



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥΠΟΛΗ ΖΩΓΡΑΦΟΥ, ΑΘΗΝΑ 15784

ΜΟΥΖΑΚΙΩΤΗΣ ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ
ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ
ΕΛΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Βούλγαρης Νικόλαος, Καθηγητής

Παπαδημητρίου Παναγιώτης, Καθηγητής

Καβύρης Γεώργιος, Λέκτορας

ΑΘΗΝΑ 2015

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης δε θα μπορούσε να είχε εκπονηθεί χωρίς τη στήριξη αρκετών ανθρώπων, οι οποίοι μου συμπαραστάθηκαν τόσο ηθικά όσο και σε τεχνικό επίπεδο μέσω της ανιδιοτελούς παροχής συμβούλων και γνώσεων πάνω στο αντικείμενο της διατριβής αλλά και δεδομένων που αφορούν αυτή. Θα ήθελα συγκεκριμένα να ευχαριστήσω τα μέλη της τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής κ. Βούλγαρη Νικόλαο (καθηγητή σεισμολογίας), κ. Παπαδημητρίου Παναγιώτη (καθηγητή σεισμολογίας) και κ. Καβύρη Γεώργιο (λέκτορα σεισμολογίας) για τις τεχνικές πληροφορίες και τις συμβουλές που μου παρείχαν, άλλα και για το χρόνο που αφιέρωσαν ως προς τη βελτιστοποίηση της ποιότητας της παρούσας διατριβής. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Καράσταθη Βασίλειο (Διευθυντή Ερευνών Γεωδυναμικό Ινστιτούτο - Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) για την αμέριστη βοήθεια τόσο σε τεχνικό επίπεδο όσο και υλικό μέσω της παροχής των γεωφυσικών δεδομένων τα οποία χρησιμοποίησα. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια και όλους τους φίλους μου που μου συμπαραστάθηκαν και με υποστήριζαν όλο αυτό το χρονικό διάστημα.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η Ελλάδα λόγω της τοποθεσίας της στο ιδιαίτερο γεωτεκτονικό καθεστώς της Ανατολικής Μεσογείου χαρακτηρίζεται από την επίδραση εντόνων γεωλογικών-γεωφυσικών φαινομένων, τα οποία έχουν διαμορφώσει και συνεχίζουν να διαμορφώνουν τη μορφολογία του ελληνικού χώρου. Αποτέλεσμα των παραπάνω διεργασιών είναι η γένεση πλήθους σεισμών διάφορων τύπων σε διάφορα βάθη και με διάφορα μεγέθη. Η ένταση της σεισμικότητας στην Ελλάδα είναι τέτοια που την καθιστά μια από τις πιο σεισμογενείς χώρες του κόσμου.

Από τα αρχαία χρόνια υπάρχουν αναφορές για μεγάλους σεισμούς που έχουν πλήξει διάφορες περιοχές της Ελλάδας και έχουν προκαλέσει εκτεταμένες υλικές καταστροφές άλλα και ανθρώπινες απώλειες. Με την πάροδο των χρόνων και την εξέλιξη της τεχνολογίας οι αρνητικές συνέπειες των σεισμών έχουν περιοριστεί σημαντικά, άλλα σε καμιά περίπτωση δεν έχουν εξαλειφθεί. Για το λόγο αυτό καθίσταται απαραίτητος ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές οι οποίες δύνανται να πληγούν από σεισμούς, ούτως ώστε να γίνει όσο το δυνατόν καλύτερη πρόληψη των αρνητικών συνεπειών του φαινομένου.

Στην παρούσα Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης γίνεται υπολογισμός των διάφορων αναμενόμενων χαρακτηριστικών της ισχυρής σεισμικής κίνησης για διαφορετικά σεισμικά σενάρια σε διαφορετικές περιοχές. Πιο συγκεκριμένα, γίνεται υπολογισμός συνθετικών κυματομορφών επιτάχυνσης χρησιμοποιώντας τη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης για πηγές πεπερασμένων διαστάσεων (Motazedian & Atkinson, 2005). Στο πρώτο κεφάλαιο της διατριβής παρουσιάζεται συνοπτικά το πρόβλημα και γίνεται αναφορά στις διάφορες μεθοδολογίες που έχουν προταθεί ως προς τον υπολογισμό των αναμενόμενων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται περιγραφή της χρησιμοποιούμενης μεθοδολογίας με ανάλυση των διάφορων παραμέτρων και της επίδρασης αυτών στο τελικό αποτέλεσμα.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται εφαρμογή της μεθόδου στην περιοχή της κεντρικής Ελλάδας. Αρχικά γίνεται προσομοίωση της επιτάχυνσης για έναν πραγματικό σεισμό, ο οποίος έγινε στην περιοχή της Αμφίκλειας με μέγεθος $M_w=5.4$. Μέσω της βέλτιστης ταύτισης των φασμάτων της πραγματικής και της θεωρητικής κυματομορφής για την περιοχή της Αιδηψού γίνεται η βαθμονόμηση των διάφορων άγνωστων παραμέτρων

που αφορούν τη μεθοδολογία, η οποία στη συνέχεια χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της αναμενόμενης ισχυρής εδαφικής κίνησης στην ίδια περιοχή από πιθανά σεισμικά σενάρια που σχετίζονται με το ρήγμα της Αταλάντης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται εφαρμογή της παραπάνω διαδικασίας στην ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης. Για την παραμετροποίηση χρησιμοποιήθηκε καταγραφή του σεισμού της Καλαμάτας του 1986, ενώ τα πιθανά μελλοντικά σενάρια αφορούν το ρήγμα της Σπάρτης.

Στο πέμπτο και τελευταίο κεφάλαιο η μεθοδολογία εφαρμόζεται στην περιοχή της Κεφαλονιάς, χρησιμοποιώντας δεδομένα από δυο σεισμούς ($M_w=6$, $M_w=5.9$) που συνέβησαν στο δυτικό τμήμα του νησιού, στις 26/1 και 3/2/2014 αντίστοιχα. Η παραμετροποίηση γίνεται χρησιμοποιώντας καταγραφή από τον πρώτο σεισμό. Στη συνέχεια προσομοιώνεται η εδαφική επιτάχυνση που προκύπτει από το δεύτερο σεισμό και το αποτέλεσμα αξιολογείται με βάση τη σύγκριση με την πραγματική καταγραφή που αντιστοιχεί στο σεισμό αυτό.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	7
2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ	9
2.Α) ΕΞΙΣΩΣΗ ΠΗΓΗΣ	9
2.Β) ΦΑΣΜΑ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ.....	17
3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 1: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΙΔΗΨΟΥ.....	25
3.Α) ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	26
Γεωλογία περιοχής	28
Νεογενείς σχηματισμοί.....	30
Νεοτεκτονική δομή περιοχής.....	30
Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής	32
3.Β) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	35
Προσδιορισμός υποκέντρου και διαστάσεων ρήγματος:	35
Προσδιορισμός χαρακτηριστικών διάρρηξης (μηχανισμοί γένεσης):.....	49
Χαρακτηριστικά διάδοσης.....	53
Εδαφικές συνθήκες	57
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης	63
Υπολογισμός επιτάχυνσης για πιθανό σεισμό στο ρήγμα της Αταλάντης.....	67
4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 2: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΣΠΑΡΤΗΣ.....	72
3.Α) ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	73
Γεωλογία περιοχής	74
Νεογενείς σχηματισμοί	76
Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής.....	79
4.Β) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	82
Χαρακτηριστικά πηγής του σεισμού.....	83
Μοντέλα διάδοσης.....	85
Εδαφικές συνθήκες.....	86
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης για τον σεισμό της Καλαμάτας	90

Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης σε μικρές αποστάσεις (<10 χλμ), η περίπτωση του ρήγματος της Σπάρτης.	95
5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 3: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ	105
5.A) ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	106
Η Ελληνική ζώνη υποβύθισης	106
Γεωλογία περιοχής	109
Τεκτονική δομή περιοχής	112
Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής.....	114
5.B) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	121
Προσδιορισμός χαρακτηριστικών πηγής	122
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης	128
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	137
7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	139

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μεγάλοι σεισμοί έχουν ως αποτέλεσμα την πρόκληση καταστροφών στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή. Οι καταστροφές αυτές περιλαμβάνουν τραυματισμούς ή θανάτους ανθρώπων και ζώων, βλάβες σε κτίρια και άλλες τεχνικές κατασκευές, καταστροφές στο φυσικό περιβάλλον (ρευστοποιήσεις, κατολισθήσεις, κ. α.), καθώς και οικονομικές απώλειες.

Στην πλειοψηφία τους οι αρνητικές συνέπειες ενός σεισμού είναι συνδεδεμένες με την ισχυρή σεισμική κίνηση που προκύπτει από αυτόν είτε άμεσα (καταρρεύσεις κτιρίων), ή έμμεσα (καταστροφές από δευτερογενή φαινόμενα, όπως τσουνάμι, κατολίσθηση, φωτιά). Η ελαχιστοποίηση των αρνητικών επιπτώσεων του σεισμού απαιτεί την πρόβλεψη των χαρακτηριστικών της σεισμικής κίνησης από ένα πιθανό σεισμικό σενάριο. Τα χαρακτηριστικά αυτά περιλαμβάνουν τις μέγιστες παραμέτρους σεισμικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA), ταχύτητας (Peak Ground Velocity, PGV) και μετάθεσης (Peak Ground Displacement, PGD), τη χρονοσειρά της επιτάχυνσης (επιταχυνσιογράφημα), το συχνοτικό φάσμα της και τα φάσματα απόκρισης των κατασκευών στην σεισμική κίνηση (φάσμα ψευδοφασματικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης, Pseudospectral acceleration, Velocity, Displacement, PSA, PSV, PSD).

Η Ελλάδα βρίσκεται σε ένα ιδιαίτερο τεκτονικό καθεστώς, στο όριο των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας με την Αφρικής, με αποτέλεσμα την εκδήλωση ιδιαίτερα έντονης σεισμικότητας στο χώρο της. Από τα αρχαία χρόνια υπάρχουν πληροφορίες για σεισμούς που έχουν προκαλέσει εκτεταμένες καταστροφές, όπως ο σεισμός της Σπάρτης το 464 π.Χ., ο οποίος κατέστρεψε ολοκληρωτικά την αρχαία πόλη (Papazachos & Papazachou, 2003). Σεισμοί με αποτέλεσμα εκτεταμένες υλικές ζημιές, αλλά και ανθρώπινες απώλειες έχουν γίνει και στην σύγχρονη εποχή, όπως ο σεισμός της Αθήνας του 1999 (Papadimitriou et al., 2002). Για τους λόγους αυτούς είναι απαραίτητος ο υπολογισμός των αναμενόμενων χαρακτηριστικών της σεισμικής κίνησης, ώστε τα κτίρια να κατασκευαστούν με τέτοια χαρακτηριστικά για να προστατεύονται από μελλοντικούς σεισμούς.

Στο παρελθόν έχουν προταθεί διάφορες μεθοδολογίες για τον υπολογισμό όλων ή μερικών από αυτές τις παραμέτρους. Μία από τις πιο διαδεδομένες μεθόδους είναι η πιθανολογική και προτάθηκε από τον Cornell (1968). Με την μέθοδο αυτή υπολογίζεται η αναμενόμενη

μέγιστη σεισμική επιτάχυνση ή η σεισμική επιτάχυνση που αντιστοιχεί σε κάποια συχνότητα, σε οποιαδήποτε θέση μίας περιοχής. Ο υπολογισμός αυτός βασίζεται στην εφαρμογή ενός εμπειρικού τύπου που αντιστοιχεί σε μία περιοχή και ο οποίος υπολογίζεται με τη μέθοδο παλινδρόμησης (regression) πάνω σε πραγματικές καταγραφές επιτάχυνσης. Μία άλλη πιθανολογική μεθοδολογία, με την οποία υπολογίζονται οι μέγιστες τιμές σεισμικής επιτάχυνσης για κάποιο συγκεκριμένο ρυθμό επανάληψης, βασίζεται στην μέθοδο των ακραίων τιμών Gumbel.

Μια διαφορετική μεθοδολογία είναι η αιτιοκρατική (deterministic) με την οποία υπολογίζεται ολόκληρη η χρονοσειρά της επιτάχυνσης. Βασίζεται στην προσέγγιση του Hartzell (1979) με την οποία αναπαρίσταται αναλυτικά η επίδραση της πηγής και της διάδοσης στην διαμόρφωση της τελικής κυματομορφής. Η επίλυση των εξισώσεων γίνεται σε τρισδιάστατο χώρο με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων. Η μεθοδολογία αυτή είναι εφαρμόσιμη για την σεισμική κίνηση χαμηλών συχνοτήτων (<1 Hz).

Για τον υπολογισμό της επιτάχυνσης σε μεγάλο φάσμα συχνοτήτων έχει προταθεί η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης (Boore, 1983). Με την μεθοδολογία αυτήν προσομοιώνεται το φάσμα της επιτάχυνσης για συχνότητες μεγαλύτερες από 1 Hz. Για τον υπολογισμό του πλήρους φάσματος της επιτάχυνσης σε όλο το εύρος των συχνοτήτων έχει προταθεί τα τελευταία χρόνια η χρήση υβριδικών μεθοδολογιών (π.χ. Graves & Pitarka, 2010; Frankel, 2009; Ameri et al., 2009), οι οποίες συνδυάζουν την αιτιοκρατική μέθοδο σε συχνότητες <1Hz και την στοχαστική σε μεγαλύτερες.

Στην παρούσα εργασία γίνεται ανάλυση της στοχαστικής μεθόδου προσομοίωσης, όπως αυτή προτείνεται από τους Motazedian & Atkinson (2005) για πηγή πεπερασμένων διαστάσεων. Η προσομοίωση της σεισμικής επιτάχυνσης για διάφορα σεισμικά σενάρια βασίζεται στην όσο το δυνατόν λεπτομερέστερη γνώση των παραμέτρων της πηγής, της διάδοσης και της θέσης παρατήρησης, ώστε το αποτέλεσμα να ανταποκρίνεται όσο το δυνατόν περισσότερο στην πραγματικότητα. Οι περιπτώσεις που εξετάστηκαν αφορούν σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους, στην Σπάρτη, την κεντρική Ελλάδα και την Κεφαλονιά, όπως καταγράφονται σε θέσεις παρατήρησης σε επικεντρικές αποστάσεις από 1 μέχρι ~70 χλμ. Για τις περιπτώσεις αυτές το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας περιλαμβάνεται σε συχνότητες μεγαλύτερες από 1 Hz. Για τον λόγο αυτόν επιλέχτηκε η χρήση της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης, όπως αυτή θα περιγραφεί στη συνέχεια.

2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ

2.Α) ΕΞΙΣΩΣΗ ΠΗΓΗΣ

Όπως απέδειξε ο Haskell (1964), η μετατόπιση που οφείλεται στα \mathbf{P} και τα \mathbf{S} κύματα σε θέση ξ δίνεται από συνάρτηση της μορφής:

$$U = P(r, \theta, \varphi, \alpha, b) * w \int_0^L \dot{D} \left(\xi, t - \frac{r - \xi \cos \theta}{c} \right) d\xi \quad (1)$$

όπου ως L ορίζεται το μήκος της διάρρηξης, r η απόσταση του σημείου στο ρήγμα από την εστία της διάρρηξης, c η ταχύτητα της διάρρηξης και \dot{D} η συνάρτηση του ρυθμού μετατόπισης (ταχύτητα) πάνω στο ρήγμα.

Στον φασματικό χώρο, η παραπάνω σχέση μετατρέπεται σε:

$$U(\omega) = P(r, \theta, \varphi, \alpha, b) A(\omega) \quad (27)$$

όπου:

$$A(\omega) = w \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} dt * \int_0^L \dot{D} \left(\xi, t - \frac{r - \xi \cos \theta}{c} \right) d\xi \quad (2)$$

όπου w το πλάτος του ρήγματος

Με τον παραπάνω τρόπο η εξίσωση της κίνησης χωρίζεται σε δύο όρους. Ο όρος \mathbf{P} αφορά τη διάδοση και δεν συμπεριλαμβάνει τις παραμέτρους της πηγής και ο όρος \mathbf{A} αφορά την πηγή. Αν και σε μη ομογενή μέσα ο διαχωρισμός αυτός των όρων είναι μη αποδεκτός μαθηματικά, ο Aki (1967) θεωρώντας ότι ένας τέτοιος διαχωρισμός αποτελεί μια ικανοποιητική πρώτη προσέγγιση, προσδιόρισε το φάσμα της πηγής $\mathbf{A}(\omega)$ μέσω της μετατόπισης στο ρήγμα $\mathbf{D}(\xi, t)$.

Ο Haskell (1966) απέδειξε ότι η εκπεμπόμενη ενέργεια \mathbf{I} από ρήγμα μήκους \mathbf{L} κατά τον σεισμό ισούται με:

$$I_{\alpha} = \int_0^L \ddot{D} \left(\xi, t - \frac{r}{a} \right) d\xi \quad (3)$$

Ακολουθώντας την προσέγγιση του Haskell, ο Aki (1967), προσδιόρισε τη φασματική πυκνότητα της πηγής με την παρακάτω διαδικασία. Η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης ψ (autocorrelation function) της παραπάνω σχέσης ορίζεται ως:

$$\psi(\eta, \tau) = \int \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, \tau) D(\xi + \eta, t + \tau) d\xi dt \quad (4)$$

για την οποία στον φασματικό χώρο και σε δύο διαστάσεις (γωνιακή συχνότητα ω και κυματαριθμός κ) ισχύει:

$$\widehat{\psi}(\kappa, \omega) = \int \int_{-\infty}^{\infty} \psi(\eta, \tau) e^{-i\omega\tau + i\kappa\eta} d\tau d\eta \quad (5)$$

Όπου ο αντίστροφος μετασχηματισμός είναι:

$$\psi(\eta, \tau) = \frac{1}{4\pi^2} \int \int_{-\infty}^{\infty} \widehat{\psi}(\kappa, \omega) e^{i\omega\tau - i\kappa\eta} d\omega d\kappa \quad (6)$$

Η συνάρτηση της πηγής A που αναφέρθηκε παραπάνω (σχέση 2) μπορεί να γραφτεί ως:

$$A(\omega) = w e^{-i\omega\tau/c} \int \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, t') e^{-i\omega t' + i\omega\xi \cos\left(\frac{\theta}{c}\right)} dt' d\xi \quad (7)$$

$$\text{με } t' = t - \frac{r - \xi \cos\theta}{c}.$$

Η συνάρτηση του ρυθμού ολίσθησης \dot{D} στον χώρο συχνότητας κυματαριθμού ορίζεται ως:

$$B(\kappa, \omega) = \int \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, t) e^{-i\omega t + i\kappa\xi} dt d\xi \quad (8)$$

και αντίστροφα:

$$\dot{D}(\xi, t) = \frac{1}{4\pi^2} \int \int_{-\infty}^{\infty} B(\kappa, \omega) e^{i\omega t - i\kappa\xi} d\omega d\kappa \quad (9)$$

Αντικαθιστώντας στη σχέση 7 τη συνάρτηση του ρυθμού ολίσθησης με το ισοδύναμό της από τη σχέση 9, προκύπτει η παρακάτω σχέση:

$$A(\omega) = w e^{-i\omega\tau/c} B\left(\frac{\omega \cos\theta}{c}, \omega\right) \quad (10)$$

και

$$|A(\omega)|^2 = w^2 \left| B\left(\frac{\omega \cos\theta}{c}, \omega\right) \right|^2 \quad (11)$$

Αντίστοιχα, για τη σχέση 4 προκύπτει:

$$\begin{aligned}
\psi(\eta, \tau) &= \frac{1}{4\pi^2} \int \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, t) \int \int_{-\infty}^{\infty} B(\kappa, \omega) e^{i\omega(\xi+\tau) - i\kappa(\xi+\eta)} dk d\omega d\xi d\eta \\
&= \frac{1}{4\pi^2} \int \int_{-\infty}^{\infty} B(\kappa, \omega) B(-\kappa, -\omega) e^{i\omega\tau - i\kappa\eta} dk d\omega \\
&= \frac{1}{4\pi^2} \int \int_{-\infty}^{\infty} |B(\kappa, \omega)|^2 e^{i\omega\tau - i\kappa\eta} dk d\omega \quad (12)
\end{aligned}$$

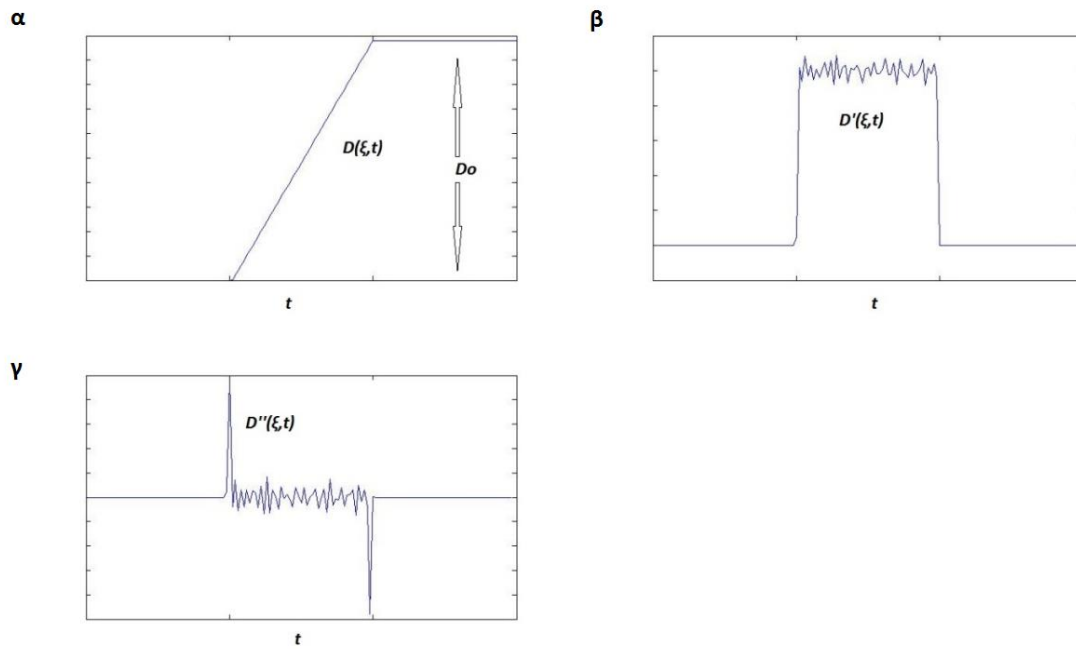
Συνδυάζοντας την παραπάνω σχέση με την 11 θα προκύψει ως προς τον χώρο συχνότητας κυματαριθμού:

$$\widehat{\psi}(\kappa, \omega) = |B(\kappa, \omega)|^2 \quad (13)$$

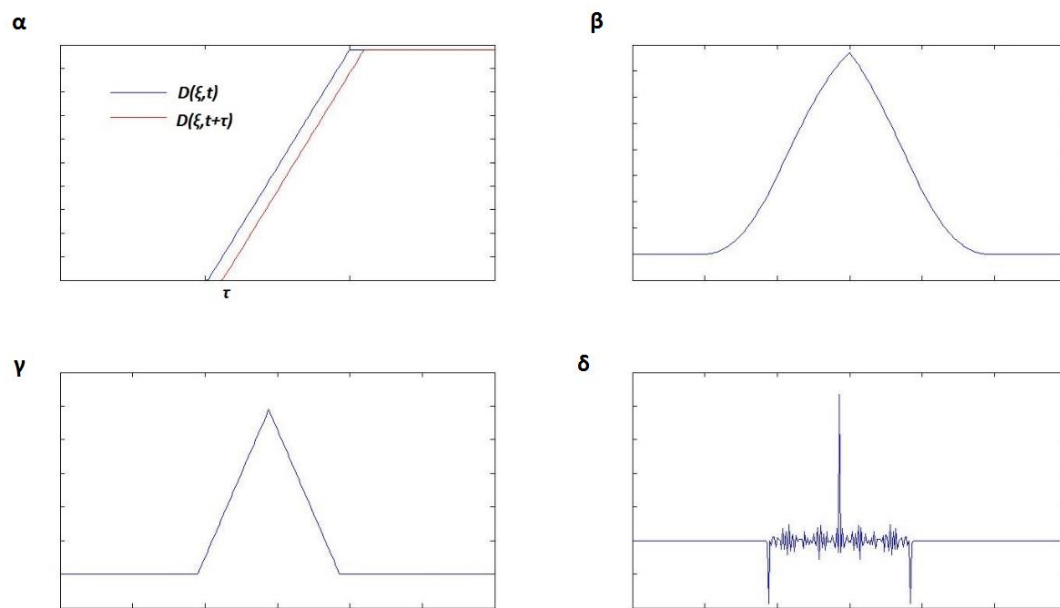
Για να καταλήξουμε στη συνάρτηση που συνδέει τη φασματική πυκνότητα $|A(\omega)|^2$ με τη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης ψ , μέσω των σχέσεων 5, 6, 7 και 13:

$$|A(\omega)|^2 = \omega^2 \widehat{\psi}\left(\frac{\omega \cos\theta}{c}, \omega\right) \quad (14)$$

Κατά τον Haskell η μετατόπιση στην πηγή μπορεί να μοντελοποιηθεί με μία συνάρτηση «ράμπας». Αν η διάρρηξη ξεκινάει από σημείο $\xi_0=0$ και διαδίδεται με σταθερή ταχύτητα c , τότε σε σημείο ξ και για χρόνο $t < \xi - \xi_0/c$ η μετάθεση θα είναι ίση με 0 και σε χρόνο $t > T + (\xi - \xi_0/c)$ θα έχει τη μέγιστη τιμή της. Το μοντέλο αυτό παρουσιάζεται στην εικόνα 1.1 και οι αντίστοιχες συναρτήσεις αυτοσυσχέτισης στην εικόνα 1.2.



Εικόνα 1.1: α) Μοντέλο ράμπας κατά Haskell για την ολίσθηση οποιουδήποτε σημείου στο ρήγμα, β) Πρώτη παράγωγος του μοντέλου αυτού (ταχύτητα) και γ) Δεύτερη παράγωγος του ίδιου μοντέλου (επιτάχυνση).



Εικόνα 1.2: α) Συναρτήσεις ολίσθησης στο σημείο ξ . Η δεύτερη συνάρτηση είναι ίδια με την πρώτη, μετατοπισμένη κατά χρόνο τ , β) Συνάρτηση ετεροσυσχέτισης των δύο αυτών συναρτήσεων, γ) Συνάρτηση ετεροσυσχέτισης των πρώτων παραγώγων τους και δ) Συνάρτηση ετεροσυσχέτισης των δεύτερων παραγώγων τους.

Η διαφορά στην προσέγγιση του Aki σε σχέση με αυτή του Haskell είναι ότι το μοντέλο ολίσθησης του πρώτου βασίζεται στην αυτοσυσχέτιση της πρώτης παραγώγου της ολίσθησης (εικόνα 1.2γ), ενώ αντίθετα το

μοντέλο του Haskell στη δεύτερη παράγωγο (εικόνα 1.2δ). Ο Aki θεωρεί ότι η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης φθίνει εκθετικά ως προς την χρονική υστέρηση τ , ώστε:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, t) \dot{D}(\xi, t + \tau) dt = \psi_o e^{-k_T |\tau|} \quad (15)$$

Για το αντίστοιχο μοντέλο του Haskell ισχύει:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \ddot{D}(\xi, t) \ddot{D}(\xi, t + \tau) dt = \varphi_o (1 - \kappa_\tau |\tau|) e^{-k_T |\tau|} \quad (16)$$

Η συσχέτιση της ολίσθησης \mathbf{D} σε οποιοδήποτε σημείο η , βάσει των παραπάνω σχέσεων είναι:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\xi, t) \dot{D}(\xi + \eta, t + \tau) d\xi dt = \psi_o e^{-k_L |\eta| - k_T (\tau - \frac{\eta}{c})} \quad (17)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \ddot{D}(\xi, t) \ddot{D}(\xi + \eta, t + \tau) d\xi dt = \varphi_o e^{-k_L |\eta|} \left\{ 1 - k_T \left| \tau - \frac{\eta}{c} \right| \right\} e^{-k_T \left| \tau - \frac{\eta}{c} \right|} \quad (18)$$

Στον φασματικό χώρο οι δύο παραπάνω συναρτήσεις γίνονται:

$$\widehat{\psi}(\kappa, \omega) = \frac{4\kappa_T \kappa_L \psi_o}{\left\{ \kappa_L^2 + \left(\kappa - \frac{\omega}{c} \right)^2 \right\} (\kappa_T^2 + \omega^2)} \quad (19)$$

$$\widehat{\varphi}(\kappa, \omega) = \frac{8\kappa_T \kappa_L \varphi_o \omega^2}{\left\{ \kappa_L^2 + \left(\kappa - \frac{\omega}{c} \right)^2 \right\} (\kappa_T^2 + \omega^2)^2} \quad (20)$$

Συνδυάζοντας την σχέση 19 με τη σχέση 14 προκύπτει η συνάρτηση της φασματικής πυκνότητας που αντιστοιχεί στην πηγή:

$$A|\omega| = \frac{w \sqrt{4\kappa_T \kappa_L \psi_o}}{\sqrt{\left\{ \kappa_L^2 + \left(\kappa - \frac{\omega}{c} \right)^2 \right\} (\kappa_T^2 + \omega^2)}} \quad (21)$$

Θέτοντας $\omega=0$ και συνδυάζοντας τις σχέσεις 14 και 21 έχουμε:

$$\frac{\sqrt{4\kappa_T \kappa_L \psi_o}}{\kappa_T \kappa_L} = w \int_{-\infty}^{\infty} D_o(\xi) d\xi \quad (22)$$

Αν η μέση ολίσθηση \mathbf{D}_o είναι:

$$D_o = \frac{1}{L} \int_{-\infty}^{\infty} D_o(\xi) d\xi \quad (23)$$

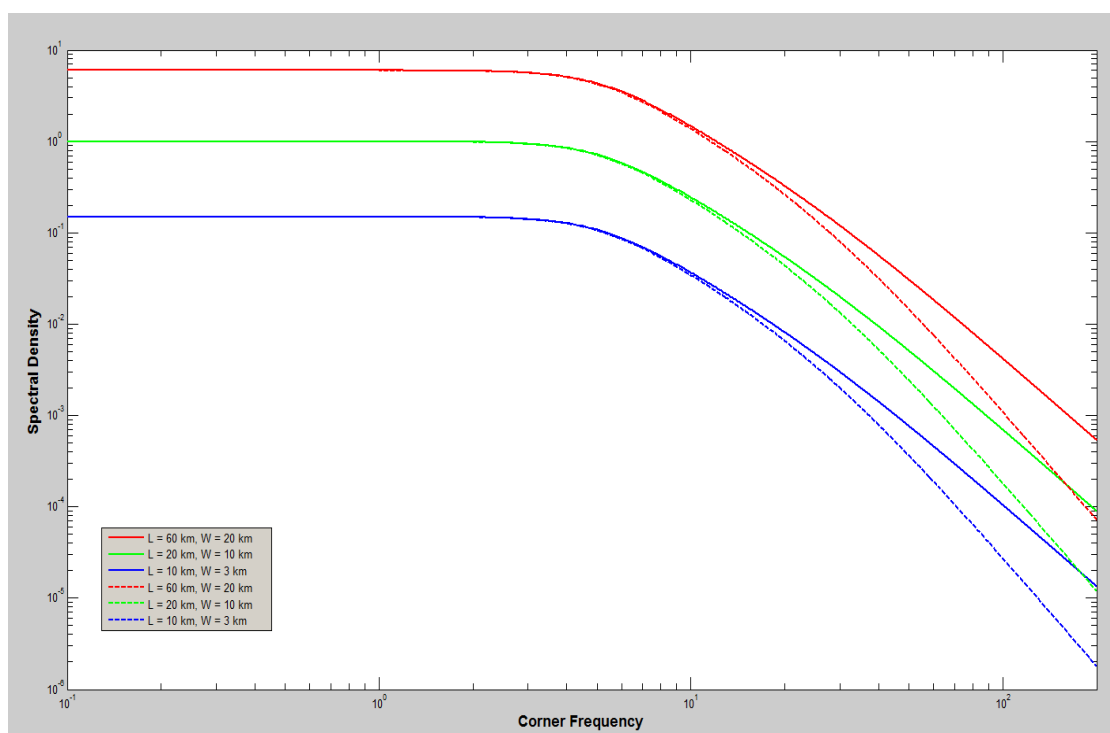
Κάνοντας χρήση των παραπάνω σχέσεων καταλήγουμε στα μοντέλα φάσματος πηγής του Aki:

$$A|\omega| = \frac{wD_oL}{\sqrt{\left\{1 + \left(\kappa - \frac{\omega}{c}\right)^2 \left(\frac{\omega}{k_L}\right)^2\right\} \left(1 + \left(\frac{\omega}{k_T}\right)^2\right)}} \quad (24)$$

και του Haskell:

$$A|\omega| = \frac{wD_oL}{\sqrt{\left\{1 + \left(\kappa - \frac{\omega}{c}\right)^2 \left(\frac{\omega}{k_L}\right)^2\right\} \left(1 + \left(\frac{\omega}{k_T}\right)^2\right)}} \quad (25)$$

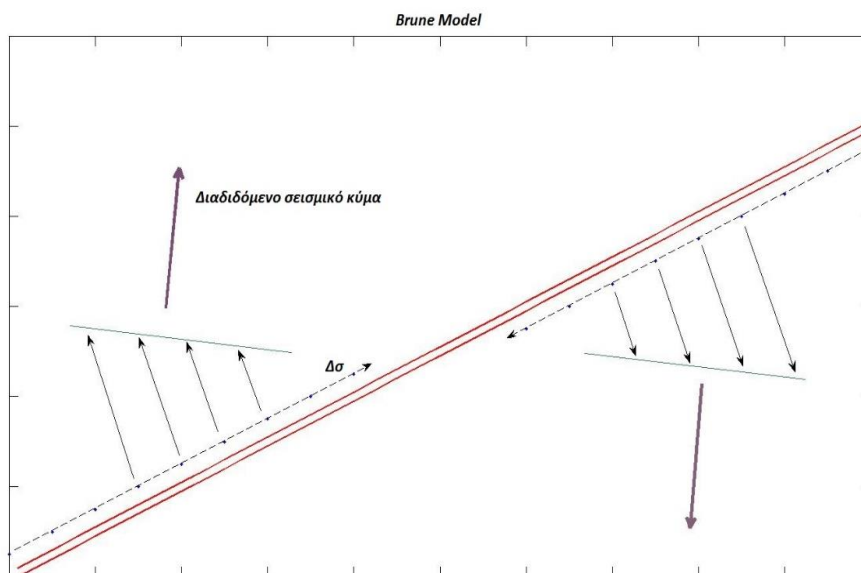
Τα δύο αυτά μοντέλα συνδέουν το παρατηρούμενο φάσμα της πηγής με τις διαστάσεις της διάρρηξης: w , L . Οι παράμετροι κ_T και κ_L είναι αδιάστατα μεγέθη και συνδέονται μεταξύ τους κατά προσέγγιση ως $\kappa_L = \kappa_T$ (Aki, 1967). Στην εικόνα 1.3 φαίνονται διαφορετικά φάσματα πηγής, για διαφορετικά μήκη και πλάτη ρηγμάτων με σταθερή ταχύτητα διάρρηξης (2.7 km/s) και σταθερή μέγιστη ολίσθηση (5m) σύμφωνα με το μοντέλο του Aki. Στην ίδια εικόνα φαίνονται τα αντίστοιχα φάσματα βάσει του μοντέλου του Haskell.



Εικόνα 1.3: Φάσματα πηγής κατά Aki (συνεχής γραμμή) και κατά Haskell (διακεκομμένη γραμμή) για διαφορετικές διαστάσεις ρήγματος, σταθερή ταχύτητα διάρρηξης (2.7 km/s) και μέγιστη μετατόπιση στο ρήγμα 5m.

Στα δύο παραπάνω μοντέλα η συνάρτηση ολίσθησης αυθαίρετα προσδιορίστηκε ως «ράμπα» με κλίση ανάλογη της εκτιμώμενης διάρκειας ολίσθησης (μοντέλο Haskell) και ως συνάρτηση βήματος (step function) στον χρόνο (μοντέλο Aki). Ο Brune (1970) συνέδεσε την συνάρτηση ολίσθησης με την τάση που απαιτείται για να επιταχύνει τα δύο άκρα του ρήγματος.

Ο Brune μοντελοποιεί τον σεισμό σαν δύο αντίρροπους παλμούς τάσης που εφαρμόζονται στο εσωτερικό της επιφάνειας ολίσθησης και διαδίδονται από το ένα άκρο της στο άλλο (εικόνα 1.4). Ο κάθε παλμός διαδίδεται κατά μήκος της επιφάνειας με την ταχύτητα διάδοσης της ολίσθησης και το κάθε σημείο που αποκρίνεται σε αυτόν διαδίδει σεισμικό κύμα με διεύθυνση κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσης του παλμού και με φορά από το ρήγμα και προς τα έξω. Η ίδια η επιφάνεια του ρήγματος δρα ως αδιαπέρατο όριο για το κύμα αυτό.



Εικόνα 1.4: Μοντέλο σεισμού κατά Brune (1970). Οι κόκκινες γραμμές ορίζουν τα όρια των δύο τεμαχών που αποτελούν την επιφάνεια ολίσθησης. Ο παλμός τάσης $\Delta\sigma$ διαδίδεται με την ταχύτητα ολίσθησης και το παραγόμενο σεισμικό κύμα με την ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων β .

Η τάση στο σημείο πάνω στην επιφάνεια ολίσθησης περιγράφεται από συνάρτηση βήματος, αντίστοιχη με αυτή που περιγράφει ο Aki στο μοντέλο του:

$$\sigma(x, t) = \sigma H\left(t - \frac{x}{c}\right) \quad (26)$$

Και η μετατόπιση που προκύπτει:

$$\begin{aligned} \mathbf{u} &= \mathbf{0} & t < 0 \\ \mathbf{u} &= \left(\frac{\sigma}{\mu}\right) \boldsymbol{\beta} t & t > 0 \end{aligned} \quad (27)$$

Το φάσμα της παραπάνω σχέσης είναι:

$$\Omega(\omega) = \int_0^{\infty} \frac{\sigma}{\mu} \boldsymbol{\beta} t e^{-i\omega t} dt = -\frac{1}{\omega^2} \frac{\sigma \boldsymbol{\beta}}{\mu} \quad (28)$$

Η σχέση 27 αφορά στη τη μετατόπιση δίχως να συμπεριλάβει την επιρροή φαινομένων ανάκλασης και διάθλασης στα όρια του ρήγματος. Παράλληλα στα άκρα του ρήγματος θα υπάρχει καθεστώς συμπίεσης ή αραιώσης, λόγω του οποίου θα προκληθεί μετατόπιση των σωματιδίων κάθετα ως προς την επιφάνεια ολίσθησης και αντίρροπα ως προς την ολίσθηση που προκάλεσε ο αρχικός παλμός τάσης. Επομένως, ο Brune όρισε τα δύο ζεύγη δυνάμεων όπως αναφέρθηκαν και παραπάνω. Η επίδραση των φαινομένων αυτών τροποποιεί τη σχέση 27 σε:

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(x=0, t) &= \left(\frac{\sigma}{\mu}\right) \boldsymbol{\beta} r \left(1 - e^{-\frac{t}{r}}\right) \\ \dot{\mathbf{u}}(x=0, t) &= \left(\frac{\sigma}{\mu}\right) \boldsymbol{\beta} e^{-\frac{t}{r}} \end{aligned} \quad (29)$$

Με το αντίστοιχο φάσμα της μετατόπισης:

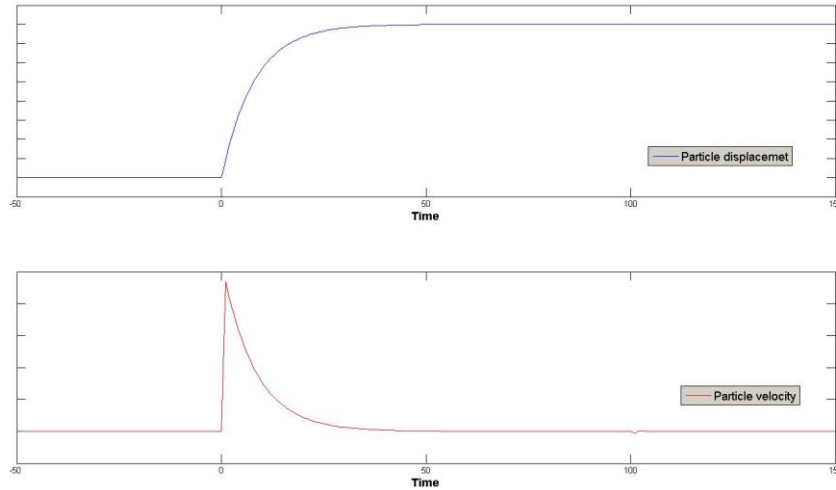
$$\Omega(\omega) = \frac{\sigma}{\mu} \boldsymbol{\beta} \omega^{-1} (\omega^2 + r^{-2})^{-\frac{1}{2}} \quad (30)$$

Σε μεγάλες αποστάσεις \mathbf{R} και για μεγάλα μήκη κύματος σε σχέση με τις διαστάσεις του ρήγματος, οι διαθλάσεις πάνω στις επιφάνειες του ρήγματος παίζουν ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του φάσματος. Σε αυτήν την περίπτωση στη σχέση 29 εισάγεται και ένας παράγοντας απόσβεσης ως προς την απόσταση (\mathbf{r}/\mathbf{R}) και ένας παράγοντας που αφορά τη σφαιρική εξάπλωση του μετώπου του κύματος $(\mathbf{f}^* \mathbf{r}/\mathbf{R})$:

$$\begin{aligned} \mathbf{u} &= f\left(\frac{r}{R}\right) \left(\frac{\sigma}{\mu}\right) \boldsymbol{\beta} t'' e^{-\alpha t''} \\ t'' &= t - \frac{R}{\beta} \end{aligned} \quad (31)$$

Και το φάσμα:

$$\Omega(\omega) = f\left(\frac{r}{R}\right) \left(\frac{\sigma \boldsymbol{\beta}}{\mu}\right) \frac{1}{\omega^2 + \alpha^2} \quad (32)$$



Εικόνα 1.5: Μοντέλο ολίσθησης (πάνω) και ταχύτητας ολίσθησης (κάτω) κατά Brune (1970).

2.B) ΦΑΣΜΑ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ

Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης χρονοσειρών επιτάχυνσης (Hanks & McGuire, 1981; Boore, 1983; Atkinson & Boore, 1995, 1997; Toro et al., 1997; Atkinson & Silva, 2000; Boore, 2003) βασίζεται στη θεώρηση ότι το συχνοτικό φάσμα της εδαφικής κίνησης σε μία θέση παρατήρησης είναι συνάρτηση του μεγέθους και της υποκεντρικής από το υπόκεντρο. Το φάσμα αυτό έχει τη μορφή του φάσματος του Aki (ω^2) (Aki, 1967; Brune, 1970; Boore 1983, 2003), όπως περιγράφηκε και παραπάνω και δίνεται από την συνάρτηση:

$$A(f) = CM_0 \frac{(2\pi f)^2}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right] \exp(-\pi f k_0) \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q\beta}\right)/R} \quad (33)$$

όπου M_0 η σεισμική ροπή σε dyne cm, R η υποκεντρική απόσταση, β η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων σε km/s, f_0 η γωνιακή συχνότητα του φάσματος η οποία με τη σειρά της δίνεται από τη σχέση:

$$f_0 = 4.9 * 10^6 \beta * \sqrt[3]{\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)} \quad (34)$$

όπου $\Delta\sigma$ η πτώση τάσης σε bars. Η παράμετρος $\exp(-\pi f k_0)$ λειτουργεί ως φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων (high-cut filter) και αντιπροσωπεύει την απότομη μείωση των πλατών σε υψηλές συχνότητες, λόγω της επίδρασης του εδάφους (Boore, 1983). Η παράμετρος C είναι συνάρτηση του τρόπου ακτινοβολίας (radiation pattern) $R_{\phi\theta}$, της ενίσχυσης ελεύθερης επιφανείας F (τυπική τιμή: 2.0), του διαχωρισμού σε δύο οριζόντιες συνιστώσες V (τυπική τιμή: 0.71), της πυκνότητας ρ και της υποκεντρικής απόστασης σύμφωνα με τη σχέση (Boore, 1983):

$$C = R_{\phi\theta} F V / (4\pi\rho\beta^3) \quad (35)$$

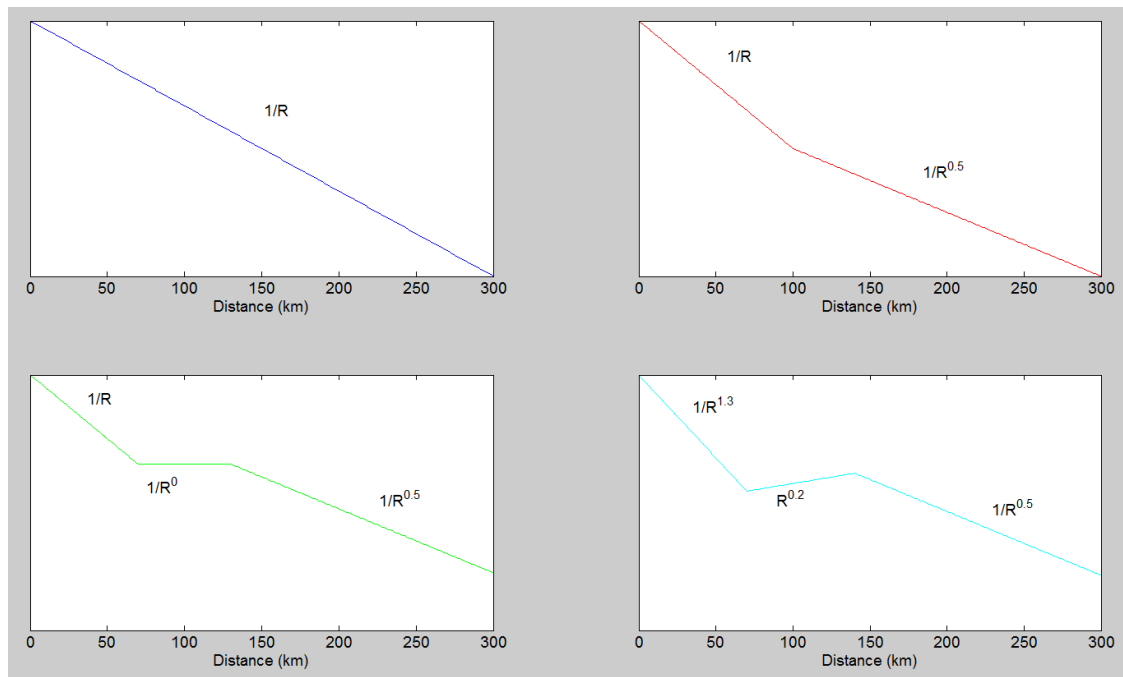
Στη σχέση 33 η απόσβεση των φασματικών πλατών συναρτησει της απόστασης γίνεται κατά συντελεστή $1/R$. Ο συντελεστής αυτός αντιπροσωπεύει την εξάπλωση της ενέργειας σε ομογενή ημιχώρο και δύναται να τροποποιηθεί, ανάλογα με την εκάστοτε εφαρμογή. Οι Boore & Atkinson (1992) πρότειναν ένα πιο σύνθετο μοντέλο, που χαρακτηρίζεται από ένα σημείο καμπής, μετά το οποίο ο ρυθμός απόσβεσης μειώνεται. Το σημείο αυτό εμφανίζεται στα 100 χλμ και ο ρυθμός απόσβεσης μεταπίπτει σε $1/\sqrt{R}$. Το 1995 οι ίδιοι συγγραφείς πρότειναν ένα διαφορετικό μοντέλο, μελετώντας τις εδαφικές κινήσεις στη ΒΑ Αμερική από ένα πλήθος σεισμών με μεγέθη μεταξύ 3 και 3.4. Το μοντέλο αυτό χαρακτηρίζεται από δύο σημεία καμπής, ένα στα 70 και ένα στα 130 χλμ. Μέχρι τα 70 χλμ η απόσβεση γίνεται κατά $1/R$ και αντιστοιχεί στην απόσβεση των πλατών των απευθείας κυμάτων που διαδίδονται στον φλοιό. Μετά τα 70 χλμ, στη διαμόρφωση της κυματομορφής συμβάλλουν και τα μετωπικά κύματα που διαδίδονται στην επιφάνεια. Μόχο καθώς και τα ανακλώμενα σε αυτήν κύματα και τα επαγόμενα κύματα L_g , με αποτέλεσμα ο συντελεστής πρακτικά να ισούται με μονάδα: $1/R^0$ (Atkinson & Boore, 1995). Μετά τα 130 χλμ, η απόσβεση γίνεται κατά $1/\sqrt{R}$, όπως και στο προηγούμενο μοντέλο. Ο Atkinson (2004) τροποποίησε περαιτέρω το προηγούμενο μοντέλο και κατέληξε σε αυξημένο συντελεστή απόσβεσης μέχρι τα 70 χμ ($1/R^{1.3}$). Σχηματική αναπαράσταση των τεσσάρων αυτών μοντέλων παρουσιάζεται στην εικόνα 1.6.

