ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΡΕΤΗ ΠΑΝΟΥ

<u>ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ</u> <u>ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΜΕ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗ</u> <u>ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ</u> <u>ΚΟΖΑΝΗΣ – ΓΡΕΒΕΝΩΝ (1995)</u>

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2001

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ	1° ΕΙΣΑΓΩΓΗ
	1.1 Γενικά
	1.2 Προηγούμενη Ερευνητική Δραστηριότητα
	στον Ελληνικό Χώρο
ΚΕΦΑΛΑΙΟ	2° ΔΕΔΟΜΕΝΑ
	2.1 Eισαγωγή
	2.2 Δεδομένα Παρατήρησης
	2.3 Επεξεργασία των δεδομένων
ΚΕΦΑΛΑΙΟ	3° ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΚΑΙ
	ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΣΕΙΣΜΩΝ
	3.1 Εισαγωγή
	3.2 Υπολογισμός Επικέντρων
	3.3 Υπολογισμός του μεγέθους
	3.3.1 Αρχικός υπολογισμός των μεγεθών
	από τα εδαφικά πλάτη
	3.3.2 Αρχικός υπολογισμός των μεγεθών
	από τη διάρκεια του σήματος
	3.3.3 Υπολογισμός τελικού μεγέθους
ΚΕΦΑΛΑΙΟ	4° ΜΕΘΟΔΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
	ΤΗΣ ΕΣΤΙΑΣ
	4.1 Εισαγωγή
	4.2 Επεξεργασία φάσματος
	4.3 Μεθοδολογία
	4.4 Επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών
	4.5 Επίδραση του δρόμου διάδοσης των κυμάτων
	4.6 Υπολογισμός των φασματικών παραμέτρων
ΚΕΦΑΛΑΙΟ	5° ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
	5.1 Εισαγωγή
	5.2 Αποτελέσματα υπολογισμού της σεισμικής ροπής
	σε κάθε σταθμό καταγραφής
	5.3 Αποτελέσματα υπολογισμού της γωνιακής συχνότητας
	σε κάθε σταθμό καταγραφής
	5.4 Αποτελέσματα του υπολογισμού των
	φασματικών παραμέτρων
	5.5 Σύγκριση αποτελεσμάτων με άλλες εργασίες του
	του Ελληνικού χώρου

Πρόλογος

Κάθε ισχυρός σεισμός προβληματίζει την επιστημονική κοινότητα και γίνεται αντικείμενο μελέτης, τόσο σαν φυσικό φαινόμενο, όσο και σαν αποτέλεσμα στις ανθρώπινες κατασκευές.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης επικεντρώνεται στην μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας του ισχυρού σεισμού (M_w=6.6) της 13^{ης} Μαίου 1995 που συνέβη στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών, χρησιμοποιώντας δεδομένα που συλλέχθηκαν στο ύπαιθρο. Μέσω της επεξεργασίας τους γίνεται μια προσπάθεια εκτίμησης των φασματικών παραμέτρων της εστίας για ένα σημαντικό αριθμό μετασεισμών.

Η παρούσα εργασία περιλαμβάνει πέντε κεφάλαια. Στο πρώτο κεφάλαιο αιτιολογείται η αναγκαιότητα ακριβής υπολογισμού των παραμέτρων της πηγής και ακολουθεί μια αναφορά στις σημαντικότερες σχετικές εργασίες που έχουν γίνει για τον υπολογισμό τους, τόσο στο διεθνή όσο και στον ελληνικό χώρο.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται η παρουσίαση των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Αναφέρεται ο τρόπος συλλογής τους καθώς και η διαδικασία που ακολουθήθηκε κατά το πρώτο, κοινό για όλα τα δεδομένα, στάδιο επεξεργασία τους.

Στο τρίτο κεφάλαιο καθορίζεται ο χρόνος γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος ορισμένων μετασεισμών και επίσης υπολογίζεται με ενιαία μεθοδολογία το τοπικό μέγεθός τους.

Στο τέταρτο κεφάλαιο περιγράφεται η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης των εγκαρσίων κυμάτων, που εφαρμόζεται για τον υπολογισμό των παραμέτρων της εστίας των σεισμών.

Στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται παρουσίαση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου της φασματικής ανάλυσης. Τέλος στο έκτο κεφάλαιο διατυπώνονται τα βασικά συμπεράσματα της παρούσας διατριβής ειδίκευσης.

Για την πραγματοποίηση αυτής της εργασίας συνέβαλαν πολλοί ερευνητές με τους οποίους συνεργάστηκα και με βοήθησαν ποικιλότροπα. Από αυτή τη θέση θεωρώ καθήκον μου να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε όλους αυτούς. Ειδικότερα:

Τον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Παναγιώτη Χατζηδημητρίου για την ανάθεση του θέματος και τη συνεχή καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Τον ευχαριστώ θερμά για το ενδιαφέρον και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε από τα πρώτα μου βήματα στον κόσμο της Σεισμολογίας.

1

Τον Επίκουρο Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο για την ουσιαστική συμβολή του και τις εποικοδομητικές του παρατηρήσεις σε θέματα προγραμματισμού, και τα σχόλια του σε διάφορα θεωρητικά προβλήματα. Η συνεχής καθοδήγησή του ήταν καθοριστική για να γίνει αυτή η εργασία πραγματικότητα.

Τον Κύριο Ερευνητή του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. Χρήστο Παπαϊωάννου για την διάθεση των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη αυτή. Τον ευχαριστώ ειλικρινά για την κατανόηση που έδειξε στα διάφορα προβλήματα που προέκυψαν και που στάθηκε δίπλα μου σε κάθε δύσκολη στιγμή ως επιβλέπων, αλλά και ως άνθρωπος.

Επίσης θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., για την ηθική τους υποστήριξη κατά την εκπόνηση της διατριβής ειδίκευσης μου και ειδικότερα για την σημαντική συμβολή τους στην επιστημονική μου κατάρτιση. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Λέκτορα Βασίλη Καρακώστα για τη διάθεση και βοήθεια στη χρήση του προγράμματος HYPO '71. Τον Λέκτορα Μανώλη Σκορδύλη για τις σημαντικές του παρατηρήσεις και διευκρινίσεις σε ορισμένα τμήματα της διατριβής. Τον Αναπληρωτή Καθηγητή Γεώργιο Καρακαϊση που εκτός από Σεισμολογία μου έμαθε πως να γίνω καλύτερος συνάνθρωπος. Τον Δρ. Δημήτρη Ραπτάκη ο οποίος πρόθυμα μου παραχώρησε αποτελέσματα δικής του εργασίας για να χρησιμοποιηθούν και σε αυτή την εργασία.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ θέλω να εκφράσω και στους μεταπτυχιακούς φοιτητές του Τομέα Γεωφυσικής για την άψογη συνεργασία και την κάθε μορφής βοήθειά τους. Ειδικότερα ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Δρ. Α. Σαββαίδη, με την βοήθεια του κατόρθωσα να εισαχθώ στο πρόγραμμα των μεταπτυχιακών σπουδών. Τον Δρ. Π. Τριανταφυλλίδη για την βοήθειά του στην εκμάθηση του προγράμματος SAC αλλά και για την διάθεση υπολογιστικών του προγραμμάτων. Τον συνάδελφο Α. Πολατίδη για τη διάθεση βιβλιογραφικών δεδομένων και τον υποψήφιο διδάκτορα Ο. Γαλάνη για τις συμβουλές του πάνω σε διάφορα θέματα της διατριβής. Επίσης θερμά ευχαριστώ την υποψήφια διδάκτορα Γεωφυσικής Ζ. Ρουμελιώτη για την μεγάλη υπομονή της που επέδειξε απαντώντας πρόθυμα στις αλλεπάλληλες ερωτήσεις μου καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Ευχαριστώ επίσης τους φίλους μου που με στήριξαν καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου και ειδικότερα τους: Μάγδα Ζέρβα, Χριστίνα Κούφα και Ηλία Παπαδόπουλο.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένειά μου που με τη συνεχή υποστήριξη και την αμέριστη κατανόηση που μου παρείχαν όλα αυτά τα χρόνια συνέβαλαν στην ολοκλήρωση αυτής της διατριβής.

1. Εισαγωγή

1.1 Γενικά

Αν και συνήθως για να εκφράσουμε ποσοτικά την ενέργεια ενός σεισμού ως παράμετρο σύγκρισης χρησιμοποιούμε το μέγεθος του, εντούτοις οι φασματικές παράμετροι, όπως η σεισμική ροπή, η γωνιακή συχνότητα και η πτώση τάσης, μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες για τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής. Οι παράμετροι της πηγής είναι σημαντικές γιατί καθορίζουν το σεισμοτεκτονικό μοντέλο μιας περιοχής και παρέχουν βασικές πληροφορίες στην Τεχνική Σεισμολογία και στην Αντισεισμική Μηχανική. Τα τελευταία χρόνια υπήρξε ουσιαστική πρόοδος όσον αφορά τη σχέση που συνδέει το φάσμα του σεισμού με τις παραμέτρους της πηγής. Αυτό οφείλεται κυρίως στην εξέλιξη της τεχνολογίας των καταγραφικών οργάνων και των ηλεκτρονικών υπολογιστών.

Τα σεισμικά κύματα που ακτινοβολούνται από μια σεισμική πηγή καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Πολλές μελέτες έχουν γίνει για την ανάλυση του συχνοτικού περιεχομένου της σεισμικής κίνησης στην πηγή. Βασική υπόθεση στη Σεισμολογία είναι ότι τα σεισμογράμματα που καταγράφονται στην επιφάνεια της Γης, αντικατοπτρίζουν κατά προβλέψιμο τρόπο τις ιδιότητες, τόσο της πηγής όσο και του μέσου διάδοσης των κυμάτων. Έτσι οι σεισμικές καταγραφές παρουσιάζουν μερικά κοινά χαρακτηριστικά, που αντανακλούν τον μηχανισμό της πηγής και την επίδραση του δρόμου διάδοσης. Διαφορετικές όμως τοπικές συνθήκες (π.χ. τοπογραφία, πάχος επιφανειακού στρώματος, κ.λ.π.) στο σταθμό καταγραφής, μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές αλλαγές στο φασματικό περιεχόμενο των καταγραφών. Η ανάλυση και επεξεργασία των κυματομορφών, μας επιτρέπει να αναγνωρίσουμε χαρακτηριστικά για την συμπεριφορά των σεισμικών κυμάτων κατά τη γένεση και διάδοσή τους.

Οι σεισμικές παράμετροι της πηγής (σεισμική ροπή, M_o , γωνιακή συχνότητα, f_c) υπολογίζονται, μεταξύ άλλων μεθόδων, από τη φασματική ανάλυση των κυμάτων χώρου μακρινού πεδίου, σε συνδυασμό με θεωρητικά μοντέλα που έχουν προταθεί κατά καιρούς και προσομοιάζουν την συμπεριφορά και τις ιδιότητες της πηγής κατά τη σεισμική διάρρηξη (Aki 1967, Brune, 1970,1971, Madariaga 1976, Boatwright 1980).

Η διαδικασία της φασματικής ανάλυσης έχει εφαρμοστεί από πολλούς ερευνητές στο παρελθόν, όπως οι Aki (1975), Archuleta et al. (1982), Fletcher et al. (1984), Atkinson (1993), Boatwright (1994), Melis et al. (1995), Atkinson and Silva (1997), Shi et al. (1998), Al-Eqabi et al. (2001) και άλλους.

3

1.2 Προηγούμενη Ερευνητική Δραστηριότητα στον Ελληνικό Χώρο

Στην Ελλάδα πολλοί ερευνητές εργάστηκαν για τον προσδιορισμό των φασματικών παραμέτρων της πηγής, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της φασματικής ανάλυσης.

Οι Kouskouna et al. (1993) χρησιμοποίησαν σεισμούς που είχαν καταγραφεί από το τοπικό δίκτυο του Βόλου στην περιοχή των Β. Σποράδων και του Παγασητικού κόλπου με τοπικό μέγεθος από 1.1 μέχρι 3.7. Η μέθοδος εφαρμόστηκε σε επιμήκη κύματα και σε καταγραφές ταχύτητας. Ο καθορισμός των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής έγινε οπτικά με την προσαρμογή ευθειών χαμηλής και υψηλής συχνότητας στο φάσμα του πλάτους της μετατόπισης. Μεταξύ του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους υπολογίστηκαν δύο σχέσεις. Η σχέση (1.1) αναφέρεται σε σεισμούς με επίκεντρα στην περιοχή των Β. Σποράδων και η σχέση (1.2) αναφέρεται στη μετασεισμική ακολουθία του κύριου σεισμού της 30^{ης} Απριλίου 1985 που είχε επίκεντρο στον Παγασητικό κόλπο.

$$\log M_{0} = 0.544 \cdot M_{L} + 11.395 \tag{1.1}$$

$$\log M_{o} = 1.031 \cdot M_{L} + 10.174 \tag{1.2}$$

Οι Melis et al. (1995) χρησιμοποίησαν δεδομένα 108 μικροσεισμών στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου. Τα μεγέθη κυμαίνονταν από 1.8 μέχρι 3.9 και στην εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν τα επιμήκη κύματα. Οι σεισμοί καταγράφηκαν, αρχικά, από το σεισμικό δίκτυο των Πατρών, και σε μικρότερο βαθμό από το δίκτυο του Βόλου. Ο καθορισμός των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής έγινε οπτικά με την προσαρμογή ευθειών χαμηλής και υψηλής συχνότητας στο φάσμα του πλάτους της μετατόπισης. Για το σύνολο των δεδομένων τους υπολόγισαν την παρακάτω σχέση μεταξύ του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους:

$$\log M_{0} = (1.54 \pm 0.14) \cdot M_{L} + (8.45 \pm 0.39)$$
(1.3)

Οι Chouliaras and Stavrakakis (1997) εφάρμοσαν τη μέθοδο της φασματικής ανάλυσης για σεισμούς με τοπικό μέγεθος 2.8 μέχρι 6.1 χρησιμοποιώντας ένα τηλεμετρικό δίκτυο σταθμών. Ο υπολογισμός των φασματικών παραμέτρων έγινε από το φάσμα του πλάτους της μετατόπισης χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα PITSA. Οι σχέσεις μεταξύ των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής που υπολογίστηκαν είναι:

$$\log M_{0} = (1.57 \pm 0.09) \cdot M_{1} + (16.22 \pm 0.39)$$
(1.4)

$$\log M_{o} = (-3.14 \pm 0.16) \cdot \log f_{o} + (22.33 \pm 0.05)$$
(1.5)

Οι Stavrakakis and Chouliaras (2000) για τον σεισμό της Αθήνας της 7^{ης} Σεπτεμβρίου υπολόγισαν τις φασματικές παραμέτρους χρησιμοποιώντας καταγραφές ταχύτητας από ψηφιακώς ευρέου φάσματος σεισμόμετρα, του κύριου σεισμού και 18 μετασεισμών με τοπικά μεγέθη μεγαλύτερα από 3.5. Η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης εφαρμόστηκε στα εγκάρσια κύματα. Οι φασματικοί παράμετροι υπολογίστηκαν από το φάσμα του πλάτους της μετατόπισης χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα PITSA. Οι σχέσεις που υπολογίστηκαν μεταξύ των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής είναι:

$$\log M_{0} = 1.80 \cdot M_{L} + 15.19 \tag{1.6}$$

$$\log M_{0} = -3.17 \cdot \log f_{c} + 22.09 \tag{1.7}$$

Η Ρουμελιώτη (1999) και Roumelioti et al. (2000, 2001) ύστερα από τον σεισμό της $13^{\eta\varsigma}$ Μαίου 1995 χρησιμοποιώντας καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης από δίκτυο φορητών επιταχυνσιογράφων στην περιοχή της Κοζάνης (3.0<M_L<5.3), υπολόγισε τις φασματικές παραμέτρους της σεισμικής πηγής προσαρμόζοντας οπτικά ευθείες χαμηλής και υψηλής συχνότητας στο φάσμα του πλάτους της μετατόπισης των εγκαρσίων κυμάτων. Μεταξύ του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους υπολογίστηκε η σχέση (1.7).

$$\log M_{o} = 1.5 \cdot M_{L} + (16.52 \pm 0.33)$$
(1.8)

Η Παναγιώτου (2001) χρησιμοποιώντας δεδομένα από δίκτυο φορητών σεισμογράφων στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου υπολόγισε σεισμικές παραμέτρους των επιμηκών κυμάτων. Ο καθορισμός των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής έγινε οπτικά με την προσαρμογή ευθειών χαμηλής και υψηλής συχνότητας στο φάσμα του πλάτους της μετατόπισης.

Ο Πολατίδης (2001) χρησιμοποιώντας δεδομένα από το ίδιο πρόγραμμα με την Παναγιώτου (2001) υπολόγισε τις σεισμικές παραμέτρους από μελέτη των εγκαρσίων κυμάτων σε καταγραφές ταχύτητας. Από το φάσμα του πλάτους της μετατόπισης η γωνιακή συχνότητα υπολογίστηκε μέσω προγράμματος σε γλώσσα υπολογισμού Fortran, ενώ η ασύμπτωτη των χαμηλών συχνοτήτων καθορίστηκε οπτικά. Οι σχέσεις μεταξύ των φασματικών παραμέτρων της σεισμικής πηγής που υπολογίστηκαν είναι οι παρακάτω:

$$\log M_{o} = 1.5 \cdot M_{L} + (16.27 \pm 0.39) \tag{1.9}$$

$$\log M_{0} = -2.67 \cdot \log f_{c} + 22.31 \tag{1.10}$$

Τέλος οι Margaris and Hatzidimitriou (2001) χρησιμοποιώντας ένα σύνολο 18 σεισμών του Ελληνικού χώρου υπολόγισαν τις φασματικές τους παραμέτρους. Τα τοπικά μεγέθη που κυμαίνονταν από 4.7 μέχρι 6.4 και οι σεισμοί είχαν συμβεί σε διαφορετικά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Ο υπολογισμός έγινε χρησιμοποιώντας την τεχνική του Andrews (1986) μέσω προγράμματος σε γλώσσα υπολογισμού Fortran.

2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.1 Εισαγωγή

Αμέσως μετά το σεισμό της 13^{ης} Μαίου 1995 ένα δίκτυο φορητών επιταχυνσιογράφων οι οποίοι ανήκαν στο Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) και στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Κοζάνης, για την καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης από τους μετασεισμούς. Το δίκτυο λειτούργησε την περίοδο Μάιος – Ιούνιος 1995. Για περιορισμένο χρονικό διάστημα εγκαταστάθηκαν όργανα από το Εργαστήριο Στατικής του Α.Π.Θ.) και από το Ινστιτούτο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου της Grenoble. Επίσης το Εργαστήριο Σεισμολογίας (Ε.Σ.-Π.Α.) του Πανεπιστημίου Αθηνών εγκατέστησε δύο επιταχυνσιογράφους στην Νομαρχία της Κοζάνης και το χωριό Κυρά Καλή.

Στον σχήμα 2.1 φαίνονται οι θέσεις σταθμών και στον πίνακα 2.1 δίνονται πληροφορίες για τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε σταθμό ξεχωριστά. Στην πρώτη στήλη φαίνεται ο κωδικός της θέσης, στην δεύτερη η ονομασία της θέσεως, στις δύο επόμενες οι γεωγραφικές συντεταγμένες, στην πέμπτη ο τύπος του οργάνου, ενώ στην τελευταία δίνεται ο φορέας στον οποίο ανήκει το όργανο.

Κωδικός Σταθμού	Θέση Σταθμού	φ° (N)	λ° (E)	Τύπος Επιταχυνσιογράφου	Όνομα Φορέα
CHROM	ΧΡΩΜΙΟ	40.13	21.74	12 bits SSA Kinemetrics	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
KZNCH	ΚΟΖΑΝΗ- ΑΓ.ΚΩΝ/ΝΤΙΝΟΣ	40.30	21.78	12 bits SSA Kinemetrics	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
KENTR	KENTPO	40.02	21.62	12 bits SSA Kinemetrics	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
KNIDI	ΚΝΙΔΙ	40.10	21.59	12 bits SSA Kinemetrics	Ερ.Γεωφ. Α.Π.Θ.
KAR95	ΚΑΡΠΕΡΟ	39.95	21.62	12 bits SSA Kinemetrics	Ερ.Γεωφ. Α.Π.Θ.
K2_KIRA	ΚΥΡΑ ΚΑΛΗ	40.10	21.37	18 bits Altus Kinemetrics	Ε.ΣΠ.Α.
K2_DNH	ΚΕΡΑΣΙΑ	40.19	21.46	18 bits Altus Kinemetrics	Παν/μιο Grenoble
K2_KZN	Kozanh- Nomapxia	40.30	21.77	18 bits Altus Kinemetrics	Ε.ΣΠ.Α.
RYMN	PYMNIO	40.13	21.87	12 bits SMR Syscom	Ε.ΣΑ.Π.Θ.

Πίνακας 2.1. Πληροφορίες σχετικά με τους σταθμούς καταγραφής του προσωρινού δικτύου που λειτούργησε στην Κοζάνη.



Σχήμα 2.1. Θέσεις σταθμών του προσωρινού δικτύου επιταχυνσιογράφων στην ευρύτερη περιοχή του σεισμού της 13^{ης} Μαίου 1995.

2.2 Δεδομένα παρατήρησης

Κατά το χρονικό διάστημα λειτουργίας του δικτύου καταγράφηκε ένας μεγάλος αριθμός μετασεισμών. Στον πίνακα 2.3 δίνονται πληροφορίες για 275 σεισμούς που καταγράφηκαν τουλάχιστον από ένα επιταχυνσιογράφο του δικτύου. Στην δεύτερη στήλη δίνεται η ημερομηνία, στην τρίτη ο χρόνος γένεσης, στην τέταρτη και πέμπτη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, στην έκτη το εστιακό βάθος και στην έβδομη το τοπικό μέγεθος M_L . Τέλος στην όγδοη στήλη δίνεται ο αριθμός των οργάνων από τα οποία καταγράφηκε ο σεισμός. Με κίτρινο φαίνονται οι σεισμοί για τους οποίους υπολογίστηκαν οι φασματικές τους παράμετροι, δηλαδή η σεισμική ροπή και η γωνιακή συχνότητα.

A/A	Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	φ° (N)	λ° (E)	Βάθος(km)	ML	Αριθμός Σταθμών
1	9505014	132758.42	40.11	21.69	0.3	3.0	1
2	950514	142619.02	40.15	21.78	13.9	3.3	2
3	950514	144440.01	40.11	21.67	0.5	2.8	1
4	950514	144656.21	40.12	21.62	9.2	3.8	2
5	950514	170245.61	40.10	21.69	0.3	3.1	1
6	950514	183202.83	40.17	21.67	16.2	3.5	2
7	950514	213111.85	40.04	21.60	5.1	3.9	1
8	950515	000217.69	40.22	21.72	0.7	2.9	1
9	950515	003058.85	40.03	21.80	7.5	3.3	1
10	950515	012015.39	40.08	21.48	15.3	3.9	1
11	950515	041355.82	40.06	21.62	9.3	4.5	1
12	950515	041855.55	40.14	21.64	10.3	3.1	1
13	950515	062239.93	40.06	21.80	4.4	3.3	1
14	950515	072206.24	40.06	21.59	3.8	3.5	1
15	950515	095115.75	39.96	21.72	14.6	3.1	1
16	950515	114256.52	40.03	21.66	10.9	3.4	1
17	950515	154623.22	40.05	21.68	8.7	3.1	1
18	950515	161835.10	40.12	21.66	11.3	3.2	2
19	950515	170541.74	40.05	21.52	4.9	3.9	1
20	950515	221012.48	40.17	21.66	0.9	3.1	1
21	950515	224733.85	40.14	21.61	18.5	3.6	1
22	950516	014111.55	40.30	21.80	4.2	2.8	1
23	950516	051044.14	40.06	21.69	5.2	3.3	1
24	950516	175750.39	40.04	21.55	4.2	4.0	1
25	950516	230041.10	40.00	21.55	6.4	4.1	1
26	950516	235727.17	40.06	21.57	12.3	4.3	2
27	950517	035453.05	40.05	21.59	9.0	3.5	2
28	950517	041424.81	40.05	21.58	9.9	4.7	2
29	950517	044834.19	40.06	21.58	4.4	3.9	2
30	950517	071926.86	40.08	21.62	7.8	3.4	1
31	950517	090138.22	40.05	21.55	17.4	2.9	1
32	950517	094506.83	39.98	21.52	5.8	4.4	2
33	950517	100737.71	39.99	21.54	6.9	3.7	1
34	950517	112837.35	40.01	21.59	0.5	3.4	2

Πίνακας 2.2. Πληροφορίες σχετικά με τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το δίκτυο επιταχυνσιογράφων κατά την περίοδο 14 Μαίου –15 Ιουνίου 1995.

