών.

Αφορμή για τη μελέτη αυτή αποτέλεσαν τα διαθέσιμα στοιχεία (καταγραφές, αποτελέσματα προσομοιώσεων) για την λεκάνη του Euroseistest κατά μήκος μίας χαρακτηριστικής μηκοτομής. Τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο αυτό επιβεβαίωσαν ότι η πρόσθετη (σε σχέση με τη μονοδιάστατη απόκριση) ενίσχυση η οποία οφείλεται στη γεωμετρία της ιζηματογενούς τεκτονισμένης λεκάνης είναι σημαντική, και άρα μη αμελητέα, για μία ευρεία ζώνη περιόδων ( $>0.40\text{sec}$ ). Στη ζώνη αυτή των περιόδων η ενίσχυση ήταν τρεις με πέντε φορές μεγαλύτερη της αντίστοιχης μονοδιάστατης. Η διακύμανση της ενίσχυσης κατά μήκος της λεκάνης, παρόλο που είναι υπαρκτή, δεν δικαιολογεί, έναν συντελεστή ενίσχυσης ο οποίος θα εξαρτάται της θέσης κατά μήκος της. Για το λόγο αυτό, σε μία πρώτη προσέγγιση, προτείνεται ένας ενιαίος συντελεστής, σταθερός σε όλο το μήκος του άξονα της λεκάνης ο οποίος εξαρτάται από την περίοδο.

Με δεδομένο ότι οι επιρροές που δέχεται η σεισμική κίνηση από τα χαρακτηριστικά μίας περιοχής (γεωμετρία, δυναμικές ιδιότητες) εντοπίζονται σε μία περιοχή η οποία εξαρτάται της ιδιοπεριόδου (Chávez-García & Faccioli, 2000; Bard & Bouchon, 1985), προτείνεται, σε δεύτερο επίπεδο, ένας φασματικός συντελεστής ενίσχυσης εξαρτώμενος από την ιδιοπερίοδο. Το πλάτος της ενίσχυσης το οποίο προτείνεται, βασίζεται στα χαρακτηριστικά της απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest. Ωστόσο, δεν διαφέρει σημαντικά από τις τιμές που προέκυψαν από ανάλογες, αν και περιορισμένες στον αριθμό, έρευνες (Chávez-García & Faccioli, 2000).

Ένα δεύτερο συμπέρασμα που προέκυψε από τη μελέτη αυτή, αφορά τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις. Παρόλο που το μέγεθος αυτό δεν αποτελεί το κατάλληλο μέσο ανάδειξης της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι οι επιταχύνσεις στο εσωτερικό της λεκάνης όπου παρατηρείται το μεγαλύτερο πάχος των ιζηματογενών αποθέσεων είναι συστηματικά μεγαλύτερες από εκείνες στο βράχο, αναδεικνύοντας τις ελλείψεις των αντισεισμικών κανονισμών (ΕΑΚ2000, EC8) στον τομέα αυτό.

Είναι γεγονός ότι τα συμπεράσματα αυτά απορρέουν από την ανάλυση καταγραφών ασθενών σεισμών και γραμμικά ελαστικών θεωρητικών προσομοιώσεων, ωστόσο έντονα φαινόμενα εξαιτίας της μη-γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφικών υλικών δεν αναμένονται να παρατηρηθούν, σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία, για επιταχύνσεις στο βράχο μικρότερες από  $0.30 \div 0.40g$ . Σε συνδυασμό, δε, με την τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για τη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας IV του ΕΑΚ2000 ( $0.36g$ ), τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής μπορούν να θεωρηθούν αξιόπιστα, ενώ σε κάθε περίπτωση συμβάλλουν προς όφελος της ασφάλειας.

Το σημαντικότερο, όμως, συμπέρασμα αφορά τη φιλοσοφία που διέπει τις εφαρμογές πρακτικού ενδιαφέροντος για τους μηχανικούς. Η διεθνώς αναγνωρισμένη μέθοδος προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης σε εφαρμογές μικροζωνικών μελετών λαμβάνει υπόψη το μονοδιάστατο (και άρα σημειακό) εδαφικό ομοίωμα της θέσης μελέτης. Η πρακτική αυτή ενισχύεται από τη φιλοσοφία η οποία διέπει τη σύνταξη των σχετικών διατάξεων των αντισεισμικών κανονισμών (ΕΑΚ2000, EC8, UBC97), η οποία λαμβάνει υπόψη μονοδιάστατη γεωμετρία τόσο για το διαχωρισμό των κατηγοριών των εδαφών όσο και για την εκτίμηση των ελαστικών φασμάτων απόκρισης σχεδιασμού.

Όμως, τις τελευταίες δύο δεκαετίες υπάρχει μια πληθώρα θεωρητικών ερευνών οι οποίες έχουν αναδείξει, ποιοτικά και ποσοτικά, την επίδραση δισδιάστατων και τρισδιάστατων γεωλογικών δομών στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης (πλάτος, συχνотικό περιεχόμενο, διάρκεια κ.α.). Με την ανάπτυξη και δημιουργία πολυδύναμων πειραμάτων με ενοργανωμένα πεδία δοκιμών (όπως Euroseistest, Ashigara Valley, Turkey Flat Valley), τα αποτελέσματα της θεωρητικής έρευνας αποδεικνύονται και πειραματικά. Το επόμενο στάδιο, δεν μπορεί να είναι, πλέον, άλλο παρά η μεταφορά των συμπερασμάτων από την



έρευνα στην εφαρμογή, και προς αυτή την κατεύθυνση πιστεύεται ότι έχει συμβάλει η έρευνα που διεξήχθη στα πλαίσια του παρόντος κεφαλαίου.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8ο**

### **Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ – ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ**

#### **8.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Η δισδιάστατη θεωρητική προσομοίωση με βάση το αναλυτικό εδαφικό προσομοίωμα, που παρουσιάστηκε λεπτομερώς στο πέμπτο κεφάλαιο (στο εξής το προσομοίωμα αυτό συμβολίζεται με το λατινικό αριθμό I), έδειξε ότι μπορούν να αναπαραχθούν τα κύρια χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης και της παρατηρούμενης ενίσχυσης. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται από την ικανοποιητική συμφωνία των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης τόσο με δύο τυχαίες καταγραφές, στα πεδία τιμών του χρόνου και των συχνοτήτων (Κεφ. 6) όσο και με το σύνολο πολλών καταγραφών (μέσες τιμές εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς και φασμάτων απόκρισης, Κεφ. 7).

Σκοπός του κεφαλαίου αυτού, είναι η συστηματοποίηση των αποτελεσμάτων προσομοίωσης σε δύο διαστάσεις με τέτοιο τρόπο ώστε να μπορεί να ενσωματωθεί στη λογική των αντισεισμικών κανονισμών. Επειδή, όμως, από μία μόνο περίπτωση, δεν είναι ασφαλές να εξαχθούν συμπεράσματα τα οποία θα μπορούν ευθέως να περιληφθούν σε έναν αντισεισμικό κανονισμό (εσφαλμένη γενίκευση), είναι αναγκαίο να ερευνηθεί η ευαισθησία των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης διαφοροποιώντας (ακόμη και πλήρως) βασικές παραμέτρους του λεπτομερούς

εδαφικού προσομοιώματος (Κεφ. 5).

Η διερεύνηση της ευαισθησίας πραγματοποιείται με τη μελέτη των αποτελεσμάτων (συναρτήσεις μεταφοράς και συνθετικά σειсмоγράμματα) διαμέσου μίας παραμετρικής ανάλυσης που αφορά δύο διακριτούς κύκλους: α) των δυναμικών και β) των γεωμετρικών χαρακτηριστικών της ιζηματογενούς λεκάνης του Euroseistest. Για κάθε κύκλο παρουσιάζονται τέσσερις διαφορετικές εκδοχές της εδαφικής τομής οι οποίες συγκρίνονται στη βάση των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης τόσο μεταξύ τους όσο και με εκείνα του αναλυτικού προσομοιώματος αλλά και των καταγραφών.

Πέρα από τη συστηματοποίηση και ενσωμάτωση των αποτελεσμάτων στους αντισεισμικούς κανονισμούς, ένας επιπλέον λόγος, για την παραμετρική ανάλυση, είναι η αδυναμία επαρκούς γνώσης, στις πρακτικές εφαρμογές μηχανικού, των τοπικών εδαφικών συνθηκών στο βαθμό που είναι γνωστές στην περίπτωση του Euroseistest, όπου η έρευνα που διεξήχθει για το σκοπό αυτό ήταν ιδιαίτερος δαπανηρή και χρονοβόρα.

Η παραμετρική ανάλυση γίνεται στην κατεύθυνση της απλοποίησης των δυναμικών και γεωμετρικών χαρακτηριστικών του λεπτομερούς προσομοιώματος α) με τη λογική ότι τα χαρακτηριστικά αυτά θα πρέπει “a priori” να θεωρούνται άγνωστα (όπως συμβαίνει συνήθως στις πρακτικές εφαρμογές των μηχανικών) και β) με τη θεώρηση ότι τα εδαφικά προσομοιώματα της παραμετρικής ανάλυσης θα μπορούσαν να θεωρηθούν τυπικά παραδείγματα ιζηματογενών λεκανών τουλάχιστον στον ελλαδικό χώρο. Με δεδομένη τη γνώση της γεωλογίας της Ελλάδος (Μουντράκης, 1985; Παυλίδης & Μουντράκης, 1986) και μεγάλο πλήθος γεωφυσικών και γεωτεχνικών ερευνών που πραγματοποιήθηκαν στο σύνολο της επικράτειας από το Εργαστήριο Εδαφομηχανικής και Θεμελιώσεων του Α.Π.Θ., η παραπάνω θεώρηση δεν θα μπορούσε να θεωρηθεί υπερβολική.

Η γενίκευση λοιπόν που βασίζεται στην παραμετρική ανάλυση θα μπορούσε να αποτελεί πιλοτική προσπάθεια για τον τρόπο προσέγγισης του προβλήματος που αφορά την ενσωμάτωση των δισδιάστατων φαινομένων (μονοδιάστατος συντονισμός σε συνδυασμό με την πλευρική διάδοση κυματικού πεδίου, τοπικά παραγόμενα επιφανειακά κυμάτα, ο ρόλος των γεωλογικών ασυνεχειών όπως τα ρήγματα, κ.λ.π.) στους αντισεισμικούς κανονισμούς.

Από την άλλη πλευρά, βεβαίως, η γενίκευση αυτή δεν θα πρέπει να είναι αποτρεπτική για επισταμένη μελέτη και άλλων ειδικών περιπτώσεων όπως αυτής του Euroseistest. Αντίθετα, είναι επιθυμητή η επανάληψη ανάλογων ερευνών σε ιζηματογενείς λεκάνες σε διαφορετικά γεωλογικά και σεισμοτεκτονικά περιβάλλοντα.

## **8.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ**

Η παραμετρική ανάλυση της οποίας η αναγκαιότητα και η χρησιμότητα εκτέθηκαν στην ενότητα 8.1, περιλαμβάνει δύο κατηγορίες προσομοιωμάτων.

Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν τα προσομοιώματα εκείνα στα οποία οι εδαφικοί σχηματισμοί της λεπτομερούς εδαφικής τομής μειώνονται με την ταυτόχρονη μεταβολή των βασικών δυναμικών ιδιοτήτων ( $V_s$ ,  $Q_s$ ), απλοποιώντας την σταδιακά, διατηρώντας όμως τη σύνθετη γεωμετρία της λεκάνης. Στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν εκείνα τα προσομοιώματα στα οποία η σύνθετη γεωμετρία της λεκάνης αντικαθίσταται από απλής γεωμετρίας σχήματα, με κύριο γνώρισμα την οριζόντια και επίπεδη ελεύθερη επιφάνεια, την οριζόντια στρωματογραφία και τη συμμετρία των κλίσεων των πλευρικών ορίων, διατηρώντας παράλληλα ίδια δυναμικά χαρακτηριστικά στους εδαφικούς σχηματισμούς και το βραχώδες υπόβαθρο.

Ειδικότερα, στην πρώτη κατηγορία η απλοποίηση των εδαφικών σχηματισμών βασίζεται σε διαφορετικές κάθε φορά ομαδοποιήσεις των εδαφικών στρώσεων μέχρι την πλήρη απλοποίησή τους και την αντικατάστασή τους από έναν και μόνο σχηματισμό σε όλον τον όγκο της ιζηματογενούς λεκάνης. Στη δεύτερη κατηγορία, τα εδαφικά προσομοιώματα καλύπτουν μέρος ή όλη την περιοχή μεταξύ των ακραίων ασυνεχειών F1 και F4, διότι στην περιοχή αυτή εμφανίζονται έντονες μεταβολές του βάθους του βραχώδους υποβάθρου. Η περίπτωση να καλυφθεί το σύνολο της λεκάνης οδηγεί σε περισσότερο πολύπλοκες γεωμετρίες οι οποίες ξεφεύγουν από τους σκοπούς της διερεύνησης αυτής.

Οι εδαφικές τομές που ανήκουν στην πρώτη κατηγορία αναλύσεων έχουν τα ίδια χαρακτηριστικά προσομοίωσης (διαστάσεις και βήμα κανάβου, χρονικό βήμα, θέσεις υπολογισμού των συνθετικών σειсмоγραμμάτων, παλμός διέγερσης, πλευρικά όρια του κανάβου, κ.α.) με εκείνα της λεπτομερούς εδαφικής τομής.

Έτσι, ο χρόνος επίλυσης κάθε μιας από τις αναλύσεις της κατηγορίας αυτής, διήρκεσε 48 ώρες περίπου. Τα στοιχεία της προσομοίωσης για τη δεύτερη κατηγορία αναλύσεων είναι διαφορετικά από ότι στην πρώτη, ως αποτέλεσμα της απλής στρωματογραφίας, αποτελούμενης από δύο σχηματισμούς, και των διαφορετικών ταχυτήτων που περιγράφουν τις εδαφικές τομές. Για τη διατήρηση της αντιστοιχίας των θέσεων υπολογισμού των συνθετικών σειсмоγραμμάτων (κάθε 41.6m) σε όλες τις αναλύσεις, επιλέγεται το βήμα του κανάβου στις αναλύσεις της δεύτερης κατηγορίας να είναι ακέραιο πολλαπλάσιο εκείνου της πρώτης. Η αύξηση του βήματος του κανάβου σε συνδυασμό με τη μείωση του μήκους (κάλυψη της περιοχής F1-F4) και του ύψους (επίπεδη ελεύθερη επιφάνεια) της λεπτομερούς εδαφικής τομής οδήγησε σε δραστική μείωση του χρόνου επίλυσης (από 48 σε περίπου 5 ώρες). Η μείωση του χρόνου επίλυσης είναι ένα από τα βασικά ζητούμενα σε αυτού του είδους τα προβλήματα. Τα χαρακτηριστικά της προσομοίωσης και των δύο κατηγοριών αναλύσεων συνοψίζονται στον Πίνακα 8.1.

Πίνακας 8.1. Χαρακτηριστικά της προσομοίωσης της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών για τις δύο κατηγορίες παραμετρικών αναλύσεων.

*Characteristic elements of the 2D simulation for type 1 (dynamic properties) and type 2 (geometry) sensitivity analysis*

	Κατηγορία 1η <i>Type 1</i>	Κατηγορία 2η <i>Type 2</i>
$\Delta x$ (m)	1.3	3.2
$\Delta z$ (m)	1.3	3.2
Συνολικό μήκος τομής (m) <i>Total length</i>	6453.2	5843.2
Συνολικό ύψος τομής (m) <i>Total height</i>	403	256
Συνολικός αριθμός κόμβων <i>Total number of nodes</i>	1.544.115	147.987
$\Delta t$ (sec)	0.0003	0.0003
Διάρκεια χρονοϊστοριών (sec) <i>Signal duration</i>	30	30
Χρόνος επίλυσης (hours) <i>Computing time</i>	~48	~5

Τα αποτελέσματα των αναλύσεων κάθε κατηγορίας παρουσιάζονται και σχολιάζονται στα πεδία τιμών του χρόνου (συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων) και των συχνοτήτων (συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς). Οι συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων φιλτράρονται με ένα χαμηλοπερατό φίλτρο Butterworth με συχνότητα αποκοπής 10.0Hz. Η επιλογή της συχνότητας αυτής είναι αναγκαία, διότι επιτρέπει τη σύγκριση – η οποία ακολουθεί – μεταξύ των αποτελεσμάτων των παραμετρικών αναλύσεων και της αναλυτικής εδαφικής τομής I (Κεφ. 5). Για τον υπολογισμό των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς, ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιείται η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης, στο σταθμό αναφοράς (PRO), θέσης, όπως ακριβώς στην περίπτωση της αναλυτικής τομής I.

Στη συνέχεια, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης των συναρτήσεων μεταφοράς των εδαφικών τομών κάθε κατηγορίας με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς των καταγραφών στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek του σεισμού της 25.06.94 μεγέθους  $M$ , 3.0 και επικεντρικής απόστασης  $R$ , 25km. Η σύγκριση αυτή γίνεται με σκοπό τον έλεγχο της συνάφειας των αναλύσεων των απλουστευμένων εδαφικών τομών. Σε δεύτερο στάδιο, οι συχνότητες των συναρτήσεων μεταφοράς της πρώτης κατηγορίας αναλύσεων, κανονικοποιούνται ως προς εκείνη του μονοδιάστατου θεμελιώδη συντονισμού στο κέντρο της λεκάνης, με σκοπό τη διερεύνηση της εξάρτησης, κατά μήκος της λεκάνης, της θεμελιώδης συχνότητας και του αντίστοιχου παράγοντα ενίσχυσης από τις δυναμικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών.

Τέλος, παρουσιάζεται η αξιολόγηση των επιμέρους αποτελεσμάτων της παραμετρικής ανάλυσης. Σε ότι αφορά το πεδίο τιμών των συχνοτήτων, μετά την αξιολόγηση, υπολογίζεται ο μέσος όρος των συναρτήσεων μεταφοράς των εδαφικών τομών με εξαίρεση τα τελείως απλοποιημένα μονοστρωματικά προσομοιώματα (βλ. §8.3.4) και εκείνο το οποίο καλύπτει μόνο την περιοχή μεταξύ των ασυνεχειών  $F2$  και  $F3$  (βλ. §8.4.3.3). Η αξιοπιστία της μέσης αυτής συνάρτησης μεταφοράς ελέγχεται τόσο με τις αντίστοιχες των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 όσο και με τη μέση τιμή των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς ομάδας επιταχυνσιογραφήματων (Κεφ. 7). Σε ότι αφορά την πρόταση σεισμού σχεδιασμού, υπολογίζονται τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα από τη συνέλιξη των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς (για όλες τις τομές) με την

καταγραφή στο σταθμό αναφοράς του σεισμού της 04.05.95, ( $M=5.8$ ,  $R=32\text{km}$ ). Στη συνέχεια, τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα συγκρίνονται στις θέσεις των επιταχυνσιογράφων τόσο με αυτά που προέκυψαν από την αναλυτική τομή I, όσο και με τις καταγραφές.

### **8.3. ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΑ ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ**

#### **8.3.1. Εισαγωγή**

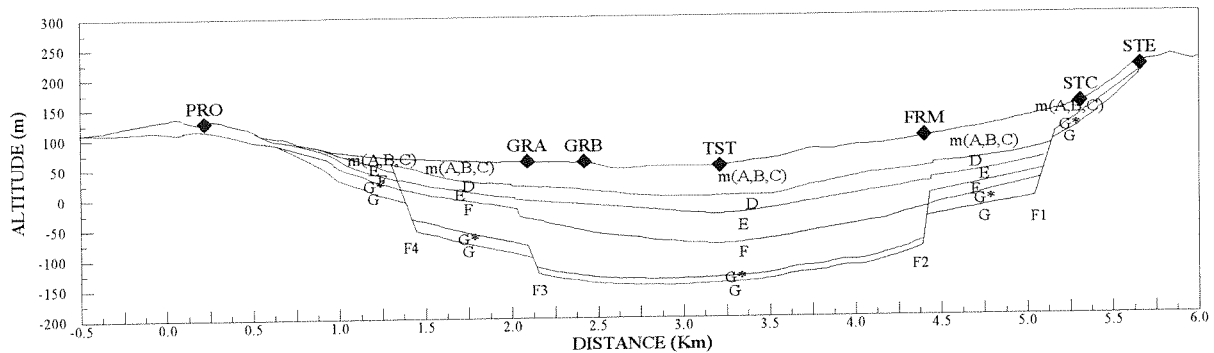
Η ενότητα αυτή αφορά την πρώτη κατηγορία των παραμετρικών αναλύσεων, με την οποία επιχειρείται η διερεύνηση της επίδρασης των δυναμικών χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών στη σεισμική τους απόκριση. Για το σκοπό αυτό, μορφοποιήθηκαν τέσσερις απλοποιημένες εδαφικές τομές (II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>). Η γεωμετρία της διεπιφάνειας ιζημάτων και βραχώδους υποβάθρου είναι η ίδια σε όλες τις εδαφικές τομές, ενώ η γεωμετρία των διεπιφανειών μεταξύ των εδαφικών σχηματισμών διαμορφώνεται κάθε φορά ανάλογα με τον αριθμό των διαφορετικών σχηματισμών που λαμβάνονται υπόψη σε κάθε ανάλυση. Η απλοποίηση της τομής I γίνεται προοδευτικά ώστε να ελέγχονται καλύτερα οι επιδράσεις που ενδεχομένως επιφέρουν στα αποτελέσματα οι διαφοροποιήσεις στα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών.

Στη συνέχεια περιγράφονται οι απλουστευμένες εδαφικές τομές, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης, συγκρίνονται με τα αντίστοιχα της λεπτομερούς εδαφικής τομής (I) και τέλος δίνεται η φυσική ερμηνεία των αποτελεσμάτων σε σχέση με τη διαφοροποίηση των αρχικών δεδομένων.

#### **8.3.2. Εδαφική τομή II**

Η εδαφική τομή II (Σχήμα 8.1) προκύπτει από την αντικατάσταση των τριών επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών (A, B, C) της λεπτομερούς εδαφικής τομής από έναν. Οι ιδιότητες του νέου αυτού σχηματισμού προκύπτουν από τη σταθμισμένη (ως προς το πάχος τους στο κέντρο της λεκάνης) μέση τιμή των ιδιοτήτων των σχηματισμών (A, B, C). Οι ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών της τομής II δίνονται στον Πίνακα 8.2.





Σχήμα 8.1. Η μορφή της απλοποιημένης ιζηματογενούς λεκάνης της εδαφικής τομής II

*The shape of the simplified sedimentary valley of Euroseistest. The three surface soil formations (A, B, C) were replaced by one, which describes the mean value of their dynamic properties (model II).*

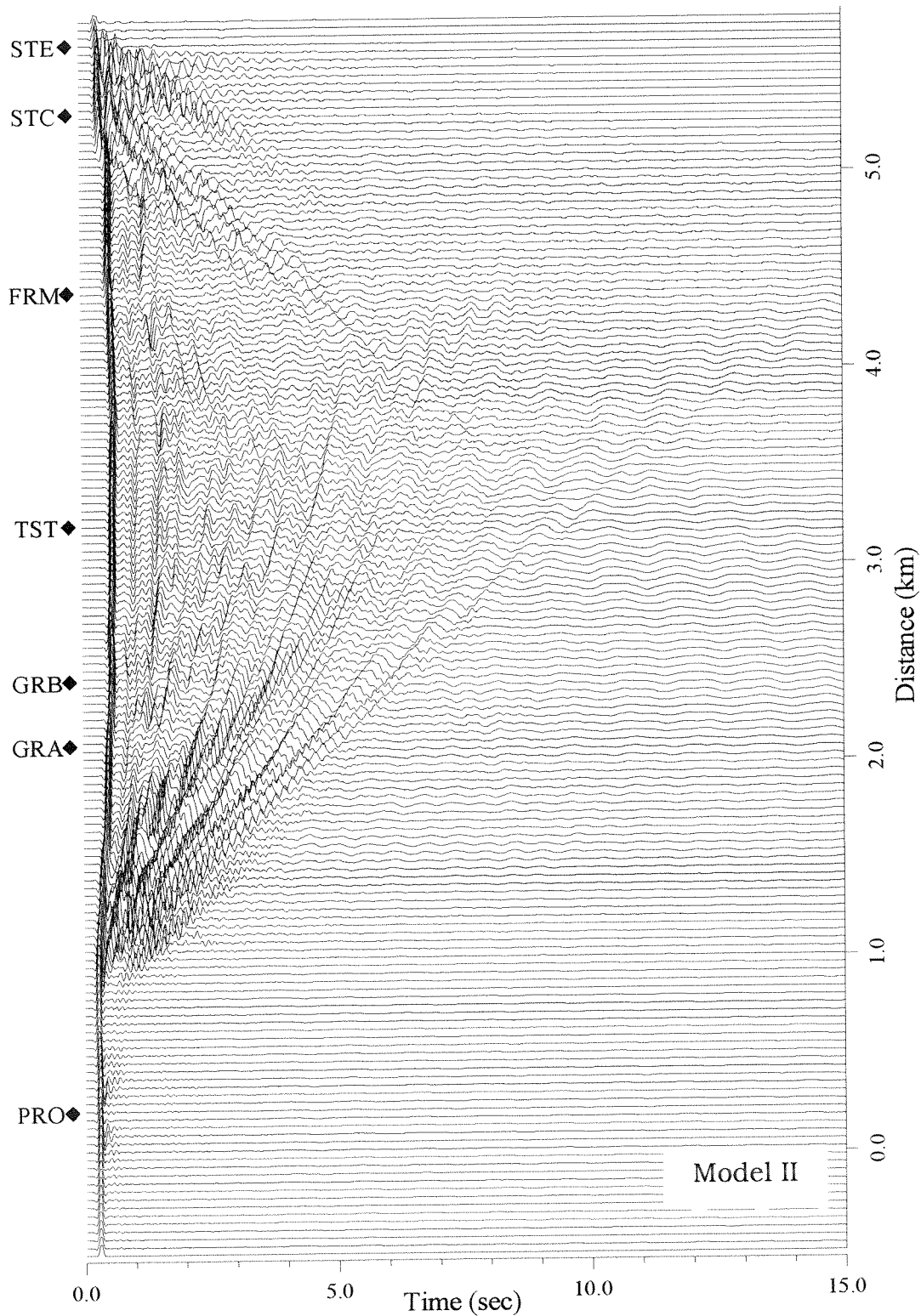
Πίνακας 8.2. Πίνακας με τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών της τομής II.

*Dynamic properties of soil materials in the simplified model II.*

	Εδαφικοί Σχηματισμοί <i>Soil formations</i>					
	m(A,B,C)	D	E	F	G*	G
Πυκνότητα $\rho$ (t/m <sup>3</sup> ) <i>Density</i>	2.10	2.10	2.155	2.20	2.50	2.60
Ταχύτητα Vs (m/sec) <i>Shear wave velocity</i>	250	450	650	800	1250	2600
Παράγοντας Ποιότητας Qs <i>Quality factor</i>	20	40	60	80	100	200

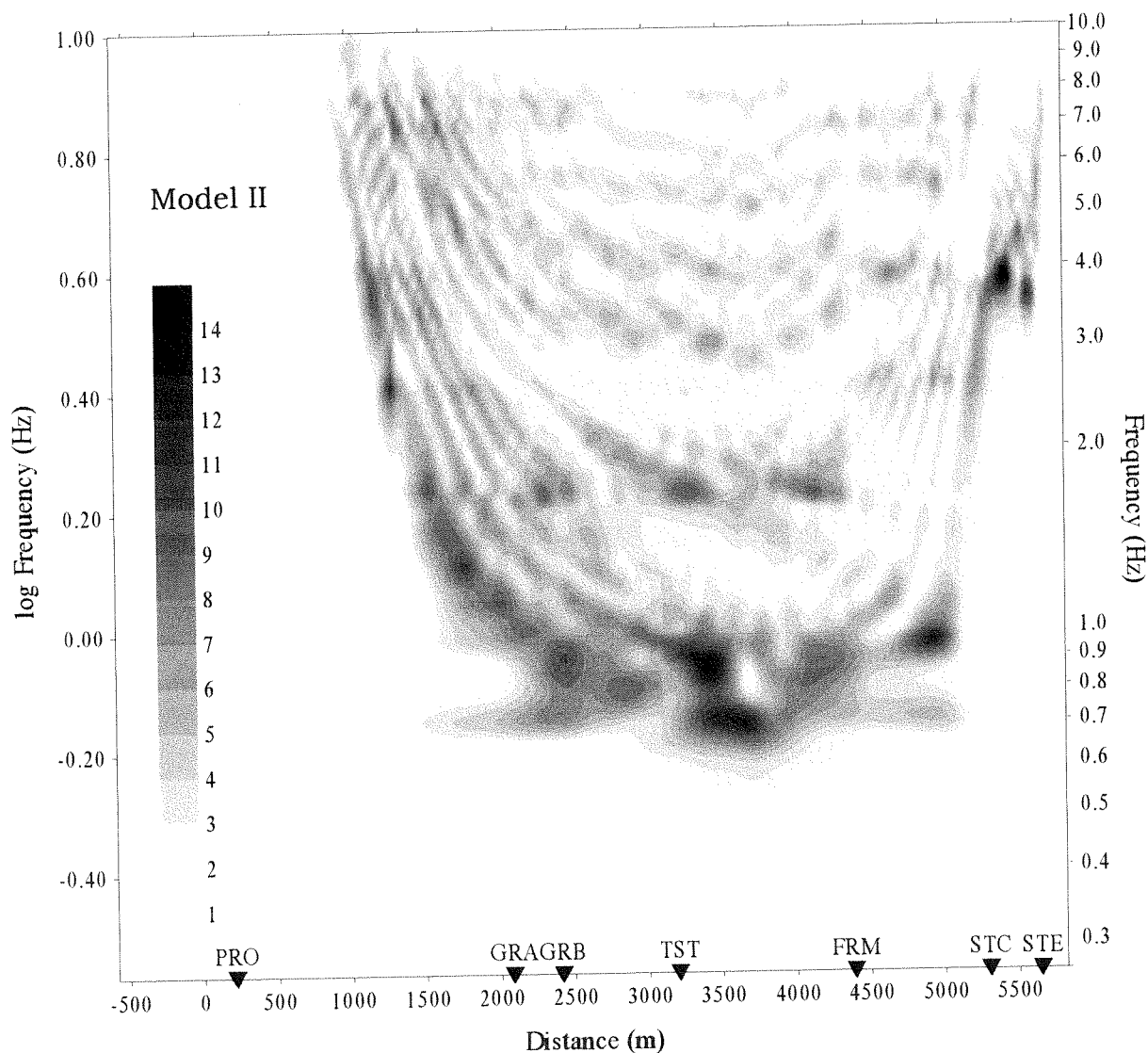
Η απλοποίηση αυτή αποσκοπεί στην εκτίμηση της επίδρασης των επιφανειακών σχηματισμών στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης της λεκάνης, και ιδιαίτερα της ενίσχυσης στις υψηλές συχνότητες λόγω της παγίδευσης σε αυτά ποσοστού της σεισμικής ενέργειας (ανακλώμενα κύματα χώρου με συγκρίσιμα μήκη κύματος).

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης δίνονται στα πεδία τιμών του χρόνου (συνθετικά σειсмоγράμματα) και της συχνότητας (συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς) κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου στα σχήματα 8.2 και 8.3 αντίστοιχα. Στα σχήματα αυτά, όπως και στο σχήμα 8.1 παρουσιάζονται οι θέσεις των επιταχυνσιογράφων για λόγους συσχέτισης των αποτελεσμάτων της



Σχήμα 8.2. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής II (Σχήμα 8.1).

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.1 (model II).*



Σχήμα 8.3. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίσθηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.2 (εδαφική τομή II). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves on the model shown in Figure 8.1 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.2 (model II).*

προσομοίωσης με τους υποκείμενους εδαφικούς σχηματισμούς.

Το κύριο χαρακτηριστικό των συνθετικών χρονοϊστοριών (Σχήμα 8.2) είναι τα επιφανειακά κύματα που παράγονται εξαιτίας των πλευρικών ασυνεχειών (όρια ιζηματογενών λεκανών, ρήγματα, ρηξιγενείς ζώνες). Συγκεκριμένα, ενεργητικά επιφανειακά κύματα παρατηρούνται στη στενή περιοχή των σταθμών STE, STC εξαιτίας της επίδρασης της πλευρικής ασυνέχειας στο νότιο άκρο της λεκάνης και στο σεισμικό ρήγμα F1, όπως επίσης και εξαιτίας της ασυνέχειας F4 και του βόρειου άκρου της λεκάνης. Λιγότερο ενεργητικά επιφανειακά κύματα διακρίνονται στους σταθμούς GRA και FRM που συμπίπτουν με τις ασυνέχειες F3 και F2 αντίστοιχα.

Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται στα άκρα της λεκάνης (STE και βόρεια της ασυνέχειας F4) λόγω φαινομένων περίθλασης, είναι σχετικά υψίσουχνα και αποσβένουν ταχύτερα από εκείνα που δημιουργούνται στις ασυνέχειες F1 και F4, γεγονός που συνδέεται με τις ιδιοπεριόδους (βάθος του βραχώδους υποβάθρου) και την απόσβεση των εδαφικών σχηματισμών στα άκρα της λεκάνης σε σχέση με τις αντίστοιχες στο κεντρικό βύθισμα. Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται στις ασυνέχειες F1 και F4 είναι περισσότερο ενεργητικά και παρατείνουν τη διάρκεια της διέγερσης στο κέντρο της λεκάνης για χρόνο μεγαλύτερο των 7.0sec.

Στο κέντρο της λεκάνης, μεταξύ των σταθμών GRA (ασυνέχεια F3) και FRM (ασυνέχεια F2), παρατηρούνται, σε χρόνο μικρότερο των 2.0sec, τα ανακλώμενα κύματα που προέρχονται από τους βαθύτερους εδαφικούς σχηματισμούς (Σχήμα 8.2). Για χρόνο, όμως, μεταξύ 2.0 και 4.5sec (στο κέντρο της λεκάνης), δεν παρατηρούνται διακριτές φάσεις ούτε επιφανειακών ούτε ανακλώμενων κυμάτων, γεγονός που υποδηλώνει ότι οι δύο αυτοί τύποι κυμάτων αλληλεπιδρούν μεταξύ τους είτε «δημιουργικά» είτε «καταστροφικά» με αποτέλεσμα τη σχετική διακύμανση του πλάτους της κίνησης από θέση σε θέση

Οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου (Σχήμα 8.3) ενισχύουν τις παρατηρήσεις στο πεδίο τιμών του χρόνου. Ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης κυμαίνεται μεταξύ 8.0 και 14.0 από θέση σε θέση κατά μήκος της τομής και παρατηρείται συστηματικά στη συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού στα 0.7-0.9Hz στο κέντρο της λεκάνης, στα 3.5-4.0Hz στο νότιο άκρο, ενώ στο βόρειο άκρο η συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού αυξάνει

προοδευτικά από 0.9 σε 4.0Hz περίπου, σε συμφωνία με τη σταδιακή μείωση του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών. Παρατηρείται ότι ο παράγοντας ενίσχυσης, στο κέντρο της λεκάνης, δεν είναι σταθερός, παρά το γεγονός ότι η στρωματογραφία στο τμήμα αυτό δεν παρουσιάζει έντονες μεταβολές, γεγονός που ενισχύει το συμπέρασμα ότι τα επιφανειακά κύματα –εφόσον έχουν παρόμοια συχνότητα με εκείνη του θεμελιώδη συντονισμού (βλ. Κεφ. 5)– αλληλεπιδρούν με τα διατμητικά κύματα, με αποτέλεσμα την αυξομείωση του παράγοντα ενίσχυσης.

Η απλοποίηση των δυναμικών χαρακτηριστικών των επιφανειακών σχηματισμών συνέβαλε στη διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων της εδαφικής τομής II σε σχέση με την τομή I (Σχήματα 5.8 και 5.10). Τα επιφανειακά κύματα της τομής II αποσβένονται ταχύτερα από ότι στην τομή I. Μάλιστα, τα επιφανειακά κύματα στα άκρα της λεκάνης, επηρεάζονται περισσότερο από τη μεταβολή των δυναμικών χαρακτηριστικών στις επιφανειακές εδαφικές στρώσεις και ιδιαίτερα από τον παράγοντα ποιότητας  $Q_s$ , γεγονός το οποίο υποδηλώνει ότι τα κύματα αυτά οδηγούνται από τον χαμηλής δυσκαμψίας επιφανειακό σχηματισμό. Αντίθετα, τα επιφανειακά κύματα που προκαλούνται από τις ασυνέχειες F1 και F4 οδηγούνται από τους βαθύτερους σχηματισμούς και επηρεάζονται λιγότερο από τη μεταβολή των δυναμικών ιδιοτήτων των επιφανειακών σχηματισμών.

Έντονες διαφοροποιήσεις στα αποτελέσματα παρατηρούνται στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης, όπου στην περίπτωση της εδαφικής τομής II διακρίνονται τα ανακλώμενα κύματα στις διεπιφάνειες των ιζηματογενών σχηματισμών και του βραχώδους υποβάθρου. Ωστόσο, το πλάτος των φάσεων αυτών είναι μικρότερο από ότι εκείνο που παρατηρείται στις χρονοϊστορίες της εδαφικής τομής I. Αυτό οφείλεται σε δύο, κυρίως, παράγοντες: α) στον μικρότερο παράγοντα ποιότητας  $Q_s$ , (μεγαλύτερη απόσβεση), του επιφανειακού σχηματισμού ο οποίος αντικατέστησε τους σχηματισμούς A, B και C της λεπτομερούς εδαφικής τομής, και β) στην απουσία των ανακλώμενων κυμάτων στις διεπιφάνειες που όριζαν αρχικά οι σχηματισμοί αυτοί.

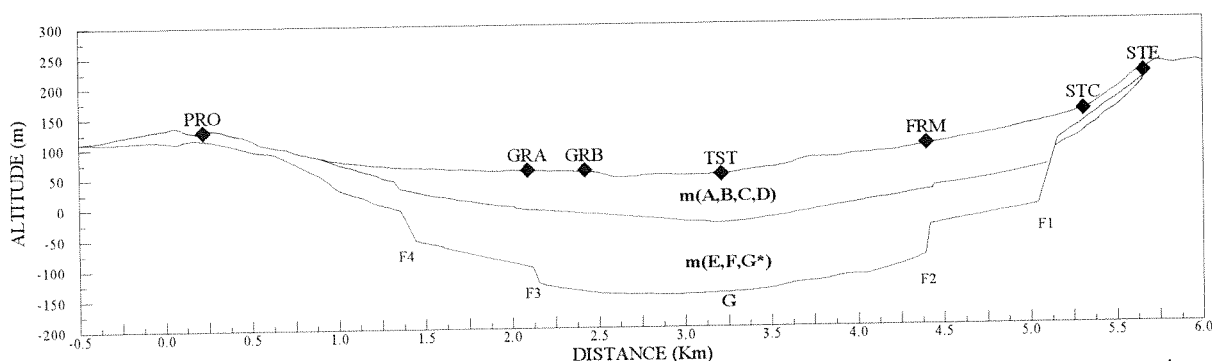
Ευδιάκριτη είναι η μείωση που παρατηρείται στη μέγιστη τιμή του παράγοντα ενίσχυσης των συναρτήσεων μεταφοράς στο θεμελιώδη συντονισμό μεταξύ των αποτελεσμάτων για τις εδαφικές τομές I και II, από 19.0 σε 14.0, η οποία

παρατηρείται στο κέντρο της λεκάνης (TST). Σημαντική είναι και η μείωση του παράγοντα ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης για συχνότητες μεγαλύτερες των 2.5Hz, λόγω της απουσίας των πολυ- ανακλώμενων κυμάτων στις διεπιφάνειες μεταξύ των σχηματισμών A, B, και C.

Σε γενικές γραμμές, συμπεραίνεται ότι η μορφή του διαγράμματος της ενίσχυσης δεν επηρεάζεται σημαντικά παρά μόνο στην τιμή του πλάτους. Εξαιρέση αποτελεί η περιοχή μεταξύ των σταθμών STC και STE στο νότιο άκρο της λεκάνης, όπου παρατηρείται στην εδαφική τομή II, μείωση της συχνότητας του θεμελιώδη συντονισμού. Αυτό οφείλεται στην αντικατάσταση του σχηματισμού C από έναν άλλο μικρότερης δυσκαμψίας  $m(A,B,C)$  (στην τομή I στο σταθμό STE δεν υπάρχουν οι σχηματισμοί A και B).

### 8.3.3. Εδαφική τομή III

Η εδαφική τομή III (Σχήμα 8.4) προκύπτει από την «ομαδοποίηση» των εδαφικών σχηματισμών A, B, C, D και E, F, G\* της λεπτομερούς εδαφικής τομής I. Κάθε μία από τις ομάδες αυτές αντικαταστάθηκε από έναν «ισοδύναμο» εδαφικό σχηματισμό του οποίου οι ιδιότητες προκύπτουν από τη σταθμισμένη (ως προς το πάχος τους στο κέντρο της λεκάνης) μέση τιμή των ιδιοτήτων των σχηματισμών της ομάδας. Οι ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών της τομής III δίνονται στον Πίνακα 8.3.



Σχήμα 8.4. Η μορφή της απλοποιημένης ιζηματογενούς λεκάνης της εδαφικής τομής III.

*Model III of the simplified sedimentary valley of Euroseistest. The four surface soil formations (A, B, C, D) and the three deeper ones (E, F, G\*) were replaced by one, which describe the mean value of the dynamic properties for each group of soil formations.*

Πίνακας 8.3. Πίνακας με τα δυναμικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών της τομής III.

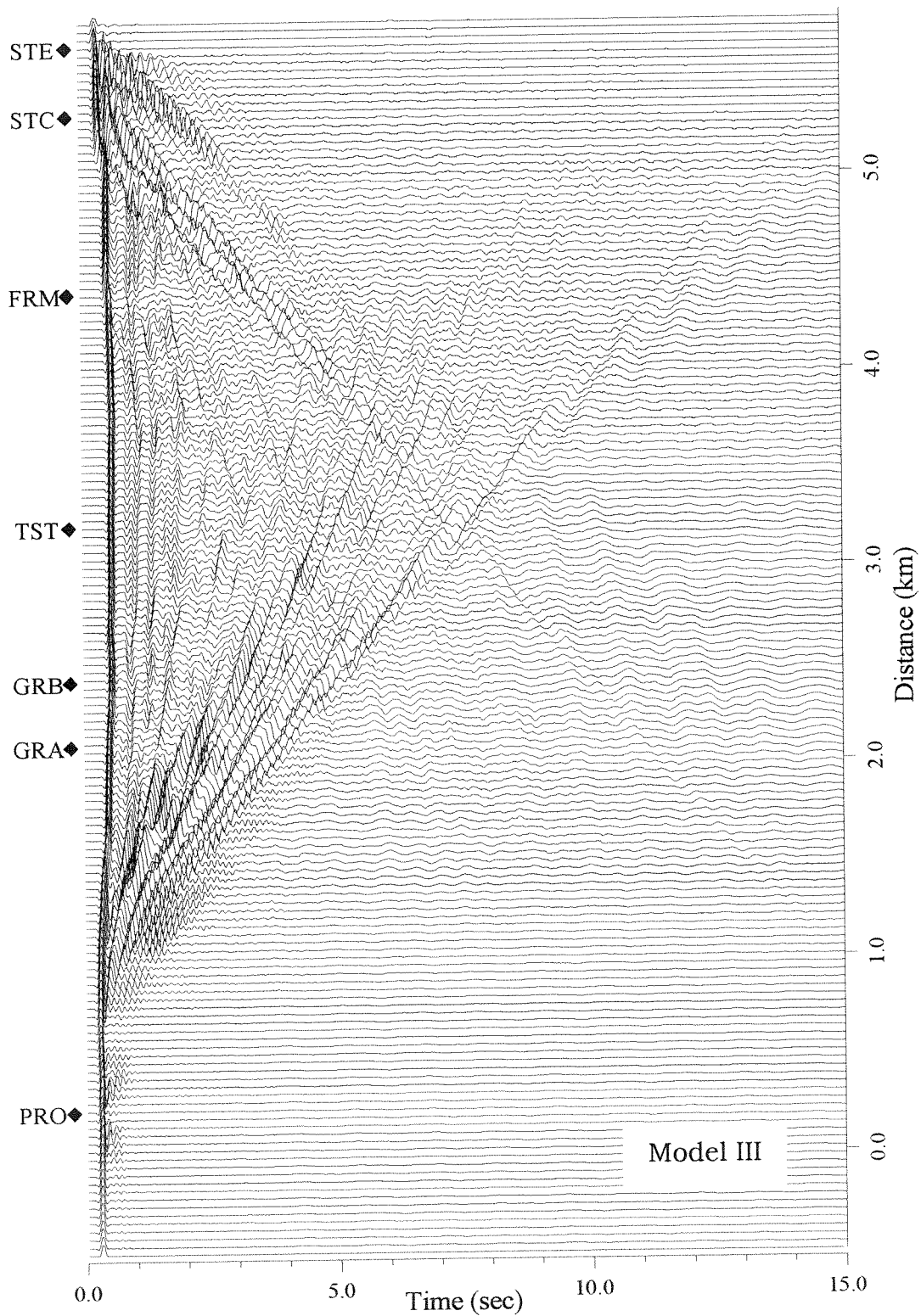
*Dynamic properties of soil materials in the simplified model III.*

	Εδαφικοί Σχηματισμοί <i>Soil Formations</i>		
	m(A,B,C,D)	m(E,F,G*)	G
Πυκνότητα $\rho$ (t/m <sup>3</sup> ) <i>Density</i>	2.10	2.20	2.60
Ταχύτητα Vs (m/sec) <i>Shear wave velocity</i>	330	750	2600
Παράγοντας Ποιότητας Qs <i>Quality factor</i>	33	75	200

Η απλοποίηση αυτή συμπίπτει με την κατάταξη των εδαφικών σχηματισμών σύμφωνα με τη γεωλογική τους ηλικία. Οι Ραπτάκης (1995) και Raptakis *et al.* (2000) κατέταξαν, από γεωφυσική άποψη, τους σχηματισμούς A, B, C, D στη γεωλογική ενότητα του Μυγδονιακού συστήματος (Τεταρτογενές) και τους E, F, G\* στην ενότητα του Προμυγδονιακού συστήματος (Νεογενές), σύμφωνα με τη γεωλογική διακρίτοποίηση του Ψιλοβίκου (1977).