Ο παράγοντας Q αναπαριστά το αντίστροφο της ανελαστικής απόσβεσης και αποτελεί συνάρτηση της συχνότητας:

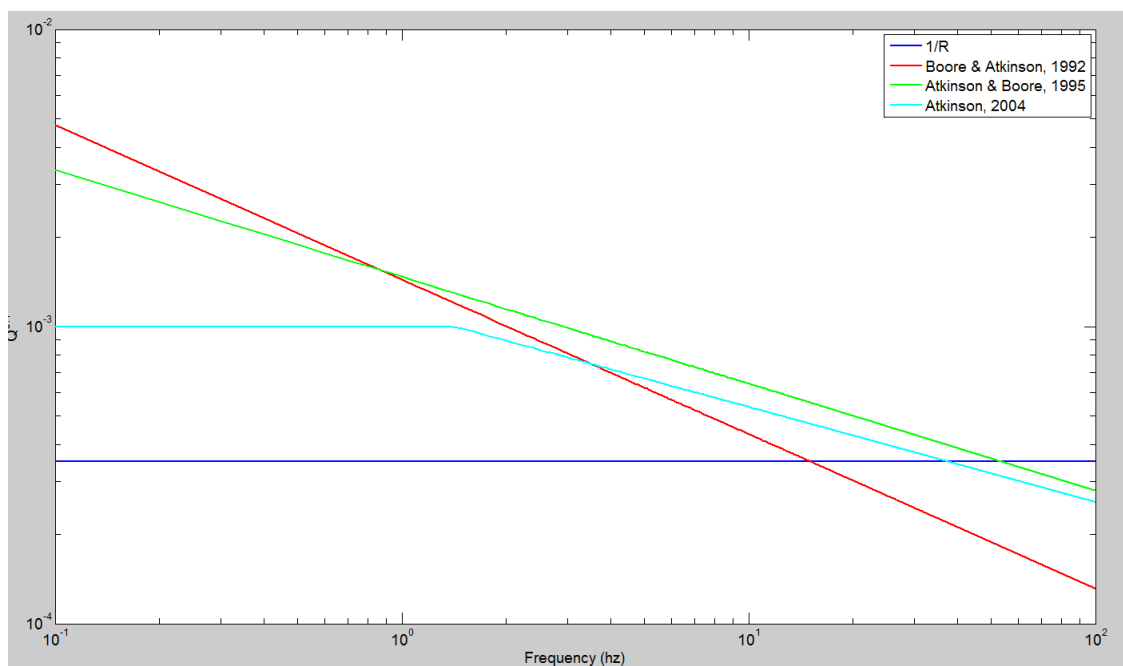
$$Q(f) = Q_0 f^n \quad (36)$$

Η ανελαστική απόσβεση οφείλεται στη μετατροπή της κινητικής ενέργειας κατά τη διάδοση του κύματος σε θερμική λόγω απορρόφησης από το μέσο διάδοσης. Η παράμετρος αυτή συνδέεται με το μοντέλο

γεωμετρικής απόσβεσης που περιγράφηκε παραπάνω και υπολογίζεται εμπειρικά (Boore, 2006), (εικόνα 1.7).



Εικόνα 1.6: Μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης σε ομογενή ημιχώρο (πάνω αριστερά), κατά Boore & Atkinson, 1992 (πάνω δεξιά), κατά Atkinson & Boore, 1995 (κάτω αριστερά) και κατά Atkinson, 2004 (κάτω δεξιά).



Εικόνα 1.7: Τα μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης που αντιστοιχούν στα μοντέλα γεωμετρικής εξάπλωσης της εικόνας 1.6.

Μοντέλο	Αναφορά	Κλίση ευθείας	Ελάχιστη απόσταση (χλμ)	Μοντέλο απόσβεσης
1/R		-1.0	0	2850
BA92	Boore & Atkinson, 1992	-1.0 -0.5	0 100	695f ^{0.52}
AB95	Atkinson & Boore, 1995	-1.0 +0.0 -0.5	0 70 130	680f ^{0.36}
A04	Atkinson, 2004	-1.3 +0.2 -0.5	0 70 140	Max(1000,893f ^{0.32})

Πίνακας 1.1: Μοντέλα γεωμετρικής απόσβεσης με τα αντίστοιχα μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης.

Η επίδραση των πεπερασμένων διαστάσεων του ρήγματος στη διαμόρφωση της σεισμικής κίνησης υπολογίζεται με τη μέθοδο που εισήγαγε ο Hartzell (1978). Το ρήγμα διακριτοποιείται σε έναν αριθμό N υπορηγμάτων, κάθε ένα εκ των οποίων θεωρείται σεισμική πηγή. Για κάθε ένα από αυτά υπολογίζεται η σεισμική κίνηση και στη συνέχεια γίνεται άθροιση των αποτελεσμάτων όλων των υπορηγμάτων στο πεδίο του χρόνου, εφαρμόζοντας την απαραίτητη χρονική υστέρηση. Έτσι η συνολική επιτάχυνση για ολόκληρο το ρήγμα ορίζεται ως:

$$\sum_{i=1}^{Nl} \sum_{j=1}^{Nw} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}) \quad (37)$$

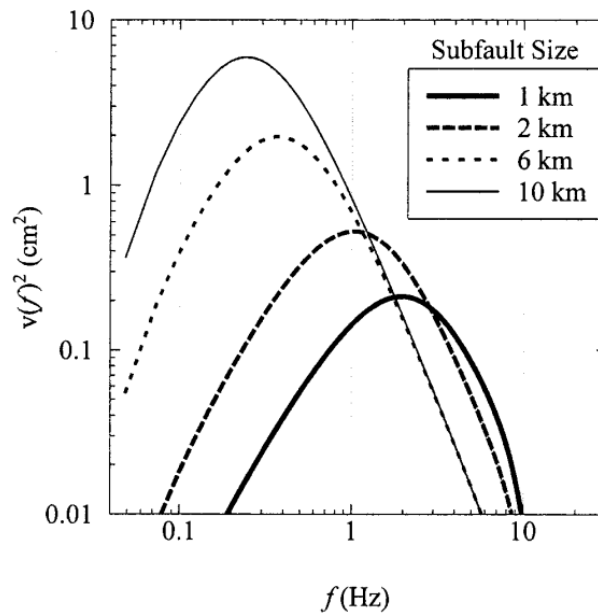
Όπου Nl ο αριθμός των υπορηγμάτων ως προς το μήκος, Nw ως προς το βάθος και Δt_{ij} η χρονική υστέρηση που αντιστοιχεί στην άφιξη του σεισμικού κύματος από το ij υπορήγμα.

Δεδομένου ότι η συνολική σεισμική ροπή μοιράζεται ισόποσα σε κάθε υπορήγμα, αναμένεται το μέγεθος αυτών να επηρεάζει σημαντικά το ενεργειακό περιεχόμενο των μοντελοποιημένων κυματομορφών (Motazedian & Atkinson, 2005). Στην εικόνα 1.8 παρουσιάζεται ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα, κατά το οποίο μοντελοποιείται η επιτάχυνση που προκύπτει από ρήγματα διαφορετικών διαστάσεων σε απόσταση 333 χλμ (ώστε οι αποστάσεις από κάθε υποπηγή ως προς την θέση να είναι σχεδόν ίδιες). Από τα φάσματα της εικόνας αυτής γίνεται εμφανής η επίδραση του μεγέθους των υποπηγών.

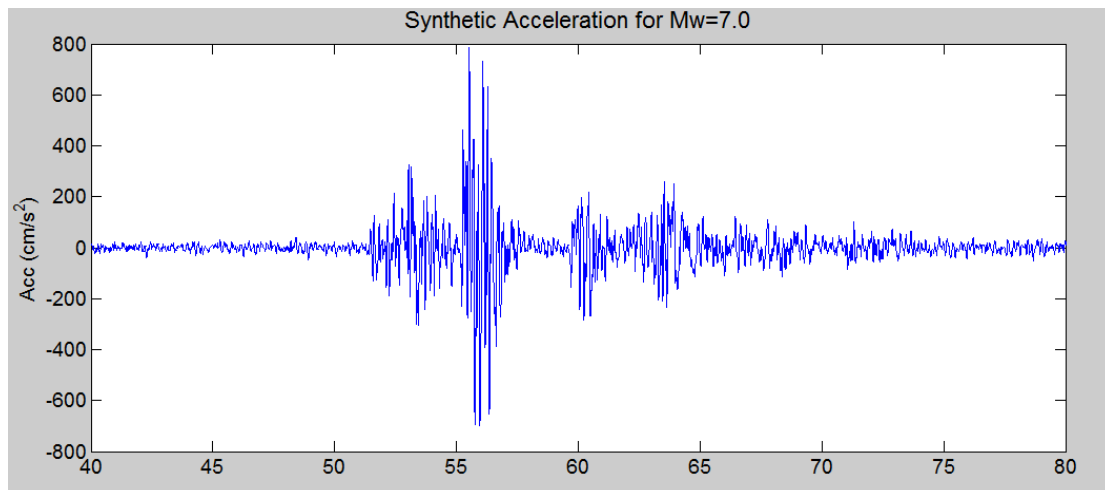
Οι Beresnev & Atkinson (1999) προτείνουν την παρακάτω εμπειρική σχέση για τον διαχωρισμό του ρήγματος:

$$l \text{ of } \Delta l = 0.4M - 2 \quad (38)$$

όπου Δl το μήκος της κάθε υποπηγής. Σε περιπτώσεις όμως που το μέγεθος του ρήγματος είναι μεγάλο και σε σχετικά μικρές αποστάσεις, η κυματομορφή που φτάνει στη θέση παρατήρησης από μία υποπηγή, πολλές φορές αποσβαίνεται πριν την άφιξη της κυματομορφής από την επόμενη υποπηγή. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα φαίνεται στην εικόνα 1.9.



Εικόνα 1.8: Ενεργειακό φάσμα που προκύπτει από σεισμό $M=7$ σε απόσταση 333 χλμ, για διαφορετικά μεγέθη υπορηγμάτων (Motazedian & Atkinson, 2005).



Εικόνα 1.9: Κυματομορφή που προκύπτει από σεισμό μεγέθους 7 σε απόσταση 10 χλμ. Η κυματομορφή προήλθε από ρήγμα με μήκος 65 χλμ και πλάτος 22 χλμ, όπως προκύπτει από τον νόμο των Wells & Coppersmith (1994). Ως διάσταση υπορήγματος χρησιμοποιήθηκαν τα 6.5 χλμ, που υπολογίστηκαν από τον εμπειρικό τύπο των Beresnev & Atkinson (1999).

Για την αντιμετώπιση των παραπάνω προβλημάτων προτάθηκε από τους Motazedian & Atkinson (2005) η χρήση μιας χρονικά μεταβαλλόμενης γωνιακής συχνότητας. Πιο συγκεκριμένα, όσο το μέγεθος της ενεργοποιημένης περιοχής στο ρήγμα αυξάνεται με τον χρόνο, θα μεταβάλλεται και η γωνιακή συχνότητα, αφού αυτή θα είναι πλέον ανάλογη με το μέγεθος της διάρρηξης. Η εξάρτηση αυτή βασίζεται στην παρακάτω σχέση:

$$f_{0ij}(t) = N_R(t)^{-1/3} 4.9E + 6\beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_{0av}} \right)^{1/3} \quad (39)$$

όπου M_{0av} ή μέση ροπή στο ij ενεργοποιημένο τμήμα του ρήματος, N_R ο αριθμός των ενεργοποιημένων υπορηγμάτων σε χρόνο t , β η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων και $\Delta\sigma$ η πτώση τάσης.

Επομένως, η γωνιακή συχνότητα θα μειώνεται με τον χρόνο, γεγονός που προκαλεί τη σταδιακή μείωση του ενεργειακού περιεχομένου των υψηλών συχνοτήτων. Για να παρακαμφθεί αυτό το φαινόμενο εισάγεται ένας παράγοντας βαθμονόμησης στο φάσμα της κάθε υποπηγής. Ο προσδιορισμός του παράγοντα αυτού βασίζεται στη θεώρηση ότι η συνολική ενέργεια που εκπέμπεται από το ρήγμα διαμοιράζεται ισόποσα σε κάθε υπορήγμα:

$$E_{ij} = E_{tot}/N \quad (40)$$

Αν η ενέργεια υψηλών συχνοτήτων σε κάθε υπορήγμα είναι:

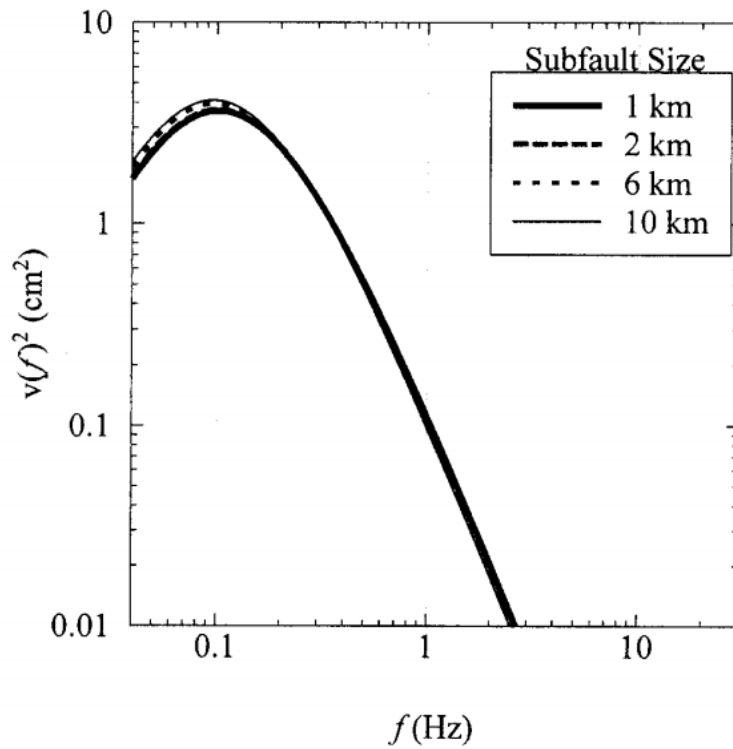
$$A_{ij}(f) = CM_{0ij}H_{ij}(2\pi f)^2/[1 + (f/f_{0ij})^2] \quad (41)$$

Τότε θα προκύψει:

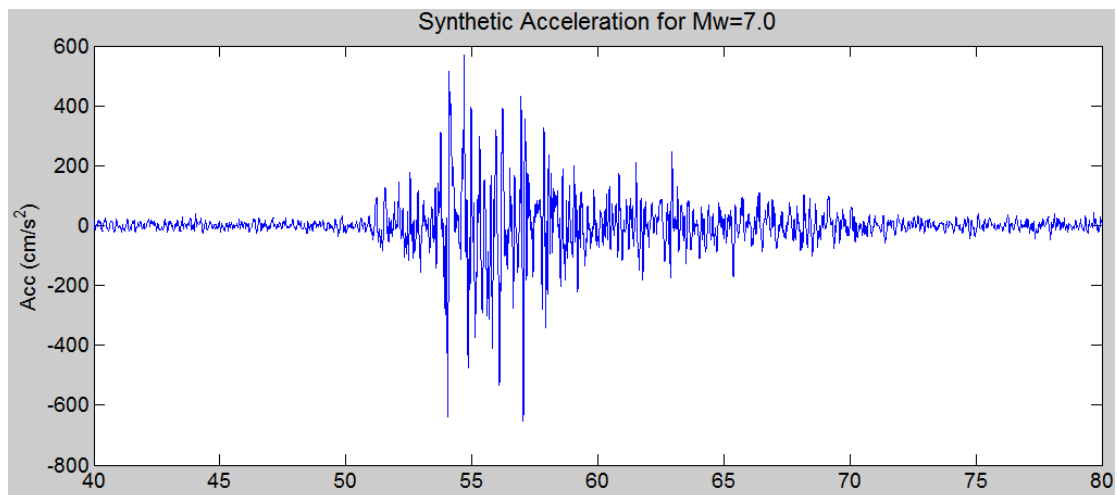
$$E_{ij} = (1/N) \int \{CM_{0ij}H_{ij}(2\pi f)^2/[1 + (f/f_0)^2]\} df \quad (42)$$

$$H_{ij} = \sqrt{\frac{(N \int \{f^2/[1 + (f/f_0)^2]\} df)}{\int \{f^2/[1 + (f/f_{0ij})^2]\} df}} \quad (43)$$

Στην εικόνα 1.10 φαίνεται το ίδιο παράδειγμα με αυτό της εικόνας 1.18, χρησιμοποιώντας όμως χρονικά μεταβαλλόμενη γωνιακή συχνότητα. Είναι εμφανές ότι σε αυτήν την περίπτωση η επίδραση του μεγέθους της υποπηγής είναι σαφώς μικρότερη. Αυτό επιτρέπει την επιλογή τέτοιου μεγέθους, από το οποίο θα προκύψει ομοιόμορφη κυματομορφή, χωρίς την εμφάνιση του φαινομένου που παρουσιάστηκε στην εικόνα 1.11.



Εικόνα 1.10: Ενεργειακό φάσμα που προκύπτει από σεισμό $M 7$ σε απόσταση 333 χμ, για διαφορετικά μεγέθη υπορηγμάτων, χρησιμοποιώντας μεταβαλλόμενη γωνιακή συχνότητα (Motazedian & Atkinson, 2005).

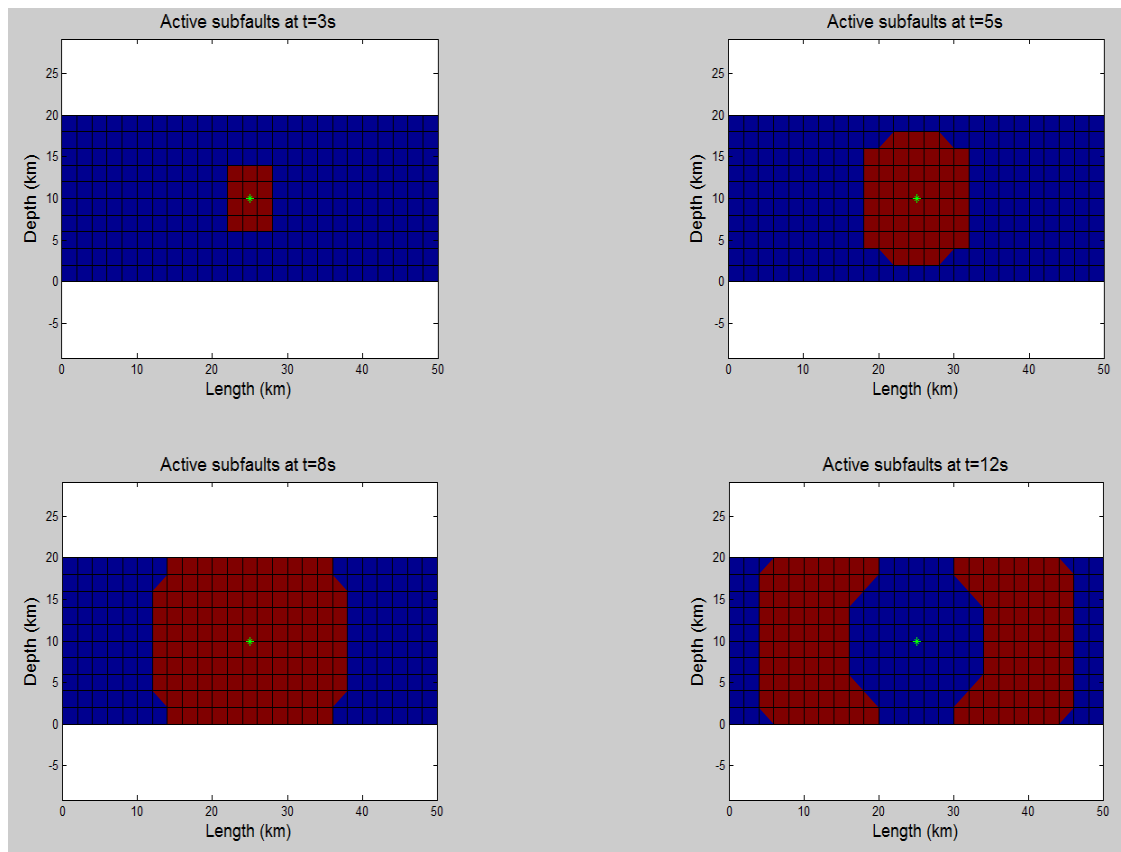


Εικόνα 1.11: Αντίστοιχη κυματομορφή με αυτήν της εικόνας 1.9 για διάσταση υπορήγματος 2 χλμ. Η εφαρμογή της μεταβαλλόμενης γωνιακής συχνότητας επέτρεψε τη χρήση μικρότερων διαστάσεων υπορήγματος, χωρίς σημαντική μεταβολή στο ενεργειακό περιεχόμενο της κυματομορφής.

Ο Heaton (1990) πρότεινε μοντέλο διάρρηξης κατά το οποίο η διάρκεια της ολίσθησης σε κάθε σημείο του ρήγματος είναι μικρότερη από αυτή

της συνολικής διάρκειας της ολίσθησης σε όλο το ρήγμα. Η θεώρηση αυτή εφαρμόζεται στη χρησιμοποιούμενη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση μίας παραμέτρου, η οποία αντιστοιχεί στο μέγιστο ποσοστό του ρήγματος το οποίο είναι ενεργό ανά πάσα στιγμή. Αν το ποσοστό αυτό οριστεί για παράδειγμα στο 50%, ανά πάσα στιγμή ο αριθμός των υπορηγμάτων που ακτινοβολούν ενέργεια θα είναι μικρότερος ή ίσος με το 50% του συνολικού αριθμού τους. Στην εικόνα 1.12 παρουσιάζεται η εξέλιξη της διάρρηξης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, όταν το ποσοστό αυτό είναι ίσο με 50%.

Η παραπάνω εφαρμογή διαφέρει από τη θεώρηση του Heaton (1990), ως προς το γεγονός ότι το ποσοστό αυτό παραμένει σταθερό στο χρόνο και το χώρο, αποτελεί εντούτοις καλή προσέγγιση ως προς το παραπάνω μοντέλο.



Εικόνα 1.12: Αναπαράσταση ενεργοποιημένων υπορηγμάτων (κόκκινο χρώμα) σε διαφορετικές χρονικές στιγμές, για ρήγμα μήκους 50 χλμ και πλάτους 20 χλμ και μέγιστο ποσοστό ενεργοποιημένων υπορηγμάτων = 50%.

3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 1: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΙΔΗΨΟΥ.

Στις 7 Αυγούστου 2013 στην περιοχή του όρους Καλλιδρόμο, στη Φθιώτιδα (κεντρική Ελλάδα) επλήγη από ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς ($M_L=5.1$, $M_w=5.4$ Ε.Α.Α.). Η δόνηση που έγινε αισθητή και στο λεκανοπέδιο της Αττικής, αλλά και στην Εύβοια, προκάλεσε κατολισθήσεις, ρηγματώσεις στο έδαφος και βλάβες σε διάφορα κτίρια. Η δόνηση ακολουθήθηκε από πλήθος μετασεισμών με μεγέθη μέχρι και 4.9, οι οποίοι συνεχίστηκαν για περισσότερους από τρεις μήνες.

Η περιοχή της Φθιώτιδας βρίσκεται στην κεντρική Ελλάδα και συνορεύει με το νομό Ευβοίας μέσω του Ευβοϊκού κόλπου στα ανατολικά, με τη Βοιωτία και τη Φωκίδα στα νότια, την Ευρυτανία και την Καρδίτσα στα δυτικά, την Αιτωλοακαρνανία στα νοτιοδυτικά, τη Λάρισα στα βόρεια και τη Μαγνησία στα βορειοανατολικά. Περιλαμβάνει πλήθος οικισμών και πόλεων, από τις οποίες η μεγαλύτερη είναι η πρωτεύουσα του νομού Λαμία, με 46.406 κατοίκους (απογραφή 2011).



Εικόνα 2.1: Χάρτης της περιοχής της Φθιώτιδας, με τους σημαντικότερους οικισμούς και τα χαρακτηριστικότερα σημεία (πηγή εικόνας: www.kallikratis.eu).

Η Φθιώτιδα οφείλει το όνομα της στη Φθίαν, τη γυναίκα του ομηρικού βασιλιά της Θεσσαλίας Αμύντορα. Σημαντικό μυθολογικό πρόσωπο που

συνδέεται με τη Θεσσαλία είναι ο Αχιλλέας, ο οποίος κατά τον Όμηρο ήταν ο ικανότερος πολεμιστής των Αχαιών στον Τρωικό πόλεμο. Η περιοχή πρωτοκατοικήθηκε το ~6000 π.Χ. και μέχρι σήμερα έχει επέλθει υπό την κατοχή Ελλήνων, Ρωμαίων και Οθωμανών. Σημαντικό ιστορικό γεγονός για την περιοχή αποτελεί η μάχη των Θερμοπυλών το 480 π.Χ.



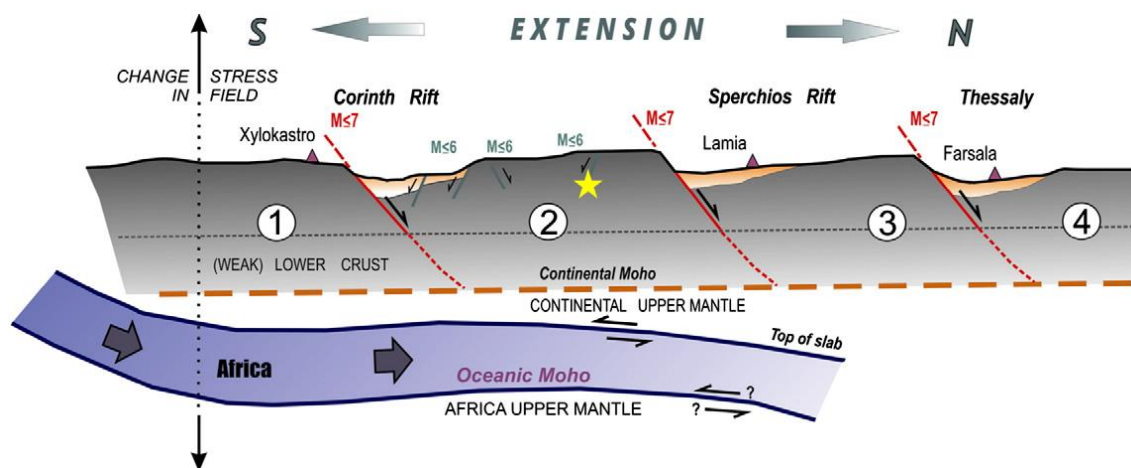
Εικόνα 2.2: Καλλιτεχνική αναπαράσταση της μάχης των Θερμοπυλών

3.Α) ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η ευρύτερη περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από μία διαδοχή παράλληλων ηπειρωτικών λεκανών (λεκάνες Κορινθιακού, Σπερχειού και Θεσσαλίας), οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους από τεκτονικά ράκη, δημιουργώντας μία δομή ντόμινο (εικόνα 2.3). Η δομή αυτή είναι αποτέλεσμα εφελκυσμού, ο οποίος φιλοξενείται από μεγάλα κανονικά ρήγματα τα οποία οριοθετούν τα τεκτονικά ράκη (Westaway, 1991; Roberts & Jackson, 1991; Roberts & Koukouvelas, 1996; Roberts & Ganas, 2000; Bell et al., 2009; Ganas et al., 2013). Τα ρήγματα αυτά έχουν προσανατολισμό Α-Δ ή Β120° Α και εκτείνονται για 15 με 20 χλμ (Ambraseys & Jackson, 1990). Ιστορικά δεν υπάρχουν αναφορές για σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο από 7.0 στην περιοχή, γεγονός που δικαιολογείται από τις διαστάσεις των ενεργών ρηγμάτων (Ambraseys & Jackson, 1990).

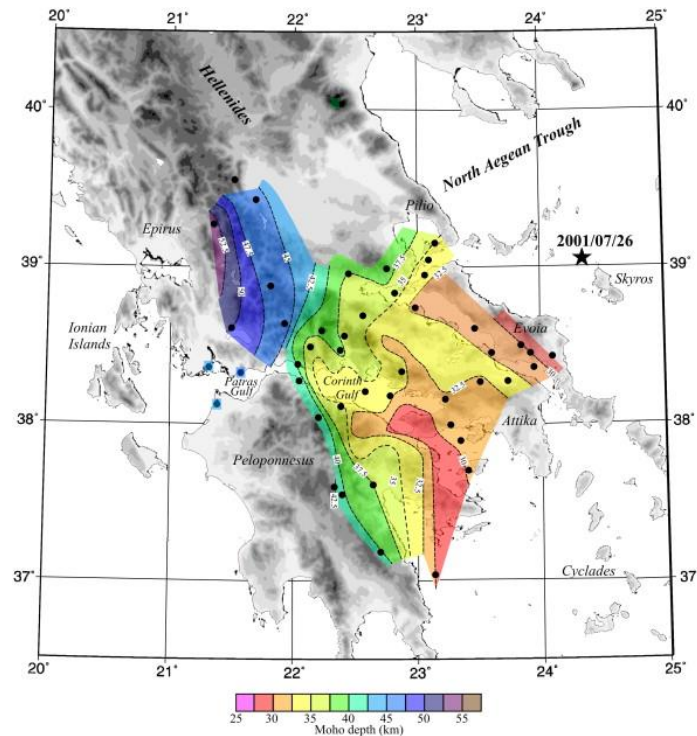
Ο εφελκυσμός στην κεντρική Ελλάδα είναι Μειοκαινικής ηλικίας (Papanikolaou & Royden, 2007) και έχει προσανατολισμό Β-Ν. Εξάιρεση αποτελεί η λεκάνη του Σπερχειού, με προσανατολισμό ΒΒΔ-ΝΝΑ (Chousianitis et al., 2013). Τα τεκτονικά ράκη μεταξύ των λεκανών έχουν ασύμμετρη δομή, γεγονός που αποκαλύπτεται από την τοπική τοπογραφία, τη βαθυμετρία και τη δομή των ακτών (Morewood &

Roberts, 2001). Όταν αυτά έχουν έκταση μεγαλύτερη των ~20 χλμ διατρέχονται από μικρότερα ρήγματα με διεύθυνση παράλληλη ως προς τα κύρια και κλίση αντιθετική ως προς αυτά (Morewood & Roberts, 2001).



Εικόνα 2.3: Σχηματική απεικόνιση της τεκτονικής δομής της κεντρικής Ελλάδας, σε διεύθυνση Β-Ν. Με αστέρι σημειώνεται ο σεισμός στις 07/08/2013 (Ganas et al., 2013).

Οι Zelt et al. (2005) προσδιόρισαν το πάχος του φλοιού στον Κορινθιακό κόλπο σε ~40 χλμ στο δυτικό άκρο και ~30 χλμ στο ανατολικό, χρησιμοποιώντας τεχνικές τρισδιάστατης αντιστροφής κυμάτων PmP (επιμήκη κύματα που ανακλώνται στο όριο φλοιού – μανδύα). Οι Sachrazi et al. (2007) προσδιόρισαν το βάθος της ασυνέχειας Μόχο για όλη την κεντρική Ελλάδα βασιζόμενοι στα μετωπικά κύματα Pn που προκλήθηκαν από τον σεισμό της Σκύρου με μέγεθος $M_w=6.4$, στις 26/6/2001. Όπως φαίνεται και στην εικόνα 2.4, το πάχος του φλοιού στην περιοχή μελέτης κυμαίνεται μεταξύ 35 και 40 χλμ. Αντίστοιχη τιμή είχε υπολογιστεί και από τον Parazachos (1993), με αντιστροφή Pn κυμάτων. Στα ανατολικά, στον Ευβοϊκό κόλπο, η λέπτυνση του φλοιού λόγω του εφελκυσμού είναι εμφανής τόσο στα αποτελέσματα των Sachrazi et al. (2007) όσο και σε αυτά των Makris et al. (2001), οι οποίοι προσδιόρισαν το πάχος του φλοιού στην περιοχή σε 20 χλμ, χρησιμοποιώντας μεθοδολογίες Wide Aperture Reflection/ Refraction Profiling (WARRP).



Εικόνα 2.4: Η τοπογραφία της επιφάνειας Μόχο, όπως προσδιορίστηκε από αντιστροφή κυμάτων Pn από τον σεισμό της Σκύρου στις 26/07/2001 (σημειώνεται με μαύρο αστέρι). Με μαύρες κουκκίδες σημειώνονται οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη (Sachrazi et al., 2007).

Γεωλογία περιοχής

Κατά κύριο λόγο στην περιοχή απαντώνται σχηματισμοί που ανήκουν στην ενότητα ανατολικής Ελλάδας η οποία ανήκει στο τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο των εσωτερικών Ελληνίδων (Papanikolaou 1989a, 1997). Ουσιαστικά η ενότητα αυτή περιλαμβάνει ασβεστόλιθους και φλύσχη Ανώτερου Κρητιδικού – Ηωκαίνου με τους σχηματισμούς αυτούς να αποτίθενται κατά την επίκλιση του Κενομανίου πάνω σε διαφορετικές μεταμορφωμένες ή αμεταμόρφωτες νηριτικές ή πελαγικές τριαδικο-ιουρασικές ενότητες. Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται τόσο οι υπερκείμενοι προ επίκλισης σχηματισμοί, όσο και το επικλυσιογενές κάλυμμα. Παράλληλα, υπάρχουν εκτεταμένες εμφανίσεις οφιολίθων (Palyvos, 2001).

Η στρωματογραφική στήλη παρουσιάζει τους ακόλουθους σχηματισμούς:

1. Ηφαιστειο-ιζηματογενής ακολουθία, αποτελούμενη κυρίως από ηφαιστίτες (λάβες, τόφφους, πυροκλαστικά), ασβεστόλιθους και αργιλικά ιζήματα (Σίδηρης, 1986; Verriez, 1976). Το ανατολικό και κεντρικό τμήμα αυτής της ακολουθίας βρίσκεται επωθημένο πάνω στους ανωτριαδικούς

δολομίτες του Χλωμού, ενώ αντίστροφα οι δολομίτες εμφανίζονται επωθημένοι πάνω στην ακολουθία στο δυτικό τμήμα της (Κορακόλιθος, Σκάρφη, Αγ. Θεόδωροι) (Σίδερης, 1980, 1986, 1988). Η ηλικία της σειράς προσδιορίστηκε ως Λαδίνιο- Κατώτερο Κάρνιο, σύμφωνα με παλαιοντολογικές παρατηρήσεις στους ασβεστόλιθους που βρίσκονται στο ανώτερο τμήμα της (Σίδερης, 1986).

2. Οι δολομίτες που αναφέρθηκαν παραπάνω, είναι ηλικίας Μέσου – Ανωτέρου Τριαδικού. Περιλαμβάνουν λευκούς – λευκότεαφρους δολομίτες με λεπτές ενδιαστρώσεις ασβεστολίθων (Αγγελίδης, 1991) και έχουν πάχος περίπου 500 μ (Αλμπαντάκης, 1974). Στα ανώτερα τμήματα παρατηρείται κανονική μετάβαση προς Ιουρασικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες. Τα ανθρακικά αυτά εμφανίζονται κυρίως στο Χλωμό και στα χαμηλότερα υψώματα στα ΝΔ, στην απόληξη του Καλλιδρόμου και στα υψώματα νότια του Μαρτίνου και ΝΝΑ της Λάριμνας (Palyvos, 2001).

3. Πάνω από τα ανθρακικά αυτά στρώματα, εμφανίζεται με τη μορφή τεκτονικής επαφής άγριος φλύσχος, ο οποίος δημιουργήθηκε κατά την “καταστροφή” της υπερκείμενης σχιστο – ψαμμιτο – κερατολιθικής διάπλασης με την παλαιοαλπική ορογένεση. Η κανονική μετάβαση προς αυτή τη σειρά διατηρείται μόνο σε ελάχιστες θέσεις (Αλμπαντάκης, 1974). Η διάπλαση εμφανίζεται στην περιοχή Αγ. Αναργύρων – Κυπαρισσίου, Εξάρχου, Αγ. Τριάδα, Κόλακα και άλλες μικρότερες εμφανίσεις (Palyvos, 2001).

4. Οφιόλιθοι, οι οποίοι αποτέθηκαν κατά την παλαιοαλπική ορογένεση πάνω από τους σχηματισμούς της Υποπελαγονικής με εμφανίσεις στην Τραγάνα, Προσκυνά, Λουτσίου, Κόλακα και ποταμό Άσσο (Palyvos, 2001). Κατά τον Παπανικολάου (1993) ανήκουν στους οφιόλιθους του Αξιού.

5. Πάνω από τους παραμορφωμένους κατά την παλαιοαλπική ορογένεση σχηματισμούς, εμφανίζονται οι σχηματισμοί της Κανομάνιας επίκλησης, με κροκαλοπαγή στη βάση και ρουδιστοφόρους ασβεστόλιθους στη συνέχεια. Καλύπτει ασύμφωνα τόσο τους οφιόλιθους όσο και τους ανθρακικούς σχηματισμούς της διάπλασης, ενώ κατά περιπτώσεις καλύπτει σημαντικά κοιτάσματα νικελιούχων λατεριτών (περιοχές Παύλος, Λούτσι, Τσούκα, Αγ. Ιωάννης Λαρύμνης όπου και το μεγάλο μεταλλείο της ΛΑΡΚΟ) (Palyvos, 2001).

6. Φλύσχος, ηλικίας Μαιστρίχιου – Δάνιου με τον οποίο κλείνει η ενότητα. Λόγω του έντονου τεκτονισμού μόνο σε ελάχιστες θέσεις παρατηρείται κανονική μετάβαση προς αυτόν (Αλμπαντάκης, 1974). Ο φλύσχος αυτός εμφανίζεται σε λίγες περιοχές, εξαιτίας διάβρωσής του.

Μοναδική εκτεταμένη εμφάνιση είναι αυτή της περιοχής του Διονύσου (Palyvos, 2001).

Νεογενείς σχηματισμοί

Οι Νεογενείς σχηματισμοί της περιοχής απαντώνται σε μια σειρά λεκανών, με κυριότερες αυτές της Λοκρίδας (Kranis, 1999) και του Μαρτίνου (Rondogianni, 1984). Στην πρώτη εμφανίζονται λιμναίες και ποταμοχειμάρριες αποθέσεις με ηλικίες από άνω μειόκαινο μέχρι πλειο-πλειστόκαινο και μεγάλα πάχη (> 700 μ) (Celet & Delcourt, 1960; Philip, 1974; Rondogianni, 1984). Στη λεκάνη αυτή υπάρχουν και δύο λιγνιτικοί ορίζοντες, ένας ανω-μειοκαινικός και ένας πλειο-πλειστοκαινικός (Ioakim & Rondogianni, 1988).

Στην λεκάνη του Μαρτίνου εμφανίζονται κροκαλοπαγή ποταμοχειμάρριας προέλευσης σε εναλλαγές με αργίλους και ιλεις, πάχους περίπου 150 μ. και ανώτερης ηλικίας Μειόκαινο – Κατώτερο Πλειόκαινο, λατυποπαγή αντίστοιχου πάχους και ηλικίας και λιμναίες αποθέσεις (μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, ασβεστόλιθοι) πάχους περί τα 400 μ και ηλικίας κυρίως πλειοκαινικής (Rondogianni, 1984).

Οι νεότερες αποθέσεις του τεταρτογενούς στην περιοχή περιλαμβάνουν ποταμό-λιμναίες αποθέσεις στην ανατολική λεκάνη της Λοκρίδας (Rondogianni, 1984), αποθέσεις υφάλμυρης φάσης στα περιθώρια του Ευβοϊκού (Philip, 1974; Lemeille, 1977; Rondogianni, 1984), ποταμοχειμάρριες αποθέσεις του Μ. και Α. Πλειστοκαινίου (ριπίδια, αλλουβιακοί κώνοι) και ολοκαινικές ποτάμιες και θαλάσσιες αποθέσεις (παράκτια πεδιάδα Αταλάντης, υλικά παραλιών και αποθέσεις τεναγών ή λιμνοθαλάσσιες) (Palyvos, 2001).

Νεοτεκτονική δομή περιοχής

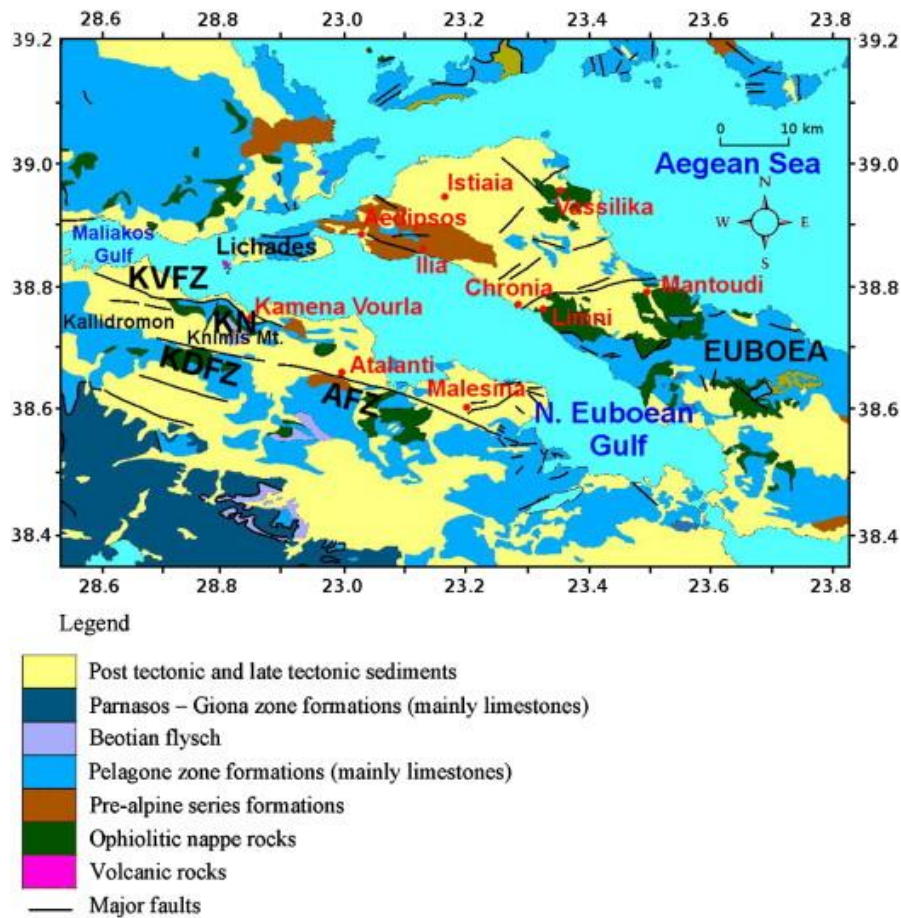
Οι κύριες τεκτονικές ζώνες στην περιοχή περιλαμβάνουν τη ζώνη των Καμένων Βούρλων (KVFZ, KamenaVourla Fault Zone), τη ζώνη της Αταλάντης (AFZ, Atalanti Fault Zone), τη ζώνη του Καλλιδρόμου (KDFZ, Kallidromo Fault Zone) και τη ζώνη της Κνημής (KN, Knimis Fault Zone) (IGME, 1993; Jackson et al., 1982; Palyvos 2001) (εικόνα 2.5).

Η ζώνη των Καμένων Βούρλων εκτείνεται για περίπου 50 χλμ. και περιλαμβάνει μια σειρά κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης A-Δ και κλίσης προς Βορρά. Αποτελείται από τρία κύρια τμήματα στα Καμένα Βούρλα, τον Άγιο Κωνσταντίνο και την Αρκίτσα (Roberts & Jackson, 1991; Ganas, 1997; Kranis, 1999). Τόσο η ηλικία όσο και η εξέλιξη της ζώνης αυτής δεν είναι πλήρως γνωστά. Οι Goldsworthy & Jackson (2001), θεωρούν ότι πρόκειται για μία νέα δομή, ηλικίας < 1 εκ. ετών. Οι Jackson & McKenzie (1999) προτείνουν ότι το τμήμα της Αρκίτσας αποτελεί το ενεργό όριο της ζώνης, βασιζόμενοι στην αναγνώριση 50 σταδίων συνσεισμικής ολίσθησης στο τμήμα αυτό. Οι Cundy et al. (2010) στηριζόμενοι σε γεωμορφολογικά κριτήρια (π.χ. ανυψωμένες θαλάσσιες αναβαθμίδες, εμφάνιση ακτόλιθων (Beachrocks) σε ανυψωμένες θέσεις) επιβεβαίωσαν τη σύγχρονη δραστηριοποίηση της ζώνης και προσδιόρισαν ρυθμούς ανύψωσης της τάξης του 1 χιλ./έτος, τιμή αρκετά μεγαλύτερη από τα 0.2 χιλ./έτος που υπολόγισαν για το δυτικό τμήμα της ζώνης των Καμένων Βούρλων οι Goldsworthy & Jackson (2001).

Η ζώνη της Αταλάντης περιλαμβάνει μία σειρά κανονικών ρηγμάτων, μέσης διεύθυνσης B290°A και κλίσης προς ΒΑ (Rondogianni 1984, Ambraseys & Jackson, 1990, Ganas et al., 1998, Pantosti et al., 2001, 2004). Εκτείνεται από τα ΒΔ της πόλης της Αταλάντης μέχρι και την πόλη της Λάρυμνας (Ganas et al., 1998). Η ζώνη αυτή φιλοξένησε τους δύο μεγάλους σεισμούς του 1894 (20/4/1894 (Ms 6.4) και 27/4/1894 (Ms 6.9), Ambraseys & Jackson, 1990) και αποτέλεσε αντικείμενο εκταταμένης μελέτης τα τελευταία 15 χρόνια παρόλο που η μετέπειτα καταγεγραμμένη σεισμικότητα είναι ελάχιστη.

Οι Poulimenos & Doutsos (1996) θεωρούν ότι η ζώνη αποτελείται από κύρια τμήματα διεύθυνσης B130°A τα οποία ενώνονται μεταξύ τους με δευτερεύοντα, διεύθυνσης B75°A. Αντίστοιχες διευθύνσεις προτείνονται από τους Ganas et al. (1998) έπειτα από ανάλυση δορυφορικών εικόνων και από τους Pantosti et al. (2001, 2004) έπειτα από ανάλυση αεροφωτογραφιών, επιφανειακών διαρρήξεων και παλαιοσεισμολογικών στοιχείων. Οι Papazachos et al. (2001) χρησιμοποιώντας σεισμολογικά στοιχεία, υπολόγισαν διεύθυνση B114°A και κλίση 50°. Οι Pavlides et al. (2004) προτείνουν διευθύνσεις μεταξύ B109°A και B138°A και κλίσεις 60°-72° προς ΒΒΑ-ΒΑ.

Η ζώνη Καλλιδρόμου με υποπαράλληλη διεύθυνση ως προς την ακτή του Ευβοϊκού, χαρακτηρίζεται και αυτή από πλάγια – κανονικά ρήγματα (Kranis, 1999) και παρουσιάζεται ως προέκταση της ζώνης της Αταλάντης. Τέλος, η ζώνη της Κνημής (Jackson et al., 1982) εμφανίζεται ως προέκταση της ζώνης των Καμένων Βούρλων προς τα ΝΑ.



Εικόνα 2.5: Γεωλογικός και τεκτονικός χάρτης (Karastathis et al., 2011).

Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής

Στην περιοχή της κεντρικής Ελλάδας υπάρχουν αναφορές για σεισμικές δονήσεις ήδη από τον 5ο αιώνα π.Χ. Για εκείνη την εποχή ο Θουκυδίδης αναφέρει πλήθος σεισμών, οι οποίοι έγιναν αισθητοί κυρίως στον Ορχομενό και λιγότερο στη Βοιωτία, την Εύβοια και την Αθήνα (Hoff, 1840; Λάμπρος, 1881; Γεωργιάδης, 1904; Μουγιάρης, 1994). Σύμφωνα με τους Parazachos & Parazachou (2003), το 427 π.Χ., η περιοχή επλήγη από σεισμό με μέγεθος περίπου 6.0, το επίκεντρο του οποίου φαίνεται στην εικόνα 2.6.

Έναν χρόνο αργότερα στην περιοχή της Σκαρφειάς (εικόνα 2.6) έγινε ένας από τους καταστρεπτικότερους σεισμούς στην αρχαία Ελλάδα, μέγεθος περίπου 7.0 (Parazachos & Parazachou, 2003), για τον οποίο υπάρχουν αναφορές από διάφορους αρχαίους συγγραφείς όπως ο

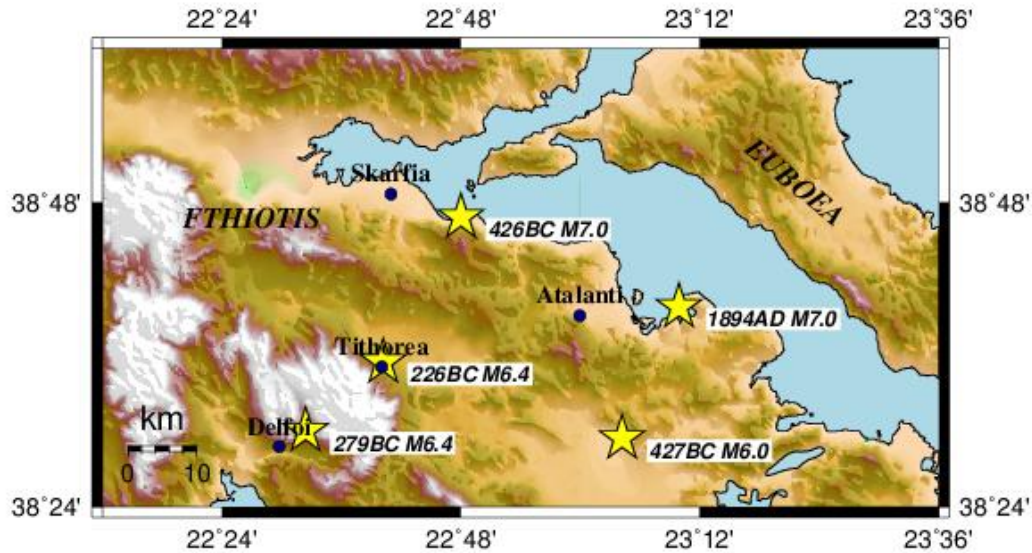
Θουκυδίδης, ο Καλατιανός (όπως αναφέρεται από τον Στράβωνα) και ο Διόδωρος (Hoff, 1840; Λάμπρος, 1881; Γεωργιάδης, 1904; Μουγιάρης, 1994; Guidoboni et al., 1994). Σύμφωνα με τον Θουκυδίδη, μετά τον σεισμό παρατηρήθηκαν μεγάλα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunami) στις Ροβιές της Εύβοιας, στη νήσο Αταλάντη όπου και κατέστρεψε μέρος του Αθηναϊκού φρουρίου, καθώς και ένα πλοίο κοντά στην παραλία, και στην Σκόπελο. Σύμφωνα με τον Στράβωνα, ο Καλατιανός αναφέρει σε βιβλίο του ότι 700 σπίτια, καθώς και το τείχος της πόλης από τη μεριά της θάλασσας, κατέρρευσαν. Η Σκάρφεια υπέστη τεράστιες καταστροφές και πάνω από 1.700 άνθρωποι σκοτώθηκαν. Αρκετοί νεκροί αναφέρονται και στο Θρόνιο. Επίσης αναφέρει την καταβύθιση των νήσων Λιχάδων και του Κηναίου, τη στέρηση πηγών ποταμών για μερικές μέρες και μεταβολές ροής σε διάφορους ποταμούς.