35	950517	113018.87	40.00	21.52	5.5	3.5	1
36	950517	113648.02	39.99	21.54	4.1	3.6	1
37	950517	153800.49	40.04	21.57	1.7	3.7	1
38	950518	034900.12	40.05	21.55	8.1	3.7	1
39	950518	062254.12	40.00	21.52	3.5	3.6	2
40	950518	104550.11	40.07	21.81	14.4	3.1	1
41	950518	123933.73	39.99	21.58	5.5	3.2	1
42	950518	124601.35	40.16	21.55	13.0	2.1	1
43	950518	152641.07	40.16	21.80	12.4	3.7	3
44	950518	160358.55	40.19	21.92	1.3	3.2	1
45	950518	180640.10	40.09	21.56	12.8	3.5	2
46	950518	190335.70	40.18	21.80	17.8	3.2	1
47	950518	191105.48	40.04	21.61	3.1	3.1	1
48	950518	211125.25	40.07	21.81	14.3	3.1	1
49	950518	223225.77	40.16	21.83	14.6	3.0	1
50	950518	234505.71	39.97	21.59	12.7	2.6	1
51	950519	010341.60	40.03	21.58	10.0	3.8	1
52	950519	013023.99	40.05	21.58	6.1	3.7	3
53	950519	013354.55	40.02	21.55	14.2	3.6	2
54	950519	021522.41	40.01	21.59	8.1	2.5	1
55	950519	030823.54	40.04	21.56	7.0	2.9	1
56	950519	063948.10	40.06	21.59	11.8	2.8	1
57	950519	064849.47	40.01	21.58	7.5	4.6	2
58	950519	071754.27	40.02	21.57	11.0	3.0	1
59	950519	073649.00	40.04	21.59	9.2	4.1	1
60	950519	074345.09	40.03	21.53	13.5	3.3	1
61	950519	080151.84	40.05	21.59	7.5	2.9	1
62	950519	082151.91	40.05	21.60	7.5	3.1	1
63	950519	103859.50	40.14	21.65	14.4	3.2	1
64	950519	121708.33	39.86	21.62	16.2	2.9	1
65	950519	122952.26	40.05	21.67	8.0	3.6	2
66	950519	130747.46	39.98	21.52	11.2	3.0	1
67	950519	181918.60	40.06	21.60	12.9	2.7	1
68	950519	185935.40	40.02	21.49	5.3	3.3	1
69	950519	214450.79	39.99	21.55	12.4	3.5	1
70	950519	214626.48	40.11	21.68	7.9	3.2	1
71	950519	231552.73	40.05	21.60	7.4	3.5	1
72	950520	060219.03	39.97	21.53	11.1	2.5	1
73	950520	082607.50	39.99	21.53	11.1	2.9	1
74	950520	091424.20	40.08	21.59	7.6	3.1	1

0	0					1	
75	950520	170442.52	39.97	21.52	7.1	3.4	3
76	950520	170942.60	39.99	21.54	6.7	2.9	1
77	950520	172533.14	39.96	21.52	7.1	3.0	1
78	950520	185609.84	39.97	21.45	6.7	2.5	1
79	950520	195335.36	40.10	21.61	11.8	2.5	1
80	950520	200930.56	39.95	21.52	7.7	3.8	3
81	950520	201152.83	39.97	21.52	6.9	3.7	1
82	950520	201425.45	40.06	21.59	6.6	2.9	3
83	950520	201513.89	40.07	21.69	5.4	2.9	2
84	950520	201652.67	39.97	21.52	8.6	3.2	2
85	950520	202055.23	39.96	21.52	7.3	3.5	2
86	950520	202621.04	39.96	21.53	8.2	3.4	2
87	950520	203420.23	40.07	21.78	6.4	2.6	1
88	950520	203544.95	39.96	21.54	5.9	3.3	1
89	950520	204513.15	39.93	21.51	9.9	3.0	2
90	950520	205310.13	39.96	21.52	10.9	2.8	1
91	950520	210550.88	39.96	21.52	8.9	2.9	1
92	950520	210624.02	39.97	21.53	8.7	4.1	2
93	950520	211934.69	40.08	21.61	5.1	3.5	1
94	950520	222500.36	39.99	21.56	1.0	3.5	2
95	950520	222736.69	39.95	21.53	7.8	2.9	1
96	950521	004128.02	40.10	21.57	7.3	2.5	2
97	950521	005638.49	40.08	21.52	9.6	2.9	1
98	950521	012939.72	40.00	21.52	11.8	2.5	1
99	950521	024100.59	40.10	21.63	9.2	2.9	1
100	950521	040421.73	39.99	21.46	13.9	4.0	1
101	950521	044254.55	40.04	21.61	8.0	2.7	2
102	950521	050346.61	40.07	21.64	6.9	2.5	1
103	950521	050542.77	40.01	21.51	9.4	3.1	1
104	950521	064445.10	40.02	21.58	7.3	2.4	1
105	950521	072130.29	40.10	21.74	8.3	3.3	4
106	950521	074714.17	40.09	21.67	5.0	2.4	1
107	950521	082351.75	40.05	21.61	7.1	2.5	1
108	950521	084306.60	40.02	21.51	8.8	3.2	1
109	950521	092157.33	40.06	21.61	6.4	2.5	2
110	950521	095927.47	40.02	21.52	8.0	2.8	1
111	950521	103153.46	40.09	21.66	9.3	3.2	2
112	950521	105100.10	40.02	21.56	6.5	2.7	2
113	<u>9505</u> 21	132840.49	40.06	21.59	7.4	3.5	2
114	950521	203826.84	40.12	21.49	8.5	3.8	1

115	950521	211011.21	40.06	21.62	6.1	3.2	2
116	950522	035756.75	40.13	21.61	5.6	3.0	1
117	950522	070525.98	40.09	21.49	10.8	3.1	1
118	950522	103519.99	40.10	21.59	7.3	2.8	1
119	950522	112350.34	40.01	21.55	9.9	3.1	1
120	950522	121929.65	40.03	21.58	6.4	3.1	1
121	950522	122220.79	40.03	21.57	6.7	3.5	1
122	950522	122637.97	40.03	21.56	7.2	2.8	1
123	950522	171956.83	40.13	21.48	7.3	2.7	1
124	950522	174648.46	40.04	21.58	6.3	2.9	1
125	950522	180340.03	40.12	21.62	6.0	2.6	1
126	950522	191440.21	40.11	21.63	7.1	2.6	1
127	950522	202134.30	40.08	21.55	7.2	3.9	1
128	950522	205510.90	39.97	21.52	8.6	3.2	1
129	950522	211033.21	39.98	21.52	8.1	3.8	2
130	950522	214530.13	40.11	21.63	7.5	2.6	1
131	950522	222032.40	39.98	21.52	7.8	3.1	1
132	950522	223040.67	40.08	21.66	4.3	3.8	5
133	950522	224950.50	40.08	21.55	6.1	3.0	1
134	950523	011637.43	40.16	21.77	9.7	3.2	1
135	950523	043739.98	40.08	21.54	8.6	3.7	2
136	950523	044015.93	40.08	21.55	6.1	2.8	1
137	950523	044111.03	40.08	21.53	8.4	3.0	1
138	950523	051553.69	40.08	21.50	12.6	2.5	2
139	950523	055158.98	40.16	21.75	10.7	3.8	3
140	950523	101255.11	40.08	21.56	6.5	2.9	1
141	950523	113410.39	40.08	21.53	7.0	2.7	1
142	950523	184558.31	40.11	21.63	7.6	2.9	1
143	950523	200952.88	39.98	21.50	8.7	4.0	1
144	950523	205700.39	40.10	21.65	6.4	2.7	1
145	950523	205949.58	39.96	21.51	8.6	3.8	1
146	950523	225846.92	40.08	21.56	6.3	2.6	1
147	950524	000507.44	40.12	21.71	11.7	3.0	1
148	950524	000839.67	40.06	21.57	3.9	2.8	2
149	950524	003453.76	40.09	21.58	7.7	2.9	1
150	950524	010036.48	39.98	21.52	6.9	3.2	1
151	950524	052243.59	40.06	21.54	9.8	3.5	3
152	950524	054323.44	40.10	21.50	8.8	3.2	1
153	950524	061759.53	39.97	21.49	7.8	3.0	1
154	950524	062408.34	39.96	21.50	8.7	4.1	2

155	950524	070002.13	39.98	21.50	8.2	3.8	1
156	950524	082009.77	40.01	21.56	0.2	2.8	1
157	950524	083025.87	40.09	21.47	6.1	3.4	1
158	950524	091358.62	40.10	21.50	9.6	2.9	1
159	950524	100310.74	39.98	21.50	6.1	2.9	1
160	950524	102507.05	40.10	21.50	11.0	2.8	2
161	950524	104537.27	40.10	21.51	7.5	3.1	1
162	950524	112158.19	40.12	21.70	7.8	2.8	1
163	950524	114351.81	39.96	21.48	7.6	3.3	1
164	950524	144522.13	39.99	21.49	6.6	3.7	1
165	950524	150736.26	40.01	21.50	0.8	3.2	1
166	950524	155856.45	39.98	21.51	7.4	3.2	1
167	950524	161854.86	40.08	21.59	5.5	3.1	2
168	950524	162153.25	40.08	21.59	5.3	2.3	1
169	950524	173053.83	40.06	21.59	6.7	2.5	1
170	950524	173426.51	40.08	21.59	4.7	3.4	3
171	950524	185743.31	40.08	21.59	5.9	2.4	1
172	950524	191719.43	40.09	21.50	8.9	2.7	1
173	950524	192905.74	40.08	21.59	6.0	2.9	2
174	950524	194511.82	40.07	21.59	7.9	2.9	2
175	950524	212243.32	40.08	21.54	6.8	3.1	1
176	950524	220917.99	40.08	21.59	6.2	2.8	2
177	950525	010501.20	39.98	21.52	6.5	3.1	2
178	950525	014027.05	40.05	21.60	6.6	3.3	2
179	950525	040544.34	39.99	21.52	6.5	3.5	3
180	950525	041106.37	40.11	21.63	7.9	2.6	1
181	950525	043507.14	40.08	21.58	7.6	3.1	1
182	950525	050251.97	40.02	21.60	6.1	2.3	1
183	950525	083024.61	39.92	21.46	13.6	3.4	1
184	950525	084853.87	40.07	21.68	8.7	3.2	5
185	950525	133716.09	40.05	21.59	5.5	2.6	1
186	950525	145534.43	40.00	21.54	5.0	3.0	1
187	950525	182443.81	40.03	21.62	0.2	3.1	1
188	950525	203207.49	39.99	21.55	4.4	2.9	2
189	950525	213719.69	40.03	21.61	7.2	3.2	3
190	950525	220557.89	40.08	21.69	2.9	2.7	1
191	950525	231216.01	40.14	21.78	12.1	3.3	3
192	950526	055048.83	40.04	21.62	0.1	2.6	1
193	950526	064622.69	40.05	2 <u>1.67</u>	0.1	2.9	2
194	950526	102815.01	40.13	21.67	11.8	2.8	1

	ii				u i	1	
195	950526	113115.10	40.13	21.71	5.7	3.3	4
197	950526	155454.38	40.10	21.48	7.4	3.4	1
198	950526	213408.49	40.13	21.63	11.6	2.9	1
199	950526	215255.77	40.04	21.55	8.7	2.9	2
200	950527	055255.63	40.01	21.53	14.9	3.1	3
201	950527	090611.07	40.14	21.77	8.3	2.5	1
202	950527	170045.69	40.07	21.66	6.4	2.9	1
203	950527	185219.27	40.07	21.65	6.7	2.2	1
204	950527	235313.78	40.04	21.59	6.5	2.9	1
205	950528	051443.04	40.11	21.63	8.1	3.4	1
206	950528	060806.21	40.01	21.71	5.0	2.8	1
207	950528	203209.67	40.08	21.77	3.3	3.1	1
208	950529	082149.92	40.08	21.54	2.8	3.2	2
209	950529	165107.85	40.11	21.68	8.8	2.9	1
210	950529	180156.41	40.11	21.61	7.6	3.0	1
211	950529	200812.99	40.13	21.60	7.1	3.3	1
212	950530	040701.40	40.03	21.58	4.0	3.2	1
213	950530	042733.69	40.00	21.58	9.1	2.8	1
214	950530	043402.46	40.03	21.57	17.8	2.7	1
215	950530	062106.21	40.08	21.47	13.1	3.4	2
216	950530	064600.41	40.10	21.49	9.9	3.5	3
217	950530	120642.45	40.05	21.64	6.6	3.8	2
218	950530	143001.60	39.97	21.56	6.1	4.0	2
219	950530	195920.41	40.00	21.58	8.1	2.9	2
220	950530	204643.38	39.98	21.55	7.5	3.2	1
221	950530	233533.18	40.00	21.74	0.1	2.6	2
222	950531	051755.33	40.21	21.70	16.4	2.8	1
223	950531	122537.08	40.07	21.65	4.0	3.0	2
224	950531	183413.59	40.05	21.58	6.1	3.0	1
225	950531	214322.85	40.04	21.50	0.3	3.0	1
226	950601	050955.87	40.09	21.58	10.2	3.1	1
227	950601	075900.11	40.11	21.74	7.4	2.9	1
228	950601	101727.51	39.98	21.50	9.2	3.2	1
229	950602	074714.69	40.02	21.53	6.4	3.5	1
230	950602	160859.81	40.11	21.79	4.7	3.2	2
231	950603	102014.28	40.12	21.58	6.6	3.6	1
232	950603	222734.73	39.97	21.53	6.9	3.1	2
233	950605	163101.40	40.16	21.66	10.7	2.8	1
234	950605	183244.92	39.93	21.45	8.9	3.2	1
235	950606	004651.63	40.16	21.60	11.3	3.3	3

236	950606	043558.64	40.13	21.58	10.2	4.2	1
237	950606	090203.91	40.12	21.60	9.8	3.1	1
238	950606	151753.58	40.16	21.71	11.5	3.1	1
239	950606	171127.65	40.13	21.71	8.3	2.6	1
240	950606	173310.43	40.17	21.69	13.2	2.6	1
241	950607	083733.92	40.10	21.57	5.4	3.8	4
242	950607	090230.19	40.15	21.67	3.3	2.9	1
243	950607	102812.73	40.12	21.69	7.9	2.9	1
244	950607	122233.57	40.09	21.67	2.7	3.0	1
245	950607	202343.06	40.11	21.59	6.7	3.3	1
246	950608	004339.89	40.12	21.71	6.0	2.9	1
247	950608	021347.19	39.96	21.48	12.4	3.7	1
248	950608	043225.53	40.14	21.59	10.9	3.3	1
249	950608	045427.06	39.97	21.83	5.8	3.4	1
250	950609	031757.88	40.15	21.70	5.0	2.8	1
251	950609	152048.10	40.12	21.61	4.3	3.7	4
252	950610	151032.87	40.13	21.69	12.7	3.0	1
253	950611	045223.78	40.05	21.53	5.8	2.7	1
254	950611	134100.66	40.01	21.63	8.5	2.9	1
255	950611	172010.29	40.13	21.61	14.2	3.5	2
256	950611	185146.80	39.95	21.53	9.2	4.2	2
257	950611	185552.21	39.98	21.59	11.0	3.5	2
258	950611	203821.83	39.95	21.55	9.4	3.3	2
259	950612	013049.41	40.00	21.60	6.1	3.6	2
260	950612	025211.50	39.97	21.57	10.4	2.9	1
261	950612	031125.95	40.01	21.53	8.6	2.9	2
262	950612	031950.28	39.95	21.52	11.0	3.2	1
263	950612	052753.28	39.97	21.55	10.7	3.4	1
264	950612	084253.47	40.04	21.63	9.1	2.7	1
265	950612	101010.01	40.10	21.47	9.4	2.7	1
266	950612	124910.23	39.95	21.56		3.2	2
267	950612	172632.72	40.09	21.59	6.6	2.9	1
268	950612	233453.96	40.14	21.60	15.1	2.7	1
269	950614	023522.34	40.00	21.83	5.1	2.8	1
270	950614	090407.24	40.09	21.56	12.9	3.1	1
271	950614	094227.70	39.96	21.56	7.8	3.0	1
272	950614	171754.44	40.15	21.71	12.3	2.4	1
273	950615	011434.20	40.06	21.66	9.3	3.2	1
274	950615	024829.43	40.13	21.55	3.5	3.1	1
275	950619	044130.96	40.10	21.66	0.7	4.0	1

2.3 Επεξεργασία των δεδομένων

Η επεξεργασία και η ανάλυση των δεδομένων περιλάμβανε τα εξής στάδια:

Α. Υπολογίστηκαν οι εστιακές παράμετροι των σεισμών, δηλαδή ο χρόνος γένεσης, οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου και το εστιακό βάθος όσων σεισμών της ακολουθίας δεν υπήρχαν. Επίσης υπολογίστηκε το μέγεθος των σεισμών. Οι παραπάνω πληροφορίες είναι απαραίτητες για τον υπολογισμό των φασματικών παραμέτρων της εστίας.

B. Έγινε αναγωγή των καταγραφέντων πλατών (Volts) σε μονάδες επιτάχυνσης (cm/sec²) με τον πολλαπλασιασμό όλων των πλατών με μια σταθερά χαρακτηριστική για κάθε επιταχυνσιογράφο. Επίσης έγινε διόρθωση για την μέση στάθμη της σεισμικής κίνησης (base line correction) υπολογίζοντας τον μέσο όρο των τιμών των πλατών κάθε κυματομορφής και προσθέτοντας τον αλγεβρικά σε κάθε σημείο της. Στην συνέχεια έγινε μετατροπή των αρχείων επιτάχυνσης, μέσω προγράμματος σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran, σε αρχεία τύπου 'SAC' (Seismic Analysis Code), για την περαιτέρω επεξεργασία τους.

Γ. Επιλέχθηκαν τα τμήματα της κυματομορφής (παράθυρα) που περιλάμβαναν τα εγκάρσια κύματα, S. Στο συγκεκριμένο κομμάτι της κυματομορφής εφαρμόστηκε μετασχηματισμός Fourier και παράχθηκαν φάσματα Fourier για κάθε μία συνιστώσα. Στη συνέχεια τα φάσματα εξομαλύνθηκαν και έγινε διόρθωση των φασμάτων για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες διαιρώντας τα με τη μέση συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) του κάθε σταθμού καταγραφής ενώ ακολούθησε η μετατροπή των φασμάτων επιτάχυνσης σε φάσματα μετατόπισης.

Δ. Τέλος υπολογίστηκε η σεισμική ροπή και η γωνιακή συχνότητα κάθε σεισμού καθώς και ο τοπικός παράγοντας απόσβεσης κ₀ κάθε σταθμού καταγραφής.

3. Υπολογισμός Επικέντρων και Μεγέθους Σεισμών

3.1 Εισαγωγή

Για να μπορέσουμε να υπολογίσουμε τις φασματικές παραμέτρους της πηγής ενός σεισμού πρέπει να είναι γνωστές οι εστιακές του παράμετροι. Πρέπει δηλαδή να γνωρίζουμε με αρκετά μεγάλη ακρίβεια τον χρόνο γένεσης του σεισμού, τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου του, το εστιακό του βάθος και το μέγεθος του. Όμως για πολλούς από τους σεισμούς του πίνακα 2.2 δεν υπήρχαν οι παράμετροι αυτές ή είχαν υπολογιστεί με μεγάλα σφάλματα και για αυτό χρειάστηκε να τις επαναυπολογίσουμε.

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται ο τρόπος υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Επίσης περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο για όλους τους σεισμούς της ακολουθίας υπολογίστηκε με ενιαίο τρόπο το μέγεθος τους.

3.2 Υπολογισμός επικέντρων

Μετά τον ισχυρό σεισμό της 13^{ης} Μαίου 1995 στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών έγιναν αρκετές μελέτες και στα πλαίσια αυτών των εργασιών καθορίστηκε ένα μοντέλο δομής ταχυτήτων του φλοιού στην ευρύτερη περιοχή. Πιο συγκεκριμένα, η χαρτογράφηση των καμπύλων των χρόνων διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων στους σταθμούς καταγραφής του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου του Α.Π.Θ., σεισμολογικών σταθμών ξένων χωρών και του τοπικού δικτύου που εγκαταστάθηκε σε εκείνη την περιοχή, έδωσε ένα μοντέλο δομής ταχυτήτων το οποίο αποτελούνταν από δύο οριζόντια στρώματα πάνω σε ημιχώρο (Hatzfeld et al. 1995, Hatzfeld et al. 1997, Papazachos et al. 1997). Η τιμή της ταχύτητας διάδοσης των επιμήκων κυμάτων στα οριζόντια στρώματα και στον ημιχώρο καθώς και τα αντίστοιχα βάθη δίνονται στον πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1.	Τιμές της	ταχύτητας	διάδοσης	των	επιμηκών	κυμάτων	και το	α αντίστ	οιχα
βάθη των στρα	υμάτων (Ι	Hatzfeld et	al. 1997).						

Ταχύτητα Επιμηκών Κυμάτων (km/sec)	Βάθος (km)
5.8	0
6.2	8
7.8	30

Χρησιμοποιώντας το συγκεκριμένο μοντέλο ταχυτήτων και με τη βοήθεια του προγράμματος HYPO '71 (Lee and Lahr, 1975), υπολογίστηκε για κάθε σεισμό ο χρόνος που χρειάζεται το σεισμικό κύμα για να διατρέξει τη διαδρομή από την εστία του σεισμού μέχρι κάθε σταθμό. Αυτός είναι ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής του σεισμικού κύματος για το συγκεκριμένο σταθμό στο συγκεκριμένο σεισμό. Ο αντίστοιχος πειραματικός χρόνος διαδρομής του σεισμικού κύματος στο συγκεκριμένο γένεσης του σεισμού από το χρόνο άφιξης του σεισμικού αυτού κύματος στο σταθμό. Η διαφορά του θεωρητικού χρόνου από το χρόνο άφιξης του σεισμικού κύματος στο σταθμό, είναι το χρονικό υπόλοιπο (residual) του σεισμικού κύματος στο σταθμό για τον συγκεκριμένο σεισμό. Όσο μικρότερα, κατά απόλυτη τιμή, είναι τα χρονικά υπόλοιπα σε ένα σταθμό τόσο το θεωρητικό μοντέλο πλησιάζει περισσότερο την πραγματική δομή του φλοιού κάτω από το σταθμό αυτό. Αν τα χρονικά υπόλοιπα σε ένα σταθμό είναι αρνητικό, ενώ το αναθμό είναι αρνητικά υπόλοιπα σε ένα σταθμό το σεισμικό κύματος από μοντέλο πλησιάζει περισσότερο την πραγματική δομή του φλοιού κάτω από το σταθμό κυτό.

Υπολογίστηκαν τα μέσα χρονικά υπόλοιπα κάθε σταθμού του μόνιμου αλλά και του τοπικού δικτύου από μία ομάδα επιλεγμένων σεισμών για τα επιμήκη κύματα. Η ομάδα των επιλεγμένων σεισμών (πενήντα το σύνολό τους) που χρησιμοποιήθηκαν (Hatzfeld et al. 1997) για τον υπολογισμό του μέσου χρονικού υπόλοιπου ικανοποιούσε τα εξής κριτήρια: τα επίκεντρα τους ήταν σε περιοχή του φλοιού στην οποία ήταν γνωστή η δομή των ταχυτήτων, είχαν καταγραφεί σε τουλάχιστον 24 σταθμούς, είχαν αζιμουθιακή κατανομή μεγαλύτερη των 180° και μέσο χρονικό υπόλοιπο μικρότερο των 0.5sec. Χρησιμοποιώντας το υπολογισμένο κατά αυτό τον τρόπο μέσο χρονικό υπόλοιπο κάθε σταθμού, πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός των επικέντρων από τους Hatzfeld et al. (1997) και Papazachos et al. (1997) παλαιότερα, αλλά και ο υπολογισμός των επικέντρων στην παρούσα εργασία. Οι μέσες τιμές των χρονικών υπολοίπων κάθε σταθμού δίνονται στην τρίτη στήλη του πίνακα 3.2. Στην πρώτη στήλη δίνεται ο κωδικός του σταθμού ενώ στην δεύτερη και τρίτη στήλη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του. Για όσους σταθμούς δεν υπολογίστηκε το μέσο χρονικό υπόλοιπο στην τρίτη στήλη του πίνακα 3.2 υπάρχει κενό. Στον πίνακα 3.2 με μπλε χρώμα απεικονίζονται οι σταθμοί του τοπικού σεισμολογικού δικτύου που είχε εγκατασταθεί εκείνη την περίοδο στην περιοχή.