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης της τομής III δίνονται στα πεδία τιμών του χρόνου και της συχνότητας κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου στα σχήματα 8.5 και 8.6 αντίστοιχα.

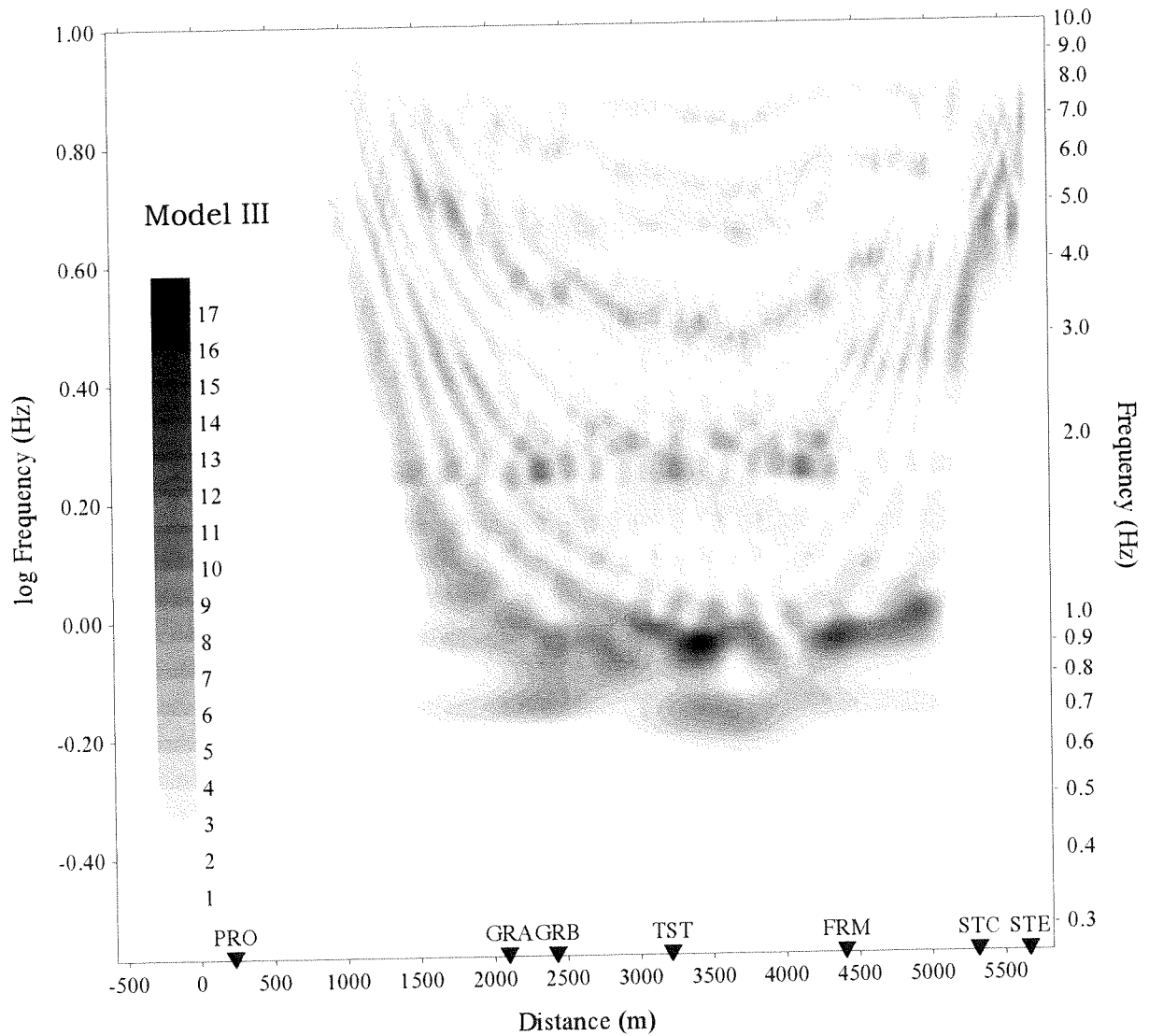
Το κύριο χαρακτηριστικό των συνθετικών σειсмоγραμμάτων (Σχήμα 8.5) είναι τα επιφανειακά κύματα που παράγονται τοπικά στις ακραίες πλευρικές ασυνέχειες. Τα επιφανειακά αυτά κύματα διαδίδονται στο εσωτερικό της λεκάνης με αποτέλεσμα την επιμήκυνση του χρόνου της σεισμικής κίνησης μέχρι τα 7.5sec στο κέντρο σε σχέση με την κίνηση στα άκρα της, όπως χαρακτηριστικά επισημαίνεται από τα συνθετικά σεισογράμματα. Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται στις ασυνέχειες F1 και F4 είναι περισσότερο ενεργητικά, ενώ εκείνα στα άκρα της λεκάνης αποσβένουν ταχύτερα. Στην περιοχή του κεντρικού βυθίσματος της λεκάνης, όπου η στρωματογραφία μπορεί να θεωρηθεί οριζόντια και επίπεδη, διακρίνονται (μεταξύ 0.0-2.0sec) τα ανακλώμενα κύματα στη διεπιφάνεια μεταξύ των σχηματισμών m(A,B,C,D) και m(E,F,G\*) καθώς και σε εκείνη μεταξύ αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου. Το αποτέλεσμα της



Σχήμα 8.5. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH-συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής III (Σχήμα 8.4).

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.4 (model III).*





Σχήμα 8.6. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίσθηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.5 (εδαφική τομή III). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves on the model shown in Figure 8.4 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.5 (model III).*

συμβολής των λιγότερο ενεργητικών επιφανειακών κυμάτων λόγω των ασυνεχειών F2 και F3 με τα διατμητικά κύματα, είναι περισσότερο ορατό σε χρόνους μεγαλύτερους από 2.0-2.5sec, καθώς δεν διακρίνονται εμφανώς οι φάσεις των δύο αυτών κυματικών πεδίων.

Στο σχήμα 8.6 παρουσιάζονται οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος της λεκάνης. Ο θεμελιώδης συντονισμός παρατηρείται σε συχνότητες μικρότερες του 1.0Hz στο κέντρο της λεκάνης, μεταξύ 4.0 και 5.0Hz, στο νότιο άκρο της, ενώ αυξάνεται σταδιακά από το κέντρο προς το βόρειο άκρο της. Ο παράγοντας ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού αυξομειώνεται από θέση σε θέση κατά μήκος της τομής και κυμαίνεται μεταξύ 8.0 και 17.0.

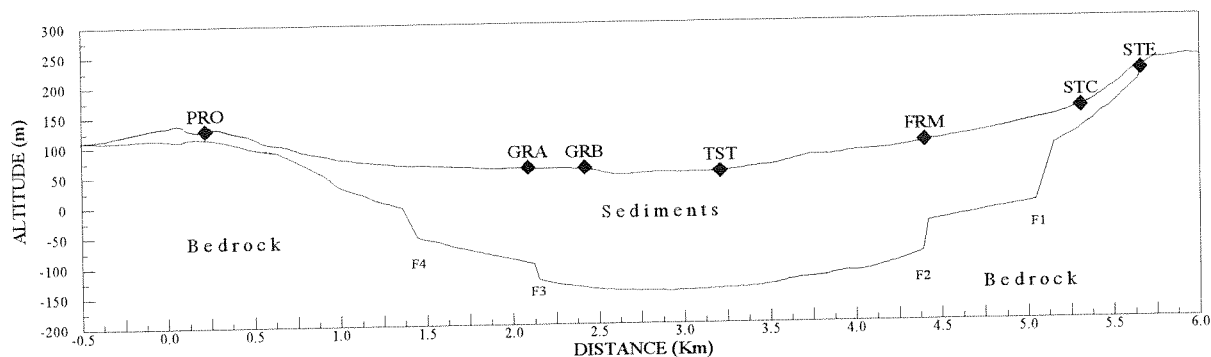
Το γεγονός ότι το μέγιστο πλάτος του παρατηρείται στο κέντρο της λεκάνης (TST) καθώς και η σχεδόν περιοδική αυξομείωσή του (χωρικά), υποδηλώνουν τις ισχυρές αλληλεπιδράσεις του προσπίπτοντος και του διαμορφούμενου (στο εσωτερικό της λεκάνης) κυματικών πεδίων.

#### **8.3.4. Εδαφικές τομές IV**

Οι τομές αυτές παρουσιάζονται μαζί, καθώς αποτελούνται πρακτικά από ένα σχηματισμό υπερκείμενο του βραχώδους υποβάθρου (Σχήμα 8.7), ως η πλέον απλοποιημένη εκδοχή της αρχικής εδαφικής τομής I. Παρά την κοινή μορφή τους επιλέχθησαν διαφορετικά δυναμικά χαρακτηριστικά για τον ιζηματογενή σχηματισμό, προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση δύο ακραίων περιπτώσεων ( $V_s$ ,  $Q_s$ ) στη σεισμική απόκριση της λεκάνης. Έτσι, στη μία τομή  $IV_a$  αναλογούν τα χαρακτηριστικά του σχηματισμού A, ενώ στην τομή  $IV_b$  εκείνα του σχηματισμού F της αναλυτικής εδαφικής τομής I. Οι ιδιότητες των σχηματισμών των τομών  $IV_a$  και  $IV_b$  δίνονται στον Πίνακα 8.4.

Η ανάλυση των τομών αυτών αποσκοπεί στη διερεύνηση του ρόλου της αντίθεσης των δυσκαμψιών μεταξύ ιζημάτων και υποβάθρου στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης σε συνδυασμό με την ανώμαλη γεωμετρία της μεταξύ τους διεπιφάνειας.

Τα αποτελέσματα των τομών  $IV_a$  και  $IV_b$  αναλύονται και σχολιάζονται σε χωριστές ενότητες (§ 8.3.3.1 και 8.3.3.2). Τα συνθετικά σειсмоγράμματα



Σχήμα 8.7. Η μορφή της απλοποιημένης ιζηματογενούς λεκάνης του εδαφικής τομής IV.

*Model IV of the simplified sedimentary valley of Euroseistest. The only discontinuity, which is taken into account in this model, is the sediment-bedrock interface.*

Πίνακας 8.4. Πίνακας με τα δυναμικά χαρακτηριστικά του σχηματισμού της τομής IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.

*Dynamic properties of soil materials in the simplified models IV<sub>a</sub> and IV<sub>b</sub>.*

	Εδαφικοί Σχηματισμοί <i>Soil formations</i>		
	Τομή IV <sub>a</sub> <i>Model IV<sub>a</sub></i>	Τομή IV <sub>b</sub> <i>Model IV<sub>b</sub></i>	Βραχώδες Υπόβαθρο <i>Bedrock</i>
Πυκνότητα ρ (t /m <sup>3</sup> ) <i>Density</i>	2.05	2.20	2.60
Ταχύτητα Vs m/sec) <i>Shear wave velocity</i>	130	800	2600
Παράγοντας Ποιότητας Qs <i>Quality factor</i>	15	80	200

και οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς της εδαφικής τομής IV<sub>a</sub> παρουσιάζονται στα σχήματα 8.8 και 8.9 αντίστοιχα, ενώ της τομής IV<sub>b</sub> στα σχήματα 8.10 και 8.11.

#### 8.3.4.1. Αποτελέσματα τομής IV<sub>a</sub>

Στα συνθετικά σειсмоγράμματα της τομής IV<sub>a</sub> (Σχήμα 8.8) παρατηρούνται ενεργητικά επιφανειακά κύματα στο νότιο (STC, STE) και στο βόρειο άκρο της λεκάνης, όπως επίσης και στην περιοχή του σταθμού PRO. Στις ασυνέχειες F2, F3 και F4 δημιουργούνται λιγότερο ενεργητικά επιφανειακά κύματα τα οποία

αποσβένουν ταχύτατα και επηρεάζουν για πολύ σύντομο χρονικό διάστημα (1.0sec περίπου) μία στενή περιοχική κοντά στις ασυνέχειες. Στο κέντρο της λεκάνης (μεταξύ GRB και FRM), η απόκριση των εδαφικών σχηματισμών είναι πρακτικά μονοδιάστατη, καθώς παρατηρούνται ευκρινώς οι αφίξεις των απευθείας, μετά από χρόνο 1.5sec, και των ανακλώμενων στο βραχώδες υπόβαθρο διατμητικών κυμάτων, στα 4.5sec. Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται στις ασυνέχειες δεν παρατηρούνται στα σειсмоγράμματα στην περιοχική αυτή.

Η απουσία ενεργητικών επιφανειακών κυμάτων στο κέντρο της λεκάνης οφείλεται στη μικρή ταχύτητα  $V_s$  των αποθέσεων και στη μεγάλη απόσβεσή τους (μικρός παράγοντας ποιότητας). Η βραδεία διάδοσή τους σε συνδυασμό με τη μεγάλη εξασθένησή τους έχει ως αποτέλεσμα τα κύματα αυτά να μη «φθάνουν» στο κέντρο της λεκάνης.

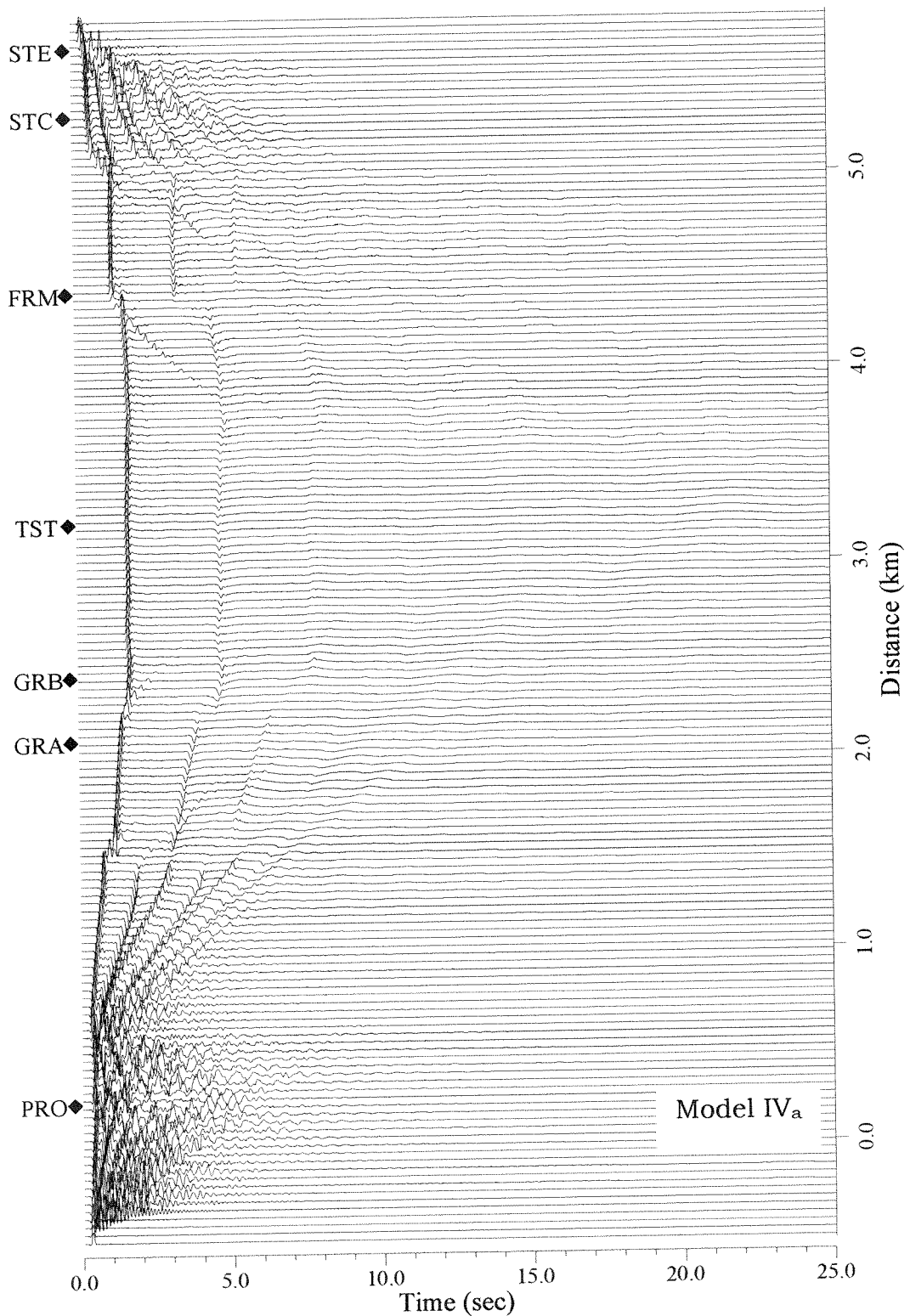
Η μορφή των συναρτήσεων μεταφοράς κατά μήκος της λεκάνης (Σχήμα 8.9) ενισχύει τις παρατηρήσεις στο πεδίο τιμών του χρόνου. Η όλη ενίσχυση στο κέντρο της λεκάνης παρατηρείται σε συχνότητες μικρότερες του 1.0Hz. Ο θεμελιώδης συντονισμός έχει συχνότητα 0.16Hz περίπου, ενώ ανώτερες ιδιομορφές έχουν συχνότητες 0.5 και 0.8Hz περίπου.

Οι συχνότητες της δισδιάστατης προσομοίωσης συμπίπτουν με αυτές της μονοδιάστατης ανάλυσης μίας μονοστρωματικής τομής (ένας εδαφικός σχηματισμός υπερκείμενος του βραχώδους υποβάθρου), όπως προκύπτει για τη θεμελιώδη (σχέση 8.1) και για τις ανώτερες αρμονικές (σχέση 8.2.).

$$f_0 = \frac{V_s}{4 \cdot h} = 0.1625\text{Hz} \quad (8.1)$$

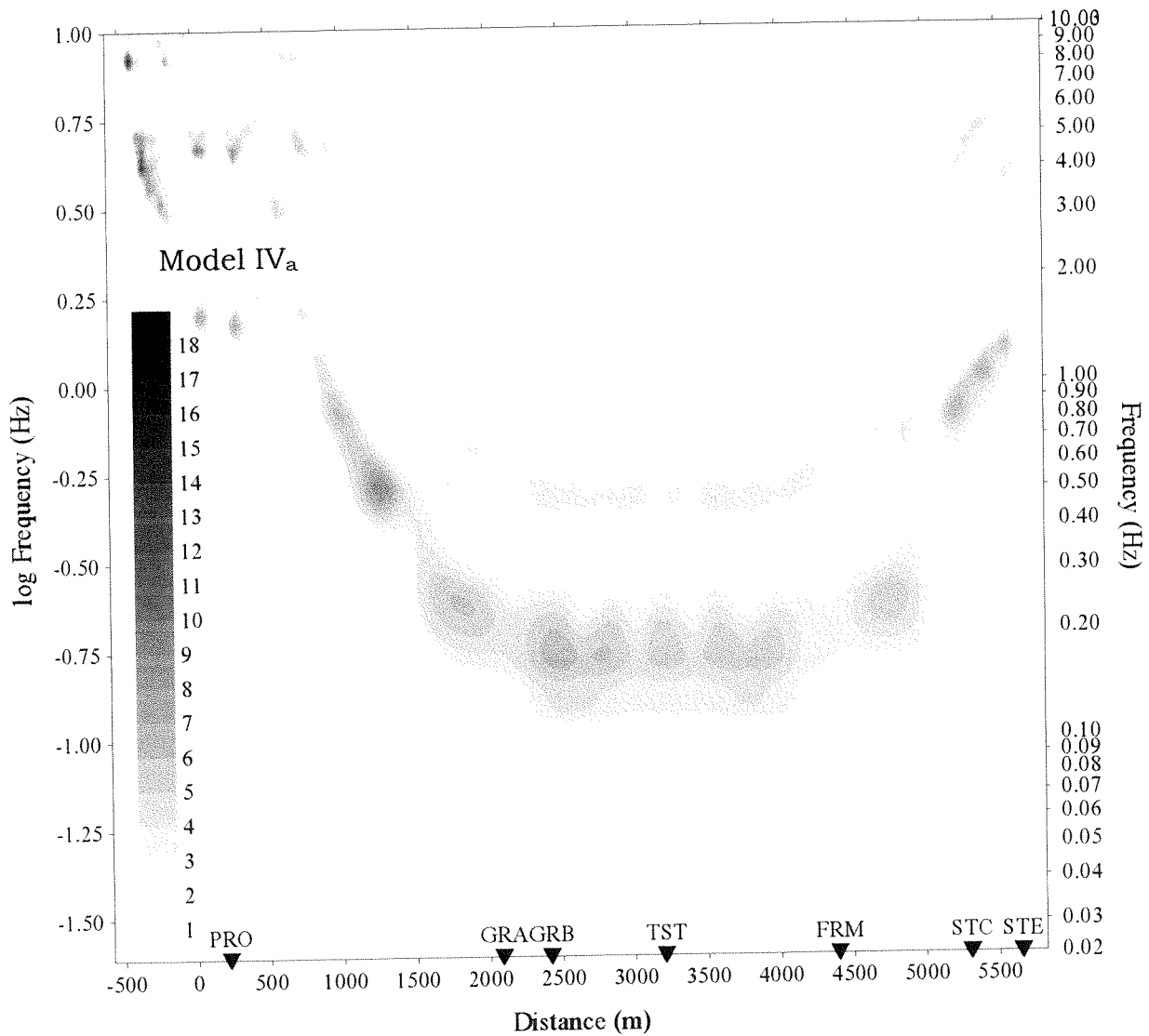
$$f_n = (2 \cdot n + 1) \cdot f_0 \quad \begin{aligned} f_1 &= 0.4875\text{Hz} \\ f_2 &= 0.8125\text{Hz} \end{aligned} \quad (8.2)$$

Ο έλεγχος που πραγματοποιήθηκε για τις συχνότητες επαναλαμβάνεται για τον παράγοντα ενίσχυσης. Στο κέντρο της λεκάνης το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα ( $A_0$ ) κυμαίνεται μεταξύ 5.0 και 6.0. Ο παράγοντας ενίσχυσης ( $A_0$ ) που προκύπτει από τη μονοδιάστατη ανάλυση μίας μονοστρωματικής τομής (Σχέση 8.3) είναι περίπου διπλάσιος (11.0).



Σχήμα 8.8. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφική τομής IV<sub>a</sub> (Σχήμα 8.7).

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.7 (model IV<sub>a</sub>).*



Σχήμα 8.9. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίστηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.8 (εδαφική τομή IV<sub>a</sub>). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves on the model shown in Figure 8.7 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.8 (model IV<sub>a</sub>).*

$$A_0 = \frac{1}{\left(\frac{1}{C} + 0.5\pi\xi\right)} \quad (8.3)$$

όπου  $C = \left(\frac{(\rho \cdot Vs)_{\text{bedrock}}}{(\rho \cdot Vs)_{\text{sediments}}}\right)$  η αντίθεση της δυσκαμψίας και  $\xi (=3.3\%)$ , η απόσβεση του υλικού.

Η ασυμφωνία μεταξύ διδιάστατης προσομοίωσης και μονοδιάστατης ανάλυσης οφείλεται στη σχετική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης που παρατηρείται στο σταθμό αναφοράς εξαιτίας του επιφανειακού εδαφικού μανδύα με μικρή δυσκαμψία (130m/sec) και άρα μεγάλη αντίθεση  $V_s$  αποθέσεων/βράχου· για το λόγο αυτό, ο παράγοντας ενίσχυσης με πλάτος 18.0 παρατηρείται στο σταθμό αναφοράς PRO σε συχνότητες μεγαλύτερες των 3.0Hz.

Το γεγονός ότι στην τομή IV<sub>a</sub> προεξάρχουν μονοδιάστατα φαινόμενα, δεν επιτρέπει την άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών με εκείνα των προηγούμενων περιπτώσεων (I, II και III), όπου η επίδραση των διδιάστατων φαινομένων (πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων) είναι πολύ σημαντική. Παρόλα αυτά η έμμεση συσχέτιση των αποτελεσμάτων δείχνει ότι ενώ τα φαινόμενα τα οποία καθορίζουν την απόκριση της λεκάνης είναι ίδια (μονοδιάστατος συντονισμός και πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων), ο βαθμός με τον οποίο συμμετέχουν στη «διαμόρφωση» της σεισμικής κίνησης εξαρτάται από τις δυναμικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών, πράγμα που έγινε σαφές από τα αποτελέσματα της ακραίας περίπτωσης IV<sub>a</sub>.

#### 8.3.4.2. Αποτελέσματα τομής IV<sub>b</sub>

Στις συνθετικές χρονοϊστορίες της τομής IV<sub>b</sub> (Σχήμα 8.10), παρατηρούνται επιφανειακά κύματα λόγω των ασυνεχειών, από τα οποία περισσότερο ενεργητικά είναι εκείνα που δημιουργούνται στις F1 και F4. Τα επιφανειακά κύματα, που παράγονται λόγω της ασυνέχειας F1 (STE) εντοπίζονται με σημαντικά πλάτη στο άλλο άκρο της λεκάνης σε απόσταση 4.0km περίπου και προφανώς συνεισφέρουν στην επιμήκυνση της χρονικής διάρκειας της σεισμικής διέγερσης στο βόρειο άκρο της λεκάνης. Το ίδιο παρατηρείται και για τα επιφανειακά κύματα τα οποία δημιουργούνται στο βόρειο άκρο (ασυνέχεια F4). Το αποτέλεσμα όσον αφορά τη διάρκεια της κίνησης είναι παρόμοιο καθώς είναι

μεγαλύτερη στις περιοχές νότια του σταθμού αναφοράς μέχρι την ασυνέχεια F3 και από την F2 μέχρι το STE από ότι στο κεντρικό βύθισμα της λεκάνης, όπου τα επιφανειακά κύματα παρατηρούνται σε χρόνους μικρότερους των 4.0sec. Παρατηρείται, επίσης, ότι η διάδοση των διαφορετικών τρόπων (modes) των επιφανειακών κυμάτων επηρεάζεται από τις έντονες μεταβολές του βάρους του βραχώδους υποβάθρου ή άλλως από την εντονότητα των πλευρικών μεταβολών των δυναμικών ιδιοτήτων αποθέσεων και βράχου (σε οριζόντια διάσταση). Η επιρροή αυτή σχετίζεται με τη διακύμανση τόσο του συχνοτικού περιεχομένου όσο και του πλάτους τους.

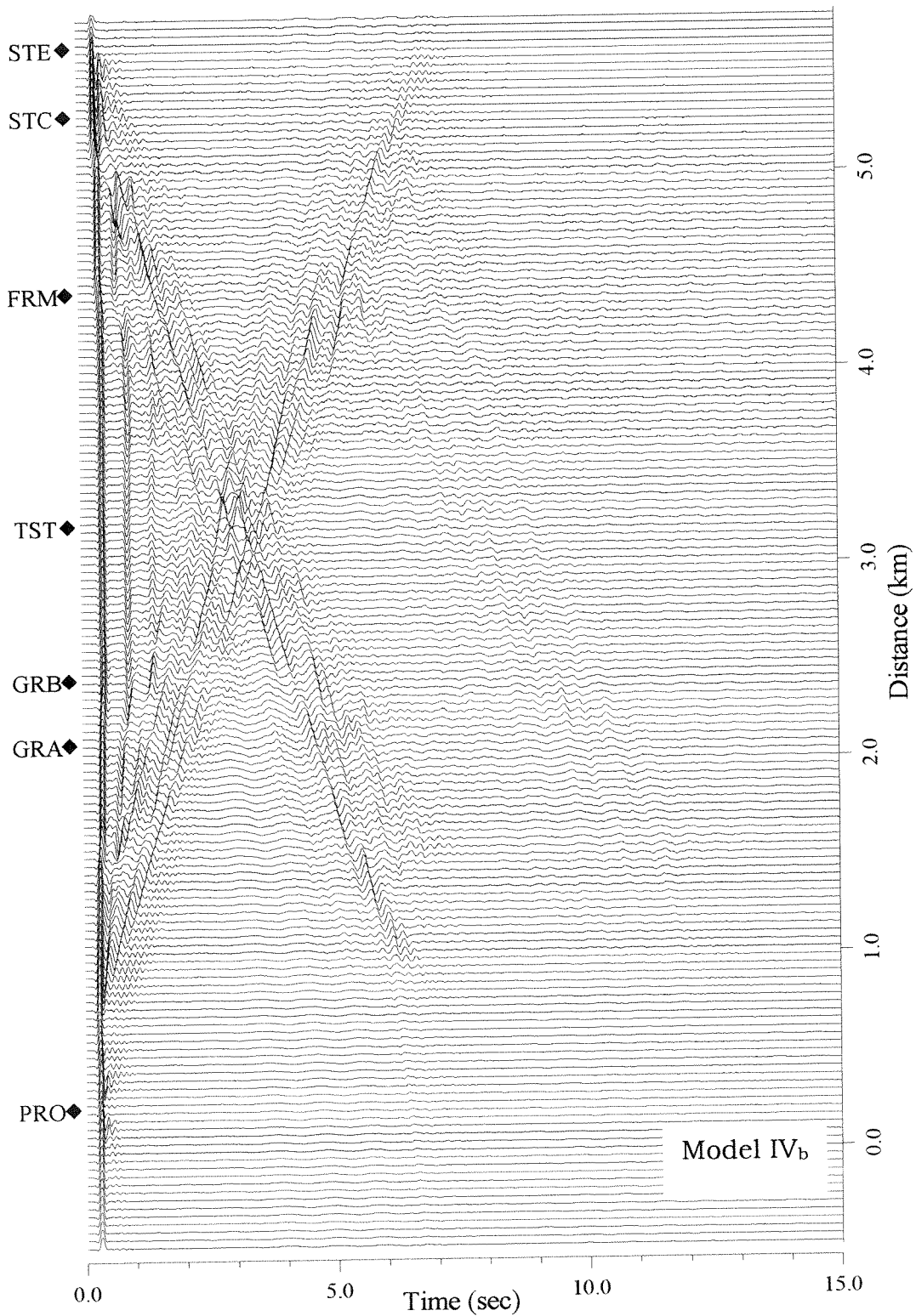
Στο κέντρο της λεκάνης διακρίνονται οι αφίξεις των απευθείας καθώς επίσης και των ανακλώμενων στη διεπιφάνεια του βραχώδους υποβάθρου διατημητικών κυμάτων σε χρόνους που αναλογούν στην κατακόρυφη διάδοσή τους από το υπόβαθρο στην ελεύθερη επιφάνεια (0.25sec για τα απευθείας και 0.75 και 1.25sec για τα ανακλώμενα SH-κύματα).

Από τις θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς της τομής IV<sub>b</sub> (Σχήμα 8.11), παρατηρείται ότι ο παράγοντας ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού κυμαίνεται μεταξύ 4.0 και 7.0 κατά μήκος της τομής. Το μέγιστο πλάτος του παράγοντα ενίσχυσης παρατηρείται στο κέντρο της λεκάνης (TST) και στην ασυνέχεια F2 (FRM). Τοπικά μέγιστα του παράγοντα ενίσχυσης παρατηρούνται και στις θέσεις των σταθμών GRB και FRM.

Η συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδη συντονισμού στο κέντρο της λεκάνης είναι περίπου 1.1Hz (με βάση τη σχέση 8.1) και ο αντίστοιχος παράγοντας ενίσχυσης είναι περίπου 3.3 (σχέση 8.3). Το γεγονός ότι ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης που παρατηρείται από τη δισδιάστατη προσομοίωση (Σχήμα 8.11) στη συχνότητα 1.1Hz είναι 7.0 και το ότι δεν έχει μία σταθερή τιμή σε όλο το μήκος του κεντρικού βυθίσματος, επιβεβαιώνει α) ότι τα επιφανειακά κύματα συμβάλλουν στην ενίσχυση του θεμελιώδη συντονισμού και β) ότι αλληλεπιδρούν μεταξύ τους καθώς και με τα S-κύματα.

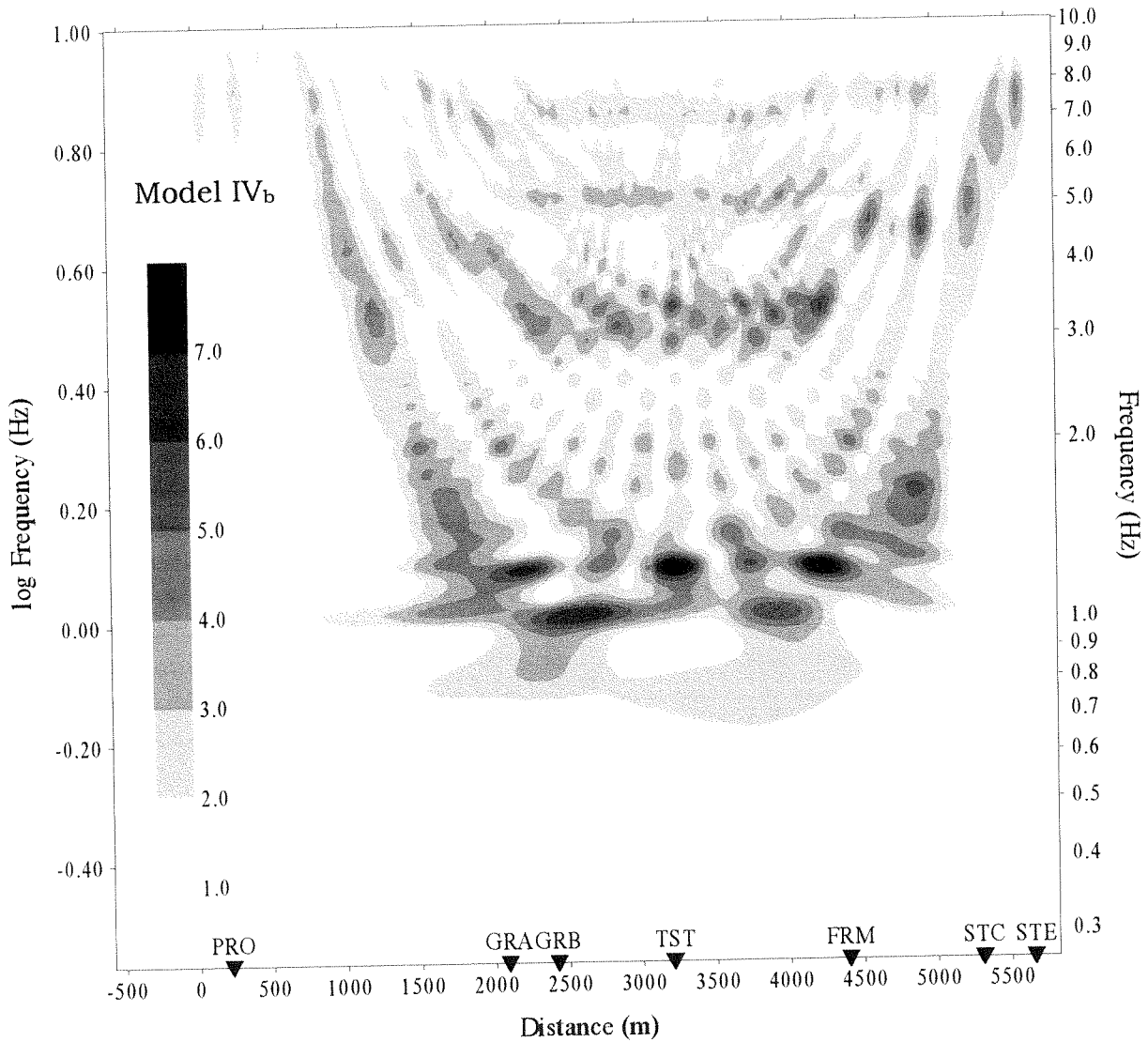
Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της τομής IV<sub>b</sub> με αυτά της αρχικής I έδειξε ότι η μεταβολή των τιμών των ιδιοτήτων του σχηματισμού (τομή IV<sub>b</sub>), επέφερε σημαντικές διαφοροποιήσεις σε σχέση με την τομή I (Σχήμα 5.8, 5.10). Η μεγάλη ταχύτητα Vs (800m/sec) και ο μεγάλος παράγοντας ποιότητας (μικρή απόσβεση) του σχηματισμού της τομής IV<sub>b</sub> επηρέασε τις ταχύτητες (ομάδας και φάσης)





Σχήμα 8.10. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής IV<sub>b</sub> (Σχήμα 8.7).

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.7 (model IV<sub>b</sub>).*



Σχήμα 8.11. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίστηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.10 (εδαφική τομή IV<sub>b</sub>). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves on the model shown in Figure 8.7 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.10 (model IV<sub>b</sub>).*

διάδοσης και το πλάτος των κυμάτων αυτών, με αποτέλεσμα να φθάνουν ταχύτερα στο κέντρο της λεκάνης από ότι στην τομή I και να συνεχίζουν, σχεδόν αναλλοίωτα (ως προς το πλάτος), με εξαίρεση τις θέσεις των πλευρικών μεταβολών, προς τα άκρα της σε αντίθεση με την τομή I. Σε ότι αφορά τις συναρτήσεις μεταφοράς, η συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού μετακινήθηκε σε μεγαλύτερες συχνότητες (από 0.8 σε 1.1Hz) ενώ ο παράγοντας ενίσχυσης στη συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού μειώθηκε δραστικά. Ενδεικτικά σημειώνεται ότι ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης μειώθηκε από 19.0 (τομή I) σε 7.0 (τομή IV<sub>b</sub>).

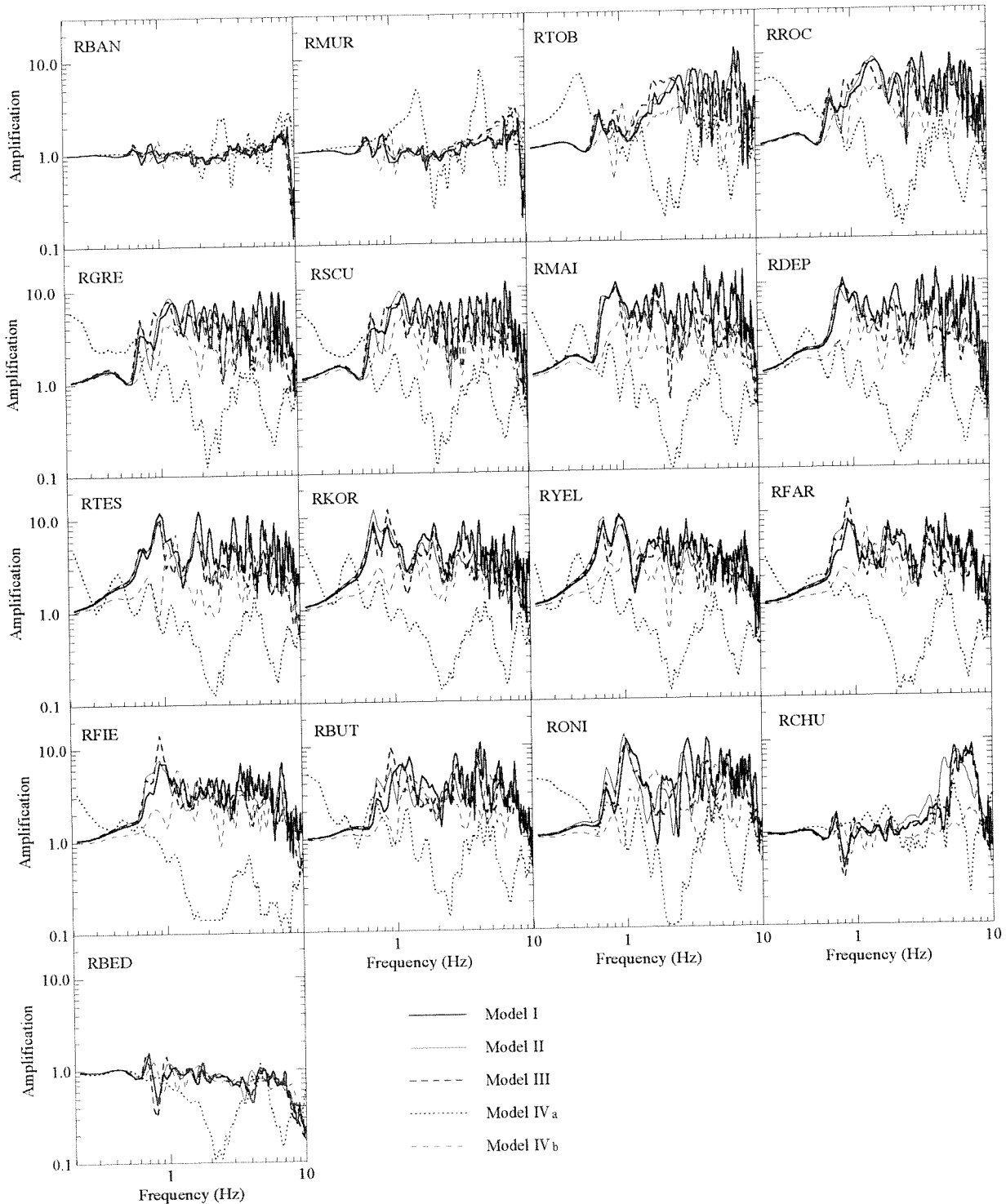
### **8.3.5. Συσχετίσεις με βάση τις δυναμικές ιδιότητες και συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης**

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται αναλυτικότερα η σύγκριση στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων μεταξύ των τομών της κατηγορίας αυτής (II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>) με την τομή I καθώς και με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των καταγραφών στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek του σεισμού της 25.06.94 (M=3.0 και R=25km), όπως επίσης και τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παραμετρική ανάλυση με βάση τις δυναμικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών.

#### **8.3.5.1. Σύγκριση των συναρτήσεων μεταφοράς I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub> και των καταγραφών**

Στο σχήμα 8.12 παρουσιάζονται οι συναρτήσεις μεταφοράς της παραμετρικής ανάλυσης σε σχέση με αυτά της διοδιαστάτης προσομοίωσης της τομής I (Κεφ. 5). Η βασική παρατήρηση είναι ότι παρά τη διαφορετικότητα των προσομοιωμάτων σε ό,τι αφορά τις εδαφικές αποθέσεις (Vs, Qs, στρωματογραφία), η μορφή όλων των συναρτήσεων μεταφοράς για κάθε θέση είναι παρόμοια με εξαίρεση αυτή της τομής IV<sub>a</sub>. Για την τομή IV<sub>a</sub> γίνεται συνολικά ιδιαίτερη μνεία παρακάτω.

Στις περισσότερες, μάλιστα, περιπτώσεις (θέσεις), η ομοιότητα είναι ικανοποιητική για όλο το εύρος των συχνοτήτων (RBAN, RMUR, RTOB, RR0C, RKOR, RYEL, RFAR, RFIE, RBUT, RBED). Αλλά και στις περιπτώσεις που η μορφή δεν προσομοιάζει για όλο το εύρος των συχνοτήτων, συμβαίνει



Σχήμα 8.12. Παράθεση των συναρτήσεων μεταφοράς των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub> στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek.

*Comparison, at the sites of the Reftek seismographs, between the 2D theoretical transfer functions for soil models I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.*

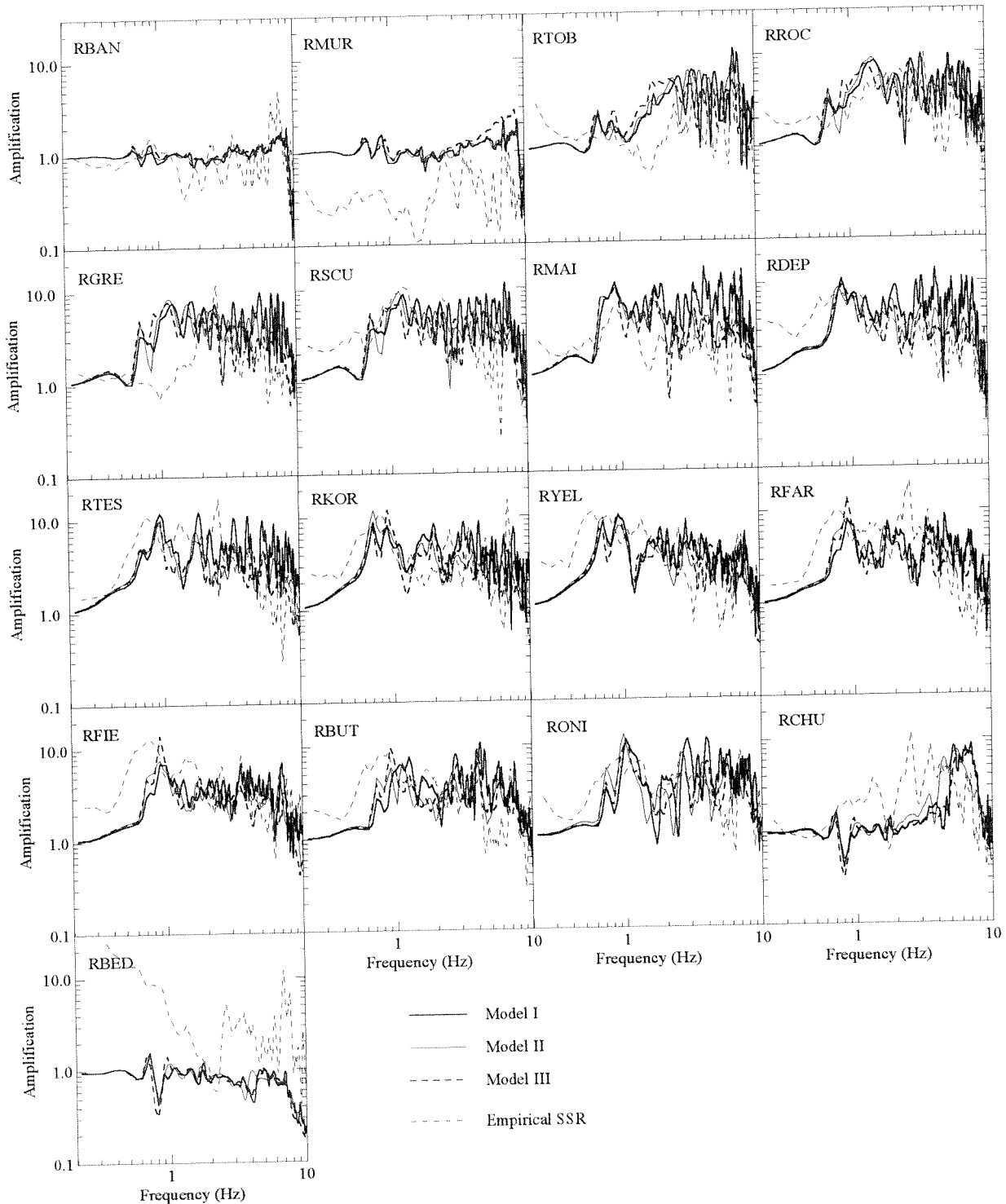
τουλάχιστον έως τη συχνότητα των 2.5 με 3.0Hz. Η ομοιότητα της μορφής των συναρτήσεων μεταφοράς υποδηλώνει την εμφάνιση θεμελιώδους και ανώτερων ιδιομορφών στις ίδιες περίπου διακεκριμένες συχνότητες.