Το 279 π.Χ. αναφέρεται σεισμός από τους Ιουστίνο, Πausανία και Αππιανό σεισμός στην περιοχή του Παρνασσού ($M=6.4$, Papazachos & Papazachou, 2003), ο οποίος προκάλεσε κατολίσθηση, με τις πέτρες να πέφτουν πάνω σε έναν Γαλατικό στρατό ο οποίος στρατοπέδευε στην περιοχή.

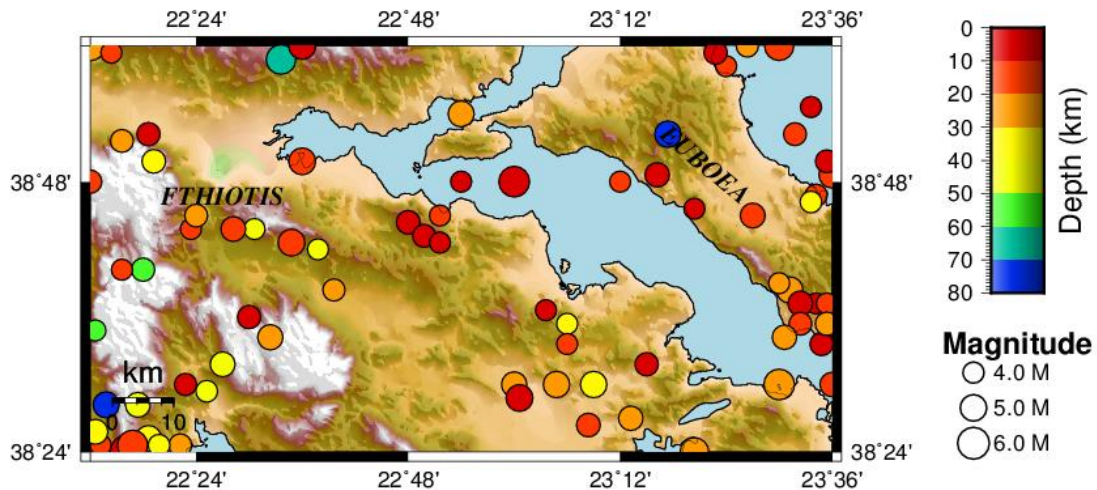
Ο τελευταίος μεγάλος σεισμός που αναφέρεται για την περιοχή στα αρχαιοελληνικά χρόνια, έγινε το 226 π.Χ. κοντά στην Τιθορέα (εικόνα 2.6). Σύμφωνα με μια επιγραφή που βρέθηκε στην Ξάνθο της Λυδίας, ο σεισμός προκάλεσε καταρρεύσεις στα τείχη όλων των πόλεων της περιοχής. Επίσης, σύμφωνα με τον Πολύβιο, είναι πιθανόν ο σεισμός να προκάλεσε και υποχώρηση της θάλασσας στην περιοχή της Λάρυμνας (Bousquet, 1988; Guidoboni et al., 1994).

Στις 20 και 27 Απριλίου του 1894 η περιοχή της Λοκρίδας επλήγη από δύο πολύ ισχυρούς σεισμούς, οι οποίοι ακολουθήθηκαν από πλήθος μετασεισμών. Οι Ambraseys & Jackson (1990) βασιζόμενοι σε αναφορές για το κατά πόσο έγιναν αισθητοί οι σεισμοί δίνουν μεγέθη (M) 6.4 για τον πρώτο και 6.9 για τον δεύτερο. Οι Makropoulos & Kouskouna (1994) δίνουν μεγέθη 6.7 και 7.0, ενώ οι Papazachos & Papazachou(2003) δίνουν 6.6 και 7.0. Για τον πρώτο σεισμό υπάρχουν αναφορές για ζημιές στην περιοχή μεταξύ Αρκίτσας και Λάρυμνας. Ο σεισμός αυτός φαίνεται να προκάλεσε μικρές ρωγματώσεις και κατολισθήσεις στη χερσόνησο της Μαλεσίνας, καθώς και ρευστοποιήσεις κατά μήκος της ακτής (Skouphos, 1984). Ο δεύτερος σεισμός προκάλεσε ζημιές που περιλαμβάνουν κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις και μεγάλες ρωγματώσεις από την περιοχή της Λάρυμνας μέχρι και τον Άγιο Κωνσταντίνο στο βορρά. Από τους δύο σεισμούς 255 άνθρωποι έχασαν την ζωή τους και 3.783 σπίτια καταστράφηκαν (Christophorou, 2001).

Από το 1900 και μετά στην ευρύτερη περιοχή έχει καταγραφεί πλήθος σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από 4 (Μακροπούλος et al., 2012) (εικόνα 2.7). Στην πλειοψηφία τους ήταν σεισμοί βάθους μικρότερου από 20 χλμ. Οι δύο μεγαλύτεροι από αυτούς είχαν μέγεθος $M_s=5.7$ και συνέβησαν το 1902 και το 1916 νότιο τμήμα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και στο ΒΔ αντίστοιχα.



Εικόνα 2.6: Χάρτης περιοχής στον οποίο σημειώνονται οι σημαντικότεροι ιστορικοί σεισμοί. Τα επίκεντρα και τα μεγέθη έχουν ληφθεί από τον κατάλογο των Ραζαχός & Ραζαχού (2003).



Εικόνα 2.7: Χάρτης περιοχής στον οποίο σημειώνονται όλοι οι καταγεγραμμένοι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από 4, για την χρονική περίοδο από το 1900 μέχρι το 2009 (Μακροπούλος et al., 2012).

3.B) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

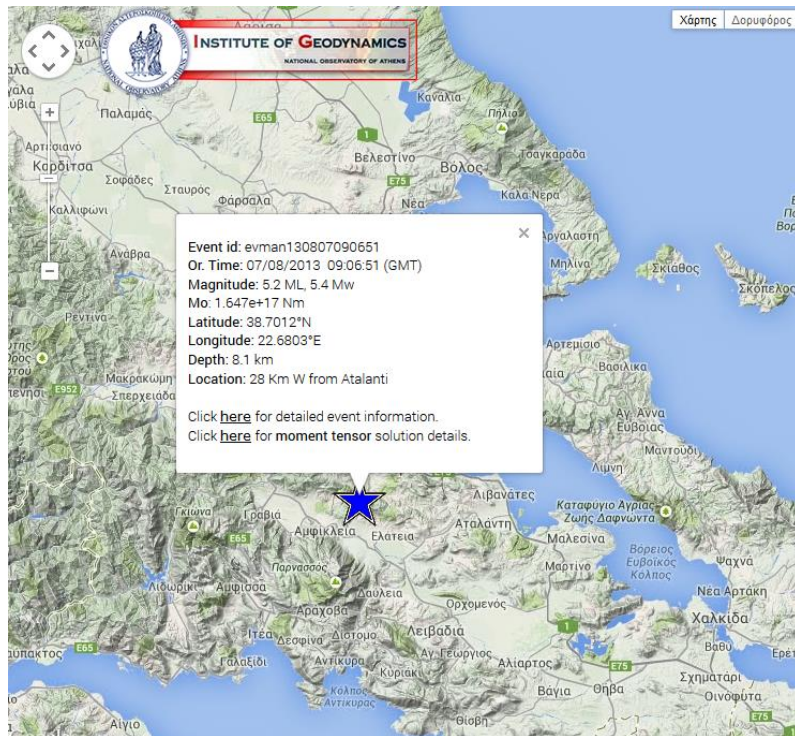
Η σεισμική ακολουθία του Καλλιδρόμου στις 7/8/2013 χρησιμοποιήθηκε ως βάση για τον προσδιορισμό και την παραμετροποίηση των διαφόρων παραμέτρων οι οποίες σχετίζονται με τα φάσματα της πηγής, της διάδοσης και της θέσης, από τις οποίες καθορίζεται η σεισμική επιτάχυνση που παρατηρείται στην περιοχή. Ως προς την επίδραση της πηγής μελετάται ο προσανατολισμός, η κλίση, οι διαστάσεις και το βάθος του ρήγματος, η θέση του υποκέντρου πάνω σε αυτό, το μέγεθος σεισμικής ροπής και η πτώση τάσης. Η επίδραση του μέσου διάδοσης συνοψίζεται στους συντελεστές της συνάρτησης ανελαστικής ενίσχυσης $Q(f)$, το μοντέλο διάρκειας, το μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης και το μοντέλο ενίσχυσης που προκύπτει από το μοντέλο ταχυτήτων του φλοιού. Η επίδραση των εδαφικών συνθηκών στη θέση καταγραφής περιγράφεται μέσω ενός μοντέλου ενίσχυσης που υπολογίζεται από το τοπικό εδαφικό μοντέλο ταχυτήτων.

Προσδιορισμός υποκέντρου και διαστάσεων ρήγματος:

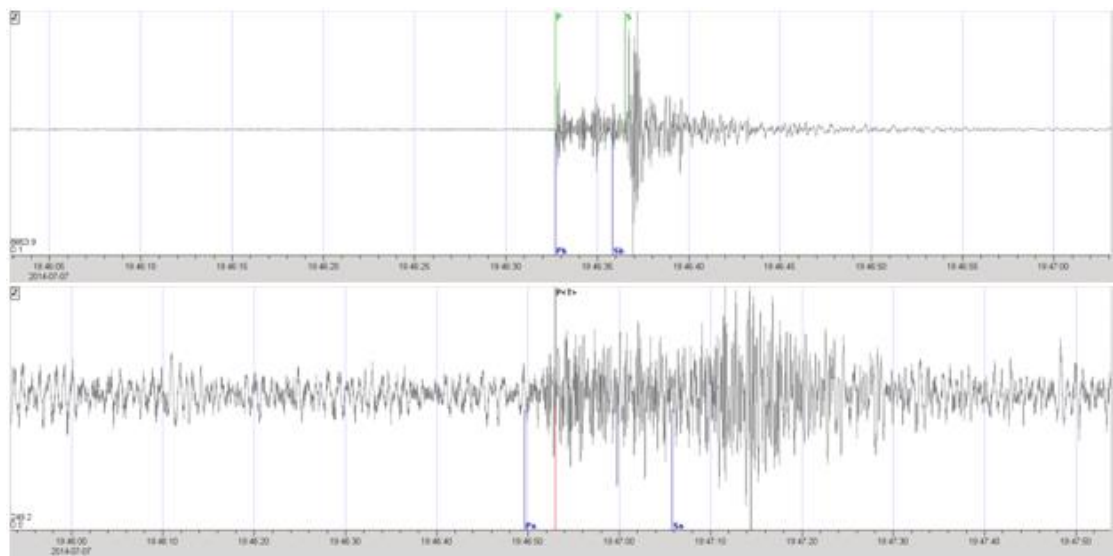
Ο σεισμός στις 7/8/2013 09:16 UTC, ήταν μεγέθους $M_L = 5.1$ και $M_W = 5.4$ (E.A.A.) και έπληξε την περιοχή της Φθιώτιδας στη θέση του Καλλιδρόμου (εικόνα 2.8). Ακολουθήθηκε από πλήθος μετασεισμών (>2220), αρκετούς με μεγέθη μεγαλύτερα από 4, ο μεγαλύτερος εκ των οποίων είχε μέγεθος $M_W = 5.2$. Πριν την κύρια δόνηση προηγήθηκε προσεισμός μεγέθους $M_W = 4.3$ (E.A.A.). Ο κύριος σεισμός προκάλεσε σημαντικές βλάβες σε διάφορα χωριά στην ευρύτερη περιοχή του Καλλιδρόμου (<http://www.oasp.gr/node/2482>).

Οι διαστάσεις του ρήγματος υπολογίστηκαν με βάση την κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας όπως αυτή υπολογίστηκε με ακρίβεια από τους Ganas et al. (2013). Η κατανομή αυτή υπολογίστηκε με τέτοιο τρόπο ώστε να απαλειφθούν στον καλύτερο δυνατό βαθμό πιθανά σφάλματα, τα οποία προκύπτουν από μία σειρά διαφορετικών πηγών. Αυτές είναι: η εσφαλμένη αναγνώριση των πρώτων αφίξεων, ο ανεπαρκής αριθμός φάσεων, η ανεπαρκής αζιμουθιακή κάλυψη (GAP) και τέλος το μη ακριβές μοντέλο ταχυτήτων (Douglas, 1967; Dewey, 1971, 1972; Engdahl & Lee, 1976; Jordan & Sverdrup, 1981; Pavlis & Hokanson, 1985; Pavlis, 1992). Η πρώτη περίπτωση προκαλεί τυχαία σφάλματα και εμφανίζεται περισσότερο σε μακρινούς σταθμούς, όπου το

πλάτος της καταγραφής είναι μικρότερο και ο λόγος του σήματος ως προς το θόρυβο (Signal to Noise Ratio, SNR) μικρός. Επίσης, το πρόβλημα είναι πιο έντονο στην περίπτωση της αναγνώρισης των S φάσεων. Ένα παράδειγμα σειсмоγραφήματος κοντά στην πηγή με μεγάλο λόγο SNR και ένα από μεγάλη απόσταση με μικρό SNR φαίνεται στην εικόνα 2.9.



Εικόνα 2.8: Η ευρύτερη περιοχή της Αμφίκλειας και το επίκεντρο με τις εστιακές παραμέτρους του κυρίως σεισμού, όπως υπολογίστηκαν από το E.A.A.

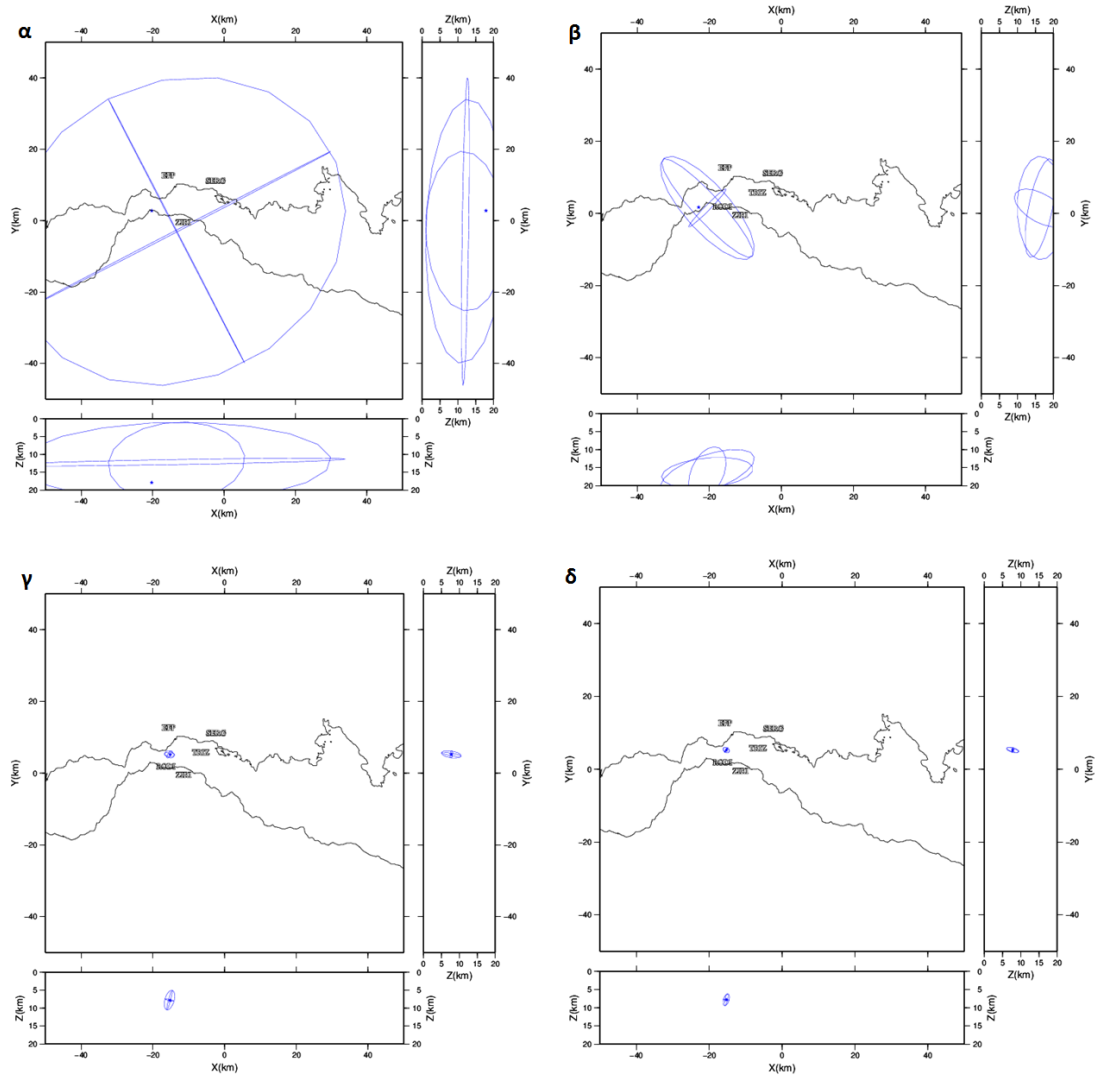


Εικόνα 2.9: Καταγραφή της κατακόρυφης συνιστώσας του σταθμού ITM σε απόσταση 11 χλμ. από το επίκεντρο ενός μικρού σεισμού (πάνω) και του σταθμού TRIZ σε απόσταση 110 χλμ. από το ίδιο επίκεντρο (κάτω).

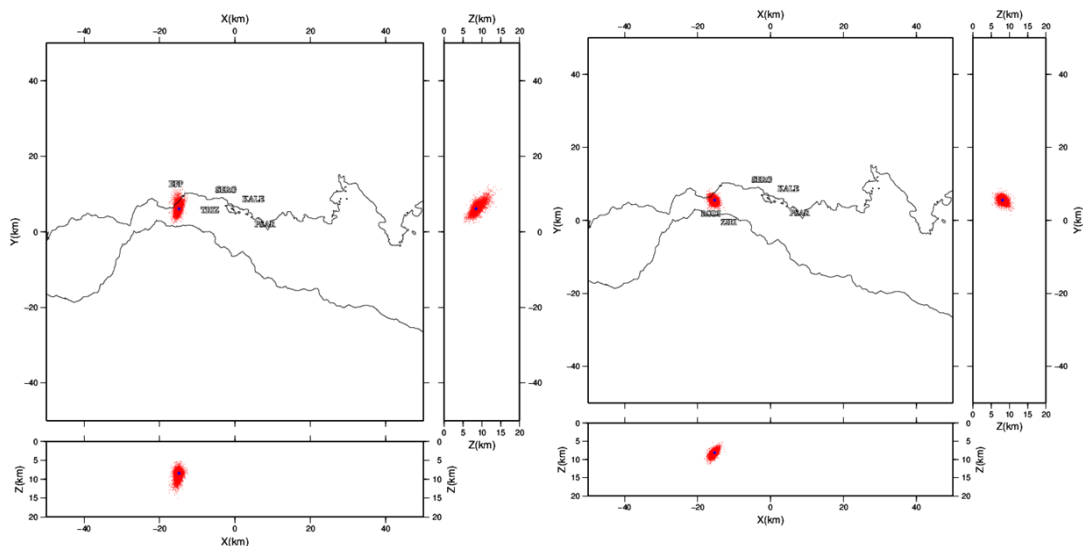
Ο προσδιορισμός των επικέντρων έγινε με χρήση ενός βελτιωμένου μοντέλου ταχυτήτων (πίνακας 2.1) για την περιοχή, το οποίο επέτρεψε την απαλοιφή των μη τυχαίων σφαλμάτων που προκύπτουν από τη χρήση μονοδιάστατων μοντέλων που αφορούν μεγάλες περιοχές (Pavlis, 1986).

Η επιρροή του αριθμού των φάσεων στον υποκεντρικό υπολογισμό φαίνεται στην εικόνα 2.10. Στο παράδειγμα αυτό χρησιμοποιήθηκε διαφορετικός αριθμός φάσεων σε τέσσερις περιπτώσεις και στη συνέχεια προσδιορίστηκε το επίκεντρο ενός θεωρητικού σεισμού, για τον οποίο κατασκευάστηκαν θεωρητικοί χρόνοι άφιξης. Στην πρώτη περίπτωση χρησιμοποιήθηκαν 3 P φάσεις. Όπως φαίνεται το σφάλμα που προέκυψε κατά τον υπολογισμό ήταν αρκετά μεγάλο (34.1 χλμ οριζόντιο και 6.0 χλμ κατακόρυφο) παρόλο που χρησιμοποιήθηκαν κοντινοί σταθμοί. Στη δεύτερη περίπτωση με την προσθήκη δύο ακόμα P φάσεων το σφάλμα περιορίστηκε αρκετά σε 10.5 χλμ οριζόντιο και 4.0 χλμ κατακόρυφο. Περαιτέρω προσθήκη τριών S φάσεων περιορίζει τα οριζόντια και κατακόρυφα σφάλματα σε 1.0 χλμ και 1.5 χλμ, αντίστοιχα. Τέλος, με την προσθήκη άλλων δύο S φάσεων, τόσο το οριζόντιο όσο και το κατακόρυφο σφάλμα γίνονται μικρότερα από 1 χλμ (0.7 και 0.9 χλμ, αντίστοιχα)

Η επίδραση της αζιμουθιακής κάλυψης φαίνεται στην εικόνα 2.11. Σε αυτό το παράδειγμα έγινε ο υπολογισμός του επικέντρου του ίδιου θεωρητικού σεισμού χρησιμοποιώντας φάσεις από σταθμούς που βρίσκονταν μόνο στα βόρεια του επικέντρου. Στη συνέχεια υπολογίστηκε το επίκεντρο για ίδιο αριθμό σταθμών, μοιρασμένους βόρεια και νότια από το επίκεντρο. Από το παράδειγμα αυτό προκύπτει ότι στην περίπτωση της πτωχής αζιμουθιακής κάλυψης, το ελλειψοειδές σφάλματος είναι μεγαλύτερο και επιμηκυμένο προς τη διεύθυνση που δεν υπάρχουν σταθμοί (B-N). Τα οριζόντια σφάλματα στις δύο περιπτώσεις είναι 1.5 και 1.0 χλμ και τα αντίστοιχα κατακόρυφα 1.2 και 0.8 χλμ. Όπως φαίνεται η επίδραση της αζιμουθιακής κάλυψης είναι εντονότερη ως προς το οριζόντιο σφάλμα.



Εικόνα 2.10: Ελλειψοειδές σφάλματος που προκύπτει για τον υπολογισμό του επικέντρου του κύριου σεισμού σε τέσσερις περιπτώσεις: α) 3 P φάσεις, β) 5 P φάσεις, γ) 5 P και 3S, δ) 5 P και 5S.



Εικόνα 2.11: Ελλειψοειδές σφάλματος και κατανομή πιθανότητας που προκύπτει για τον υπολογισμό του επικέντρου του δεύτερου μεγάλου σεισμού σε δύο περιπτώσεις: α) χωρίς τους προσωρινούς σταθμούς (GAP 225°) και β) με αυτούς (GAP 141°).

Το μοντέλο ταχυτήτων είναι μια ιδιαίτερα σημαντική πηγή σφαλμάτων. Το αποτέλεσμα της χρήσης ενός ανεπαρκούς μοντέλου είναι η μετατόπιση ολόκληρης της ακολουθίας κατά αρκετά χλμ κατά περιπτώσεις. Η ύπαρξη σημαντικής πλευρικής ανομοιογένειας στην κατανομή της ταχύτητας οδηγεί σε μετατόπιση των υπολογισμένων επικέντρων προς συγκεκριμένη διεύθυνση, ανάλογη της ανομοιογένειας αυτής. Τα σφάλματα αυτά είναι πολωμένα και δεν αποτυπώνονται στα ελλειψοειδή σφαλμάτων (Pavlis, 1985).

Για τον λόγο αυτόν η επιλογή του σωστού μοντέλου ταχυτήτων είναι απαραίτητη για την επίτευξη ακρίβειας στον υπολογισμό των υποκέντρων.

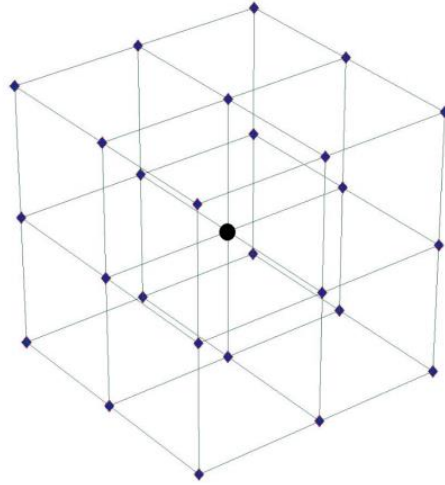
Το πλησιέστερο στην περιοχή μελέτης μοντέλο ταχυτήτων, ήταν αυτό που προτάθηκε από τους Karastathis et al. (2011) για την περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού. Οι Ganas et al. (2013) τροποποίησαν το μοντέλο, ώστε η επιφάνεια Μόχο να βρίσκεται στο βάθος που προτείνεται από διάφορους συγγραφείς για την συγκεκριμένη περιοχή (μέσο βάθος περίπου 31 χλμ) (Panagiotopoulos & Papazachos 1985; Tiberi et al., 2001; Zelt et al., 2005). Παράλληλα χρησιμοποίησαν σταθμούς σε αποστάσεις όχι μεγαλύτερες από 140 χλμ, ώστε να εξασφαλιστεί η χρησιμοποίηση μόνο Pg και Sg φάσεων και να μειωθεί η επίδραση της επιφάνειας Μόχο.

Βάθος (χλμ)	V_p (χλμ/δ)
0.0	5.0
1.5	5.45
7.0	5.8
12.0	6.4
18.5	6.8
31.0	7.9

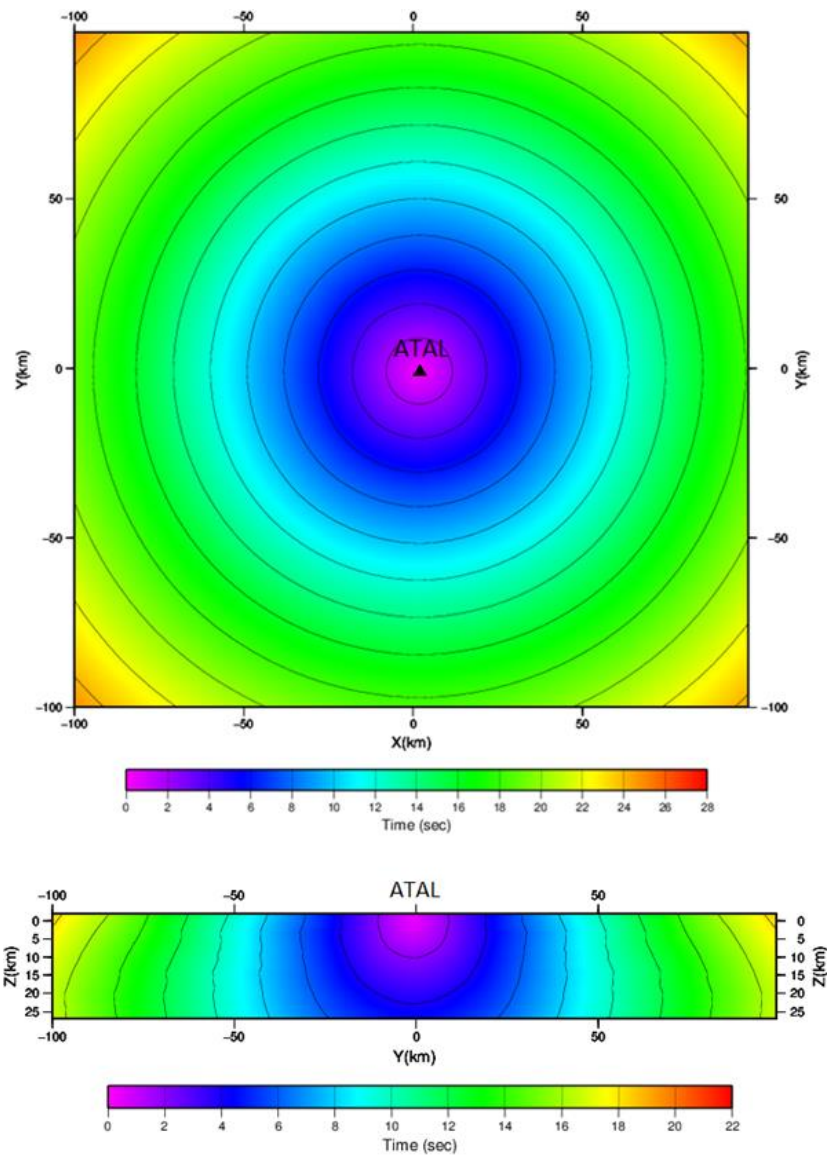
Πίνακας 2.1: Μοντέλο ταχυτήτων των Ganas et al. (2013). Ο λόγος V_p/V_s που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1.73.

Ο υπολογισμός των υποκέντρων έγινε με τη χρήση του αλγορίθμου NonLinLoc (Lomax et al., 2000). Ο αλγόριθμος “διαβάζει” το μοντέλο ταχυτήτων ως ένα πλέγμα με ισαπέχοντες κόμβους, ο καθένας εκ των οποίων έχει μια τιμή εμπέδησης (αντίστροφο της ταχύτητας). Στη συνέχεια υπολογίζει τους χρόνους διαδρομής μεταξύ οποιουδήποτε κόμβου και του σταθμού και δημιουργεί νέα πλέγματα για τα οποία σε κάθε κόμβο αντιστοιχεί ένας χρόνος διαδρομής. Ο αλγορίθμος αποθηκεύει στον δίσκο ένα πλέγμα για κάθε σταθμό. Ο υπολογισμός των χρόνων γίνεται επιλύοντας την κυματική εξίσωση (eikonal equation), σύμφωνα με τη μέθοδο των Podvin & Lecomte (1991). Η μέθοδος αυτή αποτελεί τροποποίηση της μεθόδου του Vidale (1988, 1991), ο οποίος επιλύει την εξίσωση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών.

Για τον υπολογισμό του χρόνου άφιξης του μετώπου του κύματος σε έναν κόμβο, αρχικά γίνεται η θεώρηση ότι αυτός εξαρτάται μόνο από τους χρόνους άφιξης στους γειτονικούς κόμβους. Έτσι, σε ένα τρισδιάστατο μέσο, αν είναι γνωστοί ο χρόνοι άφιξης στους 26 γειτονικούς κόμβους (εικόνα 2.12), είναι εφικτός ο υπολογισμός του ίδιου χρόνου στον ζητούμενο κεντρικό κόμβο, δίχως να είναι απαραίτητη η γνώση για τη θέση της πηγής (Podvin & Lecomte, 1991). Τα επίπεδα που ορίζονται από τα 26 αυτά σημεία αποτελούν πηγές, σύμφωνα με το θεώρημα του Huygen, οι οποίες εκπέμπουν έναν παλμό τη στιγμή που σε αυτές φτάνει το σεισμικό κύμα. Ο πρώτος από τους παλμούς αυτούς που θα φτάσει στον ζητούμενο κόμβο θα αποτελέσει και την πρώτη άφιξη σε αυτόν. Αποτέλεσμα των παραπάνω διεργασιών είναι η κατασκευή ενός πλέγματος που θα περιλαμβάνει τους χρόνους των πρώτων αφίξεων σε κάθε κόμβο (εικόνα 2.13).



Εικόνα 2.12: Απλό τρισδιάστατο πλέγμα. Ο κεντρικός κόμβος σημειώνεται με μαύρο κύκλο. Για τον υπολογισμό του θεωρητικού χρόνου άφιξης σε αυτόν χρησιμοποιούνται μόνο οι ήδη υπολογισμένοι χρόνοι άφιξης των 26 γειτονικών κόμβων οι οποίοι σημειώνονται με μπλε ρόμβους.



Εικόνα 2.13: Κατανομή χρόνων διαδρομής ως προς μία θεωρητική θέση σε οριζόντιο (πάνω) και κατακόρυφο (κάτω) επίπεδο, όπως αυτοί υπολογίστηκαν από το λογισμικό NonLinLoc.

Το επόμενο βήμα της διαδικασίας είναι ο υπολογισμός του υποκέντρου, λαμβάνοντας ως εισροή τα πλέγματα χρόνων διαδρομής που υπολογίστηκαν στο παραπάνω βήμα. Η πλήρης επίλυση αναπαρίσταται από μια συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (probability density function, PDF), πάνω στις άγνωστες παραμέτρους των χωρικών συντεταγμένων (x, y, z) και του χρόνου t (Tarantola & Valette, 1982; Tarantola, 1987). Ο αλγόριθμος λαμβάνει με μη γραμμικό τρόπο ένα σύνολο με τα πιθανοφανέστρα σημεία, τα οποία ορίζουν έναν χώρο γύρω από το βέλτιστο υπόκεντρο, ο οποίος αναπαριστά τον χώρο στον οποίο

συγκεντρώνονται οι περισσότερες πιθανότητες να βρίσκεται το υπόκεντρο.

Ο αλγόριθμος NonLinLoc έχει την δυνατότητα να υπολογίσει την πιθανότητα PDF με δύο διαφορετικούς τρόπους. Ο πρώτος τρόπος ενσωματώνει τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, όπως προτείνεται από τους Tarantola & Valette (1982). Κατά τη μέθοδο αυτή η πιθανότητα για την θέση x σε χρόνο t , δίνεται από την σχέση:

$$pdf(x, t_0) \propto k \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_{obs_i} \frac{[Tobs_i(x) - Tcalc_i(x)]^2}{\sigma_i^2} \right)$$

όπου $Tobs_i$ ο παρατηρούμενος χρόνος άφιξης στον σταθμό i , $Tcalc_i$ ο θεωρητικά υπολογισμένος, σ η τυπική απόκλιση και k ένας παράγοντας κανονικοποίησης.

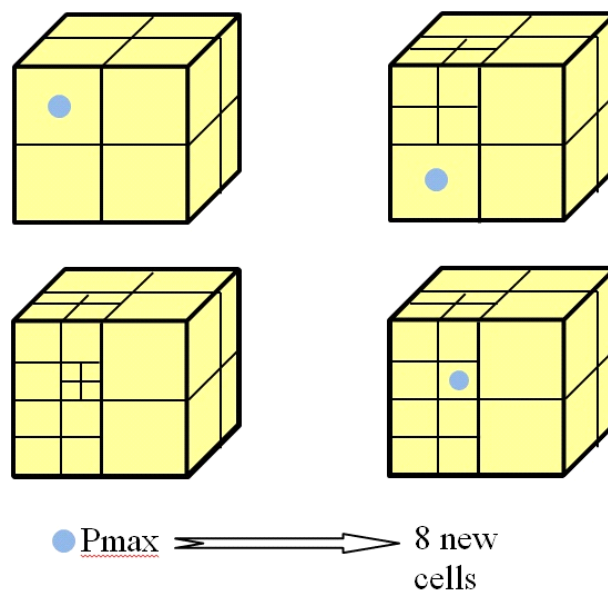
Η δεύτερη μέθοδος είναι η μέθοδος ίσων διαφορών χρόνων (Equal Differential Time, EDT) (Zhou, 1994), όπως προτάθηκε από τους Font et al. (2004) η οποία βασίζεται στη μέθοδο των υπερβολών (Milne, 1886):

$$pdf(x) \propto k \left[\sum_{obs_a, obs_b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} \exp \left(-\frac{\{[Tobs_a(x) - Tobs_b(x)] - [Tcalc_a(x) - Tcalc_b(x)]\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right]^N$$

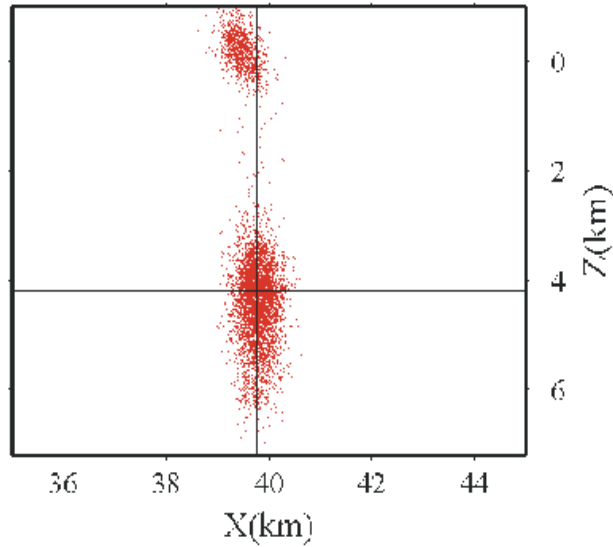
όπου $Tcalc$ οι θεωρητικοί χρόνοι άφιξης και $Tobs$ οι πραγματικοί, στους σταθμούς a και b . Το σύνολο προκύπτει από όλα τα πιθανά ζεύγη σταθμών. Όπου ο όρος εντός της παρένθεσης μηδενίζεται (οι διαφορές μεταξύ των διαφορών των πραγματικών χρόνων άφιξης από τις διαφορές των θεωρητικών χρόνων για ένα ζεύγος σταθμών μηδενίζονται), ο εκθετικός όρος παίρνει τιμή 1. Το σημείο που ικανοποιείται αυτή η συνθήκη αποτελεί το σημείο που συγκεντρώνει τη μεγαλύτερη πιθανότητα ύπαρξης της εστίας. Επειδή η πιθανότητα υπολογίζεται για όλα τα πιθανά ζεύγη σταθμών, στην περίπτωση που κάποιος σταθμός παρουσιάζει συστηματικά σφάλματα, η επίδρασή του στη λύση θα περιοριστεί, αφού τα σφάλματα αυτά θα αντικατοπτρίζονται στις συστηματικά μεγάλες διαφορές με όλους τους άλλους σταθμούς. Όπως φαίνεται και από την παραπάνω εξίσωση, η μέθοδος είναι πλήρως

ανεξάρτητη του χρόνου γένεσης t_0 , με αποτέλεσμα το πρόβλημα τεσσάρων διαστάσεων (x,y,z,t) να μεταπίπτει σε πρόβλημα τριών (x,y,z) .

Η σύγκλιση του αλγορίθμου στο βέλτιστο υπόκεντρο γίνεται με μη γραμμικό τρόπο με τη μέθοδο Oct-Tree (Lomax, 2001). Σε έναν χώρο πεπερασμένων διαστάσεων, ο οποίος αναπαριστάται από ένα πλέγμα, η τιμή της συνάρτησης PDF υπολογίζεται αρχικά για όλα τα κελιά. Στη συνέχεια το κελί με τη μεγαλύτερη τιμή υποδιαιρείται σε οκτώ νέα κελιά, όπως αυτά ορίζονται από τρία κάθετα επίπεδα και σε κάθε ένα από αυτά υπολογίζεται εκ νέου η πιθανότητα. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται συνεχώς, μέχρι να υπολογιστεί ένα σημείο με αποδεκτή τιμή πιθανότητας ή μέχρι να ξεπεραστεί ένας συγκεκριμένος αριθμός υποδιαιρέσεων, ο οποίος ορίζεται από τον χρήστη. Η διαδικασία παρουσιάζεται σχηματικά στην εικόνα 2.14. Η μέθοδος αυτή είναι ιδιαίτερα γρήγορη, μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε περιπτώσεις όπου το μοντέλο ταχυτήτων έχει τρισδιάστατη μορφή, καλύπτει συστηματικά όλη την περιοχή έρευνας και δίνει τη δυνατότητα εντοπισμού περιπτώσεων κατά τις οποίες παρουσιάζονται περισσότερα του ενός σημεία, στα οποία συγκεντρώνεται η μέγιστη τιμή της συνάρτησης PDF (εικόνα 2.15).

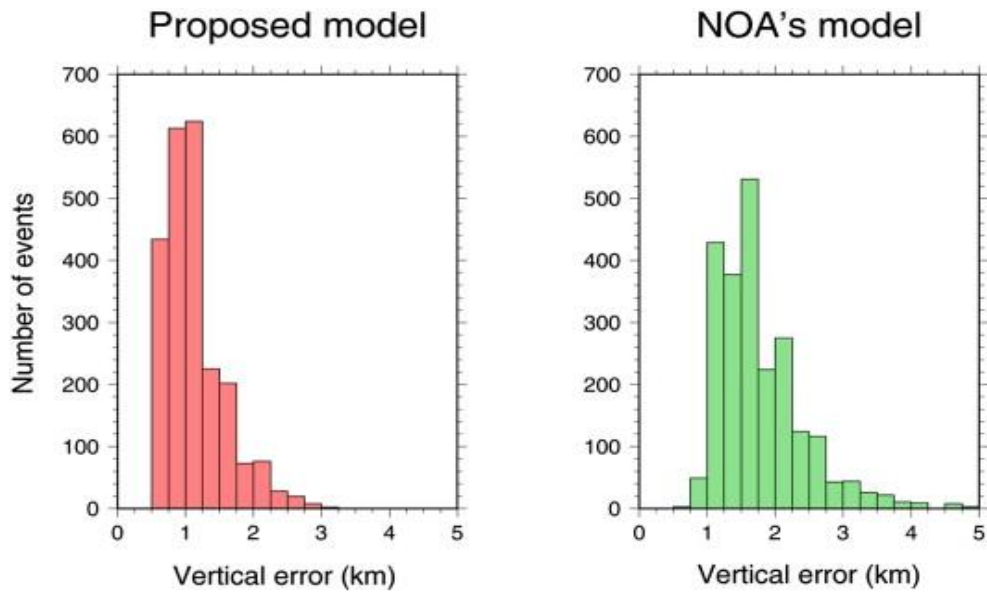


Εικόνα 2.14: Σχηματική αναπαράσταση της διαδικασίας με την οποία ο αλγόριθμος Oct-Tree συγκλίνει στο βέλτιστο επίκεντρο.

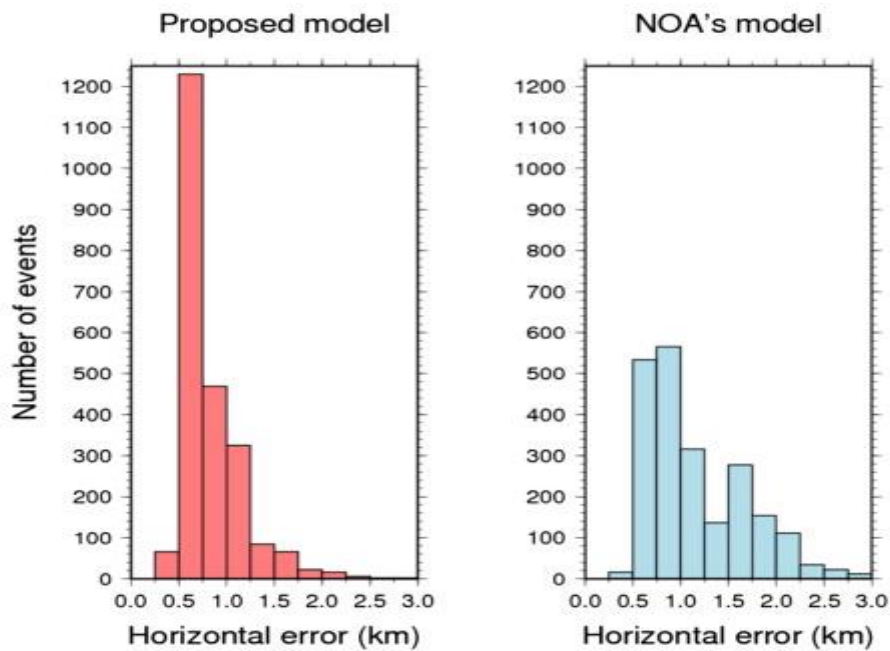


Εικόνα 2.15: Περίπτωση κατά την οποία η κατανομή της πιθανότητας έχει ακανόνιστο σχήμα και δεν περιορίζεται σε έναν μόνο χώρο (πηγή εικόνας: <http://alomax.free.fr/nlloc/>).

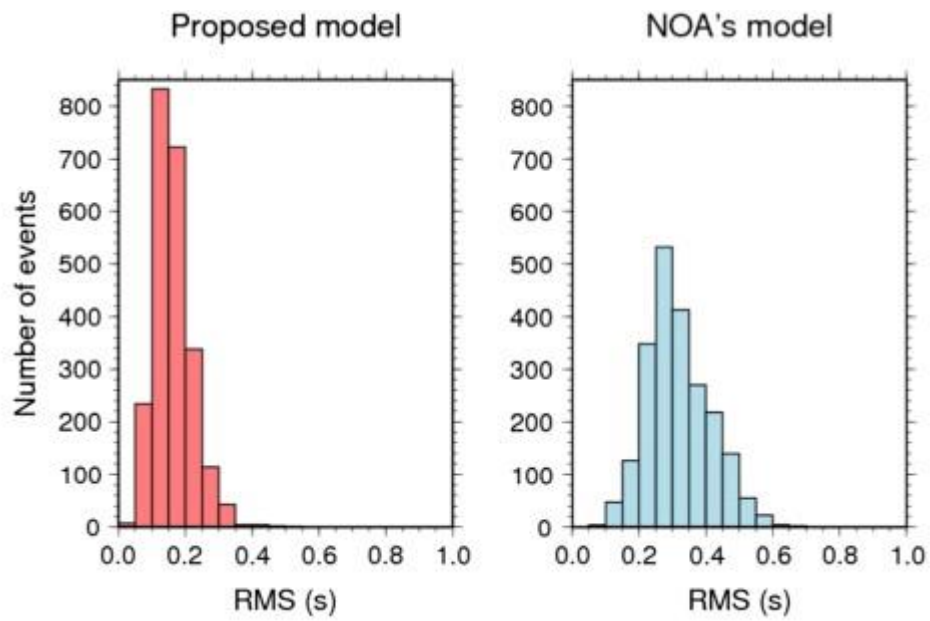
Ακολουθώντας τις παραπάνω διαδικασίες, έγινε ο υπολογισμός των υποκέντρων της ακολουθίας, χρησιμοποιώντας το μοντέλο ταχυτήτων των Ganas et al. (2013). Η υπεροχή του μοντέλου των Ganas et al. (2013), στον προσδιορισμό των επικέντρων της ακολουθίας σε σχέση με το μοντέλο που χρησιμοποιεί το E.A.A. για καθημερινή ανάλυση είναι σημαντική, όπως προκύπτει από τα ιστογράμματα που φαίνονται στις εικόνες 2.16, 2.17 και 2.18. Πιο συγκεκριμένα το 45% των σεισμών υπολογίστηκε με σφάλμα στο βάθος μικρότερο του 1 χλμ. Η αντίστοιχη ποσότητα με το μοντέλο του E.A.A. ήταν μόλις 2.7%. Παρόμοια βελτίωση παρουσιάζεται και ως προς το οριζόντιο σφάλμα και το σφάλμα RMS. Στην εικόνα 2.19 φαίνεται η κατανομή των επικέντρων που υπολογίστηκε με το τροποποιημένο μοντέλο.



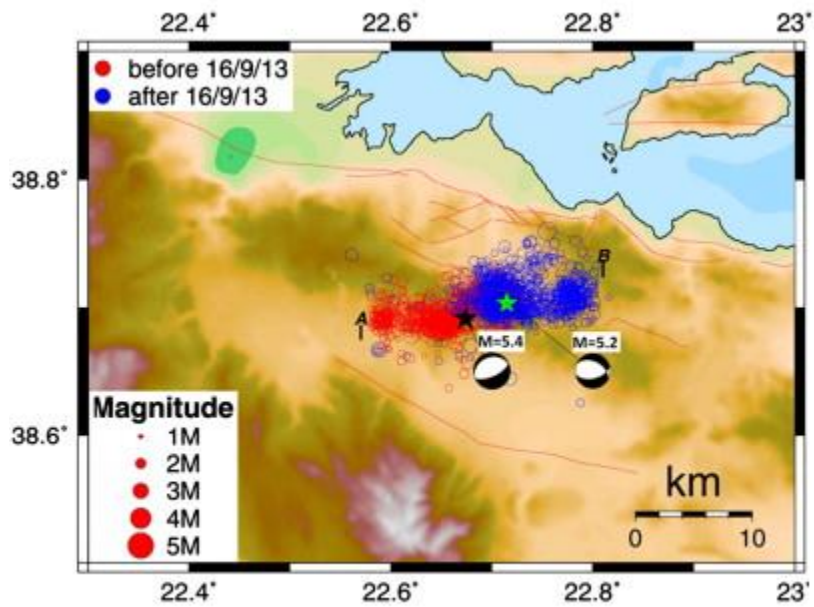
Εικόνα 2.16: Ιστογράμματα κατακόρυφων σφαλμάτων για το τροποποιημένο μοντέλο της περιοχής και για το μοντέλο του Ε.Α.Α. (Ganas et al., 2013).



Εικόνα 2.17: Ιστογράμματα οριζοντίων σφαλμάτων για το τροποποιημένο μοντέλο της περιοχής και για το μοντέλο του Ε.Α.Α. (Ganas et al., 2013).