Κωδικός Σταθμού	φ° (N)	λ° (E)	ΜΕΣΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΥΠΟΛΟΙΠΟ
AGG	39.02	22.32	1.08
EVR	38.92	21.80	0.24
FNA	40.78	21.37	0.10
GRG	40.95	22.40	0.04
IGT	39.52	20.32	1.54
KEK	39.70	19.78	2.16
KNT	41.15	22.88	0.89
Kzn	40.30	21.77	0.29
LIT	40.10	22.48	-0.03
LSK	40.15	20.60	-
Меа	40.15	21.80	0.00
Mel	40.02	21.48	0.04
Mlt	39.98	21.83	-0.04
Mmi	40.18	21.47	-0.06
Mmr	40.12	21.47	-0.05
Мра	40.20	21.60	-0.04
Мре	40.28	21.87	-0.05
Мро	40.12	21.50	-0.15
Mtr	40.05	21.87	-0.05
Mva	40.12	21.67	-0.03
OHR	41.10	20.78	0.50
OUR	40.33	23.97	0.97
PHP	41.68	20.43	-
SKO	41.97	21.43	-
SOH	40.82	23.35	1.25
SRN	39.87	20.00	0.40
SRS	41.12	23.58	0.92
THE	40.62	22.95	0.50
TIR	41.33	19.85	1.50
TPE	40.28	20.00	-0.60
VAY	41.32	22.57	0.10
VLO	40.47	19.48	
PAIG	39.92	23.67	0.21

Πίνακας 3.2. Μέση τιμή των χρονικών υπολοίπων των σταθμών καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό των επικέντρων. Οι θέσεις των σταθμών φαίνονται στο σχήμα 3.1. Με πράσινα τετράγωνα απεικονίζονται οι θέσεις οκτώ από τους δεκαπέντε σταθμούς καταγραφής του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου του Α.Π.Θ., ενώ με κόκκινα τρίγωνα απεικονίζονται οι υπόλοιποι σταθμοί καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό των επικέντρων. Επειδή οι συντεταγμένες των σταθμών καταγραφής του τοπικού δικτύου που είχε εγκατασταθεί στην περιοχή της Κοζάνης είναι παραπλήσιες, στην κάτω αριστερά γωνία του σχήματος έχουμε τοποθετήσει την συγκεκριμένη περιοχή σε μεγέθυνση και έχουμε τοποθετήσει πάλι με κόκκινα τρίγωνα τους σταθμούς καταγραφής του μόνιμου και του προσωρινού δικτύου.



Σχήμα 3.1. Οι θέσεις των σταθμών καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό των επικέντρων.

Ο συνολικός αριθμός των σταθμών του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου του Α.Π.Θ. είναι δεκαεπτά αλλά από αυτούς χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι δεκαπέντε, ενώ οι σταθμοί καταγραφής LIT, KNT, SRS, THE, FNA, AGG, IGT, PAIG, απεικονίζονται στο σχήμα 3.2 με πράσινα τετράγωνα γιατί τους έχουμε χρησιμοποιήσει και σε άλλο τμήμα της εργασίας.

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων των σεισμών χρησιμοποιήσαμε ξανά το πρόγραμμα HYPO '71 (Lee and Lahr, 1975). Ως δεδομένα του προγράμματος χρησιμοποιήθηκαν οι χρόνοι άφιξης των επιμηκών και των εγκαρσίων κυμάτων σε κάθε σεισμολογικό σταθμό, όπως και το μέσο χρονικό υπόλοιπο του κάθε σταθμού καταγραφής το οποίο χρησιμοποιείται ως σταθερά διόρθωσης του σταθμού. Επίσης χρησιμοποιήσαμε και την διαφορά του χρόνου άφιξης των επιμήκων κυμάτων από τον χρόνο άφιξης των εγκαρσίων κυμάτων του κάθε σεισμού στους σταθμούς καταγραφής CHROM, KNIDI, KARP95, KENTR, K2 KIRA. Ο λόγος που χρησιμοποιήθηκε η διαφορά του χρόνου άφιξης των επιμήκων κυμάτων από τον χρόνο άφιξης των εγκαρσίων κυμάτων και όχι ο χρόνος άφιξης των επιμηκών ή των εγκαρσίων κυμάτων είναι γιατί οι επιταχυνσιογράφοι στους σταθμούς αυτούς δεν είχαν ακριβή απόλυτο χρόνο, Για τον υπολογισμό των παραμέτρων του κάθε σεισμού χρησιμοποιήθηκαν ως μέτρα σφαλμάτων το μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο (RMS σε sec), το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του επικέντρου (ERH σε km) και το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του εστιακού βάθους (ERZ σε km). Ως πιο αξιόπιστη λύση για τις παραμέτρους των σεισμών θεωρήσαμε αυτή που ελαγιστοποιούσε την αντίστοιχη τιμή των μέσων τετραγωνικών σφαλμάτων του χρόνου (RMS), του επικέντρου (ERH) και του εστιακού βάθους (ERZ).

Στον πίνακα 3.3 δίνονται πληροφορίες για τους σεισμούς που υπολογίστηκαν οι εστιακές τους παράμετροι στην παρούσα εργασία. Στην πρώτη στήλη δίνεται η ημερομηνία, στην δεύτερη ο χρόνος γένεσης, στην τρίτη και τέταρτη στήλη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, στην πέμπτη το εστιακό βάθος. Τέλος στην έκτη, έβδομη και όγδοη στήλη δίνονται τα μέσα τετραγωνικά σφάλματα του χρόνου (RMS), του επικέντρου (ERH) και του εστιακού βάθους (ERZ).

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	φ° (N)	λ° (E)	Βάθος(km)	RMS	ERH	ERZ
950514	132758.42	40.11	21.69	0.3	0.38	1.3	1.9
950514	144440.01	40.11	21.67	0.1	0.39	1.3	2.2
950514	170245.61	40.10	21.76	6.7	0.36	1.1	1.1
950515	000217.69	40.22	21.72	0.7	0.36	1.2	2.0
950516	014111.55	40.29	21.80	4.2	0.36	1.7	1.8
950518	124601.35	40.16	21.55	13.0	0.51	2.0	1.7
950518	191105.48	40.04	21.61	3.1	0.41	1.5	1.6
950518	234505.71	39.97	21.59	12.7	0.35	2.6	2.0
950519	121708.33	39.86	21.62	16.2	0.47	2.8	1.7
950520	201513.89	40.07	21.69	5.4	0.21	2.7	3.0
950524	150736.26	40.01	21.50	0.8	0.50	3.3	3.4
950525	133716.09	40.05	21.59	5.5	0.39	1.5	3.0
950525	145534.43	40.00	21.54	0.2	0.45	1.2	2.5
950525	182443.81	40.03	21.62	4.4	0.54	1.8	2.4
950525	203207.49	39.99	21.55	8.8	0.41	1.3	1.8
950525	213719.69	40.08	21.69	2.9	0.27	1.0	2.1
950526	220557.89	40.13	21.67	11.8	0.41	1.8	2.0
950526	113115.10	40.13	21.71	5.7	0.42	1.1	1.9
950527	090611.07	40.14	21.78	8.3	0.42	1.3	1.6
950527	170045.69	40.07	21.66	6.4	0.31	0.9	1.4
950527	185219.27	40.07	21.64	6.7	0.30	1.7	2.8
950527	235313.78	40.04	21.59	6.5	0.37	4.7	2.3
950528	060806.21	40.02	21.60	11.4	0.25	0.8	1.1
950528	203209.67	40.08	21.77	3.3	0.58	2.0	2.6
950530	043402.46	40.03	21.57	17.8	0.31	1.2	1.2
950530	195920.41	40.00	21.58	8.1	0.38	1.3	1.5
950531	051755.33	40.21	21.70	16.4	0.58	2.7	2.1
950531	122537.08	40.07	21.65	4.0	0.20	0.6	1.2
950531	214322.85	40.04	21.50	3.9	0.30	1.0	1.9
950601	075900.11	40.11	21.74	7.4	0.50	1.7	3.9
950602	160859.81	40.11	21.79	4.7	0.40	1.1	2.0
950605	163101.40	40.16	21.66	10.7	0.54	2.1	2.0
950606	151753.58	40.16	21.71	11.5	0.50	2.1	1.7
950606	171127.65	40.13	21.71	8.3	0.52	1.8	2.6
950606	173310.43	40.17	21.69	13.2	0.36	1.3	1.5
950607	090230.19	40.15	21.67	3.3	0.61	1.8	3.1
950607	102812.73	40.12	21.69	7.9	0.48	1.5	1.8

Πίνακας 3.3. Πληροφορίες σχετικά με τους σεισμούς για τους οποίους υπολογίστηκαν οι εστιακές τους παράμετροι.

950607	122233.57	40.09	21.67	2.7	0.43	1.3	1.9
950608	004339.89	40.12	21.71	6.0	0.33	1.1	3.1
950609	031757.88	40.15	21.70	3.2	0.63	1.7	2.6
950610	151032.87	40.13	21.69	12.7	0.53	2.1	2.4
950611	185552.21	39.98	21.59	11.0	0.33	1.3	1.2
950614	171754.44	40.14	21.71	12.3	0.51	2.2	2.4
950615	024829.43	40.13	21.54	3.5	0.24	1.9	1.7

Το σχήμα 3.2 παριστάνει χάρτη της περιοχής όπου έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα της σεισμικής ακολουθίας. Με πράσινους κύκλους απεικονίζονται τα επίκεντρα των σεισμών που είχαν υπολογιστεί από προηγούμενους μελετητές, με κόκκινους κύκλους απεικονίζονται τα επίκεντρα των σεισμών που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία και με κόκκινα τρίγωνα απεικονίζονται οι θέσεις των εννέα σταθμών καταγραφής του προσωρινού δικτύου επιταχυνσιογράφων, τα δεδομένα των οποίων επεξεργαστήκαμε στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 3.2. Χάρτης με τα επίκεντρα των σεισμών και τις θέσεις των σταθμών καταγραφής του προσωρινού δικτύου επιταχυνσιογράφων. Με διαφορετικά χρώματα απεικονίζονται τα επίκεντρα που είχαν είδη υπολογιστεί και αυτά που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία.

3.3 Υπολογισμός του μεγέθους

Μία από τις πλέον σημαντικές παραμέτρους ενός σεισμού είναι το μέγεθος του, το οποίο αποτελεί το μέτρο της ολικής σεισμικής ενέργειας που εκλύεται στην εστία του σεισμού κατά την γένεσή του.

Στην συγκεκριμένη εργασία και για όλους τους σεισμούς για τους οποίους υπήρχαν αξιόπιστα επίκεντρα (είτε είχαν υπολογιστεί από άλλους ερευνητές, είτε υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία) αποφασίστηκε να υπολογιστεί ξανά το μέγεθος με ενιαίο τρόπο. Για το σκοπό αυτό από τις αναλογικές καταγραφές του μονίμου δικτύου σεισμογράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. μετρήθηκαν τα μέγιστα πλάτη αναγραφής και οι διάρκειες του σήματος των σεισμών. Υπολογίστηκαν δύο μεγέθη ένα από τα εδαφικά πλάτη, M_A, και ένα από την διάρκεια του σήματος, M_D, και στη συνέχεια υπολογίστηκε το τελικό τοπικό μέγεθος, M_L, του κάθε σεισμού.

3.3.1 Αρχικός υπολογισμός των μεγεθών από τα εδαφικά πλάτη

Η κλίμακα υπολογισμού μεγεθών που χρησιμοποιήθηκε είναι η κλίμακα του τοπικού μεγέθους, M_L , η οποία είναι η κλίμακα που χρησιμοποιείται στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.. Το τοπικό μέγεθος, M_L , ορίζεται ως ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους αναγραφής αυτού, σε μm, από πρότυπο βραχείας περιόδου T_o =0.8sec σεισμόμετρο στρέψης Wood-Anderson με μεγέθυνση V=2800 το οποίο βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση 100km από το επίκεντρο (Richter 1935,1958).

Χρησιμοποιήθηκαν τα μέγιστα πλάτη αναγραφής των εγκαρσίων κυμάτων και οι αντίστοιχες περίοδοι για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους M_A , το οποίο είναι αντίστοιχο του M_L . Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι για ορισμένους σεισμούς που είχαν καταγραφεί στο σταθμό της Φλώρινας το μέγιστο πλάτος αναγραφής εμφανιζόταν στα επιμήκη και όχι στα εγκάρσια κύματα. Για αυτούς τους σεισμούς στο συγκεκριμένο σταθμό μετρήθηκαν και τα δύο μέγιστα πλάτη αναγραφής. Το γεγονός αυτό πιθανώς να οφείλεται στον τρόπο ακτινοβολίας της πηγής στους αντίστοιχους σεισμούς (Atkinson, 1995).

Οι μετρήσεις του μέγιστου πλάτους αναγραφής των εγκαρσίων κυμάτων έγιναν στις κατακόρυφες συνιστώσες εννέα σταθμών καταγραφής, σε χαρτί, του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. που είναι οι εξής: Λιτόχωρο (LIT), Κεντρικό (KNT), Σέρρες (SRS), Θεσσαλονίκη (THE), Θεσσαλονίκη (χαμηλής ενίσχυσης) (THElg), Άγιος Γεώργιος (AGG), Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA) και Παλιούρι (PAIG). Οι θέσεις των σταθμών φαίνονται στο σχήμα 3.1 με πράσινα τετράγωνα.

Η διαδικασία υπολογισμού του τοπικού μεγέθους M_A ήταν η ακόλουθη: Πρώτα υπολογίσαμε ένα προκαταρκτικό, M_A^* , μέγεθος για κάθε σεισμό στους σταθμούς καταγραφής Λιτόχωρο (LIT), Κεντρικό (KNT), Σέρρες (SRS), Θεσσαλονίκη (THE) και Θεσσαλονίκη (χαμηλής ενίσχυσης) (THElg). Ο λόγος για τον οποίο χρησιμοποιήθηκαν οι συγκεκριμένοι σταθμοί ήταν γιατί μόνο αυτοί είχαν βαθμολογηθεί (Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985) μέχρι εκείνη την περίοδο περάτωσης της παρούσας εργασίας. Οι σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό του προκαταρκτικού, M_A^* , μεγέθους είναι:

$$M_{A}^{*} = \log \frac{A}{2} + 1.84 \log \Delta - c, \quad M_{A} \ge 3.9$$
 (3.1)

$$M_{A}^{*} = \log \frac{A}{2} + 1.93 \log \Delta - c', \quad M_{A} < 3.9$$
 (3.2)

όπου Α είναι το μέγιστο πλάτος αναγραφής (από κορυφή σε κορυφή σε μm), Δ η επικεντρική απόσταση (στην παρούσα εργασία έχει θεωρηθεί ότι η υποκεντρική απόσταση, R, ταυτίζεται με την επικεντρική απόσταση, Δ) και c, c' σταθερές η τιμή των οποίων δίνεται στην δεύτερη και τρίτη στήλη αντίστοιχα του πίνακα 3.4 για κάθε σταθμό καταγραφής:

Πίνακας	3.4 .	Σταθερές	διόρθωσης	κατά	σταθμό	για	$\tau \iota \varsigma$	σχέσεις	(3.1)	και	(3.2)
(Σκορδύλι	ης 19	85).									

Σταθμός	с	c´
Λιτόχωρο	4.53	5.01
Κεντρικό	4.49	4.99
Σέρρες	4.23	4.71
Θεσσαλονίκη	4.07	4.60
Θεσσαλονίκη (low gain)	2.64	-

Επειδή είναι δύσκολο να μετρηθεί με ακρίβεια η περίοδος που αντιστοιχεί στο μέγιστο πλάτος αναγραφής από τα σεισμογράμματα και αφού ο κύριος παράγοντας που επηρεάζει την περίοδο είναι το μέγεθος, χρησιμοποιώντας το προκαταρκτικό

μέγεθος, M_A^* , κάθε σεισμού υπολογίζουμε την περίοδο του μέγιστου πλάτους αναγραφής σε κάθε σταθμό καταγραφής από τις σχέσεις (3.3), (3.4):

$$T = 0.019 M_{A}^{*} + 0.23, \quad \Delta < 100 \text{km}$$
(3.3)

$$T = 0.186 M_{A}^{*} - 0.08, \quad \Delta > 100 \text{km}$$
 (3.4)

Μετά υπολογίστηκε η μεγέθυνση του οργάνου του κάθε σταθμού η οποία αντιστοιχεί στην περίοδο του μέγιστου πλάτους αναγραφής, χρησιμοποιώντας τη σχέση (3.5):

$$V = 38726 \text{ T}^{-0.83}, 0.10 \text{sec} \le T \le 1.0 \text{sec}$$
 (3.5)

Το τελικό τοπικό μέγεθος, M_A , κάθε σεισμού από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής του σε κάθε σταθμό καταγραφής υπολογίστηκε από τις σχέσεις (3.6) και (3.7):

$$\mathbf{M}_{\mathbf{A}} = \log \frac{\lambda \mathbf{A}}{\mathbf{V}} + \mathbf{1.199} \log \mathbf{\Delta} + \mathbf{1.268} + \mathbf{c} + \mathbf{\epsilon}, \qquad \Delta < 100 \text{km} \quad (3.6)$$

$$M_{A} = \log \frac{\lambda A}{V} + 2.32 \log \Delta - 1.07 + c$$
, $\Delta > 100 km$ (3.7)

όπου λ είναι η σταθερά για την αναγωγή των πλατών αναγραφής σε πλάτη της εδαφικής κίνησης η οποία εξαρτάται από την ενίσχυση, V, στην οποία λειτουργεί ο συγκεκριμένος σταθμός, A το πλάτος αναγραφής από κορυφή σε κορυφή σε μικρά, Δ η επικεντρική απόσταση και c η σταθερά διόρθωσης του σταθμού. Στη σχέση (3.6) η σταθερή διόρθωση ε = +0.35 επεκτείνει την ισχύ της για σεισμούς με $M_A \ge 2.9$, ενώ η σχέση (3.7) ισχύει για όλα τα μεγέθη.

Οι τιμές των παραπάνω σταθερών φαίνονται στον πίνακα 3.5. Στη πρώτη στήλη του πίνακα 3.5 δίνεται ο σταθμός καταγραφής. Η τιμή των λ και c δίνεται στην δεύτερη και τρίτη στήλη του πίνακα 3.5 αντίστοιχα, ενώ στην τέταρτη στήλη δίνεται αν οι επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών από τους σταθμούς καταγραφής, είναι μεγαλύτερες ή μικρότερες των 100km. Για τους σταθμούς καταγραφής Κεντρικό, Σέρρες, Θεσσαλονίκη και Θεσσαλονίκη (low gain) οι επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών είναι μεγαλύτερες των 100km και για αυτούς στον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3.7). Στον σταθμό καταγραφής Λιτόχωρο οι σεισμοί βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 100km και για αυτόν τον σταθμό στον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3.6).

Σταθμός	λ	c	Δ
Λιτόχωρο	1.0	-0.04	<100km
Κεντρικό	0.5	-0.03	>100km
Σέρρες	1.0	-0.03	>100km
Θεσσαλονίκη	1.0	0.1	>100km
Θεσσαλονίκη (low gain)	32.0	0.12	>100km

Πίνακας 3.5. Σταθερές διόρθωσης c κατά σταθμό για τις σχέσεις (3.6) και (3.7) (Σκορδύλης 1985).

3.3.2 Αρχικός υπολογισμός των μεγεθών από τη διάρκεια του σήματος

Ένας άλλος εύχρηστος τρόπος μέτρησης του μεγέθους ενός σεισμού βασίζεται στη μέτρηση της συνολικής διάρκειας καταγραφής του. Ως διάρκεια του σήματος των σεισμών μετρήθηκε το κομμάτι της καταγραφής από την πρώτη είσοδο των επιμήκων κυμάτων μέχρι έως ότου το πλάτος της αναλογικής καταγραφής του σήματος να γίνει ίσο με δύο χιλιοστά. Αυτό εφαρμόστηκε σε όλους τους σταθμούς καταγραφής.

Το μέγεθος M_D υπολογίστηκε από τους εξής τύπους (Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985):

 $M_{\rm D} = 2.14 \cdot \log({\rm Dur}) + 0.0038 \cdot \Delta + c$, $\Delta < 100 {\rm km}$ (3.8)

$$M_{\rm D} = 1.97 \cdot \log({\rm Dur}) + 0.0012 \cdot \Delta + c, \qquad \Delta > 100 {\rm km} (3.9)$$

όπου Dur είναι η διάρκεια του σήματος κάθε σεισμού, Δ η επικεντρική απόσταση και c σταθερά για κάθε σταθμό, η τιμή της οποίας εξαρτάται από την επικεντρική απόσταση του σεισμού από τον σταθμό καταγραφής και δίνεται στην δεύτερη στήλη του πίνακα 3.6. Στην τρίτη στήλη του πίνακα 3.6 δίνεται αν οι επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών από τους σταθμούς καταγραφής είναι μεγαλύτερες ή μικρότερες των 100km. Για τους σταθμούς καταγραφής Κεντρικό, Σέρρες, Θεσσαλονίκη και Θεσσαλονίκη (low gain) οι επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών είναι μεγαλύτερες των 100km και για αυτούς στον υπολογισμό του μεγέθους χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3.9). Στον σταθμό καταγραφής Λιτόχωρο οι σεισμοί βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 100km και για αυτόν τον σταθμό στον υπολογισμό του μεγέθους χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3.8).

Σταθμός	С	Δ
Λιτόχωρο	-1.18	<100km
Κεντρικό	-0.73	>100km
Σέρρες	-0.57	>100km
Θεσσαλονίκη	-0.28	>100km
Θεσσαλονίκη (low gain)	1.07	>100km

Πίνακας 3.6. Σταθερές διόρθωσης c κατά σταθμό για τις σχέσεις (3.8) και (3.9) (Σκορδύλης 1985).

Συγκρίναμε τη μέση τιμή του μεγέθους κάθε σεισμού που υπολογίστηκε από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής M_A με τη μέση τιμή του μεγέθους που υπολογίστηκε από την αντίστοιχη διάρκεια του σήματος M_D , όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.



Σχήμα 3.3. Γραφική παράσταση μεταξύ του μεγέθους που υπολογίστηκε από τα πλάτη αναγραφής, *M_A*, και του μεγέθους που υπολογίστηκε από την αντίστοιχη διάρκεια *M_D*.

Από το σχήμα 3.3 φαίνεται ότι τα μεγέθη M_D που υπολογίσαμε από τις διάρκειες και τα μεγέθη M_A που υπολογίστηκαν από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής, ακολουθούν τη σχέση $M_A = M_D$, αλλά η διασπορά που παρατηρείται είναι αρκετά σημαντική για όλο το διάστημα των τιμών, ενώ γενικά παρατηρούμε ότι το M_D είναι ελαφρά μεγαλύτερο του M_A .

3.2.3 Υπολογισμός τελικού τοπικού μεγέθους

Οι καταγραφές ενός σεισμού που αναγράφονται σε διαφορετικούς σεισμολογικούς σταθμούς εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες μερικοί από τους οποίους είναι: τα χαρακτηριστικά του σεισμογόνου ρήγματος, οι διαφορετικές αζιμουθιακές αποστάσεις στις οποίες βρίσκονται οι σταθμοί καταγραφής σε σχέση με το επίκεντρο του σεισμού, η κατευθυντικότητα στην πηγή και οι τοπικές εδαφικές συνθήκες κάτω από τη θέση του σταθμού. Αποτέλεσμα αυτών των παραγόντων είναι ότι τα μέγιστα πλάτη της εδαφικής κίνησης όπως και η διάρκεια των καταγραφών δεν είναι ίδια σε κάθε σταθμό καταγραφής. Έτσι μπορούμε να θεωρήσουμε ότι το μέγεθος ενός σεισμού όπως υπολογίζεται από έναν σταθμό καταγραφής δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{M_i}^{j} = \mathbf{M_i} + \mathbf{d}^{j} \tag{3.10}$$

όπου M_i ^j είναι το μέγεθος του i σεισμού που γράφτηκε στον j σταθμό, M_i είναι το πραγματικό μέγεθος του i σεισμού και το d^j είναι η σταθερά διόρθωσης του j σταθμού. Η τιμή της σταθεράς d^j εκφράζει όλους τους παράγοντες που επηρεάζουν την καταγραφή και είναι διαφορετική σε κάθε σταθμό καταγραφής.