Σε ό,τι αφορά το πλάτος ενίσχυσης παρατηρείται εξίσου ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των συναρτήσεων μεταφοράς σχεδόν για όλες τις θέσεις (με εξαίρεση τους RSCU, RMAI, RDEP και RTES) μεταξύ των τομών I, II και III, για όλο το εύρος των συχνοτήτων. Ιδιαίτερα σε ό,τι αφορά το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα για κάθε θέση η συμφωνία είναι εξαιρετική. Τα αντίστοιχα πλάτη της τομής IV<sub>b</sub> σε πολλές περιπτώσεις (θέσεις κυρίως στο κέντρο της λεκάνης) είναι κατά μέσο όρο 2 έως 4 φορές μικρότερα από αυτά των τομών I, II και III.

Τα αποτελέσματα της τομής IV<sub>a</sub> τόσο ως προς τη μορφή και τις συχνότητες όσο και ως προς το πλάτος δεν μπορούν να συγκριθούν με τα αντίστοιχα μεγέθη των υπόλοιπων τομών. Το κύριο χαρακτηριστικό όλων των συναρτήσεων μεταφοράς της τομής IV<sub>a</sub> στο εσωτερικό της λεκάνης είναι η αποενίσχυση στις συχνότητες των 2.5 και 7.0Hz, παρά η ενίσχυση όπως συμβαίνει με τις υπόλοιπες περιπτώσεις (I, II, III και IV<sub>b</sub>). Η εξήγηση πρέπει να αποδοθεί στην ενίσχυση της κίνησης στις αντίστοιχες συχνότητες στη θέση του σταθμού αναφοράς, όπου η αντίθεση ταχυτήτων μεταξύ επιφανειακού μανδύα (130m/sec και πάχους 12m περίπου) και βραχώδους υποβάθρου (2600m/sec) είναι σημαντική. Στις αρμονικές των 2.5 και 7.5Hz προκύπτουν (σύμφωνα με τις σχέσεις 8.1 και 8.2) ο θεμελιώδης και ο πρώτος ανώτερος συντονισμός αντίστοιχα.

Στο σχήμα 8.13 συγκρίνονται οι συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς των εδαφικών τομών I, II και III με τις εμπειρικές SSR (Κεφ. 4) της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 (M=3 και R=25km) στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek. Δεδομένου ότι οι θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς των εδαφικών τομών I, II και III δεν διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους, ισχύουν σε γενικές γραμμές τα συμπεράσματα της σύγκρισης της τομής I με τις καταγραφές (Κεφ. 6, Σχήμα 6.4).

Στην πλειοψηφία των σταθμών παρατηρείται πολύ ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των θεωρητικών και των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, τόσο στις συχνότητες όπου εμφανίζονται οι κύριες αιχμές συντονισμού όσο και στο πλάτος τους. Εξαιρέση αποτελούν οι σταθμοί RYEL και RFAR-RFIE (οι οποίοι πρακτικά



Σχήμα 8.13. Παράθεση των συναρτήσεων μεταφοράς των εδαφικών τομών I, II και III με τις συναρτήσεις μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού στις 25.06.94 στο δίκτυο των Reftek ( $M=3$  και  $R=25\text{km}$ ).

*Comparison, between the 2D theoretical transfer functions for soil models I, II and III, and the empirical SSR transfer functions of the transversal component recorded at the Reftek instrument array, during the earthquake of 25.06.94 ( $M=3$  and  $R=25\text{km}$ ).*

συμπίπτουν), όπου ο θεμελιώδης συντονισμός των καταγραφών εμφανίζεται σε συχνότητες μικρότερες κατά 0.1Hz από αυτές που προκύπτουν από τις θεωρητικές αναλύσεις. Εξαιρεση βεβαίως αποτελεί και ο σταθμός RGRE σε ό,τι αφορά το θεμελιώδη συντονισμό, οι λόγοι για το γεγονός αυτό εκτέθηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο (Κεφ. 6).

Εκτός από την εξέταση των χαρακτηριστικών (πλάτους και συχνότητας) του θεμελιώδους συντονισμού, ενδιαφέρον παρουσιάζει η παρατήρηση ότι στους σταθμούς RGRE, RSCU, RMAI, RDEP, RTES και RKOR, το επίπεδο ενίσχυσης των συναρτήσεων μεταφοράς SSR για συχνότητες μεγαλύτερες των 3.0Hz, προσεγγίζεται πολύ ικανοποιητικά από τις θεωρητικές II και III, σε αντίθεση με εκείνες της τομής I, οι οποίες το υπερεκτιμούν συστηματικά (Σχήμα 8.13). Η φυσική ερμηνεία της απομείωσης του επιπέδου ενίσχυσης των υψίσυχων αιχμών των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς II και III, καθώς και η καλή συμφωνία με τις εμπειρικές, θα πρέπει να αποδοθεί βασικά σε δύο λόγους που αφορούν την επιρροή των επιφανειακών σχηματισμών. Ο πρώτος αφορά την απουσία της επίδρασης (στο πλάτος της ενίσχυσης των II και III) του κυματικού πεδίου των υψίσυχων κατά κανόνα παγιδευμένων κυμάτων χώρου στους επιφανειακούς σχηματισμούς (A, B, C) της τομής I σε συνδυασμό με την επίδραση του παράγοντα ποιότητας Qs. Ο δεύτερος αφορά την επιφανειακή στρωματογραφία όπως προσδιορίστηκε με βάση τη γεωτεχνική και γεωφυσική έρευνα, σύμφωνα με την οποία οι διακριτές διαχωριστικές διεπιφάνειες θα μπορούσαν στην πραγματικότητα (φυσικές συνθήκες) να «αντικατασταθούν» από μία σταδιακή αύξηση των δυναμικών ιδιοτήτων των σχηματισμών αυτών, λόγω της αυξανόμενης συμπίκνωσης με το βάθος ενός πρακτικά ενιαίου σχηματισμού αποτελούμενου από μίγματα αργιλωδών, ιλυωδών και αμμωδών εδαφικών υλικών.

Σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν τόσο στο κεφάλαιο 6 (Σχήμα 6.5) όσο και στο κεφάλαιο 7 (Σχήμα 7.18), αναμένεται ότι, η μείωση της ενίσχυσης για συχνότητες μεγαλύτερες από 3.0Hz στην περιοχή μεταξύ RGRE και RKOR, θα επηρεάσει τόσο το πλάτος των μέγιστων αναμενόμενων εδαφικών επιταχύνσεων (Σχήμα 7.18) όσο και το πλάτος της κίνησης στο χρονικό «παράθυρο» των διατμητικών κυμάτων (Σχήμα 6.5).

### 8.3.5.2. Συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τα δυναμικά χαρακτηριστικά

Τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης στο σύνολο τους επιβεβαιώνουν το κύριο χαρακτηριστικό, που τεκμηριώθηκε στην τομή I (Κεφ. 5), σύμφωνα με το οποίο σε λεκάνες του τύπου που εξετάζεται, η σεισμική τους απόκριση οφείλεται σε δισδιάστατα φαινόμενα (πλευρική διάδοση τοπικά παραγόμενων επιφανειακών κυμάτων και μονοδιάστατος συντονισμός).

Παρά τη σημαντική διαφοροποίηση κατά περίπτωση των ορίων (άνω, κάτω και πλευρικών) των εδαφικών σχηματισμών και κυρίως των δυναμικών ιδιοτήτων τους, διατηρώντας σταθερή τη γεωμετρία της ιζηματογενούς λεκάνης και τις ιδιότητες του βραχώδους υποβάθρου, τα ποιοτικά (μορφή και συχνότητες συντονισμού) και ποσοτικά (επίπεδο ενίσχυσης) χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης (στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων) δεν διαφοροποιούνται σημαντικά. Το συμπέρασμα αυτό ισχύει για τις περιπτώσεις όπου η λεπτομερής εδαφική τομή των 8 σχηματισμών απλοποιείται σε 6 σχηματισμούς (τομή II) και 2 σχηματισμούς (τομή III), ενώ ισχύει μερικώς και στην περίπτωση όπου η τομή εκφυλίζεται στη μονοστρωματική τομή IV<sub>b</sub>. Στην περίπτωση της τελευταίας διατηρούνται τα ποιοτικά χαρακτηριστικά ενώ τα ποσοτικά απομειώνονται ως αναμένετο (μικρότερη αντίθεση ταχυτήτων V<sub>s</sub> αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου).

Τα διαφορετικά αποτελέσματα μεταξύ των δύο ακραίων περιπτώσεων των τομών IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub> με μόνη διαφορά τις ιδιότητες, καθώς και η καλή συμφωνία των αποτελεσμάτων της IV<sub>b</sub> (μορφή συναρτήσεων μεταφοράς, συχνότητα θεμελιώδη συντονισμού και μερικώς στο επίπεδο ενίσχυσης) με αυτά των τομών I, II και III και των καταγραφών, δείχνουν ότι ο ρόλος των ταχυτήτων V<sub>s</sub> των εδαφικών σχηματισμών έχει σχετική αξία, καθώς η ταχύτητα V<sub>s</sub> 800m/sec της τομής IV<sub>b</sub> είναι πλησιέστερη της μέσης σταθμισμένης ταχύτητας V<sub>s</sub> (~600m/sec) της τομής I σε αντίθεση με την ταχύτητα V<sub>s</sub> 130m/sec της τομής IV<sub>a</sub>.

Τέλος, από όλα τα παραπάνω συνάγεται το συμπέρασμα ότι σε ιζηματογενείς λεκάνες με περίπλοκη γεωμετρία, οι ιδιότητες των επιμέρους εδαφικών σχηματισμών δεν έχουν ιδιαίτερη σημασία και ότι για την ύπαρξη δισδιάστατων φαινομένων (πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων και δισδιάστατοι συντονισμοί) πέρα του μονοδιάστατου συντονισμού, υπεύθυνη μπορεί να



θεωρηθεί η αντίθεση (λόγος) των ταχυτήτων των αποθέσεων συνολικά και του βραχώδους υποβάθρου.

### 8.3.6. Σχέση δυναμικών ιδιοτήτων και σεισμικής απόκρισης σε δύο διαστάσεις στη θεώρηση των αντισεισμικών κανονισμών

Με βάση τα συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης, στην ενότητα αυτή επιχειρείται η συσχέτιση των χαρακτηριστικών της απόκρισης με την αντίθεση των ταχυτήτων  $V_s$  αποθέσεων/βραχώδους υποβάθρου, η οποία αναφέρεται στο εξής  $C_v$ . Η παράμετρος αυτή ορίζεται για μονοστρωματικές εδαφικές τομές από τη σχέση 8.4 σύμφωνα με τους Bard & Bouchon (1985), Faccioli *et al.* (1998), Chávez-García & Faccioli (2000).

$$C_v = \frac{V_{\text{bedrock}}}{V_{\text{sediments}}} \quad (8.4)$$

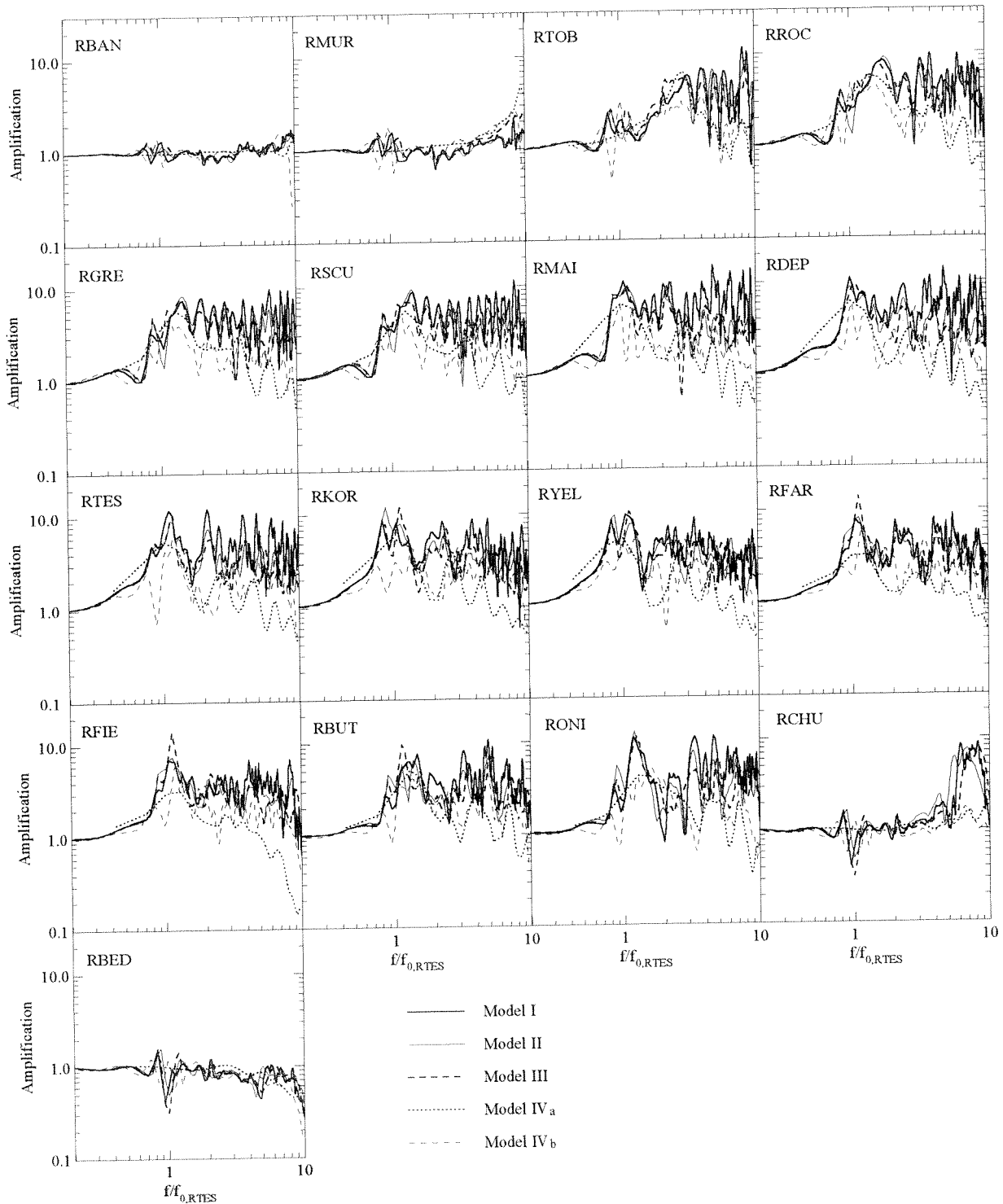
Εφόσον, λοιπόν, ο βαθμός ενίσχυσης ελέγχεται από την αντίθεση των ταχυτήτων ( $C_v$ ), σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η θεμελιώδης και οι ανώτερες συχνότητες εξαρτώνται από τα δυναμικά χαρακτηριστικά της στρωματογραφίας, στη συνέχεια οι συναρτήσεις μεταφοράς κανονικοποιούνται σε σχέση με τη συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού στο κέντρο της λεκάνης (RTES ή TST), προκειμένου να απαλειφθεί η εξάρτηση αυτή και να αναδειχθεί η σχέση της παραμέτρου  $C_v$  με τα χαρακτηριστικά της απόκρισης.

Στον πίνακα 8.5 δίνονται οι θεμελιώδεις συχνότητες της μονοδιάστατης προσομοίωσης στη θέση RTES για κάθε εδαφική τομή στη βάση των οποίων πραγματοποιείται η κανονικοποίηση των συναρτήσεων μεταφοράς (Σχήμα 8.14). Στις κανονικοποιημένες συναρτήσεις μεταφοράς παρατηρείται ότι ο μέγιστος

Πίνακας 8.5. Συχνότητες θεμελιώδους συντονισμού της μονοδιάστατης προσομοίωσης στη θέση RTES.

*Fundamental 1D resonance frequencies for soil models I, II, III IV<sub>a</sub> and IV<sub>b</sub> at RTES site.*

RTES – 1D	Τομή I <i>Model I</i>	Τομή II <i>Model II</i>	Τομή III <i>Model III</i>	Τομή IV <sub>a</sub> <i>Model IV<sub>a</sub></i>	Τομή IV <sub>b</sub> <i>Model IV<sub>b</sub></i>
F <sub>0</sub> (Hz)	0.854	0.806	0.806	0.163	1.025



Σχήμα 8.14. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς των κανονικοποιημένων συχνοτήτων των εδαφικών τομών I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.

*2D transfer functions relative to the normalized frequencies for soil models I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.*

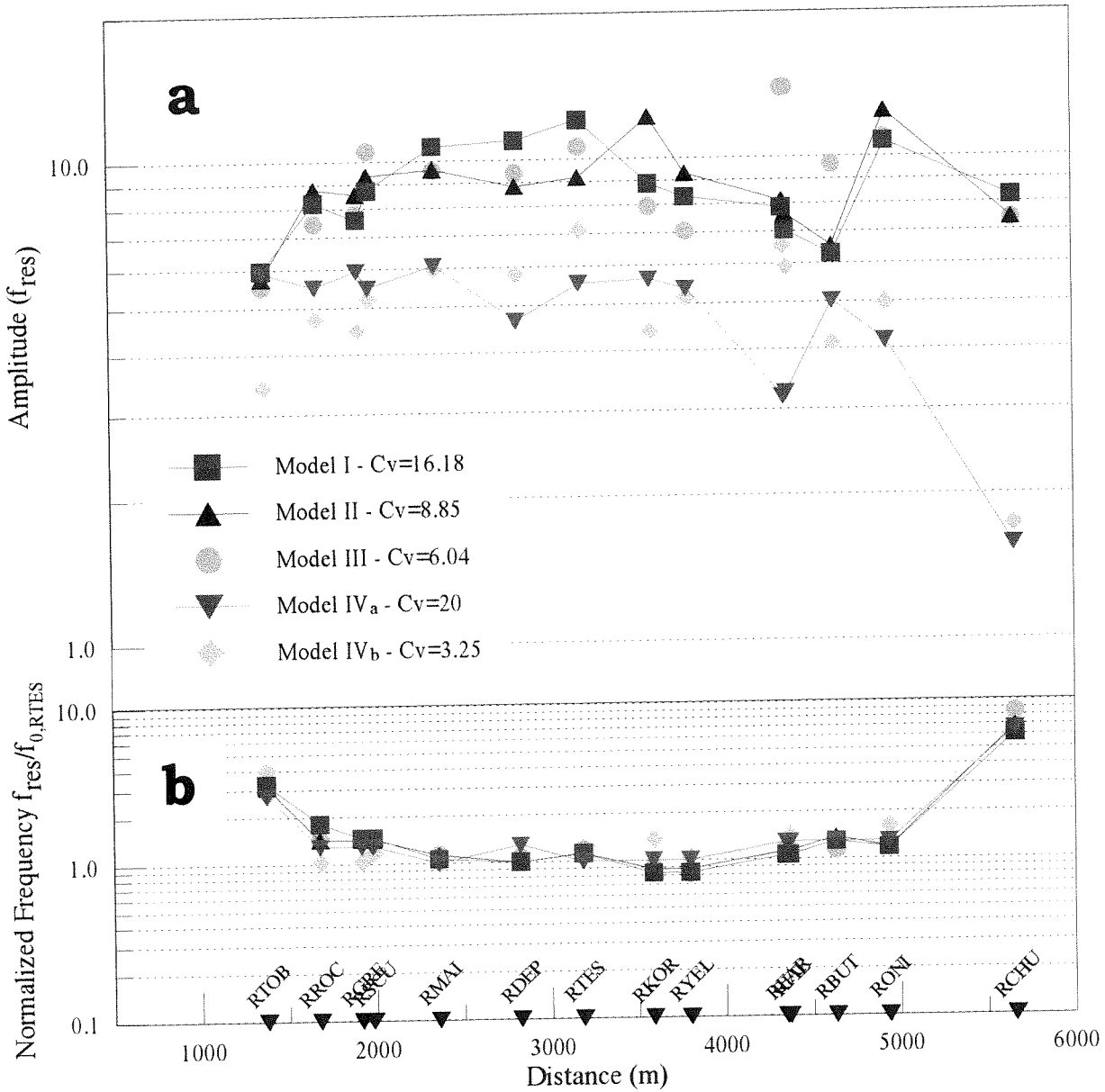
παράγοντας ενίσχυσης παρατηρείται συστηματικά στην κανονικοποιημένη θεμελιώδη συχνότητα. Για το λόγο αυτό, επιλέγονται τα μεγέθη αυτά (θεμελιώδης συχνότητα και μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης) σε σχέση με τα δυναμικά χαρακτηριστικά, προκειμένου να συστηματοποιηθούν στη λογική του αντισεισμικού κανονισμού.

Στο σχήμα 8.15 δίνονται το πλάτος ενίσχυσης και η κανονικοποιημένη συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού. Το μέγιστο πλάτος ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού παρατηρείται στην ίδια περίπου κανονικοποιημένη συχνότητα, ανεξαρτήτως των δυναμικών χαρακτηριστικών των τομών, ενώ το πλάτος της ενίσχυσης κυμαίνεται, κατά μέσο όρο κατά μήκος της λεκάνης, μεταξύ 5.0 και 6.0 για τις ακραίες περιπτώσεις των τομών IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub> και 10.0 και 12.0 για τις υπόλοιπες τομές (I, II και III).

Για τη συσχέτιση του πλάτους ενίσχυσης με τα δυναμικά χαρακτηριστικά των τομών χρησιμοποιείται η παράμετρος  $C_v$ . Τα όρια της παραμέτρου αυτής είναι δυνατό να κυμαίνονται μεταξύ 2.5 και 25 περίπου, με την παραδοχή ότι οι ταχύτητες  $V_s$  των αποθέσεων κυμαίνονται οριακά μεταξύ 100 και 800m/sec (στα όρια του οιονεί βραχώδους υποβάθρου) και η ταχύτητα  $V_s$  του βραχώδους υποβάθρου είναι ~2500m/sec (δεν πρόκειται για υγρή βράχο με  $V_s$  3500-4500m/sec ούτε αποσαθρωμένο με  $V_s$  1100-1800m/sec, αλλά για βράχο που μπορεί να συναντιέται σε βάθη μεταξύ 200 και 600m περίπου) (Σχέση 8.4). Με βάση τα όρια αυτά της παραμέτρου  $C_v$  και τις προϋποθέσεις της παραμετρικής ανάλυσης, επιχειρείται η γενίκευση των συμπερασμάτων.

Από τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν στην παραμετρική ανάλυση προκύπτει ότι οι οριακές τιμές της παραμέτρου  $C_v$  είναι αυτές των μονοστρωματικών τομών IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>, 20 και 3.25 αντίστοιχα (σχέση 8.4). Σύμφωνα με τα παραπάνω, οι οριακές αυτές τιμές μπορούν να επεκταθούν το πολύ μεταξύ 2.5 και 25. Με αυτό το δεδομένο, όλες (σχεδόν) οι περιπτώσεις που μπορεί να συναντήσει ο μηχανικός στην πράξη βρίσκονται εντός των ορίων αυτών και καλύπτονται από τις περιπτώσεις που μελετήθηκαν στα πλαίσια της παραμετρικής αυτής ανάλυσης.

Καθώς οι μελέτες των Bard & Bouchon (1985), Faccioli *et al.* (1998), Chávez-García & Faccioli (2000) αφορούν αποθέσεις με ενιαία ταχύτητα  $V_{\text{sediments}}$  (όπως οι τομές IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>) και επειδή στις περιπτώσεις I, II και III της παρούσας διατριβής χρησιμοποιούνται περισσότεροι του ενός σχηματισμοί, προέκυψε η



Σχήμα 8.15. Εξάρτηση του παράγοντα ενίσχυσης (a) και των αντίστοιχων κανονικοποιημένων συχνοτήτων (b) από την παράμετρο  $C_v$  η οποία εισάγεται για να περιγράψει τις διαφορές των δυναμικών χαρακτηριστικών των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.

*Dependence of the amplification factors (a) and the corresponding fundamental normalized frequencies (b) on parameter  $C_v$ , which is introduced in order to describe the differences in the dynamic properties of soil models I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>.*

αναγκαιότητα της μετατροπής της απλής σχέσης 8.4 με τρόπο ώστε να λαμβάνονται υπόψη οι βασικές παράμετροι κάθε προσομοιώματος. Δεδομένου ότι η συνήθης πρακτική ορισμού της αντίθεσης των ταχυτήτων σε πολυστρωματικές τομές με βάση την ταχύτητα του επιφανειακού σχηματισμού (μόνο) και του βραχώδους υποβάθρου είναι δυνατό να οδηγήσει σε εσφαλμένες εκτιμήσεις (Bard, 1997), εισάγεται στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής μία «ισοδύναμη» ταχύτητα  $V_{\text{sediments}}$ , η οποία ορίζεται από τη γενικευμένη σχέση 8.5.

$$V_{\text{sediments}} = V_1 + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|V_m - V_i| \cdot h_i}{H} \quad (8.5)$$

όπου λαμβάνεται υπόψη η ταχύτητα του επιφανειακού σχηματισμού ( $V_1$ ), η μέση σταθμισμένη (ως προς το πάχος) απόκλιση των ταχυτήτων ( $V_i$ ) των εδαφικών σχηματισμών από τη σταθμισμένη μέση τιμή ( $V_m$ ) στο κέντρο της λεκάνης, το πάχος ( $h_i$ ) σε κάθε στρώση και το συνολικό πάχος των αποθέσεων ( $H$ ). Στον Πίνακα 8.6 δίνονται οι τιμές  $V_1$ ,  $V_m$ ,  $V_{\text{sediments}}$ ,  $V_{\text{bedrock}}$  και  $C_v$  για τις τομές της παραμετρικής ανάλυσης.

Πρακτικά, η παράμετρος αυτή για τις μονοστρωματικές τομές όπως οι IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>, συμπίπτει με το λόγο των ταχυτήτων Vs του βραχώδους υποβάθρου προς την αντίστοιχη του εδαφικού σχηματισμού. Οι τομές I, II και III, παρά το γεγονός ότι έχουν περίπου ίδιες μέσες σταθμισμένες ταχύτητες χαρακτηρίζονται από διαφορετικές  $C_v$ , καθώς έχουν διαφορετική ταχύτητα στον επιφανειακό

Πίνακας 8.6. Πίνακας με τα στοιχεία που χρειάζονται για τον υπολογισμό της παραμέτρου  $C_v$

Table with the necessary elements for the calculation of parameter  $C_v$ .

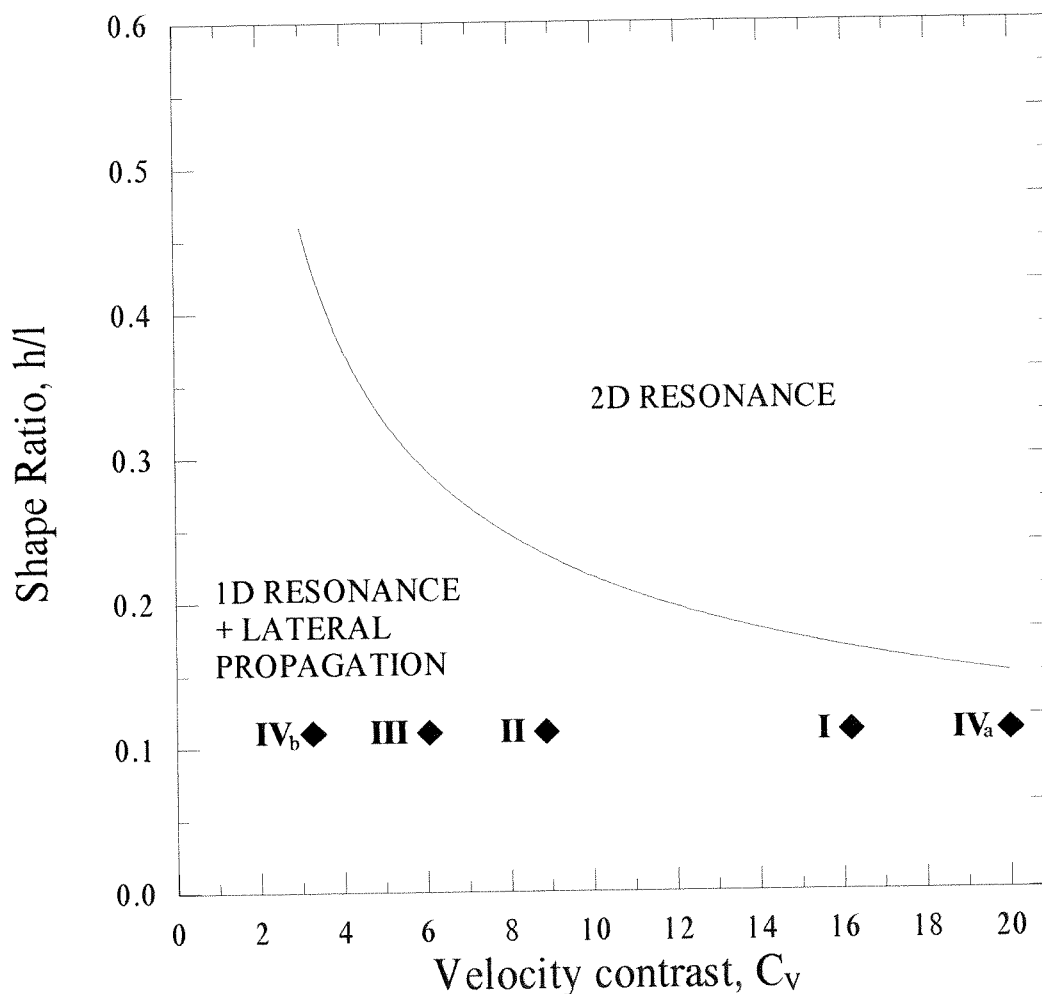
	Τομή I <i>Model I</i>	Τομή II <i>Model II</i>	Τομή III <i>Model III</i>	Τομή IV <sub>a</sub> <i>Model IV<sub>a</sub></i>	Τομή IV <sub>b</sub> <i>Model IV<sub>b</sub></i>
$V_1$ (m/sec)	130	250	330	130	800
$V_m$ (m/sec)	596	592	583	130	800
$V_{\text{sediments}}$ (m/sec)	160.67	293.78	430.61	130	800
$V_{\text{bedrock}}$ (m/sec)	2600	2600	2600	2600	2600
$C_v$	16.18	8.85	6.04	20	3.25

σχηματισμό, όπως επίσης και διαφορετική μέση σταθμισμένη απόκλιση από τη μέση τιμή. Παραδειγματος χάριν, η εδαφική τομή I αποτελείται από 8 σχηματισμούς και παρουσιάζει μέση σταθμισμένη απόκλιση από τη μέση τιμή 30m/sec περίπου, ενώ η τομή III που αποτελείται από 2 σχηματισμούς έχει μέση απόκλιση 100m/sec περίπου. Παρατηρείται, δηλαδή, ότι όσο πιο πυκνή είναι η στρωματογραφία τόσο πιο μικρή είναι η μέση απόκλιση από τη μέση τιμή και το αντίστροφο. Έτσι για κάθε εδαφική τομή της παραμετρικής ανάλυσης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η παράμετρος  $C_v$  η οποία στην περίπτωση των πολυστρωματικών τομών πιστεύεται (στην παρούσα διατριβή) ότι λαμβάνει περισσότερο ρεαλιστικά τα χαρακτηριστικά τους.

#### **8.3.6.1. Συσχέτιση της παράμετρου $C_v$ με τις κανονικοποιημένες συχνότητες του θεμελιώδη συντονισμού**

Είναι φανερό ότι, στο κέντρο της λεκάνης (σταθμοί από RMAI έως RONI), ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης παρατηρείται στη συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού ανεξαρτήτως των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών (Σχήμα 8.15b). Στα άκρα της λεκάνης, η μέγιστη ενίσχυση παρατηρείται σε μεγαλύτερες κανονικοποιημένες συχνότητες. Αυτό όμως είναι αναμενόμενο, δεδομένου ότι οι συχνότητες του μονοδιάστατου θεμελιώδη συντονισμού στα άκρα της λεκάνης είναι μεγαλύτερες από εκείνης στο κέντρο, όπως φαίνεται από τις μονοδιάστατες συναρτήσεις μεταφοράς που υπολογίσθηκαν για την τομή I (Σχήμα 5.1)

Αν ληφθούν υπόψη τα αποτελέσματα των Bard & Bouchon (1985), που αφορούν την εξάρτηση των φαινομένων που χαρακτηρίζουν την απόκριση μίας λεκάνης από τη μορφή της (γεωμετρία) και την αντίθεση των ταχυτήτων  $V_s$  μεταξύ υποβάθρου και αποθέσεων (Σχήμα 8.16), προκύπτει ότι για την λεκάνη του Euroseistest, η οποία έχει λόγο μέγιστου βάθους προς το ήμισυ του ανοίγματος μεταξύ των ρηγμάτων F1-F4 (shape ratio,  $h/l$ , σύμφωνα με Bard & Bouchon (1985), περίπου ίσο με 0.11), συμπεραίνεται ότι σε κάθε περίπτωση τα φαινόμενα που θα χαρακτηρίζουν την απόκριση της συγκεκριμένης λεκάνης θα είναι, ανεξαρτήτως των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών και του υποβάθρου, ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση των επιφανειακών κυμάτων. Στο σχήμα 8.16 παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των



Σχήμα 8.16. Συνθήκη η οποία ορίζει κάτω από ποιές προϋποθέσεις (γεωμετρίας και δυναμικών ιδιοτήτων) αναμένονται φαινόμενα μονοδιάστατου συντονισμού και πλευρικής διάδοσης επιφανειακών κυμάτων ή δισδιάστατου συντονισμού. Η διαχωριστική γραμμή υπολογίσθηκε από τη σχέση  $(h/l) = 0.65/\sqrt{C-1}$  (σύμφωνα με τους Bard & Bouchon, 1985). Οι ρόμβοι αναπαριστούν τα χαρακτηριστικά των λεκανών που μελετήθηκαν στο κεφάλαιο αυτό.

*Existence condition that defines whether 1D resonance and lateral propagation or 2D resonance will be the dominant feature of the seismic response of sedimentary valleys with respect to the shape ratio  $(h/l)$  and velocity contrast,  $C$  of the valley. The line which separates the two "areas" follows the analytical formula:  $(h/l)_c = 0.65/\sqrt{C-1}$  (Reproduced after Bard & Bouchon, 1985). The solid diamonds shows the particular valleys analyzed in this study.*

ιζηματογενών λεκανών που μελετήθηκαν στο κεφάλαιο αυτό, χρησιμοποιώντας ως αντίθεση μεταξύ των ταχυτήτων  $V_s$ , την τροποποιημένη παράμετρο  $C_v$  (Σχέση 8.5).

Με βάση την παρατήρηση αυτή και με τα αποτελέσματα της εμπειρικής μελέτης (Κεφ. 4) από τα οποία προκύπτει ότι η συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού συμπίπτει με τη συχνότητα του θεμελιώδους τρόπου (mode) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων που αναπτύσσονται στις πλευρικές ασυνέχειες, με αποτέλεσμα την πρόσθετη ενίσχυση (πέρα του μονοδιάστατου συντονισμού) στη συχνότητα αυτή, συμπεραίνεται ότι το μέγιστο πλάτος της ενίσχυσης θα εμφανίζεται συστηματικά στη συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού ανεξάρτητα από τα χαρακτηριστικά της εδαφικής τομής. Για το λόγο αυτό, στην επόμενη ενότητα (§8.3.5.2) παρουσιάζεται η συσχέτιση του μέγιστου πλάτους ενίσχυσης, το οποίο παρατηρείται στην κανονικοποιημένη θεμελιώδη συχνότητα, με την τροποποιημένη παράμετρο  $C_v$ .

### **8.3.6.2. Συσχέτιση της παραμέτρου $C_v$ με τον παράγοντα ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού**

Με βάση τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης αναφορικά με το πλάτος ενίσχυσης του θεμελιώδους συντονισμού (Σχήμα 8.15a), οι παράγοντες ενίσχυσης που παρατηρήθηκαν είναι κατά μέσο όρο 5.0-6.0 στο κέντρο της λεκάνης και 2.0-3.0 στα άκρα της, για τις οριακές περιπτώσεις των τιμών  $C_v$  των τομών IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub>, ενώ σε όλες τις άλλες ενδιάμεσες περιπτώσεις (τομές I, II και III) οι παράγοντες ενίσχυσης είναι κατά μέσο όρο 10.0 με 12.0 στο κέντρο και 6.0 με 7.0 στα άκρα.

Οι Chávez-García & Faccioli (2000) καταλήγουν σε αντίθετο συμπέρασμα από ανάλογη παραμετρική ανάλυση των δυναμικών ιδιοτήτων μίας μονοστρωματικής ημιτονοειδούς λεκάνης. Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές, η επιρροή των δισδιάστατων φαινομένων στη σεισμική απόκριση της λεκάνης αυξάνει με αυξανόμενη την παράμετρο  $C_v$  ( $=V_{\text{bedrock}}/V_{\text{sediments}}$ ) και άρα στην περίπτωση της τομής IV<sub>a</sub> ( $C_v=20$ ) θα αναμένονται μεγαλύτερες ενισχύσεις από ότι στις υπόλοιπες περιπτώσεις. Επισημαίνεται, όμως, ότι στις αναλύσεις τους δεν ελήφθη υπόψη καθόλου η ανελαστική συμπεριφορά των εδαφικών σχηματισμών, η οποία στην περίπτωση που τα εδαφικά υλικά έχουν μικρή δυσκαμψία δεν μπορεί να



αγνοηθεί. Όπως φαίνεται από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης της τομής IV<sub>a</sub>, η μεγάλη απόσβεση του εδαφικού σχηματισμού οδήγησε πρακτικά στην εξάλειψη της επίδρασης των δισδιάστατων φαινομένων τουλάχιστον στο κέντρο της λεκάνης. Σημειώνεται επίσης ότι η μελέτη τους περιορίστηκε σε αντιθέσεις ταχυτήτων αποθέσεων/βραχώδους υποβάθρου μικρότερες από 5.0.

Παρόλο που η συσχέτιση του πλάτους της ενίσχυσης με την αντίθεση των ταχυτήτων Vs δεν είναι άμεση εξαιτίας άλλων παραμέτρων, όπως η απόσβεση, οι οποίες ως ένα βαθμό καθορίζουν από κοινού τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης οδηγώντας σε διαφορετικές «συμπεριφορές» της λεκάνης (βλ. §8.3.4), ωστόσο, είναι φανερό ότι μπορεί να ορισθεί σε γενικές γραμμές η αναμενόμενη διακύμανση του παράγοντα ενίσχυσης σε τυπικές ιζηματογενείς λεκάνες των οποίων τα δυναμικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών είναι “a priori” άγνωστα.

Το πρακτικό ενδιαφέρον που συνεπάγεται της παρατήρησης αυτής, αφορά την εκτίμηση της μέγιστης αναμενόμενης ενίσχυσης σε ιζηματογενείς λεκάνες χρησιμοποιώντας γεωλογικές και γεωτεχνικές (δειγματοληπτική γεώτρηση) γνώσεις για την ευρεία περιοχή μελέτης.

Δεδομένου ότι οι δυναμικές ιδιότητες των σχηματισμών των τομών II και III οι οποίες προέκυψαν από την απλούστευση μέρους της αρχικής λεπτομερούς εδαφικής τομής δεν μεταβάλουν σημαντικά το πλάτος της μέγιστης ενίσχυσης, συμπεραίνεται ότι μία προκαταρκτική και γενική εκτίμηση της στρωματογραφίας μίας περιοχής με βάση π.χ. τη γεωλογική ηλικία των σχηματισμών (τομή III), μπορεί να είναι εξίσου χρήσιμη και αποτελεσματική με μία λεπτομερή περιγραφή της στρωματογραφίας της τοπικής γεωλογίας. Ο μόνος περιορισμός που τίθεται για την απλουστευμένη αυτή μορφή της λεκάνης αφορά τον προσδιορισμό των μέσων δυναμικών χαρακτηριστικών των σχηματισμών.

Συνεπώς, τα στοιχεία που απαιτούνται για την εκτίμηση της ενίσχυσης είναι α) μία γεωλογική εκτίμηση της γεωμετρίας της λεκάνης (κλίσεις των δύσκαμπτων σχηματισμών και του υποβάθρου, ύπαρξη ρηγματίων ή ρηξιγενών ζωνών κ.α.) καθώς και της ηλικίας των σχηματισμών που την αποτελούν και β) μία γεώτρηση στο κέντρο της λεκάνης, προκειμένου να αποκτηθούν τα απαραίτητα εκείνα στοιχεία (κτύποι N<sub>SPT</sub> της πρότυπης δοκιμής διείδυσης και γεωτεχνική περιγραφή) από τα οποία είναι δυνατό να εκτιμηθούν, σε γενικές γραμμές, οι μέσες ταχυότητες Vs των εδαφικών σχηματισμών. Από τις ταχύτητες Vs

υπολογίζεται η τιμή της παραμέτρου  $C_v$ , και τέλος εκτιμάται η μέγιστη αναμενόμενη ενίσχυση στη συχνότητα του θεμελιώδη συντονισμού.

Στο σημείο αυτό, είναι σκόπιμο να σημειωθεί ότι η διερεύνηση του ρόλου των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών στη σεισμική απόκριση, σε συνδυασμό με τη γεωμετρία της λεκάνης, δίνει τη δυνατότητα μίας πρώτης προσέγγισης της εκτίμησης της ενίσχυσης, χρήσιμη σε προβλήματα καθημερινής πρακτικής για τους μηχανικούς και ανοίγει προοπτικές για περαιτέρω έρευνα, προκειμένου να αξιολογηθούν και άλλες περιπτώσεις ιζηματογενών λεκανών ώστε να εξαχθούν περισσότερο γενικευμένα και ασφαλή συμπεράσματα.

#### **8.4. ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΑ ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ**

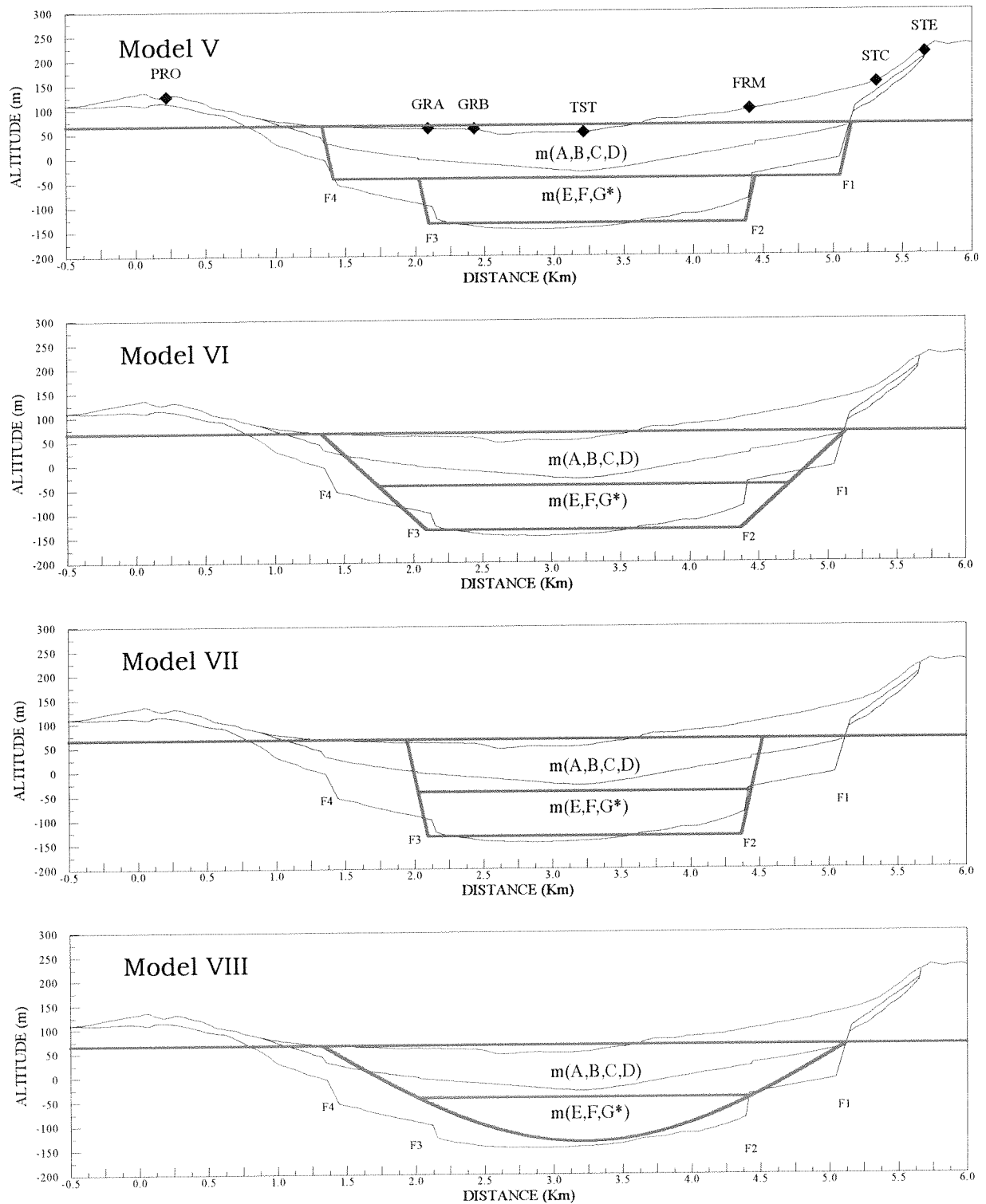
##### **8.4.1. Εισαγωγή**

Από τα συμπεράσματα της ενότητας 8.3 προκύπτει ότι η γεωμετρία της λεκάνης του Euroseistest είναι ένα από τα στοιχεία που συνκαθορίζουν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης. Για το λόγο αυτό, στην παρούσα ενότητα επιχειρείται η αντικατάσταση της «πραγματικής» γεωμετρίας της λεκάνης από κανονικά και συμμετρικά γεωμετρικά σχήματα (δύο διαστάσεων) όπως αυτά του σχήματος 8.17. Η «μεταφορά» των εδαφικών σχηματισμών της τομής I στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των απλοποιημένων εδαφικών τομών (V, VI, VII και VIII) δεν είναι μία άμεση διαδικασία και για το λόγο αυτό επιλέγονται τα χαρακτηριστικά της τομής III (Πίνακας 8.3) για να αναπαραστήσουν τις διστρωματικές με την απλοποιημένη γεωμετρία εδαφικές τομές.