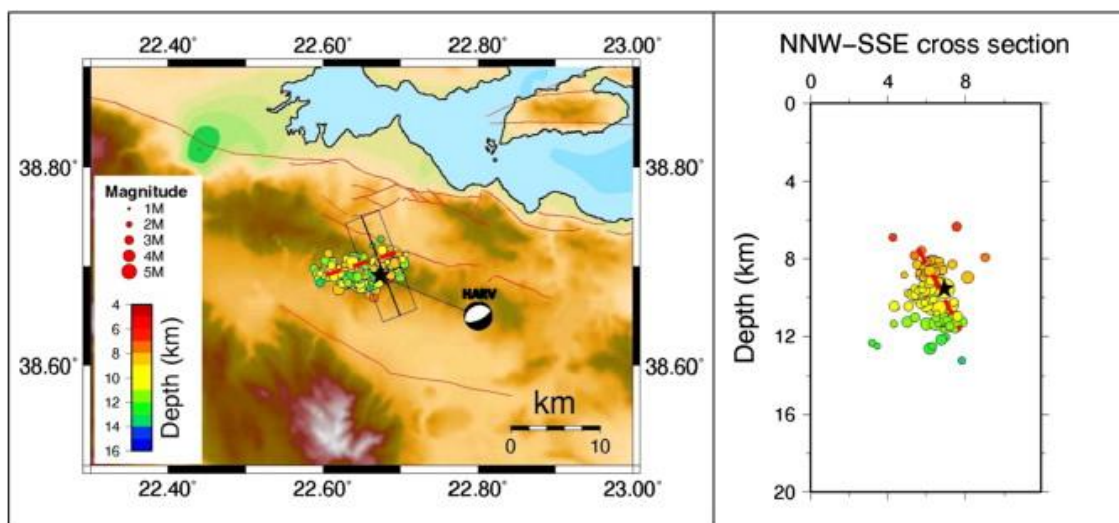


Εικόνα 2.18: Ιστογράμματα RMS για το τροποποιημένο μοντέλο της περιοχής και για το μοντέλο του E.A.A. (Ganas et al., 2013).



Εικόνα 2.19: Κατανομή σεισμικής ακολουθίας (Ganas et al., 2013).

Χρησιμοποιώντας την κατανομή των μετασεισμών των δύο πρώτων ημερών, οι Ganas et al. (2013) προσδιόρισαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος στο οποίο οφείλεται ο κύριος σεισμός (εικόνα 2.20). Πρόκειται για ρήγμα μήκους ~ 8.3 χλμ και πλάτους ~4.7 χλμ. Η γεωμετρία του ρήγματος ταυτίζεται με τη γεωμετρία που υπολογίστηκε από το ινστιτούτο Harvard και τον κατάλογο CMT (Centroid Moment Tensor project) (παράταξη = B66–69°Α, κλίση = 65–72°).



Εικόνα 2.20: Κατανομή σεισμικής ακολουθίας για την περίοδο 7/9 – 9/9 και επίπεδο ρήγματος (Ganas et al., 2013).

Προσδιορισμός χαρακτηριστικών διάρρηξης (μηχανισμοί γένεσης):

Σύμφωνα με το ινστιτούτο Harvard, για τον κύριο σεισμό προκύπτει προσανατολισμός ρήγματος=B69A° και κλίση=72°B. Για τον ισχυρό μετασεισμό στις 16/9 οι αντίστοιχες παράμετροι που υπολογίστηκαν είναι: προσανατολισμός =B95A° και κλίση = 64°B. Ο υπολογισμός του επιπέδου του ρήγματος βασίστηκε στην γραμμική σχέση μεταξύ του τανυστή σεισμικής ροπής και της παρατηρούμενης σεισμικής κίνησης (Gilbert, 1971). Η μέθοδος εφαρμόζεται σε κυματομορφές μακράς (>45 δευτερολέπτων) και πολύ μακράς (>135 δευτερολέπτων) περιόδου, καταγεγραμμένες από ένα αραιό δίκτυο παγκόσμιων σειсмоγράφων και χρησιμοποιώντας το μοντέλο ταχυτήτων PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), διορθωμένο ως προς την πλευρική ανομοιογένεια του μανδύα με ενσωμάτωση του τομογραφικού μοντέλου του ανώτερου μανδύα SH8/U4L8 (Dziewonski & Woodward, 1992).

Η διαδικασία κατασκευής συνθετικών κυματομορφών γίνεται για κύματα χώρου, κύματα που ταξιδεύουν στον μανδύα και επιφανειακά κύματα. Για σεισμούς μεγέθους $M_w < 5.5$ η ανάλυση γίνεται μόνο για κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα. Η αρχική ανάλυση περιλαμβάνει την παρακάτω σειρά σταδίων: 1) συλλογή κυματομορφών, 2) αποσυνέλιξη της απόκρισης του οργάνου και 3) εφαρμογή ζωνοπερατών φίλτρων. Για σεισμούς με μέγεθος $M_w < 5$, για τα κύματα χώρου χρησιμοποιείται φίλτρο με ακραίες περιόδους 40 δευτερολέπτων και 150 δευτερολέπτων δευτερολέπτων και με γραμμική απόκριση μεταξύ 50 και 100 δευτερολέπτων. Στα επιφανειακά κύματα εφαρμόζονται μεταβλητά φίλτρα, ανάλογα με την ταχύτητα διάδοσής τους (Ekstrom et al., 2012). Η επιλογή των κατάλληλων κυματομορφών γίνεται αυτόματα, μέσω αλγορίθμων και βασίζεται στον λόγο σήματος προς θόρυβο. Οι συνθετικές κυματομορφές συγκρίνονται με τις επιλεγμένες πραγματικές σε κάθε στάδιο της διαδικασίας της αντιστροφής των χαρακτηριστικών του ρήγματος, μέχρι να επιτευχθεί η επιθυμητή ταύτιση μεταξύ τους.

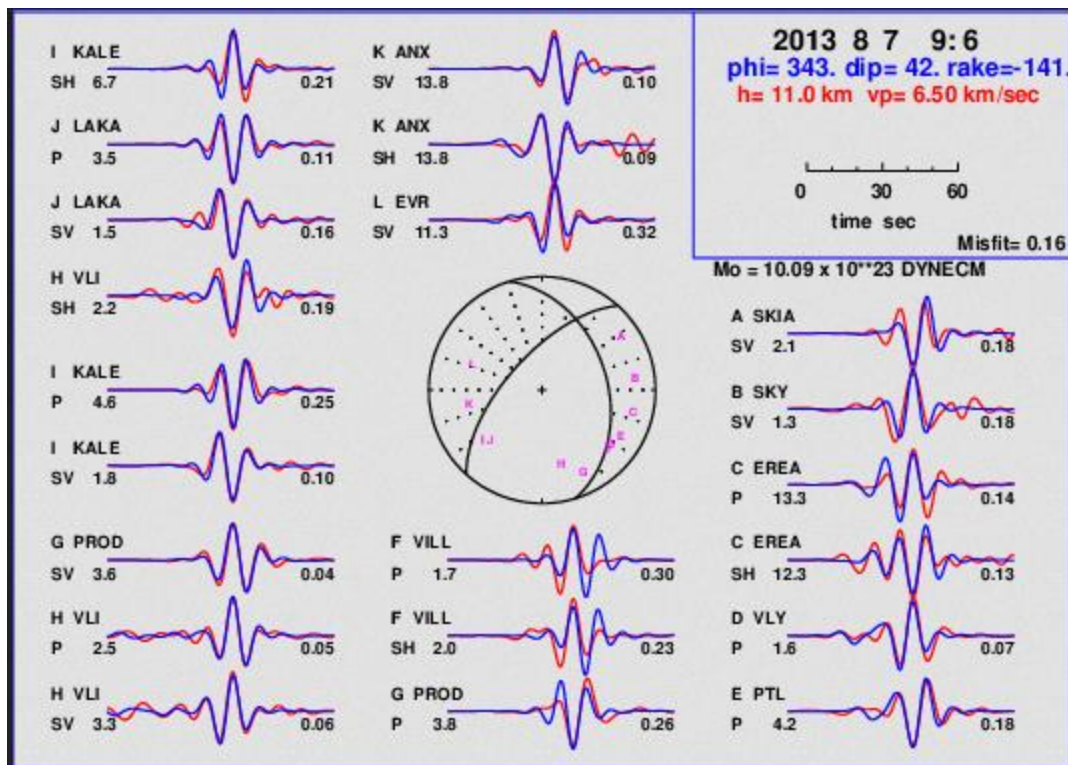
Το ινστιτούτο NEIC χρησιμοποιώντας 158 καταγραφές κυμάτων χώρου με μικρότερη περίοδο $T=40$ δευτερολέπτων και 263 καταγραφές επιφανειακών κυμάτων με μικρότερη περίοδο $T=50$ δευτερολέπτων προσδιόρισε τις παρακάτω παραμέτρους για το ρήγμα: προσανατολισμός = B73A° και κλίση = 64°. Για τον μεγάλο μετασεισμό, η ανάλυση συμπεριέλαβε 132 καταγραφές κυμάτων χώρου και 262 επιφανειακών. Οι εστιακές παράμετροι είναι: προσανατολισμός = B87A° και κλίση = 43°.

Το Πανεπιστήμιο Αθηνών υπολόγισε για τον κύριο σεισμό:

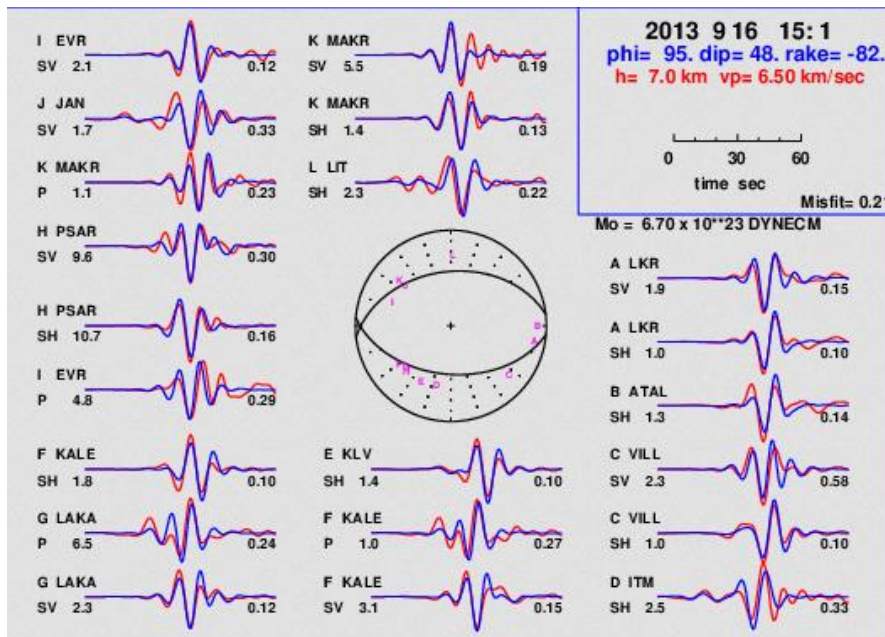
προσανατολισμό =B343A° και κλίση = 42° και για τον μετασεισμό: προσανατολισμός =B95A° και κλίση = 48°. Σε αντίθεση με τις παραπάνω περιπτώσεις, η ανάλυση εδώ βασίστηκε σε κύματα χώρου που καταγράφηκαν σε περιφερειακές αποστάσεις. Τα αποτελέσματα της ταύτισης των συνθετικών με τις πραγματικές κυματομορφές για τους δύο σεισμούς φαίνονται στις εικόνες 2.21 και 2.22.

Με την αντίστοιχη διαδικασία οι παράμετροι που υπολογίστηκαν από το E.A.A είναι: προσανατολισμός =B83A° και κλίση =B77A° και : 95°, 50° για τους δύο σεισμούς, αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα της ταύτισης των κυματομορφών φαίνονται στις εικόνες 2.23 και 2.24.

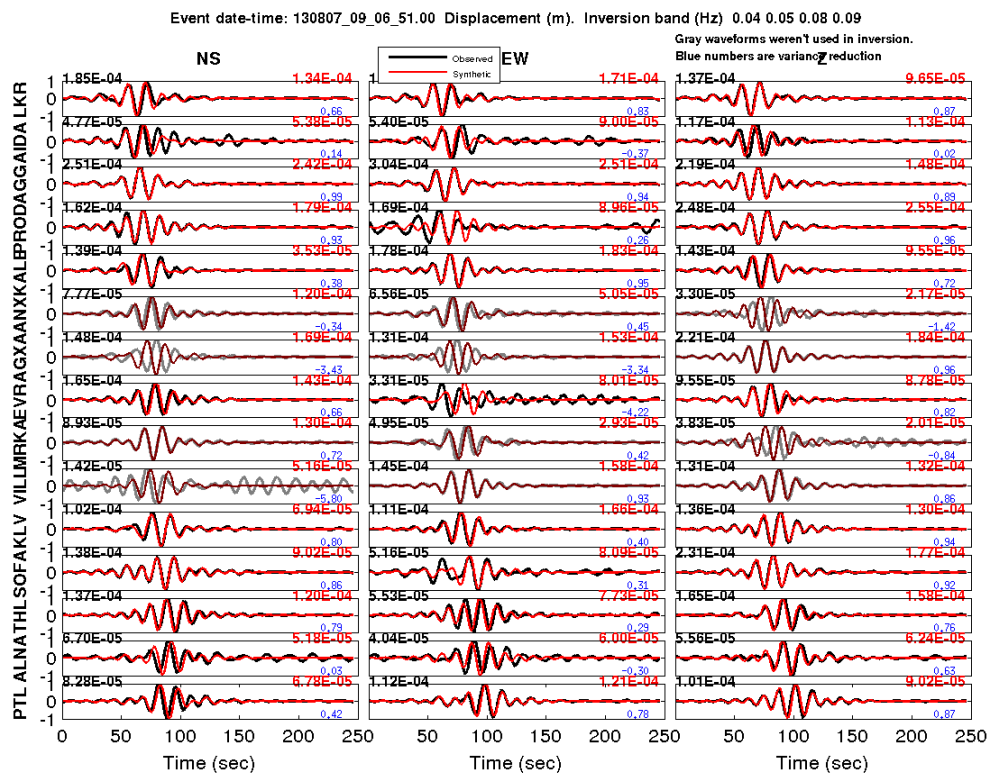
Συνοπτικά τα χαρακτηριστικά των μηχανισμών γένεσης των δύο σεισμών, όπως υπολογίστηκαν από τα παραπάνω Ινστιτούτα φαίνονται στους πίνακες 2.2 και 2.3.



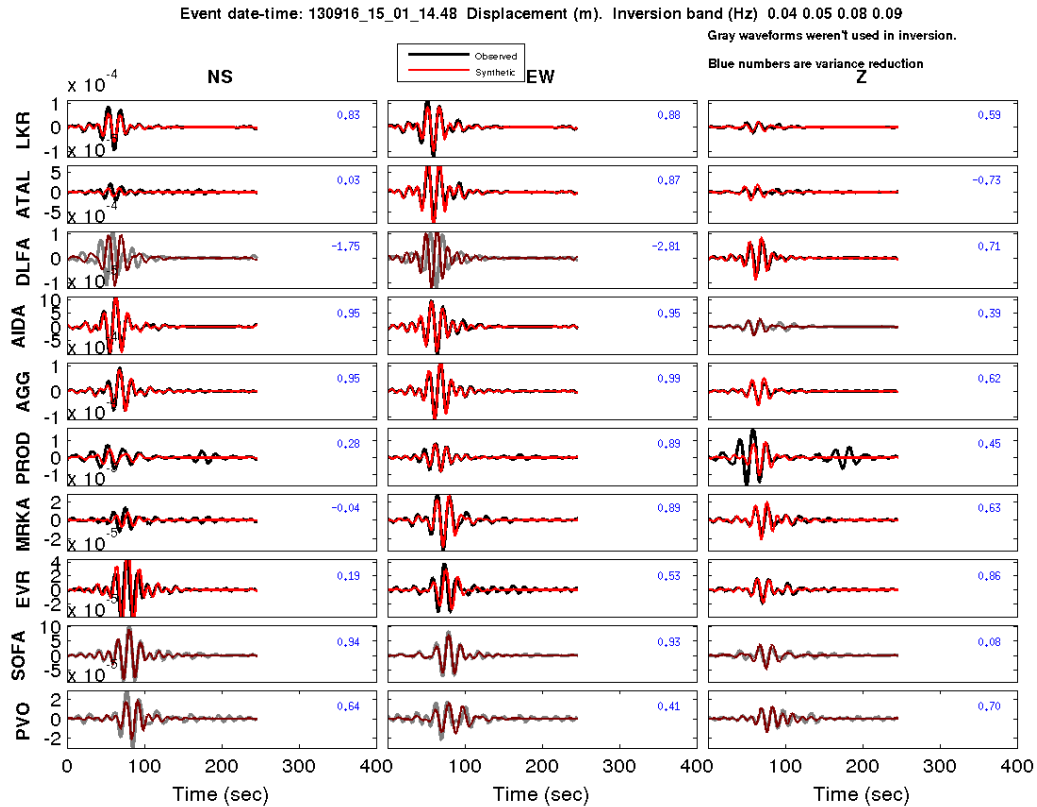
Εικόνα 2.21: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού στις 6/8, όπως υπολογίστηκε από το Πανεπιστήμιο Αθηνών. Στην εικόνα παρατίθενται οι συνθετικές και οι καταγραφείσες κυματομορφές (πηγή: <http://www.geophysics.geol.uoa.gr/imageseis>).



Εικόνα 2.22: Μηχανισμός γένεσης του μετασεισμού στις 16/9 όπως υπολογίστηκε από το Πανεπιστήμιο Αθηνών. Στην εικόνα παρατίθενται οι συνθετικές και οι καταγραφείσες κυματομορφές (πηγή: <http://www.geophysics.geol.uoa.gr/imageseis>).



Εικόνα 2.23: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού στις 7/8 όπως υπολογίστηκε από το Ε.Α.Α. Στην εικόνα παρατίθενται οι συνθετικές, και οι καταγραφείσες κυματομορφές (πηγή: http://bbnet.gein.noa.gr/mt_solution/2013/130807_09_06_51.00/130807_09_06_51.00_wave.png).



Εικόνα 2.24: Μηχανισμός γένεσης του μετασεισμού στις 16/9 όπως υπολογίστηκε από το E.A.A. Στην εικόνα παρατίθενται οι συνθετικές, και οι καταγραφείσες κυματομορφές (πηγή: http://bbnet.gein.noa.gr/mt_solution/2013/130916_15_01_14.48/130916_15_01_14.48_w_ave.png).

	Αζιμούθιο ^ο	Κλίση ^ο	Ολίσθηση ^ο
CMT	69	72	-98
NEIC	73	64	-96
UOA	343	42	-141
NOA	83	77	-78

Πίνακας 2.2: Εστιακές παράμετροι όπως υπολογίστηκαν από τα 4 ινστιτούτα για τον κύριο σεισμό.

	Αζιμούθιο ^ο	Κλίση ^ο	Ολίσθηση ^ο
CMT	95	64	-87
NEIC	87	43	-110
UOA	95	48	-82
NOA	95	50	-85

Πίνακας 2.3: Εστιακές παράμετροι όπως υπολογίστηκαν από τα 4 ινστιτούτα για τον ισχυρό μετασεισμό.

Χαρακτηριστικά διάδοσης.

Ο προσδιορισμός της εξασθένησης των πλατών λόγω της γεωμετρικής εξάπλωσης του μετώπου του κύματος βασίστηκε στο μοντέλο εξασθένησης που προτείνεται από τους Atkinson & Boore (1995) για την Ανατολική Βόρεια Αμερική. Βάσει του μοντέλου αυτού για τα πρώτα 70 χλμ. η εξασθένηση είναι συνάρτηση του αντιστρόφου της απόστασης. Αυτό σημαίνει ότι το μέτωπο του κύματος διαδίδεται σε ομογενές μέσο. Στην πραγματικότητα η ανομοιογένεια του φλοιού οδηγεί σε αποκλίσεις από αυτό το μοντέλο, όπως έχει παρατηρήσει και ο Atkinson (2004), γεγονός που τον οδήγησε στη δημιουργία ενός διαφορετικού μοντέλου για την Ανατολική Βόρεια Αμερική. Για την περίπτωση της Φθιώτιδας η τροποποίηση του μοντέλου έγινε με βάση την καλύτερη ταύτιση του πραγματικού επιταχυνσιογραφήματος στον σταθμό της Αιδηψού από τον σεισμό στις 7/8 ($M_w=5.4$). Όπως παρατηρήθηκε κατά τη διαδικασία υπολογισμού του συνθετικού επιταχυνσιογραφήματος για τη θέση αυτή, χρησιμοποιώντας το μοντέλο $1/R$ οι προκύπτουσες τιμές επιτάχυνσης ήταν σταθερά υπερεκτιμημένες, ανεξάρτητα από τις άλλες παραμέτρους. Τροποποιώντας το μοντέλο αυτό σε $1/R^{1.3}$, τιμή αντίστοιχη αυτής που υπολόγισε ο Atkinson (2004) για τη Βόρεια Αμερική, οδήγησε στην ιδανική ταύτιση των χρονοσειρών και των φασμάτων τους.

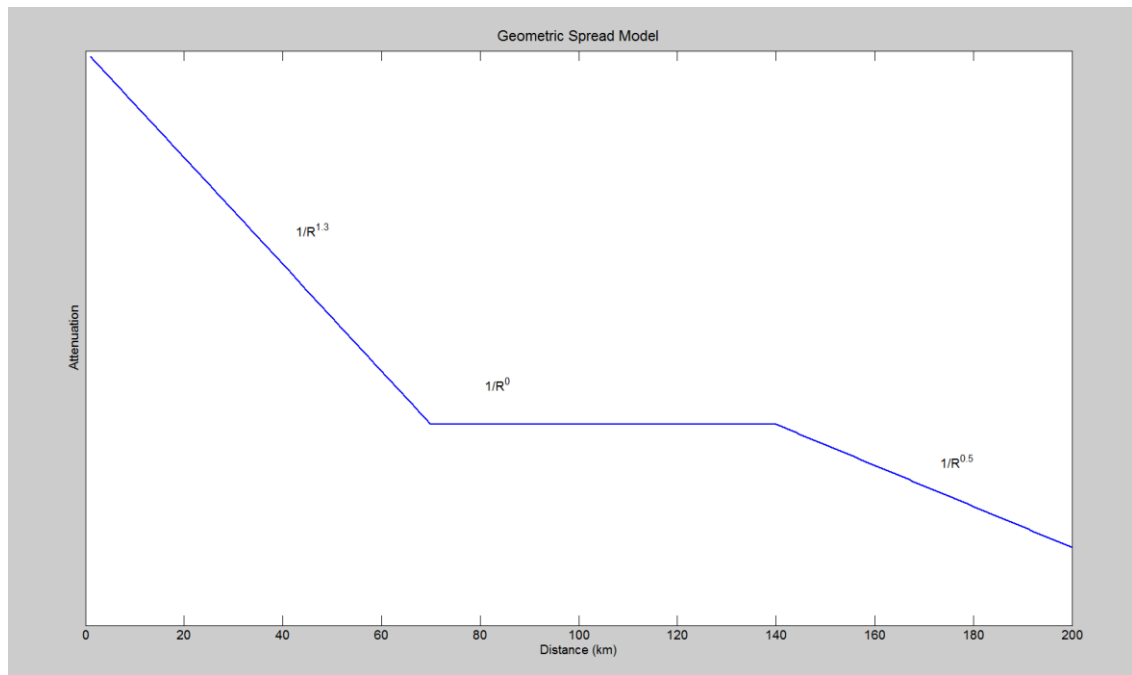
Για αποστάσεις μεταξύ 70 και 140 χλμ χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο $1/R^0$, όπως προτείνεται από τους Atkinson & Boore (1995). Η απόσβεση από αυτές τις αποστάσεις επηρεάζεται από ανακλώμενα και μετωπικά κύματα από τη Μόχο (Atkinson & Boore, 1995), όπου στην περίπτωση της ΒΑ Αμερικής το βάθος της υπολογίζεται περίπου στα 30-35 χλμ (Braille, 1989; Mooney & Braille, 1989; Costain et al., 1989). Όπως αναφέρθηκε ήδη για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκε μοντέλο ταχυτήτων, στο οποίο η επιφάνεια Μόχο βρίσκεται στα 31 χλμ, πράγμα που δικαιολογεί τη χρήση του μοντέλου των Atkinson & Boore (1995). Για αποστάσεις μεγαλύτερες από 140 χλμ. οι ίδιοι συγγραφείς προτείνουν το μοντέλο $1/R^{0.5}$. Το τελικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε παρουσιάζεται στην εικόνα 2.25.

Σε πολλές περιοχές η απόσβεση των πλατών λόγω της μεταβολής της μηχανικής ενέργειας σε θερμική είναι σημαντικότερη από αυτήν που οφείλεται στη γεωμετρική εξάπλωση της ενέργειας (Toksoz et al., 1988; Wu & Aki, 1988; Frankel & Wennerber, 1987, κ.ά.). Ο Hatzidimitriou (1994) μελέτησε τη συμβολή της γεωμετρικής και της ανελαστικής εξασθένησης ως προς την απόσβεση των πλατών για την περιοχή της Βόρειας Ελλάδας για συχνότητες μεταξύ 1 και 12 Hz, βασιζόμενος στη μεθοδολογία που πρότεινε ο Wu (1985). Η μεθοδολογία αυτή βασίζεται στο θεώρημα διάδοσης ενέργειας με ακτινοβολία (Ishimaru, 1978). Για

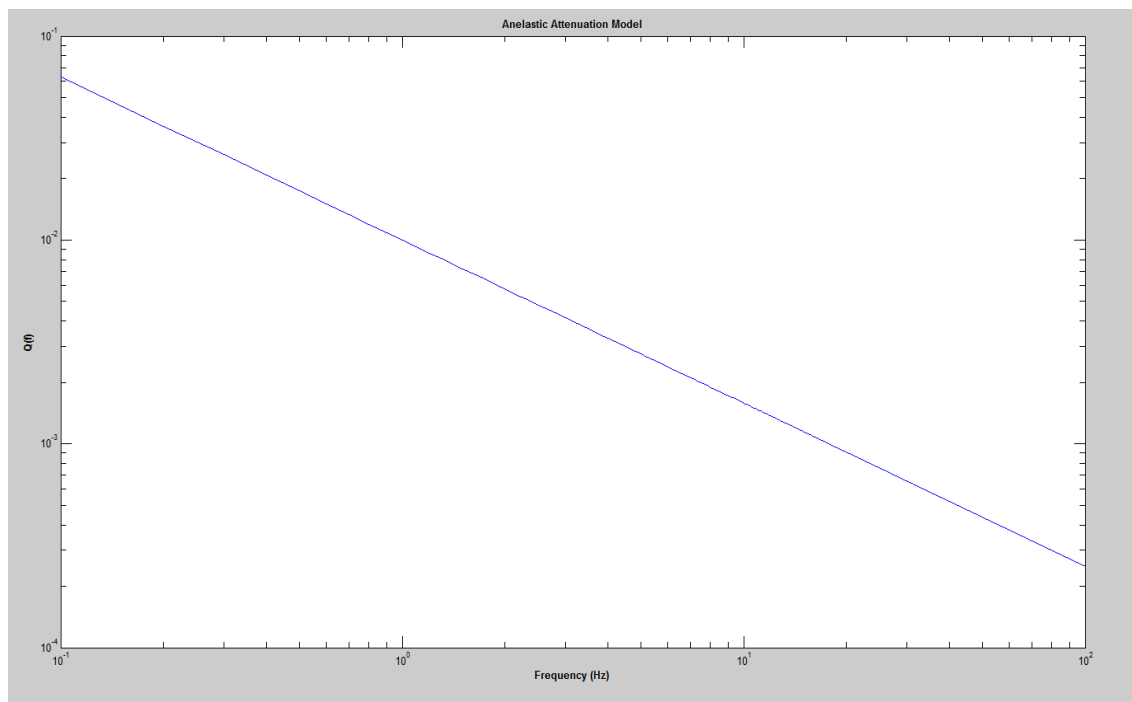
τον προσδιορισμό του μοντέλου χρησιμοποίησε σειсмоγραφήματα από 325 τοπικούς σεισμούς με μεγέθη $M=2.2$ έως 4.5 , καταγεγραμμένα από 8 τοπικούς σειсмоγράφους. Από την ανάλυση αυτή προέκυψε ότι η ανελαστική εξασθένηση για την περιοχή είναι αρκετά μικρότερη της γεωμετρικής (έως και το 13% για συχνότητες 1.5 Hz). Το τελικό μοντέλο ανελαστικής εξασθένησης που προτείνει είναι: $Q(f) = 100f^{0.8}$ (εικόνα 2.26).

Το μοντέλο αύξησης της διάρκειας συναρτήσεϊ της απόστασης, το οποίο χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη, ταυτίζεται με αυτό της γεωμετρικής εξασθένησης (Atkinson & Boore, 1995). Περιλαμβάνει τρία σημεία καμπής στα 10, 70 και 130 χλμ, με τους αντίστοιχους συντελεστές εξασθένησης να είναι 0, 0.16, -0.03 και 0.04 (εικόνα 2.27).

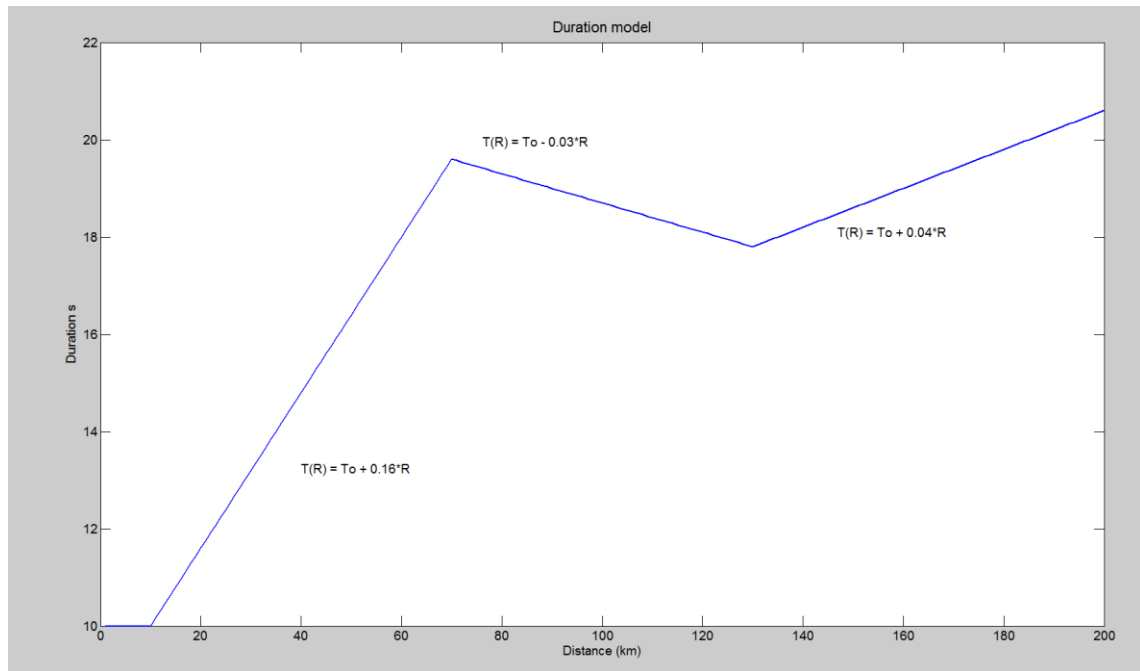
Η ενίσχυση της οριζόντιας συνιστώσας της καταγραφής σε σχέση με την κατακόρυφη οφείλεται στην απόκριση του μέσου διάδοσης και μπορεί να διαχωριστεί στην απόκριση του μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων του φλοιού και στην απόκριση του εδαφικού μοντέλου στην θέση παρατήρησης. Παρόλο που η ενίσχυση λόγω του ρηχού εδαφικού μοντέλου είναι σημαντικότερη (Lermo & Chavez-Garcia, 1993), ιδιαίτερη σημασία έχει και η ενίσχυση λόγω του μοντέλου του φλοιού (Atkinson & Cassidy, 2000). Η απόκριση του μοντέλου των Ganas et al. (2013) υπολογίστηκε με την χρήση των προγραμμάτων SITE_AMP (Boore, 2003) και NRATTLE (αρχικός αλγόριθμος από C. Mueller και τροποποιημένος από R. Herrmann). Ο αλγόριθμος SITE_AMP μετατρέπει ένα μοντέλο ταχυτήτων εγκαρσίων κυμάτων και/ή ένα μοντέλο πυκνοτήτων σε μοντέλο ενίσχυσης συναρτήσεϊ της συχνότητας, χρησιμοποιώντας την τετραγωνική ρίζα της εμπέδησης (Boore, 2003). Η ενίσχυση υπολογίζεται για συγκεκριμένες συχνότητες που επιλέγει ο χρήστης και για την ταχύτητα V_S και την πυκνότητα στο βάθος του υποκέντρου (3.43 και 2.73 αντίστοιχα για την περίπτωση του σεισμού στις 6/8). Ο αλγόριθμος NRATTLE υπολογίζει την απόκριση στρωματώδους δομής στα SH κύματα σύμφωνα με τη θεωρία των Haskell (1953) και Thomson (1950). Σαν δεδομένα εισόδου για το πρόγραμμα χρησιμοποιούνται το μοντέλο ταχυτήτων των S κυμάτων, το μοντέλο πυκνότητας και μοντέλο απόσβεσης Q (υπολογίστηκαν θεωρητικά από το πρόγραμμα SITE_AMP). Το μοντέλο ενίσχυσης του φλοιού της περιοχής που υπολογίστηκε φαίνεται στην εικόνα 2.28.



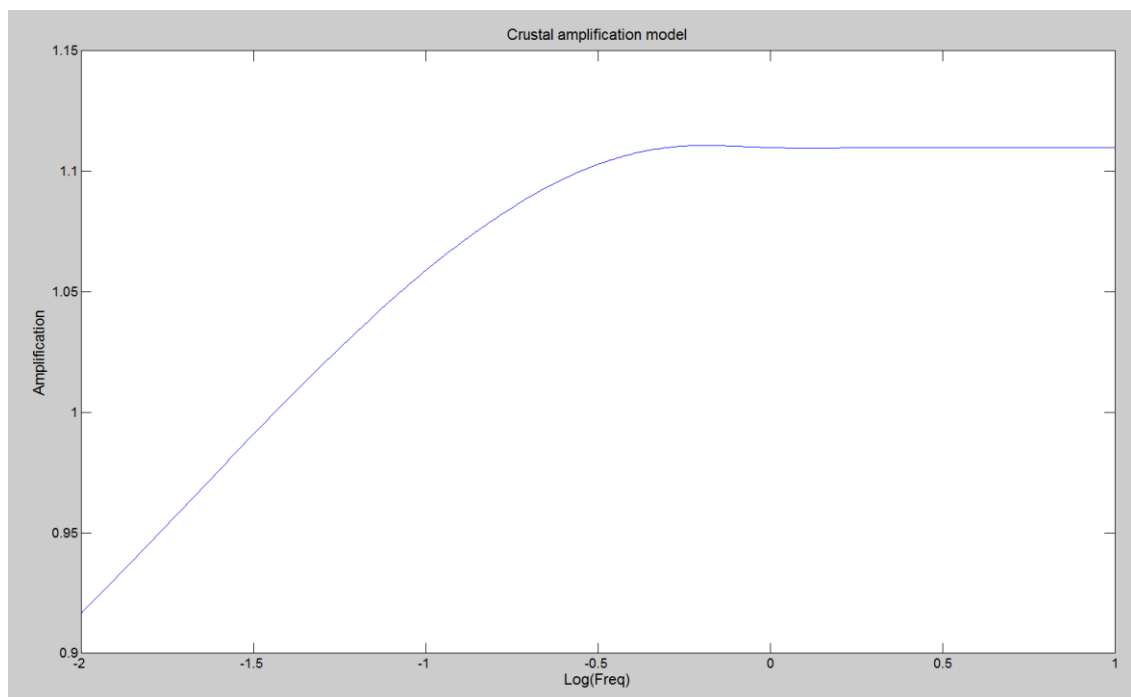
Εικόνα 2.25: Μοντέλο Γεωμετρικής εξασθένησης που χρησιμοποιήθηκε.



Εικόνα 2.26: Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε, όπως προτείνεται από Hatzidimitriou (1994).



Εικόνα 2.27: Μοντέλο Διάρκειας/Απόσταση (Atkinson & Boore, 1995).



Εικόνα 2.28: Μοντέλο ενίσχυσης για την περιοχή που προέκυψε το μοντέλο ταχυτήτων των Ganas et al. (2013), με βάση το υπόκεντρο του σεισμού στις 6/8, όπως υπολογίστηκε από τον αλγόριθμο SITE_AMP (Boore, 2003).

Εδαφικές συνθήκες

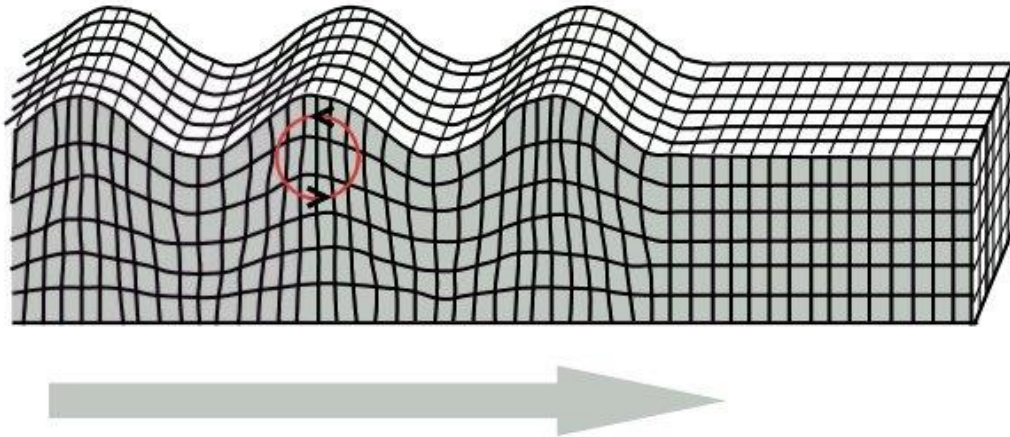
Οι τοπικές συνθήκες επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό την καταγραφόμενη σεισμική επιτάχυνση σε κάθε θέση. Οι εδαφικές συνθήκες προκαλούν διαφορετική ενίσχυση για κάθε συχνότητα, επομένως είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός ενός μοντέλου που περιγράφει το φαινόμενο αυτό. Το μοντέλο ενίσχυσης λόγω του εδάφους υπολογίστηκε όπως και στην περίπτωση του φλοιού με τα προγράμματα SITE_AMP και NRATTLE.

Το εδαφικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε υπολογίστηκε με τη μέθοδο της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel analysis of Surface Waves, MASW).

Η αλληλεπίδραση P με SV κύματα στην επιφάνεια έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κυμάτων Rayleigh (Rayleigh, 1885). Η κίνηση των σωματιδίων που οφείλεται σε κύματα Rayleigh είναι ελλειπτική και με φορά αντίθετη αυτής των δεικτών του ρολογιού, όταν η διάδοση γίνεται από αριστερά προς τα δεξιά (εικόνα 2.29). Το βάθος διείσδυσης των κυμάτων είναι ανάλογο με το μήκος κύματος, με τα μεγάλα μήκη να διεισδύουν βαθύτερα από ό,τι τα μικρά, τα οποία επηρεάζονται περισσότερο από ιδιότητες των επιφανειακών στρωμάτων (Babuska & Cara, 1991; Xia et al., 1999).

Χρησιμοποιώντας το φαινόμενο της διασποράς στη φασική ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh και/ή Love, είναι εφικτός ο προσδιορισμός της ταχύτητας των κυμάτων S (Dorman & Ewing, 1962; Aki & Richards, 1980; Xia et al., 1999). Η ύπαρξη κάποιας ασυνέχειας στην κατακόρυφη δομή του φλοιού οδηγεί στο φαινόμενο της διασποράς, όταν το μήκος κύματος των κυμάτων Rayleigh είναι από μία έως 30 φορές το πάχος του στρώματος που ορίζεται από την επιφάνεια και την ασυνέχεια (Stokoe et al., 1994). Όταν το μήκος κύματος είναι μικρότερο από το πάχος του στρώματος τότε το κύμα διαδίδεται με φασική ταχύτητα $0.9194V_{S1}$ (V_{S1} = ταχύτητα ανώτερου στρώματος). Αντίθετα, όταν το μήκος κύματος είναι μεγαλύτερο από το πάχος του στρώματος, το κύμα διαδίδεται με φασική ταχύτητα $0.9194V_{S2}$ (V_{S2} = ταχύτητα κατώτερου στρώματος) (Stokoe et al., 1994).

Rayleigh Wave



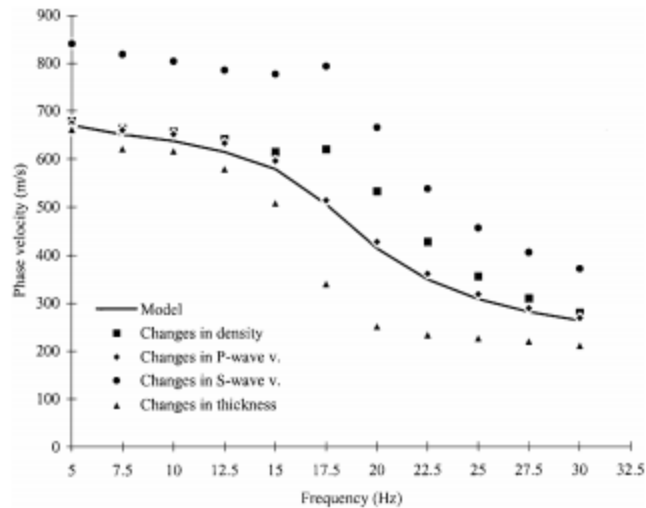
Εικόνα 2.29: Σχηματική αναπαράσταση διάδοσης κύματος Rayleigh. Με τον κόκκινο κύκλο σημειώνεται η διεύθυνση κίνησης των σωματιδίων και με τα βέλη η φορά περιστροφής.

Ένας τύπος κύματος Rayleigh είναι ο εδαφικός θόρυβος (Ground Roll). Ο εδαφικός θόρυβος χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες και συχνότητες και μεγάλα πλάτη (Sheriff, 1991). Η ανάλυση των καμπυλών διασποράς εδαφικού θορύβου, ο οποίος παράγεται με τεχνητό τρόπο είναι δυνατό να οδηγήσει στον προσδιορισμό της ταχύτητας των S Κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα (Park et al., 1996; Xia et al., 1999). Η μεθοδολογία αυτή ονομάζεται πολυκαναλική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves, MASW).

Η φασική ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh (C_r) είναι ανάλογη της ταχύτητας των P κυμάτων (V_p), της ταχύτητας των S κυμάτων (V_s), της πυκνότητας (ρ), της συχνότητας (f) και του πάχους του στρώματος (h) σύμφωνα με την εξίσωση του Knoroff :

$$F(f_j, cR_j, V_S, V_P, \rho, h) = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, m) \quad (1)$$

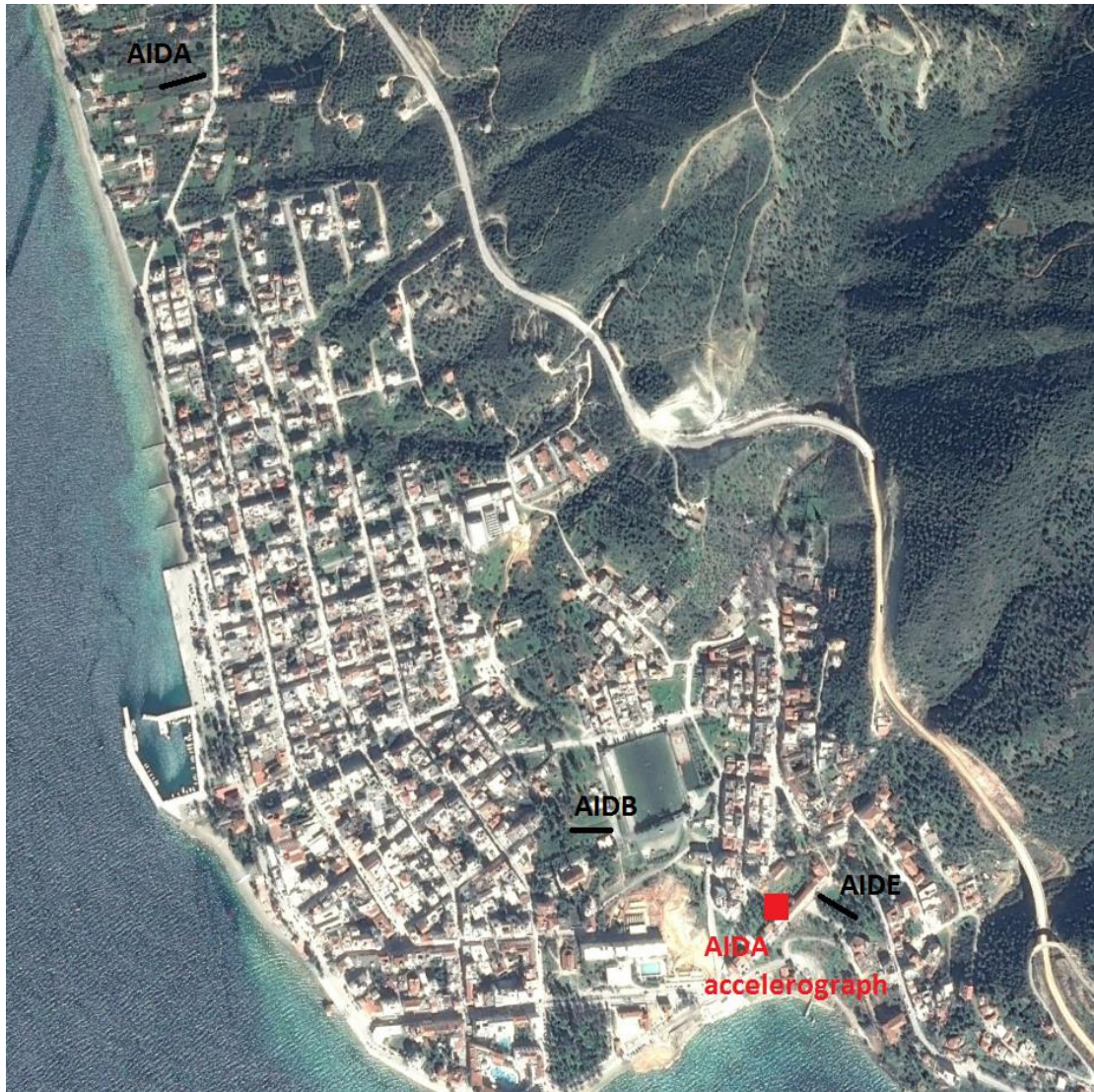
Όπως απέδειξαν οι Xia et al. (1999), ο παράγοντας που έχει τη μεγαλύτερη επίδραση στη φασική ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Η επίδραση της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων είναι αρκετά μικρότερη από αυτή της πυκνότητας (εικόνα 2.30).



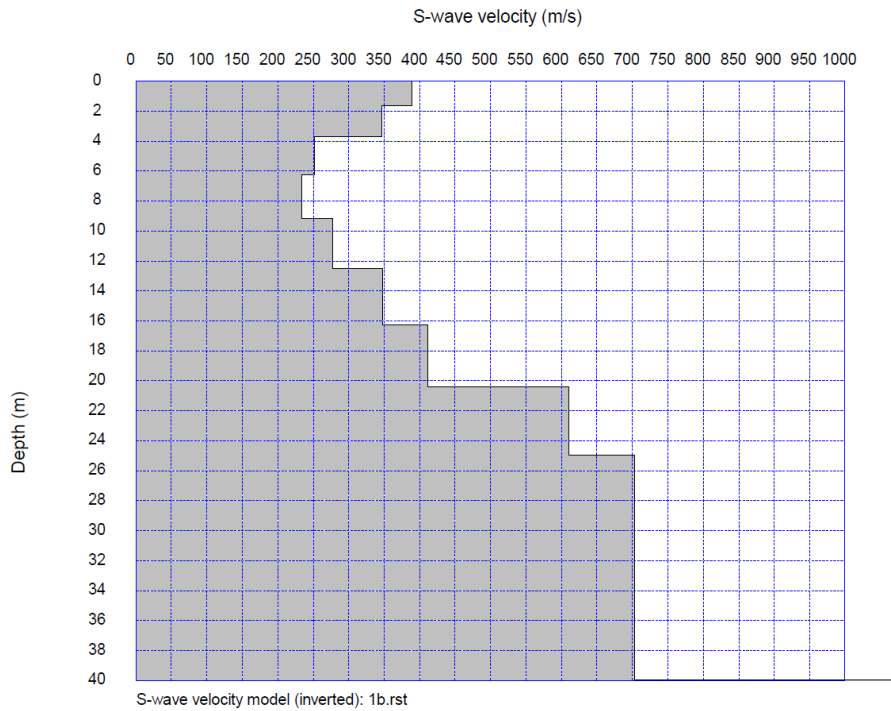
Εικόνα 2.30: Διάγραμμα φασικής ταχύτητας ως προς την συχνότητα. Με τη μαύρη γραμμή φαίνεται η απόκριση του μοντέλου. Με τα σύμβολα σημειώνονται οι θεωρητικές τιμές σε περίπτωση μεταβολών της πυκνότητας, της ταχύτητας των *P* και των *S* κυμάτων και του πάχους (Xia et al., 1999).

Η κατανομή της ταχύτητας των *S* κυμάτων υπολογίζεται με τη μέθοδο της αντιστροφής, θεωρώντας ότι αυτή είναι η κύρια παράμετρος που ελέγχει τις μεταβολές της ταχύτητας των κυμάτων Rayleigh (Xia et al., 1999).