Αν ένας σεισμός i έχει καταγραφεί σε k σταθμούς καταγραφής και είναι γνωστό το μέγεθος , M_i^{j} , του i σεισμού σε κάθε j σταθμό, μπορούμε από την γραμμική εξίσωση (3.10) να παράγουμε ένα γραμμικό σύστημα το οποίο να περιλαμβάνει τις εξισώσεις (3.10) για όλους τους i σεισμούς και το οποίο έχει τη μορφή:

$$\mathbf{A} \mathbf{x} = \mathbf{B} \tag{3.11}$$

όπου **B** είναι ο πίνακας που περιέχει τα δεδομένα, δηλαδή τα μεγέθη του κάθε σεισμού που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό, **M**_i^j, **x** είναι ο πίνακας που περιέχει τους αγνώστους, δηλαδή τη σταθερά διόρθωσης, **d**^j, του κάθε σταθμού καταγραφής και το μέγεθος, **M**_i, του κάθε σεισμού, ενώ ο πίνακας **A** περιέχει μηδενικά στοιχεία, μοναδιαία στοιχεία και στοιχεία που εκφράζουν το γεγονός ότι σε ορισμένα δεδομένα

θέλαμε να δώσουμε μεγαλύτερη βαρύτητα μέσω ενός συντελεστή βαρύτητας w. Το σύστημα λύνεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και η λύση είναι της μορφής:

$$\mathbf{X}_{LSO} = (\mathbf{A}^{\mathrm{T}} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^{\mathrm{T}} \mathbf{B}$$
(3.12)

Εφόσον ως πραγματικό μέγεθος ενός σεισμού μπορεί να θεωρηθεί ο μέσος όρος των υπολογισμένων μεγεθών σε κάθε σταθμό καταγραφής θα πρέπει το άθροισμα των σταθερών διόρθωσης του κάθε σταθμού στον ίδιο σεισμό να είναι μηδέν. Συνεπώς για την σωστή επίλυση του συστήματος πρέπει να προσθέσουμε και την εξής συνθήκη:

$$\sum \mathbf{d}^{\mathbf{j}} = \mathbf{0} \tag{3.13}$$

η οποία είναι η μαθηματική έκφραση της παραπάνω έκφρασης.

Εφαρμόζουμε τα παραπάνω χρησιμοποιώντας ως δεδομένα του συστήματος τα μεγέθη, M_i^{j} , του i σεισμού σε κάθε j σταθμό καταγραφής που υπολογίστηκαν από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής της εδαφικής κίνησης όπως αναφέρεται στην παραγράφο 3.3.1. Με αυτό τον τρόπο υπολογίζεται το μέγεθος κάθε σεισμού M_A , όπως και οι σταθερές, d^j , που μπορούν να χρησιμοποιηθούν στους αντίστοιχους σταθμούς καταγραφής έτσι ώστε να διορθωθεί το μέγεθος του σεισμού που υπολογίζεται σε αυτούς σε σχέση με το πραγματικό μέγεθος του σεισμού. Η σταθερά d^j εκφράζει κάτι διαφορετικό από τη σταθερά c, (σχέσεις (3.6) και (3.7), Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985). Οι τιμές των σταθερών, d^j , για κάθε σταθμό καταγραφής του πίνακα 3.7, ενώ στην πρώτη στήλη δίνεται ο κωδικός του σταθμού. Στην τρίτη στήλη και στην τέταρτη στήλη δίνεται η τυπική απόκλιση SD και το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του M_A για κάθε σταθμό, αντίστοιχα.

Πίνακας 3.7. Η τιμή της σταθεράς διόρθωσης d, η τυπική απόκλιση SD και το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό του M_A.

Σταθμός	d	SD	n
LIT	0.36	0.05	59
KNT	-0.06	0.04	141
SRS	-0.07	0.04	138
THE	-0.43	0.05	130
THE (lg)	-0.03	0.07	19

Στο σχήμα 3.4 συγκρίνουμε το μέγεθος του κάθε σεισμού που υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας μόνο τα μέγιστα πλάτη αναγραφής του με δύο διαφορετικές μεθοδολογίες. Στον άξονα y έχουμε τοποθετήσει τη μέση τιμή του μεγέθους που υπολογίστηκε με βάση τη μεθοδολογία της παραγράφου 3.3.1 (M_A-Mέσοι Όροι), ενώ στον άξονα x το μέγεθος που υπολογίστηκε με βάση τη μεθοδολογία αυτής της παραγράφου (M_A-Γραμμικό Σύστημα). Η κατανομή των σημείων δεν είναι πάνω στην ευθεία γραμμή που αποτελεί τη σχέση M_A-Γραμμικό Σύστημα = M_A-Μέσοι Όροι, αλλά σε μία ευθεία παράλληλη προς αυτή και η οποία έχει μικρότερη κλίση.



Σχήμα 3.4. Γραφική παράσταση των μεγεθών M_A που υπολογίστηκαν από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής και των μεγεθών M_A που υπολογίστηκαν από τη λύση του γραμμικού συστήματος.

Γνωρίζοντας το πραγματικό μέγεθος M_A κάθε σεισμού και θέλοντας να εκλέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας ξαναυπολογίσαμε τις τιμές της σταθεράς c (Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985) που χρησιμοποιείται στις σχέσεις (3.6) και (3.7) όπως δίνονται στον πίνακα 3.5. Το μέγεθος M_i^{j} ενός i σεισμού που υπολογίζεται σε κάθε j σταθμό καταγραφής έχει την ίδια τιμή άσχετα από τον τρόπο υπολογισμού του. Συνεπώς ο υπολογισμός της σταθεράς c γίνεται εξισώνοντας τη σχέση (3.10) με τη σχέση (3.6):

$$M_{A i} + d^{j} = \log \frac{\lambda A}{V} + 1.199 \log \Delta + 1.268 + c_{j} + \epsilon \Rightarrow$$

$$c_{j} = (M_{A_{i}} + d^{j}) - (\log \frac{\lambda A}{V} + 1.199 \log \Delta + 1.268 + \epsilon), \qquad (3.14)$$

Επίσης εξισώνοντας τη σχέση (3.10) με τη σχέση (3.7):

$$M_{A i} + d^{j} = \log \frac{\lambda A}{V} + 2.32 \log \Delta - 1.07 + c \Longrightarrow_{j}$$

$$c_{j} = (M_{A_{i}} + d^{j}) - (\log \frac{\lambda A}{V} + 1.199 \log \Delta - 1.07), \qquad (3.15)$$

Οι σταθερές λ, V και ε που χρησιμοποιούνται στις σχέσεις (3.14) και (3.15) το πως υπολογίζονται και ποιες τιμές παίρνουν το έχουμε είδη εξηγήσει στην παράγραφο 3.3.1. Η σχέση (3.14) ισχύει για επικεντρικές αποστάσεις Δ<100km και χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των σταθεράς διόρθωσης c του σταθμού Λιτόχωρο, ενώ η σχέση (3.15) ισχύει για επικεντρικές αποστάσεις Δ>100km και χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των σταθερών διόρθωσης c των σταθμών Κεντρικό, Σέρρες, Θεσσαλονίκη και Θεσσαλονίκη (low gain).

Από τις τιμές των σταθερών διόρθωσης υπολογίστηκε σε κάθε σταθμό καταγραφής η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c. Στον πίνακα 3.8 δίνεται στην πρώτη στήλη ο κωδικός του σταθμού, στη δεύτερη στήλη η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c, στην τρίτη στήλη η τυπική απόκλιση SD και στην τέταρτη το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της σε κάθε σταθμό. Συγκρίνοντας τις τιμές των πινάκων 3.8 και 3.5 βλέπουμε ότι υπάρχει ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των τιμών της σταθεράς c για κάθε σταθμό.

Σταθμός	с	SD	n
LIT	-0.05	0.16	59
KNT	-0.04	0.18	141
SRS	-0.04	0.18	138
THE	0.10	0.13	130
THE (lg)	0.13	0.23	19

Πίνακας 3.8. Μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c (σχέσεις (3.6) και (3.7)), τυπική απόκλιση SD και πλήθος παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της.

Εφαρμόσαμε την ίδια διαδικασία χρησιμοποιώντας ως δεδομένα του συστήματος τα μεγέθη, M_i^{j} , του i σεισμού σε κάθε j σταθμό καταγραφής που υπολογίστηκαν από τη διάρκεια της καταγραφής χρησιμοποιώντας τη μεθοδολογία της παραγράφου 3.3.2. Από τη λύση του γραμμικού συστήματος υπολογίζεται το μέγεθος κάθε σεισμού, M_D , και οι σταθερές, d^j , που χρησιμοποιούνται στους αντίστοιχους σταθμούς καταγραφής έτσι ώστε να διορθωθεί το μέγεθος της διάρκειας M_D του σεισμού. Η σταθερά d^j εκφράζει κάτι διαφορετικό από τη σταθερά c, (σχέσεις (3.8) και (3.9), Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985). Στον πίνακα 3.9 δίνονται: στη δεύτερη στήλη η τιμή της σταθεράς διόρθωσης d, στην πρώτη στήλη ο κωδικός του σταθμού, στην τρίτη στήλη η τυπική απόκλιση SD και στην τέταρτη το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του M_D για κάθε σταθμό.

Πίνακας 3.9. Η τιμή της σταθεράς διόρθωσης d, τυπική απόκλιση SD και πλήθος παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του M_D για τους σταθμούς LIT, KNT, SRS, THE, THElg.

Σταθμός	d	SD	n
LIT	0.08	0.05	251
KNT	0.07	0.05	222
SRS	-0.11	0.05	147
THE	-0.27	0.05	139
THE (lg)	0.19	0.06	18

Στο σχήμα 3.5 συγκρίνουμε το μέσο μέγεθος του κάθε σεισμού που υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας μόνο τη διάρκεια της εδαφικής κίνησης από τις δύο διαφορετικές μεθοδολογίες. Στον άξονα y έχουμε τοποθετήσει το μέγεθος που υπολογίστηκε από το μέσο όρο των μεγεθών που υπολογίστηκαν με βάση τη μεθοδολογία της παραγράφου 3.2.2 (M_D- Μέσοι Όροι), ενώ στον άξονα x το μέγεθος που υπολογίστηκε βάση της μεθοδολογίας αυτής της παραγράφου (M_D- Γραμμικό Σύστημα). Η ευθεία γραμμή αποτελεί τη σχέση M_D- Γραμμικό Σύστημα = M_D- Μέσοι Όροι, και η κατανομή των σημείων βρίσκεται σε πολύ ικανοποιητική συμφωνία με τη σχέση αυτή.



Σχήμα 3.5: Γραφική παράσταση των μεγεθών M_D που υπολογίστηκαν από τη διάρκεια του σήματος και των μεγεθών M_D που υπολογίστηκαν από τη λύση του γραμμικού συστήματος.

Στη συνέχεια και θέλοντας να εκλέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας, γνωρίζοντας πλέον το πραγματικό μέγεθος M_D κάθε σεισμού ξαναυπολογίσαμε τις τιμές της σταθεράς c (Κυρατζή 1984, Σκορδύλης 1985) που χρησιμοποιείται στις
σχέσεις (3.8) και (3.9). Ο υπολογισμός της σταθεράς c γίνεται με βάση τη λογική ότι το μέγεθος M_i^{j} , του i σεισμού που υπολογίζεται σε κάθε j σταθμό καταγραφής δεν εξαρτάται από τον τρόπο υπολογισμού του. Συνεπώς εξισώνοντας τη σχέση (3.10) με τη σχέση (3.8):

$$M_{D i} + d^{j} = 2.14 \cdot \log D + 0.038 \cdot \Delta + c \Longrightarrow_{j}$$

$$c_{j} = (M_{D_{i}} + d^{j}) - (2.14 \cdot \log D + 0.038\Delta), \qquad (3.16)$$

Επίσης εξισώνοντας τη σχέση (3.10) με τη σχέση (3.7):

$$M_{D i} + d^{j} = 1.97 \cdot \log D + 0.012 \cdot \Delta + c \Longrightarrow_{j}$$

$$c_{j} = (M_{D_{i}} + d^{j}) - (1.97 \cdot \log D + 0.012 \cdot \Delta), \qquad (3.17)$$

Η σχέση (3.16) ισχύει για επικεντρικές αποστάσεις Δ<100km και χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των σταθεράς διόρθωσης c του σταθμού LIT, ενώ η σχέση (3.17) ισχύει για επικεντρικές αποστάσεις Δ>100km και χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των σταθερών διόρθωσης c των σταθμών KNT, SRS, THE και THElg.

Από τις τιμές των σταθερών διόρθωσης υπολογίστηκε σε κάθε σταθμό καταγραφής η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c. Στον πίνακα 3.10 δίνεται στην πρώτη στήλη ο κωδικός του σταθμού, στη δεύτερη στήλη η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c, στην τρίτη στήλη η τυπική απόκλιση SD και στην τέταρτη το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της σε κάθε σταθμό.

Πίνακας 3.10. Μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c (σχέσεις (3.8) και (3.9)), τυπική απόκλιση SD και πλήθος παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της.

Σταθμός	С	SD	n
LIT	-1.18	0.21	251
KNT	-0.73	0.15	222
SRS	-0.57	0.20	147
THE	-0.29	0.14	139
THE (lg)	1.08	0.14	18

Συγκρίνοντας τις τιμές των πινάκων 3.10 και 3.6 βλέπουμε ότι και εδώ υπάρχει ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των τιμών της σταθεράς c για κάθε σταθμό.

Συγκρίναμε το μέγεθος κάθε σεισμού που υπολογίστηκε από τη λύση του γραμμικού συστήματος 3.11 χρησιμοποιώντας ως δεδομένα: 1) τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής M_A , 2) τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από τις αντίστοιχες διάρκειες του σήματος M_D . Η σύγκριση φαίνεται στο σχήμα 3.6. Τα μεγέθη M_D -Γραμμικό σύστημα και M_A -Γραμμικό σύστημα ακολουθούν τη σχέση M_A -Γραμμικό σύστημα = M_D -Γραμμικό σύστημα και η συμφωνία μεταξύ τους είναι πολύ ικανοποιητική. Επίσης συγκρίνουμε το σχήμα 3.6 με το σχήμα 3.3 και παρατηρούμε ότι η διασπορά των σημείων του σχήματος 3.6 είναι μικρότερη σε σχέση με τη διασπορά των σημείων του σχήματος 3.3. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι ο τρόπος υπολογισμού των μεγεθών μέσω της επίλυσης του γραμμικού συστήματος 3.11, M_A -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό συστήματος 3.11, M_A -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό σύστημα και M_D -Γραμμικό σύστημα, είναι πιο ακριβής.



Σχήμα 3.6. Γραφική παράσταση μεταξύ του M_A και του M_D που υπολογίστηκαν από τη λύση του γραμμικού συστήματος.

Τέλος λύσαμε πάλι το γραμμικό σύστημα 3.11 και υπολογίσαμε το τελικό τοπικό μέγεθος κάθε σεισμού, M_L , χρησιμοποιώντας ως δεδομένα του συστήματος: A) τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από: 1) τα μέγιστα πλάτη αναγραφής (σχέσεις (3.6), (3.7)), 2) την διάρκεια του σήματος (σχέσεις (3.8), (3.9)), στους σταθμούς καταγραφής Λιτόχωρο (LIT), Κεντρικό (KNT), Σέρρες (SRS), Θεσσαλονίκη (THE), Θεσσαλονίκη (χαμηλής ενίσχυσης) (THElg).

B) τον δεκαδικό λογάριθμο: 1) των μέγιστων πλατών αναγραφής, 2) της διάρκειας του σήματος, που μετρήθηκαν από τα σεισμογράμματα στους σταθμούς καταγραφής Άγιος Γεώργιος (AGG), Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA), Παλιούρι (PAIG).

Οι γραμμικές εξισώσεις που δίνουν το γραμμικό σύστημα 3.11 είναι για τους σταθμούς καταγραφής Λιτόχωρο (LIT), Κεντρικό (KNT), Σέρρες (SRS), Θεσσαλονίκη (THE), Θεσσαλονίκη (χαμηλής ενίσχυσης) (THElg) η εξής:

$$M_{A i}{}^{j} = M_{i} + d_{A}{}^{j}$$
(3.18)

$$M_{\rm D i}{}^{j} = M_{\rm i} + d_{\rm D}{}^{j} \tag{3.19}$$

ενώ για τους σταθμούς καταγραφής Άγιος Γεώργιος (AGG), Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA), Παλιούρι (PAIG) οι εξισώσεις:

$$M_{A_{i}}^{j} = \log \frac{A}{2} + c_{A}^{j}$$
(3.20)

$$M_{D_{i}}^{j} = \log D + c_{D}^{j}$$
(3.21)

όπου Α είναι το μέγιστο πλάτος αναγραφής, D είναι η διάρκεια καταγραφής και c_A^J , c_D^{j} είναι σταθερές οι οποίες είναι αντίστοιχες των σταθερών c που υπάρχουν στις σχέσεις (3.6) – (3.9). Επίσης για την σωστή επίλυση του συστήματος προσθέσουμε πάλι την συνθήκη:

$$\sum \left(d_{A}^{j} + d_{D}^{j} \right) = 0$$
 (3.22).

Στο σχήμα 3.7 φαίνεται η χαρτογράφηση του τελικού τοπικού μεγέθους, M_L , του κάθε σεισμού σε σχέση με το μέγεθος που είχε υπολογιστεί από τη λύση του γραμμικού συστήματος από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής, M_A -Γραμμικό σύστημα, (πάνω σχήμα) και σε σχέση με τη διάρκεια του σήματος, M_D -Γραμμικό σύστημα



(κάτω σχήμα). Η ευθεία γραμμή αποτελεί τη γραφική παράσταση της σχέσης $M_L = M_A$ -Γραμμικό σύστημα και $M_L = M_D$ -Γραμμικό σύστημα αντίστοιχα.

Σχήμα 3.7. Σύγκριση του τελικού μεγέθους του κάθε σεισμού M_L με το αντίστοιχο μέγεθος που υπολογίστηκε από τη λύση του γραμμικού συστήματος: από τα πλάτη αναγραφής M_A (πάνω σχήμα) και από τη διάρκεια του σήματος M_D (κάτω σχήμα).

Όπως παρατηρούμε το τελικό τοπικό μέγεθος M_L που υπολογίστηκε για κάθε σεισμό βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τα μεγέθη M_A -Γραμμικό σύστημα, M_D -Γραμμικό σύστημα. Συγκρίνοντας τα δύο σχήματα μεταξύ τους παρατηρούμε ότι υπάρχει μεγαλύτερη διασπορά μεταξύ των σημείων στη γραφική παράσταση $M_L = f$ (M_A -Γραμμικό σύστημα), από ότι στη γραφική παράσταση $M_L = f$ (M_D -Γραμμικό σύστημα). Αυτό μπορεί να οφείλεται εν μέρει στο ότι τα δεδομένα που προέρχονται από τη διάρκεια του σήματος είναι περισσότερα από τα δεδομένα που προέρχονται από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής. Πιθανότατα όμως αντανακλά τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα του μέγιστου πλάτους αναγραφής για το ίδιο μέγεθος και απόσταση αναγραφής από ότι της διάρκειας καταγραφής.

Από τη λύση του γραμμικού συστήματος υπολογίστηκαν και οι τιμές των σταθερών διόρθωσης d_A^{j} , d_D^{j} για τους σταθμούς καταγραφής Λιτόχωρο (LIT), Κεντρικό (KNT), Σέρρες (SRS), Θεσσαλονίκη (THE), Θεσσαλονίκη (χαμηλής ενίσχυσης) (THElg). Στην πρώτη στήλη του πίνακα 3.11 δίνεται ο κωδικός του σταθμού, στην δεύτερη και στην πέμπτη στήλη δίνεται η τιμή της σταθεράς διόρθωσης d_A^{j} που χρησιμοποιείται στα μέγιστα πλάτη καταγραφής και η τιμή της σταθεράς διόρθωσης d_D^{j} που χρησιμοποιείται στις διάρκειες αντίστοιχα. Στην τρίτη και στην έκτη στήλη η τυπική τους απόκλιση SD ενώ στην τέταρτη και στην έβδομη το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται σταθερών διόρθωσης d_A^{j} , d_D^{j} του πίνακα 3.11 με τις αντίστοιχες τιμές των πινάκων 3.6 και 3.8, παρατηρούμε ότι βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία για κάθε σταθμό.

Σταθμός	d _A	SD	n	d _D	SD	n
	ΜΕΓΙΣΤΑ ΠΛΑΤΗ ΑΝΑΓΡΑΦΗΣ			ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΣΗΜΑΤΟΣ		
LIT	0.38	0.02	59	0.08	0.01	251
KNT	-0.10	0.02	141	0.06	0.01	222
SRS	-004	0.02	138	-0.12	0.01	147
THE	-0.41	0.02	130	-0.26	0.01	139
THE (lg)	0.15	0.02	19	0.23	0.02	18

Πίνακας 3.11. Οι τιμές των σταθερών διόρθωσης $d_A{}^j$, $d_D{}^j$, η τυπική τους απόκλιση SD και το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του M_L για τους σταθμούς LIT, KNT, SRS, THE, THElg.

Επίσης από τη λύση του γραμμικού συστήματος υπολογίστηκαν και οι σταθερές διόρθωσης, δηλαδή η σταθερά $c_A{}^j$ για τα μέγιστα πλάτη καταγραφής και η σταθερά $c_D{}^j$ για τις διάρκειες, για τους σταθμούς καταγραφής Άγιος Γεώργιος (AGG), Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA), Παλιούρι (PAIG). Οι σταθερές $c_A{}^j$, $c_D{}^j$ μπορούν να χρησιμοποιηθούν στις σχέσεις (3.6) – (3.9). Οι τιμές των σταθερών φαίνονται στον πίνακα 3.12. Στην πρώτη στήλη του πίνακα 3.12 δίνεται ο κωδικός του σταθμού, στην δεύτερη στήλη δίνεται η τιμή της σταθεράς διόρθωσης $c_A{}^j$ που χρησιμοποιείται στα μέγιστα πλάτη καταγραφής, στην τρίτη στήλη η τυπική της απόκλιση SD και στην τέταρτη το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται η τιμή της απόκλιση SD και στην έβδομη το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται στο χρησιμοποιείται στα χρησιμοποιείται στα μέβοι της σε κάθε σταθμό καταγραφής.

Πίνακας 3.12. Οι τιμές των σταθερών διόρθωσης $c_A^{\ j}$, $c_D^{\ j}$, η τυπική τους απόκλιση SD και το πλήθος των παρατηρήσεων η που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του M_L για τους σταθμούς AGG, IGT, FNA, PAIG.

Σταθμός	c _A	SD	n	c _D	SD	n
	ΜΕΓΙΣΤΑ ΠΛΑΤΗ ΑΝΑΓΡΑΦΗΣ			ΔΙΑΡ	KEIA ΣΗΜA	ΑΤΟΣ
AGG	2.39	0.01	113	1.37	0.01	222
IGT	2.51	0.02	39	1.39	0.02	84
FNA(P)	1.98	0.02	85	1 48	0.01	247
FNA (S)	2.17	0.01	99	1.10	0.01	217
PAIG	2.50	0.04	9	1.38	0.06	11

Στη συνέχεια θέλοντας να εκλέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας για τους συγκεκριμένους σταθμούς καταγραφής και γνωρίζοντας πλέον το πραγματικό μέγεθος M_L κάθε σεισμού υπολογίσαμε τις τιμές της σταθερών διόρθωσης, $c_A{}^j$, $c_D{}^j$ ως εξής:

$$\mathbf{c}_{\mathbf{A}}{}^{\mathbf{j}} = \mathbf{M}_{\mathbf{L}} - \log \frac{\mathbf{A}}{2} \tag{3.23}$$

$$\mathbf{c_D}^{\mathbf{j}} = \mathbf{M_L} - \mathbf{logD} \tag{3.24}$$

όπου M_L το τελικό τοπικό μέγεθος κάθε σεισμού, Α το μέγιστο πλάτος αναγραφής και D η διάρκεια της καταγραφής. Στη συνέχεια κατασκευάσαμε τα ιστογράμματα συχνοτήτων των τιμών της σταθεράς διόρθωσης και υπολογίσαμε τη μέση τιμή της. Στα σχήματα 3.9, 3.10 και 3.11 φαίνονται τα ιστογράμματα των συχνοτήτων που υπολογίστηκαν από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής και από τη διάρκεια του σήματος αντίστοιχα, στους σταθμούς καταγραφής Άγιος Γεώργιος (AGG), Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA), Παλιούρι (PAIG). Με κόκκινη γραμμή αναπαρίστανται η καμπύλη της κατανομής Gauss.



Σχήμα 3.9. Ιστογράμματα συχνοτήτων των τιμών c_A για τα μέγιστα πλάτη καταγραφής.



Σχήμα 3.10.Ομοίως με σχήμα 3.9.





Σχήμα 3.11. Ιστογράμματα συχνοτήτων των τιμών c_D για τις διάρκειες.