Στο σχήμα 8.17 παρατίθενται η γεωμετρία της εδαφικής τομής III σε σχέση με αυτές που επιλέχθηκαν για την παραμετρική ανάλυση της ευαισθησίας των αποτελεσμάτων της σεισμικής απόκρισης στον παράγοντα «γεωμετρία» (τομές V, VI, VII και VIII).

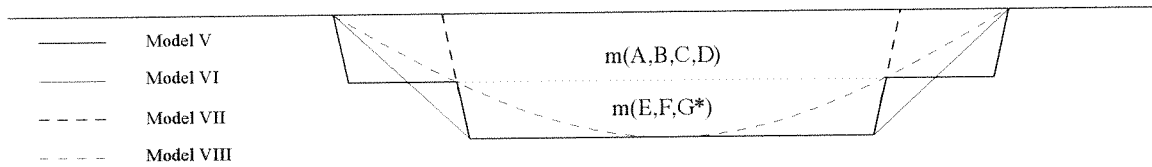
##### **8.4.2. Γεωμετρικά χαρακτηριστικά των τομών V, VI, VII και VIII**

Κοινό χαρακτηριστικό μεταξύ των τομών V, VI, VII και VIII, εκτός των ιδιοτήτων



Σχήμα 8.17. Σύγκριση της «πραγματικής» γεωμετρίας της τομής III με τις απλοποιημένες τομές V, VI, VII και VIII.

*Comparison between the geometry of model III and the simplified ones V, VI, VII και VIII. Model III is chosen among the previous ones because of the simplified soil formations and the good agreement between synthetics and recordings.*



Σχήμα 8.18. Σύγκριση των χαρακτηριστικών των απλοποιημένων ομοιωμάτων D, E, F και G.

*Comparison between the geometrical attributes of the simplified modes D, E, F and G.*

των σχηματισμών, αποτελεί η συμμετρία του γεωμετρικού σχήματος, η οριζόντια και επίπεδη ελεύθερη επιφάνεια, το πάχος των σχηματισμών και το μέγιστο βάθος του βραχώδους υποβάθρου στο κέντρο της λεκάνης (Σχήμα 8.18).

Ειδικότερα, η τομή V αποτελείται από δύο τραπέζια (ένα μικρό και ένα μεγάλο) τοποθετημένα κλιμακωτά. Η τομή αυτή είναι εκείνη που προσομοιάζει καλύτερα τη γεωμετρία του βραχώδους υποβάθρου της εδαφικής τομής I. Η τομή των δύο τραpezίων είναι η γραμμή που διαχωρίζει τον επιφανειακό και νεότερο γεωλογικά σχηματισμό  $m(A,B,C,D)$  από τον βαθύτερο και παλαιότερο  $m(E,F,G^*)$ . Η κλίση των πλευρικών ορίων των δύο τραpezίων είναι ίδια (Σχήμα 8.18).

Η τομή VI αποτελείται και αυτή από δύο τραpezία, τα οποία όμως δεν είναι τοποθετημένα κλιμακωτά. Η μορφή της προέκυψε κρατώντας τη μεγάλη βάση του μεγάλου τραpezίου και τη μικρή βάση του μικρού τραpezίου της τομής V και ενώνοντας την αρχή και το τέλος των πλευρών αυτών. Η κλίση των πλευρικών ορίων είναι τώρα μικρότερη από ότι στην περίπτωση της τομής V (Σχήμα 8.18). Με την επιλογή αυτή ουσιαστικά απλοποιείται η γεωμετρία ως προς τις κεντρικές πλευρικές ασυνέχειες F2 και F3 (Σχήμα 8.17).

Η εδαφική τομή VII επιλέχθηκε για να αναδείξει το ρόλο του κεντρικού βυθίσματος της λεκάνης σε σχέση με το υπόλοιπο του προσομοιώματος. Προέκυψε από το μικρό τραpezίο της τομής V, προεκτείνοντας τις πλευρές του μέχρι την επιφάνεια, διατηρώντας, όμως, την αρχική τους κλίση (Σχήμα 8.18). Σε συνδυασμό με την τομή VI, μπορεί να δώσει χρήσιμα στοιχεία που αφορούν την επίδραση της κλίσης των πλευρικών ασυνεχειών στη σεισμική απόκριση μίας λεκάνης.

Τέλος, η μορφή της τομής VIII συμπίπτει με αυτή μίας ημιτονοειδούς λεκάνης,

για την οποία υπάρχουν στη διεθνή βιβλιογραφία μία πληθώρα εργασιών δισδιάστατης προσομοίωσης (μεταξύ αυτών αναφέρονται οι εργασίες των Bard & Bouchon, 1980a,b; Bard & Bouchon, 1985; Chávez-García & Faccioli, 2000). Τα χαρακτηριστικά της ημιτονοειδούς λεκάνης συμπίπτουν με το μήκος (άνοιγμα) των τομών V και VI και με το μέγιστο βάθος του βραχώδους υποβάθρου στο κέντρο της (Σχήμα 8.18).

Η δισδιάστατη προσομοίωση των τομών του σχήματος 8.18 πραγματοποιήθηκε με το πρόγραμμα των πεπερασμένων διαφορών που χρησιμοποιήθηκε σε όλες τις προηγούμενες περιπτώσεις. Τα χαρακτηριστικά της προσομοίωσης δίνονται στον Πίνακα 8.1.

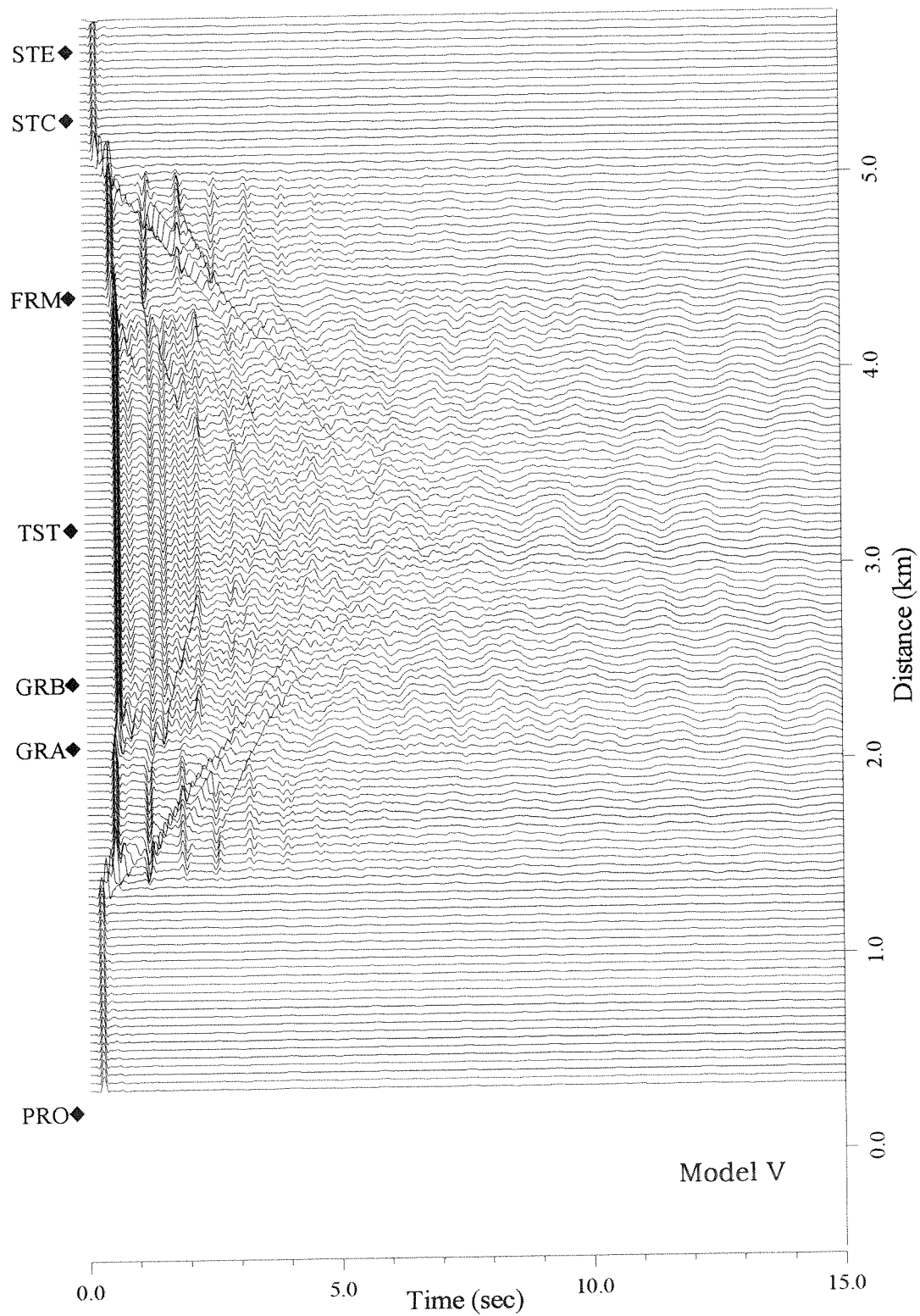
### **8.4.3. Συνθετικές χρονοϊστορίες και συναρτήσεις μεταφοράς των τομών V, VI, VII και VIII**

Στα σχήματα 8.19 έως 8.26 παρουσιάζονται με τη σειρά τα συνθετικά σειсмоγράμματα και οι αντίστοιχες συναρτήσεις μεταφοράς των τομών V, VI, VII και VIII. Τα αποτελέσματα της παραμετρικής αυτής ανάλυσης σχολιάζονται σε διαφορετικές ενότητες για κάθε τομή (§8.4.2.1-4).

#### **8.4.3.1. Αποτελέσματα τομής V**

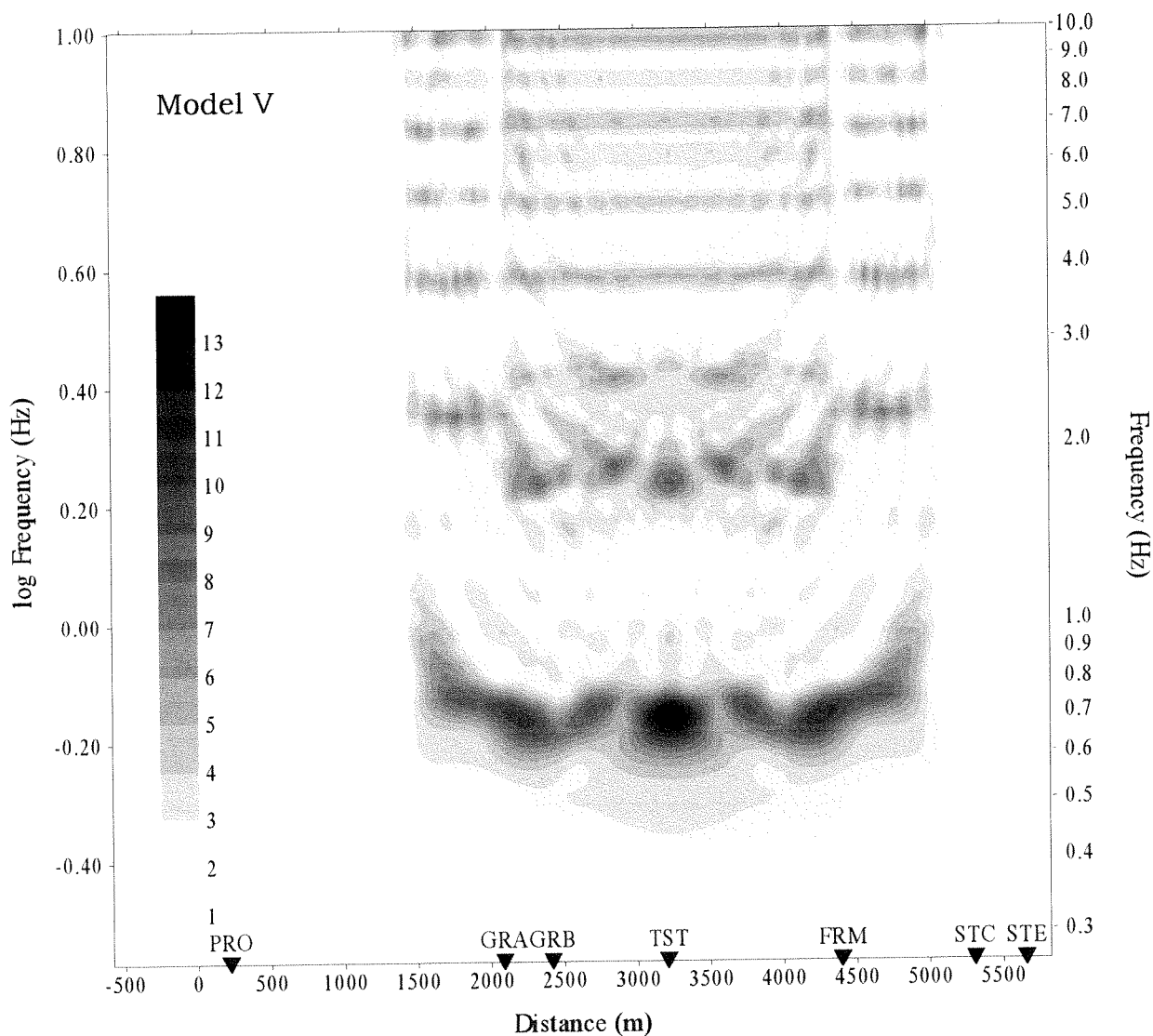
Στις συνθετικές χρονοϊστορίες της τομής V (Σχήμα 8.19), παρατηρούνται επιφανειακά κύματα στις περιοχές των ασυνεχειών F1, F2, F3 και F4 τα οποία επιμηκύνουν τη διάρκεια της διέγερσης (6.5sec στο κέντρο της λεκάνης). Στις περιοχές της τομής αριστερά του GRB και δεξιά του FRM, παρατηρούνται ανακλώμενα κύματα στη διεπιφάνεια ιζημάτων – βραχώδους υποβάθρου, τα οποία «εγκλωβίζονται» στον επιφανειακό σχηματισμό, λόγω της μεγάλης αντίθεσης των ταχυτήτων Vs της διεπιφάνειας αυτής και είναι ορατά για χρόνο 4.0sec περίπου. Ορισμένες φάσεις των πολυ- ανακλώμενων κυμάτων συμβάλλουν με τα πλέον ενεργητικά περιθλώμενα κύματα και στα δύο άκρα των ακραίων ασυνεχειών.

Παρόλο που η γεωμετρία της τομής αυτής προσομοιάζει ικανοποιητικά τη γεωμετρία της τομής III, η σύγκριση των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης



Σχήμα 8.19. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής V.

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.17 (model V).*



Σχήμα 8.20. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίστηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.19 (εδαφική τομή V). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves for the model shown in Figure 8.17 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.19 (model V).*

με τη μορφή των συνθετικών σειсмоγραμμάτων, στο κοινό τμήμα των τομών, αναδεικνύει κάποιες επιμέρους διαφορές. Παραδείγματος χάριν, τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται λόγω των ασυνεχειών F2 και F3, διαγράφονται ευκρινέστερα στις χρονοϊστορίες της τομής V από ότι στην τομή III (Σχήμα 8.5), όπως επίσης και τα ανακλώμενα κύματα στις διεπιφάνειες τόσο στο κέντρο όσο και στα άκρα της λεκάνης. Η χρονική διάρκεια της κίνησης στο κέντρο της λεκάνης (TST) αποδίδεται ικανοποιητικά (με μικρή υστέρηση) από την τομή V σε σχέση με την III και κατ' επέκταση και με την τομή I (Σχήμα 5.8).

Η διαφοροποίηση σε όλο το μήκος των 140 χρονοϊστοριών είναι αναμενόμενη και, από φυσικής άποψης, ερμηνεύσιμη από το γεγονός ότι στην τομή V δεν παρουσιάζονται κυματικά πεδία που προέρχονται από τα ακρότατα όρια της λεκάνης (edges effect) καθώς αυτά δεν προσομοιώθηκαν χάριν της απλούστευσης.

Η μορφή των συναρτήσεων μεταφοράς της τομής V (Σχήμα 8.20) απεικονίζει τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της τομής τόσο στο κέντρο της λεκάνης όσο και στις περιοχές μεταξύ των άκρων και των σταθμών GRB και FRM. Ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης σε όλη τη λεκάνη παρατηρείται στη συχνότητα 0.7Hz, η οποία συμπίπτει με αυτή του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού. Το πλάτος του παράγοντα ενίσχυσης δεν είναι σταθερό κατά μήκος της τομής, ενώ το μέγιστο πλάτος του (13.0) παρατηρείται στο κέντρο (TST). Το γεγονός αυτό οφείλεται στην αλληλεπίδραση, στη συχνότητα συντονισμού 0.7Hz, των επιφανειακών κυμάτων μεταξύ τους καθώς και με τα διατμητικά.

Ενίσχυση παρατηρείται και στη συχνότητα 1.7Hz μεταξύ των σταθμών GRA και FRM η οποία οφείλεται στον πρώτο ανώτερο τρόπο (mode) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Σχήμα 5.7). Σε συχνότητες μεγαλύτερες από 3.5Hz παρατηρούνται ανώτερες ιδιομορφές οι οποίες έχουν σταθερό μικρό πλάτος σε όλο το μήκος της λεκάνης και οφείλονται κατά βάση στα πολυ- ανακλώμενα, στις διαχωριστικές επιφάνειες των εδαφικών σχηματισμών, κύματα χώρου.

#### **8.4.3.2. Αποτελέσματα τομής VI**

Στα συνθετικά σεισογράμματα της τομής VI (Σχήμα 8.21) στα άκρα της λεκάνης και μάλιστα στα όρια (πάνω και κάτω) των πλευρικών ασυνεχειών, παρατηρούνται

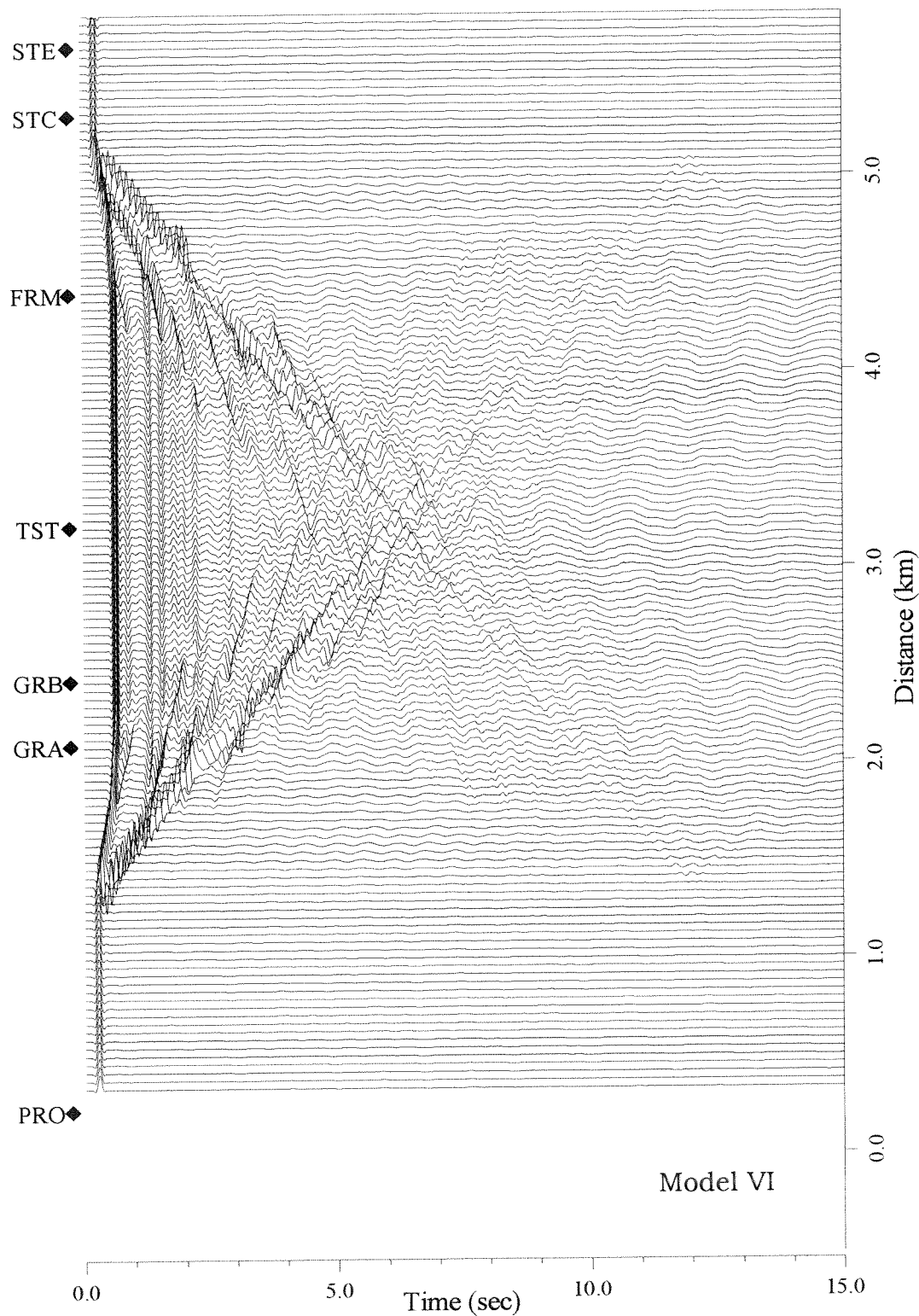


δύο διακριτοί τρόποι (modes) επιφανειακών κυμάτων με διαφορετικές ταχύτητες ομάδας και φάσης. Τα επιφανειακά κύματα που καταγράφονται στα ακρότατα πλευρικά όρια της λεκάνης χαρακτηρίζονται από έναν τρόπο διάδοσης, ενώ αυτά που καταγράφονται στο τμήμα της πλευρικής ασυνέχειας που αντιστοιχεί στο βαθύτερο εδαφικό σχηματισμό χαρακτηρίζονται από δύο διακριτούς τρόπους (Σχήμα 8.21).

Το κυματικό πεδίο περιπλέκεται καθώς διαδίδεται με κατεύθυνση από τα άκρα της λεκάνης προς το κέντρο της. Τα περιθλώμενα κύματα που παράγονται στα «σημεία» των πλευρικών ασυνεχειών (επιφανειακό, βαθύτερο και ενδιάμεσο διαχωριστικό των δύο εδαφικών σχηματισμών) συμβάλλουν με το προσπίπτον πολυ-ανακλώμενο κυματικό πεδίο χώρου, με αποτέλεσμα τις ισχυρές αλληλεπιδράσεις τους σε σύντομη χρονική διάρκεια, για διάστημα 1.0km γύρω από τους σταθμούς GRA και FRM. Τα επιφανειακά κύματα που «καταγράφονται» πρώτα έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα διάδοσης (μικρή κλίση), γεγονός το οποίο σημαίνει ότι οδηγούνται από το βαθύτερο σχηματισμό, ενώ τα σχετικά αργοπορημένα επιφανειακά κύματα οδηγούνται από τον επιφανειακό. Στις θέσεις FRM και GRB δεν παρατηρούνται ανάλογα επιφανειακά κύματα. Το γεγονός αυτό οφείλεται α) στο ότι οι ασυνέχειες F1 και F2 ενοποιήθηκαν σε μία ασυνέχεια με μικρότερη κλίση (πλευρική «επαφή» αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου) και β) στη διαφορετική αντίθεση των ταχυτήτων Vs κατά μήκος της νέας αυτής πλευρικής ασυνέχειας.

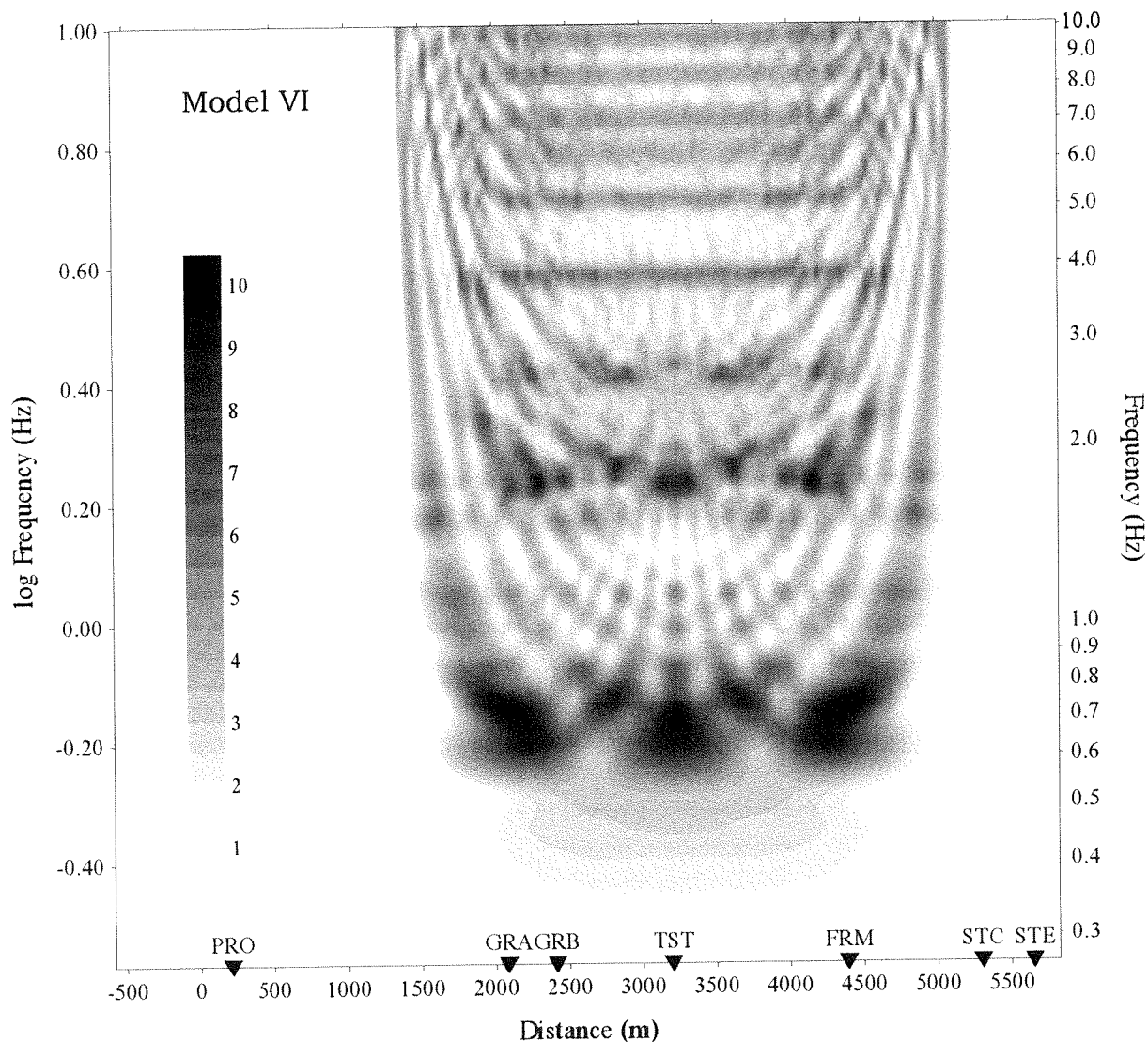
Η συμβολή των επιφανειακών κυμάτων (λόγω των πλευρικών ασυνεχειών) στο κέντρο της λεκάνης παρατηρείται σε χρόνο μεγαλύτερο από 6.0sec. Για τα ανακλώμενα κύματα που παρατηρούνται στα σειсмоγράμματα στο κέντρο της λεκάνης ισχύουν ανάλογες παρατηρήσεις όπως και στις προηγούμενες περιπτώσεις, καθώς το τμήμα αυτό της λεκάνης δεν διαφοροποιήθηκε ως προς τα χαρακτηριστικά των αποθέσεων (ταχύτητες, γεωμετρικά χαρακτηριστικά). Στις θέσεις μεταξύ των άκρων και των σταθμών GRB και FRM, παρατηρούνται τα ανακλώμενα κύματα στις πλευρικές ασυνέχειες σε χρόνους που αντιστοιχούν στη μεταβολή του βάθους του βραχώδους υποβάθρου.

Παρά τις διαφορές στη γεωμετρία των τομών III και VI, παρατηρούνται αρκετές ομοιότητες στο πλάτος και στη διάρκεια των συνθετικών σειсмоγραμμάτων σε όλο το μήκος της λεκάνης, εξαιρώντας, βεβαίως, την επίδραση των ακραίων περιοχών



Σχήμα 8.21. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής VI.

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.17 (model VI).*



Σχήμα 8.22. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίστηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.21 (εδαφική τομή VI). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves for the model shown in Figure 8.17 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.21 (model VI).*

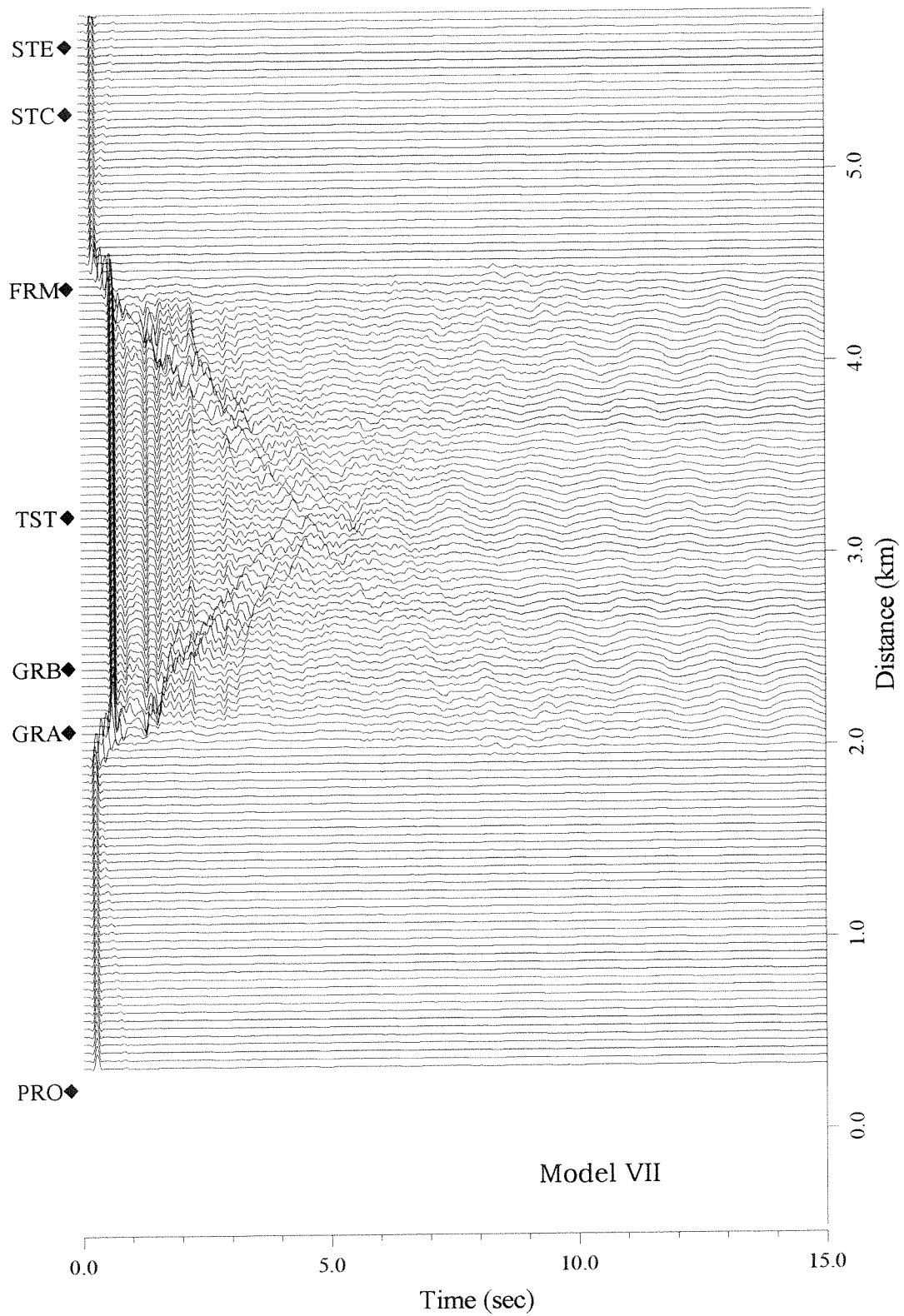
της τομής III (Σχήμα 8.5). Σε συνδυασμό με τις χρονοϊστορίες της τομής V η οποία προσεγγίζει καλύτερα τη γεωμετρία της τομής III, παρατηρείται ότι η μορφή των συνθετικών σειсмоγραμμάτων της τομής VI συμφωνούν περισσότερο με εκείνη της III, παρά τις διαφορές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών τους.

Για τις συναρτήσεις μεταφοράς της τομής VI (Σχήμα 8.22) ισχύουν, σε γενικές γραμμές, οι παρατηρήσεις που έγιναν για την τομή V για τη συχνότητα όπου παρατηρείται ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης όπως επίσης και για τη διακύμανση του πλάτους του κατά μήκος της τομής. Ωστόσο, το μέγιστο πλάτος της ενίσχυσης (περίπου 10.0) παρατηρείται τόσο στο κέντρο της λεκάνης (TST) όσο και στις θέσεις GRA και FRM. Σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις στα σειсмоγράμματα της τομής VI (Σχήμα 8.21), συμπεραίνεται ότι η εμφάνιση του μέγιστου πλάτους στους σταθμούς GRA και FRM οφείλεται στις ισχυρές αλληλεπιδράσεις ενός περίπλοκου κυματικού πεδίου που δημιουργείται στη μοναδική πλευρική ασυνέχεια.

Η απλοποίηση των ακραίων γειτονικών ασυνεχειών της αρχικής λεκάνης και η αντικατάστασή τους από μία ενιαία, επηρέασε ευμενώς το πλάτος της ενίσχυσης. Η επιρροή αυτή αποδίδεται στη μικρότερη κλίση (ως προς την οριζόντια διεύθυνση) σε σχέση με τις τομές (V, III) που παρουσιάζουν οι ακραίες πλευρικές ασυνέχειες. Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε μείωση του πλάτους ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης από 13.0 (τομή V – Σχήμα 8.19) και 17.0 (τομή III – Σχήμα 8.6) σε 10.0 (τομή VI). Κατά τα άλλα, σε ό,τι αφορά τον πρώτο ανώτερο τρόπο που παρατηρείται στη συχνότητα 1.7Hz (τομή VI, Σχήμα 8.22), το πλάτος ενίσχυσης είναι εξίσου σημαντικό σε σχέση με αυτό του θεμελιώδη, στο κεντρικό βύθισμα της λεκάνης.

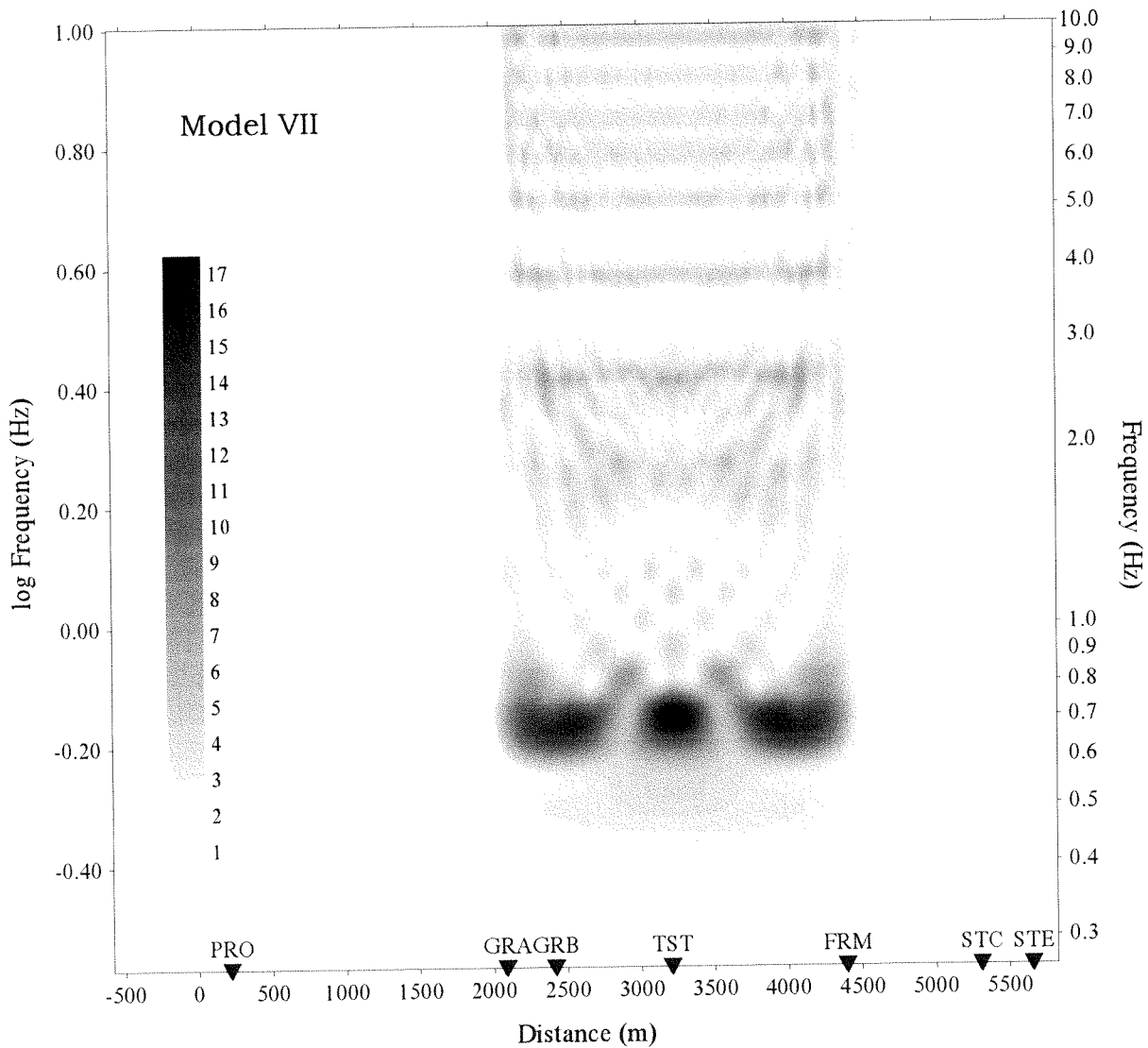
#### **8.4.3.3. Αποτελέσματα τομής VII**

Για τα αποτελέσματα της εδαφικής τομής VII στο πεδίο τιμών του χρόνου (Σχήμα 8.23), αναμένεται να εξαχθούν, σε γενικές γραμμές, ανάλογα συμπεράσματα με εκείνα της τομής VI, λαμβάνοντας υπόψη τις ομοιότητες (γεωμετρία και δυναμικά χαρακτηριστικά) που παρουσιάζουν οι τομές VI και VII. Ωστόσο, η διαφορά της κλίσης των πλευρικών ασυνεχειών και του μήκους σε σχέση με το πάχος της λεκάνης μεταξύ των τομών αυτών διαφοροποίησε σημαντικά τα αποτελέσματα.



Σχήμα 8.23. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής VII.

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.17 (model VII).*



Σχήμα 8.24. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίστηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.23 (εδαφική τομή VII). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves for the model shown in Figure 8.17 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.23 (model VII).*

Από φυσικής απόψης, τα φαινόμενα τα οποία παρατηρούνται λόγω της επίδρασης των πλευρικών ασυνεχειών στη σεισμική κίνηση είναι ίδια και στις δύο περιπτώσεις (αναμένεται, δηλ., να εμφανισθούν δύο σειρές επιφανειακών κυμάτων με διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης). Η μεγάλη κλίση (ως προς την οριζόντια διεύθυνση) των πλευρικών ασυνεχειών, είχε ως αποτέλεσμα τη σχεδόν ταυτόχρονη παρατήρηση των δύο τρόπων (modes) των επιφανειακών κυμάτων, τα οποία αλληλεπιδρούν μεταξύ τους καθώς και με τα διατημητικά. Παρόλο που οι τρόποι αυτοί δεν αναγνωρίζονται άμεσα στα σειсмоγράμματα της τομής VII, ωστόσο μπορούν να ερμηνεύσουν το χαμηλόσυχνο τύπο κυμάτων που παρατηρείται στα πρώτα δευτερόλεπτα τόσο των «ρεαλιστικότερων» συνθετικών σειсмоγραμμάτων όσο και στις καταγραφές (Κεφ. 4, 5). Γενικότερα, η σύγκριση στο πεδίο τιμών του χρόνου της τομής VII με την III (ή οποιασδήποτε άλλης τομής με εξαίρεση την VI) δεν μπορεί να γίνει άμεσα, όπως άλλωστε ήταν αναμενόμενο, λόγω των σημαντικών διαφορών στη γεωμετρία τους.

Στις συναρτήσεις μεταφοράς της τομής VII (Σχήμα 8.24), το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής ενέργειας εντοπίζεται στη συχνότητα του μονοδιάστατου θεμελιώδους συντονισμού (0.7Hz) και, όπως ήταν αναμενόμενο με βάση τη γεωμετρία της τομής αυτής, περιορίζεται χωρικά μεταξύ των ασυνεχειών F2 και F3. Το μέγιστο πλάτος ενίσχυσης (17.0) εντοπίζεται στο κέντρο της λεκάνης ενώ τοπικά μέγιστα (14.0) παρατηρούνται στις γειτονικές περιοχές των πλευρικών ασυνεχειών.

Η παρατήρηση για την τομή VI που αφορά την επιρροή της κλίσης των πλευρικών ασυνεχειών στο πλάτος της ενίσχυσης επιβεβαιώνεται και από την τομή VII. Η αύξηση της κλίσης των πλευρικών ασυνεχειών σε συνδυασμό με τη μείωση της μεταξύ τους απόστασης (προκειμένου το βάθος του βραχώδους υποβάθρου να παραμείνει σταθερό και στις δύο τομές) αύξησε το πλάτος της ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης (Σχήματα 8.20, 8.22, 8.24).