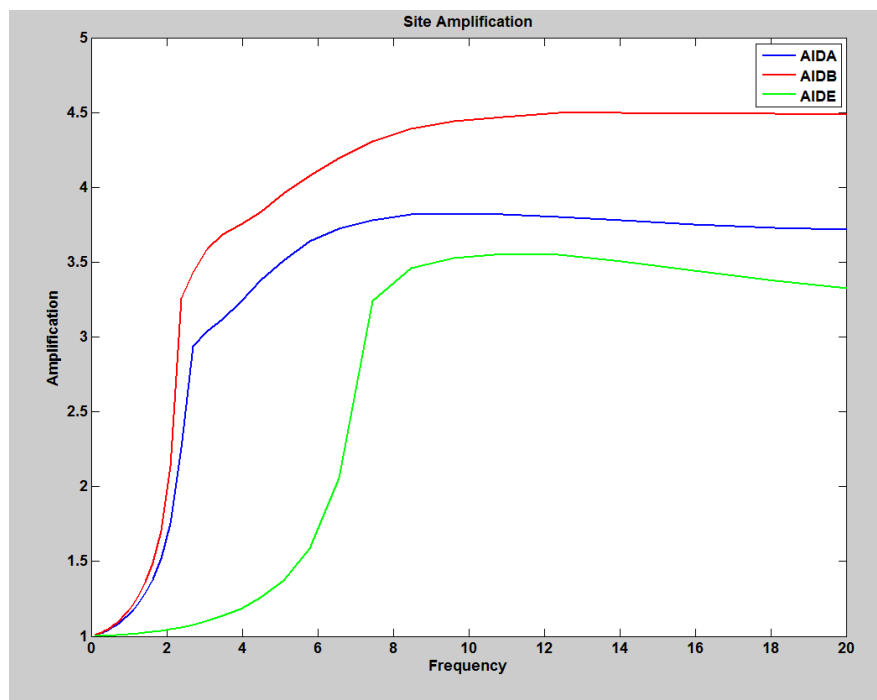
Στην περιοχή της Αιδηψού ο Karastathis (2005) μελέτησε τις εδαφικές συνθήκες σε διάφορες θέσεις στην περιοχή αυτή (εικόνα 2.31) με τη βοήθεια σεισμικών τομών με μήκος 72 μέτρων για την κάθε μία. Η τομή ΑΙΔΕ βρίσκεται σε απόσταση μόλις μερικών μέτρων από τη θέση του επιταχυνσιογράφου ΑΙΔΑ (εθνικό δίκτυο επιταχυνσιογράφων), δεδομένα από τον οποίο χρησιμοποιήθηκαν για τη διαδικασία ταύτισης πραγματικών καταγραφών με συνθετικές χρονοσειρές, όπως θα περιγραφεί παρακάτω. Επομένως το μοντέλο εδαφικής ενίσχυσης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία βασίζεται στο μονοδιάστατο εδαφικό μοντέλο ταχυτήτων του Karastathis (2005) για τη θέση αυτή (εικόνα 2.32). Στην εικόνα 2.33 φαίνεται η εδαφική ενίσχυση που υπολογίστηκε για τις τρεις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα 2.31. Στην εικόνα 2.34 φαίνονται οι αντίστοιχες σεισμικές καταγραφές των επιμηκών και των εγκαρσίων κυμάτων στις οποίες βασίστηκε η μελέτη.



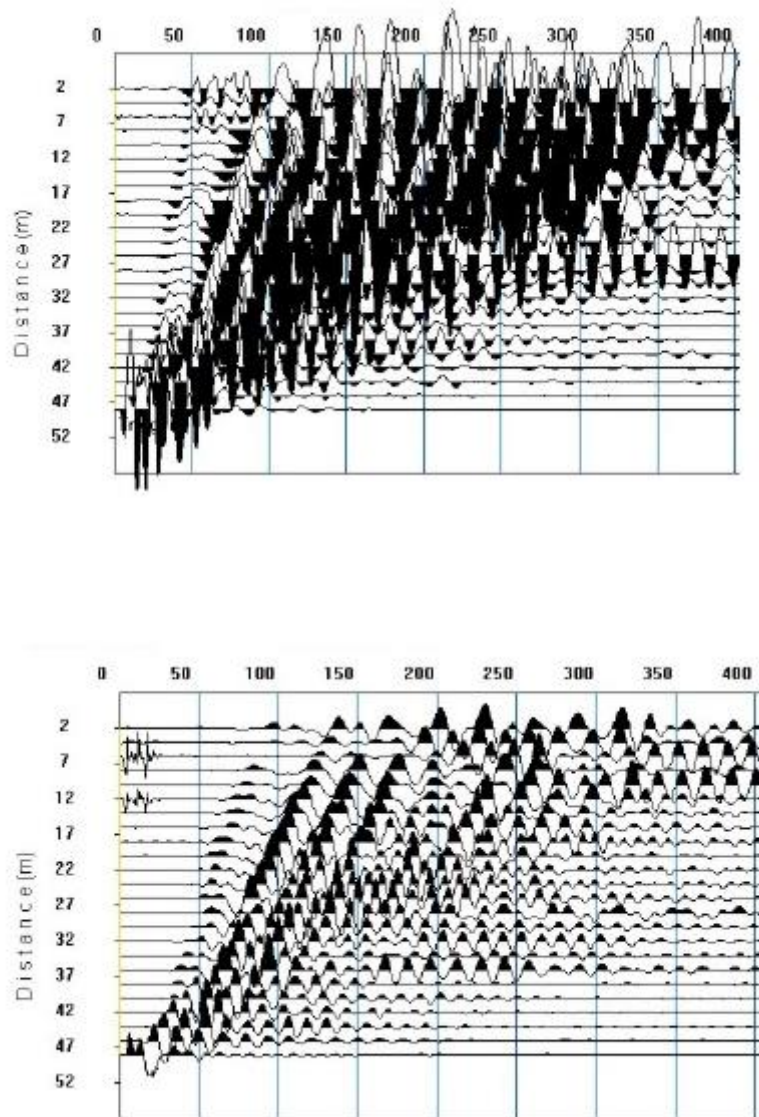
Εικόνα 2.31: Θέσεις των εδαφικών τομών AIDB, AIDA, AIDE, καθώς και του επιταχυνσιογράφου AIDA στην περιοχή της Αιδηψού.



Εικόνα 2.32: Εδαφικό μοντέλο ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων στη θέση του επιταχυνσιογράφου AIDA (Karastathis, 2005).



Εικόνα 2.33: Καμπύλες εδαφικής ενίσχυσης για τις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα 2.31.



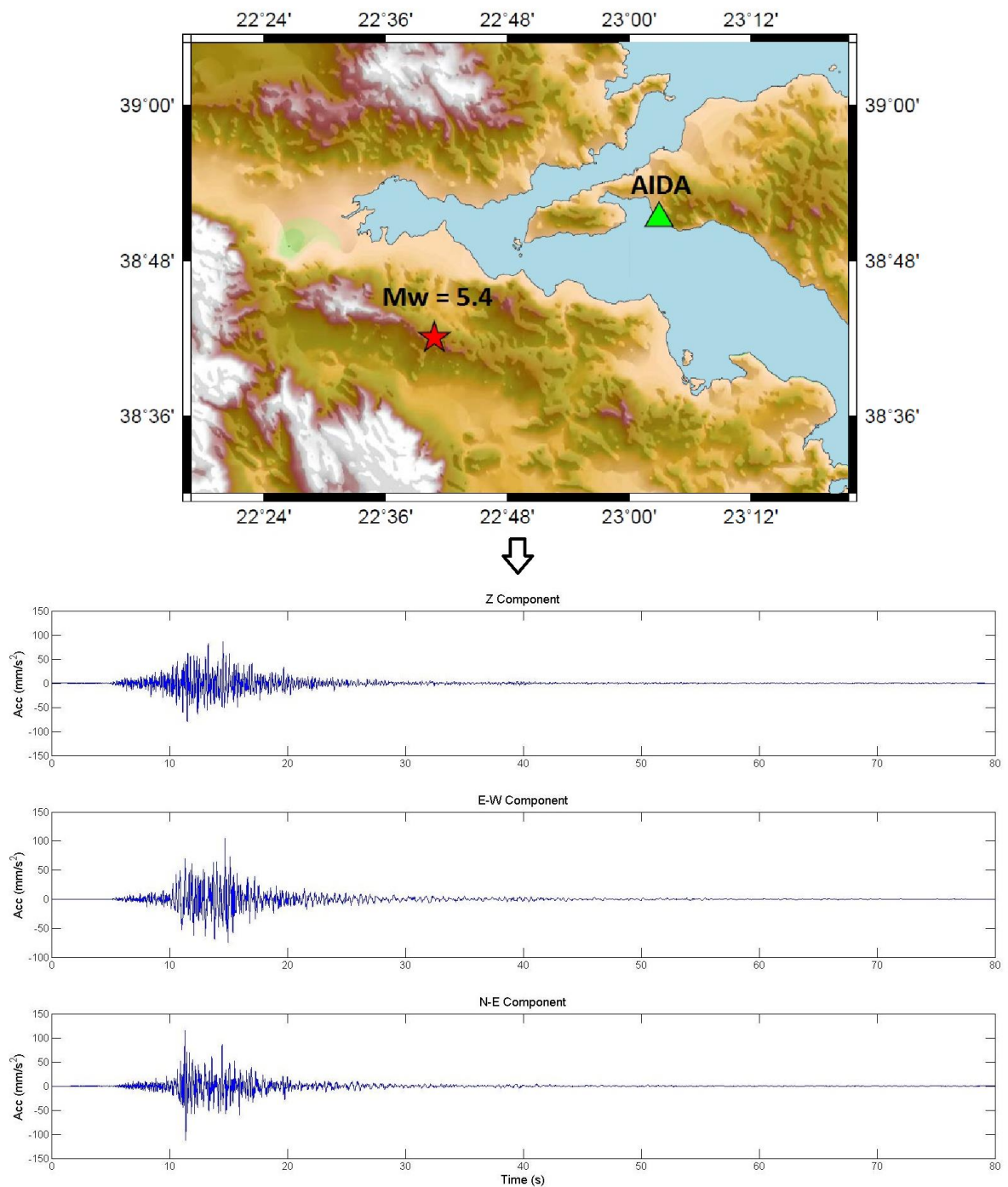
Εικόνα 2.34: Σεισμικές καταγραφές για τα διαμήκη (πάνω) και τα εγκάρσια (κάτω) σεισμικά κύματα, στις οποίες βασίστηκε η κατασκευή του μοντέλου της εικόνας 2.31 (Karastathis, 2005).

Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης

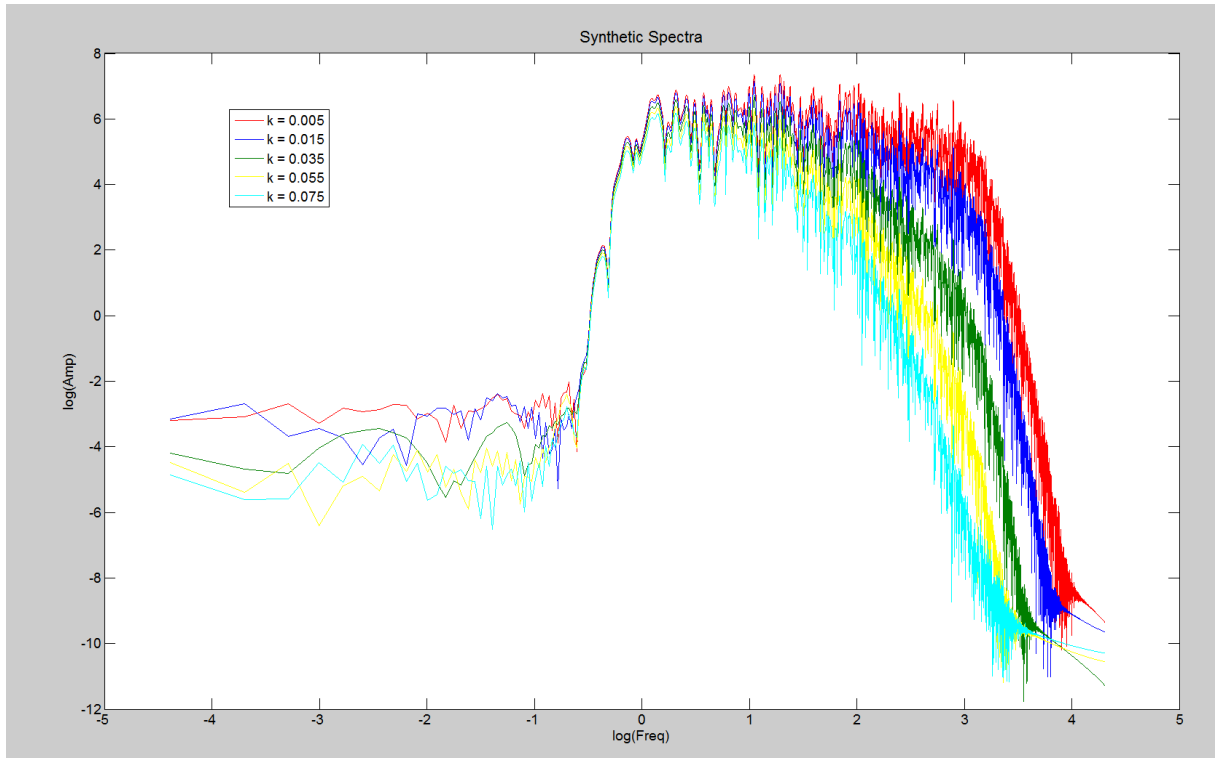
Η προσομοίωση της σεισμικής επιτάχυνσης έγινε με τον αλγόριθμο EXSIM (Motazedian & Atkinson, 2005), ο οποίος βασίζεται στη στοχαστική μέθοδο κατασκευής συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων που προκύπτουν από πηγές πεπερασμένων διαστάσεων (ρήγμα). Μεταξύ των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για την μοντελοποίηση, περιλαμβάνεται ο συντελεστής k_0 , όπως έχει περιγραφεί παραπάνω, καθώς και η πτώση τάσης κατά τον σεισμό. Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων αυτών, αλλά και για την επιβεβαίωση της ορθότητας όλων των άλλων παραμέτρων που αφορούν την προσομοίωση, χρησιμοποιήθηκε ένα πραγματικό επιταχυνσιογράφημα από την περιοχή της Αιδηψού (εικόνα 2.35), για το οποίο έγινε προσπάθεια κατασκευής ενός ταυτόσημου συνθετικού. Στον πίνακα 2.4 παρουσιάζονται οι παράμετροι για τις οποίες επετεύχθη η καλύτερη ταύτιση. Η επίδραση του συντελεστή k_0 φαίνεται στην εικόνα 2.36. Ο συντελεστής δρα ως ένα κατωπερατό φίλτρο και η τιμή για την οποία τα σημεία καμπής των συνθετικών με τα πραγματικά φάσματα ταυτίζονται είναι 0.015. Η επίδραση της τιμής της πτώσης τάσης φαίνεται στην εικόνα 2.37. Ως τελική τιμή πτώσης τάσης για τον συγκεκριμένο σεισμό επιλέχθηκαν τα 20 bars.

Για την κατάλληλη επιλογή των παραμέτρων αυτών επιχειρήθηκε να γίνει ταύτιση όχι μόνο στα συχνοτικά φάσματα πλατών, αλλά στις ίδιες τις κυματομορφές και τις μέγιστες τιμές επιτάχυνσης σε αυτές. Τα συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα που προκύπτουν από τον αλγόριθμο EXSIM δεν περιλαμβάνουν πληροφορία για τον πραγματικό χρόνο άφιξης και για την πραγματική φάση. Έτσι για να γίνει εφικτή η άμεση σύγκριση των κυματομορφών ως προς τον χρόνο, ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία. Έγινε ετεροσυσχέτιση (cross-correlation) της πραγματικής με την συνθετική κυματομορφή σε διάφορα χρονικά διαστήματα. Με τον τρόπο αυτόν βρέθηκε ο χρόνος για τον οποίο εμφανίζεται ο μεγαλύτερος συντελεστής συσχέτισης. Ο χρόνος αυτός αποτελεί την χρονική υστέρηση των χρονοσειρών. Με βάση τον χρόνο αυτόν γίνεται διόρθωση της συνθετικής κυματομορφής. Στην συνέχεια εφαρμόζεται μετασχηματισμός Fourier και στις δύο κυματομορφές. Συνδυάζεται το πραγματικό μέρος (πλάτη) του συνθετικού φάσματος, με το φανταστικό (φάση) του φάσματος της πραγματικής καταγραφής και με αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier προκύπτει η τελική συνθετική κυματομορφή, η οποία είναι άμεσα συγκρίσιμη με την πραγματική.

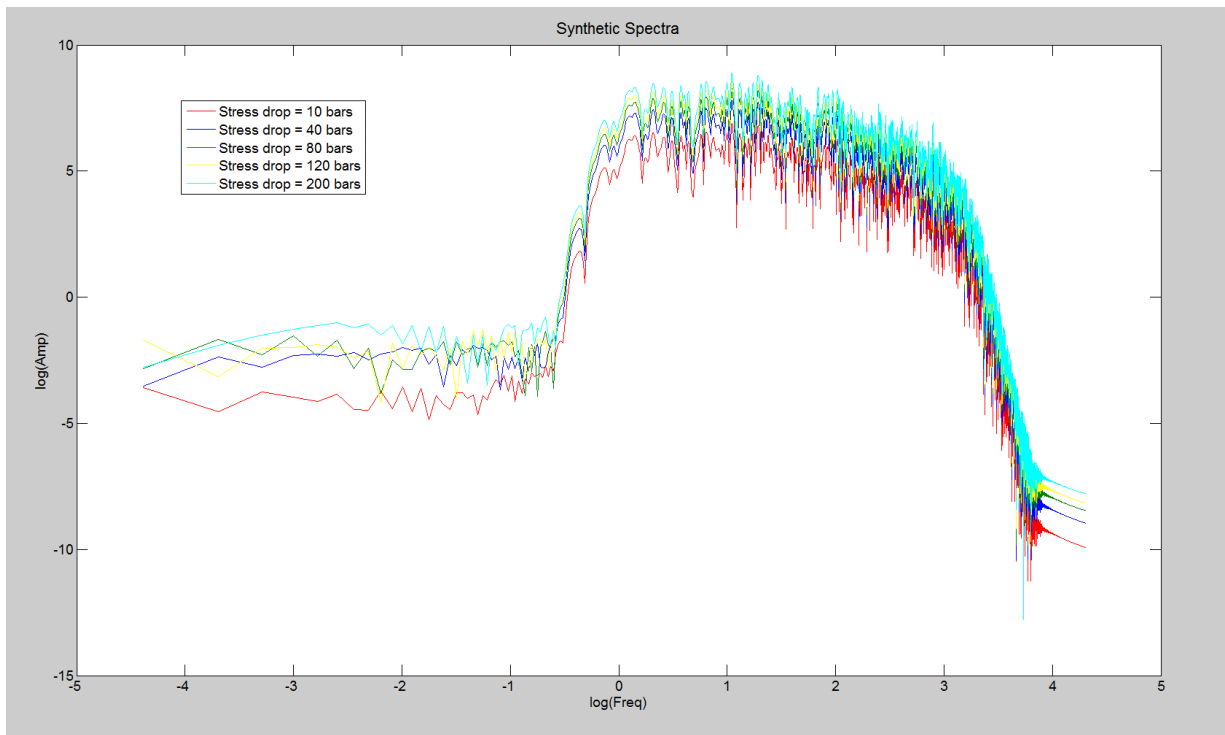
Στην εικόνα 2.38 φαίνεται η τελική ταύτιση της πραγματικής με την συνθετική κυματομορφή.



Εικόνα 2.35: Η θέση του επιταχυνσιογράφου AIDA, το επίκεντρο του σεισμού (πάνω) και οι τρεις συνιστώσες της επιτάχυνσης όπως καταγράφηκαν από τον σταθμό αυτόν κατά τον σεισμό στις 6/8 (κάτω).



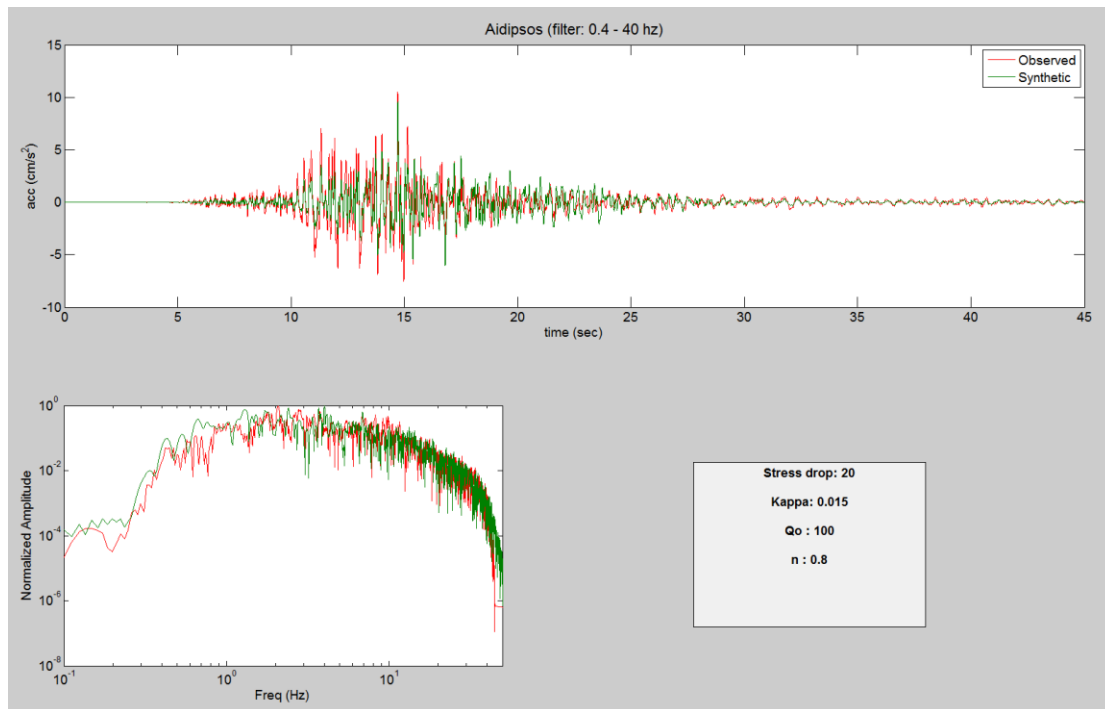
Εικόνα 2.36: Συνθετικά φάσματα για διαφορετικές τιμές συντελεστή k_0 .



Εικόνα 2.37: Συνθετικά φάσματα για διαφορετικές τιμές πτώσης τάσης. Για την παράμετρο k_0 χρησιμοποιήθηκε τιμή 0.01.

Παράμετρος	Τιμή
M_w	5.4
Πτώση τάσης	20 bars
Συντελεστής k_0	0.015
Γεωγραφικό πλάτος ανώτερου σημείου ρήγματος	38.69°
Γεωγραφικό μήκος ανώτερου σημείου ρήγματος	22.59°
Διεύθυνση επιπέδου ρήγματος	69°
Κλίση	72°
Ανώτερο βάθος	7.5 km
Μήκος	8.3 km
Πλάτος	4.7 km
Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων στο βάθος του υποκέντρου	3.37 km/s
Πυκνότητα στο βάθος του υποκέντρου	2.73 g/cm ³
Μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης	<70 km, $1/R^{1.3}$ >70 km και < 140 km, $1/R^0$ >140 km, $1/R^{0.5}$
Q_0	100
n	0.8
Μοντέλο διάρκειας	<10 km, slope = 0 >10 km, slope = 0.16 >67 km, slope = -0.03 >130 km, slope = 0.04
Pulsing %	50

Πίνακας 2.4: Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν κατά την τελική προσομοίωση της επιτάχυνσης στην περιοχή της Αιδηψού.



Εικόνα 2.38: Συνθετική (πράσινη) κυματομορφή, όπως υπολογίστηκε για τον σταθμό AIDA και καταγραφείσα (κόκκινη) στον σταθμό αυτόν κατά τον σεισμό $M_w=5.4$ στις 6/8, με τα αντίστοιχα συχνοτικά φάσματά τους.

Υπολογισμός επιτάχυνσης για πιθανό σεισμό στο ρήγμα της Αταλάντης.

Στην παρούσα εργασία γίνεται υπολογισμός της σεισμικής επιτάχυνσης για πιθανό σενάριο σεισμού στο ρήγμα της Αταλάντης (εικόνα 2.5). Μελετώνται δύο πιθανά σενάρια. Στο πρώτο ως πιθανό μέγεθος ορίζεται το 6.7, όπως προκύπτει από την εμπειρική σχέση των Wells & Coppersmith (1994), που συσχετίζει το μήκος L του ρήγματος με το μέγεθος M του σεισμού:

$$M = 4.34 + 1.54 \log L$$

Το μέγεθος αυτό προκύπτει για μήκος ρήγματος ίσο με 34 χλμ, όπως υπολογίστηκε από τους Ganas et al. (1998), μετά την επεξεργασία δορυφορικών εικόνων Landsat από την περιοχή. Για την εκτίμηση του πλάτους του ρήγματος χρησιμοποιήθηκαν οι εμπειρικές σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004):

$$\log w = 0.35M - 1.14$$

$$\log w = 0.28M - 0.70$$

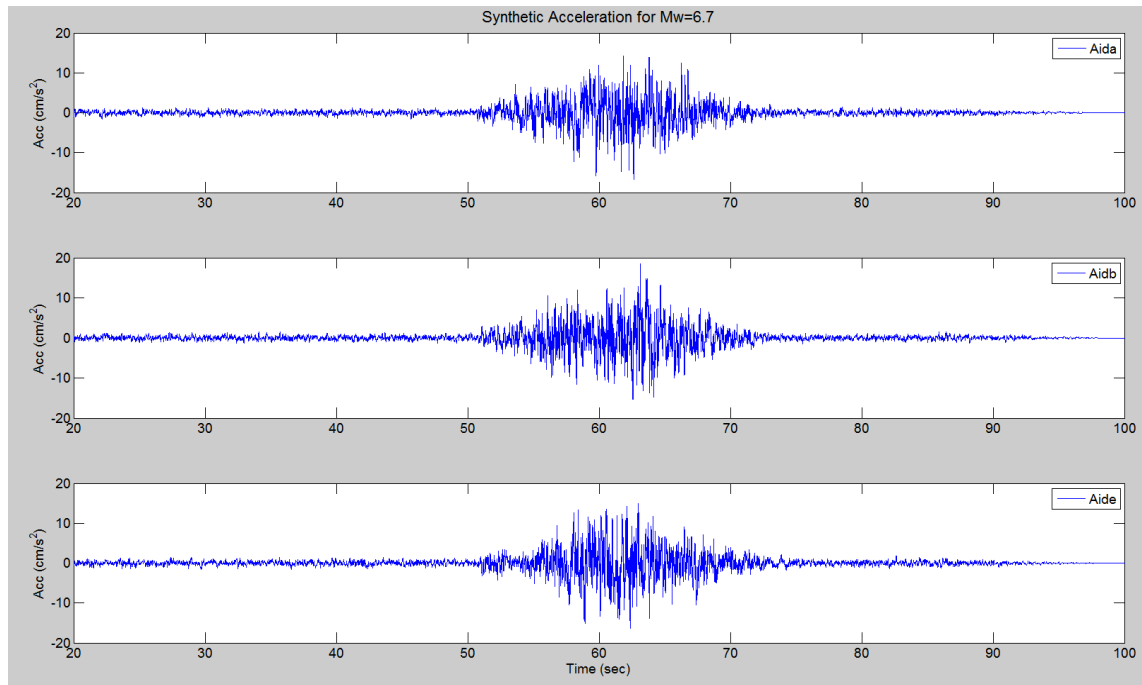
Ως πλάτος χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος που προέκυψε από τις δύο παραπάνω σχέσεις που αντιστοιχεί σε 15.5 χλμ. Ως διεύθυνση και κλίση του ρήγματος χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές 110° και 55° που προτείνονται από τους Ganas et al. (2005) και Ganas et al. (2006). Οι συνθετικές τιμές και τα αντίστοιχα φάσματα απόκρισης που υπολογίστηκαν για αυτό το σενάριο παρουσιάζονται στις εικόνες 2.39 και 2.40.

Το δεύτερο σενάριο αντιστοιχεί σε πιθανό σεισμό μεγέθους 7.0 πάνω στο ίδιο ρήγμα. Το σενάριο αυτό αντιστοιχεί στον ισχυρό σεισμό του 1894 (Ambraseys & Jackson, 1990). Οι αντίστοιχες συνθετικές κυματομορφές και τα φάσματα απόκρισης παρουσιάζονται στις εικόνες 2.41 και 2.42. Το μήκος και το πλάτος του ρήγματος για το σενάριο αυτό υπολογίστηκαν σε 53 χλμ και 21 χλμ αντίστοιχα, με βάση τις παραπάνω σχέσεις.

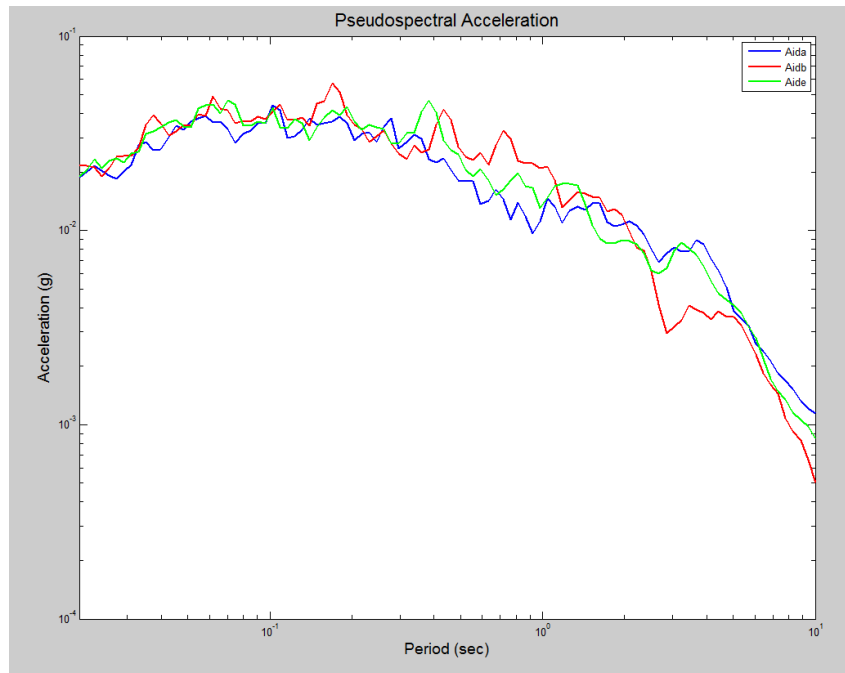
Στην προσομοίωση της επιτάχυνσης και για τα δύο σενάρια, χρησιμοποιήθηκαν τα μοντέλα και οι υπόλοιπες παράμετροι που προσδιορίστηκαν κατά την προσομοίωση του σεισμού του Καλλιδρόμου (πίνακας 2.5).

Παράμετρος	Τιμή	Τιμή
M_w	6.7	7.0
Πτώση τάσης	50 bars	50 bars
Συντελεστής k₀	0.015	0.015
Γεωγραφικό πλάτος ανώτερου σημείου ρήγματος	38.67°	38.71°
Γεωγραφικό μήκος ανώτερου σημείου ρήγματος	22.98°	22.84°
Διεύθυνση επιπέδου ρήγματος	110°	110°
Κλίση	55°	55°
Ανώτερο βάθος	1 km	1 km
Μήκος	34 km	53 km
Πλάτος	15.5 km	21 km
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων στο βάθος του υποκέντρου	3.37 km/s	3.37 km/s
Πυκνότητα στο βάθος του υποκέντρου		

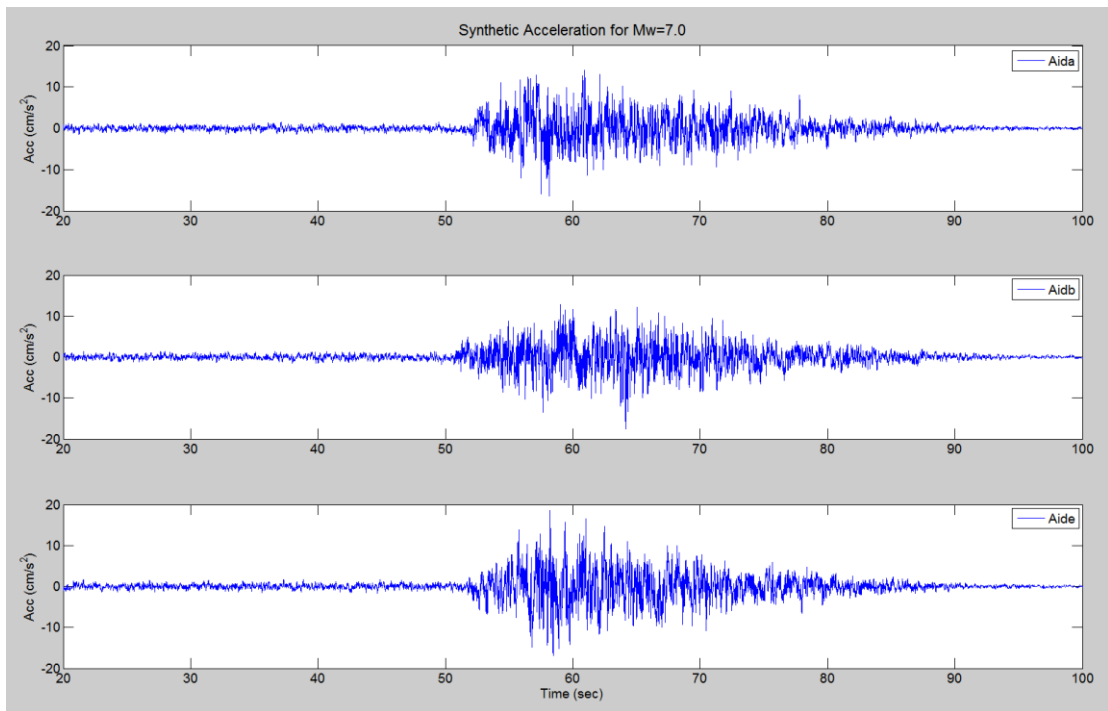
Πίνακας 2.5: Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν κατά την τελική προσομοίωση της επιτάχυνσης στην περιοχή Αιδηψού για τα δύο σεισμικά σενάρια στο ρήγμα της Αταλάντης.



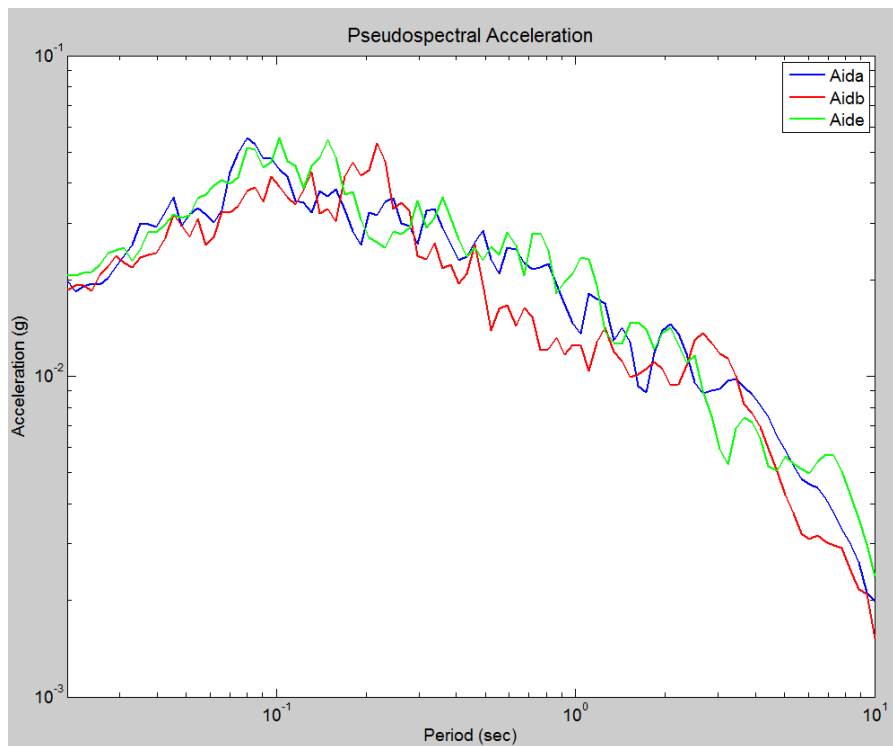
Εικόνα 2.39: Συνθετικές κυματομορφές που υπολογίστηκαν για πιθανό σεισμό μεγέθους 6.7 από το ρήγμα της Αταλάντης, για τις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα.2.31.



Εικόνα 2.40: Φάσματα απόκρισης που αντιστοιχούν στις συνθετικές κυματομορφές που υπολογίστηκαν για σεισμό μεγέθους 6.7.



Εικόνα 2.41: Συνθετικές κυματομορφές που υπολογίστηκαν για πιθανό σεισμό μεγέθους 7.0 από το ρήγμα της Αταλάντης, για τις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα.2.31.



Εικόνα 2.41: Φάσματα απόκρισης που αντιστοιχούν στις συνθετικές κυματομορφές που υπολογίστηκαν για σεισμό μεγέθους 7.0.

Όπως φαίνεται και από τις παραπάνω εικόνες και για τα δύο σεισμικά σενάρια οι αναμενόμενες τιμές επιτάχυνσης είναι μικρές. Ο λόγος είναι η σχετικά μεγάλη μέση απόσταση από το ρήγμα. Η μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης δεν ξεπερνά τα 20 cm/s^2 (0.02 g) για κανένα από τα δύο σενάρια που εξετάζονται. Αντίστοιχα, οι μεγαλύτερες τιμές ψευδοφασματικής επιτάχυνσης και για τα δύο σενάρια είναι $\sim 0.05 \text{ g}$ σε περιόδους μεταξύ 0.05 δευτερολέπτων (20 Hz) και 0.2 δευτερολέπτων (5 Hz).

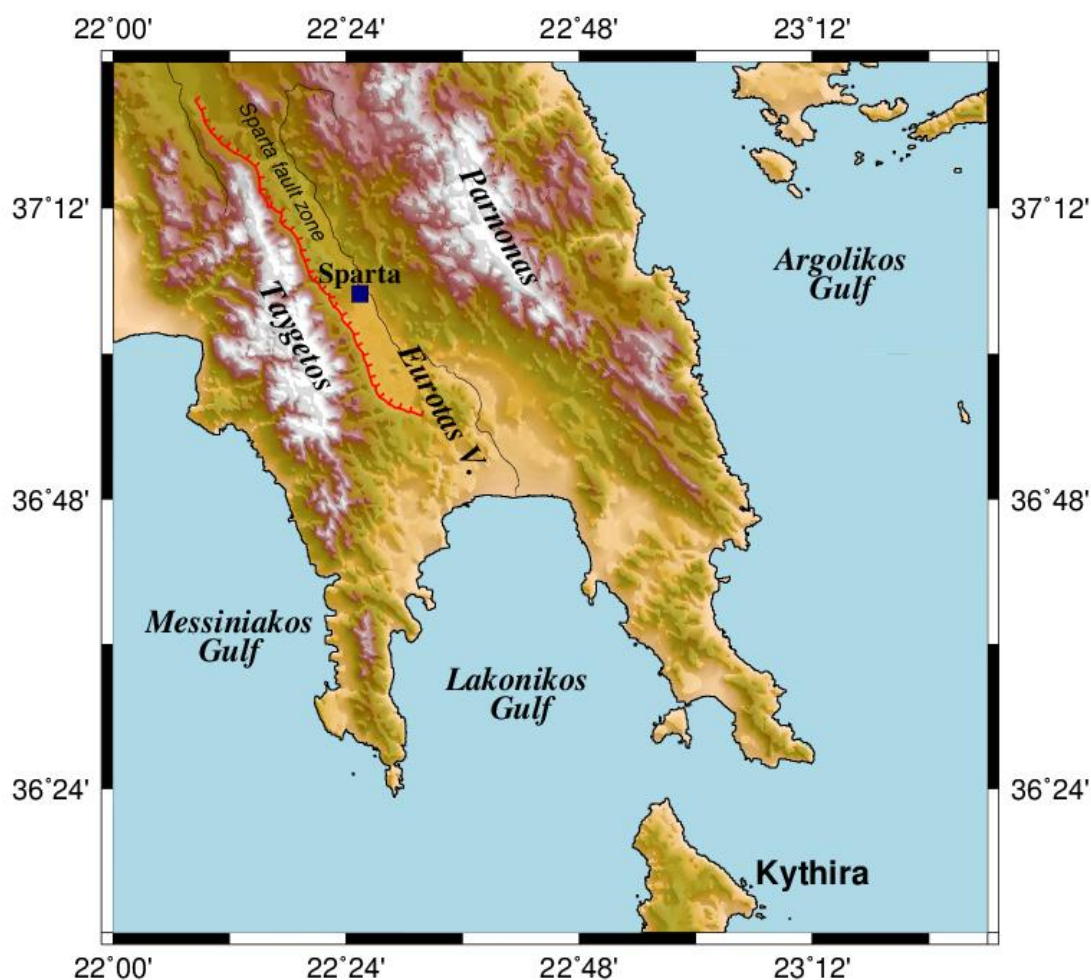
Οι χρονοσειρές των επιταχύνσεων για τους δύο σεισμούς διαφοροποιούνται κυρίως ως προς τη διάρκεια, με τη διάρκεια του σήματος για τον μεγαλύτερο σεισμό να είναι κατά $\sim 50\%$ μεγαλύτερη από αυτήν του μικρότερου. Αυτό οφείλεται στις αρκετά μεγαλύτερες διαστάσεις της πηγής για το πρώτο σενάριο, γεγονός που οδηγεί σε μεγαλύτερο αριθμό υποπηγών οι οποίες χρειάζονται μεγαλύτερο χρονικό διάστημα για να ενεργοποιηθούν από το μέτωπο της διάρρηξης.

Το ότι οι μέγιστες επιταχύνσεις δεν διαφοροποιούνται ιδιαίτερα είναι αποτέλεσμα του γεγονότος ότι η ελάχιστη απόσταση της περιοχής από το ρήγμα είναι η ίδια και για τα δύο σενάρια. Και για τους δύο σεισμούς το ανώτερο σημείο του ρήματος είναι ίδιο και η προέκτασή του γίνεται προς τα ΝΑ.

Μεταξύ των τριών θέσεων οι τιμές της επιτάχυνσης είναι πάλι σχεδόν ίδιες και για τα δύο σενάρια. Παρά το γεγονός ότι οι αποστάσεις ανάμεσα στις θέσεις για τις οποίες υπολογίζεται η επιτάχυνση και το ρήγμα διαφέρουν, υπάρχει αντίστοιχα και διαφορά στην εδαφική ενίσχυση. Έτσι η θέση AIDA, αν και έχει τη μεγαλύτερη απόστασή από το ρήγμα, λόγω της μεγαλύτερης εδαφικής ενίσχυσης που έχει, παρουσιάζει παρόμοια επιτάχυνση με τις άλλες δύο θέσεις.

4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 2: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΣΠΑΡΤΗΣ

Η Λακωνία βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα της Πελοποννήσου και περιβάλλεται στα ανατολικά από τον Αργολικό κόλπο, στα ΝΑ από το Κρητικό πέλαγος και νοτιότερα από τη Μεσόγειο θάλασσα. Ο συνολικός πληθυσμός του νομού είναι 99.637 κάτοικοι και η πρωτεύουσά του είναι η Σπάρτη με 16.239 κατοίκους (απογραφή 2011).



Εικόνα 3.1: Χάρτης ΝΑ Πελοποννήσου στον οποίο φαίνεται η πόλη της Σπάρτης και η παραπλήσια σε αυτή ρηξιγενής ζώνη.

Η πόλη της Σπάρτης βρίσκεται στην κοιλάδα του Ευρώτα μεταξύ των οροσειρών του Ταυγέτου στα δυτικά και του Πάρνωνα στα ανατολικά (εικόνα 3.1). Η περιοχή αυτή είχε κατοικηθεί από την μέση νεολιθική περίοδο, όπως υποδεικνύεται από αρχαιολογικά ευρήματα της εποχής

αυτής στην περιοχή. Κατά την εποχή του χαλκού η περιοχή κατοικήθηκε από Δωρικά φύλα, τα οποία υπέταξαν τους ντόπιους πληθυσμούς.

Κατά τον 8^ο με 7^ο αιώνα π.Χ., ύστερα από μία περίοδο έντονων κοινωνικών και πολιτικών αναταραχών στην περιοχή, η Σπάρτη υπεισέρχεται στην κλασσική περίοδο και αποτελεί εξέχουσα δύναμη στην περιοχή της Πελοποννήσου, αλλά και ολόκληρης της Ελλάδας μέχρι και την μάχη των Λεύκτρων το 371 π.Χ., όπου μετά την ήττα από τους Θηβαίους ξεκίνησε η παρακμή της.

Από το 146 π.χ. και μετά η Σπάρτη αποτελεί μέρος της Ρωμαϊκής αυτοκρατορίας και στη συνέχεια της Βυζαντινής. Το 1460 μ.Χ. η περιοχή κατακτάται από τους Οθωμανούς και το 1687 έρχεται στην κυριαρχία των Βενετών. Το 1715 οι Τούρκοι ανακαταλαμβάνουν την Σπάρτη και την κρατούν υπό την κυριαρχία τους μέχρι και την απελευθέρωσή της κατά την ελληνική επανάσταση.

3.Α) ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η Πελοπόννησος αποτελεί τμήμα του Ελληνικού νησιωτικού τόξου μαζί με την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα. Ανήκει στην πλατφόρμα των εξωτερικών Ελληνίδων (τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο 1, εικόνα 2.5) που περιλαμβάνει τις παχιές ανθρακικές ακολουθίες της Ιόνιας ζώνης, του Καστελλορίζου, της ζώνης των Παξών και της ζώνης Γαββρόβου – Τριπόλεως. Παράλληλα, περιλαμβάνει τις μεταμορφωμένες ακολουθίες της Μάνης, Δυτικής Κρήτης – Τρυπαλίου, Αμοργού, Ολύμπου και Αλμυροποτάμου – Κερκετέα (Paranikolaou, 1986a, 1988d, 1989a).

Η κοιλάδα του Ευρώτα βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα της Πελοποννήσου και αποτελεί ένα ασύμμετρο τεκτονικό βύθισμα πλάτους περίπου 16 χλμ. (Doutsos et al., 2000) μεταξύ των οροσειρών του Ταυγέτου στα δυτικά και του Πάρνωνα στα ανατολικά (εικόνα 3.1). Περιλαμβάνει σχηματισμούς της ζώνης της Τρίπολης, της Ιόνιας και της Πίνδου (Ktenas, 1924; Dercourt, 1964; Bizon & Thiebault, 1974; Παπανικολάου; 1986a).

Κατά τους Doutsos et al. (2000), η ανύψωση της οροσειράς του Ταυγέτου οφείλεται σε ισοστατικούς μηχανισμούς μέσω των οποίων επέρχεται ισοστατική ισορροπία κατά την υποβύθιση της κοιλάδας λόγω πλήρωσης με ιζήματα από τις γειτονικές οροσειρές.

Η οροσειρά του Πάρνωνα, μήκους 30 χλμ και μέγιστου πλάτους 10 χλμ, αποτελεί το ανατολικό όριο της κοιλάδας του Ευρώτα. Παρουσιάζει τα

ίδια κινηματικά χαρακτηριστικά με τον Ταύγετο, άλλα με μικρότερη συνολική ανύψωση (Doutsos et al., 2000).

Γεωλογία περιοχής

Το υπόβαθρο της περιοχής αποτελείται από την ενότητα της Μάνης (Plattenkalk). Η στρωματογραφική αλληλουχία της ενότητας αυτής, σύμφωνα με τη γεωλογική χαρτογράφηση από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι. Γ. Μ. Ε., Γεωλογικός χάρτης φύλλου «Σπάρτη», 1990) περιλαμβάνει:

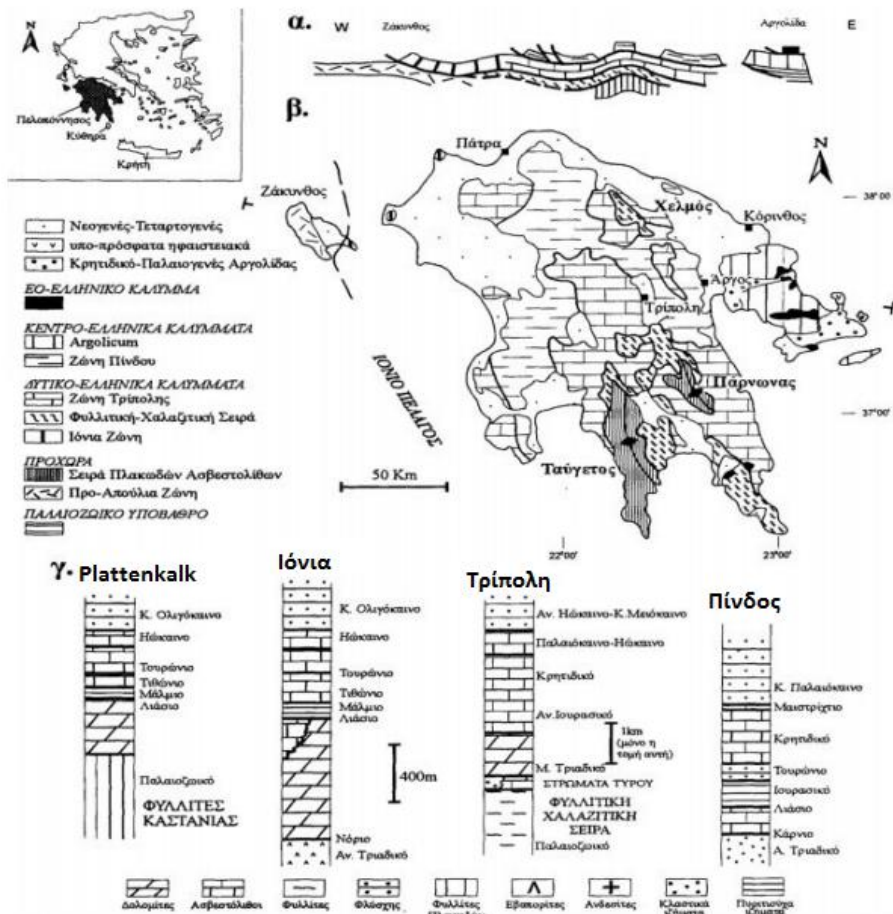
1. Ανωτριάδικους, μοσχοβιτικούς, χλωριτικούς και χαλαζιακούς ασβεστόλιθους ορατού πάχους περίπου 300 μέτρων.
2. Ανωτριάδικους έως κατωιουρασικούς παχυστρωματώδεις κρυσταλλικούς δολομίτες και δολομιτικούς ασβεστόλιθους με παρεμβολές μικρολατυποπαγών στην κορυφή, πάχους 600 μέτρων.
3. Κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους πάχους 50-150 μέτρων και ηλικίας μέσο Λιάσιο - μέσο Δογγέριο.
4. Χαλαζίτες πάχους 20-100 μέτρων και ηλικίας ανώτερου Δογγερίου.
5. Μάρμαρα με διαστρώσεις πυριτιολίθων, πάχους 100-200 μέτρων και ηλικίας ανώτερου Ιουρασικού – κατώτερου Σενωνίου.
6. Χονδροκρυσταλλικά μάρμαρα με παρεμβολές λεπτοκρυσταλλικών μαρμάρων, μέσα έως παχυστρωματώδη, ηλικίας ανώτερου Σενωνίου - Ηωκαίνου και πάχους 300 περίπου μέτρων.
7. Μάρμαρα σε εναλλαγές με άσπρους χαλαζίτες, ανωηωκαινικής ηλικίας και πάχους περίπου 200 μέτρων.
8. Φλύσχη πάχους 150 μέτρων, αποτελούμενος από ανθρακικούς πηλίτες, ψαμμιτικούς πηλίτες και λεπτόκοκκους ψαμμίτες.