Οι τιμές που υπολογίζονται από τα ιστογράμματα συχνοτήτων φαίνονται στον πίνακα 3.13. Στην πρώτη στήλη του πίνακα 3.13 δίνεται ο κωδικός του σταθμού, και στη συνέχεια οι επόμενες τρεις στήλες αναφέρονται στη σταθερά διόρθωσης που χρησιμοποιείται στα μέγιστα πλάτη καταγραφής, ενώ οι αμέσως επόμενες στη σταθερά διόρθωσης που χρησιμοποιείται στις διάρκειες. Στην δεύτερη στήλη δίνεται η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c_A που χρησιμοποιείται στα μέγιστα πλάτη καταγραφής, στην τρίτη στήλη η τυπική της απόκλιση SD και στην τέταρτη το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της σε κάθε σταθμό. Στη πέμπτη στήλη δίνεται η μέση τιμή της σταθεράς διόρθωσης c_D που χρησιμοποιείται στις διάρκειες, στην έκτη στήλη η τυπική απόκλιση SD και στην έβδομη το πλήθος των παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της για κάθε σταθμό. Συγκρίνοντας τις τιμές των πινάκων 3.12 και 3.13 βλέπουμε ότι υπάρχει ικανοποιητική συμφωνία.

Σταθμός	c _A	SD	n	c _D	SD	n
	ΜΕΓΙΣΤΑ ΠΛΑΤΗ ΑΝΑΓΡΑΦΗΣ			ΔΙΑΡ	KEIA ΣΗΜA	ΑΤΟΣ
AGG	2.39	0.16	113	1.37	0.24	222
IGT	2.51	0.18	39	1.39	0.24	84
FNA(P)	1.98	0.17	85	1 46	0.25	247
FNA (S)	2.17	0.20	99	1.10	0.20	217
PAIG	2.50	0.13	9	1.38	0.17	11

Πίνακας 3.13. Μέση τιμή των σταθερών διόρθωσης c_A, c_D, τυπική απόκλιση SD και πλήθος παρατηρήσεων n που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό τους σε κάθε σταθμό.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΕΣΤΙΑΣ

4.1 Εισαγωγή

Είναι γνωστό ότι οι κυριότεροι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται η σεισμική κίνηση σε μια τοποθεσία λόγω της γένεσης ενός σεισμού είναι (σχήμα 4.1) οι εξής:

- Οι παράμετροι της σεισμικής εστίας (μέγεθος, σεισμική ροπή, μηχανισμός γένεσης, φάσμα της εστίας, κ.λ.π.).
- Ο δρόμος διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, ο οποίος βρίσκεται μεταξύ της εστίας του σεισμού και της τοποθεσίας (μήκος δρόμου, απόσβεση σεισμικών κυμάτων, κ.λ.π.).
- Η ίδια η τοποθεσία (σκληρότητα του εδάφους θεμελίωσης, πάχος χαλαρών επιφανειακών σχηματισμών, μορφολογία, κ.λ.π.).



Σχήμα 4.1. Σχηματική αναπαράσταση των τριών παραμέτρων που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση, δηλαδή της σεισμικής εστίας, του δρόμου διαδρομής και της τοποθεσίας (Housner 1974).

Η μαθηματική έκφραση των παραπάνω είναι:

$$u(t,R) = s(\tau) * a(t-\tau,R) * z(t) * i(t)$$
(4.1)

όπου με $s(\tau)$ συμβολίζουμε τον παράγοντα της πηγής, με $a(t-\tau, R)$ τον παράγοντα του δρόμου διαδρομής και με z(t) την επίδραση της τοποθεσίας, όπου τ είναι ο χρόνος που άρχισε η διάρρηξη στην πηγή. Με i(t) συμβολίζουμε την συνάρτηση απόκρισης του οργάνου.

Συνεπώς μία καταγραφή ισχυρής σεισμικής κίνησης στο παράθυρο του χρόνου (σε χρόνο t και απόσταση R) προκύπτει ουσιαστικά από την συνέλιξη των τριών συναρτήσεων που περιγράψαμε. Στο πεδίο των συχνοτήτων, η πράξη της συνέλιξης μετατρέπεται σε πολλαπλασιασμό και έτσι η σχέση 4.1 μετασχηματίζεται στην ακόλουθη:

$$D(f,R) = S(f) \cdot A(f,R) \cdot Z(f) * I(f)$$
(4.2)

Από τη σχέση 4.2 προκύπτει ότι ένας από τους βασικότερους παράγοντες που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση είναι η εστία και οι διεργασίες που πραγματοποιούνται σε αυτήν κατά την γένεση του σεισμού. Η συνάρτηση αυτή, *S(f)*, είναι πολύπλοκη συνάρτηση και αποτελεί σύνθεση πολλών παραμέτρων, όπως είναι η σεισμική ροπή, τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης (σημείο έναρξης, ταχύτητα διάδοσης, κατευθυντικότητα) και το φασματικό περιεχόμενο της εκλυόμενης ενέργειας. Η διερεύνηση των παραμέτρων αυτών θεωρείται απαραίτητη για την όσο δυνατόν ρεαλιστικότερη μοντελοποίηση της πηγής.

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η διαδικασία που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό των φασματικών παραμέτρων 143 σεισμών, στοιχεία των οποίων δίνονται στον Πίνακα 2.2, της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 13^{ης} Μαίου 1995.

4.2 Επεξεργασία Φάσματος

Πριν την επεξεργασία των φασμάτων των σεισμικών καταγραφών, προηγήθηκε μια επεξεργασία των πρωτογενών σεισμικών καταγραφών. Αρχικά έγινε αναγωγή των καταγραφέντων πλατών (Volts), χρησιμοποιώντας την συνάρτηση απόκρισης του οργάνου, σε μονάδες επιτάχυνσης (cm/sec²). Η μετατροπή αυτή έγινε με τον πολλαπλασιασμό όλων των πλατών με μια σταθερά χαρακτηριστική για κάθε επιταχυνσιογράφο. Επίσης έγινε διόρθωση για τη βασική γραμμή καταγραφής των επιταχυνσιογραμμάτων (base line correction) υπολογίζοντας τον μέσο όρο των τιμών των πλατών κάθε κυματομορφής και προσθέτοντας τον αλγεβρικά σε κάθε σημείο της. Είχαμε δηλαδή μετατροπή των καταγραφέντων πλατών σε αρχεία τύπου V1, στα οποία είναι αποθηκευμένες οι δύο οριζόντιες (L, T) και η κατακόρυφη συνιστώσα (V) της κάθε καταγραφής.

Μετά από αυτές τις διορθώσεις, επιλέχθηκαν οπτικά τα τμήματα της κυματομορφής (παράθυρα) που περιλάμβαναν τον εδαφικό θόρυβο, τα επιμήκη, Ρ, και τα εγκάρσια, S, κύματα, στις δύο οριζόντιες συνιστώσες (L, T,) και στην κατακόρυφη συνιστώσα (V) της καταγραφής κάθε σεισμού. Το χρονικό παράθυρο του εδαφικού θορύβου επιλέχθηκε στην αρχή της κυματομορφής και πριν την άφιξη των επιμήκων, Ρ κυμάτων. Το χρονικό παράθυρο των επιμήκων, Ρ, κυμάτων επιλέχθηκε από την άφιξη τους έως την είσοδο των εγκαρσίων, S, κυμάτων. Στην επιλογή των εγκαρσίων, S, κυμάτων δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή ώστε να μην περιλαμβάνεται μεγάλο μέρος των επιφανειακών κυμάτων ή κυμάτων ουράς στο τέλος του χρονικού παραθύρου (Archuleta et al., 1982). Μετά από την επιλογή των χρονικών παραθύρων μετατρέψαμε τα αρχεία τύπου V1, μέσω προγράμματος σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran, σε αρχεία τύπου SAC (Seismic Analysis Code). Το πρόγραμμα SAC χρησιμοποιείται ευρέως για την γρήγορη και ακριβή ανάλυση και επεξεργασία κυματομορφών. Σε κάθε αρχείο τύπου SAC αποθηκεύεται μεμονωμένα η κάθε συνιστώσα (L, T, V) των καταγραφών ενός σεισμού. Στο αρχείο των επικεφαλίδων των αρχείων SAC αποθηκεύθηκαν όλες οι πληροφορίες που ήταν γνωστές για κάθε καταγραφή δηλαδή η ημερομηνία και ο χρόνος γένεσης του σεισμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, το εστιακό βάθος, το τοπικό μέγεθος Μ_L (όπως υπολογίστηκε στο τρίτο κεφάλαιο) και τα χρονικά παράθυρα του εδαφικού θορύβου, των επιμήκων, Ρ, και των εγκάρσιων, S, κυμάτων.

Μέσω του προγράμματος SAC υπολογίστηκαν τα φάσματα επιτάχυνσης του χρονικού παραθύρου των εγκαρσίων κυμάτων για τη μετάβαση στο χώρο των συχνοτήτων. Το διάστημα δειγματοληψίας στις καταγραφές είναι $\Delta t = 0.005$ sec, επομένως η συχνότητα Nyquist ήταν $f_N = \frac{1}{2 \cdot \Delta t} = \frac{1}{2 \cdot 0.005} = 100 Hz$. Στη συνέχεια τα φάσματα εξομαλύνθηκαν. Το παράθυρο των συχνοτήτων που χρησιμοποιήθηκε ήταν 0.5 Hz με αλληλοεπικάλυψη παραθύρων 50%, δηλαδή 0.25 Hz.

Στο σχήμα 4.2 φαίνεται η πορεία που ακολουθήθηκε από την αρχική κυματομορφή μέχρι την εξομάλυνση του φάσματος για μια τυχαία καταγραφή (οριζόντια συνιστώσα L της εδαφικής επιτάχυνσης στο σταθμό K2_KIRA από το σεισμό 950517 του Πίνακα 2.2). Στο πρώτο σχήμα φαίνεται η αρχική κυματομορφή και η επιλογή των παραθύρων θορύβου (T3–T4) και σήματος (T2–F), όπου από (T2–ISUO) είναι η επιλογή του παραθύρου των P κυμάτων ενώ (ISUO–F) είναι η επιλογή του παραθύρου των P κυμάτων ενώ (ISUO–F) είναι η επιλογή του συχνοτήτων, όπως απεικονίζεται στο τρίτο σχήμα Στο τελευταίο σχήμα φαίνεται το εξομαλυμένο φάσμα που προέκυψε από το προηγούμενο με εφαρμογή παραθύρου 0.5 Hz και με αλληλεπικάλυψη 50% (0.25 Hz), όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω.



Σχήμα 4.2. Επεξεργασία της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA από την αρχική καταγραφή μέχρι την τελική εξομάλυνση του φάσματος. Στο πάνω αριστερά σχήμα απεικονίζεται η κυματομορφή της οριζόντιας συνιστώσας. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται η επιλογή του παραθύρου του θορύβου (T3–T4), η επιλογή του παραθύρου των P κυμάτων (T2– ISUO) και η επιλογή του παραθύρου των S κυμάτων (ISUO–F). Στο πάνω δεξιά σχήμα δίνεται μόνο το παράθυρο των S κυμάτων στο οποίο θα εφαρμοστεί μετασχηματισμός Fourier. Στο κάτω αριστερά σχήμα απεικονίζεται το φάσμα μετά το μετασχηματισμό Fourier. Τέλος στο κάτω δεξιά σχήμα απεικονίζεται το εξομαλυμένο φάσμα.

4.3 Μεθοδολογία

Ο υπολογισμός των παραμέτρων της πηγής, δηλαδή της σεισμικής ροπής, M_o , και της γωνιακής συχνότητας, f_c , πραγματοποιείται μέσω του φάσματος της εδαφικής κίνησης. Ο καθορισμός των παραμέτρων αυτών προϋποθέτει την ύπαρξη ενός θεωρητικού μοντέλου για την διάρρηξη, με βάση το οποίο καθορίζονται οι σχέσεις μεταξύ του φάσματος και των παραμέτρων της πηγής. Είναι γνωστό ότι το φάσμα της μετατόπισης τόσο των επιμηκών όσο και των εγκάρσιων κυμάτων (μοντέλο Brune (1970, 1971), μοντέλο Boatwright (1978)), στις χαμηλές συχνότητες έχει μία σταθερή τιμή, Ω_o , εξαιτίας του ότι η πηγή είναι πρακτικά σημειακή για μεγάλα μήκη κύματος. Αυτό ισχύει μέχρι μία οριακή συχνότητα, η οποία ονομάζεται γωνιακή συχνότητα, f_c , και για συχνότητες μεγαλύτερες από αυτή το πλάτος του φάσματος ελαττώνεται λόγω της περιορισμένης ενέργειας της σεισμικής πηγής. Η τιμή του οριζόντιου τμήματος των χαμηλών συχνοτήτων του φάσματος μετατόπισης ενός σεισμού, Ω_o , είναι ανάλογη της σεισμικής ροπής, M_o .

Για να μπορέσουμε να υπολογίσουμε μέσω του φάσματος της εδαφικής κίνησης τις παραμέτρους της εστίας θα πρέπει να γνωρίζουμε την επίδραση του δρόμου διάδοσης των κυμάτων και της θέσης καταγραφής του σεισμού. Εφόσον είναι γνωστοί αυτοί οι παράγοντες μπορούμε να διορθώσουμε το φάσμα από την επίδραση τους και από το διορθωμένο πλέον φάσμα να υπολογίσουμε τις υπόλοιπες παραμέτρους.

Στην παρούσα εργασία ο υπολογισμός των παραμέτρων της εστίας πραγματοποιείται μέσω της προσαρμογής στο διορθωμένο φάσμα μετατόπισης των εγκάρσιων κυμάτων ενός θεωρητικού φασματικού μοντέλου. Το φάσμα της σεισμικής πηγής που προκύπτει μέσω των σεισμικών καταγραφών είναι:

$$D(f,R) = S(f) \cdot A(f,R) \cdot Z(f) * I(f) \Rightarrow$$

$$S(f) = \frac{D(f,R)}{A(f,R) \cdot Z(f) \cdot I(f)}$$
(4.3)

Το θεωρητικό φάσμα της πηγής μπορούμε να το υπολογίσουμε από το μοντέλο του Brune (1970, 1971):

$$S'(f) = \Omega_0 \frac{(2\pi f)^2}{1 + (\frac{f}{f_c})^2}$$
(4.4)

Το θεωρητικό φασματικό μοντέλο εξαρτάται από παραμέτρους, που στην ουσία είναι οι άγνωστοι δηλαδή η σεισμική ροπή, M_o , και η γωνιακή συχνότητα, f_c , και οι τιμές των οποίων ρυθμίζουν τη διαφορά μεταξύ των τιμών του φάσματος που υπολογίζει το θεωρητικό μοντέλο και των δεδομένων. Όταν η διαφορά μεταξύ των τιμών του φάσματος που υπολογίζει το θεωρητικό μοντέλο και των δεδομένων μας, S(f) - S'(f) (Μεθοδολογία Levenberg-Marquardt), γίνει ελάχιστη, τότε θεωρούμε ότι οι φασματικές παράμετροι έχουν υπολογιστεί. Επειδή υπάρχει μη γραμμική εξάρτηση του θεωρητικού μοντέλου από τους αγνώστους, αφού ο αριθμός των εξισώσεων είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των αγνώστων, η διαδικασία ελαχιστοποίησης της διαφοράς μεταξύ των τιμών του φάσματος που υπολογίζει το μοντέλο και των δεδομένων πρέπει να επαναληφθεί αρκετές φορές. Δίνοντας αρχικές τιμές στους αγνώστους επιτυγχάνεται βελτιστοποίηση της λύσης μας. Η διαδικασία σταματάει όταν η διαφορά μεταξύ των τιμών του φάσματος που υπολογίζει το μοντέλο και των δεδομένων σταματήσει να μειώνεται και τότε θεωρούμε ότι έχουμε επιτύχει την καλύτερη δυνατή λύση για τις τιμές των αγνώστων (Press et al.,1995).

4.4 Επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών

Για να διορθώσουμε το φάσμα για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες που υπάρχουν σε κάθε σταθμό χρησιμοποιούμε τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal / Vertical Spectral Ratio). Η συνάρτηση που προκύπτει από το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα ονομάζεται μέση συνάρτηση μεταφοράς (transfer function). Η τεχνική αυτή, η οποία δίνει χρήσιμες πληροφορίες για τη δεσπόζουσα συχνότητα συντονισμού στην εξεταζόμενη θέση (συνάρτηση μεταφοράς – ενίσχυσης), έχει προταθεί από τον Nakamura (1989) για μετρήσεις μικροθορύβου και έχει επίσης εφαρμοσθεί σε περιπτώσεις ισχυρής εδαφικής κίνησης (Lermo and Chavez-Garcia 1993, Theodulidis and Bard 1995).

Το αποτέλεσμα της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση δίνεται από την σχέση:

$$Z_{\rm M} = \sum \frac{H}{V} = \sum \frac{\sqrt{L^2 + T^2}}{\sqrt{2}V}$$
(4.4)

όπου με Η συμβολίζεται η οριζόντια συνιστώσα της σεισμικής κίνησης, η οποία αποτελείται από τις δύο συνιστώσες L και T, και με V η κατακόρυφη συνιστώσα. Βάση της σχέσης (4.4) υπολογίζουμε τη μέση συνάρτηση μεταφοράς για καθένα από τους εννιά σταθμούς καταγραφής. Στο σχήμα 4.3 φαίνεται με συνεχή γραμμή η μεταβολή της μέσης συνάρτησης μεταφοράς σε συνάρτηση με τη συχνότητα σε κάθε σταθμό καταγραφής. Με στικτή γραμμή παριστάνεται η τυπική απόκλιση πάνω και κάτω από τη μέση συνάρτηση μεταφοράς.



Σχήμα 4.3α. Μέσοι φασματικοί λόγοι των οριζοντίων προς την κατακόρυφη (H/V spectral ratio) για τους εννιά σταθμούς καταγραφής (συνεχής γραμμή) και η αντίστοιχη τυπική απόκλιση (στικτές γραμμές).





RYMNIO



Σχήμα 4.3β. Ομοίως με σχήμα 4.3α.

Οι Theodoulidis et al. (1998) υπολόγισαν το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών επιτάχυνσης για τέσσερις σταθμούς καταγραφής και συγκεκριμένα για τους CHROM, KNIDI, KAR95 και KENTR. Από την γραφική παράσταση των φασματικών αυτών λόγων υπολόγισαν την αντίστοιχη συχνότητα συντονισμού. Τα αποτελέσματα της εργασίας τους φαίνονται στο σχήμα 4.4. Η συμφωνία ως προς τη μορφή μεταξύ των φασματικών λόγων που υπολόγισαν οι παραπάνω ερευνητές για τους συγκεκριμένους σταθμούς και αυτών που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία είναι ικανοποιητική.



H/V SPECTRAL RATIO

Σχήμα 4.4. Φασματικοί λόγοι των οριζόντιων συνιστωσών προς την κατακόρυφη (H/V spectral ratios) με βάση τις καταγραφές της επιτάχυνσης στους σταθμούς KNIDI, KAR95, KENTR και CHROM (Theodoulidis et al., 1998).

Επίσης τα αποτελέσματα της παρούσης εργασίας βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία για δύο σταθμούς καταγραφής (CHROM και KNIDI) με τα αποτελέσματα της εργασίας του Ραπτάκη και των συνεργατών του, (1997), οι οποίοι υπολόγισαν τις θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της ελαστικής μονοδιάστατης ανάλυσης η οποία βασίζεται στη θεωρία διάδοσης των SH κυμάτων από το βράχο ως την ελεύθερη επιφάνεια, διαμέσου δεδομένης γεωφυσικής τομής (στρωματογραφία και δυναμικές ιδιότητες). Προϋποθέσεις για την εφαρμογή της είναι η ομαλή και οριζόντια στρωματογραφία με ομογενή και απείρου μήκους στρώματα και βραχώδη ημιχώρο με ιξοελαστική απόσβεση. Στο σχήμα 4.5 φαίνονται οι εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς (μαύρη γραμμή) και οι αντίστοιχες θεωρητικές (κόκκινη γραμμή), για τους δύο σταθμούς καταγραφής το CHROM και την KNIDI.



Σχήμα 4.5. Εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς (μαύρη γραμμή) και οι αντίστοιχες θεωρητικές (κόκκινη γραμμή), για δύο σταθμούς καταγραφής το CHROM και την KNIDI. (Ραπτάκης και συνεργάτες, 1997).

Έχοντας υπολογίσει τις μέσες εμπειρικές συναρτήσεις μεταφοράς, *Z(f)*, σε κάθε σταθμό κάνουμε την πρώτη διόρθωση στο φάσμα καταγραφής. Συγκεκριμένα, από την σχέση (4.2):

$$D(f,R) = S(f) \cdot A(f,R) \cdot Z(f) \Longrightarrow$$

$$\frac{D(f,R)}{Z(f)} = S(f) \cdot A(f,R)$$
(4.5)

Ένα παράδειγμα των παραπάνω φαίνεται στο σχήμα 4.6. Στο πάνω μέρος του σχήματος απεικονίζεται το εξομαλυμένο φάσμα επιτάχυνσης της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA, ενώ στο κάτω μέρος του σχήματος φαίνεται το αποτέλεσμα της διαίρεσης του εξομαλυμένου φάσματος με την μέση συνάρτηση μεταφοράς που έχει υπολογιστεί για τον συγκεκριμένο σταθμό καταγραφής.



Σχήμα 4.6. Στο πάνω μέρος του σχήματος απεικονίζεται το εξομαλυμένο φάσμα της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA. Στο κάτω σχήμα απεικονίζεται το διορθωμένο ως προς τις τοπικές εδαφικές συνθήκες φάσμα επιτάχυνσης.

4.5 Επίδραση του δρόμου διάδοσης των κυμάτων

Τα κύματα υφίστανται εξασθένηση κατά τη διάδοση τους μέσα στον γήινο φλοιό και τους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς. Η εξασθένηση αυτή μπορεί να διακριθεί σε γεωμετρική διασπορά, η οποία θεωρείται ανεξάρτητη των ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης και σε απόσβεση των κυμάτων, η οποία εξαρτάται από τις ιδιότητες του μέσου διάδοσης. Το αποτέλεσμα της επίδρασης της εξασθένησης των κυμάτων στο σεισμικό φάσμα συνήθως παριστάνεται με την συνάρτηση:

$$A(R, f) = G(R) \cdot exp(-\pi\kappa f)$$
(4.6)

όπου $G(R) = R^{-n}$ είναι ο παράγοντας γεωμετρικής διασποράς και R είναι η υποκεντρική απόσταση. Η σταθερά n είναι ο συντελεστής διασποράς που εξαρτάται από τον τρόπο διάδοσης του κύματος. Για χώρο ο οποίος αποτελείται από οριζόντια στρώματα η σταθερά n έχει την τιμή 1 για τα απευθείας κύματα χώρου (μικρές υποκεντρικές αποστάσεις), 2 για τα μετωπικά κύματα (μεγάλες υποκεντρικές αποστάσεις). Στα επιφανειακά κύματα η γεωμετρική διασπορά μεταβάλλεται με το γινόμενο: sin R^{-1/2} · R^{-1/2}. Για μικρές αποστάσεις το sin R^{-1/2} ⊂ R^{-1/2}, συνεπώς sin R^{-1/2} · R^{-1/2} = R⁻¹, δηλαδή η σταθερά είναι n = 1. Για μεγάλες αποστάσεις το sin R^{-1/2} ⇒ R^{-1/2} · R^{-1/2} = R⁻¹, δηλαδή η σταθερά είναι n = 1. Για μεγάλες αποστάσεις το sin R^{-1/2} ⇒ c · R^{-1/2}, δηλαδή η σταθερά είναι n = 1/2. Όταν η παράγωγος της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων ως προς την συχνότητα είναι μηδέν (φάση Airy), τότε η τιμή της σταθεράς n είναι η μονάδα, γιατί οι υποκεντρικές αποστάσεις των σεισμών από τους σταθμούς καταγραφής είναι μικρές.

Η ποσότητα *exp(-πκf)* (4.7) είναι ο παράγοντας ανελαστικής απόσβεσης. Ο παράγοντας κ εκφράζει την απόσβεση του σεισμικού κύματος από την εστία του σεισμού έως την θέση του σταθμού καταγραφής δηλαδή:

$$\kappa = \int_{path} \frac{dR}{Q(f) \cdot \beta}$$
(4.7)

όπου R είναι η διαδρομή που διανύει το σεισμικό κύμα από την πηγή έως τον σταθμό καταγραφής, Q είναι ο παράγοντας ποιότητας (quality factor) και β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων.