#### **8.4.3.4. Αποτελέσματα τομής VIII**

Το κυματικό πεδίο που παρατηρείται στην τομή VIII παρουσιάζει βασικά κοινά χαρακτηριστικά με αυτό της περίπτωσης VI. Στα συνθετικά σειсмоγράμματα της τομής VIII (Σχήμα 8.25), παρατηρούνται δύο ενεργητικοί και διακριτοί τρόποι

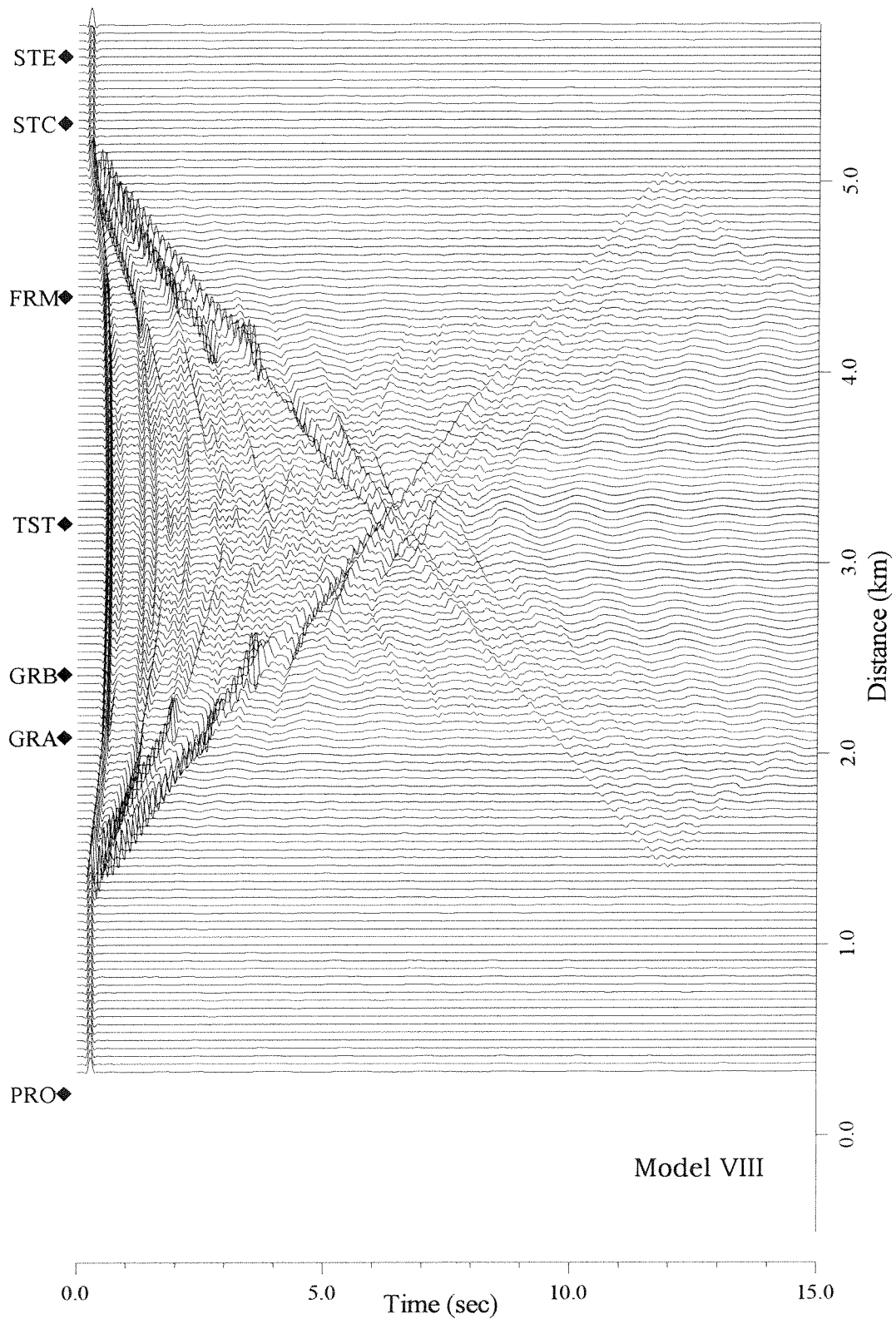
επιφανειακών κυμάτων διαδιδόμενων από τα άκρα της λεκάνης προς το κέντρο, οι οποίοι έχουν διαφορετικές ταχύτητες ομάδας και φάσης, ενώ στις θέσεις FRM και GRB δεν παρατηρούνται ενεργητικά επιφανειακά κύματα, όπως επισημάνθηκε και στην τομή VI όπου δίνεται και η φυσική ερμηνεία του φαινομένου αυτού.

Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται στα άκρα της τομής και οδηγούνται από τον επιφανειακό σχηματισμό, παραμένουν ενεργητικά σε αποστάσεις μεγαλύτερες από ότι στην τομή VI. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι το σημείο τομής της διεπιφάνειας των σχηματισμών  $m(A,B,C,D)$  και  $m(E,F,G^*)$  με το βραχώδες υπόβαθρο στη τομή VIII είναι μετατοπισμένα προς το κέντρο της λεκάνης σε σχέση με τα αντίστοιχα σημεία της τομής VI (Σχήματα 8.17-8.18), με αποτέλεσμα οι αλληλεπιδράσεις (αυξομείωση πλάτους και μεταβολή συχνοτικού περιεχομένου) των διαφόρων κυματικών πεδίων να παρατηρούνται σε μικρότερες αποστάσεις από το κέντρο της λεκάνης.

Τα πλέον ενεργητικά επιφανειακά κύματα συμβάλλουν στο κέντρο της λεκάνης και επιμηκύνουν τη διάρκεια της διέγερσης (μεγαλύτερη από 6.0sec). Για τα ανακλώμενα κύματα που παρατηρούνται στις χρονοϊστορίες στο κέντρο της λεκάνης ισχύουν ανάλογες παρατηρήσεις όπως και για τις προηγούμενες περιπτώσεις, καθώς το τμήμα αυτό της λεκάνης δεν διαφοροποιήθηκε ως προς τα χαρακτηριστικά των αποθέσεων. Στις θέσεις μεταξύ των άκρων και των σταθμών GRB και FRM, παρατηρούνται ανακλώμενα κύματα στις πλευρικές ασυνέχειες σε χρόνους που αντιστοιχούν στη μεταβολή του βάθους του βραχώδους υποβάθρου.

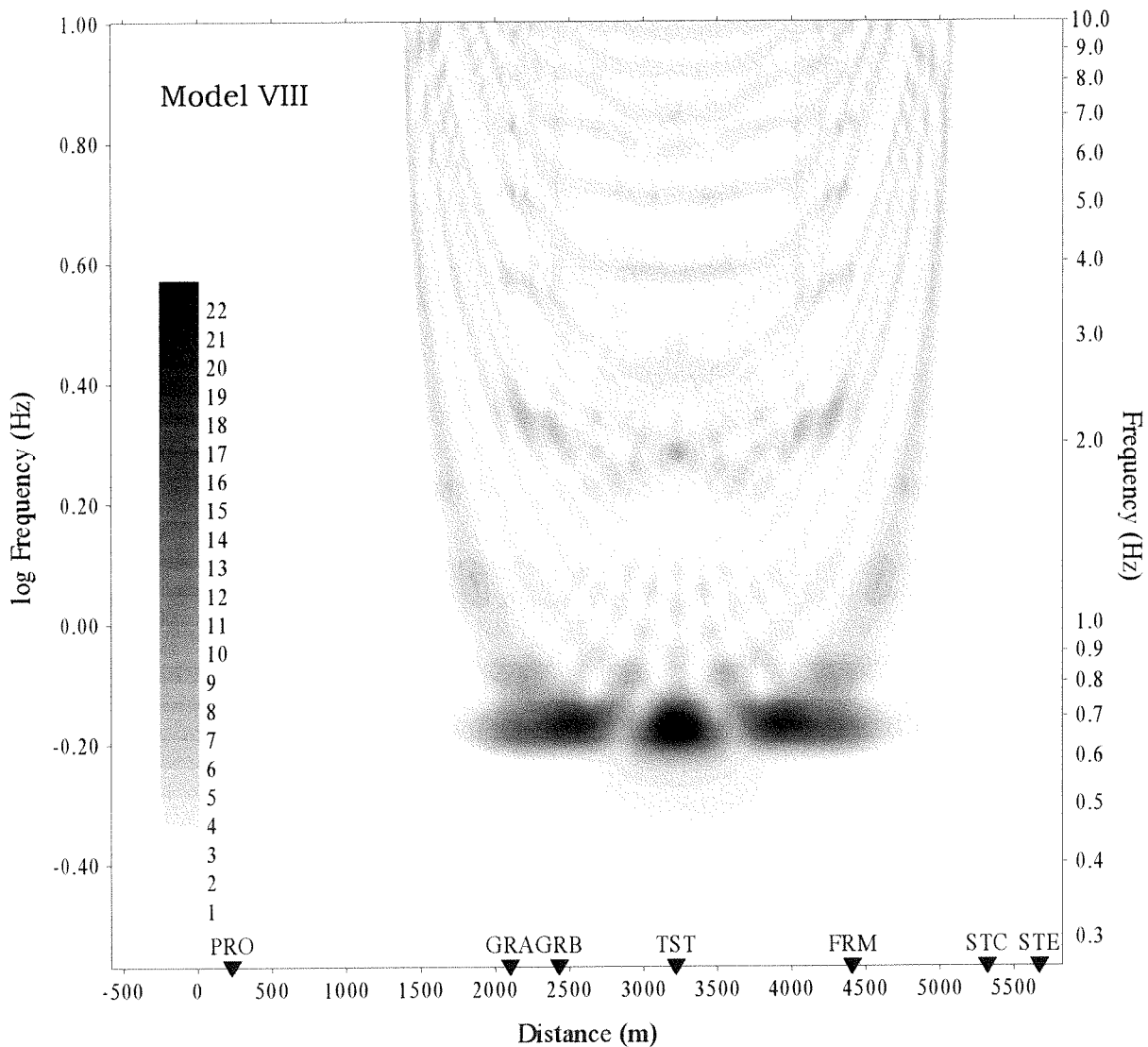
Στο σχήμα 8.26 παρουσιάζονται οι συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος της τομής VIII. Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση (τομή VII), η μεγαλύτερη ενίσχυση παρατηρείται στη συχνότητα 0.7Hz. Ο μέγιστος παράγοντας ενίσχυσης (22.0) στο κέντρο της λεκάνης είναι ο μεγαλύτερος που παρατηρήθηκε μεταξύ των τομών της παραμετρικής αυτής ανάλυσης. Σε συνδυασμό με το γεγονός ότι προσομοιώματα ιζηματογενών λεκανών με ημιτονοειδή μορφή έχουν διερευνηθεί τόσο σε θεωρητικό (Bard & Bouchon, 1980a,b; Bard & Bouchon, 1985) όσο και σε εφηρμοσμένο επίπεδο (Chávez-García & Faccioli, 2000) τίθεται ένας προβληματισμός που αφορά το πλάτος της ενίσχυσης. Με δεδομένα τα αποτελέσματα της παραμετρικής αυτής ανάλυσης προκύπτει ότι η μορφή της λεκάνης μπορεί να προκαλέσει (ανάλογα με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της)





Σχήμα 8.25. Συνθετικές χρονοϊστορίες των μετακινήσεων (SH συνιστώσα) της προσομοίωσης της εδαφικής τομής VIII.

*Synthetic displacement time histories (SH component) computed at the surface of the 2D model shown in figure 8.17 (model VIII).*



Σχήμα 8.26. Θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς κατά μήκος του άξονα Προφήτη-Στίβου που υπολογίσθηκαν από τις συνθετικές χρονοϊστορίες του σχήματος 8.25 (εδαφική τομή VIII). Ως κίνηση αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η συνθετική χρονοϊστορία της πλησιέστερης στο σταθμό PRO θέσης.

*Theoretical transfer function for vertical incidence of SH waves for the model shown in Figure 8.17 relative to the synthetic time history computed at the nearest site to station PRO. This result was obtained from the synthetics of Figure 8.25 (model VIII).*

αυξομειώσεις του μέγιστου πλάτους της ενίσχυσης.

#### **8.4.4. Συσχετίσεις με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά και συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης**

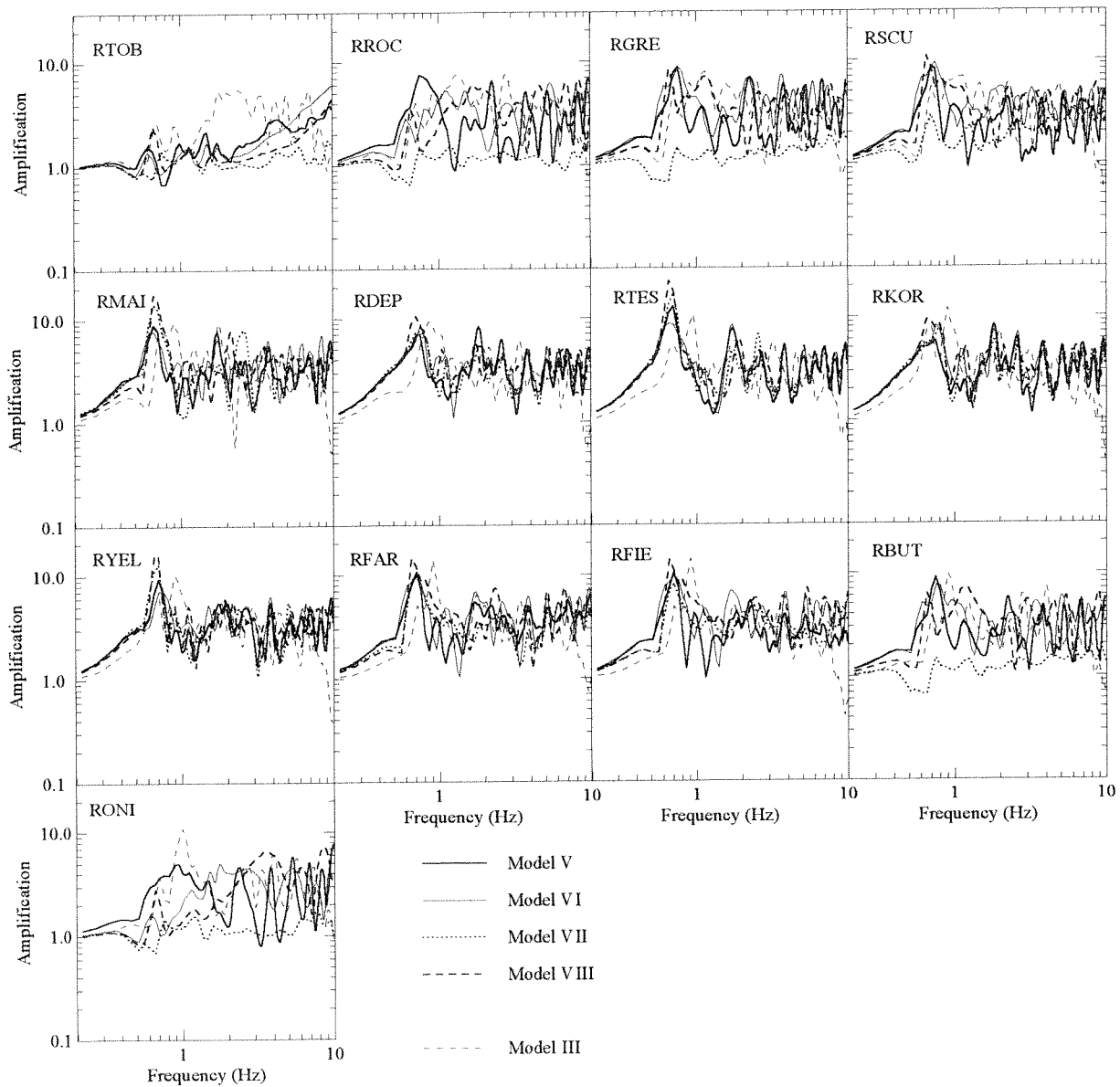
Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται αναλυτικότερα η σύγκριση στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων μεταξύ των τομών της κατηγορίας αυτής (V, VI, VII και VIII) με την τομή III καθώς και με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 ( $M=3.0$  και  $R=25\text{km}$ ) στο δίκτυο των σειсмоγράφων Reftek. Αναφέρονται επίσης και τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παραμετρική ανάλυση με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών.

##### **8.4.4.1. Σύγκριση των συναρτήσεων μεταφοράς III, V, VI, VII, VIII και των καταγραφών**

Στο σχήμα 8.27 παρουσιάζονται οι συναρτήσεις μεταφοράς της παραμετρικής ανάλυσης σε σχέση με αυτά της δισδιάστατης προσομοίωσης της τομής III (§8.3.2). Η βασική παρατήρηση είναι ότι παρά τη διαφορετικότητα των προσομοιωμάτων σε ό,τι αφορά τη γεωμετρία τους, η μορφή όλων των συναρτήσεων μεταφοράς για κάθε θέση είναι παρόμοια.

Δεδομένης της μικρής μετατόπισης (κατά 0.15Hz στο κέντρο της λεκάνης) που παρατηρείται στη θεμελιώδη συχνότητα, στις περισσότερες περιπτώσεις (θέσεις), η συμφωνία μεταξύ των συναρτήσεων μεταφοράς V, VI, VII, VIII και III είναι ικανοποιητική για όλο το εύρος των συχνοτήτων (RROC, RSCU, RMAI, RDEP, RTEs, RYEL, RFAR, RFIE, RBUT, RONI), με εξαίρεση, όπως είναι φυσικό, τις συναρτήσεις μεταφοράς της τομής VII στους σταθμούς RROC, RSCU, RBUT, RONI οι οποίοι δεν περιλαμβάνονται στην τομή αυτή. Η ομοιότητα της μορφής των συναρτήσεων μεταφοράς υποδηλώνει την εμφάνιση θεμελιώδους και ανώτερων ιδιομορφών στις ίδιες περίπου διακεκριμένες συχνότητες.

Σε ό,τι αφορά το πλάτος ενίσχυσης, παρατηρείται εξίσου ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των συναρτήσεων μεταφοράς για όλες σχεδόν τις θέσεις σε όλο το εύρος των συχνοτήτων μέχρι τα 10.0Hz. Εξαίρεση αποτελούν οι σταθμοί RMAI, RTEs, RYEL όπου στις συναρτήσεις μεταφοράς VII και VIII το πλάτος ενίσχυσης



Σχήμα 8.27. Παράθεση των συναρτήσεων μεταφοράς της διδιάστατης προσομοίωσης των εδαφικών τομών V, VI, VII, VIII και III στις θέσεις των σεισμογράφων Reftek.

*Comparison, at the sites of the Reftek seismographs, between the 2D theoretical transfer functions for soil models V, VI, VII, VIII and III.*

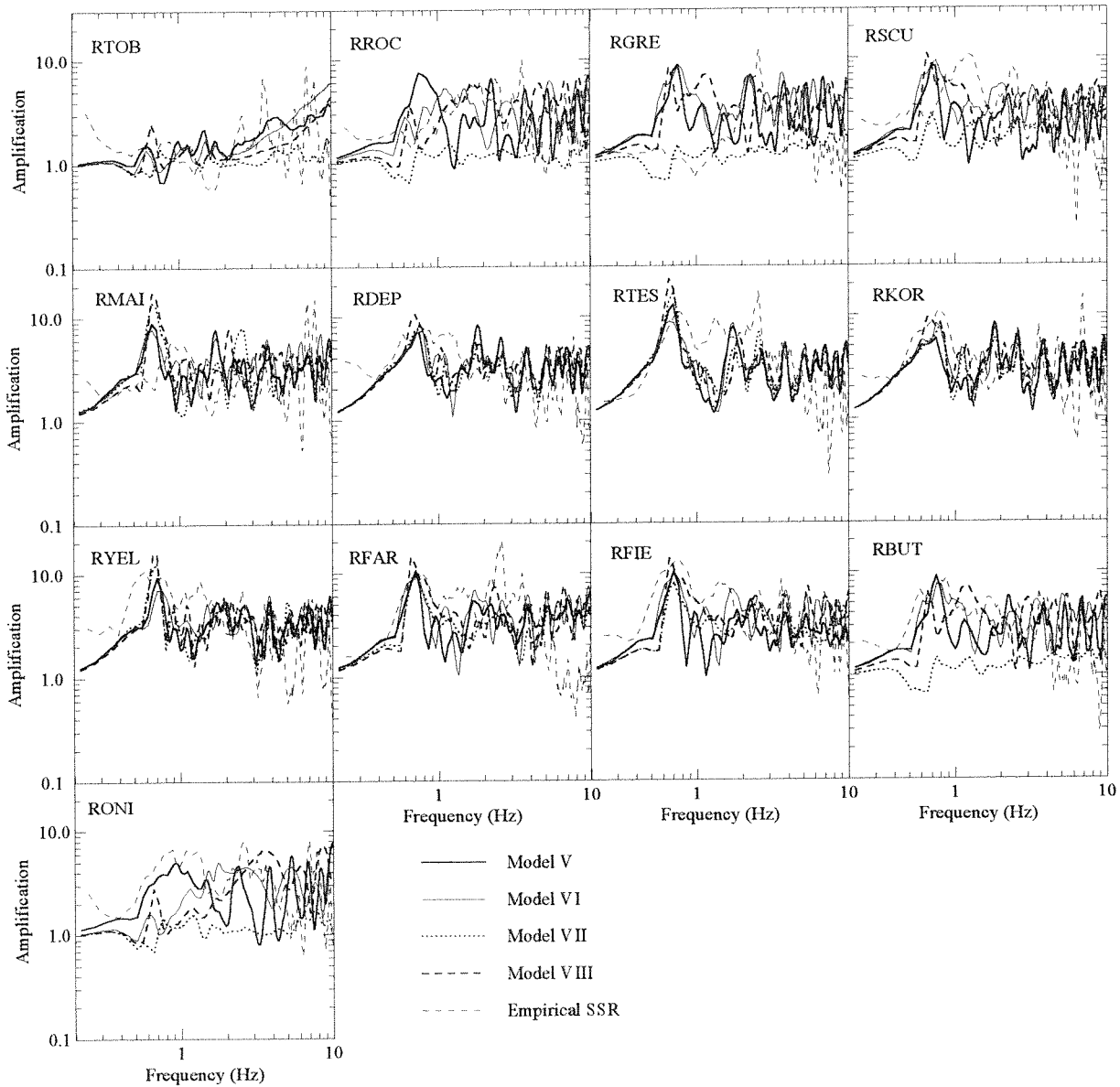
υπερεκτιμάται στη θεμελιώδη συχνότητα.

Στο σχήμα 8.28 συγκρίνονται οι συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς των εδαφικών τομών V, VI, VII και VIII με τις εμπειρικές SSR (Κεφ. 4) της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού της 25.06.94 ( $M=3$  και  $R=25\text{km}$ ) στις θέσεις των σειсмоγράφων Reftek. Στην πλειοψηφία των σταθμών παρατηρείται πολύ ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των θεωρητικών και των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, τόσο στις συχνότητες όπου εμφανίζονται οι κύριες αιχμές συντονισμού όσο και στο πλάτος τους. Εξαιρέση αποτελούν οι σταθμοί RSCU και RMAI, όπου ο θεμελιώδης συντονισμός των καταγραφών παρατηρείται σε συχνότητες μεγαλύτερες από αυτές που προκύπτουν από τις θεωρητικές αναλύσεις. Εξαιρέση βεβαίως αποτελεί και ο σταθμός RGRE σε ό,τι αφορά το θεμελιώδη συντονισμό (οι λόγοι εκτέθηκαν στο κεφάλαιο 6). Εξαιρούνται, όπως και στην προηγούμενη περίπτωση, οι συναρτήσεις μεταφοράς της τομής VII στους σταθμούς RTOB-RSCU, RBUT, RONI, οι οποίοι είναι εκτός των ορίων του προσομοιώματος αυτού.

Στα άκρα της λεκάνης, τα χαρακτηριστικά των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς εξαρτώνται από τη γεωμετρία της κάθε τομής, με συνέπεια η σύγκλιση ή η απόκλιση τους από τα χαρακτηριστικά των εμπειρικών SSR να κυμαίνεται από θέση σε θέση. Συγκεκριμένα στη θέση RROC, οι τομές VI και VIII δίνουν μία αξιόπιστη εκτίμηση της συνάρτησης μεταφοράς, στη θέση RBUT αξιόπιστα αποτελέσματα δίνουν οι τομές V και VI και στη RONI αρκετά καλή σύγκλιση παρουσιάζει η συνάρτηση μεταφοράς της τομής V (Σχήμα 8.28). Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εξαιρετική συμφωνία των δισδιάστατων συναρτήσεων μεταφοράς με τους φασματικούς λόγους SSR των καταγραφών (Σχήμα 8.28) στη θεμελιώδη συχνότητα και μερικώς στο θεμελιώδη παράγοντα ενίσχυσης για τους σταθμούς RDEP, RKOR, RTES, RFAR, RFIE και RBUT, ανεξαρτήτως των ιδιαίτερων γεωμετρικών χαρακτηριστικών των απλοποιημένων προσομοιωμάτων.

Το επίπεδο ενίσχυσης των συναρτήσεων μεταφοράς SSR για συχνότητες μεγαλύτερες των 2.5Hz, προσεγγίζεται πολύ ικανοποιητικά από όλες τις θεωρητικές. Εξαιρέσεις παρατηρούνται μόνο στη συχνότητα 2.5Hz στις θέσεις RTES και RFAR, και 1.5Hz στη θέση RTES.

Σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στο σχήμα 8.13, παρατηρείται ότι ειδικά για τους σταθμούς RTES, RYEL, RFAR και RFIE, οι



Σχήμα 8.28. Παράθεση των συναρτήσεων μεταφοράς της διαδιάστατης προσομοίωσης των εδαφικών τομών V, VI, VII, VIII και των συναρτήσεων μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού στις 25.06.94 στο δίκτυο των Reftek ( $M=3$  και  $R=25\text{km}$ ).

*Comparison, at the sites of the Reftek seismographs, between the 2D theoretical transfer functions for soil models V, VI, VII, VIII and the empirical SSR transfer functions of the transversal component recorded at the Reftek instrument array, during the earthquake of 25.06.94 ( $M=3$  and  $R=25\text{km}$ ).*

συναρτήσεις μεταφοράς των τομών V, VI, VII και VIII, συγκρινόμενες με τις εμπειρικές, δίνουν μία περισσότερο αξιόπιστη εκτίμηση της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας από ότι η αναλυτική εδαφική τομή I και οι απλοποιημένες, στη βάση των δυναμικών χαρακτηριστικών, τομές II και III.

#### **8.4.4.2. Συμπεράσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά**

Τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης στο σύνολο τους επιβεβαιώνουν το κύριο χαρακτηριστικό, που τεκμηριώθηκε στην τομή I (Κεφ. 5), σύμφωνα με το οποίο σε απλοποιημένες με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά σε αβαθείς ιζηματογενείς λεκάνες του τύπου αυτού, η σεισμική τους απόκριση οφείλεται σε διδιάστατα φαινόμενα (πλευρική διάδοση τοπικά παραγόμενων επιφανειακών κυμάτων και το μονοδιάστατο συντονισμό).

Παρά τη σημαντική διαφοροποίηση κατά περίπτωση των πλευρικών ορίων των εδαφικών σχηματισμών διατηρώντας σταθερές τις ιδιότητες των αποθέσεων και του βραχώδους υποβάθρου, τα ποιοτικά (μορφή και συχνότητες συντονισμού) και ποσοτικά (επίπεδο ενίσχυσης) χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης (στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων) δεν διαφοροποιούνται σημαντικά. Το συμπέρασμα αυτό ισχύει, εκτός από την περίπτωση όπου η εδαφική τομή έχει γεωμετρικά χαρακτηριστικά παρόμοια με εκείνα της αρχικής τομής και της III (τομή V), και στις περιπτώσεις όπου οι πλευρικές ασυνέχειες εκφυλίζονται στις τομές VI και VIII, αλλά και στην περίπτωση VII τουλάχιστον για τους σταθμούς στο κεντρικό βύθισμα της λεκάνης. Παρόμοια συμπεράσματα ισχύουν και για τα κύρια χαρακτηριστικά στο πεδίο τιμών του χρόνου μεταξύ των συνθετικών σειсмоγραμμάτων των τομών I, III και V, VI, VIII.

Σε γενικές γραμμές μπορεί να ειπωθεί ότι η μορφή των συναρτήσεων μεταφοράς των τομών V, VI, VII και VIII παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά σε ό,τι αφορά τη διακύμανση του παράγοντα ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα κατά μήκος της τομής. Παρατηρείται, δηλαδή, ότι ο παράγοντας ενίσχυσης στη συχνότητα 0.7Hz δεν είναι ενιαίος κατά μήκος της λεκάνης (κεντρικό βύθισμα) και χωρίζεται σε δύο σημεία που συστηματικά παρατηρούνται στα 2700 και 3700m, γεγονός που σημαίνει ότι τα φαινόμενα τα οποία καθορίζουν τη διάδοση της σεισμικής κίνησης στο εσωτερικό της λεκάνης είναι ανεξάρτητα των ιδιαίτερων

γεωμετρικών χαρακτηριστικών των διαφόρων τομών, όχι όμως και των βασικών τους διαστάσεων (συνολικό μήκος και πάχος) σύμφωνα με τους Bard & Bouchon (1985). Παρόλο που οι τομές VI και VII, έχουν διαφορετικές διαστάσεις μεταξύ τους δεν παρατηρήθηκαν διαφορές στη συχνότητα του μέγιστου παράγοντα ενίσχυσης (το αντίθετο θα υποδήλωνε δισδιάστατο συντονισμό). Το συμπέρασμα αυτό είναι σύμφωνο με τη συνθήκη που πρότειναν οι Bard & Bouchon (1985) για την εξάρτηση των φαινομένων που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση από τα δυναμικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών και τις διαστάσεις της λεκάνης. Τόσο η τομή VI ( $C_v=6.0$  βλ. Σχέσεις 8.4, 8.5 και  $h/l_1 = 0.11$ ) όσο και η VII ( $C_v=6.0$  και  $h/l_1 = 0.18$ ) βρίσκονται στην περιοχή εκείνη όπου τα κύρια φαινόμενα που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση είναι ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων (Σχήμα 8.16).

Η σύγκριση της μορφής (και όχι του πλάτους) των συναρτήσεων μεταφοράς των εδαφικών τομών V και VI με την αντίστοιχη της III (Σχήμα 8.6) και κατ' επέκταση της I (Σχήμα 5.8) ανέδειξε επιμέρους ομοιότητες και διαφορές. Συγκεκριμένα, οι συναρτήσεις μεταφοράς στο νότιο τμήμα της τομής III προσομοιώνονται καλύτερα από την τομή V, σε αντίθεση με εκείνες στο βόρειο όπου η συσχέτιση μεταξύ των συναρτήσεων μεταφοράς VI και III είναι καλύτερη. Η παρατήρηση αυτή επιβεβαιώνεται από τη συσχέτιση των ιδιαίτερων γεωμετρικών χαρακτηριστικών των απλοποιημένων εδαφικών τομών (V, VI) με την «πραγματική» γεωμετρία της διεπιφάνειας αποθέσεων και βραχώδους υποβάθρου (III) (Σχήμα 8.17).

Η συχνότητα του θεμελιώδους συντονισμού των απλοποιημένων γεωμετρικών τομών (0.7Hz στο κέντρο της λεκάνης) αποκλίνει από αυτή της τομής III (0.85Hz στην ίδια θέση). Η απόκλιση αυτή οφείλεται στις μικρές διαφορές στα πάχη των εδαφικών σχηματισμών μεταξύ των τομών (Σχήμα 8.17).

Τέλος από όλα τα παραπάνω επιβεβαιώνεται ότι σε ιζηματογενείς λεκάνες με περίπλοκη γεωμετρία, για την ύπαρξη δισδιάστατων φαινομένων (πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων και δισδιάστατοι συντονισμοί) πέρα του μονοδιάστατου συντονισμού, υπεύθυνη είναι η αντίθεση (λόγος) των ταχυτήτων των αποθέσεων συνολικά και του βραχώδους υποβάθρου, η οποία διατηρήθηκε σταθερή σε όλες τις τομές της ενότητας αυτής. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τα οποία επιλέγονται για να περιγράψουν τη μορφή της λεκάνης επηρεάζουν τα



χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης στα άκρα της, ενώ στο κέντρο μεταβάλουν μόνο το πλάτος του θεμελιώδη συντονισμού.

Από τη σύγκριση μεταξύ των θεωρητικών και εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς, συμπεραίνεται ότι οι απλές γεωμετρικές δομές που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη αυτή μπορούν να δώσουν στο σύνολο τους μία αξιόπιστη εκτίμηση των φασματικών χαρακτηριστικών της ενίσχυσης κατά μήκος της λεκάνης σε μία ευρεία ζώνη συχνοτήτων.

Σε συνδυασμό με τα συμπεράσματα της μελέτης της επίδρασης των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης (§ 8.3.), διαγράφεται, πλέον, καθαρά η δυνατότητα αξιόπιστης εκτίμησης των επιδράσεων της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση η οποία δεν θα απαιτεί εξεζητημένες και πολυδάπανες μελέτες λεπτομερούς απεικόνισης των χαρακτηριστικών (γεωμετρία και δυναμικές ιδιότητες) των γεωλογικών σχηματισμών μιας περιοχής μελέτης, ενώ σε δεύτερο επίπεδο προδιαγράφεται και η δυνατότητα ένταξης κανονιστικών διατάξεων σχετικών με τα ζητήματα αυτά στους σύγχρονους αντισεισμικούς κανονισμούς.

## **8.5. ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ**

### **8.5.1. Συναρτήσεις μεταφοράς (πεδίο τιμών συχνοτήτων)**

Από τα συμπεράσματα της παραμετρικής αναλύσης για το ρόλο που παίζουν τόσο οι δυναμικές ιδιότητες όσο και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά στην απόκριση της λεκάνης του Euroseistest, διαγράφεται εκ των υστέρων και η δυνατότητα μίας μέσης θεώρησης των χαρακτηριστικών της φασματικής ενίσχυσης. Με βάση τα αποτελέσματα των αναλύσεων για τις διάφορες απλοποιημένες εδαφικές τομές που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο αυτό, υπολογίζεται ο μέσος όρος (+1 τυπική απόκλιση) των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς.

Ειδικότερα, από το σύνολο των συναρτήσεων μεταφοράς των απλοποιημένων εδαφικών τομών επιλέγονται εκείνες οι οποίες αναπαραγάγουν καλύτερα τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR ή άλλως λαμβάνουν υπόψη περισσότερα στοιχεία από την αρχική δομή της λεκάνης (Σχήμα 8.29). Όπως προκύπτει από τις επιμέρους συγκρίσεις που παρουσιάστηκαν στις ενότητες 8.3.5.2 και 8.4.4.2,

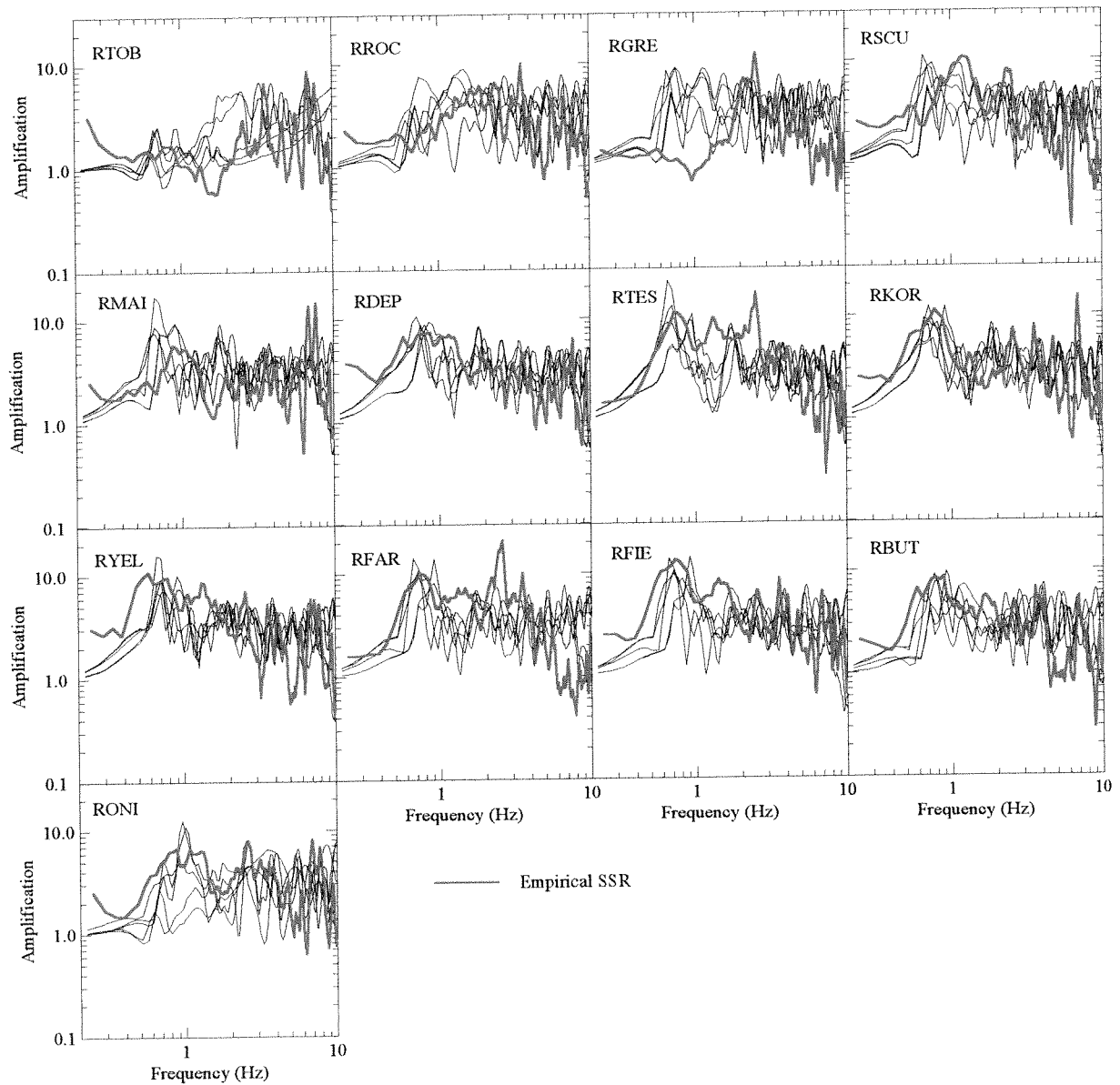
οι τομές αυτές είναι οι II, III, V, VI και VIII. Δηλαδή εξαιρέθηκαν τα αποτελέσματα των αναλύσεων IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub> και VII διότι οι τομές αυτές είναι ακραίες ή ατελείς προσεγγίσεις των χαρακτηριστικών της λεκάνης. Τα αποτελέσματα της αρχικής εδαφικής τομής I, δεν συμπεριλήφθηκαν στον υπολογισμό της μέσης πρόβλεψης καθώς θεωρούνται ως αναφορά σε σχέση με τα υπόλοιπα.

Στο σχήμα 8.30 παρουσιάζονται οι φασματικοί λόγοι SSR των εγκάρσιων συνιστωσών των καταγραφών συγκριτικά με τη μέση τιμή και τη μέση τιμή +1 τυπική απόκλιση των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς (Σχήμα 8.29). Η σύγκλιση μεταξύ της μέσης τιμής της θεωρητικής ενίσχυσης με εκείνη των καταγραφών είναι αρκετά καλή σε όλο σχεδόν το εύρος των συχνοτήτων μέχρι τα 10.0Hz για όλες τις θέσεις κατά μήκος της τομής.

Εξαιρέση αποτελεί ο σταθμός RGRE, αλλά η αδυναμία αξιόπιστης προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης στο σταθμό αυτό δεν οφείλεται στα χαρακτηριστικά των τομών αλλά στη θέση του σταθμού σε σχέση με την προβολή του στον άξονα της λεκάνης και τον προσανατολισμό της διεύθυνσης της ασυνέχειας F3. Απόκλιση της μέσης αναμενόμενης ενίσχυσης από την εμπειρική SSR παρατηρείται στις συχνότητες 1.5 και 2.5Hz στη θέση RTE5 και 2.5Hz στη θέση RFAR.

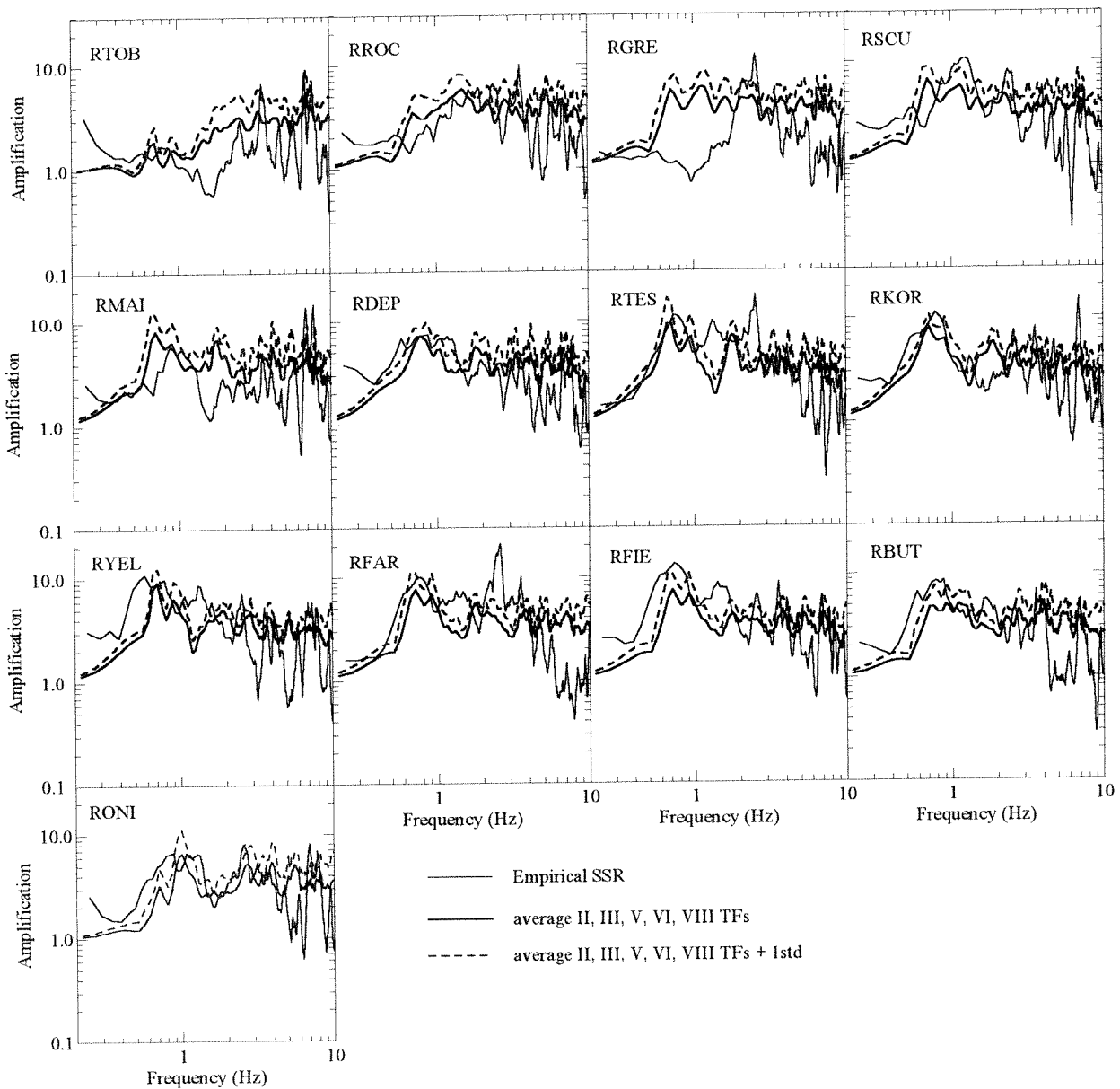
Αν ληφθεί υπόψη και η διάκυμανση της μέσης θεωρητικής ενίσχυσης η οποία εκφράζεται από την τυπική απόκλιση, μπορεί με ασφάλεια να ειπωθεί ότι η πρόβλεψη αυτή αποτελεί ένα ασφαλές μέτρο της αναμενόμενης ενίσχυσης σε συνάρτηση με τις συχνότητες κατά μήκος της λεκάνης.

Οι συγκρίσεις των θεωρητικών μέσων συναρτήσεων μεταφοράς με τις εμπειρικές ενός μόνο σεισμού έδειξαν ικανοποιητική συμφωνία, όμως, προκειμένου να ελεγχθεί περαιτέρω η αξιοπιστία τους, επιχειρείται η εκ νέου σύγκριση τους με τη μέση τιμή των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR (Σχήμα 8.31) της εγκάρσιας συνιστώσας, της ομάδας των καταγραφών στο δίκτυο επιταχυνσιογράφων (βλ. Κεφ. 7). Τα αποτελέσματα της σύγκρισης για πολλούς σεισμούς (επιταχυνσιογραφήματα) για τις διακεκριμένες αυτές θέσεις, είναι παρόμοια και εξίσου ικανοποιητικά με αυτά για τον ένα, μικρού μεγέθους, σεισμό (σεισμογράμματα).



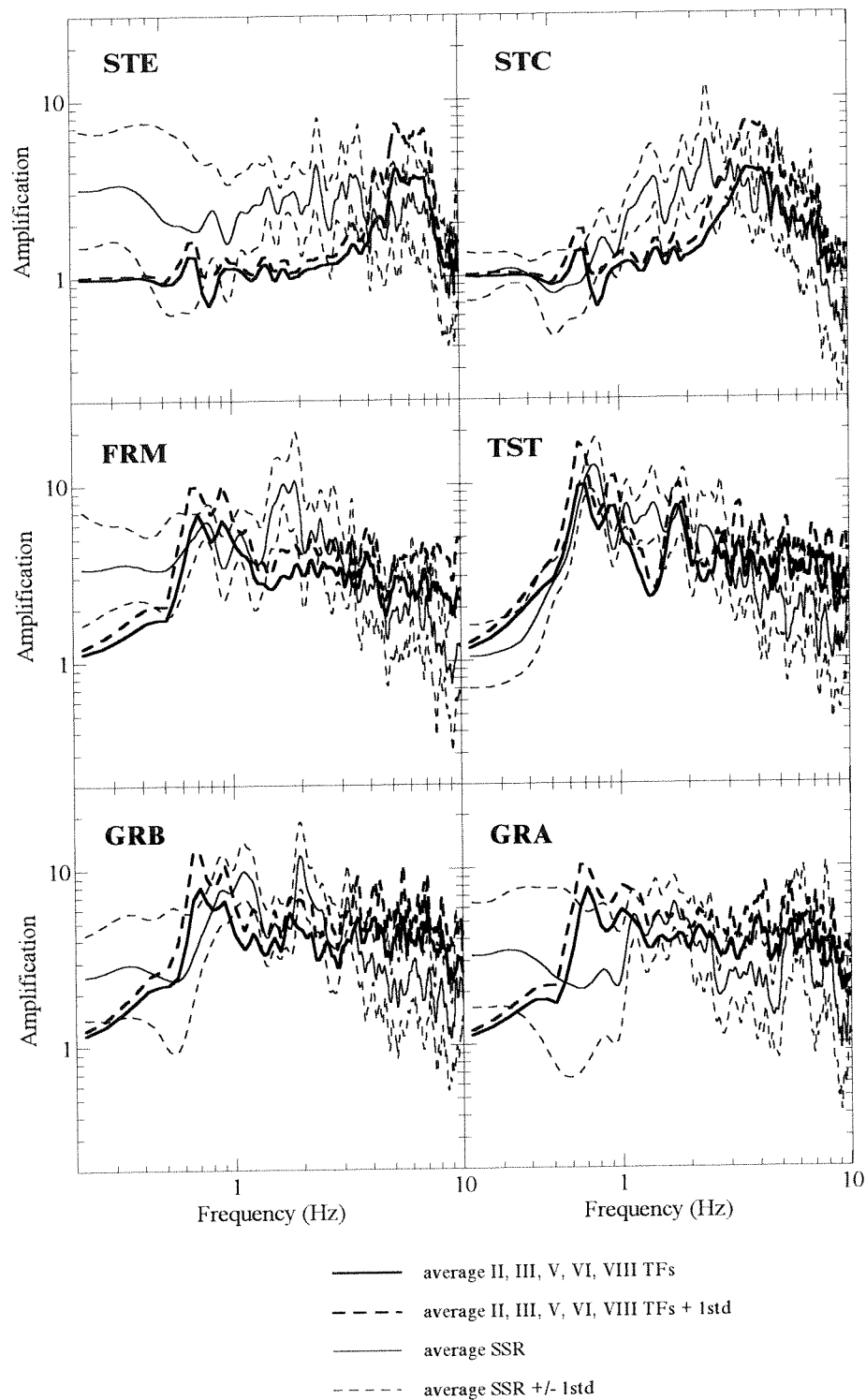
Σχήμα 8.29. Παράθεση των συναρτήσεων μεταφοράς II, III, V, VII και VIII που επιλέχθηκαν με τις εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών του σεισμού στις 25.06.94 στο δίκτυο των Reftek ( $M=3$  και  $R=25\text{km}$ ).