Πάνω από την ενότητα της Μάνης βρίσκεται επωθημένη μια σειρά σχηματισμών που αποτελείται από φυλλίτες και χαλαζίτες. Το ανώτερο τμήμα, γνωστό και ως στρώματα Τυρού (Ktenas, 1924), έχει ηλικία Πέρμιο με άνω Τριαδικό (Fytrolakis, 1971; Lallemand, 1984; Doert et al., 1985) υποδηλώνοντας μια στρωματογραφική συνέχεια με τα κατώτερα στρώματα της ενότητας Τριπόλεως (Thiebault & Zaninetti, 1974).

Βορειότερα πάνω από αυτές τις σειρές βρίσκονται επωθημένοι Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες της ζώνης της Τρίπολης οι οποίοι περιλαμβάνουν:

1. Μέσο – ανωτριάδικούς δολομίτες και δολομιτικούς ασβεστόλιθους νηριτικής φάσης, πάχους μερικών μέτρων έως μερικών εκατοντάδων μέτρων, ασύμφωνα τοποθετημένοι πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου.
2. Ιουρασικοί, νηριτικοί ασβεστόλιθοι με παρεμβολές δολομιτικών ασβεστόλιθων πάχους 500-1000 μέτρων.
3. Κρητιδικοί, νηριτικοί ασβεστόλιθοι πάχους 450 – 1000 μέτρων.
4. Παλαιοκαινικοί έως ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι πάχους περίπου 300 μέτρων.
5. Φλύσξης ανωηωκαινικής έως μεσοολιγοκαινικής ηλικίας, ασύμφωνα αποθεθειμένος πάνω στους υποκείμενους ασβεστόλιθους. Το πάχος του ξεπερνά τα 1000 μέτρα.

Αρκετά βορειότερα απαντώνται οι πελαγικοί ασβεστόλιθοι του καλύμματος της Πίνδου, με τη μορφή τεκτονικού καλύμματος πάνω από τους σχηματισμούς της ενότητας της Τρίπολης (εικόνα 3.2).



Εικόνα 3.2: α) Σχηματική αναπαράσταση της διαδοχής των κύριων τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων της Πελοποννήσου (Jacobshagen et al., 1978), β) γενικευμένος γεωτεκτονικός χάρτης Πελοποννήσου, γ) λιθοστρωματογραφικές τομές των ενοτήτων που απαντώνται στην Πελοπόννησο: Plattenkalk (Thiebault, 1982; Blumor et al., 1998), Ιόνια (Thiebault, 1982), Τρίπολης (Dercourt, 1964; Psonis, 1981; Brauer, 1983) και Πίνδου (Dercourt, 1964) (σχήμα από Doutsos et al., 2000).

Νεογενείς σχηματισμοί

Τα μετααλπικά ιζήματα στην περιοχή περιλαμβάνουν: α) Πλειοπλειστοκαινικές λιμναίες αποθέσεις με αργίλους, άμμους και τεφρές ως κιτρινόμαυρες ψαμμιτικές μάργες και συνεκτικά κροκαλοπαγή με εναλλαγές μαργών και ψαμμιτών, β) Αλλουβιακά ριπίδια και κώνοι κορημάτων Πλειστοκαινικής ηλικίας και γ) Πλευρικά κορήματα, κώνοι κορημάτων και αλλουβιακές αποθέσεις ολοκαινικής ηλικίας (Papanastassiou et al., 2005).

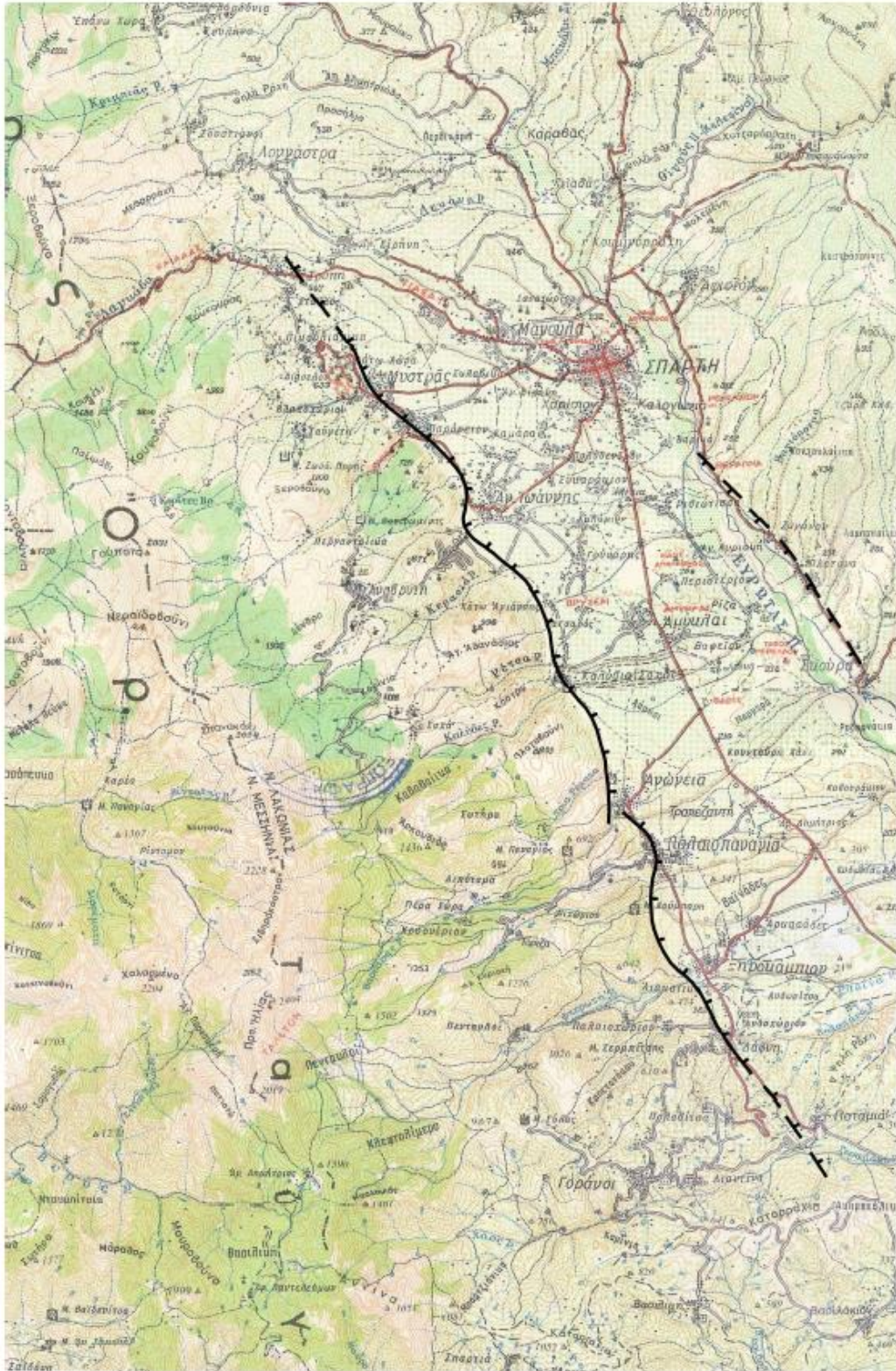
Στην πεδιάδα του Ευρώτα παρουσιάζεται μια διαδοχή των αλλουβιακών ριπιδίων, με αυτά του Πάρνωννα να υπόκεινται αυτών του Ταΰγету. Τα ριπίδια χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: τα παλαιότερα με κλίση περίπου 3° και τα νεότερα με κλίσεις 3°-6°. Η απόθεση των διαδοχικών φάσεων

ιζημάτων οφείλεται σε παλαιότερους σεισμικούς κύκλους (Papanastassiou et al., 2005).

Νεοτεκτονική δομή περιοχής

Η χαρακτηριστικότερη νεοτεκτονική δομή στην κοιλάδα του Ευρώτα είναι η ρηξιγενής ζώνη της Σπάρτης (Armijo et al., 1991; Gaki-Papanastassiou et al., 1996). Πρόκειται για μια ζώνη μήκους περίπου 60 χλμ, διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ και κλίσης προς τα ανατολικά, η οποία αποτελείται από διαδοχικά τμήματα (εικόνα 3.1). Το νότιο τμήμα αυτής της ζώνης είναι το γνωστό ρήγμα της Σπάρτης με διεύθυνση Β30°Δ, μήκος 20 χλμ και κλίση 40° προς την ανατολή (εικόνα 3.3). Το ρήγμα αυτό οριοθετεί προς τα ανατολικά τον Ταΰγετο, στο μέτωπο του οποίου παρατηρούνται κώνοι κορημάτων ύψους μέχρι και 750 μ. και κλίσης 20° - 40°, οι οποίοι διαχωρίζονται μεταξύ τους με φαράγγια σχήματος Υ, γεγονός που υποδηλώνει ανύψωση κατά το τεταρτογενές (Armijo et al., 1991).

Στη βάση του Ταΰγέτου είναι ορατός ο κρημνός του ρήγματος με ύψος 10 – 12 μέτρα, το οποίο μειώνεται στα άκρα και κλίση 65° – 68°. Οι Armijo et al. (1991) θεωρούν ότι ο ισχυρός σεισμός του 464 π.Χ. στην Σπάρτη έγινε μέσω αυτού του κρημνού και υπολόγισαν για μέγεθος 7.2 ανύψωση περίπου 3 μέτρων. Οι Benedetti et al. (2002), βασιζόμενοι στη συγκέντρωση ³⁶Cl στην εκτεθειμένη όψη του κρημνού, προσδιόρισαν ότι η συνολική ανύψωση προήλθε από μια διαδοχή 6 σεισμικών γεγονότων με χρονικά διαστήματα μεταξύ τους από 500 έως 4.500 έτη.



Εικόνα 3.3: Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Σπάρτης, στον οποίο σημειώνεται το ρήγμα της Σπάρτης (Karastathis, 2007).

Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής

Στην περιοχή της Λακωνίας αναφέρονται πλήθος καταστρεπτικών σεισμών ήδη από τον 5^ο π.Χ. αιώνα (εικόνα 3.4). Το 464 π.Χ. έγινε ένας ιδιαίτερα ισχυρός σεισμός στην περιοχή, ο οποίος σύμφωνα με ιστορικές πηγές προκάλεσε τεράστιες καταστροφές. Ο Διόδωρος αναφέρεται σε 20.000 θανάτους στην πόλη της Σπάρτης και ολοκληρωτική καταστροφή όλων των κτισμάτων. Τόσο ο Πλούταρχος όσο και ο Αιλιανός αναφέρουν ότι όλα τα κτίσματα στην Σπάρτη εκτός από πέντε καταστράφηκαν. Παράλληλα ο Πλούταρχος αναφέρει κατολισθήσεις στον Ταύγετο και δημιουργία χασμάτων. Η καταστροφή αυτή έδωσε την ευκαιρία στους είλωτες και τους Μεσσήνιους να ξεγεραθούν εναντίον των Σπαρτιατών. Οι Armijo et al. (1991), μελετώντας τον κρημνό του ρήγματος της Σπάρτης που πιθανότατα αποτέλεσε πηγή του σεισμού, προσδιόρισαν επιφανειακό μέγεθος $M_s=7.2$.

Ο επόμενος καταστρεπτικός σεισμός στην περιοχή έγινε το 1842 με μέγεθος 6.7 και επίκεντρο κοντά στην Μάνη (Parazachos & Parazachou, 2003). Αναφέρονται μερικοί θάνατοι στη Μάνη και βλάβες σε σπίτια και εκκλησίες στην Καλαμάτα και την Ανδρούσα (Perrey, 1848; Mallet, 1858; Schmidt, 1867a). Τέσσερα χρόνια αργότερα, τον Ιούνιο του 1846, πολυάριθμες δονήσεις έπληξαν την Μεσσήνη, με τον μεγαλύτερο να έχει μέγεθος 6.6 (Parazachos & Parazachou, 2003). Αναφέρονται μεγάλες καταστροφές σε περισσότερα από 20 χωριά της περιοχής (28-30 θάνατοι, καταστροφή 2.500 σπιτιών). Επίσης, γίνεται αναφορά σε δημιουργία χασμάτων και σχηματισμό μικρών λιμνών (Perrey, 1848; Schmidt, 1879a, Galanopoulos, 1960). Η περιοχή της Μεσσήνης ξαναεπλήγη από μεγάλο σεισμό ($M=6.0$, Parazachos & Parazachou, 2003) το 1885 με αποτέλεσμα 3 θανάτους και αρκετές καταρρεύσεις σπιτιών (Galanopoulos, 1953; Karnik, 1971).

Το 1867 αναφέρεται στο Γύθειο μεγάλος σεισμός μεγέθους 6.8 (Parazachos & Parazachou, 2003). Ακολουθήθηκε από μεγάλους μετασεισμούς οι οποίοι προκάλεσαν καταστροφές και θανάτους στα γύρω χωριά. Επίσης δημιουργήθηκε τσουνάμι το οποίο έφτασε μέχρι και τις Ιταλικές ακτές (Schmidt, 1876, 1879a; Sieberg, 1932a, b; Montandon, 1953; Karnik, 1971).

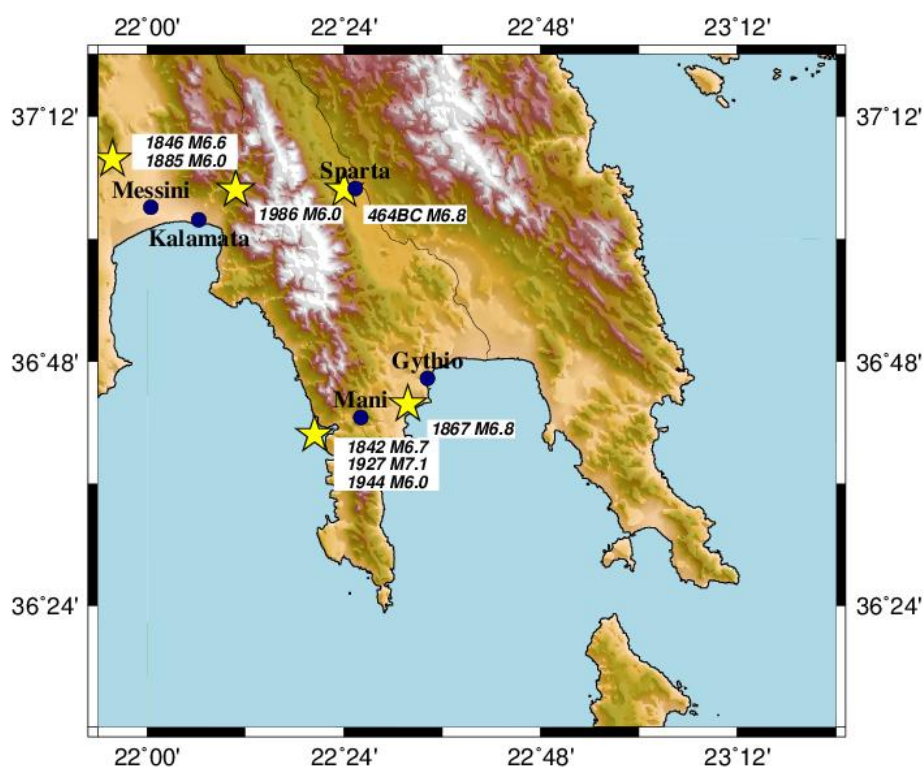
Ισχυρότατος σεισμός μεγέθους 7 (Parazachos & Parazachou, 2003) έπληξε τη Λακωνία τον Ιούλιο του 1927. Προκλήθηκαν καταρρεύσεις εκατοντάδων σπιτιών στα χωριά της περιοχής, ενώ βλάβες αναφέρονται μέχρι και το Ρέθυμνο. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλη την Πελοπόννησο, τα Ιόνια νησιά, στον Σαρωνικό, στην Εύβοια, στην

Κρήτη, ακόμα και στην Σικελία και την Αίγυπτο (Ambraseys & Jackson, 1990).

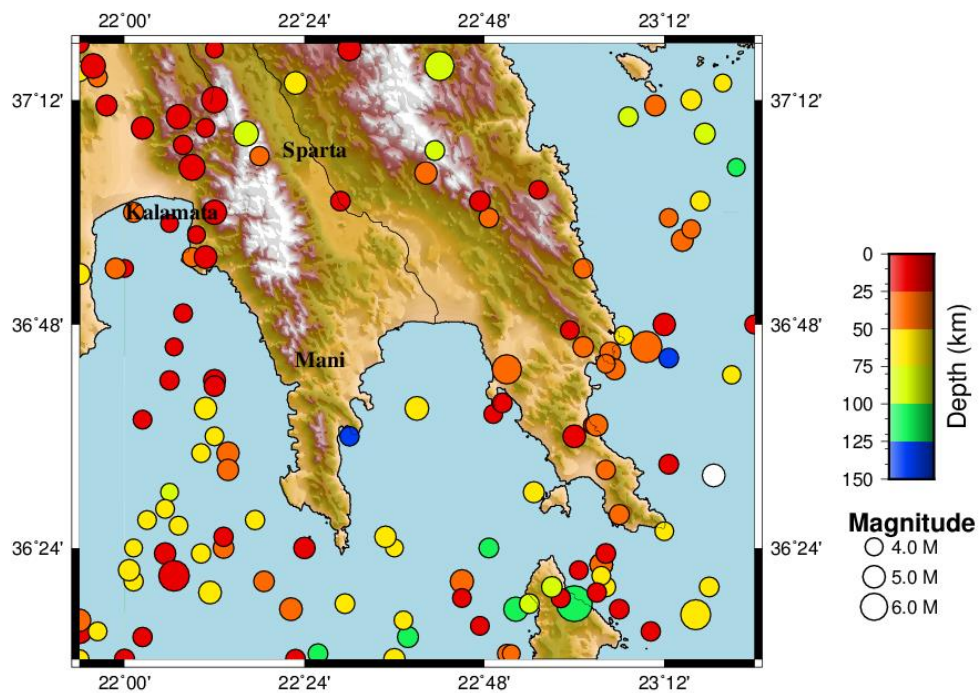
Σεισμός που έγινε το 1944 στην περιοχή της Μάνης (M 5.5, Makropoulos et al., 2012) προκάλεσε ζημιές στην δυτική ακτή της (Galanopoulos, 1955).

Το 1986 ισχυρός σεισμός $M_L=5.5$ έπληξε την νότια Πελοπόννησο στην περιοχή της Καλαμάτας. Από τον σεισμό αυτόν σκοτώθηκαν 20 άνθρωποι και προκλήθηκαν σοβαρές ζημιές στην Καλαμάτα και στα γύρω χωριά. επίσης, προκλήθηκαν κατολισθήσεις στον Ταΰγετο που προκάλεσαν κλείσιμο του εθνικού δρόμου Σπάρτης - Καλαμάτας (Parazachos et al., 1988).

Οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από 4 που καταγράφηκαν στην περιοχή κατά την περίοδο 1900-2009 παρουσιάζονται στην εικόνα 3.5 και στον πίνακα 3.1 παρατίθενται οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από 6. Ο μεγαλύτερος από αυτούς συνέβη στα Κύθηρα, είχε μέγεθος 7.6 και εστιακό βάθος 125 χλμ (Makropoulos et al., 2012).



Εικόνα 3.4: Χάρτης της περιοχής στον οποίο σημειώνονται οι σημαντικότεροι ιστορικοί σεισμοί.



Εικόνα 3.5: Χάρτης της περιοχής στον οποίο σημειώνονται οι σεισμοί που με μέγεθος μεγαλύτερο από 4 οι οποίοι έχουν καταγραφεί στην περιοχή από το 1900 μέχρι το 2009 (Makropoulos et al., 2012).

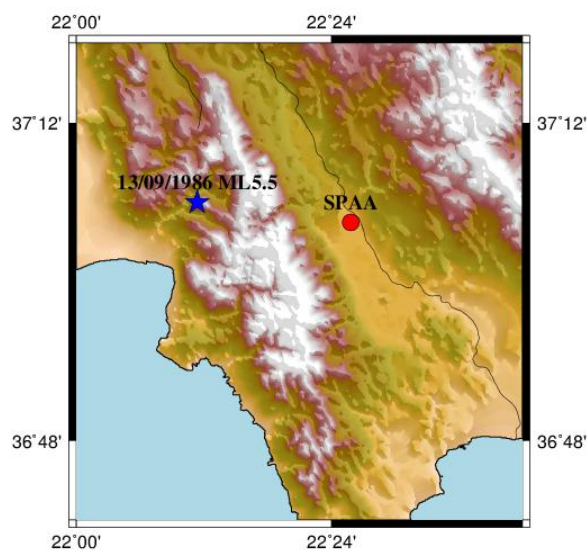
YEAR	MONTH	DAY	HOUR	MIN	SEC	DEP	Ms	Mw
1903	8	11	4	32	54.0	120	8.0	7.6
1911	4	4	15	43	53.0	140	6.5	6.3
1918	7	16	20	3	45.7	113	6.2	6.0
1926	6	26	19	46	42.1	109	7.3	7.0
1926	8	30	11	38	04.5	26	7.0	6.7
1927	7	1	8	19	01.0	45	6.5	6.3
1933	4	23	5	57	41.8	44	6.7	6.5
1934	11	9	13	41	03.3	132	6.3	6.1
1941	5	23	19	51	59.5	37	6.2	6.0
1947	10	6	19	55	36.3	2	6.7	6.5
1956	7	9	3	24	16.5	95	7.2	6.9
1956	7	9	3	11	43.7	15	7.4	7.1

1957	4	24	19	10	17.3	69	6.8	6.6
1957	4	25	2	25	45.6	66	7.1	6.8
1961	5	23	2	45	24.1	74	6.4	6.2
1980	12	25	5	48	56.8	1	6.6	6.4
1997	10	13	13	39	36.0	13	6.8	6.6
2006	1	8	11	34	54.64	58	6.7	6.5
2008	1	6	5	14	21.03	84	6.5	6.3
2008	2	14	12	8	57.10	35	6.3	6.1
2008	2	14	10	9	23.17	32	6.8	6.6

Πίνακας 3.1: Καταγεγραμμένοι σεισμοί στην περιοχή με μέγεθος πάνω από 6, για την περίοδο 1900-2009 (Makropoulos et al., 2012).

4.B) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τον προσδιορισμό και την παραμετροποίηση των παραμέτρων που αφορούν την σεισμική επιτάχυνση για την περιοχή της Σπάρτης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τον επιταχυνσιογράφο SPAA (εικόνα 3.6) ο οποίος βρίσκεται εντός της πόλης της Σπάρτης. Τα διαθέσιμα δεδομένα του οργάνου αυτού αφορούσαν τον σεισμό της Καλαμάτας του 1986 με μέγεθος M_L 5.5 (Αθήνα), M_S 5.8 (National Earthquake Information Service, NEIS), M_W 6.0 (Lyon-Caen et al., 1988) (εικόνα 3.6).

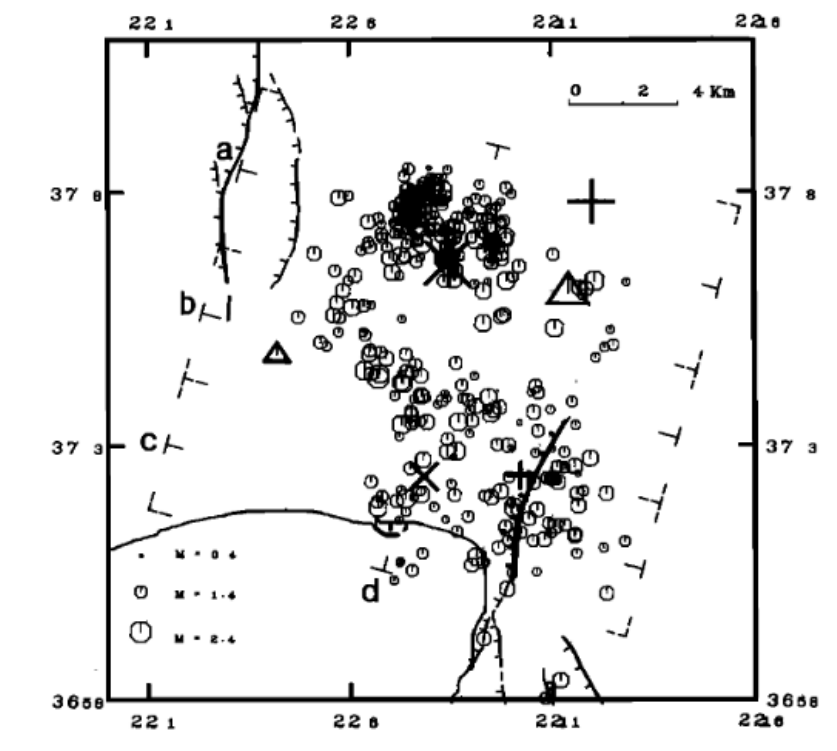


Εικόνα 3.6: Επίκεντρο σεισμού και (Lyon-Caen et al., 1988) θέση επιταχυνσιογράφου SPAA.

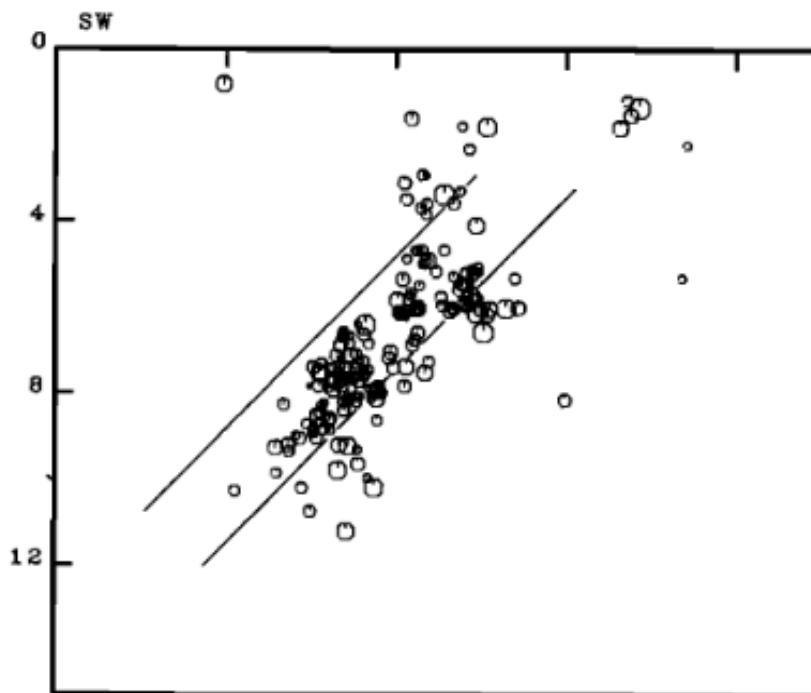
Χαρακτηριστικά πηγής του σεισμού

Πηγή του σεισμού του 1986 αποτελεί το ρήγμα της Καλαμάτας στα δυτικά του Ταυγέτου. Οι Lyon – Caen et al. (1988) προτείνουν ως μέσο προσανατολισμό του ρήγματος αυτού $B20^{\circ}A$ και ως κλίση του $60^{\circ} - 70^{\circ}$ προς ΝΔ. Για τον κύριο σεισμό, αναλύοντας τηλεσεισμικές κυματομορφές, υπολόγισαν επίπεδο διάρρηξης με προσανατολισμό 201° και κλίση 45° και βάθος υποκέντρου στα 5 χλμ. Χρησιμοποιώντας τις καταγραφές ενός τοπικού δικτύου σειсмоγράφων, το οποίο εγκαταστάθηκε στην περιοχή λίγες μέρες μετά τον κύριο σεισμό από το Ε.Α.Α., το Πανεπιστήμιο Αθηνών, το Ινστιτούτο Φυσικής της Γης του Παρισιού (Institut de Physique du Globe) και το Αστεροσκοπείο της Γκρενόμπλ, υπολογίστηκαν με ακρίβεια τα επίκεντρα της μετασεισμικής ακολουθίας (εικόνα 3.7).

Από την κατανομή των μετασεισμών προσδιορίστηκαν δύο ομάδες σεισμών, στη βορειότερη από τις οποίες εντοπίζεται το επίκεντρο του κύριου σεισμού. Στην εικόνα 3.8 φαίνεται η κατανομή της ακολουθίας για το ρήγμα αυτό σε κατακόρυφες τομές. Προκύπτει ότι η κύρια ζώνη διάρρηξης εκτείνεται σε βάθη από 4 μέχρι 10 χλμ.



Εικόνα 3.7: Επίκεντρα των 344 μετασεισμών της ακολουθίας τα οποία έχουν προσδιοριστεί με την μεγαλύτερη ακρίβεια ($rms < 0.15s$, $erz < 1.2km$, $erh < 0.6km$) από τους Lyon – Caen et al. (1988).



Εικόνα 3.8: Κατακόρυφη κατανομή των μετασεισμών της βόρειας ομάδας επικέντρων της εικόνας 3.7 (Lyon – Caen et al., 1988).

Η έκταση της ζώνης διάρρηξης που αντιστοιχεί στον κύριο σεισμό δεν είναι γνωστή με ακρίβεια. Οι Stavrakakis et al. (1989) κάνοντας επεξεργασία τηλεσεισμικών δεδομένων υπολόγισαν επιφάνεια διάρρηξης με μήκος μεταξύ 5.2 και 11 χλμ για τον σεισμό αυτό. Οι Gariel et al. (1991) πρότειναν επιφάνεια διάρρηξης μήκους 14.4 χλμ και πλάτους 10.8 χλμ, με διεύθυνση $B20^{\circ}A$ και κλίση 45° προς ΝΔ. Ως κέντρο της επιφάνειας αυτής θεώρησαν το επίκεντρο του σεισμού, όπως αυτό υπολογίστηκε από το Ε.Α.Α., και ως ταχύτητα διάδοσης της διάρρηξης ίση με $0.75V_s$.

Για την παρούσα εργασία εξετάζονται δύο πιθανά σενάρια ως προς την έκταση της επιφάνειας διάρρηξης. Το πρώτο σενάριο που εξετάζεται αντιστοιχεί σε ολόκληρη τη ζώνη των μετασεισμών που περιλαμβάνει τόσο τη βόρεια, όσο και τη νότιο ομάδα. Στο δεύτερο σενάριο εξετάζεται η περίπτωση ο κύριος σεισμός να σχετίζεται μόνο με το βόρειο τμήμα της ακολουθίας.

Μοντέλα διάδοσης.

Τα μοντέλα διάδοσης της σεισμικής ενέργειας περιλαμβάνουν το μοντέλο γεωγραφικής εξάπλωσης, το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης, το μοντέλο αύξησης της διάρκειας συναρτήσεως της απόστασης και το μοντέλο ενίσχυσης της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη κίνηση.

Όπως και στην περίπτωση της περιοχής της κεντρικής Ελλάδας, ως μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης χρησιμοποιήθηκε εκείνο των Atkinson & Boore (1995) (εικόνα 2.24). Ως μοντέλο αύξησης της διάρκειας σε συνάρτηση με την απόσταση χρησιμοποιήθηκε το αντίστοιχο που προτείνεται από τους ίδιους συγγραφείς (εικόνα 2.26).

Ως προς την ανελαστική απόσβεση εξετάστηκαν τα μοντέλα των Atkinson & Boore (1995), του Hatzidimitriou (1994) και των Tselentis et al. (1988). Το τελευταίο μοντέλο αφορά την περιοχή της Καλαμάτας και υπολογίστηκε από την ανάλυση των καταγεγραμμένων χρονοσειρών των μετασεισμών του σεισμού της Καλαμάτας του 1986. Οι συγγραφείς βασίστηκαν στη μέθοδο των Aki & Chouet (1975) και Aki (1980) και χρησιμοποίησαν τα σειсмоγραφήματα εννέα μετασεισμών όπως κατεγράφησαν από πέντε φορητούς σειсмоγράφους του Πανεπιστημίου Αθηνών. Η τελική σχέση στην οποία κατέληξαν φαίνεται στον πίνακα 3.2.

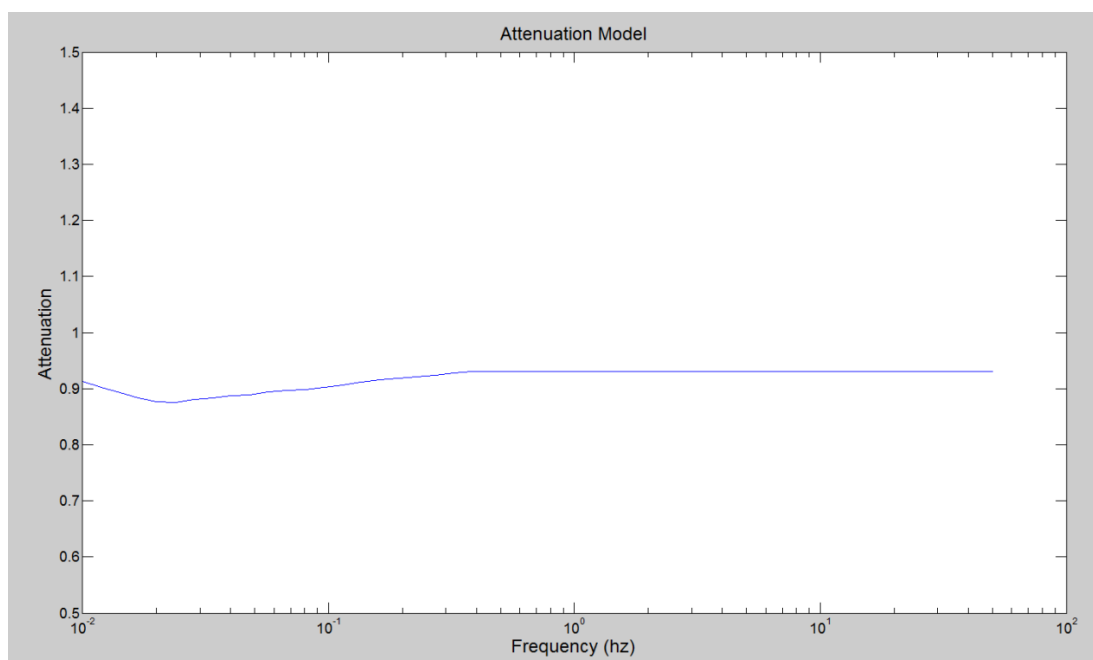
Η ενίσχυση των οριζοντίων συνιστωσών οφείλεται στο μοντέλο ταχυτήτων του φλοιού και το τοπικό εδαφικό μοντέλο. Για την περιοχή οι Lyon – Caen et al. (1988) προτείνουν το μοντέλο ταχυτήτων που φαίνεται στον πίνακα 3.3. Με βάση αυτό το μοντέλο ταχυτήτων, υπολογίστηκε το μοντέλο ενίσχυσης με την χρήση των αλγορίθμων SITE_AMP και NRATTLE. Η ενίσχυση που υπολογίστηκε ήταν σχεδόν σταθερή για όλο το φάσμα των συχνοτήτων (εικόνα 3.9).

Συγγραφείς	Μοντέλο
Atkinson & Boore, 1995	$Q(f) = 680f^{0.36}$
Hatzidimitriou, 1994	$Q(f) = 100f^{0.8}$
Tselentis et al., 1988	$Q(f) = 43f^{0.81}$

Πίνακας 3.2: Μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης που εξετάστηκαν.

Βάθος (χλμ)	V_P (χλμ/δευτ)	V_S (χλμ/δευτ)
0.0	5.0	2.80
2.0	5.4	3.05
5.0	6.0	3.40
13.5	6.6	3.70
24.0	7.2	4.00
34.0	7.9	4.46

Πίνακας 3.3: Τοπικό μοντέλο ταχυτήτων (Lyon – Caen et al., 1988).



Εικόνα 3.9: Μοντέλο ενίσχυσης για την περιοχή που προέκυψε από το μοντέλο ταχυτήτων των Lyon – Caen et al. (1988) με βάση το υπόκεντρο του σεισμού της Καλαμάτας, όπως υπολογίστηκε από το πρόγραμμα SITE_AMP (Boore, 2003).

Εδαφικές συνθήκες

Ο προσδιορισμός των εδαφικών συνθηκών στην περιοχή της Σπάρτης έγινε με μεθόδους σεισμικής τομογραφίας που προτείνονται από τον Karastathis (2007). Χρησιμοποιήθηκε τόσο η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης των επιμήκων κυμάτων, όσο και η μέθοδος της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Χρησιμοποιήθηκαν τέσσερα αναπτύγματα μήκους 300 μέτρων και επιπλέον τέσσερα με μήκος 72 μέτρων στις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα 3.10. Για την καταγραφή του σήματος χρησιμοποιήθηκαν 24

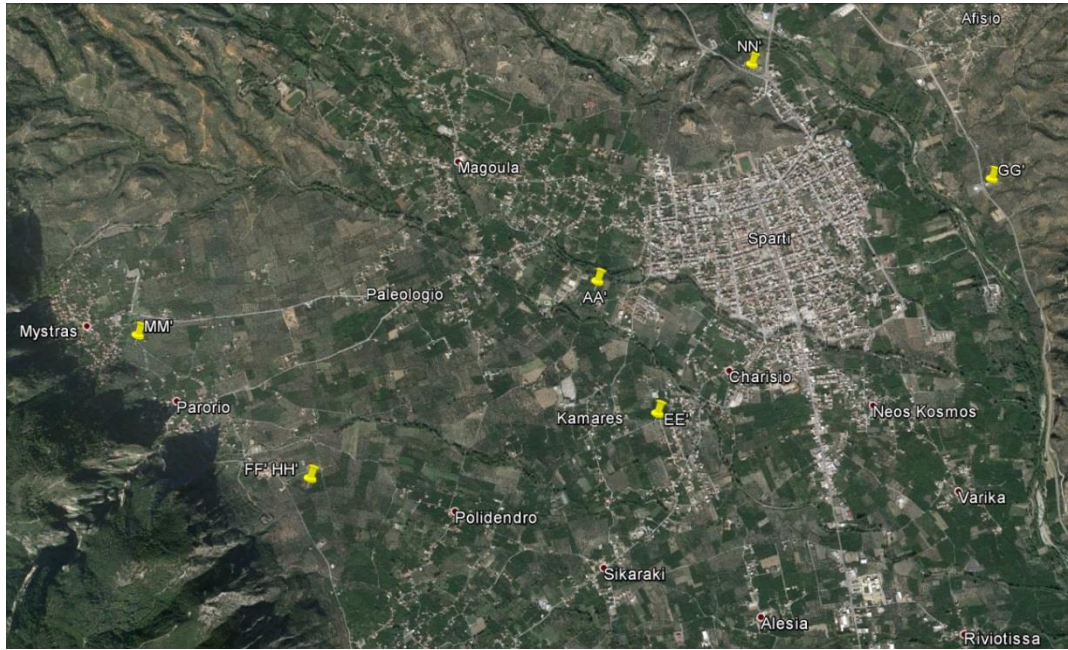
χαμηλόσυχνα τριαξονικά γεώφωνα των 4 Hz και 24 των 10 Hz, ενώ ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε πίπτον βάρος .

Η σεισμική τομή FF' βρίσκεται σε απόσταση 380 μέτρων από τον εκτεθειμένο κρημνό του ρήγματος και είχε μήκος 288 μέτρων. Το υπεδafικό μοντέλο που προέκυψε από τη μέθοδο της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) φαίνεται στην εικόνα 3.11b. Σε βάθος περίπου 20 χλμ εμφανίζεται στρώμα με αυξημένες ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με τα υπερκείμενα ($V_S=0.8$ km/s). Το στρώμα αυτό αντιστοιχεί σε συνεκτικοποιημένα κορήματα (Karastathis, 2007). Το υπερκείμενο στρώμα, με $V_S = 0.6$ km/s ταυτίζεται πιθανότατα με αργλικό ορίζοντα. Η σεισμική τομή HH' πραγματοποιήθηκε κάθετα στην τομή FF' και είχε μήκος 360 μ. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα φαίνονται στη εικόνα 3.11c.

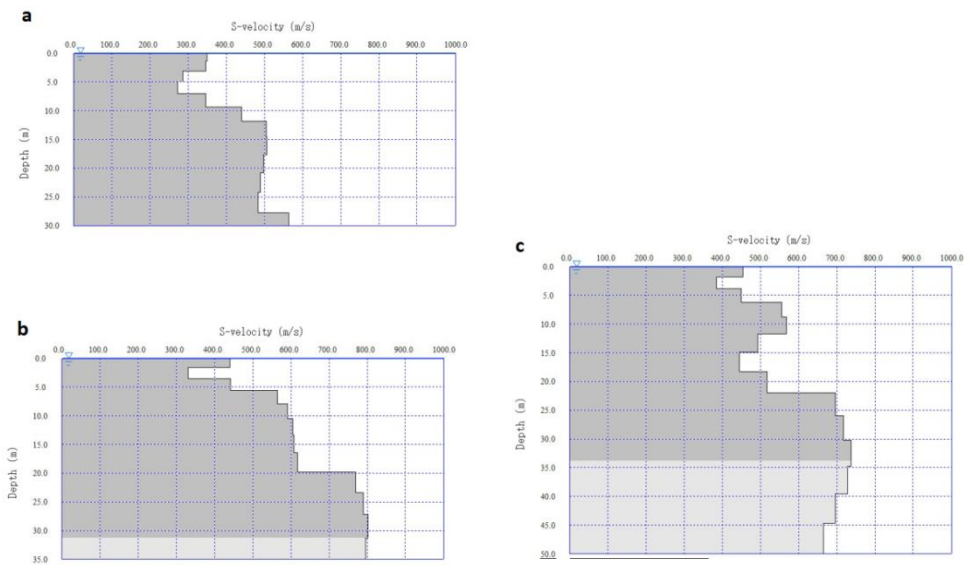
Η σεισμική τομή MM' με μήκος 324 μέτρων εκτελέστηκε εντός του οικισμού του Μυστρά. Από τα μοντέλα που προέκυψαν (εικόνα 3.11a), φαίνονται τρία στρώματα με τιμές $V_S \sim 0.35, 0.5$ και 0.57 km/s από πάνω προς τα κάτω. Τα δύο βαθύτερα στρώματα πιθανότατα αντιστοιχούν σε φάσεις κορημάτων (Karastathis, 2007).

Οι σεισμικές γραμμές AA', EE', GG' και NN' πραγματοποιήθηκαν γύρω από την πόλη της Σπάρτης και είχαν μικρότερα αναπτύγματα. Η γραμμή AA' είχε ανάπτυγμα 72 μέτρων και έγινε στο δυτικό τμήμα της Σπάρτης. Η γραμμή EE' με ίδιο μήκος αναπτύγματος έγινε στο ΝΔ μέρος της Σπάρτης, η GG' στο ανατολικό και η NN' στο βόρειο. Και στις τέσσερις περιπτώσεις παρουσιάζεται αντίστοιχη διαδοχή στρωμάτων. Επίσης, εμφανίζεται ένας ορίζοντας με μικρότερη ταχύτητα V_S από αυτήν του υπερκείμενου ορίζοντα. Η “τυφλή” αυτή ζώνη πιθανότατα οφείλεται στην ύπαρξη νερού εντός του πορώδους, το οποίο επηρέασε την ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων. Τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης στις τέσσερις αυτές θέσεις φαίνονται στην εικόνα 3.12.

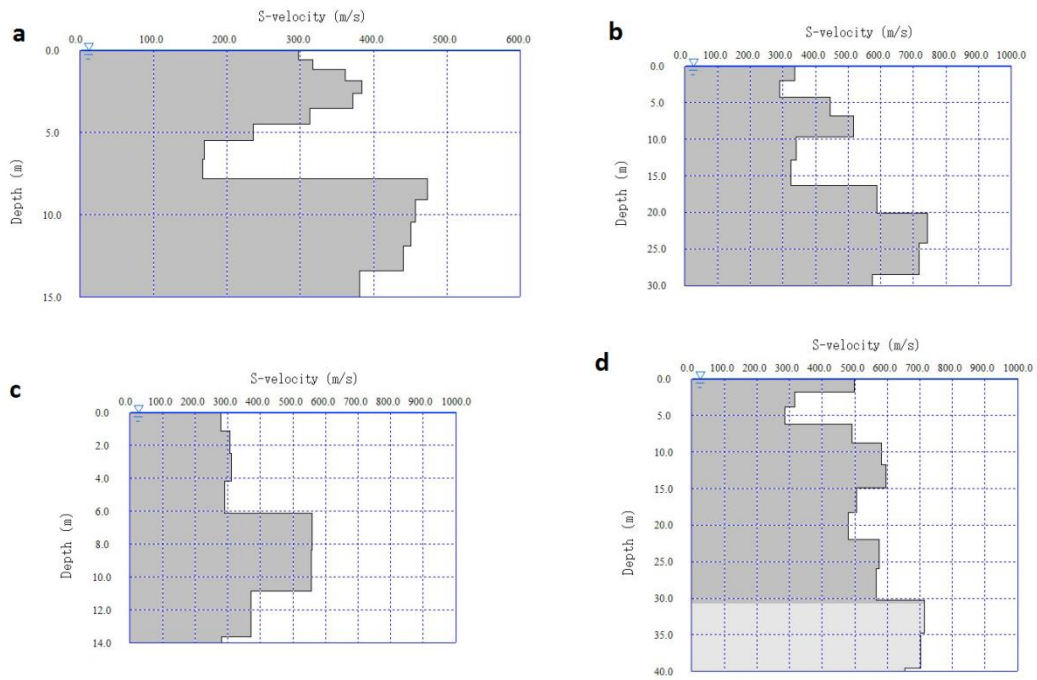
Η ενίσχυση που οφείλεται στα εδαφικά αυτά μοντέλα, όπως υπολογίστηκε από το πρόγραμμα SITE_AMP, φαίνεται στην εικόνα 3.13.



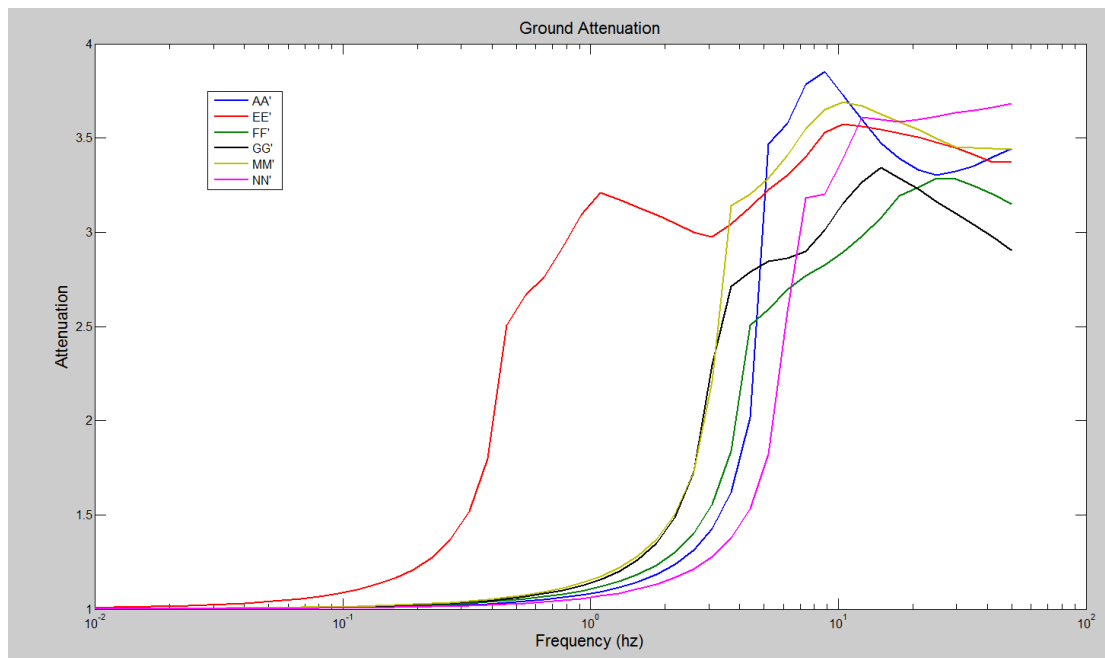
Εικόνα 3.10: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής Σπάρτης στον οποίο φαίνονται οι θέσεις των εδαφικών τομών.



Εικόνα 3.11: α) Μοντέλο ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων που προέκυψε για την θέση MM' με τη μέθοδο MASW, β) Το αντίστοιχο μοντέλο ταχυτήτων για την θέση FF' και γ) HH' (Karastathis, 2007).



Εικόνα 3.12: α) Μοντέλο ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων που προέκυψε για την θέση AA' με τη μέθοδο MASW, β) Το αντίστοιχο μοντέλο ταχυτήτων για την θέση EE', γ) NN' και d) GG' (Karastathis, 2007).



Εικόνα 3.13: Μοντέλα ενίσχυσης για τα εδαφικά μοντέλα της περιοχής.