Οι Papageorgiou and Aki (1983a,b) θεώρησαν ότι ο παράγοντας κ είναι χαρακτηριστικό της εστίας του σεισμού, ενώ οι Hough και Anderson (1988) θεώρησαν ότι ο παράγοντας κ είναι το άθροισμα δύο όρων δηλαδή :

$$\kappa = \kappa_0 + \int_{path} \frac{dR}{Q(f) \cdot \beta}$$
(4.8)

Ο παράγοντας εξασθένησης κ₀ εκφράζει την απόσβεση που οφείλεται στην κατακόρυφη διαδρομή από το υπόβαθρο μέχρι το σταθμό και καθορίζει το σχήμα των φασματικών πλατών στις υψηλές συχνότητες. Ο δεύτερος όρος της σχέσης 4.8 εκφράζει την απόσβεση που οφείλεται στο δρόμο διαδρομής. Για ομογενή ημιχώρο η σχέση 4.8 παίρνει την μορφή:

$$\kappa = \kappa_0 + \frac{R}{Q(f) \cdot \beta} \tag{4.9}$$

Αντικαθιστώντας την σχέση 4.9 στην σχέση 4.6 καταλήγουμε στην παρακάτω σχέση για τον παράγοντα της ανελαστικής εξασθένησης:

$$e^{-\pi\kappa f} = e^{-\pi(\kappa_o + \frac{R}{Q(f)\beta})f} = e^{-\pi\kappa_o f} \cdot e^{-\pi \frac{R}{Q(f)\beta}f}$$
(4.10)

Η σχέση η οποία χρησιμοποιήθηκε για τον παράγοντα ποιότητας Q, ισχύει για την περιοχή της Κοζάνης–Γρεβενών και έχει υπολογιστεί από τους Baskoutas et al. (1998) με τη χρησιμοποίηση δεδομένων κυμάτων ουράς (coda wave):

$$Q_C = 47 f^{1.02} \tag{4.11}$$

Από τις σχέσεις 4.6, 4.10 και 4.11 καταλήγουμε στην τελική εξίσωση που εκφράζει την φασματική συνάρτηση της επίδρασης του δρόμου διάδοσης των κυμάτων:

$$A(R,f) = \frac{1}{R} \cdot e^{-\pi\kappa_o f} \cdot e^{-\frac{\pi R f}{47} f^{1.02} \beta}$$
(4.12)

Συνεπώς αν αντικαταστήσουμε την συνάρτηση του δρόμου διάδοσης των κυμάτων στην εξίσωση 4.5 :

$$\frac{D(f,R)}{Z(f)} = S(f) \cdot A(f,R) \Longrightarrow$$

$$\frac{D(f,R)}{Z(f)} = S(f) \cdot \frac{1}{R} \cdot e^{-\pi\kappa_o f} \cdot e^{-\pi\kappa_o f} \Rightarrow$$

$$\frac{D(f,R)}{Z(f)} \cdot e^{\frac{\pi R f}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R = S(f) \cdot e^{-\pi\kappa_o f} \qquad (4.13)$$

Ένα παράδειγμα εφαρμογής φαίνεται στο σχήμα 4.7. Το φάσμα μετατόπισης της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA διορθωμένο μόνο για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (μαύρη γραμμή) και το φάσμα μετατόπισης (κόκκινη γραμμή) μετά την διόρθωση για την γεωμετρική διασπορά (R⁻¹) και την ανελαστική απόσβεση ($e^{-\pi Rf}/Q(f)^{\beta}$) που οφείλεται στον δρόμο διάδοσης των κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση (4.13).



Σχήμα 4.7. Διορθωμένο ως προς τις τοπικές εδαφικές συνθήκες φάσμα μετατόπισης (μαύρη γραμμή) της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA και διορθωμένο ως προς τη γεωμετρική διασπορά και την ανελαστική απόσβεση (σχέση 4.13) που οφείλεται στον δρόμο διάδοσης (κόκκινη γραμμή).

Η εξασθένηση λόγω γεωμετρικής διασποράς είναι σημαντικότερη από την εξασθένηση λόγω της απόσβεσης για μικρές αποστάσεις και μικρές συχνότητες με αποτέλεσμα απλώς να μετατοπίζεται το σχήμα του φάσματος προς τα πάνω, κάτι που παρατηρείται στο σχήμα 4.7. Όσο η απόσταση ή η συχνότητα των κυμάτων αυξάνει, η εξασθένηση λόγω της απόσβεσης αυξάνει και τελικά (για μεγάλες αποστάσεις ή συχνότητες) είναι αυτή που αποκλειστικά καθορίζει την εξασθένηση. Στο σχήμα 4.7 όμως παρατηρούμε ότι και στις μεγάλες συχνότητες δεν έχουμε μεταβολή του σχήματος του φάσματος, αλλά μετατόπιση του προς τα επάνω. Αυτό εξηγείται γιατί από την σχέση (4.13) προκύπτει ότι ο παράγοντας ανελαστικής απόσβεσης είναι ανεξάρτητος της συχνότητας διότι $\frac{f}{f^{1.02}} \cong 1$.

4.6 Υπολογισμός των φασματικών παραμέτρων

Σύμφωνα το μοντέλο του Brune (1970, 1971), το φάσμα του πλάτους της μετατόπισης μακρινού πεδίου των κυμάτων χώρου ενός σεισμού, είναι δυνατόν να παρασταθεί από τη σχέση:

$$S_{\rm N}(f) = \Omega_o \frac{(2\pi f)^2}{1 + (\frac{f}{f_c})^2}$$
(4.14)

όπου, Ω_o είναι το σταθερό επίπεδο του φάσματος στις χαμηλές συχνότητες και f_c είναι η γωνιακή συχνότητα.

Η σεισμική ροπή, *Mo*, (σύμφωνα με το ίδιο μοντέλο) είναι ανάλογη του Ω_o και δίνεται από τη σχέση (Keilis-Borok, 1959):

$$M_o = \frac{4\pi\rho\beta^3\Omega_o}{kR_{\theta\varphi}}$$
(4.15)

όπου ρ είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης (2.72 gr/cm³), β η ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (β=3.4 km/sec), k σταθερά για τη διόρθωση του αποτελέσματος της ελεύθερης επιφάνειας και $R_{\theta\varphi}$ συντελεστής που σχετίζεται με τον τρόπο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων (το γινόμενο $kR_{\theta\varphi}$ λαμβάνει συνήθως τη μέση τιμή 0.85 (Boore and Boatwright, 1984)). Συνεπώς αν στη σχέση 4.13 αντικαταστήσουμε τις σχέσεις 4.14 και 4.15 καταλήγουμε στην σχέση (4.16):

$$S_{N}(f) \cdot e^{-\pi\kappa_{o}f} = \frac{D_{K}(f,R)}{Z_{M}(f)} \cdot e^{\frac{\pi Rf}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R \Rightarrow$$

$$\Omega_{o} \frac{(2\pi f)^{2}}{1 + (\frac{f}{f_{c}})^{2}} \cdot e^{-\pi\kappa_{o}f} = \frac{D_{K}(f,R)}{Z_{M}(f)} \cdot e^{\frac{\pi Rf}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R \Rightarrow$$

$$\frac{D_{K}(f,R)}{Z_{M}(f)} \cdot e^{\frac{\pi Rf}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R = \frac{kR}{4\pi\rho\beta^{3}} \cdot \frac{(2\pi f)^{2}}{1 + (\frac{f}{f_{c}})^{2}} \cdot e^{-\pi\kappa_{o}f} \quad (4.16)$$

Εφαρμόζοντας τη μεθοδολογία της παραγράφου 4.3 υπολογίζουμε τη σεισμική ροπή, τη γωνιακή συχνότητα και το τοπικό παράγοντα εξασθένησης κ_o χωριστά για κάθε σεισμική καταγραφή σε κάθε σταθμό καταγραφής.

Όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των αγνώστων κατά την επίλυση ενός προβλήματος, τόσο μεγαλύτερη είναι η αβεβαιότητα κατά τον υπολογισμό τους. Ένας τρόπος για να μειώσουμε αυτήν την αβεβαιότητα είναι να μπορέσουμε να μειώσουμε τον αριθμό των αγνώστων. Ο τοπικός παράγοντας εξασθένησης κ_o σχετίζεται με τις γεωλογικές εδαφικές συνθήκες των σταθμών καταγραφής, έχει μικρότερη τιμή στο βράχο από ότι στα ιζήματα, δεν εξαρτάται από την απόσταση που διανύει το σεισμικό κύμα από την εστία εως το σταθμό καταγραφής και έχει σταθερή τιμή κάτω από κάθε σταθμό καταγραφής (Anderson 1991, Archuleta et al. 1992, Castro et al. 1996, Χατζηδημητρίου και Μάργαρης, 1997). Υπολογίζοντας τη τιμή του κ_o μειώνουμε τους αγνώστους μας, αλλά και την αβεβαιότητα στον υπολογισμό τους.

Υπολογίστηκε, σε κάθε σταθμό καταγραφής, η μέση τιμή του τοπικού παράγοντα εξασθένησης κ_0 , των δύο οριζόντιων συνιστωσών (L, T) κάθε καταγραφής και από το ιστόγραμμα συχνοτήτων των τιμών η μέση τιμή του κ_0 από όλες τις καταγραφές. Στο σχήμα 4.8 δίνονται τα ιστογράμματα συχνοτήτων των τιμών του κ_0 για κάθε σταθμό καταγραφής, ενώ με κόκκινη γραμμή παριστάνεται η καμπύλη της κατανομής Gauss.



Σχήμα 4.8: Ιστογράμματα συχνοτήτων των τιμών του κο για κάθε σταθμό καταγραφής.



Σχήμα 4.8β. Ομοίως με σχήμα 4.8α.

Στον πίνακα 4.1 δίνεται στην πέμπτη στήλη η μέση τιμή του παράγοντα κ_0 του κάθε σταθμού καταγραφής, ενώ στην έκτη η τυπική της απόκλιση. Στην πρώτη στήλη φαίνεται ο κωδικός του οργάνου, στην δεύτερη η ονομασία της θέσεως ενώ στις δύο επόμενες οι γεωγραφικές συντεταγμένες του σταθμού καταγραφής.

Κωδικός Σταθμού	Θέση Σταθμού	φ° (N)	λ° (E)	Ko	Τυπική απόκλιση (SD)
CHROM	ΧΡΩΜΙΟ	40.13	21.74	0.030	0.009
KZNCH	ΚΟΖΑΝΗ- ΑΓ.ΚΩΝ/ΝΤΙΝΟΣ	40.30	21.78	0.045	0.007
KENTR	KENTPO	40.02	21.62	0.042	0.008
KNIDI	ΚΝΙΔΙ	40.10	21.59	0.040	0.012
KAR95	ΚΑΡΠΕΡΟ	39.95	21.62	0.044	0.008
K2_KIRA	ΚΥΡΑ ΚΑΛΙ	40.10	21.37	0.058	0.008
K2_DNH	ΚΕΡΑΣΙΑ	40.19	21.46	0.045	0.005
K2_KZN	KOZANH- NOMAPXIA	40.30	21.77	0.047	0.012
RYMN	PYMNIO	40.13	21.87	0.040	0.004

Πίνακας 4.1. Μέση τιμή του παράγοντα κ_ο κάθε σταθμού καταγραφής.

Ένας τρόπος για να ελέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας είναι να συγκρίνουμε τις τιμές του τοπικού παράγοντα εξασθένησης κ₀ του κάθε σταθμού καταγραφής με την γεωλογία της τοποθεσίας που ήταν τοποθετημένος. Μελετώντας τους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ αλλά και μελέτες άλλων ερευνητών για την περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών βρήκαμε ότι υπάρχουν οι εξής γεωλογικοί σχηματισμοί κάτω από τους σταθμούς καταγραφής: οι σταθμοί ΚΖΝCH, K2_KZN και K2_DNH βρίσκονται πάνω σε ασβεστόλιθους, οφιόλιθους και σχιστόλιθους, ο σταθμός CHROM βρίσκεται πάνω σε πλείο-πλειοστοκαινικές αποθέσεις μεγάλου πάχους (πάνω από 40m περίπου), οι σταθμοί ΚΕΝΤR και ΚΝΙDΙ βρίσκονται πάνω σε μολάσσα (αδιαίρετη), ο σταθμός ΚAR95 βρίσκεται πάνω σε λιμνιαία ιζήματα Πλειοκαίνου, και ο σταθμός RYMNIO βρίσκεται πάνω σε ποταμοχειμάρριες αποθέσεις και λιμνιαία ιζήματα (Γαλανάκης και συνεργάτες 1998, Γισελεπίδης 1998, Τσελεπίδης και συνεργάτες 1998).

Οι Margaris και Boore (1998) υπολόγισαν για τον Ελληνικό χώρο τιμές του τοπικού παράγοντα εξασθένησης κ_0 συσχετίζοντας τον με τρεις τύπους πετρωμάτων (Boore et al., 1993). Οι τρεις τύποι των πετρωμάτων χωρίστηκαν με βάση την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (β_{30}) στα πρώτα 30m. Υπολόγισαν, δηλαδή, ότι ο τοπικός παράγων εξασθένησης κ_0 έχει μεγαλύτερες τιμές σε πετρώματα όπου

 β_{30} >750m/sec, (κ_0 =0.060), ενδιάμεσες σε πετρώματα όπου 360m/sec < β_{30} < 750m/sec (κ_0 =0.050) και μικρότερες σε πετρώματα όπου β_{30} < 360m/sec (κ_0 =0.060).

Συνδυάζοντας τα αποτελέσματα των Margaris και Boore (1998) και των γεωλογικών σχηματισμών που υπάρχουν κάτω από τους σταθμούς καταγραφής, τα συγκρίναμε με τα αποτελέσματα των τιμών του τοπικού παράγοντα εξασθένησης κ₀ που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία και παρατηρήσαμε ότι η συμφωνία είναι ικανοποιητική.

Χρησιμοποιώντας τη μέση τιμή του τοπικού παράγοντα εξασθένησης κ₀ που υπολογίστηκε σε κάθε σταθμό καταγραφής διορθώsaμε το φάσμα της εδαφικής κίνησης και ως προς αυτόν τον παράγοντα. Με αντικατάσταση του παράγοντα εξασθένησης κ₀ κάθε σταθμού καταγραφής στην σχέση 4.16, προκύπτει η σχέση:

$$\frac{D_{K}(f,R)}{Z_{M}(f)} \cdot e^{\frac{\pi Rf}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R = \frac{kR_{\theta\varphi} \cdot Mo}{4\pi\rho\beta^{3}} \cdot \frac{(2\pi f)^{2}}{1 + (\frac{f}{f_{c}})^{2}} \cdot e^{-\pi\kappa_{o}f} \Longrightarrow$$

$$\frac{D_{K}(f,R)}{Z_{M}(f)} \cdot e^{\frac{\pi Rf}{47f^{1.02}\beta}} \cdot R \cdot e^{-\pi\kappa_{o}f} = \frac{kR_{\theta\varphi} \cdot Mo}{4\pi\rho\beta^{3}} \cdot \frac{(2\pi f)^{2}}{1 + (\frac{f}{f_{c}})^{2}} \qquad (4.17)$$

Ένα παράδειγμα εφαρμογής των παραπάνω δίνεται στο σχήμα 4.9. Πιο αναλυτικά, στο σχήμα 4.9 φαίνεται το φάσμα μετατόπισης της οριζόντιας συνιστώσας της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA διορθωμένο μόνο για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (μαύρη γραμμή), το φάσμα μετατόπισης μετά και την διόρθωση για την γεωμετρική διασπορά (R⁻¹) και για την ανελαστική απόσβεση $(e^{-\pi Rf/Q(f)\beta})$ που οφείλεται στον δρόμο διάδοσης των κυμάτων (κόκκινη γραμμή) καθώς και το φάσμα μετατόπισης μετά και την διόρθωση του τοπικού παράγοντα κ₀ στον σταθμό καταγραφής K2 KIRA (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.9. Διορθωμένο ως προς τις τοπικές εδαφικές συνθήκες φάσμα μετατόπισης (μαύρη γραμμή) της καταγραφής του σεισμού 950517 στο σταθμό K2_KIRA, διορθωμένο ως προς τη γεωμετρική διασπορά και την ανελαστική απόσβεση που οφείλεται στον δρόμο διάδοσης (κόκκινη γραμμή) και διορθωμένο ως προς τον τοπικό παράγοντα εξασθένησης κάτω από το σταθμό καταγραφής (μπλε γραμμή).

Εφόσον πλέον έχουμε κάνει όλες τις δυνατές διορθώσεις στο φάσμα μετατόπισης, επαναλαμβάνουμε την μεθοδολογία της παραγράφου 4.3 και υπολογίζουμε τη σεισμική ροπή και τη γωνιακή συχνότητα χωριστά για κάθε σεισμική καταγραφή σε κάθε σταθμό καταγραφής. Στη συνέχεια υπολογίσαμε τις μέσες τιμές αυτών των μεγεθών για κάθε σεισμό χρησιμοποιώντας το γεωμετρικό μέσο αυτών:

$$M_{0} = anti \log \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{\log M_{0iL} + \log M_{0iT}}{2} \right) \right\}$$
(4.19)

$$f_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{f_{ciL} + f_{ciT}}{2} \right)$$
(4.20)

όπου N ο αριθμός των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν, M_{0i} είναι η σεισμική ροπή της i καταγραφής της κάθε οριζόντιας συνιστώσας και f_{ci} είναι η γωνιακή συχνότητα της i καταγραφής της κάθε οριζόντιας συνιστώσας.

5. Αποτελέσματα

5.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι τιμές των φασματικών παραμέτρων της εστίας όπως προέκυψαν από τη εφαρμογή της μεθοδολογίας της φασματικής ανάλυσης εγκάρσιων κυμάτων σεισμικών καταγραφών της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 13^{ης} Μαίου 1995 στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών. Γίνεται σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων που υπολογίζονται σε κάθε σταθμό καταγραφής για κάθε σεισμική καταγραφή. Κατόπιν παρουσιάζεται η τελική τιμή της σεισμικής ροπής και της γωνιακής συχνότητας κάθε σεισμού. Συγχρόνως υπολογίζεται η πτώση τάσης από κάθε σεισμική καταγραφή. Τέλος γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων της παρούσας εργασίας με μελέτες άλλων ερευνητών που έχουν γίνει για διάφορες περιοχές του Ελληνικού χώρου.

5.2 Αποτελέσματα υπολογισμού της σεισμικής ροπής σε κάθε σταθμό καταγραφής

Η γραφική παράσταση της μεταβολή του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής, M_0 (dyne*cm) σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , για κάθε καταγραφή στους εννέα σταθμούς καταγραφής δίνεται στο σχήμα 5.1. Με διαφορετικό σχήμα και χρώμα απεικονίζονται τα αποτελέσματα του κάθε σταθμού καταγραφής. Τα αποτελέσματα απεικονίζονται για το σταθμό KNIDI με μαύρο ρόμβο, με κόκκινο κύκλο για το σταθμό K2_KIRA, με μπλε τρίγωνο για το σταθμό K2_DENIS, με γαλάζιο αστέρι για το σταθμό CHROMIO, με μωβ τετράγωνο για το σταθμό KARPERO, με ροζ τετράγωνο για το σταθμό KENTRO, με καφέ τρίγωνο για το σταθμό K2KZN, με πράσινο τετράγωνο για το σταθμό RYMNIO και με κίτρινο κύκλο για το σταθμό KOZANI.

Είναι εμφανής από το σχήμα 5.1 μια συστηματική διαφορά μεταξύ των τιμών των σεισμικών ροπών που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό καταγραφής. Πιο συγκεκριμένα οι τιμές της σεισμικής ροπής που υπολογίζονται στους σταθμούς καταγραφής KNIDI και K2KZN είναι συστηματικά χαμηλότερες από ότι αυτές που υπολογίζονται στους σταθμούς KARPERO, KENTRO και RYMNIO.



Σχήμα 5.1. Μεταβολή του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, M₀, σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L.

Από το σχήμα 5.1 παρατηρούμε ότι τα δεδομένα σε όλους τους σταθμούς καταγραφής μπορούν να περιγραφούν από μια γραμμική εξίσωση της μορφής:

$$\log M_o = bM_L + a_{\text{STAOMOY}}$$

δηλαδή υπάρχει μία κοινή κλίση, b, αλλά ο κάθε σταθμός καταγραφής έχει διαφορετική τιμή της σταθεράς, $a_{_{\Sigma TAOMOY}}$. Μέσω προγράμματος, σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran, και χρησιμοποιώντας τα δεδομένα όλων των σταθμών υπολογίζεται η κοινή κλίση της ευθείας όπως και οι τιμές της σταθεράς $a_{_{\Sigma TAOMOY}}$ του κάθε σταθμού καταγραφής. Στον πίνακα 5.1 δίνεται στη πρώτη στήλη ο κωδικός του σταθμού καταγραφής, στη δεύτερη στήλη η τιμή της ενιαίας κλίσης b στη τρίτη στήλη η τιμή της σταθεράς του κάθε σταθμού καταγραφής και στη τελευταία σειρά η μέση τιμή \overline{a} των σταθερών.

Πίνακας 5.1. Στη πρώτη στήλη δίνεται ο κωδικός του σταθμού καταγραφής, στη δεύτερη στήλη η τιμή της ενιαίας κλίσης b, στη τρίτη στήλη η τιμή της σταθεράς κάθε σταθμού καταγραφής. Στη τελευταία σειρά δίνεται η μέση τιμή *ā* των σταθερών.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΚΛΙΣΗ	α _{ΣΤΑΘΜΟΥ}
CHROMIO		16.93
KOZANI		16.64
KARPERO	1.43	17.26
KNIDI		16.49
KENTRO		17.10
K2KZN		16.34
K2_DENIS		17.14
K2_KIRA		16.76
RYMNIO		17.58
		$\overline{\alpha} = 16.92$

Με αυτό τον τρόπο υπολογίζεται η μέση σχέση μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους η οποία είναι:

$$\log M_{0} = (1.43 \pm 0.09) \cdot M_{L} + (16.92 \pm 0.29)$$
(5.1)

Χρησιμοποιούμε τη μέση τιμή *ā* των σταθερών του κάθε σταθμού καταγραφής για να διορθώσουμε τις τιμές της σεισμικής ροπής που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό καταγραφής, υπολογίζοντας τη ποσότητα c:

$$c = \overline{a} - a_{\Sigma TA\Theta MOY}$$

η οποία είναι η διαφορά της σταθεράς του κάθε σταθμού καταγραφής από τη μέση τιμή των σταθερών. Προσθέτοντας τη ποσότητα c κάθε σταθμού καταγραφής στις αντίστοιχες τιμές του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής, *M*₀, πετυχαίνουμε τη διόρθωσή τους.

Υπολογίζουμε και τη σχέση μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους, θεωρώντας ότι η κλίση της ευθείας είναι 1.5 (Kanamori and Anderson 1975, Margaris and Papazachos 1999). Η ευθεία που υπολογίζεται είναι:

$$\log M_0 = 1.5 \cdot M_L + (16.73 \pm 0.30)$$
(5.2)

Τα διορθωμένα αποτελέσματα του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, M_0 (dyne*cm), σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , για κάθε σεισμική καταγραφή των εννέα σταθμών καταγραφής αναπαρίστανται στο σχήμα 5.2. Με διαφορετικό σχήμα και χρώμα απεικονίζονται τα αποτελέσματα του κάθε σταθμού καταγραφής. Στο σχήμα έχουν επίσης χαραχθεί η γραμμική σχέση 5.1 (μπλε γραμμή) και η γραμμική σχέση 5.2 (στικτή κόκκινη γραμμή), μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, *logMo*, και του τοπικού μεγέθους, M_L .

Η σεισμική ροπή είναι το φυσικό μέγεθος που σχετίζεται άμεσα με τη φυσική διεργασία της σεισμικής διάρρηξης και εξαρτάται από τις ιδιότητες των πετρωμάτων της εστίας, τη μέση ολίσθηση του ρήγματος και το εμβαδόν της ρηξιγενούς επιφάνειας. Επίσης η σεισμική ροπή είναι ένα από τα πιο αξιόπιστα διαθέσιμα μέσα του μεγέθους ενός σεισμού. Επομένως οι τιμές της σεισμικής ροπής που υπολογίζονται για τον ίδιο σεισμό σε διαφορετικούς σταθμούς καταγραφής, θα πρέπει να μην διαφέρουν σημαντικά.

Συγκρίνοντας τα σχήματα 5.1 και 5.2 παρατηρούμε ότι η διασπορά των τιμών της σεισμικής ροπής του σχήματος 5.2 είναι αρκετά μικρότερη, από τη διασπορά των τιμών του σχήματος 5.1. Η συμφωνία μεταξύ των τιμών της σεισμικής ροπής που υπολογίζονται στις διαφορετικές θέσεις των σταθμών στην περιοχή της Κοζάνης είναι ικανοποιητική.



Σχήμα 5.2. Μεταβολή του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, M_0 , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L . Με μπλε γραμμή δίνεται η γραμμική σχέση 5.1 ενώ με κόκκινη στικτή γραμμή δίνεται η γραμμική σχέση 5.2, μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους.
5.3 Αποτελέσματα υπολογισμού της γωνιακής συχνότητας σε κάθε σταθμό καταγραφής

Στο σχήμα 5.3 παριστάνεται η μεταβολή του λογαρίθμου της γωνιακής συχνότητας, f_c , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , για κάθε σεισμική καταγραφή στους εννέα σταθμούς καταγραφής.