*Comparison, between the 2D theoretical transfer functions for soil models II, III, V, VI and VIII and the empirical SSR transfer functions of the transversal component recorded at the Reftek instrument array, during the earthquake of 25.06.94 ( $M=3$  and  $R=25\text{km}$ ).*



Σχήμα 8.30. Παράθεση των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR της εγκάρσιας συνιστώσας των καταγραφών συγκριτικά με τη μέση και τη μέση +1 τυπική απόκλιση της αναμενόμενης ενίσχυσης η οποία υπολογίσθηκε με βάση τις συναρτήσεις μεταφοράς των τομές II, III, V, VI και VIII.

*Comparison between the empirical SSR transfer functions of the transversal component recorded at the Reftek instrument array and the average and average + 1std prediction based on the 2D theoretical transfer functions for soil models II, III, V, VI and VIII.*



Σχήμα 8.31. Παράθεση της μέσης τιμής (+1 τυπική απόκλιση) των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς (II, III, V, VI, VIII) με τη μέση τιμών των εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς SSR, ομάδας καταγραφών ισχυρής εδαφικής κίνησης (Κεφ. 5).

*Comparison between the average (+1std) theoretical transfer functions (II, III, V, VI, VIII) and the average ( $\pm 1$  std) empirical SSR based on a set of strong motion recordings (Chapter 5)*

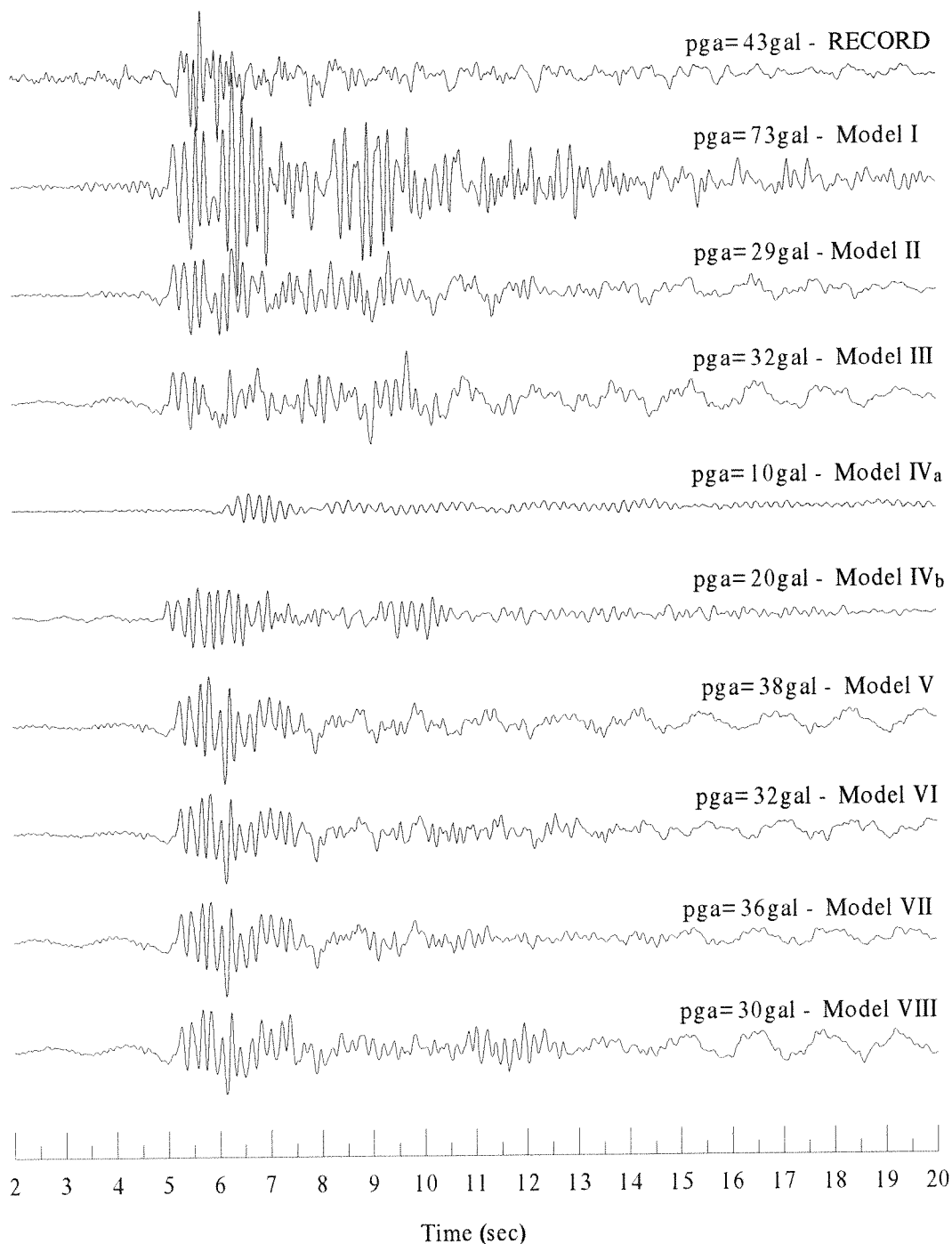
### 8.5.2. Συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα

Η διαδικασία απόκτησης μίας μέσης ποσοτικής εκτίμησης των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών του χρόνου δεν είναι άμεση. Ωστόσο, το γεγονός ότι τα συνθετικά σειсмоγράμματα των τομών II, III, V, VI και VIII αναπαραγάγουν ικανοποιητικά τα χαρακτηριστικά των καταγραφών (όπως τη δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων στις πλευρικές ασυνέχειες) τα οποία ευθύνονται για την επιμήκυνση της διάρκειας της σεισμικής κίνησης, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αποτελούν ένα αξιόπιστο μέτρο της χρονικής διάρκειας της αναμενόμενης σεισμικής διέγερσης κατά μήκος της λεκάνης.

Για το λόγο αυτό, στη συνέχεια υπολογίζεται η συνέλιξη των θεωρητικών συναρτήσεων μεταφοράς όλων των τομών με την εγκάρσια συνιστώσα της καταγραφής της 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο σταθμό αναφοράς PRO. Στα σχήματα 8.32, 8.33 και 8.34 παρουσιάζονται τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα και οι καταγραφές του παραπάνω σεισμού στις θέσεις GRB, TST και STC αντίστοιχα, για συχνότητες μέχρι 10.0Hz. Οι θέσεις αυτές επιλέχθηκαν γιατί αντιπροσωπεύουν χαρακτηριστικά σημεία της δομής της λεκάνης (ο σταθμός GRB βρίσκεται στο κεντρικό βύθισμα στην περιοχή η οποία επηρεάζεται από την ασυνέχεια F3, ο TST στο κέντρο της λεκάνης και ο STC στο νότιο άκρο της λεκάνης πολύ κοντά στο σεισμικό ρήγμα F1).

Στη θέση GRB (Σχήμα 8.32), παρατηρείται ότι τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα (με εξαίρεση το IV<sub>a</sub>) αναπαριστούν ικανοποιητικά τις χαμηλόσυχνες φάσεις της καταγραφής σε χρόνους μεγαλύτερους των 7.0sec. Το πλάτος, όμως, των φάσεων αυτών κυμαίνεται μεταξύ των τομών και εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά τους. Ειδικά στην περίπτωση της τομής I, επιβεβαιώνεται και στο πεδίο τιμών του χρόνου, η υπερεκτίμηση της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στις υψηλές συχνότητες λόγω των πολυ-ανακλώμενων κυμάτων χώρου στις διεπιφάνειες των επιφανειακών σχηματισμών, με αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης αλλά και την υπερίσχυσή τους στην αλληλεπίδραση με τα επιφανειακά κύματα. Δεδομένου ότι ο σκοπός της μελέτης αυτής δεν είναι η πλήρης ταύτιση των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων με την καταγραφή (πράγμα αδύνατο), συμπεραίνεται ότι όλες οι χρονοϊστορίες (εκτός I, IV<sub>a</sub>) αποτελούν αξιόπιστες εκτιμήσεις των κύριων χαρακτηριστικών της καταγραφής. Από τις οποίες, οι πλέον αξιόπιστες είναι τα

## GRB



Σχήμα 8.32. Καταγραφή και συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII και VIII (για συχνότητες μέχρι 10Hz) του σεισμού της 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο σταθμό GRB.

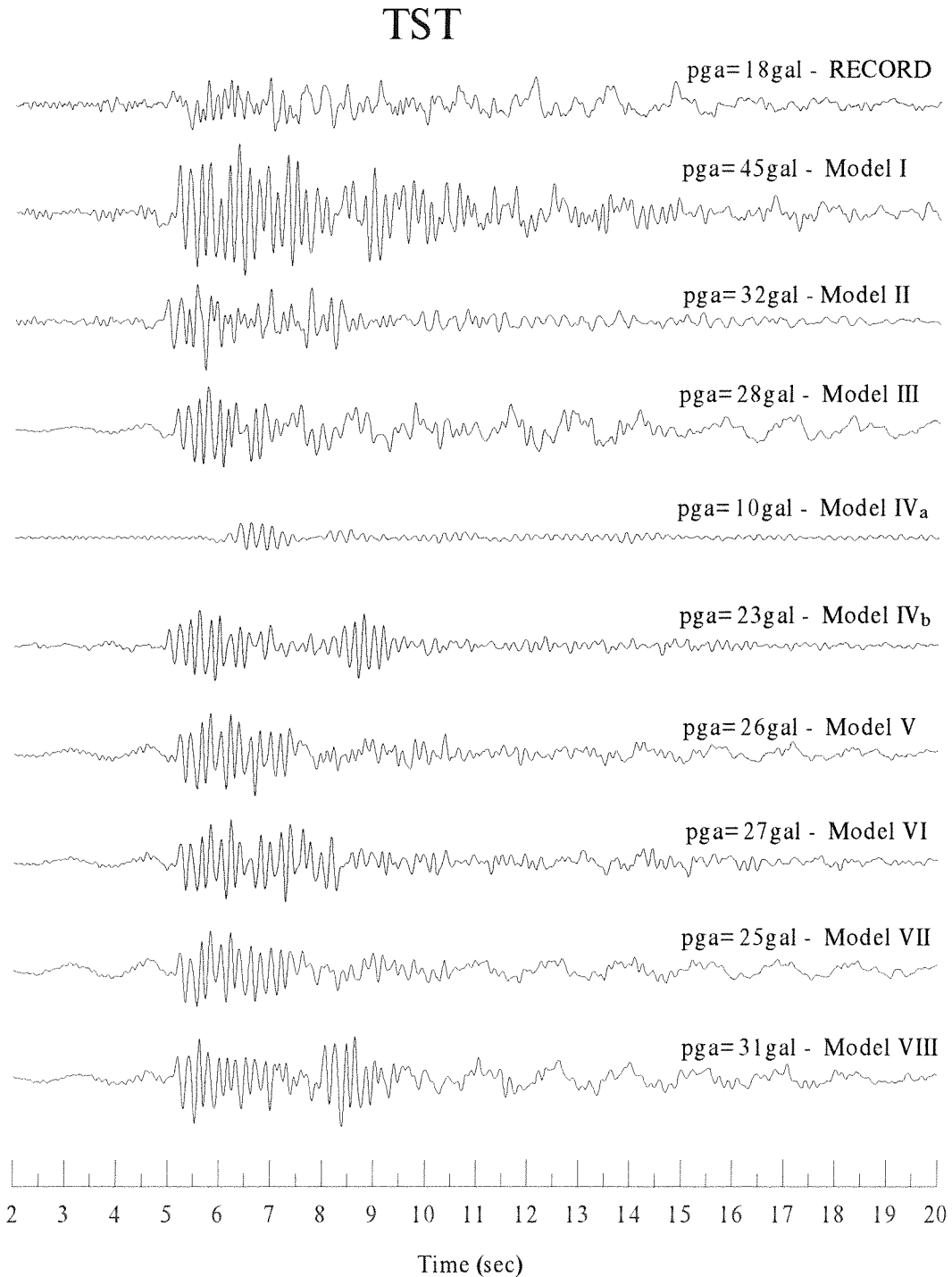
*Recorded and synthetic accelerograms of models I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII and VIII for frequencies up to 10.0Hz at GRB site for the event 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ). Synthetic accelerograms were obtained from the convolution of 2D transfer functions with the record of this event at reference station PRO.*

επιταχυνσιογραφήματα των τομών V, VI και VII τα οποία, εκτός του ότι αναπαριστούν ικανοποιητικά το πλάτος των χαμηλόσυχνων φάσεων, έχουν μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις παρόμοιες με εκείνη της καταγραφής. Παρά το γεγονός ότι η τομή VII είναι μία ατελής προσέγγιση της αρχικής λεκάνης, φαίνεται ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στο κεντρικό βύθισμα.

Σε γενικές γραμμές στη θέση TST, ισχύουν οι ίδιες παρατηρήσεις τόσο για το επιταχυνσιογράφημα της τομής I, όσο και για τη δυνατότητα προσομοίωσης των κύριων χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης στο πεδίο τιμών του χρόνου από το σύνολο (σχεδόν) των απλοποιημένων εδαφικών τομών (Σχήμα 8.33). Στην περίπτωση αυτή, η πιο αξιόπιστη εκτίμηση των χαρακτηριστικών των καταγραφών δίνεται από την τομή III, όπου τόσο το πλάτος όσο και το συχνοτικό περιεχόμενο των επιφανειακών κυμάτων συμφωνεί εξαιρετικά καλά με τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά της καταγραφής. Παρόλα αυτά, το πλάτος των διατμητικών κυμάτων (5.0-7.0sec περίπου) της καταγραφής στη θέση TST δεν προσομοιώνεται τόσο ικανοποιητικά από τις τομές που χρησιμοποιήθηκαν στην παραμετρική αυτή ανάλυση όσο το πλάτος των επιφανειακών.

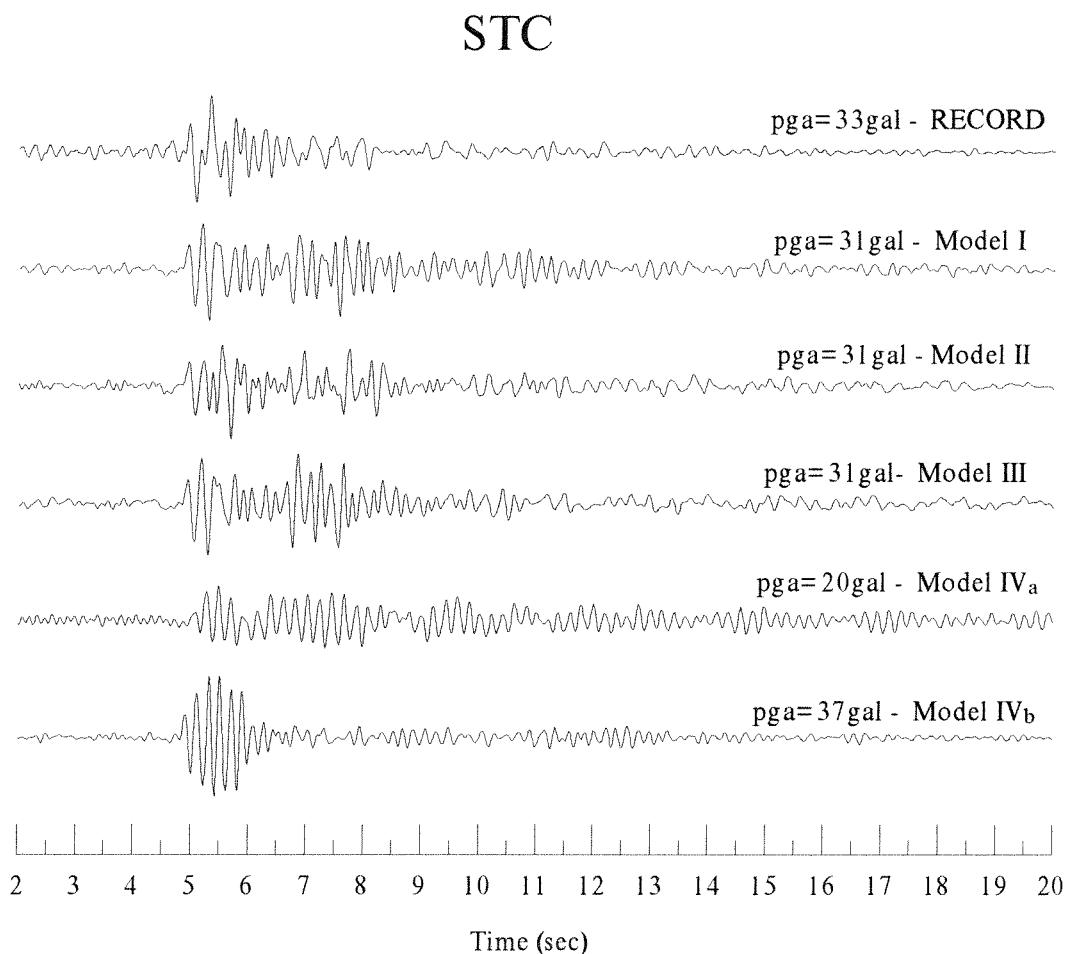
Στο σχήμα 8.34 παρουσιάζονται τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub> και IV<sub>b</sub> στη θέση STC. Η καταγραφή στη θέση αυτή συμφωνεί ικανοποιητικά με τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα των τομών I, II και III σε όλη σχεδόν τη διάρκεια. Από τα αποτελέσματα στο πεδίο τιμών του χρόνου, συμπεραίνεται τελικά ότι είναι εφικτή, σε ικανοποιητικό βαθμό, η αξιόπιστη πρόβλεψη των αναμενόμενων χαρακτηριστικών (πλάτος, συχνότητα, χρονική διάρκεια κ.α.) της σεισμικής απόκρισης από απλουστευμένες μορφές τυπικών ιζηματογενών λεκανών.





Σχήμα 8.33. Καταγραφή και συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII και VIII (για συχνότητες μέχρι 10Hz) του σεισμού της 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο σταθμό TST.

*Recorded and synthetic accelerograms of models I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII and VIII for frequencies up to 10.0Hz at TST site for the event 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ). Synthetic accelerograms were obtained from the convolution of 2D transfer functions with the record of this event at reference station PRO.*



Σχήμα 8.34. Καταγραφή και συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα των τομών I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII και VIII (για συχνότητες μέχρι 10Hz) του σεισμού της 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ) στο σταθμό STC.

*Recorded and synthetic accelerograms of models I, II, III, IV<sub>a</sub>, IV<sub>b</sub>, V, VI, VII and VIII for frequencies up to 10.0Hz, at STC site, for the event 04.05.95 ( $M=5.8$ ,  $R=25\text{km}$ ). Synthetic accelerograms were obtained from the convolution of 2D transfer functions with the record of this event at reference station PRO.*

## 8.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στον προβληματισμό που αναπτύχθηκε στην εισαγωγή του παρόντος κεφαλαίου, σχετικά με τον επιθυμητό βαθμό προσέγγισης της πληροφορίας (δομή της λεκάνης) και τις επιπτώσεις που ενδέχεται να επιφέρει στα αποτελέσματα της προσομοίωσης μία τυχούσα απόκλιση, είτε εξαιτίας ανεπαρκών στοιχείων είτε εσφαλμένης ερμηνείας, έδωσε απαντήσεις η έρευνα που διεξήχθη στα πλαίσια του κεφαλαίου αυτού.

Συγκεκριμένα, συμπεραίνεται ότι ακραίες εκτιμήσεις των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών μίας λεκάνης, είναι δυνατό να μεταβάλλουν σημαντικά τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών τόσο στο πεδίο τιμών του χρόνου (διάρκεια της σεισμικής κίνησης) όσο και στο πεδίο τιμών των συνχοιτών (συχνότητα και πλάτος θεμελιώδους συντονισμού). Υπάρχει, όμως, ένας επιτρεπτός βαθμός «προσέγγισης» στην εκτίμηση των δυναμικών ιδιοτήτων και της γεωμετρίας, ο οποίος επέτρεψε την απλούστευση της αρχικής εδαφικής τομής χωρίς σημαντικές επιπτώσεις στα αποτελέσματα της δισδιάστατης σεισμικής απόκρισης της λεκάνης.

Τα κύρια φαινόμενα που χαρακτηρίζουν την απόκριση της λεκάνης του Euroseistest, είναι ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση των επιφανειακών κυμάτων, ανεξάρτητα από τις επιμέρους δυναμικές ιδιοότητες των ιζηματογενών σχηματισμών της εδαφικής τομής και, ως ένα βαθμό, και από τη γεωμετρία τους. Ωστόσο, υπεύθυνη μπορεί να θεωρηθεί η αντίθεση (λόγος) των ταχυτήτων των αποθέσεων συνολικά (μέση ταχύτητα) και του βραχώδους υποβάθρου σε συνδυασμό με τις διαστάσεις της λεκάνης (μήκος και πάχος).

Σχετικά με το ρόλο που παίζει η διακύμανση των δυναμικών ιδιοτήτων, προέκυψε το συμπέρασμα ότι το πλάτος του παράγοντα ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης δεν είναι άμεσα προσδιορίσιμο σε σχέση με την αντίθεση των ταχυτήτων  $V_s$ , ωστόσο διαφαίνεται ότι υπάρχει ένα ανώτατο και ένα κατώτατο όριο τα οποία προσδιορίζουν το εύρος της διακύμανσής του. Η διαφοροποίηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών της αρχικής εδαφικής τομής είναι δυνατό να επιφέρει αλλαγές στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης στα άκρα της λεκάνης ενώ στο κέντρο να μεταβάλλει το πλάτος ενίσχυσης του θεμελιώδη συντονισμού. Από τη σύγκριση μεταξύ των θεωρητικών και εμπειρικών συναρτήσεων μεταφοράς,

συμπεραίνεται ότι οι απλοποιημένες, τόσο στη βάση των δυναμικών όσο και των γεωμετρικών χαρακτηριστικών, δομές που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη αυτή μπορούν να δώσουν στο σύνολο τους μία αξιόπιστη εκτίμηση των φασματικών χαρακτηριστικών της ενίσχυσης κατά μήκος της λεκάνης σε μία ευρεία ζώνη συχνότητων.

Ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων της παραμετρικής αυτής μελέτης ανέδειξε τη δυνατότητα αξιόπιστης εκτιμήσης της σεισμικής απόκρισης για την οποία θα απαιτείται μία απλή περιγραφή των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών καθώς και της γεωμετρίας του βραχώδους υποβάθρου, ενώ οι τυχαίες αποκλίσεις στον προσδιορισμό των παραπάνω χαρακτηριστικών θα λαμβάνονται υπόψη από μία περιορισμένης έκτασης παραμετρική ανάλυση. Συνεπώς πέρα από τη βασική διαπίστωση για την ύπαρξη σαφώς των επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική απόκριση, μπορεί να γίνει αποδεκτή η παραδοχή ενός αναμενόμενου επιπέδου ενίσχυσης σε συχνότητες του θεμελιώδη και πρώτων ανώτερων συντονισμών, κάνοντας μία σειρά (4 ή 5 περιπτώσεων) γενικευμένων εκτιμήσεων, σε ό,τι αφορά τόσο τα δυναμικά όσο και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά λεκανών, όπου προεξάρχουν ταυτόχρονα τα φαινόμενα του μονοδιάστατου συντονισμού και της πλευρικής διάδοσης των τοπικά παραγομένων επιφανειακών κυμάτων.

Το πρακτικό ενδιαφέρον που συνεπάγεται της μελέτης αυτής αφορά τη βελτιστοποίηση της σχέσης μεταξύ του οικονομικού και υπολογιστικού κόστους που συνοδεύει τη λεπτομερή περιγραφή της δομής μίας λεκάνης σε συνδυασμό με τον επιθυμητό βαθμό αξιοπιστίας των προσομοιωμένων χαρακτηριστικών της σεισμικής της απόκρισης. Η επιτυχής προσομοίωση της ενίσχυσης (§ 8.5), όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα των αναλύσεων 5 απλουστευμένων εδαφικών τομών, αναδεικνύει τις προοπτικές που διαγράφονται προς την κατεύθυνση ένταξης κανονιστικών διατάξεων στους σύγχρονους αντισεισμικούς κανονισμούς, σχετικών με τον ορισμό των εδαφικών κατηγοριών βάσει της δυσκαμψίας των σχηματισμών και της γεωμετρίας της δομής του υπεδάφους της περιοχής μελέτης.

## **ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ**

Η διερεύνηση με εμπειρικές και με θεωρητικές μεθόδους της επιρροής των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη διαφοροποίηση της σεισμικής κίνησης στη λεκάνη του Euroseistest συνέβαλε στα πλαίσια της διατριβής αυτής τόσο στην κατανόηση της φυσικής των φαινομένων που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης, όσο και στην ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση των επιδράσεων των φαινομένων αυτών. Επιπλέον, αναδείχθηκε η δυνατότητα συστηματοποίησης των συμπερασμάτων της μελέτης αυτής σε ό,τι αφορά τη δυνατότητα τροποποίησης των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού και την απόκτηση αξιόπιστων εκτιμήσεων των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης με βάση απλοποιημένες προσεγγίσεις των δυναμικών και γεωμετρικών χαρακτηριστικών σύνθετης γεωμετρίας εδαφικών δομών. Τα κύρια συμπεράσματα από τη μελέτη αυτή συνοψίζονται ως εξής:

Η παρατήρηση κυμάτων μεγάλης περιόδου στις καταγραφές και στα φασματογραφήματα, η επιμήκυνση της χρονικής διάρκειας των καταγραφών στο εσωτερικό της λεκάνης, η μορφή των συναρτήσεων μεταφοράς SSR των καταγραφών, όπως επίσης και των διατμητικών και επιφανειακών κυμάτων στους επιφανειακούς και εντός γεωτρήσεως σταθμούς, η έντονη διακύμανση του πλάτους ενίσχυσης στο εσωτερικό της λεκάνης αποτέλεσαν ενδείξεις επιδράσεων της σύνθετης γεωμετρίας της εδαφικής δομής στη σεισμική κίνηση, επισημαίνοντας ότι τα χαρακτηριστικά της απόκρισης της λεκάνης του Euroseistest οφείλονται στο μονοδιάστατο συντονισμό και στην πλευρική διάδοση τοπικά παραγομένων στις ασυνέχειες της λεκάνης επιφανειακών

κυμάτων.

Τα αποτελέσματα της μονοδιάστατης προσομοίωσης στο πεδίο τιμών των συχνότητων και κυρίως στο πεδίο τιμών του χρόνου αδυνατούν να αναπαραστήσουν τα χαρακτηριστικά των καταγραφών. Αντίθετα, από τα αποτελέσματα της δισδιάστατης προσομοίωσης αναδείχθηκαν ποιοτικές και ποσοτικές ομοιότητες με την ενόργανη ανάλυση των καταγραφών τόσο στις συναρτήσεις μεταφοράς όσο και στα συνθετικά σειсмоγράμματα.

Οι θεωρητικές αναλύσεις επιβεβαιώνουν (έμμεσα ή άμεσα) ότι σε τυπικές (στον ελλαδικό χώρο) τεκτονισμένες ιζηματογενείς λεκάνες τα φαινόμενα τα οποία καθορίζουν τη σεισμική απόκριση είναι ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων τα οποία παρατηρούνται με τα εξής χαρακτηριστικά: α) τοπικά παραγόμενα στις ασυνέχειες (άκρα λεκάνης, μεταπρωτικά άλματα, ρήγματα, ρηξιγενείς ζώνες κ.α.) επιφανειακά κύματα, β) αλληλεπιδράσεις των επιφανειακών αυτών κυμάτων μεταξύ τους και με τα κύματα χώρου, γ) τη συνεισφορά τους στο πλάτος του θεμελιώδη συντονισμού, δ) την επιμήκυνση της διάρκειας των καταγραφών, ε) την παρατήρησή τους σε σημαντικά βάθη από την επιφάνεια διότι επηρεάζουν μεγάλο όγκο εδαφικών σχηματισμών και στ) την ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας με αποτέλεσμα την αδυναμία προσδιορισμού του πλάτους ενίσχυσης από την τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα.

Τα συμπεράσματα αυτά προέκυψαν από την ανάλυση δύο καταγραφών και τα αποτελέσματα γραμμικών μεθόδων προσομοίωσης. Ωστόσο, η ανάλυση αυτή ήταν επαρκής για την κατανόηση της φυσικής των φαινομένων που επηρεάζουν τη σεισμική κίνηση, δεδομένου ότι η επίδραση των φαινομένων που σχετίζονται με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε ετερογενή μέσα είναι ίδια για διαφορετικούς σεισμούς.

Στη συνέχεια επιδιώχθηκε η ενσωμάτωση και η συστηματοποίηση με εύκολο και εύληπτο τρόπο των συμπερασμάτων της ενόργανης και θεωρητικής ανάλυσης στη λογική ορισμένων κανονιστικών διατάξεων (μελέτες μεγάλων τεχνικών έργων, μικροζωνικές μελέτες, αντισεισμικοί κανονισμοί), δεδομένης της εγγενούς δυσκολίας ερμηνείας των αποτελεσμάτων δισδιάστατων αναλύσεων.

Με βάση το γεγονός ότι με μονοδιάστατες αναλύσεις της σεισμικής απόκρισης

(οι οποίες κατά βάση εφαρμόζονται στις μικροζωνικές μελέτες και υποδηλώνονται στους κανονισμούς από τον τρόπο που γίνεται η καταγοριοποίηση των εδαφικών σχηματισμών) δεν αναπαράγονται βασικά χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης, κρίθηκε αναγκαία η εισαγωγή ενός διορθωτικού συντελεστή ο οποίος λαμβάνει υπόψη τα πρόσθετα φαινόμενα (πλευρική διάδοση επιφανειακών κυμάτων) που συνεισφέρουν στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης. Για το σκοπό αυτό, προτάθηκε ένας φασματικός συντελεστής ενίσχυσης ο οποίος συνίσταται στο λόγο των φασμάτων απόκρισης επιτάχυνσης της δισδιάστατης προς εκείνα της μονοδιάστατης ανάλυσης. Το πλάτος του συντελεστή ορίστηκε εξαρτώμενο της περιόδου, με τη μέγιστη τιμή (3.0) να εφαρμόζεται σε περιόδους μεταξύ 0.4 και 2.0sec για τη συγκεκριμένη (τυπική) λεκάνη.

Ιδιαίτερος έλεγχος πραγματοποιήθηκε και για τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις, δεδομένου ότι το μέγεθος αυτό χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με τα φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης για τον ορισμό των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού. Από την ανάλυση των εδαφικών επιταχύνσεων των καταγραφών και των συνθετικών (1D & 2D) επιταχυνσιογραφημάτων διαπιστώνεται ότι στο εσωτερικό της λεκάνης (F1-F4), οι μέγιστες επιταχύνσεις είναι δύο με τρεις φορές μεγαλύτερες από ότι στα άκρα της, σε αντίθεση με τα μέχρι τώρα προβλεπόμενα από τους κανονισμούς (EAK2000, EC8) όπου ορίζεται με βάση μόνο τη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας και όχι τις διαφορετικές εδαφικές κατηγορίες.

Όλα τα παραπάνω συμπεράσματα προέκυψαν με βάση μία ομάδα επιταχυνσιογραφημάτων και την επαρκώς γνωστή εδαφική δομή (γεωμετρικά και δυναμικά χαρακτηριστικά) της λεκάνης. Επειδή, όμως, από μία μόνο περίπτωση δεν είναι ασφαλές να εξαχθούν συμπεράσματα και επειδή η στρωματογραφία δεν μπορεί να είναι πάντοτε τόσο καλά γνωστή (οικονομικό κόστος και τεχνογνωσία), διερευνήθηκε η ευαισθησία των αποτελεσμάτων της δισδιάστατης προσομοίωσης διαφοροποιώντας βασικές παραμέτρους (γεωμετρία και δυναμικές ιδιότητες) του αναλυτικού εδαφικού προσομοιώματος, με σκοπό την ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση των χαρακτηριστικών της ενίσχυσης.

Η παραμετρική ανάλυση ως προς τη διαφοροποίηση των δυναμικών χαρακτηριστικών έδειξε ότι: α) παρά τις διαφορές των αποτελεσμάτων, επιβεβαιώνεται ότι τα φαινόμενα τα οποία επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά της ενίσχυσης είναι ο μονοδιάστατος συντονισμός και η πλευρική διάδοση

επιφανειακών κυμάτων, β) οι ιδιότητες των επιμέρους σχηματισμών δεν παίζουν σημαντικό ρόλο όσο η αντίθεση των μέσων μέτρων των ιδιοτήτων των αποθέσεων (συνολικά) και του βραχώδους υποβάθρου, γ) το μέγιστο πλάτος ενίσχυσης παρατηρείται συστηματικά στη συχνότητα του μονοδιάστατου συντονισμού, δ) δεν υπάρχει άμεση συσχέτιση του πλάτους ενίσχυσης με την αντίθεση των ταχυτήτων  $V_s$ , εξαιτίας της απόσβεσης η οποία ως ένα βαθμό καθορίζει από κοινού τα χαρακτηριστικά της ενίσχυσης και η οποία δεν μπορεί να αγνοηθεί στην περίπτωση των εδαφικών υλικών και ε) μπορεί να ορισθεί το εύρος της διακύμανσης του μέγιστου πλάτους ενίσχυσης σε τυπικές ιζηματογενείς λεκάνες των οποίων τα δυναμικά χαρακτηριστικά είναι «a priori» άγνωστα ή υπάρχουν μερικές αποσπασματικές πληροφορίες για τη φύση και τη δυσκαμψία τους.

Σε ό,τι αφορά τη διακύμανση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών, η παραμετρική ανάλυση έδειξε ότι: α) και στην περίπτωση αυτή επιβεβαιώνεται η επιρροή του μονοδιάστατου συντονισμού και της πλευρικής διάδοσης επιφανειακών κυμάτων στα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης, β) οι διαφορετικές προσεγγίσεις της γεωμετρίας των πλευρικών ορίων της λεκάνης μεταξύ των ακραίων ασυνεχειών δεν επέφερε σημαντικές ποιοτικές (μορφή και συχνότητες συντονισμού) και ποσοτικές (επίπεδο ενίσχυσης) αλλαγές στα χαρακτηριστικά της ενίσχυσης, γ) οι όποιες επιμέρους διαφορές παρατηρούνται στα άκρα της λεκάνης όπως άλλωστε ήταν αναμενόμενο ενώ διαφοροποιούν το θεμελιώδες πλάτος ενίσχυσης στο κέντρο της λεκάνης, δ) η διακύμανση κατά μήκος της λεκάνης του θεμελιώδη παράγοντα ενίσχυσης έχει παρόμοια χαρακτηριστικά σε όλες τις τομές, υποδηλώνοντας ότι τα φαινόμενα τα οποία συνεισφέρουν στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης δεν εξαρτώνται σημαντικά από τα ιδιαίτερα γεωμετρικά χαρακτηριστικά κάθε τομής, αναδεικνύοντας ως θεμελιώδη στοιχεία τις βασικές διαστάσεις της λεκάνης (μήκος και πάχος).

Ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων της παραμετρικής αυτής μελέτης ανέδειξε τη δυνατότητα αξιόπιστης εκτίμησης της σεισμικής απόκρισης για την οποία θα απαιτείται μία πρόχειρη εκτίμηση των χαρακτηριστικών των εδαφικών σχηματισμών καθώς και της γεωμετρίας του βραχώδους υποβάθρου, ενώ οι τυχαιές αποκλίσεις στον προσδιορισμό των παραπάνω χαρακτηριστικών θα λαμβάνονται υπόψη από μία περιορισμένης έκτασης παραμετρική ανάλυση.



Οι μεθοδολογίες, τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα που παρουσιάστηκαν στην παρούσα διατριβή αποτελούν μία αρχική προσπάθεια για την εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης και των παραμέτρων εκείνων που συμβάλλουν στη διαφοροποίηση της σεισμικής κίνησης από θέση σε θέση, με σκοπό τη μεταφορά των αποτελεσμάτων της έρευνας που διεξάγεται διεθνώς στην καθημερινή πρακτική των μηχανικών. Ο έλεγχος της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων και των συμπερασμάτων που εξήχθησαν στα πλαίσια της διατριβής αυτή απαιτεί, ανάλογες ερευνητικές προσπάθειες οι οποίες πρέπει να αναλωθούν σε δύο κυρίως επίπεδα.

Το πρώτο περιλαμβάνει τη συστηματική και διεξοδική διερεύνηση κυρίως με θεωρητικές μεθόδους προσομοίωσης όλων των παραμέτρων που επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά της εδαφικής απόκρισης σε συνδυασμό με τον έλεγχο των αποτελεσμάτων από πειραματικά δεδομένα. Η αύξηση του αριθμού των πειραματικών δεδομένων αποτελεί ζήτημα ιδιαίτερης σημασίας για τη σταθεροποίηση της αξιοπιστίας και ακρίβειας των μεθόδων και των αποτελεσμάτων, που προκύπτουν από τις επιμέρους εκτιμήσεις.

Το δεύτερο επίπεδο της μελλοντικής έρευνας περιλαμβάνει τη συλλογή των φυσικών, μηχανικών και δυναμικών χαρακτηριστικών μιας μεγάλης ποικιλίας τυπικών εδαφικών σχηματισμών και την κατάταξη τους (με γεωφυσικά και γεωτεχνικά κριτήρια) λαμβάνοντας υπόψη και τη γεωμετρία της ευρύτερης γεωλογικής δομής, καθώς επίσης και την ευρεία χαρτογράφηση με θεωρητικές και ενόργανες μεθόδους των χαρακτηριστικών της σεισμικής απόκρισης (συχνότητα θεμελιώδη συντονισμού, παράγοντας ενίσχυσης, φάσματα σχεδιασμού, συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα, μέγιστες αναμενόμενες επιταχύνσεις) ιδίως σε περιοχές υψηλού σεισμικού κινδύνου και σεισμικής επικινδυνότητας. Η προσπάθεια συλλογής, καταγραφής, κατάταξης και χαρτογράφησης όλων των απαραίτητων στοιχείων πρέπει να αποτελέσει μόνιμο ενδιαφέρον για τη συνεχή υποστήριξη, αναθεώρηση και συμπλήρωση των αντισεισμικών κανονισμών (ΕΑΚ, EC8).



## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- 11<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, 1996. June 23-28, Acapulco, Mexico.
- 11<sup>th</sup> European Conference on Earthquake Engineering, 1998. *Proceedings TS1 Eurocode 8 and national applications*. September 6-11, Paris France.
- 12<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, 2000. January 30 – February 2, Auckland, New Zealand.
- Αναστασιάδης, Α., 1991. *Δυναμικά χαρακτηριστικά τυπικών ελληνικών εδαφών*. Διδακτορική Διατριβή του Τμ. Πολιτικών Μηχανικών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Aguirre, J. & K. Irikura, 1997. Nonlinearity, liquefaction and velocity variation of soft soil layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nambu earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1244-1258.
- Aki, K. & P. G. Richards, 1980. *Quantitative seismology, theory and methods*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Aki, K., 1988. Local site effects on strong ground motion. In J. L. VonThun (ed.), *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, June 27-30, Park City, Utah, pp. 103-155.
- Aki, K. & K. Irikura, 1991. Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation. *Proc. 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA, **1**, 61-110.
- Alterman, Z. & F. C. Karal, 1968. Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 367-398.

- Andrews, D.J., 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake Source Mechanics* (eds. S. Das, J. Boatwright & C.H. Scholtz), American Geophys. Union, Washington D.C, 259-268.
- Aoi, S. & H. Fujiwara, 1998. 3-D seismic wave simulation using finite-difference method with discontinuous grids. *Eos* S11A-03.
- Bao, H., J. Bielak, O. Ghattas, D.R. O'Hallaron, L.F. Kallivokas, J.R. Shewehuk & J. Xu, 1998. Large scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computers. *Computer Methods in Applied Mechanics*, **152**, 85-
- Bard, P.-Y. & M. Bouchon, 1980a. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263-1286.
- Bard, P.-Y. & M. Bouchon, 1980b. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1921-1941.
- Bard, P.-Y. & M. Bouchon, 1985. The two-dimensional resonance of sediment filled valleys. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 519-541.
- Bard, P.-Y. & J.-P. Meneroud, 1987. Modification du signal sismique par la topographie. Cas de la vallée de la Roya (Alpes-Maritimes). *Bull. liaison Laboratoires des Ponts-et-Chaussées*, Numéro special "Risques Naturels" **150-151**, 140-151 (in French).
- Bard, P.-Y., 1992. Discussion session: lessons, issues, needs and prospects, Special Theme session 5: Turkey Flat and Ashigara valley experiments. *Proc. 10<sup>th</sup> World Conf. of Earthq. Engng.*, Madrid, July 19-24, 1992, **11**, 6985-6988.
- Bard, P.-Y., 1994. Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. *Proc. 10<sup>th</sup> European Conf. Earthq. Eng.*, Vienna, Austria, **1**, 305-323.
- Bard, P.-Y., 1997. Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. *Proc. Advanced Study Course on Seismic Risk "SERINA"*, September 21-27, Thessaloniki, Greece.
- Beresnev, I. A., K.-L. Wen & Y. T. Yeh, 1995. Nonlinear soil amplification: Its corroboration in Taiwan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 496-515.
- Beresnev, I. A. & K.-L. Wen, 1996. Nonlinear soil response: a reality? *Bull.*

- Seism. Soc. Am.*, **86**, 1964-1978.
- Bielak, J., O. Ghattas & H. Bao, 1998. Ground motion modeling using 3D finite element methods. *Proc. The Effects of Surface geology on Seismic Motion*, Jokohama, Japan, **Vol I**, 121-133.
- Boatwright, J., J.B. Fletcher & T.E. Fumal, 1991. A general inversion scheme for source, site and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. *Bull. Seim. Soc. Am.*, **81**, 1754-1782.
- Bonilla, L.F., J.H. Steidl, G.T. Lindley, A.G. Tumarkin & R.J. Archuleta, 1997. Site amplification in the San Fernando valley, California: variability of site effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 710-730.
- Borcherdt, R. D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seim. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Borcherdt, R. D. & G. Glassmoyer, 1992. On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 603-641.
- Borcherdt, R. D., 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design (Methodology and Justification). *Earthquake Spectra*, **10(4)**, 617-653.
- Borcherdt, R. D. & C.M. Wentworth, 1995. Strong ground motion by the Northridge earthquake of January 17, 1994: Implications for seismic design coefficients and seismic zontation. *Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conf. Seismic Zontation*, October 17-19, 1995, Nice, France, **II**, 964-971.
- Bouchon, M. & J.S. Barker, 1996. Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 66-72.
- Brambatti, A., E. Faccioli, E.B. Carulli, F. Culchi, R. Onofri, S. Stefanini & F. Ulcigrai, 1980. *Studio de microzonizzazione sismica dell' area di tarcento (Friuli)*. Edito da Regiona Autonoma Friuli-Venezia-Giulia (in Italian)
- B.R.G.M., 1971. Etude Hydrogeologique du Basin de Mygdonia, O.A.E.S.
- Caillot, V., 1992. Quantification statistique et etude experimentale des mouvements sismiques. Application à l' evaluation du risque. *Thèse Université Joseph Fourier Grenoble*, Publication LCPC GT51, 192pp.
- Caillot, V. & P.-Y. Bard, 1990. Characterizing site effects for earthquake regulations in the French seismicity context: a statistical analysis. *Proc. 9<sup>th</sup> ECEE*, Moscow, Ed. The Kucherenko Tsniisk of the USSR Goostroy, **4-B**, 27-36.