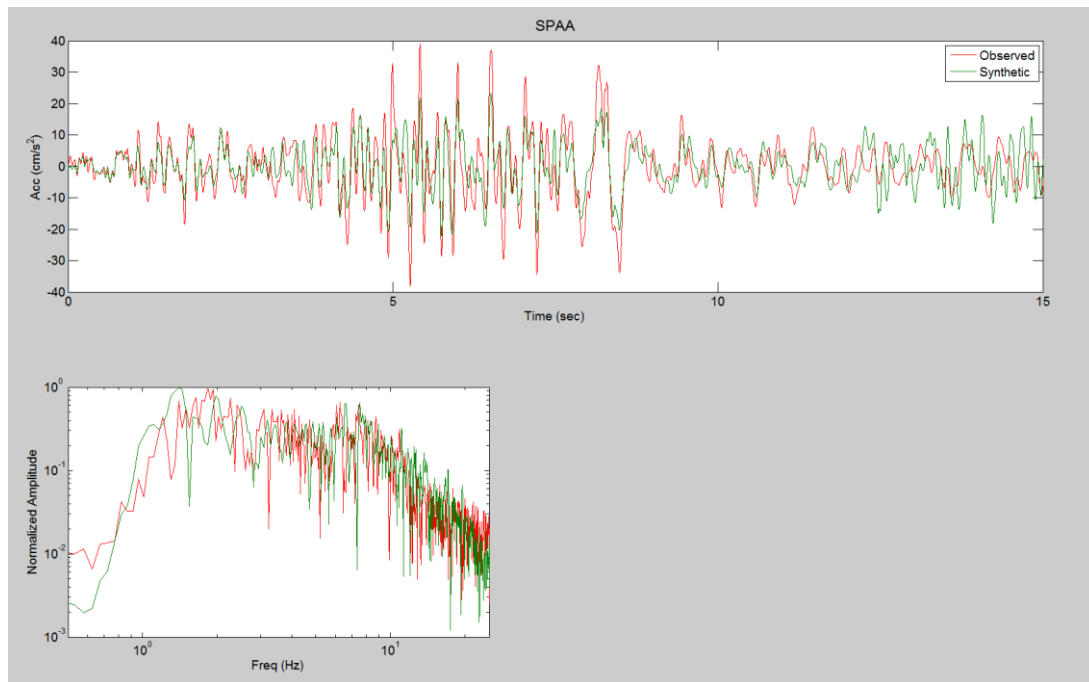
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης για τον σεισμό της Καλαμάτας

Για την προσομοίωση της εδαφικής επιτάχυνσης στην περίπτωση της Σπάρτης χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος EXSIM (Motazedian & Atkinson, 2005). Για την εύρεση της κατάλληλης παραμέτρου $kappa$ και του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης Q , έγινε ταύτιση μιας συνθετικής χρονοσειράς με την καταγεγραμμένη επιτάχυνση στον σταθμό SPAA, εντός της πόλης της Σπάρτης για τον σεισμό της Καλαμάτας του 1986.

Οι παράμετροι που αφορούν τη γεωμετρία της πηγής θεωρήθηκαν σταθερές. Συγκεκριμένα, το μήκος και το πλάτος του ρήγματος, καθώς και το βάθος του προσδιορίστηκαν από την κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας, όπως αυτή υπολογίστηκε από τους Lyon-Caen et al. (1988) (εικόνες 3.7 και 3.8). Η κλίση του ρήγματος, σύμφωνα με τους περισσότερους συγγραφείς, είναι 45° και ο προσανατολισμός του 201° . Ως ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων και πυκνότητα στη θέση της εστίας χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές 2.47 km/s και 2.8 gr/cm^3 , όπως προτείνεται από τους Gariel et al. (1991).

Η βέλτιστη ταύτιση επιτεύχθηκε για παράμετρο $kappa$ ίση με 0.066. Η τιμή αυτή συμπίπτει με εκείνη που προτείνουν οι Klimis et al. (1999) για συμπαγή εδάφη με V_s30 μεταξύ 180 m/s και 360 m/s . Το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτό που προτείνει ο Hatzidimitriou (1994), ήτοι $Q_0=100$ και $n=-0.8$). Τέλος, χρησιμοποιήθηκε τιμή πτώσης τάσης ίση με 170 bars. Η τιμή αυτή είναι αρκετά μεγαλύτερη από την τυπική τιμή των 50 bars που υπολόγισαν οι Margaris & Boore (1998) από προσομοιώσεις των φασμάτων απόκρισης πρόσφατων μεγάλων σεισμών του ελληνικού χώρου. Οι Atkinson & Boore (2006) προσδιόρισαν την πτώση τάσης για πλήθος σεισμών, ταυτίζοντας πραγματικές κυματομορφές καταγεγραμμένες σε αποστάσεις 20 χλμ με συνθετικές υπολογισμένες από τον αλγόριθμο EXSIM. Από τα αποτελέσματά τους προκύπτει ότι σε τέτοιες αποστάσεις απαιτείται μεγαλύτερη τιμή πτώσης τάσης για τη σωστή προσομοίωση της επιτάχυνσης. Πιο συγκεκριμένα για μεγέθη μεταξύ 4.5 και 6.8 υπολογίστηκαν τιμές πτώσης τάσης από 85 bars έως και 500 bars. Έτσι η τιμή των 180 bars, με βάση τα αποτελέσματα της παραπάνω έρευνας, είναι ρεαλιστική.

Το τελικό αποτέλεσμα της ταύτισης φαίνεται στην εικόνα 3.21. Συνοπτικά οι κύριες παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν φαίνονται στον πίνακα 3.4.



Εικόνα 3.14: Συνθετική (πράσινο χρώμα) και πραγματική (κόκκινο χρώμα) κυματομορφή επιτάχυνσης για τον σταθμό SPAA. Η συνθετική κυματομορφή υπολογίστηκε με τις παραμέτρους που φαίνονται στον πίνακα 3.3.

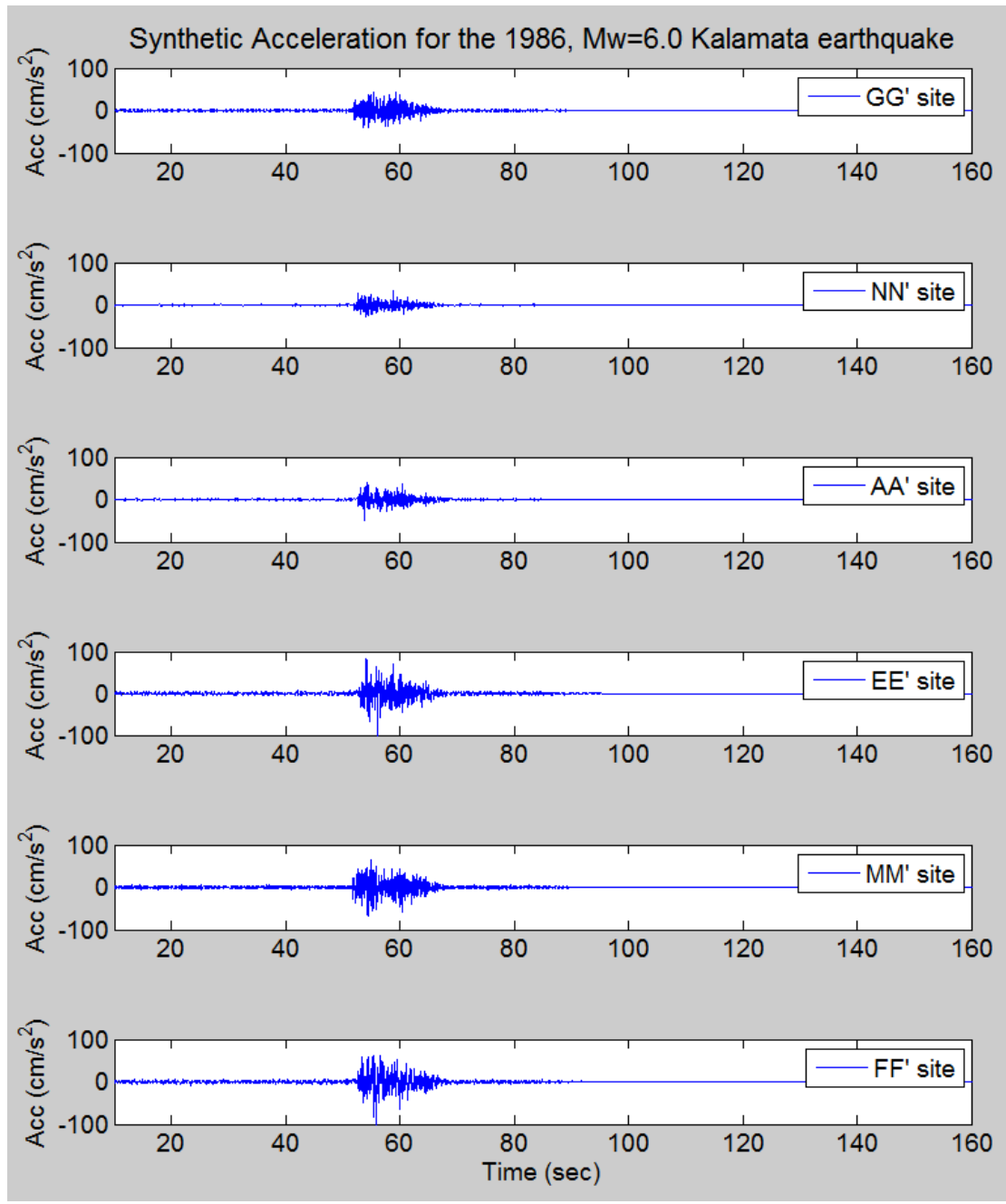
Παράμετρος	Τιμή
M_w	6.0
Πτώση τάσης	180 bars
Συντελεστής κ_0	0.066
Γεωγραφικό πλάτος ανώτερου σημείου ρήγματος	37.18°
Γεωγραφικό μήκος ανώτερου σημείου ρήγματος	22.19°
Διεύθυνση επιπέδου ρήγματος	201°
Κλίση	45°
Ανώτερο βάθος	4 km
Μήκος ρήγματος	18 km
Πλάτος	14 km
Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων στο	2.47 km/s

βάθος του υποκέντρου	2.8 g/cm ³
Πυκνότητα στο βάθος του υποκέντρου	
Μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης	<70 km, 1/R ^{1.3} >70 km, 1/R ⁰ >140 km, 1/R ^{0.5}
Q₀	100
n	0.8
Pulsing %	50

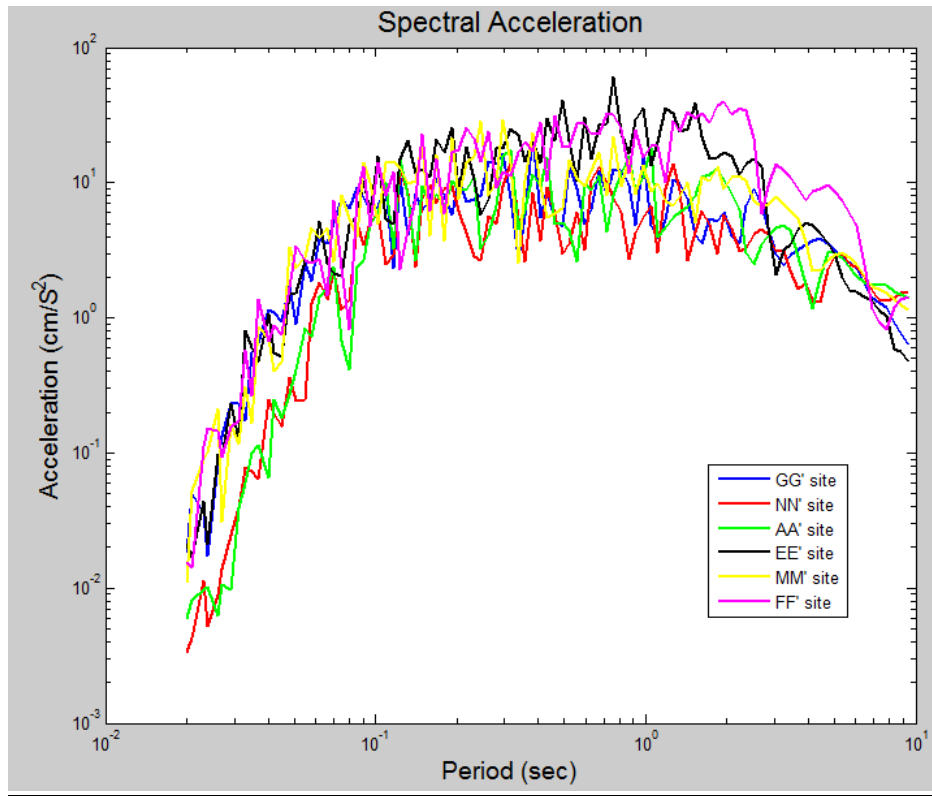
Πίνακας 3.4: Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν κατά την τελική προσομοίωση της επιτάχυνσης στον επιταχυνσιογράφο SPAA για τον σεισμό της Καλαμάτας με μέγεθος $M_w = 6.0$.

Χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους που προσδιορίστηκαν παραπάνω, κατασκευάστηκαν συνθετικά επιταχυνσιογραφήματα και για τις υπόλοιπες θέσεις των εδαφικών μοντέλων (εικόνα 3.10). Στις εικόνες 3.15-3.17 φαίνονται τα επιταχυνσιογραφήματα, τα συχνοτικά φάσματα και οι καμπύλες ψευδοφασματικής επιτάχυνσης που προέκυψαν.

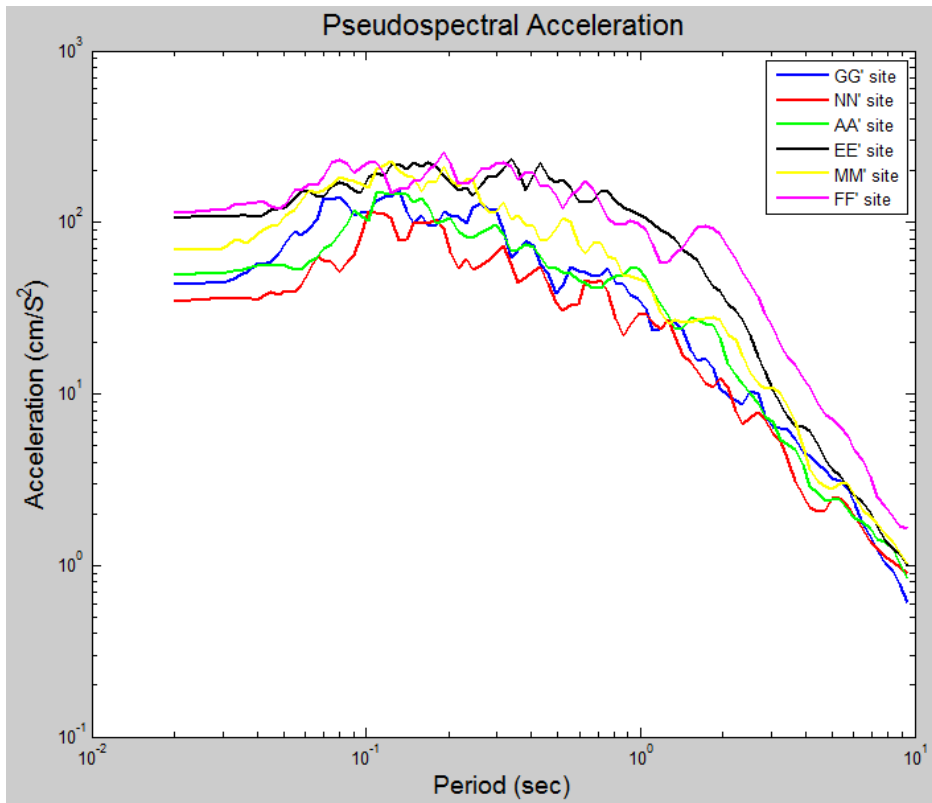
Οι μεγαλύτερες τιμές σεισμικής επιτάχυνσης υπολογίστηκαν για τις θέσεις FF' και EE'. Οι τιμές που υπολογίστηκαν για τις θέσεις αυτές είναι περίπου 0.1 g. Η μεγαλύτερη τιμή που υπολογίστηκε για τη θέση FF' οφείλεται στο γεγονός ότι η θέση αυτή βρίσκεται σε μικρότερη απόσταση από το ρήγμα, σε σχέση με τις υπόλοιπες θέσεις. Για τη θέση EE', όπως προκύπτει και από τα μοντέλα της εικόνας 3.14, προβλέπεται μεγαλύτερη ενίσχυση της σεισμικής κίνησης λόγω των εδαφικών συνθηκών σε σχέση με τις άλλες θέσεις και έτσι δικαιολογούνται οι μεγαλύτερες τιμές σεισμικής επιτάχυνσης.



Εικόνα 3.15: Συνθετικές κοματομορφές επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της Καλαμάτας (1986, $M_w = 6.0$).



Εικόνα 3.16: Συχνοτικά φάσματα των κυματομορφών της εικόνας 3.15.

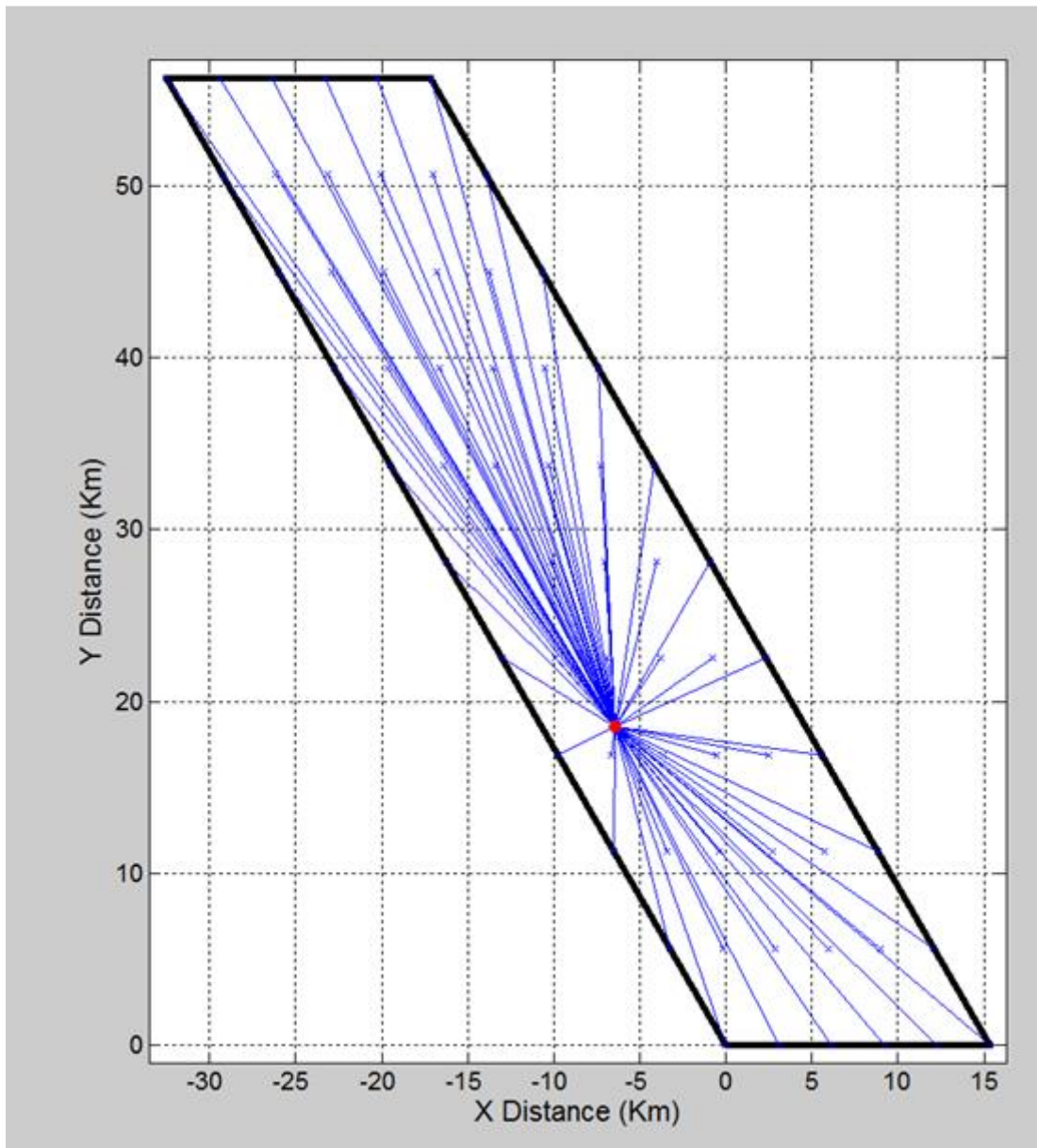
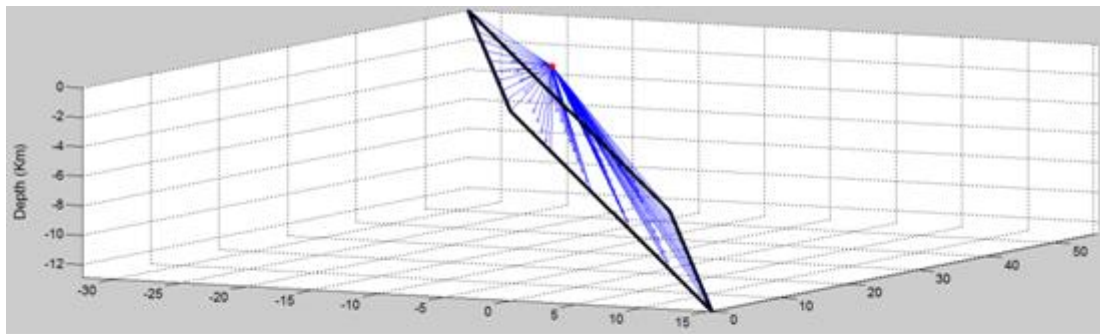


Εικόνα 3.17: Καμπύλες ψευδοφασματικής επιτάχυνσης (PSA) των κυματομορφών της εικόνας 3.15.

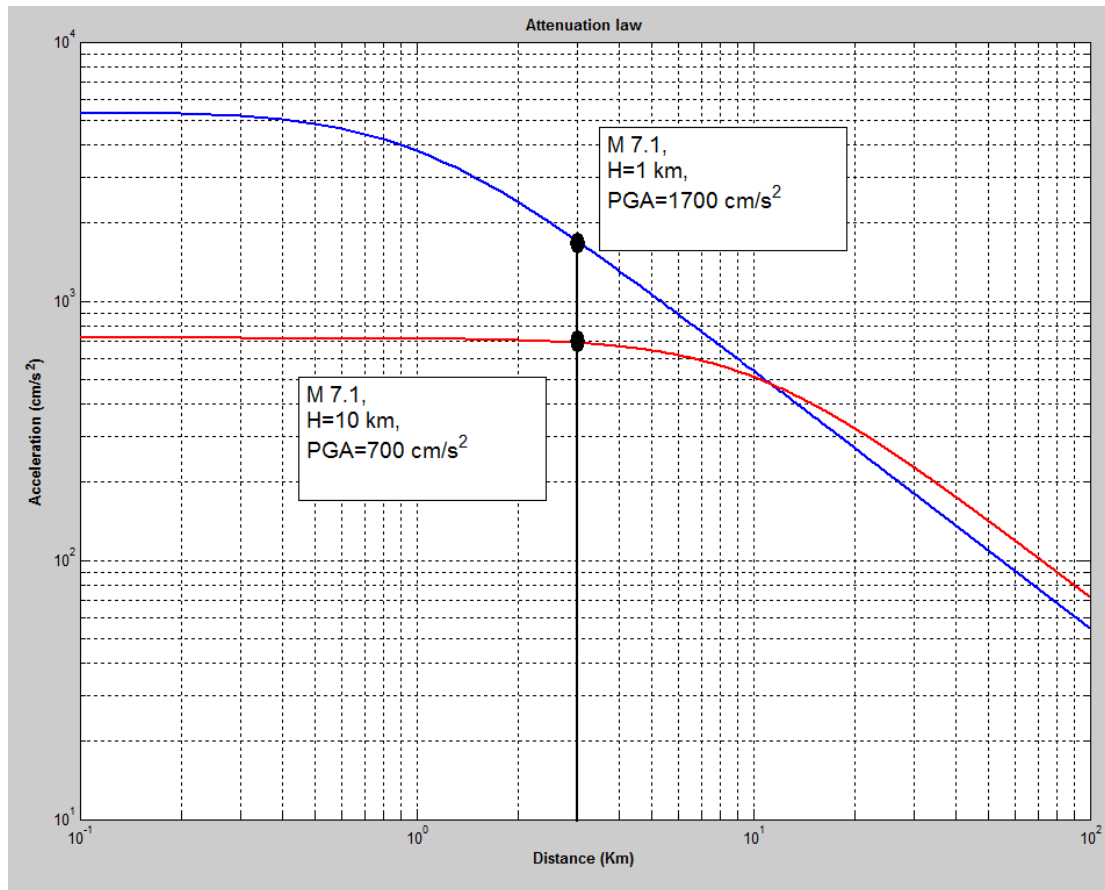
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης σε μικρές αποστάσεις (<10 χλμ), η περίπτωση του ρήγματος της Σπάρτης.

Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται μοντελοποίηση σεισμικών σεναρίων σε πολύ μικρές αποστάσεις με σεισμική πηγή το ρήγμα της Σπάρτης. Σε αυτές τις περιπτώσεις η απόσταση πηγής – θέσης παρατήρησης είναι αρκετά μικρότερη από το μήκος αλλά και το πλάτος του ρήγματος. Η χρήση της μεθόδου στοχαστικής προσομοίωσης με πεπερασμένες διαστάσεις πηγής έχει ως αποτέλεσμα οι συνθετικές κυματομορφές να προκύπτουν από συνέλιξη κυματομορφών που προέρχονται από υποπηγές που βρίσκονται σε μεγάλο εύρος αποστάσεων ως προς τη θέση παρατήρησης.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός του 456 π.Χ. με πιθανό μέγεθος 7.1. Σύμφωνα με την σχέση των Wells & Coppersmith (1994), ένας τέτοιος σεισμός θα προέκυπτε από μήκος ρήγματος ίσο με 65 χλμ. Αυτό το μήκος αντιστοιχεί στο συνολικό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Σπάρτης. Η θέση της τομής NN' βρίσκεται σε ελάχιστη υποκεντρική απόσταση 3 χλμ από το ρήγμα, επομένως αναμένονται ιδιαίτερα μεγάλες τιμές επιτάχυνσης. Χρησιμοποιώντας την σχέση απόσβεσης των Segou & Voulgaris (2013), για την απόσταση αυτή υπολογίζεται μέγιστη επιτάχυνση 1700 cm/s^2 για ενδιάμεση κατηγορία εδάφους. Για εστιακό βάθος 10 χλμ υπολογίζεται μέγιστη επιτάχυνση 700 cm/s^2 . Όμως χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο EXSIM, υπολογίστηκε μέγιστη επιτάχυνση ίση με 520 cm/s^2 (εικόνα 3.19). Ο λόγος είναι το ότι αν και η ελάχιστη απόσταση είναι μικρή (3 χλμ), η μέση απόσταση μεταξύ όλων των υποπηγών και της θέσης παρατήρησης είναι αρκετά μεγαλύτερη, ίση με ~ 32 χλμ. Σε συνδυασμό με το γεγονός ότι όλες οι υποπηγές συνεισφέρουν ισόποσα στην τελική προσομοίωση, προκύπτει η παρατηρούμενη υποεκτίμηση της επιτάχυνσης. Σχηματικά το πρόβλημα φαίνεται στην εικόνα 3.18. Για τον λόγο αυτόν δεν επιχειρήθηκε μοντελοποίηση του παραπάνω σεισμικού σεναρίου.



Εικόνα 3.18: Στην εικόνα σημειώνονται με μπλε γραμμές οι ακτίνες από το σημείο παρατήρησης (κόκκινος κύκλος) μέχρι διάφορα σημεία της επιφάνειας του ρήγματος (μαύρο παραλληλόγραμμο). Στην πάνω εικόνα παρουσιάζεται η γεωμετρία σε τρεις διαστάσεις και στην κάτω η οριζόντια προβολή της στην επιφάνεια.



Εικόνα 3.19: Καμπύλη απόσβεσης όπως υπολογίστηκε με εφαρμογή της σχέσης των Segou & Voulgaris (2013) για ενδιάμεση κατηγορία εδάφους και για εστιακό βάθος 1 χλμ (μπλε γραμμή) από το οποίο προκύπτει η ελάχιστη απόσταση ρήγματος – θέσης NN' και 10 χλμ (κόκκινη γραμμή).

Τα σεισμικά σενάρια που μοντελοποιήθηκαν αφορούν το νότιο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης της Σπάρτης (εικόνα 3.4). Ως διεύθυνση και κλίση του ρήγματος χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές που προτείνουν οι Papanastassiou et al. (2005) για το τμήμα αυτό: προσανατολισμός 150° και κλίση 40° . Το συνολικό μήκος της ζώνης ανέρχεται σε 22 χλμ (Papanastassiou et al., 2005). Χρησιμοποιώντας τις εμπειρικές σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004), το αναμενόμενο μέγεθος υπολογίστηκε σε $M_w=6.4$ και το πλάτος του ρήγματος σε 15 χλμ.

Για το δεύτερο σενάριο, πηγή αποτελεί το βόρειο τμήμα του ρήγματος της Σπάρτης, με μήκος 14.5 χλμ και πλάτος 10.5 χλμ με αναμενόμενο μέγεθος $M_w=6.0$. Σημειώνεται ότι και στις δύο αυτές περιπτώσεις αναμένεται μια υποεκτίμηση των φασματικών τιμών της επιτάχυνσης, σε πολύ μικρότερο βαθμό όμως από ότι στην περίπτωση ρήγματος μήκους 65 χλμ.

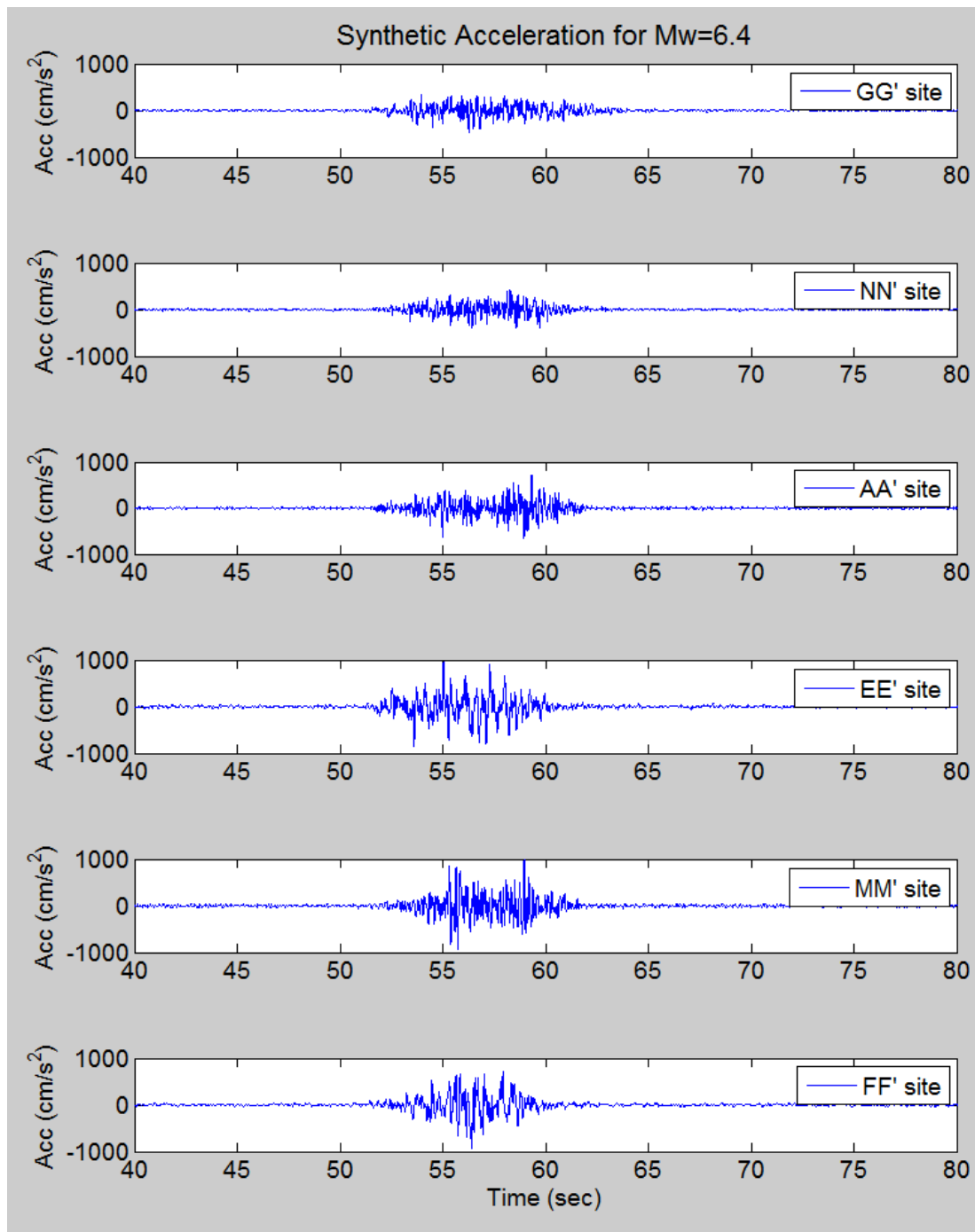
Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.5. Τα αποτελέσματα για το πρώτο σενάριο φαίνονται στις εικόνες 3.20-3.22 και για το δεύτερο στις εικόνες 3.23-3.25.

Παράμετρος	Σεν. 1	Σεν. 2
M_w	6.4	6.0
Πτώση τάσης	180 bars	180 bars
Γεωγραφικό πλάτος άνωτερου σημείου ρήγματος	37.095° 22.36°	37.095° 22.36°
Γεωγραφικό μήκος άνωτερου σημείου ρήγματος		
Διεύθυνση επιπέδου ρήγματος	330°	330°
Κλίση	40°	40°
Ανώτερο βάθος	1 km	1 km
Μήκος ρήγματος	22 km	14.5 km
Πλάτος	15 km	10.5km
Pulsing %	50	50

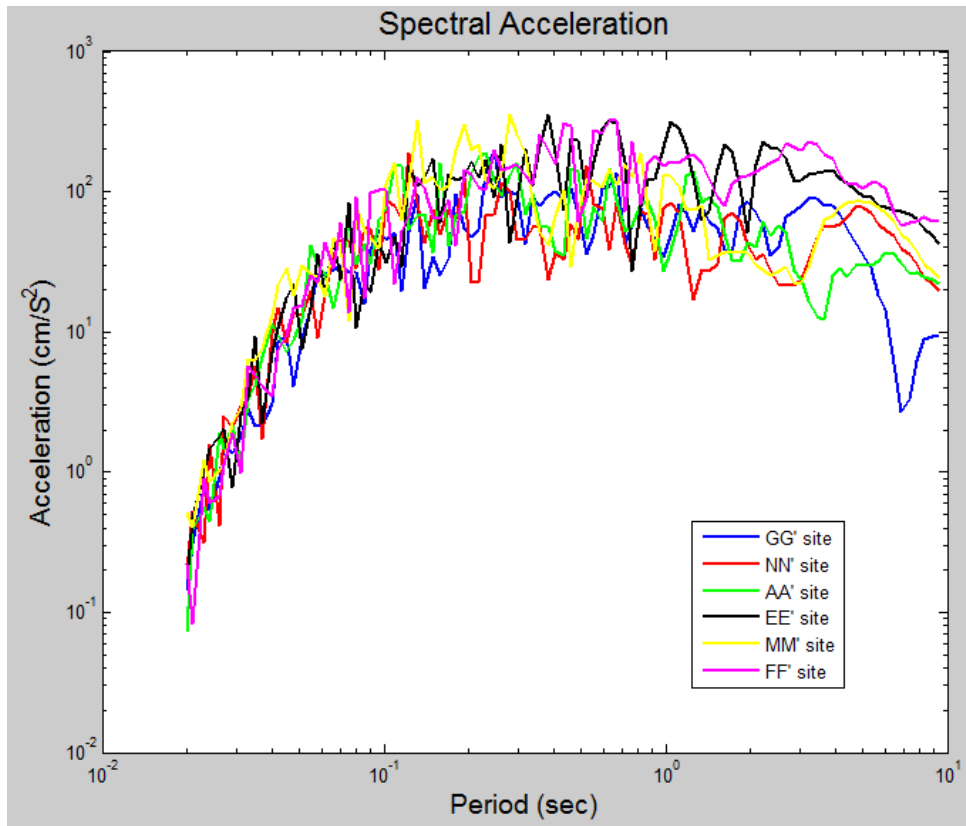
Πίνακας 3.5: Παράμετροι πηγής που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση της επιτάχυνσης για τα δύο σεισμικά σενάρια που εξετάζονται.

Στο πρώτο σεισμικό σενάριο οι μεγαλύτερες επιταχύνσεις παρατηρήθηκαν στις θέσεις EE', MM' και FF' (0.965 g, 0.940 g και 0.92 g). Οι δύο τελευταίες θέσεις χαρακτηρίζονται από τις μικρότερες αποστάσεις από το ρήγμα (1.2 και 1.5 χλμ, αντίστοιχα), γεγονός που δικαιολογεί τις μεγαλύτερες τιμές που υπολογίστηκαν. Η θέση EE', όπως περιγράφηκε και στην προσομοίωση της επιτάχυνσης για τον σεισμό της Καλαμάτας, παρουσιάζει μεγάλη ενίσχυση λόγω των εδαφικών συνθηκών (εικόνα 3.14) και έτσι δικαιολογείται και εκεί η υψηλή τιμή της αναμενόμενης επιτάχυνσης. Στις θέσεις GG' και NN', οι οποίες βρίσκονται ανατολικά της Σπάρτης, η μέγιστη επιτάχυνση δεν ήταν μεγαλύτερη από 0.4 g. Στην θέση AA' η μέγιστη επιτάχυνση ήταν 0.72 g.

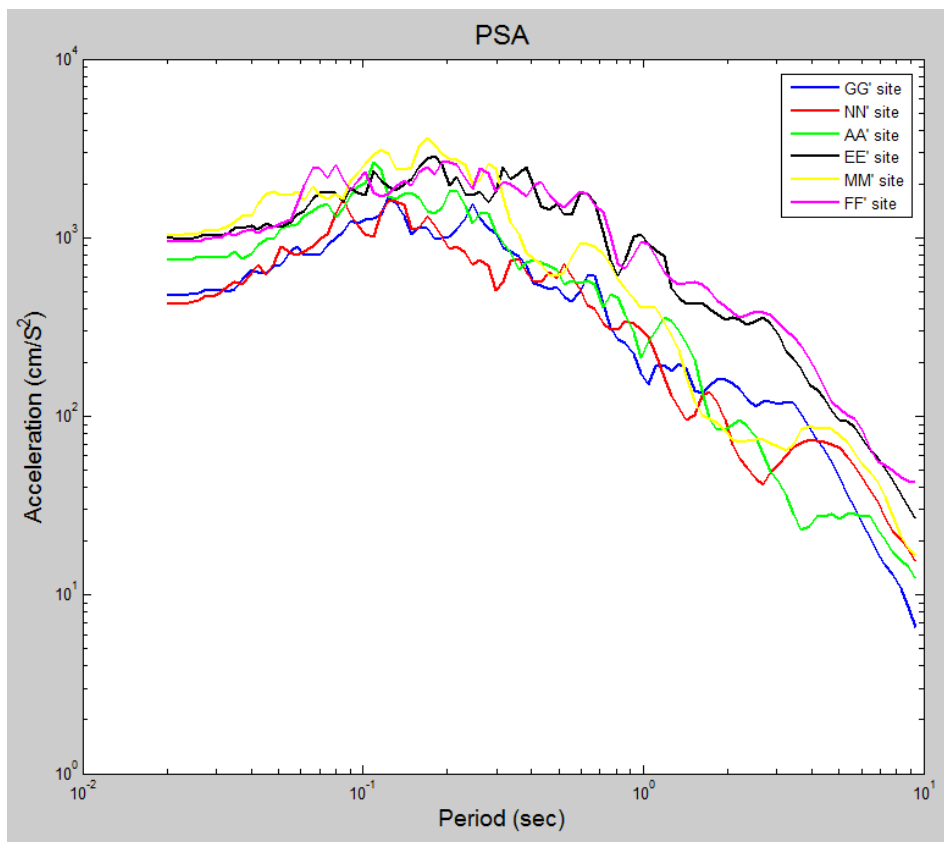
Στο δεύτερο σεισμικό σενάριο η μεγαλύτερη τιμή επιτάχυνσης υπολογίστηκε πάλι για τη θέση ΕΕ' (0.6 g). Στις υπόλοιπες θέσεις οι μέγιστες τιμές της υπολογισμένης επιτάχυνσης κυμαίνονται μεταξύ 0.4 και 0.45 g. Ο λόγος που παρατηρήθηκε μεγάλη τιμή μέγιστης επιτάχυνσης στην θέση FF' θα πρέπει να είναι και πάλι η μεγάλη ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στη θέση αυτή λόγω των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε σχέση με τις υπόλοιπες θέσεις.



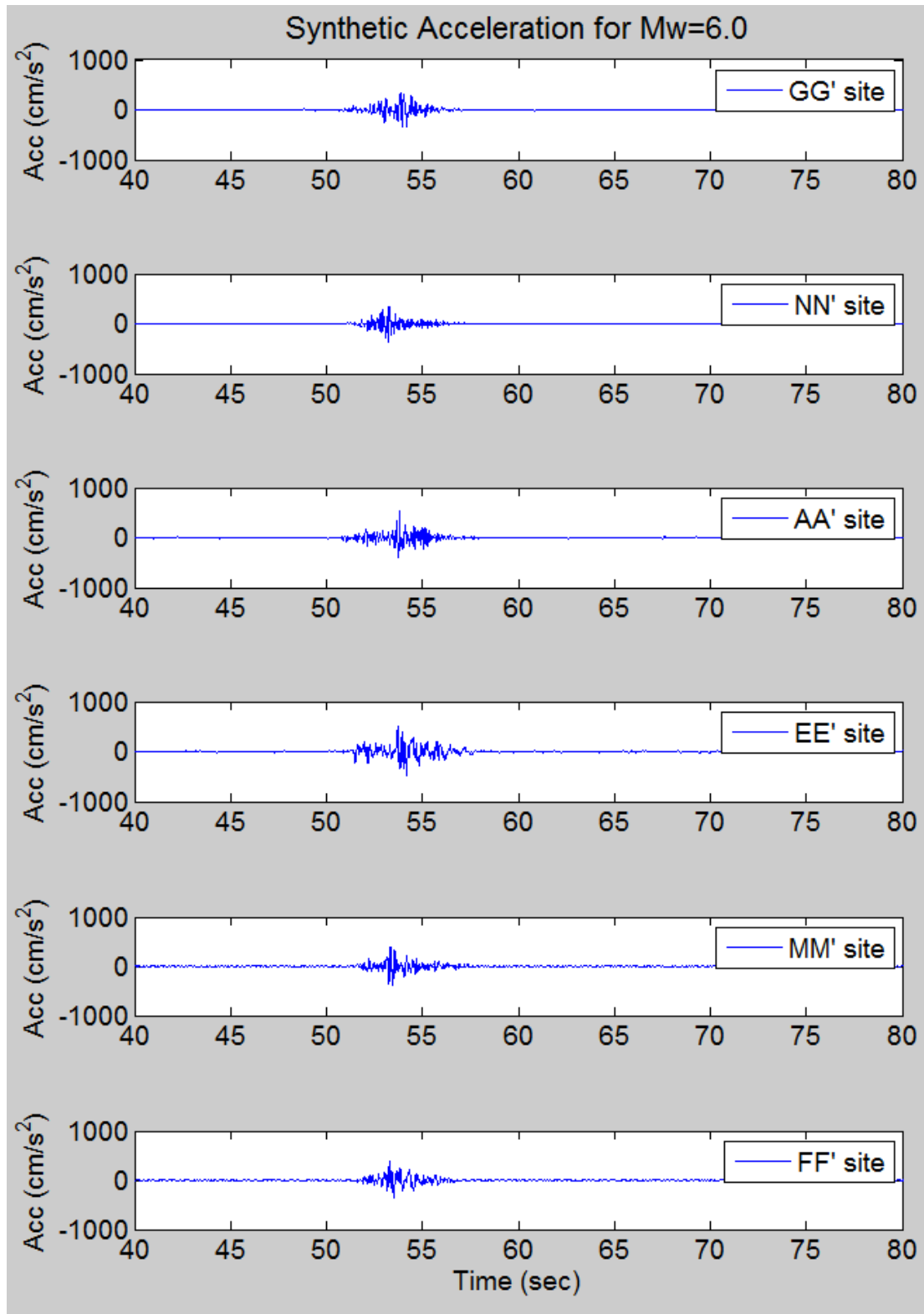
Εικόνα 3.20: Συνθετικές κυματομορφές επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν για τον πιθανό σεισμό μεγέθους $M_w = 6.4$ με πηγή όλο το χαρτογραφημένο τμήμα του ρήγματος της Σπάρτης, μήκους 22 χλμ.



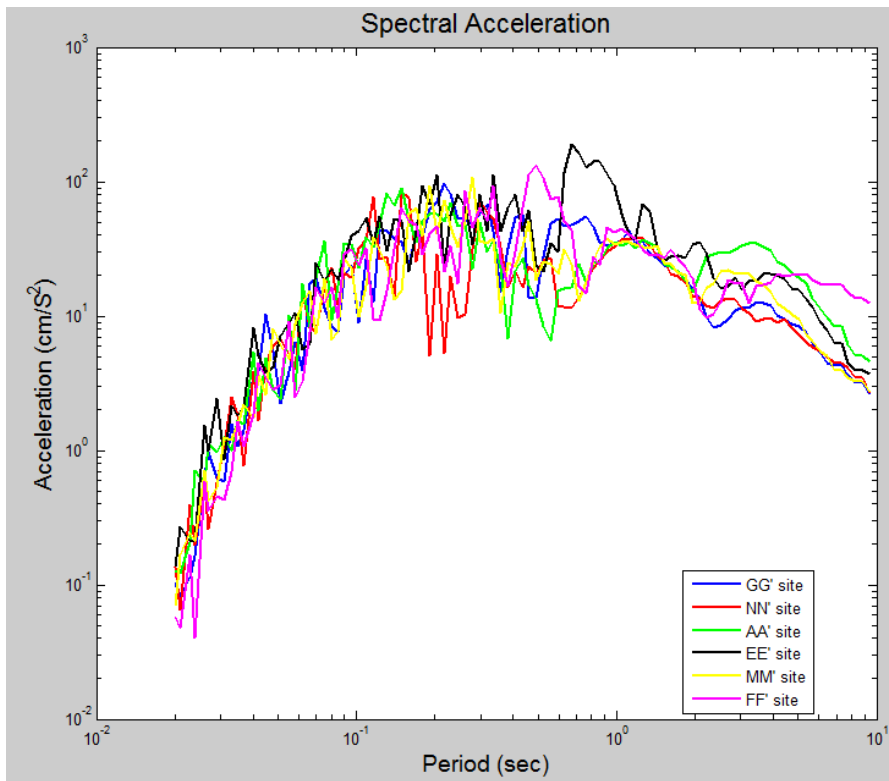
Εικόνα 3.21: Συχνοτικά φάσματα των κοιτομορφών της εικόνας 3.20.



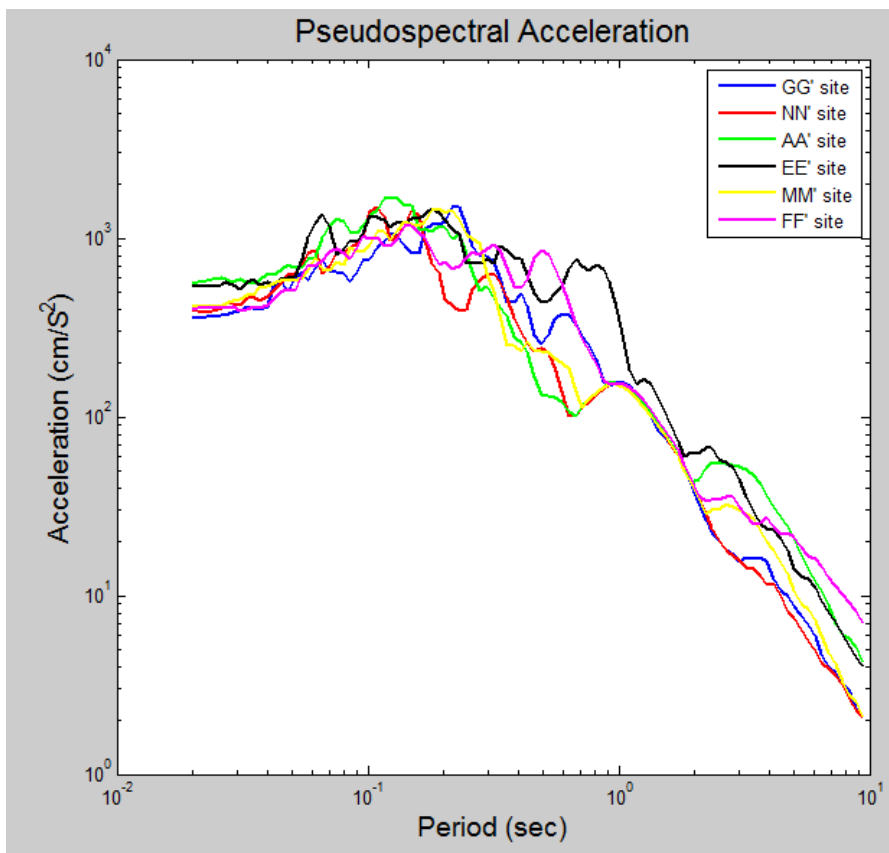
Εικόνα 3.22: Καμπύλες ψευδοφασματικής επιτάχυνσης (PSA) των κοιτομορφών της εικόνας 3.20.