Σχήμα 5.3. Μεταβολή του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, f_c , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L .

Παρατηρώντας το σχήμα 5.3 βλέπουμε ότι οι τιμές της γωνιακής συχνότητας που υπολογίζονται στο σταθμό καταγραφής KNIDI είναι συστηματικά υψηλότερες από αυτές που υπολογίζονται στους υπόλοιπους σταθμούς καταγραφής. Εξετάζοντας τις πρωτογενείς καταγραφές των σεισμών στο σταθμό KNIDI αλλά και στους υπόλοιπους σταθμούς καταγραφής, παρατηρούμε ότι είναι πιο πλούσιες σε υψηλές συχνότητες και μικρότερες σε διάρκεια στον συγκεκριμένο σταθμό από ότι στους υπόλοιπους. Οι σεισμικές καταγραφές ενός σταθμού επηρεάζονται από τη θέση στην οποία είναι τοποθετημένος (Archuleta et al 1981, Fletcher et al 1991, Ichinose et al 1995, Somerville 1997), ιδιαίτερα αν βρίσκεσαι στο 'κοντινό πεδίο'. Ενδεικτικά αναφέρουμε μερικούς από τους παράγοντες που επηρεάζουν τις καταγραφές, όπως η θέση στην οποία είναι τοποθετημένος ο σταθμός καταγραφής, σε σχέση με την γεωμετρία του ρήγματος. Η αζιμουθιακή μεταβολή της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας γύρω από τη σεισμική εστία δεν είναι ομοιόμορφή με αποτέλεσμα η φορά και η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το μέτωπο διάρρηξης να επηρεάζει σημαντικά την κατανομή της εκλυόμενης ενέργειας. Ένας άλλος σημαντικός παράγοντας που επηρεάζει τις καταγραφές είναι η γωνία παρατήρησης του κάθε σταθμού.

Παρατηρούμε από το σχήμα 5.3 ότι η διασπορά μεταξύ των τιμών της γωνιακής συχνότητας που υπολογίζονται σε κάθε σταθμό είναι αρκετά μεγάλη και συγχρόνως ότι σε κάθε σταθμό καταγραφής, ακόμη και στον σταθμό καταγραφής KNIDI, υπάρχει μια γραμμική εξάρτηση μεταξύ του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας και του τοπικού μεγέθους. Συνεπώς τα δεδομένα σε κάθε σταθμό καταγραφής καταγραφής μπορούν να περιγραφούν από μια γραμμική εξίσωση της μορφής:

$$\log f_C = bM_L + a_{\Sigma TA\Theta MOY}$$

δηλαδή υπάρχει μία κοινή κλίση, b, αλλά ο κάθε σταθμός καταγραφής έχει διαφορετική τιμή της σταθεράς, $a_{_{\Sigma TAOMOY}}$. Μέσω προγράμματος, σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran, και χρησιμοποιώντας τα δεδομένα όλων των σταθμών υπολογίζεται η κοινή κλίση της ευθείας όπως και οι τιμές της σταθεράς $a_{_{\Sigma TAOMOY}}$ κάθε σταθμού καταγραφής. Στον πίνακα 5.2 δίνεται στη πρώτη στήλη ο κωδικός του σταθμού καταγραφής, στη δεύτερη στήλη η τιμή της ενιαίας κλίσης b και στη τρίτη στήλη η τιμή της σταθεράς κάθε σταθμού καταγραφής. Στον πίνακα τα σταθμού καταγραφής.

Πίνακας 5.2. Στη πρώτη στήλη δίνεται ο κωδικός του σταθμού καταγραφής, στη δεύτερη στήλη η τιμή της ενιαίας κλίσης b, στη τρίτη στήλη η τιμή της σταθεράς κάθε σταθμού καταγραφής. Στη τελευταία σειρά δίνεται η μέση τιμή *ā* των σταθερών.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΚΛΙΣΗ	b _{ΣΤΑΘΜΟΥ}
CHROMIO		2.50
KOZANI		2.80
KARPERO		2.37
KNIDI		2.94
KENTRO	-0.56	2.40
K2KZN		2.76
K2_DENIS		2.07
K2_KIRA		2.51
RYMNIO		2.35
		$\overline{\alpha} = 2.52$

Η μέση σχέση μεταξύ του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας και του τοπικού μεγέθους που υπολογίζεται είναι:

$$\log f_{\rm C} = (-0.56 \pm 0.08) \cdot M_{\rm L} + (2.52 \pm 0.29) \tag{5.3}$$

Χρησιμοποιούμε τη μέση τιμή \overline{a} των σταθερών κάθε σταθμού καταγραφής για να διορθώσουμε τις τιμές της γωνιακής συχνότητας που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό καταγραφής, υπολογίζοντας τη ποσότητα c:

$$c = \overline{a} - a_{\text{STAOMOY}}$$

η οποία είναι η διαφορά της σταθεράς του κάθε σταθμού καταγραφής από τη μέση τιμή των σταθερών του κάθε σταθμού. Προσθέτοντας στις υπολογισμένες τιμές του λογαρίθμου της γωνιακής συχνότητας, *f_c*, την ποσότητα c σε κάθε σταθμό καταγραφής πετυχαίνουμε τη διόρθωσή τους.

Τα διορθωμένα αποτελέσματα του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, f_c , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , για κάθε σεισμική καταγραφή των εννέα σταθμών καταγραφής αναπαρίστανται στο σχήμα 5.4. Με διαφορετικό σχήμα και

χρώμα απεικονίζονται τα αποτελέσματα του κάθε σταθμού καταγραφής. Στο σχήμα έχει χαραχθεί και η γραμμική σχέση 5.2 (μπλέ γραμμή) μεταξύ του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, logfc, και του τοπικού μεγέθους, M_L .



Σχήμα 5.4. Μεταβολή του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, f_{c} , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L . Με μπλε γραμμή δίνεται η γραμμική σχέση μεταξύ του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας και του τοπικού μεγέθους.

Συγκρίνοντας τα σχήματα 5.3 και 5.4 παρατηρούμε ότι η μείωση της διασποράς των τιμών είναι αρκετά σημαντική και ότι υπάρχει μια καλή ομοιότητα μεταξύ των τιμών της γωνιακής συχνότητας που υπολογίζονται σε διαφορετικούς σταθμούς καταγραφής. Ακόμη και οι τιμές της γωνιακής συχνότητας που υπολογίζονται στο σταθμό καταγραφής KNIDI βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία με τις υπόλοιπες.

5.4 Αποτελέσματα του υπολογισμού των φασματικών παραμέτρων

Μετά τον υπολογισμό της τελικής σεισμικής ροπής και της τελικής γωνιακής συχνότητας χωριστά για κάθε καταγραφή και σε κάθε σταθμό καταγραφής, υπολογίζεται για κάθε σεισμό η μέση τιμή τους χρησιμοποιώντας τις σχέσεις (4.19) και (4.20).

Στον πίνακα 5.3 δίνονται πληροφορίες για αυτούς τους σεισμούς που υπολογίστηκαν οι φασματικές τους παράμετροι. Στην πρώτη στήλη δίνεται η ημερομηνία, στην δεύτερη ο χρόνος γένεσης, στην τρίτη και τέταρτη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, στην πέμπτη το εστιακό βάθος και στην έκτη το τοπικό μέγεθος M_L. Στην έβδομη στήλη δίνεται ο αριθμός των οργάνων από τα οποία καταγράφηκε ο σεισμός. Στην όγδοη στήλη και ένατη στήλη δίνεται η μέση τιμή της σεισμικής ροπής, M_o , και η μέση τιμή της γωνιακής συχνότητας, f_c , αντίστοιχα, για το σύνολο των σταθμών για κάθε σεισμό, ενώ στην δέκατη στήλη δίνεται η υπολογισμένη μέση τιμή της πάσης τάσης, $\Delta \sigma$.

Η πτώση τάσης, Δσ, για ένα σεισμό εξαρτάται από το γεωλογικό περιβάλλον και τις γεωλογικές συνθήκες. Για τον υπολογισμό των τιμών της πτώσης τάσης, Δσ, στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η σχέση (Brune, 1970,1971):

$$\Delta \sigma = \frac{M_0 \cdot f_c^{3}}{\left(4.9 \cdot 10^6 \cdot \beta\right)^3} \tag{5.4}$$

όπου M_o είναι η σεισμική ροπή σε dyn cm, f_c είναι η γωνιακή συχνότητα σε Hz και β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σε km/sec (όπου β=3.4 km/sec).

Ημερο- μηνία	Χρόνος Γένεσης	φ° (N)	λ°(E)	<mark>Βάθος</mark> (km)	ML	Αριθμός Σταθμών	Mo(dyn cm)	fc(Hz)	Δσ(bars)
950514	142619.02	40.15	21.78	13.9	3.3	2	1.90E+21	7.38	165.16
950514	144656.21	40.12	21.62	9.2	3.9	2	8.16E+22	1.77	97.97
950514	213111.85	40.04	21.60	5.1	3.9	1	1.81E+22	2.99	104.79
950515	041355.82	40.06	21.62	9.3	4.5	1	2.04E+23	1.64	194.61
950515	154623.22	40.05	21.68	8.7	3.1	1	5.21E+21	5.78	218.24
950516	175750.39	40.04	21.55	4.2	4.0	1	1.71E+22	2.90	90.71
950516	230041.10	40.00	21.55	6.4	4.1	1	3.36E+23	0.60	15.55
950516	235727.17	40.06	21.57	12.3	4.3	2	1.69E+23	1.42	104.78
950517	041424.81	40.05	21.58	9.9	4.7	2	1.40E+24	0.67	92.01
950517	071926.86	40.08	21.62	7.8	3.4	1	5.60E+21	6.36	311.62
950517	094506.83	39.98	21.52	5.8	4.4	2	3.45E+23	0.88	50.53
950517	100737.71	39.99	21.54	6.9	3.7	1	2.51E+22	2.74	111.24
950517	112837.35	40.01	21.59	0.5	3.4	2	1.62E+22	2.96	90.56
950517	113018.87	40.00	21.52	5.5	3.5	1	7.96E+21	4.01	110.88
950517	113648.02	39.99	21.54	4.1	3.6	1	1.58E+22	3.28	119.86
950517	153800.49	40.04	21.57	1.7	3.7	1	2.70E+22	1.71	28.98
950518	034900.12	40.05	21.55	8.1	3.7	1	1.05E+22	3.65	110.71
950518	062254.12	40.00	21.52	3.5	3.6	2	1.15E+23	1.18	40.97
950518	123933.73	39.99	21.58	5.5	3.2	1	4.38E+21	4.76	102.06
950518	152641.07	40.16	21.80	12.4	3.7	3	1.38E+22	3.67	146.97
950518	180640.10	40.09	21.56	12.8	3.5	2	5.24E+21	6.14	262.36
950518	190335.70	40.18	21.80	17.8	3.2	1	6.24E+21	3.69	68.07
950518	191105.48	40.04	21.61	3.1	3.1	1	1.58E+21	6.53	95.56
950518	211125.25	40.07	21.81	14.3	3.1	1	3.46E+21	6.73	227.91
950518	234505.71	39.97	21.59	12.7	2.6	1	9.48E+20	8.60	130.44
950519	010341.60	40.03	21.58	10.0	3.8	1	7.11E+22	1.17	24.67
950519	013023.99	40.05	21.58	6.1	3.7	3	1.43E+22	3.40	122.04
950519	013354.55	40.02	21.55	14.2	3.6	2	3.14E+22	1.73	35.32
950519	064849.47	40.01	21.58	7.5	4.6	2	7.82E+23	0.97	156.17
950519	071754.27	40.02	21.57	11.0	3.0	1	2.10E+21	6.53	126.15
950519	073649.00	40.04	21.59	9.2	4.1	1	7.92E+21	3.66	84.30
950519	074345.09	40.03	21.53	13.5	3.4	1	4.70E+21	5.64	181.97
950519	082151.91	40.05	21.60	7.5	3.1	1	2.37E+21	3.58	23.49
950519	103859.50	40.14	21.65	14.4	3.2	1	1.42E+21	5.83	60.89
950519	122952.26	40.05	21.67	8.0	3.6	2	2.33E+22	2.46	75.37
950520	60219.03	39.97	21.53	11.1	2.5	1	4.72E+20	11.98	175.21

Πίνακας 5.3. Παράμετροι της σεισμικής εστίας 143 σεισμών που διέγειραν το δίκτυο επιταχυνσιογράφων κατά την περίοδο 14 Μαίου –15 Ιουνίου 1995.

950520	170442.52	39.97	21.52	7.1	3.4	3	6.32E+21	3.74	71.47
950520	170942.60	39.99	21.54	6.7	2.9	1	1.29E+21	4.54	26.17
950520	172533.14	39.96	21.52	7.1	3.0	1	1.05E+21	6.96	76.55
950520	185609.84	39.97	21.45	6.7	2.6	1	5.05E+20	9.36	89.39
950520	200930.56	39.95	21.52	7.7	3.8	3	4.57E+22	2.13	95.85
950520	201152.83	39.97	21.52	6.9	3.7	1	1.02E+22	4.96	267.52
950520	201652.67	39.97	21.52	8.6	3.2	2	2.61E+21	6.30	141.32
950520	202621.04	39.96	21.53	8.2	3.4	2	6.44E+21	5.09	183.61
950520	203544.95	39.96	21.54	5.9	3.3	1	4.15E+21	7.57	390.12
950520	205310.13	39.96	21.52	10.9	2.8	1	1.41E+21	6.02	66.50
950520	210624.02	39.97	21.53	8.7	4.1	2	5.63E+22	1.32	28.28
950520	211934.69	40.08	21.61	5.1	3.5	1	1.07E+22	2.86	54.41
950520	222500.36	39.99	21.56	1.0	3.5	2	5.76E+21	2.95	32.05
950521	040421.73	39.99	21.46	13.9	4.0	1	6.66E+22	1.79	81.99
950521	050346.61	40.07	21.64	6.9	2.5	1	1.67E+21	6.88	117.68
950521	084306.60	40.02	21.51	8.8	3.2	1	2.57E+21	3.46	23.03
950521	132840.49	40.06	21.59	7.4	3.6	2	5.07E+21	5.35	167.61
950521	203826.84	40.12	21.49	8.5	3.8	1	2.05E+22	2.24	49.90
950521	211011.21	40.06	21.62	6.1	3.2	2	3.84E+21	4.59	80.19
950522	112350.34	40.01	21.55	9.9	3.1	1	2.05E+21	5.24	63.60
950522	122220.79	40.03	21.57	6.7	3.5	1	4.62E+21	5.25	144.62
950522	171956.83	40.13	21.48	7.3	2.7	1	3.77E+20	13.99	223.06
950522	202134.30	40.08	21.55	7.2	3.9	1	9.75E+21	4.80	233.84
950522	205510.90	39.97	21.52	8.6	3.2	1	3.00E+21	6.00	139.79
950522	222032.40	39.98	21.52	7.8	3.1	1	1.41E+21	6.77	94.54
950522	223040.67	40.08	21.66	4.3	3.8	5	1.08E+22	3.20	76.49
950522	224950.50	40.08	21.55	6.1	3.0	1	1.11E+21	9.15	183.47
950523	043739.98	40.08	21.54	8.6	3.7	2	1.77E+22	2.62	69.32
950523	044015.93	40.08	21.55	6.1	2.8	1	7.46E+20	7.87	78.53
950523	055158.98	40.16	21.75	10.7	3.8	3	7.53E+21	4.20	120.58
950523	200952.88	39.98	21.50	8.7	4.0	1	6.99E+22	1.11	20.82
950523	205949.58	39.96	21.51	8.6	3.8	1	1.92E+22	1.97	31.81
950524	003453.76	40.09	21.58	7.7	2.9	1	5.98E+20	7.31	50.53
950524	010036.48	39.98	21.52	6.9	3.2	1	5.38E+21	4.16	84.02
950524	052243.59	40.06	21.54	9.8	3.5	3	1.02E+22	3.62	104.74
950524	061759.53	39.97	21.49	7.8	3.0	1	1.50E+21	6.96	109.12
950524	062408.34	39.96	21.50	8.7	4.1	2	1.11E+23	1.02	25.09
950524	070002.13	39.98	21.50	8.2	3.8	1	1.00E+23	1.10	28.56
950524	082009.77	40.01	21.56	0.2	2.8	1	1.06E+21	7.87	112.18
950524	083025.87	40.09	21.47	6.1	3.4	1	1.06E+21	3.76	12.22
950524	091358.62	40.10	21.50	9.6	2.9	1	1.06E+21	6.17	54.02

950524	144522.13	39.99	21.49	6.6	3.7	1	1.74E+22	3.86	216.28
950524	150736.26	40.01	21.50	0.8	3.2	1	3.88E+21	6.36	215.78
950524	155856.45	39.98	21.51	7.4	3.2	1	2.33E+21	5.87	101.93
950524	161854.86	40.08	21.59	5.5	3.1	2	4.33E+21	4.17	67.72
950524	191719.43	40.09	21.50	8.9	2.8	1	9.64E+20	19.61	1572.46
950524	192905.74	40.08	21.59	6.0	2.9	2	1.88E+21	4.47	36.32
950524	212243.32	40.08	21.54	6.8	3.1	1	2.38E+21	4.95	62.30
950525	014027.05	40.05	21.60	6.6	3.3	2	1.25E+21	9.07	201.81
950525	040544.34	39.99	21.52	6.5	3.5	3	7.14E+21	3.03	43.06
950525	043507.14	40.08	21.58	7.6	3.1	1	5.06E+21	3.65	53.22
950525	083024.61	39.92	21.46	13.6	3.4	1	7.21E+21	5.28	229.19
950525	084853.87	40.07	21.68	8.7	3.2	5	2.23E+21	8.77	325.27
950525	133716.09	40.05	21.59	5.5	2.6	1	4.72E+20	16.91	493.99
950525	182443.81	40.03	21.62	0.2	3.1	1	4.03E+20	12.38	165.42
950525	203207.49	39.99	21.55	4.4	2.9	2	8.84E+20	6.40	50.02
950525	213719.69	40.03	21.61	7.2	3.2	3	3.86E+21	4.92	99.60
950525	231216.01	40.14	21.78	12.1	3.3	3	3.84E+21	7.33	327.51
950526	055048.83	40.04	21.62	0.1	2.6	1	9.09E+20	6.19	46.61
950526	064622.69	40.05	21.67	0.1	2.9	2	6.49E+20	8.13	75.44
950526	155454.38	40.10	21.48	7.4	3.4	1	4.82E+21	5.03	132.31
950526	213408.49	40.13	21.63	11.6	2.9	1	7.44E+20	8.32	92.82
950527	055255.63	40.01	21.53	14.9	3.1	3	2.43E+21	6.31	131.98
950527	170045.69	40.07	21.66	6.4	2.9	1	1.04E+21	7.27	86.27
950527	235313.78	40.04	21.59	6.5	2.9	1	7.61E+20	9.38	136.00
950528	051443.04	40.11	21.63	8.1	3.4	1	2.80E+21	5.50	100.44
950529	165107.85	40.11	21.68	8.8	2.9	1	1.89E+21	14.19	1171.27
950529	200812.99	40.13	21.60	7.1	3.3	1	4.20E+21	4.88	105.70
950530	040701.40	40.03	21.58	4.0	3.2	1	7.14E+20	9.66	139.20
950530	042733.69	40.00	21.58	9.1	2.8	1	1.01E+21	7.20	81.36
950530	062106.21	40.08	21.47	13.1	3.4	2	4.49E+21	4.95	118.04
950530	064600.41	40.10	21.49	9.9	3.5	3	8.31E+21	3.89	105.48
950530	120642.45	40.05	21.64	6.6	3.8	2	3.96E+22	2.24	95.62
950530	143001.60	39.97	21.56	6.1	4.0	2	4.87E+22	2.77	225.00
950530	195920.41	40.00	21.58	8.1	2.9	2	2.31E+21	6.94	166.66
950530	204643.38	39.98	21.55	7.5	3.2	1	3.11E+21	5.13	90.77
950531	183413.59	40.05	21.58	6.1	3.0	1	1.75E+21	9.25	299.17
950531	214322.85	40.04	21.50	0.3	3.0	1	1.00E+21	8.87	151.25
950601	050955.87	40.09	21.58	10.2	3.1	1	2.42E+21	5.53	88.44
950601	101727.51	39.98	21.50	9.2	3.2	1	1.07E+22	2.35	30.06
950602	074714.69	40.02	21.53	6.4	3.5	1	1.35E+22	2.51	46.21
950603	102014.28	40.12	21.58	6.6	3.6	1	5.23E+21	5.10	149.59
950605	183244.92	39.93	21.45	8.9	3.2	1	1.51E+22	2.77	69.04
		-							

950606	004651.63	40.16	21.60	11.3	3.3	3	4.65E+21	5.40	158.10
950606	043558.64	40.13	21.58	10.2	4.2	1	5.50E+22	1.71	59.99
950607	083733.92	40.10	21.57	5.4	3.8	4	2.34E+22	2.10	46.81
950607	122233.57	40.09	21.67	2.7	3.0	1	8.26E+20	10.09	183.63
950607	202343.06	40.11	21.59	6.7	3.3	1	2.20E+21	5.24	68.64
950608	043225.53	40.14	21.59	10.9	3.3	1	2.83E+21	11.07	830.77
950608	045427.06	39.97	21.83	5.8	3.4	1	9.16E+21	6.41	521.35
950609	152048.10	40.12	21.61	4.3	3.7	4	1.78E+22	2.93	96.44
950611	045223.78	40.05	21.53	5.8	2.7	1	6.62E+20	29.96	3850.59
950611	172010.29	40.13	21.61	14.2	3.5	2	1.22E+22	3.79	143.72
950611	185146.80	39.95	21.53	9.2	4.3	2	1.63E+23	0.94	29.41
950611	185552.21	39.98	21.59	11.0	3.5	2	1.78E+21	6.87	125.39
950611	203821.83	39.95	21.55	9.4	3.3	2	1.42E+22	3.66	150.99
950612	025211.50	39.97	21.57	10.4	2.9	1	4.93E+21	5.97	227.07
950612	031125.95	40.01	21.53	8.6	2.9	2	1.88E+21	6.87	132.33
950612	031950.28	39.95	21.52	11.0	3.2	1	5.45E+21	5.13	159.33
950612	052753.28	39.97	21.55	10.7	3.4	1	9.74E+21	3.73	109.24
950612	084253.47	40.04	21.63	9.1	2.7	1	1.17E+21	6.11	57.55
950612	124910.23	39.95	21.56	13.4	3.2	2	6.96E+21	4.79	165.68
950614	023522.34	40.00	21.83	5.1	2.8	1	2.84E+21	6.31	154.66
950615	011434.20	40.06	21.66	9.3	3.3	1	2.33E+21	5.49	83.70
950615	024829.43	40.13	21.55	3.5	3.1	1	3.50E+21	4.08	51.48
950619	044130.96	40.10	21.66	0.7	4.0	1	4.59E+22	1.43	28.96

Χαρτογραφούμε ξανά την μεταβολή του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής $(log M_o)$ και του λογαρίθμου της γωνιακής συχνότητας $(log f_c)$ σε σχέση με το τοπικό μέγεθος, M_L , για κάθε σεισμό. Επαληθεύουμε με αυτό τον τρόπο την ορθότητα των σχέσεων (5.1), (5.2) και (5.3), οι οποίες εκφράζουν τη γραμμική μεταβολή μεταξύ των μεγεθών.

Στο σχήμα 5.5 φαίνεται η μεταβολή του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής, $logM_o$, για κάθε σεισμό με το τοπικό μέγεθος, M_L . Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί και οι γραμμικές σχέσεις 5.1 (μπλε συνεχής γραμμή) και 5.2 (κόκκινη στικτή γραμμή), οι οποίες υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 5.5. Διάγραμμα μεταβολής του λογάριθμου της σεισμικής ροπής $M_{O_{i}}$, σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , επίσης δίνεται η σχέση 5.1 (μπλε συνεχής γραμμή) και η σχέση 5.2 (κόκκινη στικτή γραμμή).

Παρατηρούμε ότι και η σχέση 5.1 αλλά και η σχέση 5.2 περιγράφουν τη γραμμικότητα ανάμεσα στο λογάριθμο της σεισμικής ροπής και το τοπικό μέγεθος, και η συσχέτιση είναι πολύ καλή.

Στο σχήμα 5.6 φαίνεται η μεταβολή του λογαρίθμου της γωνιακής συχνότητας, $logf_c$, με το τοπικό μέγεθος, M_L . Στο ίδιο σχήμα έχει χαρτογραφηθεί και η γραμμική σχέση (5.3) σχέση που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 5.6. Διάγραμμα μεταβολής του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, f_c, σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L, επίσης δίνεται η σχέση 5.3 (μπλε συνεχής γραμμή).