- Carver, D & S.H. Hartzell, 1996. Earthquake site response in Santa Cruz, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 55-65.
- Celebi, M., 1987. Topographical and geological amplifications determined from strong motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1147-1157.
- Celebi, M., 1995. Northridge (California) earthquake: Unique ground motions and resulting spectral and site effects. Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation, October 17-19, Nice, France, Ouest Edition Nantes, **II**, 988-995.
- Chang, C. Y., C. M. Mok, M. S. Power, Y. K. Tang, H. T. Tang & J. C. Stepp, 1991. Development of shear modulus curves based on Lotung downhole ground motion data. Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Conf. Recent Advances in Geotechnical Engineering and Soil Dynamics, March 11-15, St. Luis, Missouri, S. Prakash (Editor), Univ. of Missouri-Rolla, **1**, 111-118.
- Chávez-García, F.J., 1991. *Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, France.
- Chávez-García, F.J., L.R. Sanchez & D. Hatzfeld, 1996. Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1559-1575
- Chavez-Garcia, F.J., M. Rodriguez, E.H. Field & D. Hatzfeld, 1997. Topographic site effects. A comparison of two non-reference methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1667-1673.
- Chávez-García, F.J. & E. Faccioli, 2000. Complex site effects and building codes: Making the leap. *J. of Seismology*, **4**, 23-40..
- Chávez-García, F. J., D. Raptakis, K. Makra & K. Pitilakis, 2000. Site Effects at EUROSEISTEST - II. Results from 2D numerical modeling and comparison with observations. *Soil Dyn. Earthq. Engnr*, **19(1)**, 23-39.
- Coutant, O., 1989. *Diffraction d'ondes élastiques par des milieux hétérogènes: simulation numérique et inversion*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Cramer, C.H. & C.R. Real, 1991. A statistical analysis of submitted site-effects predictions for the weak motion blind prediction test conducted at the Turkey Flat, USA, site effects test area near Parkfield, California. Proc. 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation E.E.R.I. (editor), Oakland CA, August 1991, **II**, 467-474.
- Darragh, R. B., & A. F. Shakal, 1991. The site response of two rock and soil

- station pairs to strong and weak ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1885-1899.
- Day, S. M. & J. B. Minster, 1984. Numerical simulation of wavefields using a Padé approximant method. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **78**, 105-118.
- Dickenson, S.E. & R.B. Seed, 1996. Non-linear dynamic response of soft and deep cohesive soil deposits. *Proc. Intern. Workshop on Site Response*, Yokosuka, Japan, **2**, 67-81.
- Dimitriu, P., C. Papaioannou & N. Theodulidis, 1998. Euro-seistest strong motion array near Thessaloniki, Northern Greece: A study of site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 488-502.
- Duval, A. M., 1994. *Détermination de la réponse d' un site aux séisme à l' aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Emmerich, H. & M. Korn, 1987. Incorporation of attenuation into time domain computations of seismic wave fields. *Geophysics*, **52**, 1252-1264.
- Emmerich, H., 1989. 2-D wave propagation by a hybrid method. *Geophys. J. Int.*, **99**, 307-319.
- ESG98, 1998. Proceedings of the ESG'98 International Symposium, "The effects of Surface Geology on Ground Motion", A.A. Balkema publishers, (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani, Editors).
- European Committee for Standardization-EC8 1994. Design provisions for earthquake resistance of structures, Brussels, Belgium.
- EUROSEISTEST Final Scientific Report, 1995. "*Volvi-Thessaloniki: A European test-site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology* (Project Co-coordinator: K. Pitilakis).
- EUROSEISMOD Final Scientific Report, 1999. *Development and experimental validation of advanced modelling techniques in Engineering Seismology and Earthquake Engineering* (Project Co-coordinator: K. Pitilakis).
- Faccioli, E. & A. Tagliani, 1988. Studio di effetti legati alla geologia locale. Modellazione numerica di onde sismiche "strong motion" in mezzi rocciosi fortemente eterogenei, Politecnico di Milano, Janvier, 142 pp.
- Faccioli, E. & A. Tagliani, 1989. A time-domain approach to seismic wave propagation in randomly inhomogeneous media with constant Q. In Carlomagno, G. M. & C. A. Brebbia eds. *Computers and experiments in stress analysis Proc. 4<sup>th</sup> Int. Conf. Comp. Meth. and Exp. Meas.*, Capri, Italie, Mai, 99-113.

- Faccioli, E., 1991. Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities. *Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Conf. On Recent Advances in Geotechnical Earthq. Engrg. and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (etidor), Univ. of Missouri-Rolle, **2**, 1779-1797.
- Faccioli, E., R. Paplucci & F.J. Chávez-García, 1998. Recent ESG studies in Europe – An outline of some potentially innovative applications. *Proc. of the International Symposium, "The effects of Surface Geology on Ground Motion"*, A.A. Balkema publishers, (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani, Editors), **1**, 147-160.
- Fäh, D., F. Vaccari & G. F. Panza, 1989. Finite differences (FD) and multimode 2-D computations. *Abstracts of the 25<sup>th</sup> General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)*, Istanbul, August-September, S12-22, p. 467.
- Field, E.H., K.H. Jacob & S.E. Hough, 1992. Earthquake weak motion estimation: a weak motion case study. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2283-2307.
- Field, E.H. & K.H. Jacob, 1993. Monte Carlo simulation of the theoretical site response variability at Turkey Flat, California, given the uncertainty in the geotechnically derived input parameters. *Earthquake Spectra*, 9(4), 669-702.
- Field, E.H. & K. Jacob, 1995. A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127-1143.
- Field, E.H., 1996. Spectral amplification in a sediment filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 991-1005.
- Field, E.H., P. A. Jonhson, I. A. Beresnev & Y. Zeng, 1997. Nonlinear ground motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake. *Nature*, **390-11**, 599-602.
- Finn, W.D.L., K.W. Lee & G.R. Martin, 1975. Stress-strain relations for sand in simple shear. ASCE National Convention, Denver, Colorado, Meeting Preprint 2517. Also in Soil Mechanics Series no.26, Department of Civil Engineering, University of British Columbia, Vancouver, B.C., Canada.
- Finn, W.D.L & K.W. Lee, 1978. DESRA-2C: Dynamic Effective Stress Response Analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential. Faculty of Applied Sciences, University of British Columbia. Revised in 1982, 1985, 1991, 1997.
- Finn, W.D.L, 1991. Geotechnical engineering aspects of seismic microzonation. *Proc. 4<sup>th</sup> Intern. Conf. Seismic Zonation*, August 25-29,



- Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA, **I**, 199-250.
- Frankel, A. & R. W. Clayton, 1984. A finite-difference simulation of wave propagation in two-dimensional random media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2167-2186.
- Frankel, A. & R. W. Clayton, 1986. Finite difference simulation of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, **91**, **B6**, 6465-6489.
- Frankel, A., S. Hough, P. Friberg & R. Busby, 1991. Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1900-1922.
- Frankel, A. & J. Vidale, 1992. A three dimensional simulation of seismic waves in the Santa Clara valley, California, from the Loma Prieta aftershock. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2045-2974.
- Frankel, A., 1993. Three dimensional simulations of seismic waves in the San Bernardino valley, California, for hypothetical earthquakes on the San Andreas Fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1020-1041.
- Futterman, W. I., 1962. Dispersive body waves. *J. Geophysical Research*, **69**, 5279-5291.
- Géli, L., P.-Y. Bard & B. Jullien, 1988. The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 42-63.
- Georgalas, G. & A. Galanopoulos, 1953. Das grosse Erdbeben der Chalkidike vom 26 September 1932. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 1, 1, 11-65.
- Graves, R. W., 1993. Modeling three-dimensional site response in the Marina district basin, San Francisco, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1042-1063.
- Graves, R. W., 1995. Preliminary analysis of long-period basin response in the Los Angeles region from the 1994 Northridge earthquake. *Geophys. Res. Let.*, **22**, 101-104.
- Graves, R.W., 1998. Three-dimensional computer simulations of realistic earthquake ground motions in regions of deep sedimentary basins. *Proc. The Effects of Surface geology on Seismic Motion*, Jokohama, Japan, **Vol I**, 103-120.
- Hardin, B.O. & V.P. Drnevich, 1972a. Shear Modulus and Damping in Soils: Measurement and Parameter Effects. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, **98**(6):603-624.

- Hardin, B.O. & V.P. Drnevich, 1972b. Shear modulus and damping in soils: design equations and curves. *Journal of Soil Mechanics Foundation Division, ASCE* **98**, 667-692.
- Helmberger, D. V. & J. E. Vidale, 1988. Modeling strong motions produced by earthquake with two-dimensional numerical codes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 109-121.
- Herrmann, R., 1987. *Computer programs in seismology*, Vol. III, St. Louis University, USA.
- Hill, N. R. & A. R. Levander, 1984. Resonances of low-velocity layers with lateral variations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 521-537.
- Hisada, Y., K. Aki & T.-L. Teng, 1993. 3-D simulations of surface wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan. Part 2: application of the surface wave BEM. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1700-1720.
- Θανάσουλας, Κ.Π., 1983. *Γεωφυσική Διασκόπηση της Μυγδονίας λεκάνης και της ευρύτερης περιοχής*. Διδακτορική Διατριβή του Τμ. Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.
- Idriss, I.M., 1990. Response of soft soil during earthquakes. *Proc.H. Bolton Seed Memorial Symposium*, 273-290.
- Ivanovic, S, 1986. The influence of engineering geological conditions on the degree of building damage in the earthquake of April 15,1979 of the Montenegrin sea coast. *Proc. Int. Symp. Eng. Geology Problems in Seismic Areas*, Bari,13-19 April, **Vol. 2**, 353-363.
- Jongmans, D. & M. Campillo, 1993. The response of the Ubaye Valley (France) for incident SH and SV waves: comparison between measurements and modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 907-924.
- Jongmans, D., K. Pitilakis, D. Demanet, D. Raptakis, J. Riepl, C. Horrent, G. Tsokas, K. Lontzetidis & P.-Y. Bard, 1998. EURO-SEISTEST: Determination of the geological structure of the Volvi graben and validation of the basin response. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 473-487.
- Kamae, K., P.-Y. Bard & K. Irikura, 1998. Prediction of strong ground motion at EUROSEISTEST using the empirical Green's function method. *J. Seismology*, **2(3)**,193-207.
- Kawase, H. & K. Aki, 1990. Topography effect at the critical SV wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier-Narrows, California earthquake of 1 October 1987. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1-22.
- Kawase, H. & T. Sato, 1992. Simulation analysis of strong motions in the

- Ashigara valley considering one- and two-dimensional geological structure. *J. Phys. Earth*, **40**, 27-56.
- Kawase, H., 1996. The cause of damage belt in Kobe: "The basin edge effect", Constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted/Rayleigh waves. *Seism. Res. Letters*. **67(5)**, 25-34.
- Kennett, B.L.N. 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- King, J.L. & B.E. Tucker, 1984. Observed variations of earthquake motion over a sediment-filled valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 137-152.
- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba & T. Hoshino, 1992. Secondary Love waves observed by a strong motion array in Tokyo Lowlands, Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 99-116.
- Kjartansson, E., 1979. Constant Q-wave propagation and attenuation. *J. Geophys. Res.*, **84**, 4737-4748.
- Kudo, K., 1995. Practical estimates of site response, State-of-the-art-report, Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation, October 17-19, Nice, France, Ouest Editions Nantes, **3**, 1878-1907.
- Lachet, C. & P.-Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura's technique. *J. Phys. Earth*, **42**, 377-397.
- Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou & A. Savvaidis, 1996. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece). Comparison of different approaches. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1692-1703.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- LeBrun, B., 1997. *Les effets de site: étude expérimentale et simulation de trois configurations*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble I.
- Lebrun, B., D. Hatzfeld & P.-Y. Bard, 1999. Experimental study of ground motion on a large scale topography. *J. of Seismology*, **3(1)**, 1-15.
- Lermo, L. & F.J. Chavez-Garcia, 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.
- Lermo, L. & F.J. Chavez-Garcia, 1994. Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 413-423.

- Levander, A. R. & N. R. Hill, 1985. P-SV resonances in irregular lo-velocity surface layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 847-864.
- Levret, A., C. Loup & X. Goula, 1986. The Provence earthquake of June 11<sup>th</sup>, 1909 (France): New assessment of near field effects. *Proc. 8<sup>th</sup> European Conf. Earthq. Engrng*, Lisbon, September 1986, **2**, 4.2.79.
- Liu, H.-P., R.E. Warrick, R.E. Westerlund, E.D. Sembera & L. Wennerberg, 1992. Observation of local site effects at a downhole and surface station in Marina district of San Francisco. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1563-1582.
- Makra, K., D. Raptakis, F.J. Chávez-García & K. Pitilakis, 2000. Site effects and design provisions: The case of Euroseistest. Accepted for publication in a Special Issue of *Pure and Applied Geophysics*.
- Marrara, F. & P. Suhadolc, 1998. Estimation of local site effects in the Volvi basin (Greece): comparison between observations and modeling. *Proc. of the International Symposium, "The effects of Surface Geology on Ground Motion"*, A.A. Balkema publishers, (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani, Editors), **2**, 973-980.
- Mclaughlin, K. L., L. M. Anderson & A. C. Lees, 1987. Effects of local geologic structure on Yucca flats, Nevada test site, explosion waveforms: two-dimensional linear finite difference simulations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1211-1222.
- Mercier, J., N. Mouyaris, C. Simeakis, T. Rondoyanni & C. Angelidis, 1978. Rapport preliminaire sur l'analyse de failles formees au cours de seismes (Mai-June, 1978) de Thessalonique. *Rapport destine au Ministère des Travaux Publique de la Reublique Greque par l' Intermedaire de l' Institut de Geologie et de Reserches Minaires*.
- Midorikawa, S., 1992. A statistical analysis of submitted predictions for the Ashigara valley blind prediction test. ESG 1992, *Proc. Intrn. Symp. On the effects of surface geology on seismic motion*, March 25-27, 1992, Odawara, Japan, **II**, 65-77.
- Moczo, P., 1989. Finite difference technique for SH waves in 2-D media using irregular grids: application to the seismic response problem. *Geophys. J. Int.*, **99**, 321-329.
- Moczo, P. & P.-Y. Bard, 1993. Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 85-106.
- Moczo, P., P. Labák, J. Kristek & F. Hron, 1996. Amplification and differential motion due to an antiplane 2D resonance in the sediment valleys embedded

- in a layer over the half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1434-1446.
- Moczo, P., E. Bystricky, J. Kristek, J.M. Carcione & M. Bouchon, 1997. Hybrid modeling of P-SV seismic motion at inhomogeneous viscoelastic topographic structures. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1305-1323.
- Moczo, P., 1998. *Introduction to modeling seismic wave propagation by the finite-difference method*. Lecture Notes given at Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.
- Mohammadioun, B., 1997. Nonlinear response of soils to horizontal and vertical bedrock earthquake motion. *J. Earthq. Engrng.*, **1-1**, 93-119.
- Mohammadioun, M. & A. Pecker, 1984. Low frequency transfer of seismic energy by superficial soil deposits and soft rocks. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **19**, 667-680.
- Μουντράκης, Δ.Μ., 1985. *Γεωλογία της Ελλάδας*. Πανεπιστημιακό Σύγγραμμα του Τμ. Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.
- Mountrakis, D., A. Kiliass, S. Pavlides, G. Koufos, E. Vavliakis, A. Psilovikos, L. Sotiriadis, T. Astara, M. Tranos & N. Spyropoulos, 1992. Neotectonic mapping of the Northern Greece: Problems and Results. *Neotectonics and Recent Advances*. Morrener, N. A., Owen, L. A., Stewart, I., Vita-Finzi, C. Editors, p. 42.
- Mufti, I. R., 1990. Large-scale three-dimensional seismic models and their interpretive significance. *Geophysics*, **55**, 1166-1182.
- Murphy, J.R., A.H. Davis & W.L. Weaver, 1971. Amplification of seismic body waves by low velocity surface layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 109-146.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of R.T.R.*, 30-1.
- Neichtschein, S., P.-Y. Bard, J.-C. Gariel, J.-P. Meneroud, P. Dervin, M. Coushing, B. Gaubert, S. Vidal & A.-M. Duval, 1995. A topographic effect study in the Nice region. *Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation*, October 17-19, Nice, France, Ouest Edition Nantes, **II**, 1067-1074.
- Nogoshi, M. & T. Igarashi, 1970. On the propagation characteristics of microtremor. *J. Seism. Soc. Japan*, **23**, 264-280. (in japanese with English abstract)
- Nogoshi, M. & T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *J. Seism. Soc. Japan*, **24**, 26-40. (in japanese with English abstract)
- Ohminato, T. & B.A. Chouet, 1997. A free-surface boundary condition for

- including 3D topography in the finite-difference method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 494-515.
- Olsen, K. B., J. C. Pincman & G. T. Schuster, 1995. Simulation of 3-D elastic wave propagation in the Salt Lake Basin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1688-1710.
- Olsen, K. B. & R. J. Archuleta, 1996. 3-D simulation of earthquakes on the Los Angeles fault system. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 575-596.
- Ordaz, M. & E. Faccioli, 1994. Site response analysis in the valley of Mexico: selection of input motion and extent of nonlinear soil behavior. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **8(23)**, 895-908.
- Papazachos, B. & P.E. Comninakis, 1976. Modes of lithospheric interaction in the Aegean area. *Proc. Intern. Symp. on the Struct. Hist. Of the Mediterranean Basin*, Split, Yugoslavia.
- Papazachos, B., D. Mountrakis, A. Psilovikos & G. Leventakis, 1979. Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece. *Tectonophysics*, **53**, 171-183.
- Παυλίδης, Σ. & Δ. Μουντράκης, 1986. *Νεοτεκτονική*. Πανεπιστημιακό Σύγγραμμα του Τμ. Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.
- Payany, M., 1983. Etude détaillée des dommages en 1909, in "Simulation de séisme provencal de 1909". Dossier technique C, LCPC Paris/CETE Méditerranée, Rapport d'Etude pour la Délégation aux Risques Majeurs (in French).
- Pedersen, H., B. Lebrun, D. Hatzfeld, M. Campillo & P.-Y. Bard, 1994. Ground motion amplitude across ridges. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1786-1800.
- Phillips, S.W. & K. Aki, 1986. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 627-648.
- Phillips, S. W., S. Kinoshita & H. Fujiwara, 1993. Basin-induced Love waves observed using the strong motion array at Fuchu, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 64-84.
- Pitarka, A. & K. Irikura, 1996. Modeling 3D surface topography by finite difference method: Kobe-JMA station site, Japan, case study, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2729-2732.
- Pitilakis, K.D., A. Anastasiadis & D. Raptakis, 1992. Field and laboratory determination of dynamics properties of natural soil deposits. *Proc. 10<sup>th</sup> World Conf. on Earthq. Engng.*, Madrid, Spain, Vol.5, 1275-1280.
- Πιπιδάκης, Κ., Χ. Αναγνωστόπουλος, Σ. Τόλης, Κ. Λοντζετιδής, Δ. Ραπτάκης & Α.

- Αναστασιάδης, 1996. Μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας, γεωτεχνικές μελέτες και μελέτες εδαφικής απόκρισης για τον καθορισμό της οικιστικής καταλληλότητας των πληγέντων κοινοτήτων και οικισμών της πλειόσειστης περιοχής των νομών Κοζάνης-Γρεβενών. *Τελική Έκθεση*. Εργαστήριο Εδαφομηχανικής και Θεμελιώσεων, Τμ. Πολιτικών Μηχανικών Α.Π.Θ.
- Pitilakis, K. & A. Anastasiadis, 1998. Soil and site characterization for seismic response analysis. *Proc. 11<sup>th</sup> European Conf. on Earthq. Engng.*, Paris, France, 65-90.
- Pitilakis, K., D. Raptakis, K. Lontzetidis, Th. Tika-Vassilikou & D. Jongmans, 1999. Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings. *J. Earthq. Engnr.*, **3 (3)**, 381-409.
- Pitilakis, K., D. Raptakis & K. Makra, 1999. Site effects: recent consideration and design provisions. *Invited Lecture. Proc. 2<sup>nd</sup> International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, A.A. Balkema publishers, (P. Sêco e Pinto, Editor), June 21-25, Lisbon, Portugal, **3**, 901-912.
- Poceski, A., 1969. The ground effects of the Skopje July 26, 1963 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1-22.
- Prescott, W. H., 1982. Circumstances surrounding the preparation and suppression of a report on the 1868 California earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2389-2393.
- Prevost, J.H., 1978. Anisotropic undrained stress-strain behaviour of clays. *J. Soil Mechanics & Foundations Division, ASCE*, **104**, No. GT8, 1075-1090.
- Prevost, J.H. & C.M. Keane, 1990. Shear stress-strain curve generation from simple material parameters. *J. Soil Mechanics & Foundations Division, ASCE*, **116**, No. GT8, 1255-1263.
- Ραπτάκης, Δ., 1995. Συμβολή στον προσδιορισμό της γεωμετρίας και των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και στη σεισμική απόκρισή τους. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πολυτεχνική Σχολή, Α.Π.Θ.
- Raptakis, D.G., A.J. Anastasiadis, K.D. Pitilakis & K.S. Lontzetidis, 1994a. Shear wave velocities and damping of Greek natural soils. *Proc. 10<sup>th</sup> European Conf. on Earthq. Engng*, Vienna, Austria, 477-482.
- Raptakis, D, E. Karaolani, K. Pitilakis & N. Theodulidis, 1994b. Horizontal to vertical spectral ratio and site effects: The case of a downhole array in Thessaloniki (Greece). *Proc. XXIV Gen. Ass. ESC*, Athens, **III**, 1570-1578.

- Raptakis, D., N. Theodulidis & K. Pitilakis, 1998. Data analysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi (Greece): standard and horizontal to vertical ratio techniques. *Earthquake Spectra*, **14**:203-224.
- Raptakis, D., F. J. Chávez-García, K. Makra & K. Pitilakis, 2000. Site effects at EUROSEISTEST - I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dyn. Earthq. Engrg.*, **19(1)**, 1-22.
- Rassem, M, A. Ghobarah & A.C. Heidebrecht, 1997. Engineering perspective for the seismic site response of alluvial valleys. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **26**: 477-493.
- Reynolds, A. C., 1978. Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. *Geophysics*, **43**, 1099-1110.
- Riepl, J., 1997. *Effets de site: évaluation expérimental et modélisations multidimensionnelles: application au site test EURO-SEISTEST (Grèce)*. Thèse Université Joseph Fourier – Grenoble I.
- Riepl, J., P.-Y. Bard, C. Papaioannou & S. Nechtschein, 1998. Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EUROSEISTEST). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 488-502.
- Rodriguez, J.L., J. Ramos & G. Macedo, 1988. Respuesta sísmica de un estrato limitado por una pared vertical. *Sismodinamica* (in Spanish)
- Sanchez-Sesma, F.J., & M. Campillo, 1990. Diffraction of P, SV and Rayleigh waves by topographic features: a boundary integral formulation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 2234-2253.
- Sanchez-Sesma, F.J., & M. Campillo, 1993. Topographic effects for incident P, SV and Rayleigh waves. *Tectonophysics*, **218**, 113-125.
- Satoh, T., T. Sato & H. Kawase, 1995. Nonlinear behavior of soil sediments identified by using borehole records observed at the Ashigara valley, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1821-1834.
- Satoh, T., M. Horike, Y. Takeuchi, T. Uetake & H. Suzuki, 1997. Nonlinear behavior of scoria soil sediments evaluated from boreholes records in eastern Shizuoka prefecture, Japan. *Earthq. Engrg. Struct. Dyn.*, **26**, 781-795.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer & H.B. Seed, 1972. SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. Report No. EERC 72-12, *Earthquake Engineering Research Center*, University of California, Berkeley, CA.



- Seed, H.B. & I.M. Idriss, 1969. Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes. *J. Soil. Mech. And Found. Div. ASCE*, **95** (SM1).
- Seed, H.B. & I.M. Idriss, 1983. Ground motion and soil liquefaction during earthquakes. *Monograph series of the Earthquake Engineering Research Institute, El Cerrito, California*, 134pp.
- Seed, H.B., R.T. Wong, I.M. Idriss & K. Tokimatsu, 1986. Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils. *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, **112** (11), 1016-1032.
- Silva, W., 1991. Site geometry and global characteristics. *Proc. NSF/EPRI workshop on dynamic soil properties and site characterization*, EPRI NP-7337, **1**, 6.1-6.80.
- Singh, S.K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J.M. Espinoza, E. Mena & R. Quaas, 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985 – A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake Spectra*, **4**, 653-674.
- Siro, L., 1982. Southern Italy November 23, 1980 earthquake. *Proc. 7<sup>th</sup> European Conf. Earthq. Engrng*, September 20-25, Athens, Greece, Technical Chamber of Greece (Editor), **7**, 419-429.
- Siro, L., 1983. Breve casistica commentata ed alcune conclusioni più general, in *Indagini di Microzonazione sismica* (Intervento in 39 centri abitati della Campania e Basilicata colpiti dal terremoto del 23 November 1980), Progetto Finalizzato "Geodinamica", Monografie Finali, CNR, Roma, pub. **492**, (in Italian).
- Σκορδύλης, Μ., 1985. *Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών*. Διδακτορική Διατριβή του Τμ. Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.
- Soufleris, C., J.A. Jackson, G.C.P. King, C. Spencer & C. Scholtz, 1982. The 1978 earthquake sequence near Thessaloniki (northern Greece), *Geophys. J. Astr. Soc.*, **68**, 429-458
- Stiedl, J.H., 1993. Variation of site response estimates at the UCSB dense array of portable accelerometers. *Earthquake Spectra*, **9(2)**, 289-302.
- Stiedl, J.H., F. Bonilla & A.G. Tumarkin, 1995. Seismic hazard in the San Fernando Basin, Los Angeles, CA: A site effect study using weak motion and strong motion data. *Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conf. on Seismic Zonation*, October 17-19, Nice, France, Ouest Editions Nantes, 1149-1156.
- Stiedl, J.H., A.G. Tumarkin & R.J. Archuleta, 1996. What is a reference site?

- Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1733-1748.
- Tessmer, E. & D. Kosloff, 1994. 3-D elastic modeling with surface topography by a Chebyshev spectral method. *Geophysics*, **59**, 464-473.
- Theodulidis, N. & P-Y. Bard, 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART1). *Soil Dyn. Earthq. Engng*, **14**, 177-197.
- Theodulidis, N., R.J. Archuleta, P.-Y. Bard & M. Bouchon, 1996. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: The case of Garner Valley downhole array in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 306-319.
- Tolis, S.V., E. Faccioli & K. Pitilakis, 1998. A 2D simulation of Euroseistest near Thessaloniki, Greece. *Proc. of the International Symposium, "The effects of Surface Geology on Ground Motion"*, A.A. Balkema publishers, (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani, Editors), **1**, 255-262.
- Trifunac, M.D. & E.I. Novikova, 1994. State of the art review on strong motion duration. *Proc. 10<sup>th</sup> European Conf. Earthq. Engng*, Vienna, Austria, G. Duma (editor), Balkema Rotterdam, **I**, 131-140.
- Tucker, B.E. & J.L. King, 1984. Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 153-166.
- Uetake, T. & K. Kudo, 1998. The excitation of later arrivals in Ashigara valley during earthquakes occurring in east part of Yamanashi prefecture. *Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Symp. On the Effects of surface Geology on Seismic Motion*, December 1-3, Yokohama, Japan.
- Uniform Building Code, 1997. Structural engineering design provisions, International conference of building officials.
- Vidale, J. E., D. V. Helmberger & R. W. Clayton, 1985. Finite difference seismograms for SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1765-1782.
- Vidale, J. E. & O. Bonamassa, 1989. The strong motions of the Whittier Narrows, California earthquake and an aftershock: peak acceleration ratios and finite difference simulation. *Abstracts of the 25<sup>th</sup> General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)*, Istanbul, August-September, S11-12, p. 415.
- Virieux, J., 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, **49**, 1933-1957.
- Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, **41**, 889-901.

- Vucetic, M. & R. Dobry, 1991. Effect of soil plasticity on cyclic response. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, **117** (1),89-107.
- Weischet, W., 1963. The distribution of the damage caused by the earthquake in Valvidia in relation to the form of the terrane. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **53**, 1259-1262.
- Yamanaka, H., K. Seo & T. Samano, 1989a. Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 631-644.
- Yamanaka, H., K. Seo & T. Samano, 1989b. Effects of step-like topography of basement on seismic wave-propagation. *Abstracts of the 25<sup>th</sup> General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)*, Istanbul, August-September, S11-15, p. 418.
- Yamazaki, F. & M.A. Ansary, 1997. Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization. *Earthq. Engng. and Struct. Dyn.*, **26**, 671-689.
- Yomogida, K. & J. Etgen, 1993. 3-D wave propagation in the Los Angeles Basin for the Whittier-Narrows earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1325-1344.
- Yuan, Y., B. Yang & S. Huang, 1992. Damage distribution and estimation of ground motion in Shidian (China) basin. *Proc. Int. Symp. Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Vol. 1, 25-27 March, Odawara, Japan, 281-286.
- Ψιλοβίκος, Α., 1977. *Παλαιογραφική εξέλιξη της λεκάνης και τη λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά-Βόλβης)*. Διδακτορική Διατριβή. Σχολή Θετικών Επιστημών, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Zahradnik, J., J. Jech & P. Moczo, 1990. Absorption correction for computations of a seismic ground response. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1382-1387.
- Zahradnik, J., P. Moczo & F. Hron, 1993. Testing four elastic finite-difference schemes for behavior at discontinuities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 107-129.
- Zaré, M., P.-Y. Bard & M. Ghafory-Ashtiany, 1999. Site categorization for the Iranian strong motion network. *Soil Dyn. Earthq. Engng.*, **18**, 47-57.



## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α**

### **ΘΕΩΡΙΑ ΕΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ: ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΤΕΛΕΙΑ ΚΑΙ ΑΤΕΛΗ ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΜΕΣΑ**

#### **A1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Βασικό αντικείμενο μελέτης στη θεωρία της ελαστικότητας αποτελεί, η παραμόρφωση (strain) της ύλης όταν υπόκειται σε τάση (stress) σ' ένα πλαίσιο παραδοχών, ως προς τις συνθήκες και τους περιορισμούς (όπως είναι η τάξη των παραμορφώσεων, τα όρια ελαστικότητας, η συνέχεια, η γραμμικότητα του μέσου, κ.α.), που συνθέτουν την περιοχή ισχύος της.

Σε γενικές γραμμές, σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικότητας, το εδαφικό υλικό υπόκειται σε εξωτερικές δυνάμεις, που 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 σύνολο των παραδοχών, σε ό,τι αφορά τα ελαστικά μέσα, τις συνθήκες και τα όρια εφαρμογής της θεωρίας της ελαστικότητας, σχετίζεται με τη φυσικοχημική δομή των γεωλικών, τη συνέχεια του μέσου, τις επενεργούσες δυνάμεις, το βαθμό παραμόρφωσης και γενικότερα τη μακροσκοπική θεώρηση της μηχανικής συμπεριφοράς της ύλης.

Σύμφωνα με τις παραδοχές αυτές, η δομή των υλικών θεωρείται ως κρυσταλλική ή μοριακή, οι εσωτερικές δυνάμεις παραβλέπονται και λαμβάνονται υπόψη μόνο συνισταμένες δυνάμεις των μικρο-αλληλεπιδράσεων.

Οι μεταβλητές που υπεισέρχονται στις διαφορικές εξισώσεις ορίζονται τέλεια, μακροσκοπικά και θεωρούνται συνεχείς. Οι συνοπτικές αυτές παραδοχές προϋποθέτουν ότι οι όγκοι στους οποίους επενεργούν οι συνισταμένες δυνάμεις, περιέχουν ένα μεγάλο αριθμό κόκκων τέτοιο που να εξασφαλίζεται η συνέχεια του μέσου και των τάσεων που ασκούνται σε αυτό. Οι καταστατικοί νόμοι (σχέσεις τάσης-παραμόρφωσης), που αναφέρονται κύρια σε δύο περιπτώσεις, στο τέλειο και ατελές ελαστικό μέσο, παρουσιάζονται παρακάτω.

### **A1.1. Σχέση τάσης-παραμόρφωσης σε τέλειο ελαστικό μέσο**

Η τέλεια ελαστικότητα του μέσου ορίζεται στην ειδική περίπτωση, που οι συνιστώσες της παραμόρφωσης αποτελούν ομογενείς γραμμικές συναρτήσεις των συνιστωσών τάσεων. Η γενίκευση αυτή συνιστά το νόμο του Hooke, ο οποίος ισχύει για μία μεγάλη ποικιλία υλικών και συνθηκών.

Ο νόμος του Hooke ορίζει την απλούστερη σχέση τάσης-παραμόρφωσης, σύμφωνα με τον οποίο “η παραμόρφωση από την κατάσταση ισορροπίας ενός (σχεδόν) τέλειου ελαστικού σώματος είναι ευθέως ανάλογη του φορτίου που εφαρμόζεται σε αυτό”. Η ισχύς του αφορά μία τάξη φορτίων, των οποίων το άνω όριο καλείται “αναλογικό” όριο του υλικού και πέρα του ορίου αυτού, η σχέση τάσης-παραμόρφωσης παύει να είναι γραμμική, παρόλο που οι παραμορφώσεις μπορεί να είναι αναστρέψιμες και το μέσο ελαστικό.

### **Δυναμική του συνεχούς μέσου - εξίσωση της κίνησης**

Η δυναμική του συνεχούς μέσου, βασίζεται στην άσκηση τάσεων εξαρτημένων από το χρόνο, σε άπειρο ελαστικό μέσο. Το υλικό στην αμετάβλητη κατάσταση, θεωρείται μακροσκοπικά ομογενές και σε ισορροπία αναφορικά με τις δυνάμεις χώρου και επιφανείας. Η εξίσωση διάδοσης του σεισμικού κύματος για την απλούστερη των περιπτώσεων, ενός ελαστικού, ομογενούς και ισότροπου στερεού, προκύπτει σύμφωνα με τους νόμους των Hooke και Newton, ως αποτέλεσμα της επενεργούσης τάσης.

Οπότε, η σχέση μεταξύ του διανύσματος των τάσεων,  $\sigma$ , και των

παραμορφώσεων,  $\varepsilon$ , όπως ορίζεται με το νόμο του Hooke, σε τανυστική μορφή γράφεται:

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \varepsilon_{ij} \cdot \delta_{ij} + 2 \cdot \mu \cdot \varepsilon_{ij} \quad (\text{A1.1})$$

όπου  $\mu$  και  $\lambda$  είναι οι σταθερές του Lamé και  $\delta_{ij}$  το σύμβολο Kronecker.

Η εξίσωση ισορροπίας όπως διατυπώνεται από το δεύτερο νόμο του Newton (δράσης - αντίδρασης), δίνεται με τη σχέση:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (\text{A1.2})$$

όπου  $f_i$  συμβολίζει τις δυνάμεις χώρου και  $u_i$  είναι το διάνυσμα μετατόπισης ενός υλικού σημείου, σε κάθε χρονική στιγμή,  $t$ , κατά τη διάδοση της διαταραχής στο μέσο. Η μετατόπιση συνδέεται με τον τανυστή των παραμορφώσεων με τη σχέση:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (\text{A1.3})$$

Ο συνδυασμός των εξισώσεων A1.1 και A1.3, διαμορφώνει τη γενική εξίσωση της κίνησης:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \lambda \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \right] + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \mu \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \right] + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (\text{A1.4})$$

όπου  $\lambda$  και  $\mu$  είναι συναρτήσεις των συντεταγμένων  $x$ . Εφόσον το μέσο είναι ομογενές ( $\lambda$  και  $\mu$  σταθερές), η εξίσωση A1.4 γράφεται:

$$\mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (\text{A1.5})$$

ή σε διανυσματική μορφή:

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} + (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mathbf{f} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (\text{A1.6})$$

η οποία καλείται εξίσωση Navier.

Η γενική λύση της εξίσωσης αυτής, δίνεται από το θεώρημα του Lamé [Aki & Richards 1980], που επιτρέπει να αναλυθεί η  $u$  στη μορφή:

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \bar{\psi} \quad (\text{A1.7})$$

με  $\nabla \cdot \bar{\psi} = 0$  όπου  $\phi$  και  $\bar{\psi}$  είναι τα αριθμητικά και διανυσματικά δυναμικά, όπως ορίζονται από τις δύο διαφορικές εξισώσεις:

$$\frac{\partial^2 \bar{\psi}}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \bar{\psi} + \frac{\Psi}{\rho} \quad (\text{A1.8})$$

και

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \phi + \frac{\Phi}{\rho} \quad (\text{A1.9})$$

όπου  $\alpha$  και  $\beta$  είναι οι ταχύτητες των διαμήκων και διατμητικών κυμάτων αντίστοιχα και δίνονται σε συνάρτηση με τις σταθερές Lamé, από τις σχέσεις:

$$\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2} \quad (\text{A1.10})$$

και

$$\beta = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (\text{A1.11})$$

και  $\Phi$  και  $\bar{\Psi}$  είναι τα δυναμικά Helmholtz των δυνάμεων χώρου  $f$ .

$$f = \nabla\Phi + \nabla \times \bar{\Psi} \quad (\text{A1.12})$$

με  $\nabla \cdot \bar{\Psi} = 0$ . Παραλείποντας τις δυνάμεις χώρου οι εξισώσεις A1.8 και A1.9 γράφονται στη γενική μορφή, που εκφράζει την εξίσωση του κύματος:

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Theta \quad (\text{A1.13})$$

όπου  $\Theta$  είναι ένα αριθμητικό ή διανυσματικό δυναμικό.



## A1.2. Διάδοση κυμάτων σε ατελή ελαστικά μέσα

Πολλά γεωλογικά υλικά, μεταξύ των οποίων η ιλύς, η άργιλος, η άμμος, ο σχιστόλιθος κ.α., δεν συμπεριφέρονται κάτω από οποιαδήποτε φόρτιση, ως τέλεια ελαστικά μέσα. Η υστέρηση στην ελαστική συμπεριφορά τους, οφείλεται στη βαθμιαία προσαρμογή των ελαστικών ιδιοτήτων τους κατά τη διάρκεια της φόρτισης η οποία έχει ως αποτέλεσμα το έργο ελαστικής επαναφοράς.

Η σημαντική διαφορά μεταξύ των στατικών και δυναμικών μέτρων των ιδιοτήτων των υλικών αυτών, οφείλεται στις μεταβολές στη διάδοση των ελαστικών κυμάτων, οι οποίες εκφράζονται με την προσθήκη ενός επιπλέον όρου στο νόμο του Hooke όπως αυτός εκφράζεται από την εξίσωση (Α.1). Η αναμορφωμένη πλέον σχέση τάσης-παραμόρφωσης δίνεται με τον τύπο:

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \varepsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2\mu \cdot \varepsilon_{ij} + \eta \left( 2\varepsilon_{ij} - \frac{2}{3} \dot{\varepsilon}_{kk} \cdot \delta_{ij} \right) \quad (\text{A1.17})$$

όπου η το “ιξώδες” του στερεού. Ο τελευταίος όρος εκφράζει το ρυθμό παραμόρφωσης. Τα υλικά τα οποία συμπεριφέρονται σύμφωνα με αυτή τη σχέση καλούνται ιξοελαστικά και η αντίστοιχη εξίσωση διάδοσης του κύματος σ’αυτά τα μέσα εκφράζεται με τη σχέση:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times \mathbf{u}) = \left( \mu + \eta \frac{\partial}{\partial t} \right) \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (\text{A1.18})$$

όπου το δυναμικό  $\phi$ , με την προσθήκη του όρου  $e^{-\eta x}$ , αποκτά τη μορφή:

$$\phi(\mathbf{x}, t) = \phi_0 \cdot e^{-\eta x} \cos(\mathbf{kx} - \omega t) \quad (\text{A1.19})$$

Η θεώρηση ότι τα μη αντιστρεπτά φαινόμενα, τα οποία οφείλονται στην εσωτερική κίνηση μέσα στο σώμα και συγκεκριμένα στις κλίσεις της ταχύτητας, σχετίζονται με το ιξώδες του σώματος αποτελεί έναν από τους βασικούς μηχανισμούς της απόσβεσης. Επειδή το ιξώδες είναι μία φάση της ατελούς ελαστικότητας, συνάγεται το γενικό συμπέρασμα ότι η ατελής ελαστικότητα των υλικών είναι υπεύθυνη για την παρατηρούμενη απόσβεσή τους.



## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β**

### **ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ**

Το εσωτερικό της Γης, κυρίως το επιφανειακό της μέρος, είναι πλευρικός ανομοιογενές με στρώματα και τμήματα ακανόνιστων μορφών. Δεδομένου ότι οι αναλυτικές μέθοδοι δεν παρέχουν λύσεις της εξίσωσης της κίνησης σε περίπλοκα ή επαρκώς ρεαλιστικά ομοιώματα του εσωτερικού της γης, ο υπολογισμός της διάδοσης του σεισμικού κύματος απαιτεί τη χρήση προσεγγιστικών μεθόδων. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών ανήκει σε εκείνες τις μεθόδους οι οποίες χρησιμοποιούνται ευρύτατα.

#### **Β1. ΕΠΙΛΥΣΗ ΜΕΡΙΚΩΝ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ**

##### **Β1.1. Εισαγωγή στη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών**

Η εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών έγκειται στη διαμόρφωση προσομοιώματος της δομής από διακεκριμένες πεπερασμένες διαφορές με μορφή κανάβου, στην προσέγγιση με μερικές παραγώγους των εξισώσεων που περιγράφουν το πρόβλημα σε συνδυασμό με τη διάταξη των πεπερασμένων διαφορών, στην προσέγγιση των συναρτήσεων και των αρχικών και συνοριακών

συνθηκών στους κόμβους του κανάβου, στην κατασκευή συστήματος αλγεβρικών εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών, στην ανάλυση του προσομοιώματος δηλαδή στον προσδιορισμό της συνοχής και του βαθμού προσέγγισης, της σταθερότητας και της σύγκλισης του προσομοιώματος και τέλος στους αριθμητικούς υπολογισμούς (Moczo, 1998).

### B1.1.1. Κάνναβος

Θεωρούμε το πεδίο ορισμού  $D=D^I \cup D^B$  όπου  $D^I$  υποδηλώνει το εσωτερικό και  $D^B$  το όριο του πεδίου ορισμού. Υποθέτουμε ότι το πεδίο ορισμού  $D$  ανήκει στον τετραδιάστατο χώρο με μεταβλητές  $(x, y, z, t)$  και καλύπτουμε το χώρο αυτό με κάνναβο από διακεκριμένα σημεία

$$(x_i, y_k, z_l, t_m)$$

όπου  $x_i = x_0 + i\Delta x$  ,  $y_k = y_0 + k\Delta y$  ,  $z_l = z_0 + l\Delta z$  ,  $t_m = t_0 + m\Delta t$ ,

$$i, k, l = 0, \pm 1, \pm 2, \dots,$$

$$m = 0, 1, 2, \dots,$$

Οι ποσότητες  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  και  $\Delta z$  ονομάζονται συνήθως χωρικά βήματα ενώ η  $\Delta t$  καλείται χρονικό βήμα, εφόσον η μεταβλητή  $t$  εκφράζει συνήθως το χρόνο. Εάν οι μεταβλητές  $x$ ,  $y$  και  $z$  αντιπροσωπεύουν καρτεσιανές συντεταγμένες, τότε ο χωρικός κάνναβος είναι ορθογωνικός.

Μία συνεχής συνάρτηση  $u(x, y, z, t)$  προσεγγίζεται από μία συνάρτηση  $U(x_i, y_k, z_l, t_m)$  στους κόμβους του κανάβου. Μία τιμή της  $u(x_i, y_k, z_l, t_m)$  μπορεί να δηλωθεί ως  $u_{ikl}^m$  ενώ η προσέγγισή της ως  $U_{ikl}^m$ .

Ο κάνναβος που επιλέγεται πρέπει να είναι ο καταλληλότερος δυνατός για το πρόβλημα που μελετάται. Σε πολλές εφαρμογές, ο κανονικός ορθογωνικός κάνναβος με χωρικά βήματα  $\Delta x = \Delta y = \Delta z = h$  αποτελεί μία φυσική και λογική επιλογή. Άλλοι τύποι καννάβων μπορούν να χρησιμοποιηθούν εφόσον είναι συμβατοί με τη «γεωμετρία» του προβλήματος (π.χ. μορφή των διεπιφανειών των γεωλογικών σχηματισμών) ή εφόσον απλοποιούν τις προσεγγίσεις πεπερασμένων διαφορών των μερικών παραγώγων.

**B1.1.2. Προσέγγιση των μερικών παραγώγων**

Θεωρούμε τη συνάρτηση  $\Phi(x)$ . Η σειρά Taylor της συνάρτησης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξαγωγή διαφορετικών προσεγγίσεων της πρώτης καθώς και ανώτερων παραγώγων της συνάρτησης.

Οι σειρές Taylor της συνάρτησης  $\Phi$  στα  $x + h$  και  $x - h$  ( $h = \Delta x$ ) είναι

$$\Phi(x + h) = \Phi(x) + \Phi'(x)h + \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 + \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots \quad (1.1.1\alpha)$$

$$\Phi(x - h) = \Phi(x) - \Phi'(x)h + \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 - \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots \quad (1.1.1\beta)$$

Από τη σειρά (1.1.1α) προκύπτει

$$\Phi(x + h) - \Phi(x) = \Phi'(x)h + \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 + \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots ,$$

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h}[\Phi(x + h) - \Phi(x)] - O(h)$$

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h}[\Phi(x + h) - \Phi(x)] \quad \text{forward-difference formula} \quad (1.1.2)$$

Ομοίως, από τη σειρά (1.1.1β) προκύπτει

$$\Phi(x) - \Phi(x + h) = \Phi'(x)h - \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 + \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots ,$$

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h}[\Phi(x) - \Phi(x + h)] + O(h)$$

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h}[\Phi(x) - \Phi(x + h)] \quad \text{backward-difference formula} \quad (1.1.3)$$

Και οι δύο αυτές προσεγγίσεις είναι πρώτου βαθμού εφόσον ο πρώτος όρος του σφάλματος της προσέγγισης είναι ανάλογος του  $h$ .

Αφαιρώντας τη σειρά (1.1.1α) από τη (1.1.1β) προκύπτει

$$\Phi(x + h) - \Phi(x - h) = 2\Phi'(x)h + \frac{2}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots ,$$

$$\Phi'(x) = \frac{1}{2h}[\Phi(x + h) - \Phi(x - h)] - O(h^2)$$

ο τύπος της κεντρικής διαφοράς (central difference formula)

$$\Phi'(x) = \frac{1}{2h} [\Phi(x+h) - \Phi(x-h)] \quad (1.1.4)$$

ο οποίος δίνει μία δευτέρου βαθμού προσέγγιση της πρώτης παραγώγου.