Η γωνιακή συχνότητα αποτελεί μια πολύ σημαντική παράμετρο για τις σεισμικές πηγές. Έχοντας ως δεδομένα σεισμούς μικρού μεγέθους, δηλαδή σεισμικές πηγές μικρών διαστάσεων, συνήθως υπολογίζονται μεγάλες γωνιακές συχνότητες. Σύμφωνα με τον Papageorgiou (1988) εκτός από τη γωνιακή συχνότητα υπάρχει και η f_{patch} (patch corner frequency). Η f_{patch} είναι η συχνότητα που αντιπροσωπεύει τις ετερογένειες του επίπεδου του ρήγματος. Στις περιπτώσεις που εμφανίζεται αυτή η συχνότητα αυτή, είναι πολύ δύσκολο να διακριθεί από τη γωνιακή συχνότητα. Το γεγονός αυτό αποτελεί ένα ακόμα πρόβλημα στον υπολογισμό της γωνιακής συχνότητας που υπολογίστηκαν σε αυτή την εργασία.

Στο σχήμα 5.7 φαίνεται το διάγραμμα της σεισμικής ροπής, M_0 (dyne*cm), σε συνάρτηση με τη γωνιακή συχνότητα, f_c . Μεταξύ των δύο ποσοτήτων φαίνεται να υπάρχει γραμμική σχέση. Στο ίδιο σχήμα έχει χαραχθεί και η ευθεία που πρότεινε ο Aki (1988) για τη μεταβολή της γωνιακής συχνότητας, f_c , σε συνάρτηση με τη

σεισμική ροπή. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων στο σύνολο των αποτελεσμάτων που δίνονται στον πίνακα 5.3, υπολογίζεται η σχέση:

$$\log M_{o} = (-2.20 \pm 0.08) \cdot \log f_{C} + (23.16 \pm 0.84)$$
(5.4)



Σχήμα 5.7. Μεταβολή του λογάριθμου της σεισμικής ροπής M_o, σε συνάρτηση με το λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας, f_c. Επίσης δίνεται η σχέση του Aki (1988)(μαύρη γραμμή) και η σχέση που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία (κόκκινη γραμμή).

Στο σχήμα 5.8 φαίνεται το διάγραμμα του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, M_0 (dyne*cm), σε συνάρτηση με το λογάριθμο της πτώσης τάσης. Ενώ γνωρίζουμε ότι η πτώση τάσης έχει σταθερή τιμή (Brune, 1970,1971), υπάρχει διασπορά μεταξύ των τιμών που υπολογίσαμε. Θεωρητικά η πτώση τάσης μιας σεισμικής πηγής μπορεί να υπολογιστεί, πρακτικά όμως στην εκτίμηση της υπεισέρχονται πολλά σφάλματα. Σύμφωνα με τη σχέση (5.3) όλα τα σφάλματα του υπολογισμού της σεισμικής ροπής και της γωνιακής συχνότητας, μεταφέρονται στον υπολογισμό της τιμής της πτώσης. Ένας ακόμη παράγοντας που μπορεί να οδηγήσει στην εξαγωγή διαφορετικών τιμών της πτώσης τάσης είναι η ετερογένεια της πηγής. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα σεισμογόνα ρήγματα είναι πολύπλοκα όσον αφορά την γεωμετρία και την μεταβολή των ελαστικών και μηχανικών ιδιοτήτων τους. Από το σχήμα 5.8 φαίνεται όμως να υπάρχει κάποια εξάρτηση από το μέγεθος.



Σχήμα 5.8. Μεταβολή του λογάριθμου της σεισμικής ροπής M_{o} , σε συνάρτηση με το λογάριθμου της πτώσης τάσης Δσ.

5.5 Σύγκριση αποτελεσμάτων με άλλες εργασίες του Ελληνικού χώρου

Παρόμοιες μελέτες για τον υπολογισμό των φασματικών παραμέτρων της εστίας (M_o , f_c , $\Delta \sigma$) έχουν γίνει για διάφορες περιοχές της Ελληνικού χώρου. Τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής ειδίκευσης συγκρίνονται με τα αποτελέσματα των άλλων ερευνητών.

Ιδιαίτερη σημασία έχει η μεταβολή της σεισμικής ροπής σε συνάρτηση με το μέγεθος των σεισμών. Στο σχήμα 5.9 φαίνεται η μεταβολή του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής, $logM_0$ (dyne*cm), σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L . Στο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα αποτελέσματα των εργασιών: Chouliaras and Stavrakakis (1997), (κίτρινος κύκλος), Margaris and Papazachos (1999), (μωβ τετράγωνο), Roumelioti et al. (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο) και Πολατίδης (2001), (μπλε τρίγωνο). Με πράσινο τρίγωνο απεικονίζονται τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας. Επίσης στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί και οι σχέσεις που υπολογιστεί από τους παραπάνω ερευνητές. Με μωβ γραμμή συμβολίζεται η σχέση των Margaris and Papazachos (1999) και με κεραμιδί γραμμή συμβολίζεται η σχέση της Roumelioti et al. (2001). Τέλος με πράσινη γραμμή συμβολίζεται η σχέση της Roumelioti et al. (2001). Τέλος με πράσινη γραμμή συμβολίζεται η σχέση της Roumelioti et al. Σημειώνεται ότι στις περιπτώσεις όπου τα αποτελέσματα άλλων ερευνητών αναφέρονταν στο μέγεθος σεισμικής ροπής Μ_w χρησιμοποιήθηκε η σχέση μετατροπής:

$$M_w \cong M_L + 0.5 \tag{5.5}$$

η οποία εφαρμόζεται στον Ελληνικό χώρο (Papazachos et al.(1997), Margaris and Papazachos, (1999)).

Τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα αποτελέσματα των άλλων ερευνητών. Επίσης η σχέση που υπολογίστηκε για τη μεταβολή της σεισμικής ροπής, $logM_0$ (dyne*cm), σε σχέση με το τοπικό μέγεθος, M_L , βρίσκεται σε ικανοποιητική συμφωνία με τις σχέσεις που προτάθηκαν από Margaris and Papazachos (1999), Roumelioti et al. (2001) και Πολατίδη (2001).



Σχήμα 5.9. Μεταβολή του λογάριθμου της σεισμικής ροπής, M_0 , σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L . Με διάφορα σχήματα απεικονίζονται τα δεδομένα από άλλες εργασίες για τον Ελληνικό χώρο (Chouliaras and Stavrakakis, (1997), (κίτρινος κύκλος), Margaris and Papazachos, (1999), (μωβ τετράγωνο), Roumelioti et al., (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο), Πολατίδης (2001), (μπλε τρίγωνο), παρούσα εργασία, (πράσινο τρίγωνο)).

Στο σχήμα 5.10 φαίνεται η μεταβολή του λογαρίθμου της γωνιακής συχνότητας σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L Στο σχήμα έχουν

χαρτογραφηθεί τα αποτελέσματα των εργασιών Chouliaras and Stavrakakis (1997), (κίτρινος κύκλος), Roumelioti et al. (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο), Πολατίδης (2001), (μπλε τρίγωνο) και Margaris and Hatzidimitriou (2002), (μωβ σταυρός). Τέλος με πράσινο τρίγωνο απεικονίζονται τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας. Στο ίδιο σχήμα έχει χαραχθεί και η σχέση (5.3) που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία (πράσινη γραμμή).



Σχήμα 5.10. Μεταβολή του λογάριθμου της, γωνιακής συχνότητας f_c σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L . Με διάφορα σχήματα απεικονίζονται τα δεδομένα από άλλες εργασίες για τον Ελληνικό χώρο (Chouliaras and Stavrakakis, (1997), (κίτρινος κύκλος), Roumelioti et al., (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο), Πολατίδης (2001), (μπλε τρίγωνο), Margaris and Hatzidimitriou (2002), (μωβ σταυρός), παρούσα εργασία, (πράσινο τρίγωνο)).

Στο σχήμα 5.11 φαίνεται το διάγραμμα σεισμικής ροπής σε συνάρτηση με τη γωνιακή συχνότητα. Στο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα αποτελέσματα των εργασιών Chouliaras and Stavrakakis (1997), (κίτρινος κύκλος), Roumelioti et al. (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο), Πολατίδης (2001), (μπλε τρίγωνο) και Margaris and Hatzidimitriou (2001), (μωβ σταυρός). Τέλος με πράσινο τρίγωνο απεικονίζονται τα δεδομένα της παρούσας εργασίας.



Σχήμα 5.11. Μεταβολή της σεισμικής ροπής σε συνάρτηση με τη γωνιακή συχνότητα. Με διάφορα σχήματα απεικονίζονται τα δεδομένα από διάφορες εργασίες για τον Ελληνικό χώρο (Chouliaras and Stavrakakis, (1997), (κίτρινος κύκλος), Roumelioti et al., (2001), (κεραμιδί ρόμβος), Παναγιώτου (2001), (γαλάζιο τρίγωνο), Πολατίδης (2001), (μπλε ρόμβος), Margaris and Hatzidimitriou (2002), (μωβ σταυρός), παρούσα εργασία, (πράσινο τρίγωνο)).

Στο ίδιο σχήμα έχει χαραχθεί και η γραμμική σχέση 5.2 που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία με πράσινη γραμμή. Επίσης έχει χαραχθεί και η σχέση του Ακι (1988). Παρατηρούμε ότι επιβεβαιώνεται η γραμμικότητα μεταξύ των δύο μεγεθών.

Από τα σχήματα 5.10 και 5.11 βλέπουμε ότι οι τιμές της γωνιακής συχνότητας που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία είναι υψηλότερες από τις τιμές των άλλων ερευνητών. Το συγκεκριμένο γεγονός έχει παρατηρηθεί και σε άλλες εργασίες (Boatwright 1994, Humphrey et al 1994). Αυτό μπορεί να οφείλεται στις διαφορετικές τεχνικές που χρησιμοποίησε ο κάθε ερευνητής στην επεξεργασία και διόρθωση των φασμάτων της εδαφικής κίνησης. Στα φίλτρα αποκοπής που μπορεί να υπολοίπων παραγόντων που επηρεάζουν το φάσμα της πηγής.

6. $\Sigma YNO\Psi H - \Sigma YM \Pi E PA \Sigma MATA$

Στην παρούσα εργασία διατριβής ειδίκευσης, υπολογίστηκαν οι παράμετροι των εστιών ενός μεγάλου αριθμού σεισμών, της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 13^{ης} Μαίου 1995 που συνέβη στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές επιτάχυνσης ενός δικτύου φορητών επιταχυνσιογράφων οι οποίοι ανήκαν στο Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.), στο Εργαστήριο Γεωφυσικής και στο Εργαστήριο Στατικής του Α.Π.Θ, στο Ινστιτούτο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου της Grenoble και στο Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Στο πρώτο μέρος υπολογίστηκαν οι εστιακοί παράμετροι ο χρόνος γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας που δεν είχαν υπολογιστεί από άλλους ερευνητές. Στη συνέχεια υπολογίστηκε και το τοπικό μέγεθος, M_L , των σεισμών εφαρμόζοντας μια πρωτότυπη μεθοδολογία. Επίσης βαθμολογούνται κάποια από τα σεισμόμετρα του δικτύου του σεισμολογικού σταθμού του Α.Π.Θ. με βάση τα μέγιστα πλάτη αναγραφής και με βάση τη διάρκεια του σήματος.

Στην δεύτερο μέρος υπολογίστηκαν οι φασματικές παράμετροι των σεισμών με μία μεθοδολογία η οποία εφαρμόζεται για πρώτη φορά στον τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.. Προσδιορίστηκαν οι μέσες σχέσεις μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής και της γωνιακής συχνότητας και του τοπικού μεγέθους. Επίσης υπολογίστηκε σχέση μεταξύ του λογάριθμού της σεισμικής ροπής και του λογάριθμου της γωνιακής συχνότητας.

Η μέση σχέση που υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή μεταξύ της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους είναι:

$$\log M_{0} = (1.43 \pm 0.09) \cdot M_{L} + (16.92 \pm 0.29)$$
(6.1)

Η μέση σχέση που υπολογίστηκε μεταξύ της σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους θεωρώντας την κλίση της ευθείας ίση με 1.5 είναι η παρακάτω:

$$\log M_0 = 1.5 \cdot M_L + (16.73 \pm 0.30) \tag{6.2}$$

Για τη μεταβολή μεταξύ της γωνιακής συχνότητας και του τοπικού μεγέθους υπολογίστηκε η παρακάτω σχέση:

$$\log f_{\rm C} = (-0.56 \pm 0.08) \cdot M_{\rm L} + (2.52 \pm 0.29) \tag{6.3}$$

Η μέση σχέση που υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή στο σύνολο των δεδομένων μας με την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων στο σύνολο των δεδομένων μας μεταξύ της γωνιακής συχνότητας και της σεισμικής ροπής είναι:

$$\log M_{0} = (-2.20 \pm 0.08) \cdot \log f_{C} + (23.16 \pm 0.84)$$
(6.4)

Τέλος γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων (γωνιακή συχνότητα, σεισμική ροπή και πτώση τάσης) με αποτελέσματα άλλων εργασιών για τον Ελληνικό χώρο. Η συμφωνία μεταξύ τους είναι ικανοποιητική.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K., (1967). Scaling law of seismic spectrum, J. Gerophys. Res., 72, 1217 1231.
- Aki, K. and Chouet, B., (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, J. Geophys. Res., 80, 3322 – 3342.
- Aki, K., (1984). Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, *J. of Geophysical research*, 89, 5867-5872.
- Aki, K., (1988). Physical theory of earthquakes, Proc. Summer School of EMSC & IPGS Strasbourg 1986, Seismic Hazard in Mediterranean Regions (Eds: Bonnin J., Cara A., Cisternas A. and R. Fantechi), 3 –33.
- Al-Eqabi, Ch., Koper K., Wysession M., (2001). Source Characterization of Nevada Test Site and Western U.S. Earthquakes using Lg Waves: Implications for the Regional Source Discrimination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 140-153.
- Anderson, J. and S. Hough (1984). A Model for the shape of the Fourrier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Anderson, J. G., (1991). A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in Southern California, *Bull. Seism.* Am., 81, 2186 2193.
- Andrews, D. J., (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Reprinted from Earthquake Source Mechanics Geophys. Monogr. in 1986*, 256-267.
- Archuletta, R. J., and S. H. Hartzell (1981). Effects of fault finiteness of near-source ground motion, *Bull. Seism.* Am., 71, 939-957.
- Archuletta, R. J., Granswick, E., Mueller, C., and Spudich, P., (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595 4607.

- Archuletta, R. J., Sandra H. Seale, Peter V. Sangas, Lawrence M. Baker and Scott T. Swain (1992). Garner Valley downhole array of accelerometers instrumentation and preliminary data analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1592 – 1621.
- Atkinson, G., (1993b). Earthquake Source Spectra in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1778 1798.
- Atkinson, G., (1995). Attenuation and Source Parameters of Earthquakes in the Cascadia Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1327 – 1342.
- Atkinson, G. and Silva, W., (1997). An empirical Study of Earthquake Source Spectra for California Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 97 113.
- Baskoutas, I., Stavrakakis G., Kalogeras I., (1997). Q factor estimation from the aftershock sequence of the 13 May 1995 Kozani earthquake, *J. Geodynamics*, 26, 367 374.
- Boatwright, J., (1978). Detailed spectra analysis of two small New York state Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1117 1131.
- Boatwright, J., (1980). A spectral theory for the circular seismic sources: simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiated energy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1 26.
- Boatwright, J., (1994). Regional Propagation Characteristics and Source Parameters in Northeastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 26, 367 374.
- Boore, M. D. and Boatwright, J., (1984). Average Body-Wave radiation coeficients, *Bull. Seism.* Soc. Am., 74, 1615 1621.
- Boore, D. M., Joyner B. W., Fumal E. T., (1993). Estimation of response spectra and peak acceleration from Western North American Earthquakes: U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93-509, 1-72.
- Brune, J. M., (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997 5009.

Brune, J. N., (1971). Correction, J. Geophys. Res., 76, 5002.

- Γαλανάκης Δ., Ροντογιάννη Θ., Κουρουζίδης Μ., (1998). Ο 'απρόβλεπτος' σεισμός της Κοζάνης- Γρεβενών της 13^{ης} Μαϊου 1995, Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού Συνεδρίου.
- Castro, R. R., Pacor, F., Sala, A., Petrungaro, C., (1996). S wave attenuation and site effects in the region of Fruili, Italy, *J. Geophys. Res.*, 101, 22355 22369.
- Christaras, B., Dimitriou An. And Lemoni Hel., (1998). Soil quality as a factor of the distribution of damages at the meizoseismal area of the Kozani-Grevena 1995 earthquake, in Greece (M_w=6.6), *J. Geodynamics*, 26, 393 – 411.
- Chouliaras, G. and G. N. Stavrakakis, (1997). Seismic Source Parameters from a New Dial-up Network in Greece, *Pageoph.*, 150, 91 111.
- Fletcher, J. and Boatwright J. (1984). Source Parameters for aftershocks of the Oriville California Earthquake, *Bull. Seism. Soc.* Am., 74,1101-1123.
- Fletcher, J. and Boatwright J. (1991). Source Parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco Penisula from a joint inversion of digital seismograms, *Bull. Seism. Soc.* Am., 81,1783-1812.
- Hatzfeld, D., Nord J., Paul A., Guiguest R., Brione P., Ruegg J., Cattin R., Armijjo R., Meyer B., Hubert A., Bernard P., Karakostas, V., C. Papaioannou, Papanastasiou D., Veis G., (1995). The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of May 13, 1995, M_S=6.6. Prelimary results of a field multidisciplinary, *Seismological Research Letters*, 66, Number 6, 61-70.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R.,
 Paul, A., Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I, Koutsikos, I., Makropoulos, K.,
 Azzara, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P. and C. Papaioannou (1997). The
 Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 Revisited from a Detailed
 Seismological Study, *Bull. Seism. Soc.* Am., 87, 463-473.
- Hough, S. and Anderson, J. (1994). Seismic Source Parameters from the Guerrero Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1754-1769.
- Ichinose, G., Smith K., Anderson J. (1997). Source Parameters of the 15 November 1995 Border Town, Nevada, Earthquake Sequence, *Bull. Seism. Soc.* Am., 87, 652-667.

- Kanamori, H. and D. L. Anderson, (1975). Theoretical Basis of the Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Keilis Borok, V., (1959). On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Annali di Geofisica*, 12, 205 214.
- Κυρατζή, Α. Α., (1984). Κλίμακες Μεγεθών των σεισμών στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας – Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Kouskouna, V., Makropoulos, K. C., and J. C. Drakopoulos, (1993). Determination of Source Parameters from Seismic Spectra in Central Greece, *Proc. 2nd Hell. Geoph. Congr.*, May 5 7, 1993, Florina, I, 248 263.
- Lee, W. H. K. and Lahr J. C. (1975). A computer program for the determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geol. Surv. Open File Report, 75-311.
- Lermo, J. and Chavez-Garcia F. G., (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574-1594.
- Madariaga, R., (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 636 666.
- Μάργαρης, Β., Χατζηδημητρίου Π., (1997). Παράμετροι σεισμικής εστίας με βάση τη στοχαστική προσομοίωση καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης του σεισμού της Αρνέας, M_S=5.8, Πρακτικά 3^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής Πάτρα, Τόμος 1, 535-542.
- Margaris, B. N. and D. M. Boore (1998). Determination of $\Delta \zeta$ and k_0 from Response Spectra of Large Earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88,170-182.
- Margaris, B. N. and Papazachos, C. B., (1999). Moment magnitude relations based on strong motion records in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 442 455.
- Margaris, B. N. and Hatzidimitriou, P. M., (2002). Source Spectral Scaling and Stress Release Estimates Using Strong Motion Records in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am in press.*

- Melis, S. N, Burton W. P. and Brooks M., (1995). Coseismic crustal deformation from microseismicity in the Patras area, western Greece, *Geophys. J. Int.*, 122, 815 836.
- Μουντράκης, Δ., Παυλίδης Σ., Ζούρος Ν., Χατζηπέτρος Α., Κώτσης Η., (1998). Ο σεισμός Κοζάνης –Γρεβενών της 13^{ης} Μαΐου 1995. Επιφανειακές εκδηλώσεις ρηγμάτων νεοτεκτονικές μελέτες - τεκτονικός κίνδυνος, Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού Συνεδρίου.
- Nakamura, Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 1.
- Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1982). Aspects of the mechanics of earthquake rupture related to the generation og high frequency waves and the prediction of strong ground motion, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 1, 67-74.
- Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 693-722.
- Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. II. Applications of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 953-978.
- Papageorgiou, A. S. (1988). On two characteristic frequencies of acceleration spectra: patch corner frequency and f_{max}, *Bull. Seism. Soc.* Am. 78, 509-529.
- Παναγιώτου, Μ., (2001). Παράμετροι της εστίας, μηχανισμοί γένεσης και αντιστροφή του τανυστή των τάσεων στο βόρειο και κεντρικό Αιγαίο, Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας – Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Papazachos, B. C. and C. Papazachou, (1997). The earthquakes of Greece, Ziti Publ. Co., 356pp.
- Papazachos, B., Karakostas, V. G. Kiratzi, A. A., Papadimitriou E. E., Papazachos, C., (1997). A model for the 1995 Kozani- Grevena seismic sequence, *J. Geodynamics*, 26, 217-231.
- Papazachos, C. B., Karakostas, V. G., Scordilis, E.M., (1997). Crustal and Upper mantle stucture of the Kozani- Grevena area obtained by non-linear inversion of P and S travel times, J. *Geodynamics*, 26, 353-365.

- Παπαναστασίου, Δ., Δρακάτος Γ., Βούλγαρης Ν., Σταυρακάκης Γ., (1998). Μελέτη του σεισμού της 13^{ης} Μαϊου 1995, Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού Συνεδρίου.
- Παυλίδης, Σ. (1998). Γεωλογικά ρήγματα και σεισμοί: Ερευνώντας για το σεισμογενετικό ρήγμα της σεισμικής ακολουθίας Κοζάνης-Γρεβενών 1995, Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού Συνεδρίου.
- Πολατίδης, Α., (2001). Καθορισμός των παραμέτρων της εστίας και της απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας, Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Press, W., Teukosly S., Vetterling W., Flannery B. (1995). Numerical recipes in Fortran. The art of scientific computing, second edition.
- Ραπτάκης, Δ., Τόλης Σ., Λοντζέτιδης Κ., Πιτιλάκης Κ., (1997). Σύγκριση Ενόργανης και Θεωρητικής Μελέτης της Σεισμικής Απόκρισης κατά το Σεισμό Κοζάνης–Γρεβενών, Πρακτικά 3^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, Πάτρα 1997, Τόμος 1, 535-542.
- Ρουμελιώτη, Ζ., (1999). Υπολογισμός των παραμέτρων της εστίας και προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στη Δυτική Ελλάδα, Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας – Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Richter, C. F., (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1-32.
- Richter, C. F., (1958). *Elementary Seismology*, W. F. Freeman and Co., San Francisco, California, 758pp.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou C., (2000). A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani Grevena (NW Greece) 1995 sequence, *Annali di Geofisica*, 43, 951-966.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou C., (2001). S wave analysis of the 1995 Kozani Grevena (NW Greece) aftershock sequence, *Journal of Seismology* in press.

- Σκορδύλης, Μ., (1985) Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών, Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας – Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Shi, J., Kim W., Richards G. P. (1998). The Corner frequencies and Stress Drops of Intraplate Earthquakes in the Northeastern United States, *Bull. Seism. Soc.* Am. 88, 531-542.
- Somerville, P., Sen, (1997). Engineering characteristics of near fault ground motion, *SMIP97* SEMINAR ON UTILIZATION OF STRONG-MOTION DATA.
- Somerville, P., Sen, (1997). Development of an improved representation of near-fault ground motions, *SMIP97 SEMINAR ON UTILIZATION OF STRONG-MOTION DATA*.
- Stavrakakis, G. N., Chouliaras, G. and Panopoulou G., (2000). Seismic source parameters for the $M_w = 5.9$ Athens earthquake (September 7, 1999) from a new telemetric broad band seismological network in Greece, *Natural Hazards*, in press.
- Τσεπελίδης Β., Χατζηνάκος Δ., Ρόζος Δ., (1998). Απόκριση των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής Κοζάνης –Γρεβενών στο σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995, Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού Συνεδρίου.
- Theodulidis, N. and P-Y. Bard (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions. An analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*.
- Theodulidis, N., Lekidis V., Margaris B., Papazaxos C., Papaioannou Ch. And P. Dimitriou (1998). Seismic hazard assessment and design spectra for the Kozani-Grevena region (Greece) after the earthquake of May 13, 1995, *J. Geodynamics* 26, No.2-4, pp.375-391.