Προσθέτωντας της σειρές (1.1.1α) και (1.1.1β) προκύπτει η δευτέρου βαθμού προσέγγιση της δεύτερης παραγώγου

$$\Phi''(x) = \frac{1}{h^2} [\Phi(x+h) - 2\Phi(x) + \Phi(x-h)] \quad (1.1.5)$$

### **B1.1.3. Σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών**

Υποθέτουμε ότι  $f(P)$  είναι μία συνάρτηση η οποία ορίζεται στο  $D^I$  και  $L(u)$  ένας διαφορικός τελεστής. Τότε η εξίσωση

$$L(u(P)) = f(P); \quad P \in D^I \quad (1.1.6a)$$

αναπαριστά μία μερική διαφορική εξίσωση του αγνώστου  $u(P)$ .

Οι αρχικές/συνοριακές συνθήκες μπορούν να αναπαραστήθουν από την εξίσωση

$$B(u(P)) = g(P); \quad P \in D^B \quad (1.1.6b)$$

Θεωρούμε πρόβληματα για τα οποία υπάρχει μία μοναδική, εξομαλυμένη και κλειστή λύση για κάθε σημείο των εξομαλυμένων συναρτήσεων  $\{f, g\}$ .

Σημειώνουμε  $D_{\Delta}^I$  σημεία του καννάβου στο εσωτερικό του πεδίου  $D$  και  $D_{\Delta}^B$  στα όρια του και  $U$  μία λύση του συστήματος των εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών

$$L_{\Delta}(u) = f(P); \quad P \in D_{\Delta}^I \quad (1.1.7a)$$

$$B_{\Delta}(u) = g(P); \quad P \in D_{\Delta}^B \quad (1.1.7b)$$

Θεωρούμε τις εξισώσεις (1.1.7) να είναι μία προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών των εξισώσεων (1.1.6) και  $U$  μία προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών της  $u$ . Είναι λογικό η  $U$  να είναι μία αυστηρή προσέγγιση στη λύση  $u$  στα αντίστοιχα σημεία και να προσδιορίζεται μοναδικά από τις εξισώσεις (1.1.7). Οι

εξισώσεις των πεπερασμένων διαφορών πρέπει να παρουσιάζουν μεγάλο βαθμό συνοχής, σύγκλισης και ευστάθειας προκειμένου να αποδίδουν μία λογική προσέγγιση της λύσης της μερικής διαφορικής εξίσωσης και των αρχικών/συνοριακών συνθηκών.

#### **B1.1.4. Ιδιότητες του συστήματος εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών**

Αν  $\Phi(P)$  είναι μία εξομαλυμένη συνάρτηση στο πεδίο  $D$ , τότε για κάθε τέτοια συνάρτησης ένα τοπικό σφάλμα (truncation error) μπορεί να προσδιορισθεί:

$$\tau\{\Phi(P)\} \equiv L(\Phi(P)) - L_{\Delta}(\Phi(P)) \quad ; \quad P \in D_{\Delta}^I \quad (1.1.8\alpha)$$

$$\beta\{\Phi(P)\} \equiv B(\Phi(P)) - B_{\Delta}(\Phi(P)) \quad ; \quad P \in D_{\Delta}^B \quad (1.1.8\beta)$$

Τότε το σύστημα πεπερασμένων διαφορών (1.1.7) είναι συναφές με το πρόβλημα (1.1.6) αν

$$\|\tau(\Phi)\| \rightarrow 0 \quad (1.1.9\alpha)$$

και

$$\|\beta(\Phi)\| \rightarrow 0 \quad (1.1.9\beta)$$

$$\text{για } \Delta x \rightarrow 0, \dots, \Delta t \rightarrow 0$$

Το σύστημα πεπερασμένων διαφορών (1.1.7) παρουσιάζει υπό συνθήκη συνάφεια με το πρόβλημα (1.1.6), εφόσον οι σχέσεις (1.1.9) ικανοποιούνται από ορισμένες μόνο συσχετίσεις μεταξύ των  $\Delta x, \dots, \Delta t$ .

Η λύση του συστήματος πεπερασμένων διαφορών  $U$  είναι συγκλίνουσα προς την ακριβή λύση  $u$  αν

$$\|u(P) - U(P)\| \rightarrow 0 \quad ; \quad P \in D$$

$$\text{για } \Delta x \rightarrow 0, \dots, \Delta t \rightarrow 0$$

Εάν η λύση του συστήματος εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών συγκλίνει σε όλα τα σημεία των εξομαλυμένων συναρτήσεων  $\{f, g\}$ , τότε το αντίστοιχο σύστημα είναι συγκλίνον.

Ένα σύστημα καθορισμένο από γραμμικούς διαφορικούς τελεστές  $L_{\Delta}$  και  $B_{\Delta}$  είναι σταθερό εάν υπάρχει μία θετική ποσότητα  $K$ , ανεξάρτητη των χωρικών

βημάτων, ώστε

$$\|U\| \leq K(\|L_{\Delta}(U)\| + \|B_{\Delta}(U)\|) \quad (1.1.10)$$

Αν η σχέση (1.1.10) ισχύει για όλα τα χωρικά βήματα, το γραμμικό σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών είναι απόλυτα σταθερό. Αν όμως η σχέση (1.1.10) ισχύει μόνο για έναν περιορισμένο αριθμό χωρικών βημάτων, τότε το σύστημα είναι υπό συνθήκη σταθερό.

Συμπεραίνουμε δηλαδή ότι αν  $L_{\Delta}$  και  $B_{\Delta}$  είναι γραμμικοί διαφορικοί τελεστές οι οποίοι είναι σταθεροί και συναφείς με τους  $L$  και  $B$  για έναν αριθμό χωρικών βημάτων (οσοδήποτε μικρών), τότε η λύση του συστήματος εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών  $U$  των σχέσεων (1.1.7) είναι συγκλίνουσα στην λύση του προβλήματος όπως εκφράζεται από τις σχέσεις (1.1.6).

## **B1.2. Περίπτωση μονοδιάστατης εξίσωσης της κίνησης**

Θεωρούμε ένα μέσο με πυκνότητα  $\rho(x)$  και σταθερές Lamé  $\mu(x)$  και  $\lambda(x)$ . Θεωρούμε επίσης ένα επίπεδο κύμα που διαδίδεται κατά τη διεύθυνση  $x$ . Η εξίσωση

$$\rho d_{tt} = (Ed_x)_x \quad (1.2.1)$$

περιγράφει είτε τη διάδοση των  $P$  κυμάτων αν  $E = \lambda + 2\mu$ , είτε των  $S$  κυμάτων αν  $E = \mu$  ενώ  $d$  είναι η αντίστοιχη μετακίνηση. Σημειώνεται ότι

$$d_{tt} = \frac{\partial^2 d}{\partial t^2} \quad \text{και} \quad (Ed_x)_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( E \frac{\partial d}{\partial x} \right).$$

Χρησιμοποιείται το παράδειγμα των Aki & Richards (1980) για την κατασκευή του συστήματος εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών.

Αντί της εξίσωσης (1.2.1), μπορούμε να γράψουμε ισοδύναμα δύο πρώτης τάξεως εξισώσεις

$$v_t = \frac{1}{\rho} \tau_x \quad , \quad \tau_t = E \cdot v_x \quad (1.2.2)$$

όπου  $v = d_t$  είναι η ταχύτητα των μορίων του μέσου και  $\tau = E \cdot d_x$  η τάση.



Σημειώνεται ότι  $\rho_i = \rho(i\Delta x)$ ,  $E_i = E(i\Delta x)$  και  $V_i^m$  και  $T_i^m$  η προσέγγιση με βάση τις πεπερασμένες διαφορές των  $v_i^m = v(i\Delta x, m\Delta t)$  και  $\tau_i^m = \tau(i\Delta x, m\Delta t)$ . Προσεγγίζοντας τις  $v_t(i\Delta x, m\Delta t)$  και  $\tau_t(i\Delta x, m\Delta t)$  με τον forward difference formula και τις  $v_x(i\Delta x, m\Delta t)$  και  $\tau_x(i\Delta x, m\Delta t)$  με τον τύπο της κεντρικής διαφοράς στις εξισώσεις (1.2.2), προκύπτουν οι ακόλουθες εξισώσεις πεπερασμένων διαφορών:

$$\frac{1}{\Delta t} (V_i^{m+1} - V_i^m) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (T_{i+1}^m - T_{i-1}^m) \quad (1.2.3\alpha)$$

$$\frac{1}{\Delta t} (T_i^{m+1} - T_i^m) = E_i \frac{1}{2\Delta x} (V_{i+1}^m - V_{i-1}^m) \quad (1.2.3\beta)$$

Είναι εύκολο να ελεγχθεί η συνάφεια των εξισώσεων (1.2.3) σε ομογενές μέσο. Για παράδειγμα, ελέγχεται η εξίσωση (1.2.3α):

$$L_{\Delta} = \frac{1}{\Delta t} (v_i^{m+1} - v_i^m) - \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (\tau_{i+1}^m - \tau_{i-1}^m),$$

$$L = v_t(i\Delta x, m\Delta t) - \frac{1}{\rho_i} \tau_x(i\Delta x, m\Delta t) .$$

Αντικαθιστώντας στην  $L_{\Delta}$  τις ποσότητες  $v_i^{m+1}, v_i^m, \tau_{i+1}^m, \tau_{i-1}^m$  με τις σειρές Taylor για τα σημεία  $(i\Delta x, m\Delta t)$  προκύπτει η σχέση

$$L_{\Delta} = v_t(i\Delta x, m\Delta t) - \frac{1}{\rho_i} \tau_x(i\Delta x, m\Delta t) + O(\Delta t) + O(\Delta^2 x) \quad \text{και}$$

$$L - L_{\Delta} = -O(\Delta t) - O(\Delta^2 x) \rightarrow 0 \quad \text{όταν } \Delta x, \Delta t \rightarrow 0 .$$

Ομοίως ελέγχεται η συνάφεια της εξίσωσης (1.2.3β). Συνεπάγεται δηλαδή ότι το σύστημα εξισώσεων (1.2.3) είναι συναφές των διαφορικών εξισώσεων (1.2.2) και παρουσιάζει ακρίβεια 1<sup>ης</sup> τάξης στο χρόνο και 2<sup>ης</sup> τάξης στο χώρο.

Στη συνέχεια ελέγχεται η σταθερότητα του συστήματος, υποθέτωντας αρχικά σφάλματα στην προσέγγιση και διερευνώντας τη διαδόση τους στον κάρναβο. Τα σφάλματα αυτά ορίζονται στη διεύθυνση  $x = i\Delta x$  και  $t = m\Delta t$  από τις σχέσεις (1.2.4)

$$\mathcal{E}(T_i^m) = A \exp(-i\omega m \Delta t + i k_i \Delta x) \quad , \quad (1.2.4)$$

$$\mathcal{E}(V_i^m) = B \exp(-i\omega m \Delta t + i k_i \Delta x) \quad .$$

Εφόσον τα σφάλματα προσέγγισης ικανοποιούν τις ίδιες εξισώσεις όπως και η λύση, αντικαθιστούμε τις εξισώσεις (1.2.4) στο σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών (1.2.3) και προκύπτουν οι

$$B[\exp(-i\omega \Delta t) - 1] = \frac{\Delta t}{2\rho_i \Delta x} A 2i \operatorname{sinc} \Delta x \quad ,$$

$$A[\exp(-i\omega \Delta t) - 1] = \frac{E_i \Delta t}{2\Delta x} B 2i \operatorname{sinc} \Delta x \quad .$$

Απαλείφοντας τα A και B, τότε

$$[\exp(-i\omega \Delta t) - 1]^2 = -\frac{E_i}{\rho_i} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)^2 (\operatorname{sinc} \Delta x)^2 \quad ,$$

$$\exp(-i\omega \Delta t) = 1 \pm i \left(\frac{E_i}{\rho_i}\right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \operatorname{sinc} \Delta x \quad ,$$

$$|\exp(-i\omega \Delta t)| = \left| 1 \pm i \left(\frac{E_i}{\rho_i}\right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \operatorname{sinc} \Delta x \right| > 1 \quad .$$

Συνεπάγεται δηλαδή από την παραπάνω ανισότητα ότι το  $\omega$  είναι μιγαδικός αριθμός και ότι τα σφάλματα αυξάνονται εκθετικά με το χρόνο. Συνεπώς το σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών (1.2.3) είναι ασταθές.

Αντικαθιστώντας όμως τις  $v_t$  και  $\tau_t$  (1.2.2) με τον τύπο της κεντρικής διαφοράς, τότε

$$\frac{1}{2\Delta t} (V_i^{m+1} - V_i^{m-1}) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (T_{i+1}^m - T_{i-1}^m) \quad , \quad (1.2.5a)$$

$$\frac{1}{2\Delta t} (T_i^{m+1} - T_i^{m-1}) = E_i \frac{1}{2\Delta x} (V_{i+1}^m - V_{i-1}^m) \quad . \quad (1.2.5\beta)$$

και αντικαθιστώντας τα σφάλματα (1.2.4) στις (1.2.5):

$$-i2B \sin\omega \Delta t = \frac{\Delta t}{\rho_i \Delta x} A 2i \sin k \Delta x ,$$

$$-i2A \sin\omega \Delta t = \frac{E_i \Delta t}{\rho_i \Delta x} B 2i \sin k \Delta x .$$

$$(\sin\omega \Delta t)^2 = \frac{E_i}{\rho_i} \left( \frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 (\sin k \Delta x)^2 ,$$

$$\sin\omega \Delta t = \pm \left( \frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin k \Delta x .$$

Αν υποθεθεί τώρα ότι

$$\left( \frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1$$

τότε

$$|\sin\omega \Delta t| \leq 1$$

και συνεπώς η παράμετρος  $\omega$  είναι πραγματικός αριθμός και ότι τα σφάλματα (1.2.4) δεν αυξάνουν με το χρόνο. Άρα το σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών παρουσιάζει ευστάθεια αν και εφόσον εάν

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c_i} \tag{1.2.6}$$

όπου

$$c_i = \left( \frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} .$$

Για το λόγο αυτό η σχέση (1.2.6) ονομάζεται συνθήκη ευστάθειας.

Στη συνέχεια χρησιμοποιείται ο τύπος της κεντρικής διαφοράς για μικρότερα χωρικά βήματα  $-\Delta x$  και  $\Delta t$  αντί των  $2\Delta x$  και  $2\Delta t$ , αντίστοιχα. Προκύπτει πρώτα ότι

$$\frac{1}{\Delta t} \left( V_i^{m+1/2} - V_i^{m-1/2} \right) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{\Delta x} \left( T_{i+1/2}^m - T_{i-1/2}^m \right) \tag{1.2.7a}$$

Η προσέγγιση αυτή οδηγεί σε αλληλοκαλυπτόμενο κάρναβο (ο κάρναβος του  $T$  έχει μετατοπισθεί σε σχέση με τον αντίστοιχο του  $V$  κατά  $\Delta x/2$  στο χώρο και κατά  $\Delta t/2$  στο χρόνο).

Τότε από την εξίσωση (1.2.7α) συνεπάγεται ότι

$$\frac{1}{\Delta t} \left( T_{i+1/2}^{m+1} - T_{i+1/2}^{m-1} \right) = E_{i+1/2} \frac{1}{2\Delta x} \left( V_{i+1}^{m+1/2} - V_{i-1}^{m+1/2} \right) \quad (1.2.7\beta)$$

Παραγωγίζοντας για δύο φορές μικρότερα χωρικά βήματα συνεπάγεται ότι ο πρώτος όρος του σφάλματος προσέγγισης είναι τώρα τέσσερις φορές μικρότερος από εκείνο του συστήματος εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών (1.2.5).

Στην περίπτωση αυτή η ανάλυση σταθερότητας του συστήματος οδηγεί στην εξίσωση

$$\sin \omega \frac{\Delta t}{2} = \pm \left( \frac{E_{i+1/2}}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \operatorname{sinc} \frac{\Delta x}{2} \quad (1.2.8)$$

Αυτό σημαίνει ότι η συνθήκη ευστάθειας (1.2.6) είναι η ίδια και στις δύο περιπτώσεις. Η φυσική ερμηνεία της συνθήκης ευστάθειας είναι η εξής: Το βήμα του χρονικής διακριτοποίησης δεν μπορεί να είναι μεγαλύτερο από το χρόνο που απαιτείται για τη διάδοση οποιασδήποτε διαταραχής σε απόσταση  $\Delta x$ .

Αν υποθεθεί ότι  $\Delta x$  και  $\Delta t$  είναι επαρκώς μικρά ώστε να ισχύουν οι προσεγγίσεις

$$\sin \frac{\omega \Delta t}{2} = \frac{\omega \Delta t}{2} \quad \text{και} \quad \sin \frac{k \Delta x}{2} = \frac{k \Delta x}{2}$$

όπου  $\omega$  η συχνότητα και  $k$  ο κυματάρριθμος, τότε αντικαθιστώντας στην εξίσωση (1.2.8) προκύπτει ότι

$$\frac{\omega}{k} = \left( \frac{E_{i+1/2}}{\rho_i} \right)^{1/2} = c_0 \quad (1.2.9)$$

που σημαίνει ότι για μικρές τιμές των  $\Delta x$  και  $\Delta t$ , από την εξίσωση (1.2.8) προσδιορίζεται σωστά η τιμή της ταχύτητας φάσης. Πόσο μικρό θα πρέπει να είναι το  $\Delta x$  ώστε να ικανοποιείται η προσεγγιστική σχέση (1.2.9)? Προφανώς, το

$\Delta x$  πρέπει να σχετίζεται με το μήκος κύματος  $\lambda$  για το οποίο ισχύει η προσέγγιση (1.2.9).

Χρησιμοποιώντας τη σχέση  $k=2\pi/\lambda$ , από την (1.2.8) προκύπτει για τις πραγματικές ταχύτητες φάσης και ομάδας του καννάβου ότι

$$c^{\text{grid}} = \frac{\omega}{k} = \frac{\Delta x}{\pi \Delta t} \frac{\lambda}{\Delta x} \arcsin \left( c_0 \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin \frac{\pi \Delta x}{\lambda} \right),$$

$$v^{\text{grid}} = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{c_0 \cos \frac{\pi \Delta x}{\lambda}}{\left[ 1 - \left( c_0 \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin \frac{\pi \Delta x}{\lambda} \right)^2 \right]^{1/2}}.$$

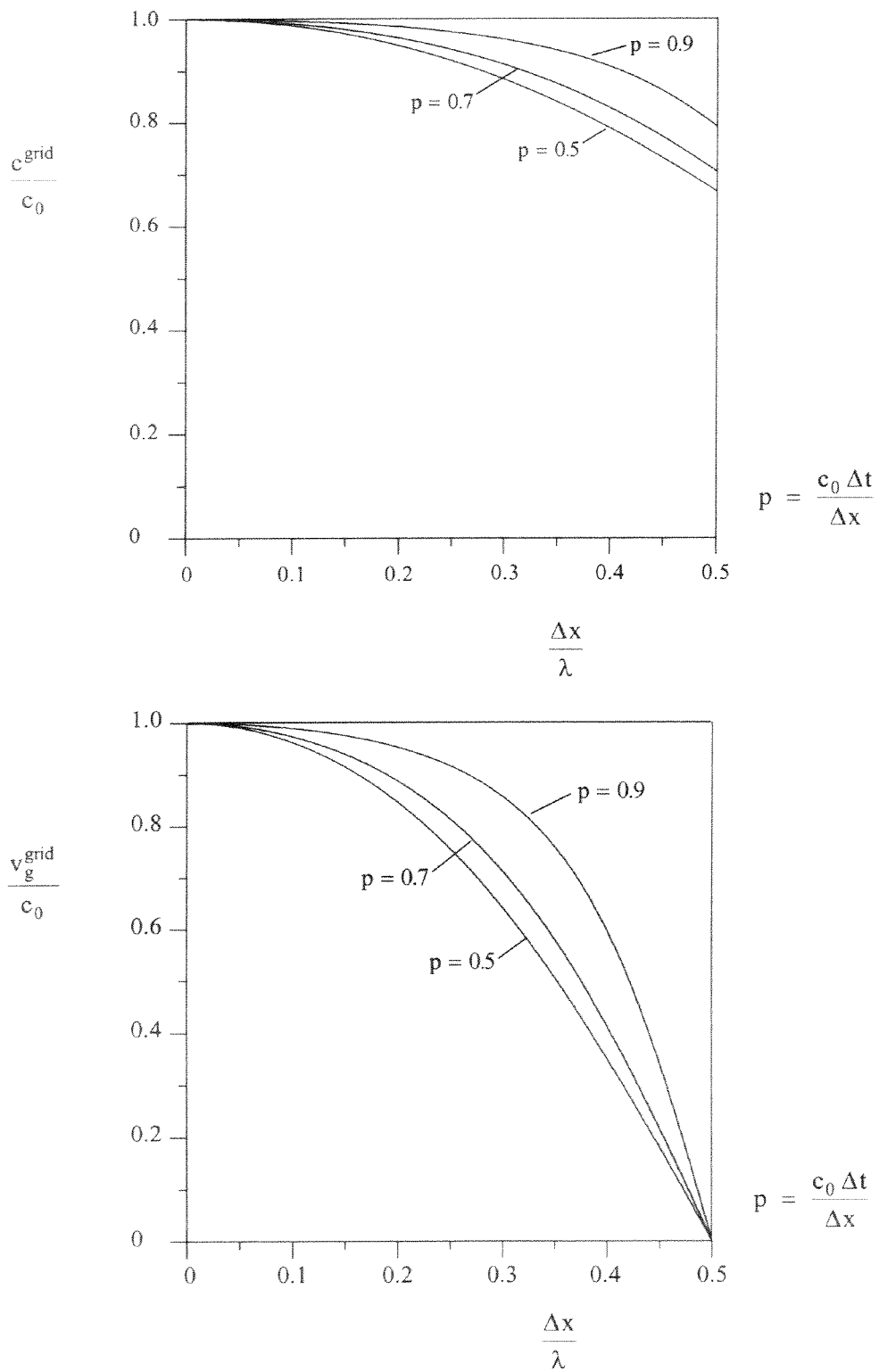
Για ομογενές μέσο με ταχύτητα φάσης  $c_0$ , εύκολα αναλύεται η εξάρτηση των  $c^{\text{grid}}$  και  $v^{\text{grid}}$  από το λόγο διακριτοποίησης  $\Delta x/\lambda$  και το λόγο ευστάθειας  $c_0 \Delta t/\Delta x$  από την αναπαράσταση και των δύο κανονικοποιημένων ως προς  $c_0$  ταχυτήτων (Σχήμα 1.2.1).

Είναι σαφές από το σχήμα 1.2.1 ότι οι ταχύτητες  $c^{\text{grid}}$  και  $v^{\text{grid}}$  προσεγγίζουν τις πραγματικές ταχύτητες φάσης και ομάδας αν  $\Delta x/\lambda < 0.1$ . Αυτό σημαίνει ότι πρέπει να χρησιμοποιούνται τουλάχιστον 10 χωρικά βήματα  $\Delta x$  ανά μήκος κύματος. Η σχέση

$$\Delta x < \frac{\lambda}{10}$$

καλείται κριτήριο χωρικής διακριτοποίησης του καννάβου. Στην περίπτωση που  $v_{\text{min}}$  είναι η μικρότερη ταχύτητα σε ένα μέσο διάδοσης, τότε προκειμένου οι υπολογισμοί με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών να είναι ακριβείς για συχνότητες έως  $f_{\text{ac}}$ , το χωρικό βήμα διακριτοποίησης πρέπει να ικανοποιεί τη σχέση

$$\Delta x < \frac{v_{\text{min}}}{10 f_{\text{ac}}} \quad (1.2.10)$$



Σχήμα 1.2.1

## **B2. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΣΤΗΝ ΕΞΙΣΩΣΗ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΕ ΤΕΛΕΙΑ ΕΛΑΣΤΙΚΟ ΜΕΣΟ**

### **B2.1. Εξίσωση της κίνησης**

Σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων  $(x_1, x_2, x_3)$ , ορίζονται η πυκνότητα  $\rho(\bar{x})$ , το διάνυσμα μετακίνησης  $\bar{u}(\bar{x}, t)$  και των δυνάμεων χώρου  $\bar{f}$  ανά μονάδα όγκου και  $\tau_{ij}(\bar{x}, t); i, j = 1, 2, 3$  ο τανυστής των τάσεων. Στην περίπτωση αυτή η εξίσωση της κίνησης γράφεται

$$\rho u_{i,tt} = \tau_{ij,j} + f_i \quad ; \quad i, j \in \{1, 2, 3\} \quad (2.1)$$

όπου 
$$u_{i,tt} = \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad \text{και} \quad \tau_{ij,j} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}$$

Σε ισότροπο μέσο ο τανυστής των τάσεων δίνεται από το νόμο του Hooke

$$\tau_{ij} = \lambda u_{k,k} \delta_{ij} + \mu(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad ; \quad i, j \in \{1, 2, 3\} \quad (2.2)$$

όπου  $\lambda(\bar{x})$  και  $\mu(\bar{x})$  είναι οι σταθερές του Lamé και

$$u_{i,j} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} .$$

Όπως προκύπτει από τη σχέση 2.2, ο τανυστής των τάσεων είναι συμμετρικός:

$$\tau_{ij} = \tau_{ji}$$

Η ταχύτητα των μορίων του μέσου δίνεται από τη σχέση

$$\dot{\bar{u}} = \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \quad (2.3)$$

Χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις (2.1)-(2.3), προκύπτουν τρεις διατυπώσεις της εξίσωσης της κίνησης:

α) μετακινήσεων – τάσεων

$$\begin{aligned} \rho u_{i,tt} &= \tau_{ij,j} + f_i \\ \tau_{ij} &= \lambda u_{k,k} \delta_{ij} + \mu(u_{i,j} + u_{j,i}) \end{aligned} \quad (2.4)$$

β) ταχυτήτων – τάσεων

$$\rho \dot{u}_{i,t} = \tau_{ij,j} + f_i$$

$$\tau_{ij,t} = \lambda \dot{u}_{k,k} \delta_{ij} + \mu (\dot{u}_{i,j} + \dot{u}_{j,i}) \quad (2.5)$$

γ) μετακινήσεων

$$\rho u_{i,tt} = (\lambda u_{k,k})_{,i} + (\mu u_{i,j})_{,j} + (\mu u_{j,i})_{,j} + f_i \quad (2.6)$$

## B2.2. Εξίσωση της κίνησης για SH κύματα

Προκειμένου οι εξισώσεις διάδοσης του κύματος να γίνουν περισσότερο κατανοητές στο τρισδιάστατο χώρο, αλλάζει το σύστημα των δεικτών στις εξισώσεις (2.4)-(2.6) σύμφωνα με τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$\begin{aligned} x &= x_1 & , & & y &= x_2 & , & & z &= x_3 & , \\ u &= u_1 & , & & v &= u_2 & , & & w &= u_3 & , \\ \tau_{xx} &= \tau_{11} & , & & \tau_{yy} &= \tau_{22} & , & & \tau_{zz} &= \tau_{33} & , \\ \tau_{xy} &= \tau_{12} & , & & \tau_{xz} &= \tau_{13} & , & & \tau_{yz} &= \tau_{23} & , \\ f_x &= f_1 & , & & f_y &= f_2 & , & & f_z &= f_3 & , \\ \dot{u} &= \dot{u}_1 & , & & \dot{v} &= \dot{u}_2 & , & & \dot{w} &= \dot{u}_3 & , \end{aligned}$$

και

$$\begin{aligned} u_x &= u_{1,1} & , & & u_y &= u_{1,2} & , & & u_z &= u_{1,3} & , \\ v_x &= u_{2,1} & , & & v_y &= u_{2,2} & , & & v_z &= u_{2,3} & , \\ w_x &= u_{3,1} & , & & w_y &= u_{3,2} & , & & w_z &= u_{3,3} & . \end{aligned}$$

Ανάλογα αλλάζει και το σύστημα των δεικτών για τις παραγώγους των συνιστώσων του τανυστή των τάσεων (π.χ.  $\tau_{xy,x} = \tau_{12,1}$ ).

Τότε οι τρεις διατυπώσεις της εξίσωσης της κίνησης μπορούν να γραφούν για την περίπτωση της διάδοσης διατμητικών κυμάτων με οριζόντιο επίπεδο πόλωσης που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή ως εξής:

$$\ddot{u}(0, v(x, z, t), 0)$$



$$\tau_{xy}(x, z, t) \quad ; \quad \tau_{yz}(x, z, t)$$

$$\tau_{xx} = \tau_{yy} = \tau_{zz} = \tau_{xz} = 0$$

$$\bar{f}(0, f_y(x, z, t), 0)$$

$$\rho(x, z) \quad , \quad \lambda(x, z) \quad , \quad \mu(x, z)$$

$$\bar{u}(0, \dot{v}(x, z, t), 0)$$

α) μετακινήσεων – τάσεων

$$\rho v_{tt} = \tau_{xy,x} + \tau_{yz,z} + f_y \quad (2.7.a)$$

$$\tau_{xy} = \mu v_x \quad (2.7.β)$$

$$\tau_{yz} = \mu v_z$$

β) ταχυτήτων – τάσεων

$$\rho \dot{v}_t = \tau_{xy,x} + \tau_{yz,z} + f_y \quad (2.8.a)$$

$$\tau_{xy,t} = \mu \dot{v}_x \quad (2.8.β)$$

$$\tau_{yz,t} = \mu \dot{v}_z$$

γ) μετακινήσεων

$$\rho v_{tt} = (\mu v_x)_x + (\mu v_z)_z + f_y \quad (2.9)$$

### **B2.3. Εξίσωση της κίνησης για SH κύματα σε ομογενές μέσο**

Στην περίπτωση ομογενούς μέσου, η πυκνότητα και οι σταθερές του Lamé είναι χωρικά σταθερές. Τότε οι εξισώσεις (2.7) δεν αλλάζουν με τη διαφορά ότι οι παράμετροι  $\rho$ ,  $\lambda$  και  $\mu$  θεωρούνται σταθερές. Το ίδιο ισχύει και για τις εξισώσεις (2.8) ενώ η εξίσωση (2.9) μπορεί να απλοποιηθεί στη μορφή:

$$\rho v_{tt} = \mu v_{xx} + \mu v_{zz} + f_y \quad (2.10)$$



## **ABSTRACT**

Different aspects of site amplification from experimental and theoretical point of view were extensively discussed during all recent conferences such as 11<sup>th</sup> WCEE – Acapulco (1996), 11<sup>th</sup> ECEE – Paris (1998), ESG98 – Yokohama (1998) and 12<sup>th</sup> WCEE – New Zealand (2000). Issues like effects of irregular geological configurations, near field phenomena, basin edge and 2D effects are better understood and quantified as well.

Observations from recent strong earthquakes such as that of Mexico (1985), Loma Prieta (1989), Northridge (1994) and Hanshin-Kobe (1995) and from experimental sites like Ashigara Valley, Euroseistest and others, have provided important high quality data regarding the effects of surface geology on ground motion. The enhancement of numerical modeling now enables the study of 2D or 3D phenomena making feasible to be studied source path and 3D effects as a complete issue in the near future.

The motivation of this thesis is mainly due to the fact that there is certainly a gap to be filled between research on site effects, which is constantly producing new results and better insights of the physics of ground motion and engineering practice, as it is mainly reflected in modern seismic codes (UBC97, EC8). In order to contribute in this discussion, we have selected for illustration in this thesis among the numerous interesting subjects some recent theoretical and experimental works related to 2D effects.

Recent theoretical and experimental studies using data from arrays and

well-documented soil structures demonstrated, that the surficial geological structure has a significant impact in the ground motion mainly because it affects the wave field trapped in sedimentary valleys (Uetake & Kudo, 1998). In the last years many studies have analyzed 2D site effects in the elastic range on ground motion (Aki, 1993; Moczo *et al.*, 1996), showing that differences relative to 1D response may appear due to the lateral propagation of locally generated surface waves and possible 2D resonance phenomena. On the other hand, it is well known that modern seismic codes (UBC97, EC8) consider site response as a 1D vertically SH wave propagation. Moreover, seismic response coefficients and spectral shapes for different soil classes are used in order to quantify site effects. The site classification is based exclusively on the vertical soil profile. Particularly, in UBC97 the uppermost soil layers are taken into account disregarding whether the total thickness of sediments is greater than 30m, and also the sediments and bedrock contrast.

Among the aims of this thesis is to contribute to the discussion on the physics of 2D phenomena. As an example of complex 2D structure with irregular geological configuration of sedimentary deposits, we examine the case of Euroseistest experiment. This is located on a 5.5 km wide and 200 m deep sedimentary valley, 30 km eastwards of Thessaloniki in northern Greece. Volvi valley is well investigated in geophysical and geotechnical terms (Jongmans *et al.* 1998, Pitilakis *et al.* 1999 and Raptakis *et al.* 2000). The NNW-SSE cross-section of the valley is depicted in figure 3.2.

In this study the results are based on recordings, which come from a seismograph and an accelerograph network. The first included 24 Reftek seismographs and the second 7 free-field and 3 downhole 3-D accelerographs. Both arrays were installed along the cross-section (Fig. 4.2) and gave a large data set of high quality events (Raptakis, 1995; Raptakis *et al.*, 1998; Riepl *et al.*, 1998; Raptakis *et al.*, 2000).

To examine in detail the relation between observed, 1D and 2-D site effects in the frequency and time domain, two well recorded events have been selected; the first event (06.25.94, M=3, R=25km) was recorded at the seismograph array and the second one (05 3.95, M=5.8, R=32km) at the

accelerograph array. The results of the most commonly applied empirical SSR and HVSR techniques in estimating site effects and the reasons of the vertical component amplification are also discussed below.

The study of site response in frequency domain using spectral ratios of Fourier amplitude (SSR) of entire seismograms and accelerograms, along the cross-section, show that the lateral discontinuities and the complex geometry of the valley are correlated with the amplification at low resonant frequencies (up to 3Hz) (Figs 4.4. – 4.9). The reference site at the northern edge of the valley is assumed to be free of site effects.

The dense distribution of the seismographs along the cross-section gave the possibility to correlate the observations in terms of transfer functions (TF) of both radial and transversal components with the underlying soil conditions. Figure 4.5 illustrates the peaks of fundamental and higher resonant frequencies up to 2.5 Hz commonly and distinctly observed at all TF, for the radial and transversal components. Most of them are amplified by a mean factor of 12.0-15.0 at the center of the valley. However, the observed amplification is not uniform. This could be due to the important interactions among waves with low frequency content. The faults play an important role in the amplification pattern at the sites in their vicinity and the center of the valley. Both horizontal components are similar. Additionally, amplification factors of the vertical components are almost comparable with those of the horizontal ones, whereas accelerograms' TF present similar shape with those of seismograms (Figs. 4.6 – 4.9). This clearly indicates that the complex geometry of the valley strongly affects the incoming wave-train.

The study of individual time-windows (S and SW waves) of the transversal component within the valley shows large spectral amplitudes of SW-window for frequencies up to 3Hz (Figs. 4.11, 4.12). The maximum spectral amplitudes are almost comparable with those of the entire signals at the same frequency band. The S window amplification values within the valley are lower than those of SW window. The contribution of SW window with depth has also been

observed. Transfer functions of S and SW windows at 17 and 72m depth show that the amplification of SW window is constantly 2-3 times larger than those of the S window (Fig. 4.11). This means that the propagation of locally generated surface waves affects a large volume of soil deposits, lying in the center of the valley and not only the shallow soil formations. The contribution of locally generated surface waves remains stable with depth at the center of the valley and affects all three components.

The vertical component of ground motion at the center of the valley show amplification of the same order as that of the horizontal ones (Figs 4.6, 4.7). This is due to the contribution of Rayleigh waves, which appear as a part of surface waves in the vertical component. This explains the significant contribution in the amplification at low frequencies where S-wave resonance occurs. The windowing procedure of the vertical component (Figs 4.13, 4.14), shows that the S window amplification factors were lower than those of SW at the stations within the valley. Hence, in case when Rayleigh waves appear, a part of them would be in the vertical component. In fact, the largest amplification (2-3 times) appeared at the SW window, instead of the S one at the superficial stations within the valley. It is clear that surface waves which are dominant in the SW window contribute significantly to the resonance's peak. This amplification degrades the usefulness of the vertical component as reference. This fact could justify the disparity between HVSR and SSR.

As it is well known, TF is only a ratio as a function of frequency and phase information are lost. Therefore, evolutionary spectra of transversal accelerograms, at the center of the valley (TST0) and at the reference site (PRO), filtered with a low pass cut-off 4.0Hz filter, are calculated (Fig. 4.20). The spectrogram at TST0 for frequencies of interest (0.5-1.0Hz), shows all maxima between 16.5-25 sec, where long period waves dominate.

Furthermore, lower maximum appears at the same frequencies in the S time-window (14-16.5 s). The fact that observed maxima in both S and SW time-windows appear at the frequency 0.7 Hz, means that both S and SW time-windows contribute to the spectral amplification of the fundamental peak. On the other hand, the spectrogram at PRO shows that S window

presents maxima higher than those of SW window. In combination, these spectra show: a) SW waves contribute significantly to the resonant peak at 0.7 Hz at the center of the valley and b) the striking difference, between the TST0 and PRO means that SW waves appear at the center of the valley but not at the edges. This is also confirmed with TF for stations at the southern edge of the valley, where SW contribution is lower than that of S waves (Figs. 4.11, 4.12).

A quick look at the seismograms (Fig. 4.21), filtered with a low pass cut-off 3.5 Hz filter including the most energetic phases, is adequate for the distinction of the strong differences in the duration of shaking between the stations at the edges and at the center of the valley. The long duration recorded between the central faults is due to locally generated surface waves, which are distributed either in the S or SW time-length. This confirms the fact that S and SW waves appear with the same frequencies (up to 3.5 Hz) along the entire time history. Consequently, it is difficult to distinguish the contribution of these phase types in the frequency domain. The study of accelerograms gave similar results.

The study of the empirical TF and the observations on time-histories showed that the amplification of ground motion was not only due to the resonance of vertically propagated shear waves. 1D site response was computed (Kennett 1983) for all instrumented sites. 1D soil profiles were extracted from the 2D model (Fig. 3.2). The transition from high resonant frequencies with low amplification levels at the edges of the cross-section to low frequencies (smaller than 1Hz) with high amplification factors at the center showed that the computed site responses were directly related to the depth of the bedrock and Vs velocity contrast. Despite the agreement of resonant frequencies (0.7 and 2 Hz) between 1D and empirical TF, a large disparity of the amplitudes within the valley was observed. Theoretical fundamental peaks were lower than the empirical ones (Fig. 5.1). This is natural since the contribution of the locally generated surface waves is not included in 1D site response. The results of the 1D modeling in frequency domain are confirmed

by synthetic time-histories obtained from the convolution with a reference record. Convolved signals were again filtered with a low-pass cut-off 3.5 Hz filter. All of them present the dominant ground motion in a narrow time-window, as the S one of data (Fig. 5.2). The last part of the synthetics, which should correspond to the locally generated surface waves, shows very small amplitude and does not present any variation along the cross-section. This is not surprising since Love waves are generated only within the valley because of lateral propagation (2D effect and not 1D).

A 2D SH-wave finite difference method (Moczo, 1989; Moczo & Bard, 1993; Moczo *et al.*, 1996; Chávez-García *et al.*, 2000) was used because a) the structure (Fig. 3.2) is irregular and b) the response of the valley is 2D and not 3D.

Time domain seismograms (with finite attenuation - damping) from 155 receivers distributed along the free surface are shown in figure 5.8. They have been low-pass filtered with corner frequency of 10.0 Hz. The receivers at the center of the valley show the 1D resonance of the sediments, but the largest amplitudes are not related to vertical propagation. The synthetic seismograms are very clearly dominated by locally generated Love waves. The main conclusion is that both S and Love waves appear with the same characteristics. Therefore, surface waves cannot be identified in the frequency domain TF, since they contribute to the main "resonance peak" of the empirical TF rather than appearing as separate peaks of amplification.

Transfer functions (Fig. 5.10) relative to the closest synthetic time history to reference site PRO have been calculated based on the seismograms of figure 5.8. The center of the valley shows a first peak of amplification at about 0.85 Hz. This peak is not homogeneous across the valley and that it breaks at two points at the center of the valley. This heterogeneity of the TF at the resonant frequency must have resulted from the interaction of surface waves. This is shown in the spectrogram of the synthetic seismogram at the TST (Fig. 5.13). This figure shows that the energy that contributes to the "resonant" peak at 0.8 Hz is distributed all along the synthetic, including both 1D resonance and surface waves. In other words, the results of 2D model confirm the existence of



the surface waves locally generated, which have been already observed in the recordings.

We have showed above that the main 2D effect is due to the lateral propagation of surface waves because of the complex structure of the valley. At this point an example is presented for the evaluation of whether the elastic design spectra should be modified in order to take into account site effects of complex nature i.e. 2D caused by irregular geologic structures such as Euroseistest sedimentary valley. In order to achieve this goal, the average response spectra of 12 events at the accelerograph array and the convoluted signals from 1D and 2D TF with recordings at PRO are computed as well as ratios of 2D response spectra relative to 1D case (Figs 7.5-7.11 and 7.12).

In order to include the observations, the ratio between average observed response spectra at each site relative to average response spectra obtained from the 1D model is computed (Fig. 7.12). It is immediately apparent the large similarity between the 2D/1D and REC/1D. This shows, first, that in the response spectra domain, observations are consistently larger than the predictions that could be made with the 1D model, especially for periods longer than 0.20sec. Second, the difference between observations and the 1D model are very similar to the differences between the 2D and the 1D models, strongly supporting the idea that at Euroseistest, a 2D model is required to explain the observations.

Additionally, the ratios of 2D/1D response spectra are computed along the cross section (Fig. 7.13). It is confirmed that in the case of Euroseistest, the aggravation factor is comprised between 3 and 5, and does not seem to depend strongly on the location of the station relative to the valley edge. Makra *et al.* (2000) insist that seismic codes emphasize 1D site response, as the parameters that govern the seismic coefficient at a given site are shear wave velocity of the uppermost layers, and depth to bedrock. The results show that an aggravation factor, due solely to the geometry of the soil formations, may affect response spectra by a factor between 3 and 5, in a period range of interest in engineering. For this reason an aggravation factor with the shape of figure 7.15 is proposed. We propose that such aggravation factors may not be

safely neglected in the elaboration of seismic codes.

One limitation of this study is that all the computations are based on linear behaviour of soil material. Thus, it could be argued that the results are not applicable to the case of damaging earthquakes. This objection, however, does not hold in regions of moderate seismicity, such as Europe. For example, Bard (1997) proposes that a PGA between 0.1 to 0.2 g is required before non-linear deformations of soft sandy soils becomes apparent. The threshold is larger (0.3 to 0.4 g) for soils of medium stiffness or stiff soils. It is thus very likely that ground motion behaviour will be linear during the future damaging events in Europe where expected PGA on rock is less than 0.3 g (taking into account that maximum expected pga in Europe is 0.36g – according to the Greek Seismic Code 2000 – independently of soil category), then our aggravation factors are likely to apply. This is not intended to minimize the research that is still required to understand non-linear soil behaviour phenomena and their consequences on ground motion. We rather would like to call attention to the importance of the aggravation factor introduced in this paper and the need of similar studies elsewhere. If the amplitude of this aggravation factor is confirmed, it can be used to incorporate the effects of complex geology in seismic codes and microzonation studies.

In the later section of this thesis, a sensitivity analysis based on the dynamic properties of soil formations and geometry of Euroseistest valley is presented. The aim of this study is to analyse the influence of these parameters in the results of the 2D simulation in order to derive safe conclusions regarding the dependence of the characteristics of site response on the dynamic properties and geometry of a complex geological configurations. This study serves the necessity to consider complex soil conditions in seismic codes. For these reasons two types of soil models are considered: 4 for the sensitivity analysis based on the dynamic properties (§ 8.3, Figs 8.1, 8.4, 8.7) of soil formations filling the valley and 4 for the sensitivity analysis based on geometry (§8.4, Fig 8.17).

The main conclusion of this study is that dynamic properties of each soil formation do not play the most significant role in site response (Fig. 8.12) and

that 2D phenomena (lateral propagation) is affected mainly from the velocity contrast between sediments (as a whole) and bedrock. The correlation between velocity contrast and results of 2D site response shows that fundamental frequency coincides with 1D resonance frequency independently of the dynamic properties of soil formations (Fig. 8.15b). Additionally, although the correlation of velocity contrast with fundamental spectral amplification is not a straightforward task, however, it could provide the range of maximum expected fundamental amplification in valleys where the dynamic properties of soil formations and bedrock are “a priori” unknown (Fig. 8.15a). In practice, this conclusions concern the estimation of maximum expected amplification based on few geological and geotechnical informations of the broader area under investigation.

Another conclusion of this study is that the geometry of the valley affects the characteristics of site response at the edges, while at the center affects the fundamental spectral amplification (Fig. 8.28). The fact that the velocity contrast is the same among the soil models of this type of analyses with respect to the different geometries considered for these models, indicates that 2D phenomena (lateral propagation of surface waves) is mainly affected from this parameter.

The combination of the conclusions mentioned above underline the possibility of reliable estimations (§ 8.5) of site response in frequency and time domains, taking into account rough estimation of the dynamic properties and geometry of shallow sedimentary basins. This is strongly related with the reduction of cost related with sophisticated and expensive geotechnical and geophysical studies and the potentiality of including some kind of provisions in modern seismic codes for the determination of different soil categories based on the velocity contrast and the geometry of the basin.

The presented material contains issues that are of prior importance regarding the current research on site effects and the necessity to transfer results of similar studies to applications including seismic codes. Concerning ground response of complex geological structures, 2D effects seem to have a special practical interest and in near future they should be included in the

earthquake engineering practice. At the same time, much more effort is needed to systematically correlate theoretical predictions with data from dense instrumented sites in very well known geotechnical and geological structures. Apart from these rather general and methodological conclusions, there are research fields (e.g. site effects and spatial variation, site effects and ground motion duration, amplification of the vertical component, influence of deep - below 30m of depth- soil formations and bedrock properties, nature of non-linearities, attenuation), where further investigation is important and which may affect future generation of seismic codes in order to fill the gap between research and engineering practice.