Εικόνα 3.23: Συνθετικές κυματομορφές επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν για σενάριο σεισμού μεγέθους $M_w = 6.1$ με πηγή το βόρειο τμήμα του ρήγματος της Σπάρτης, μήκους 14.5 χλμ.

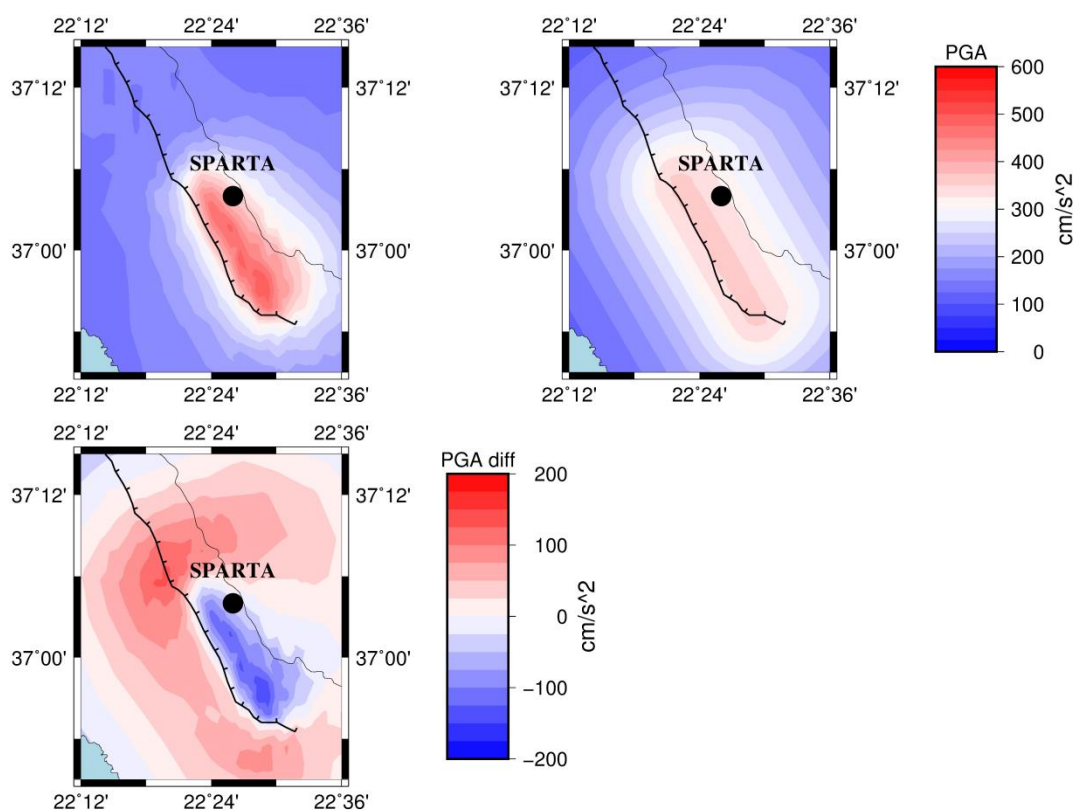


Εικόνα 3.24: Συχνοτικά φάσματα των κυματομορφών της εικόνας 3.23.



Εικόνα 3.25: Καμπύλες ψευδοφασματικής επιτάχυνσης (PSA) των κυματομορφών της εικόνας 3.23.

Στην συνέχεια έγινε υπολογισμός της κατανομής της μέγιστης σεισμικής επιτάχυνσης για την ευρύτερη περιοχή, για το σενάριο σεισμού μεγέθους 6.4. Στην περίπτωση αυτή δεν ήταν γνωστά τα εδαφικά μοντέλα και έτσι ο υπολογισμός έγινε για συνθήκες βράχου, χρησιμοποιώντας εμπειρικούς συντελεστές ενίσχυσης που προτείνονται από τους Margaris & Boore (1998). Οι μέγιστες επιταχύνσεις υπολογίστηκαν για τον ίδιο χώρο χρησιμοποιώντας τον νόμο απόσβεσης των Segou & Voulgaris (2013). Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στην εικόνα 3.26.



Εικόνα 3.26: Κατανομή της μέγιστης σεισμικής επιτάχυνσης για σεισμό μεγέθους 6.4 από το ρήγμα της Σπάρτης με τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης (πάνω αριστερά), με χρήση της σχέσης απόσβεσης των Segou & Voulgaris (2013) (πάνω δεξιά) και η διαφορά στην υπολογισμένη επιτάχυνση από τις δύο μεθοδολογίες (νόμος απόσβεσης – στοχαστική μέθοδος) (κάτω αριστερά).

Όπως φαίνεται στην παραπάνω εικόνα, η κατανομή της μέγιστης επιτάχυνσης παρουσιάζει διαφοροποιήσεις ανάμεσα στις δύο μεθοδολογίες. Με τη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης προκύπτουν μεγαλύτερες τιμές επιτάχυνσης ανατολικά του ρήγματος. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς αυτή τη διεύθυνση, γεγονός που σημαίνει ότι τα υπορήγματα που βρίσκονται κάτω από την

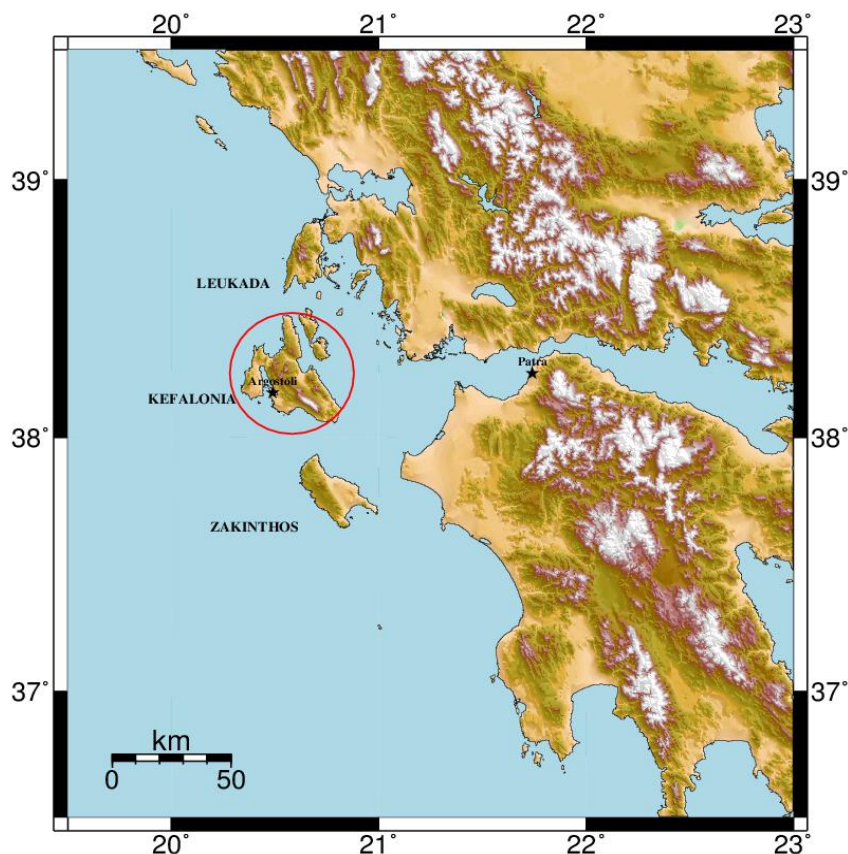
επιφάνεια του εδάφους βρίσκονται πιο κοντά στις θέσεις υπολογισμού στα ανατολικά απ' ό τι στα δυτικά. Άλλη διαφοροποίηση αποτελεί το γεγονός ότι η περιοχή που παρατηρούνται οι μέγιστες τιμές επιτάχυνσης είναι μεγαλύτερη στην περίπτωση της χρήσης του νόμου απόσβεσης. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο ότι η επιτάχυνση που προκύπτει από τη μέθοδο αυτή είναι συνάρτηση της ελάχιστης απόστασης από το ρήγμα. Αντίθετα, όπως αναλύθηκε και παραπάνω, με την πρώτη μεθοδολογία η επιτάχυνση που υπολογίζεται σχετίζεται με τη μέση απόσταση από όλα τα υπορήγματα που απαρτίζουν το ρήγμα. Στα άκρα του ρήγατος η απόσταση αυτή είναι μικρότερη από ότι στο μέσο, με αποτέλεσμα εκεί να υπολογίζονται μικρότερες τιμές επιτάχυνσης. Τέλος, ως απόλυτη τιμή η επιτάχυνση που υπολογίστηκε με τη στοχαστική μέθοδο είναι μεγαλύτερη.

Το γεγονός ότι οι καμπύλες ίσης επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν με τη στοχαστική μέθοδο δεν είναι ομαλές, οφείλεται στο ότι ο υπολογισμός των συνθετικών φασμάτων με τη μεθοδολογία αυτή βασίζεται σε μια αρχική κυματομορφή λευκού θορύβου. Ο τυχαίος παράγοντας που υπεισέρχεται στους υπολογισμούς έχει ως αποτέλεσμα μικρές διαφοροποιήσεις στον υπολογισμό της μέγιστης επιτάχυνσης από θέση σε θέση.

5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ 3: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ

Η Κεφαλονιά αποτελεί το μεγαλύτερο σε έκταση και το πιο ορεινό από τα Ιόνια νησιά στη δυτική Ελλάδα. Έχει πληθυσμό 35.801 κατοίκων (στοιχεία 2011) και καλύπτει έκταση 781 τετραγωνικών χιλιομέτρων. Πρωτεύουσα του νησιού, στο ΝΔ του τμήμα, είναι το Αργοστόλι, με πληθυσμό 10.633 κατοίκων (στοιχεία 2011).

Η ονομασία του νησιού προέκυψε από τη φιγούρα του Κέφαλου, ο οποίος σύμφωνα με τη μυθολογία βοήθησε τον βασιλιά Αμφιτρώνα των Μυκηνών στον πόλεμο εναντίων των Τάφρων και των Τελεβών. Για τη συμβολή του αυτή του παραχωρήθηκε το νησί της Σάμης που στη συνέχεια μετονομάστηκε σε Κεφαλονιά (Fowler, 1993). Σύμφωνα με άλλες πηγές, η Κεφαλονιά και μάλιστα η χερσόνησος της Παλικής στο δυτικό της μέρος, είναι στην πραγματικότητα η Ιθάκη που περιγράφει ο όμηρος στην Οδύσσεια (Gatoroulos, 2007).



Εικόνα 4.1: Η Θέση της Κεφαλονιάς ως προς την υπόλοιπη Ελλάδα.

5.A) ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η Ελληνική ζώνη υποβύθισης

Η Κεφαλονιά βρίσκεται στο νοτιότερο τμήμα του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTF, Cephalonia Transform Fault). Το σημείο αυτό αποτελεί το βορειοδυτικό άκρο της ελληνικής ζώνης υποβύθισης (Ελληνικό τόξο). Στα όρια της ζώνης αυτής η ωκεάνια λιθόσφαιρα της Αφρικανικής πλάκας υποβυθίζεται κάτω από την πλάκα του Αιγαίου (Kokkinou & Kamberis, 2009). Το φαινόμενο αυτό έχει ως αποτέλεσμα κατά μήκος του τόξου να καταγράφεται η εντονότερη σεισμικότητα στην Ευρώπη. Στην περιοχή αυτή, σύμφωνα με ιστορικές πηγές, έχουν λάβει χώρα σεισμοί με μεγέθη που έφταναν το $M=8$ κλίμακα Ρίχτερ (Papazachos 1990, Papazachos & Papazachou 2003).

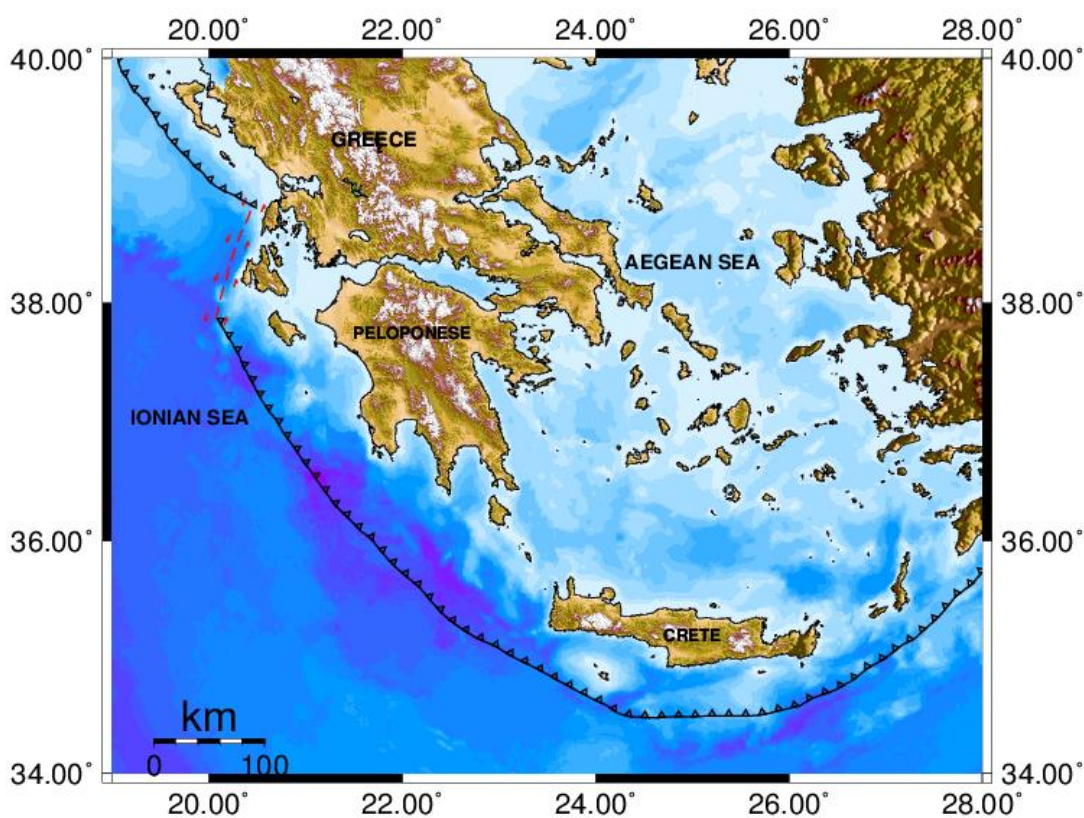
Οι Papazachos & Comninakis (1970, 1971) χρησιμοποιώντας τις θέσεις των υποκέντρων σεισμών ενδιαμέσου βάθους (60 χλμ $<h<$ 180 χλμ) , προσδιόρισαν για πρώτη φορά την ζώνη Wadati – Benioff, η οποία αποτέλεσε τη σημαντικότερη ένδειξη της υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η υποβύθιση γίνεται υπό χαμηλή κλίση ($\sim 30^\circ$) και με διεύθυνση Βόρεια και Βορειοανατολικά. Το φαινόμενο φαίνεται να έχει ξεκινήσει τη δράση του από το ανώτερο Κρητιδικό (Faccenna et al., 2003; Van Hinsbergen et al., 2005).

Σύμφωνα με γεωδαιτικά στοιχεία από συστήματα GPS, με σταθερό σημείο την Ευρασιατική ήπειρο, η Αραβία και η Αφρική κινούνται προς τα βόρεια με ταχύτητες 25 και 10 χιλ/έτος, αντίστοιχα, ενώ η Ανατολία ωθείται προς τα δυτικά με ταχύτητα 2 χιλ/έτος και ο χώρος του Αιγαίου NNΔ με ταχύτητα 30- 40 χιλ/έτος (Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997b, 2000; Kahle et al. 2000). Τέλος, η Ευρασιατική πλάκα κινείται προς το νότο με ταχύτητα 10 χιλ/έτος (Papanikolaou et al., 2004). Η συνισταμένη των κινήσεων αυτών συνθέτει την κινηματική της υποβύθισης στο Νότιο Αιγαίο .

Στην περιοχή του Ιονίου η διεύθυνση του τόξου είναι ΒΔ-ΝΑ. Το τόξο του Ιονίου περιλαμβάνει ένα πλήθος τοπογραφικών βυθισμάτων πληρωμένα συνήθως με αταξινόμητα ιζήματα πάχους έως και 500 μέτρα, τα οποία μαρτυρούν μηχανισμούς τεκτονικής συμπίεσης στην περιοχή (Ryan et al., 1970; Hsu & Ryan, 1973; Got et al., 1977; Stanley, 1977). Στα βόρεια το τόξο οροθετείται από το ρήγμα της Κεφαλονιάς. Η μορφή του φαίνεται στην εικόνα 5.2.

Οι Pearce et al. (2012) ερμηνεύοντας σεισμικά προφίλ της περιοχής, προσδιόρισαν την κλίση της υποβυθιζόμενης πλάκας σε $\sim 17^\circ$ και το

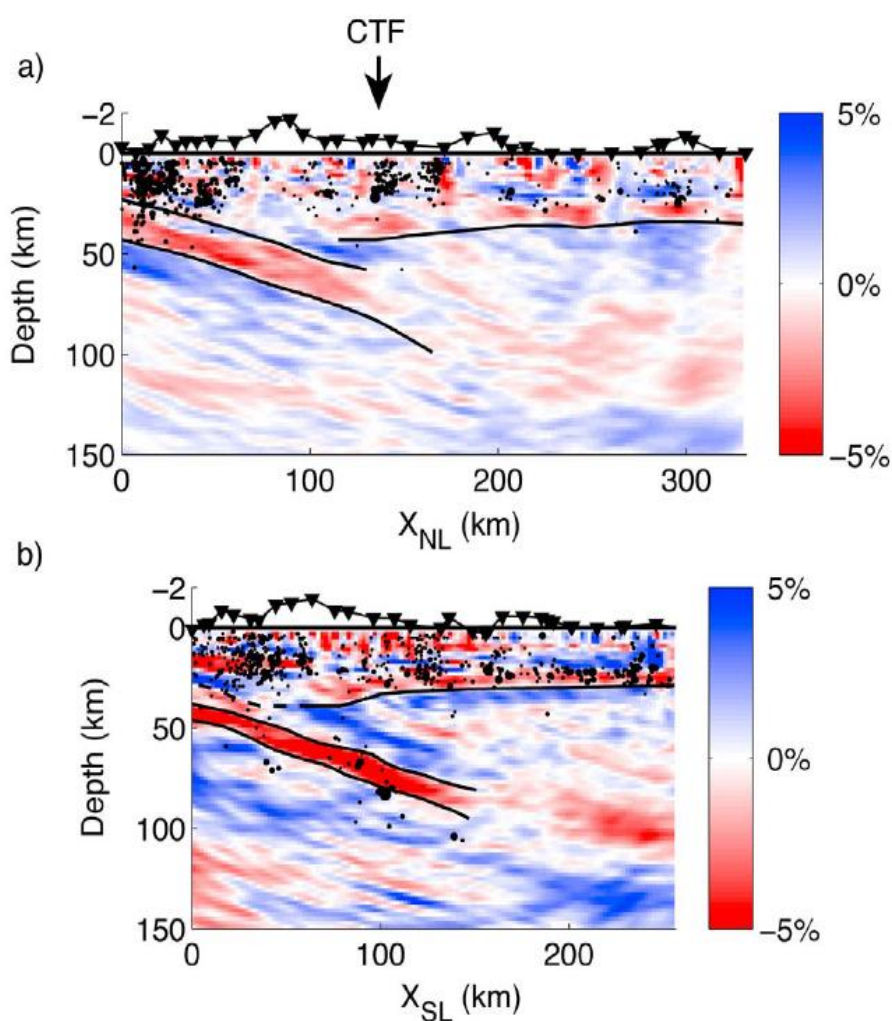
πάχος της σε 8 χλμ στο νότιο τμήμα του τόξου (εικόνα 5.3b). Αντίστοιχες τιμές προσδιορίστηκαν κάτω από την νότια Πελοπόννησο (Gesret et al., 2010, 2011). Πιο δυτικά, ανοιχτά του τόξου, ο ωκεάνιος φλοιός αποτελείται από πυριγενούς προέλευσης υπόβαθρο πάχους 5-8 χλμ (de Voogd et al., 1992; Finetti & Del Ben, 2005) πάνω από τον μανδύα, που υπόκειται σε ιζηματα πάχους 4-6 χλμ (Korff et al., 2003; Finetti & Del Ben, 2005). Για την περιοχή αυτή, αν θεωρηθεί σταθερός ρυθμός σύγκλισης των πλακών 35 χλμ/έτος σε συνδυασμό με τουλάχιστον 25° χλμ καταβυθισμένης ωκεάνιας λιθόσφαιρας, τότε η μέγιστη ηλικία της βυθισμένης πλάκας θα πρέπει να είναι ~7 εκ. έτη (Pearce et al., 2012). Αν θεωρήσουμε μεταβαλλόμενο ρυθμό σύγκλισης, από 5-12 χλμ/έτος κατά το Μειόκαινο σε 35 χλμ/έτος την σύγχρονη εποχή τότε η ηλικία αυτή ανέρχεται σε 10 εκ. έτη (Royden & Papanikolaou, 2011).



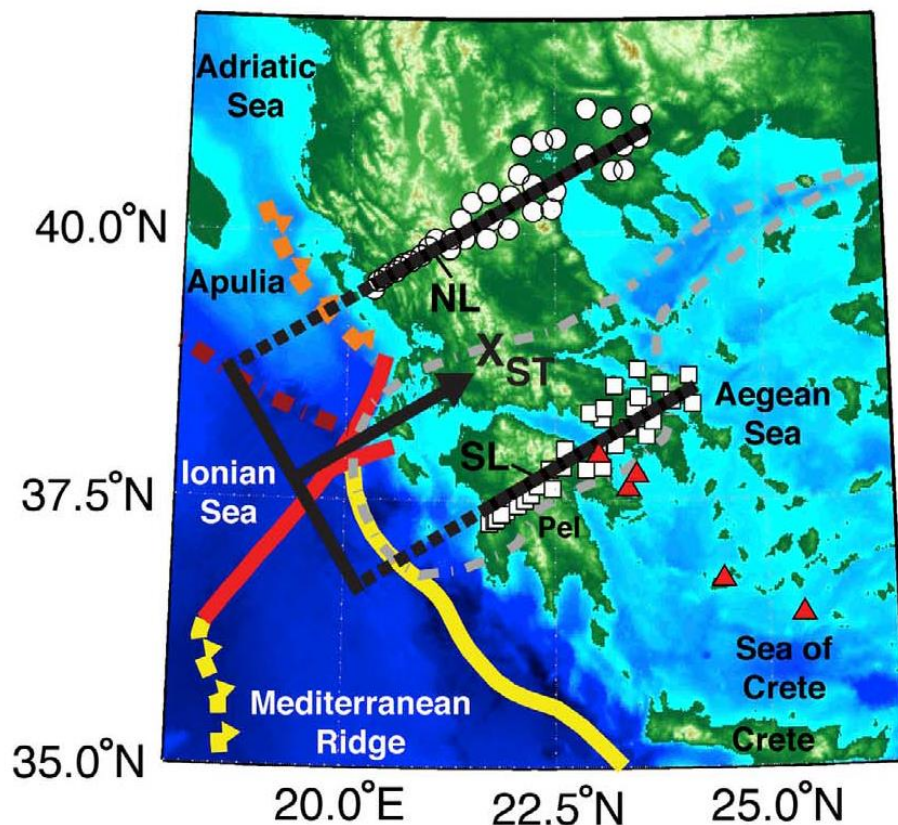
Εικόνα 5.2: Χάρτης της νότιας και κεντρικής Ελλάδας, στον οποίο φαίνεται η θέση του Ελληνικού τόξου (θέση τόξου από Papanikolaou et al., 2009).

Στο βόρειο τμήμα του τόξου το πάχος της υποβυθιζόμενης πλάκας υπολογίστηκε σε ~20 χλμ και η κλίση της, όπως και στην περίπτωση του νότιου τμήματος, σε ~17° (Pearce et al., 2012) (εικόνα 5.3b). Ο ηπειρωτικός φλοιός ανοιχτά του τόξου αποτελείται από κρυσταλλικό

υπόβαθρο πάχους ~20 χλμ και ιζήματα πάχους 8 χλμ. (Finetti & Del Ben, 2005). Το γεγονός ότι το κρυσταλλικό αυτό υπόβαθρο παρουσιάζει το ίδιο πάχος με αυτό της υποβυθιζόμενης πλάκας επιβεβαιώνει το γεγονός ότι αυτή είναι ηπειρωτικής και όχι ωκεάνιας προέλευσης. Σύμφωνα με τους Pearce et al. (2012), αν έχουν υποβυθιστεί τουλάχιστον 220 χλμ ηπειρωτικής λιθόσφαιρας με ρυθμό 5-8 χλμ/έτος από 0 έως 5 εκ. έτη πριν, 5-12 χλμ/έτος από 5 έως 12 εκ. έτη πριν και 25-35 χλμ/έτος από 20 έως 35 εκ. έτη πριν (Royden & Papanikolaou, 2011), η υποβύθιση θα πρέπει να έχει ξεκινήσει από το κατώτερο Μειόκαινο.



Εικόνα 5.3: Προφίλ μεταβολών της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων για το βόρειο (α) και νότιο (β) τμήμα του τόξου του Ιονίου. Στις εικόνες σημειώνεται το στρώμα χαμηλής ταχύτητας το οποίο αντιστοιχεί στην επιφάνεια Μόχο. Με μαύρες κουκίδες σημειώνονται τα υπόκεντρα τοπικών σεισμών από το 2002 έως το 2012, όπως προσδιορίστηκαν από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Στην εικόνα α σημειώνεται επίσης και η θέση στην οποία η προέκταση του ρήγματος της Κεφαλονιάς τέμνει το προφίλ (Pearce et al., 2012).



Εικόνα 5.4: Χάρτης στον οποίο φαίνονται οι θέσεις των προφίλ της εικόνας 5.3 (Pearce et al., 2012).

Γεωλογία περιοχής

Από γεωλογικής άποψης η περιοχή ανήκει στις εξωτερικές Ελληνίδες οι οποίες εκτείνονται από τις Δειναρίδες στον βορρά έως τις Ταυρίδες στα ανατολικά και περιλαμβάνουν τις αμεταμόρφωτες ενότητες Παξών (Προαπούλια), του Καστελόριζου, της Ιόνιας, του Γαβρόβου και της Τρίπολης, καθώς και τις μεταμορφωμένες ενότητες Μάνης, Δυτικής Κρήτης – Τρυπαλίου, Αμοργού, Ολύμπου, Αλμυροποτάμου και Κερκετέα (Ραρανικόλαου, 1986a, 1988d, 1989a). Η περιοχή της Κεφαλονιάς περιλαμβάνει σχηματισμούς της Προαπούλιας και της Ιόνιας ζώνης.

Ως προς την ενότητα Παξών, στην περιοχή εμφανίζονται τα ανθρακικά τμήματα που αντιστοιχούν στην περίοδο Ανώτερο Ιουρασικό μέχρι Κατώτερο Μειόκαινο, μαζί με τον αργιλοκαστικό φλύσχη ηλικίας μέσου Μειοκαίνου έως κατώτερου Πλειοκαίνου (BPCo., 1971). Πιο συγκεκριμένα, στη χερσόνησο της Παλικής και στη χερσόνησο του Αργοστολίου εμφανίζονται λευκοί στρωματώμενοι νηριτικοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες, δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, αποσαθρωμένοι

δολομίτες και βιογενείς - βιοκλαστικοί περιωφαλώδεις ασβεστόλιθοι. Τα ανθρακικά αυτά ιζήματα είναι ηλικίας Άνω Κρητιδικού – Παλαιοκαίνου και έχουν πάχος που ξεπερνά τα 100 μ. (Lekkas et al., 2001).

Στο κεντρικό τμήμα του νησιού εμφανίζονται βιοκλαστικοί και μικριτικοί νηριτικοί ασβεστόλιθοι και λευκοί μικριτικοί και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι μέσω-ανωπαλιρροιακής πλατφόρμας με ίχνη ανάδυσης και ενδιαστρώσεις βιοκλαστικών οριζόντων. Το πάχος των ιζημάτων αυτών ξεπερνά τα 1000 μ. και η ηλικία τους είναι ανωκρητιδική (BPCo., 1971; Lekkas et al., 2001).

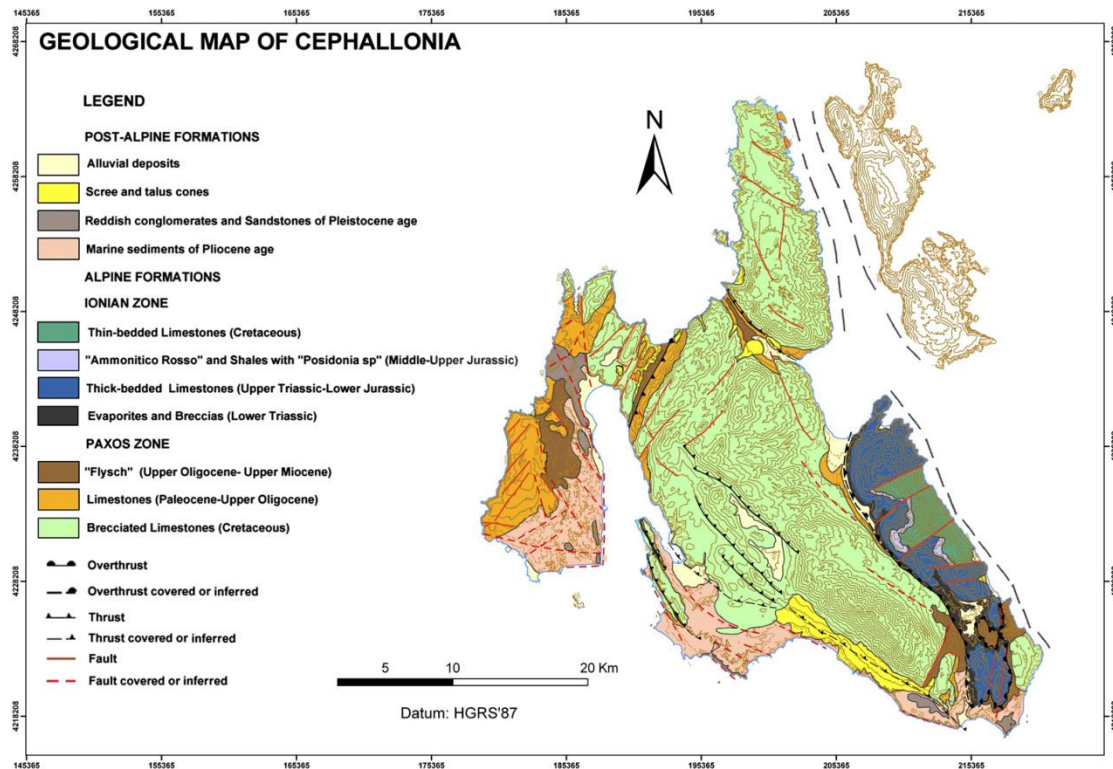
Στις περιοχές της χερσονήσου του Ερισσού, του όρους Καλού, στους ΒΔ πρόποδες της Αγίας Δυνατής και τις δυτικές προσβάσεις του Αίνου εμφανίζονται πελαγικές φάσεις που περιλαμβάνουν στρωματωμένους δολομίτες, ασβεστόλιθους και πυριτόλιθους που μεταπίπτουν κατά το Άλβιο σε βιοκλαστικούς – λατυποπαγείς ασβεστόλιθους κλιτύος και πλευρικά σε βιοκλαστικούς περιωφαλώδεις και μικριτικούς ασβεστόλιθους ρηχής πλατφόρμας. Το πάχος των ιζημάτων αυτών ξεπερνά τα 1000 μ. και η ηλικία τους είναι Ανώτερο Ιουρασικό – Άλβιο. Επίσης, κατά το Τουρώνιο μέχρι το Ηόκαινο, εμφανίζονται λατυποπαγείς και τουρβιδιτικοί ασβεστόλιθοι κλιτύος πάχους 600 μ. (BPCo., 1971; Lekkas et al., 2001).

Ο φλύσσης εμφανίζεται στη χερσόνησο της Παλικής, στον κόλπο του Αργοστολίου και στον όρμο Καστελειού, έχει πάχος αρκετών εκατοντάδων μέτρων, ηλικία Λάγγιο – Μεσσήνιο και περιλαμβάνει ενδιαστρώσεις ψαμμιτών, αργίλων, λατυποπαγών και κροκαλοπαγών (BPCo., 1971; Lekkas et al., 2001).

Από την Ιόνια ενότητα εμφανίζονται ορίζοντες που περιλαμβάνουν στα κατώτερα τμήματα τριαδικούς εβαπορίτες, ασβεστολιθικές και δολομιτικές λατύπες και άργιλους διάλυσης. Πάνω σε αυτούς εμφανίζονται δολομίτες, φυκώδεις ασβεστόλιθοι και πυριτόλιθοι αντίστοιχοι των ασβεστόλιθων του «Παντοκράτορα» ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό – Μέσο Λιάσιο (BPCo., 1971). Ακολουθούν φάσεις «Ammoniticorosso» με ασβεστοσχίστες και ερυθρούς ασβεστόλιθους με αμμονίτες του Τοαρσίου, ασβεστόλιθοι με πυριτόλιθους και σχιστόλιθοι με Πωσειδονίες του Δογγερίου, καθώς και πελαγικοί ασβεστόλιθοι που γίνονται λατυποπαγείς στην κορυφή τους, κρητιδικής ηλικίας (BPCo., 1971).

Οι μετααλπικοί σχηματισμοί στην Κεφαλονιά χωρίζονται σε δύο σειρές. Μία κατώτερη σειρά από θαλάσσια ιζήματα ηλικίας Κατώτερου Πλειοκαίνου – Κατώτερου Πλειστοκαίνου (Γεωργιάδου – Δικαιουλία,

1965) και μία ανώτερη σειρά με ηπειρωτικά ιζήματα, ασύμφωνα αποθεμένα πάνω στην προηγούμενη σειρά (BPCo., 1971; Sorel, 1976; Underhill, 1989). Οι σχηματισμοί της κατώτερης σειράς περιλαμβάνουν ορίζοντες ολιγόμεικτων κροκαλοπαγών και λατυποπαγών, συμφυρματοπαγή ασβεστόλιθων, συμπαγείς ασβεσταρενίτες, κυανές και κίτρινες μάργες με ιλυόλιθους, ενδιαστρώσεις ψαμμιτών, ασβεστολιθικών άμμων συνολικού πάχους 200 – 500 μ (BPCo., 1971). Οι σχηματισμοί της ανώτερης σειράς περιλαμβάνουν λατυποπαγή, θαλάσσιους ασβεσταρενίτες, μεσοπαγετώδεις αποθέσεις Μινδέλιου – Ρήσιου, κώνους προσχώσεων Ρήσιου, καθώς και σύγχρονες αποθέσεις άμμων και κροκαλοπαγών μικρού πάχους (Underhill, 1989; Lekkas et al., 2001).



Εικόνα 5.5: Γεωλογικός – νεοτεκτονικός χάρτης Κεφαλονιάς και Ιθάκης (Lagios et al., 2007).

Τεκτονική δομή περιοχής

Η δομή του νησιού της Κεφαλονιάς είναι αποτέλεσμα επίδρασης παραμορφώσεων συμπίεστικού χαρακτήρα, οι οποίες διακόπτονται από περιόδους κατά τις οποίες επικρατεί εφελκυσμός (Mercier et al, 1972; Lekkas et al., 2001). Οι σημαντικότερες αλπικές δομές περιλαμβάνουν ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ ή ΝΔ – ΒΑ, ανοικτές πτυχές με όμοιο προσανατολισμό αξόνων, επιπτεύσεις, αντίκλινα εφίππευσης, αντίκλινα δίδυμα εφίππευσης με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και κανονικά ρήγματα με διευθύνσεις ΒΑ – ΝΔ και Α – Δ μέσα στην Ιόνια ενότητα (Lekkas et al., 2001) (εικόνα 5.5).

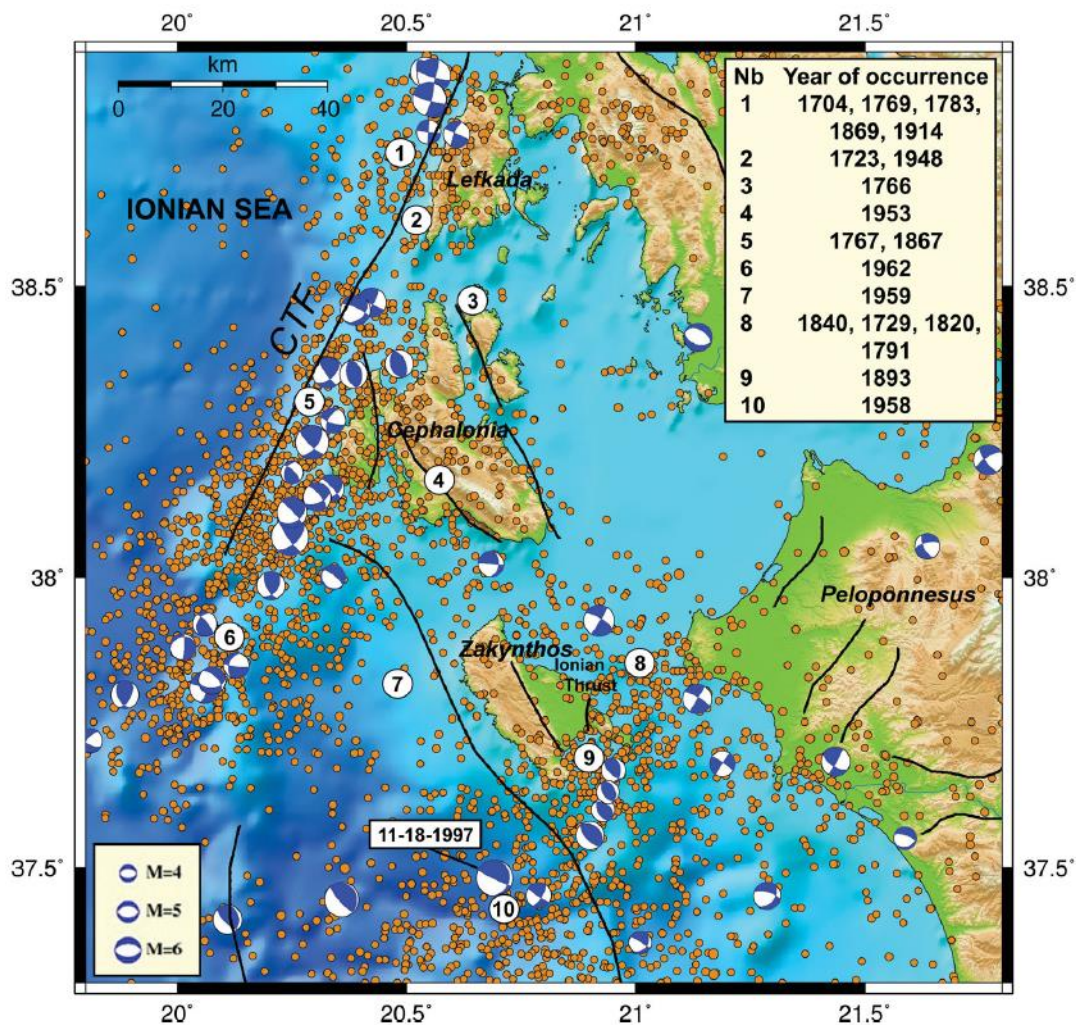
Οι νεοτεκτονικές δομές του νησιού περιλαμβάνουν πλήθος παλαιών κανονικών ρηγμάτων τα οποία από το κάτω Πλειόκαινο και μετά λειτουργούν ως ανάστροφα ρήγματα (Stiros et al., 1994). Τα υπερκείμενα τεμάχια αυτών των ρηγμάτων εμφανίζονται πτυχωμένα και κατακερματισμένα από μικρά ρήγματα μικρής ή μεγάλης κλίσης, υποπαράλληλα ως προς το ίχνος του κυρίως ρήγματος (Sorel, 1976; Cushing, 1985; Underhill, 1989). Η γεωμετρία αυτή οφείλεται ως ένα βαθμό στις μεταβολές με το βάθος στο πάχος και τη σύσταση των εβαποριτικών στρωμάτων, που εμφανίζονται με τη μορφή διεισδύσεων στα πετρώματα (Stiros et al., 1994). Οι εβαπορίτες αυτοί είναι αποτέλεσμα Πλειο – Τεταρτογενούς διαπυρισμού σε Τριαδικά ιζήματα (Stiros et al., 1994). Η απουσία τους κοντά στην επιφάνεια έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του συντελεστή τριβής στα πετρώματα που οδηγεί στον ευκολότερο κατακερματισμό τους σε σχέση με τα πετρώματα που βρίσκονται σε μεγαλύτερα βάθη όπου η παρουσία εβαποριτών είναι πιο έντονη (Stiros et al., 1994).

Τα ρήγματα του νησιού μπορούν να ταξινομηθούν σε τρία κύρια συστήματα: τα πρωτεύοντα συστήματα με προσανατολισμό ΒΔ – ΝΑ (ρήγματα Αίνου και Αγ. Ευφημίας), ΒΒΑ – ΝΝΔ (ρήγματα Κοντοφουράτα – Αγκώνα) και ΒΒΔ – ΝΝΑ (ρήγμα Αργοστολίου), τα δευτερεύοντα με διευθύνσεις ΒΑ – ΝΔ και Α – Δ (ρήγμα Άτρος) (Lekkas et al., 2001).

Από άποψη κινηματικής οι Lekkas et al. (2001) ταξινόμησαν τα ρήγματα του νησιού σε: α. καθαρά ανάστροφα ρήγματα (εμφανίζονται κυρίως στην χερσόνησο του Αργοστολίου), β. ανάστροφα ρήγματα ή επιπτεύσεις που παρουσιάζουν τόσο οριζόντια όσο και κατακόρυφη συνιστώσα ολίσθησης (ρήγματα Αίνου και Αγ. Ευφημίας), γ. ρήγματα οριζόντιας ή σχεδόν οριζόντιας ολίσθησης (κύριες εμφανίσεις στη χερσόνησο του Αργοστολίου, στην ΝΑ Κεφαλονιά και στη χερσόνησο της Παλικής) και δ. κανονικά ρήγματα με ολίσθηση κατά κλίση σε

κεκλιμένη επιφάνεια (παρατηρούνται στο τεκτονικό βύθισμα Αργινίων, στο τεκτονικό κάλυμμα της Ιόνιας ενότητας και στην Ιθάκη). Όπως φαίνεται και στην εικόνα 5.5, τα μεγαλύτερα ρήγματα στο νησί είναι: α) το ρήγμα στη ΒΑ ακτή του νησιού, στον θαλάσσιο χώρο μεταξύ Κεφαλονιάς και Ιθάκης, β) το ρήγμα που βρίσκεται στην ανατολική ακτή της χερσονήσου της Παλικής, γ) το ρήγμα στη ΝΑ ακτή του νησιού και δ) τα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ που οριοθετούν την οροσειρά του Αίνου.

Στην ευρύτερη περιοχή, η πιο χαρακτηριστική τεκτονική δομή είναι το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Πρόκειται για ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης και εντοπίζεται ανατολικά του νησιού και εκτείνεται από τα δυτικά της Λευκάδας στα βόρεια, ως βορειοδυτικά της Ζακύνθου στα νότια (εικόνα 5.6). Η ύπαρξη μιας τέτοιας δομής στην περιοχή υποστηρίζεται από τη δεκαετία του 70, βάσει στοιχείων βαθυμετρίας (Finetti & Morreli, 1973; Stride et al., 1977; Finetti, 1982), επίγειας γεωλογικής χαρτογράφησης (BPCo, 1971; Mercier et al., 1976; Cushing, 1985) και άλλων στοιχείων (Dewey & Sengor, 1973; Le Pichon & Angelier, 1979). Οι Scordilis et al. (1985) μελέτησαν το επίκεντρο του σεισμού στις 17 Ιανουαρίου 1983 ($M=7.0$), καθώς και τους μηχανισμούς γένεσης του σεισμού αυτού και του μεγαλύτερου μετασεισμού και προσδιόρισαν τη διεύθυνση του ρήγματος ως ΒΑ-ΝΔ. Μεταγενέστερες μελέτες επιβεβαίωσαν τη συνέχιση του ρήγματος προς βορρά, ανοιχτά της Λευκάδας (Hatzfeld et al., 1995; Makropoulos et al., 1996; Kahle et al., 1995; Louvari et al., 1999).



Εικόνα 5.6: Χάρτης στον οποίο φαίνεται η θέση του ρήγματος της Κεφαλονιάς (CTF), μαζί με τα υπόλοιπα σημαντικά ρήγματα της ευρύτερης περιοχής. Στον χάρτη εμφανίζονται οι σημαντικότεροι ιστορικοί σεισμοί μέχρι και το 1964, μαζί με όλους τους καταγεγραμμένους σεισμούς μεγέθους $M_w > 3.6$ για την περίοδο 1964-2005. Για την ίδια περίοδο παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με μέγεθος $M_w > 4.5$ (Paradimitriou et al., 2012).

Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα περιοχής

Η Κεφαλονιά λόγω της γεωγραφικής της θέσης ως προς τις δομές που περιγράφηκαν παραπάνω, αποτελεί μια ιδιαίτερα σεισμογενή περιοχή. Οι πρώτοι κατάλογοι ιστορικής σεισμικότητας για την περιοχή παρουσιάστηκαν από τον Γαλανόπουλο (1950), στον οποίο γίνεται περιγραφή ιστορικών σεισμών στην περιοχή της Λευκάδας, χωρίς να παρουσιάζονται σεισμικές παράμετροι (μέγεθος, επίκεντρο, κλπ.)

Οι Papazachos & Papazachou (2003) παραθέτουν έναν συγκεντρωτικό κατάλογο με τους πιο σημαντικούς σεισμούς στην Ελλάδα κατά την περίοδο 550 π.Χ. - 2001 μ.Χ., όπως προκύπτουν από ιστορικές

μαρτυρίες, με πληροφορίες για τις παραμέτρους που αφορούν τους σεισμούς αυτούς. Ο κατάλογος αυτός περιλαμβάνει 57 σεισμικά γεγονότα για την ευρύτερη περιοχή της Κεφαλονιάς, με μεγέθη από 6 έως 7.4. Από αυτά υπάρχουν μαρτυρίες για βλάβες στην Κεφαλονιά για 18 σεισμούς, οι οποίοι αναφέρονται παρακάτω.

Ο πρώτος σημαντικός σεισμός που αναφέρεται σε ιστορικές πηγές για την περιοχή είναι ο σεισμός της άνοιξης του 1469. Στην περίοδο αυτή έγινε μια σειρά από ισχυρούς σεισμούς οι οποίοι είχαν αποτέλεσμα την καταστροφή αρκετών κτιρίων καθώς και τειχών σε διάφορες περιοχές στην Κεφαλονιά, την Λευκάδα και την Ζάκυνθο (Αραβαντινός, 1856; Barbiani & Barbiani, 1864; Papazachos & Papazachou, 2003). Το επίκεντρο του σεισμού θεωρείται ότι ήταν στο Αργοστόλι και το μέγεθός του 7.2 (Papazachos & Papazachou, 2003).

1633, Νοέμβριος 5: Ιδιαίτερα ισχυρός σεισμός, μεγέθους 7.0, έπληξε τη Ζάκυνθο. Η δόνηση αυτή προξένησε εκτεταμένες καταστροφές στο νησί και προκάλεσε αρκετές ανθρώπινες απώλειες. Η ισχύς της δόνησης ήταν τέτοια που προκάλεσε ζημιές και στην Κεφαλονιά, ενώ έγινε αισθητή μέχρι και τη Βερόνα και τη Μάντοβα (Barbiani & Barbiani, 1864; Χιώτης, 1886; Ρώμας, 1975; Αντωνόπουλος, 1973; Σπυρόπουλος, 1997).

1636, Σεπτέμβριος 30: Η περιοχή της Κεφαλονιάς επλήγη από έναν από τους ισχυρότερους σεισμούς που έχουν συμβεί, με μέγεθος 7.2. Ο σεισμός αυτός αναφέρεται από πλήθος ιστορικών πηγών, σύμφωνα με τις οποίες στην περιοχή του Αίνου προκλήθηκε πτώση βράχων και ξερίζωμα δέντρων και μεγάλες καταστροφές στον οικισμό του Αγίου Γεωργίου. Οι περιοχές που υπέστησαν τις περισσότερες καταστροφές ήταν η Λειβαθώ, το Αργοστόλι και το Ληξούρι με τον συνολικό αριθμό των ανθρωπίνων απωλειών να ανέρχεται στις 525-540 (Papazachos & Papazachou, 2003). Ο Ιερόθεος Αββάτιος αναφέρει ότι ερημώθηκαν τα χωριά Εικοσιμία, Ελειός, Μαρκόπουλο, Βάλτα, Κορωνοί, Σολωμάτα, Ηράκλειο και Πυργί. Ο Giraldi αναφέρει τις επιπτώσεις του σεισμού στη Ζάκυνθο, οι οποίες ήταν εξίσου σημαντικές με αυτές στην Κεφαλονιά. Πιο συγκεκριμένα κάνει αναφορές σε εκατοντάδες νεκρούς και εκτεταμένες καταστροφές σε κτίρια του νησιού. Τέλος, αναφέρεται ότι την επόμενη μέρα σημειώθηκε εξίσου ισχυρός μετασεισμός, ο οποίος προξένησε περαιτέρω καταστροφές, καθώς και ότι η μετασεισμική ακολουθία διήρκεσε έναν χρόνο περίπου (Papazachos & Papazachou, 2003). Δύο χρόνια μετά, κατά τον Ιούλιο του 1638, σεισμός μεγέθους 6.4 κατέστρεψε πολλά από τα κτίρια που είχαν απομείνει καθώς και αρκετά νέα κτίσματα (Πεντόγαλος, 1973; Μουγιάρης, 1994).

1658, Αύγουστος 24: Ο σεισμός αυτός, μεγέθους 7.0, μαζί με την

μετασεισμική ακολουθία του προκάλεσε την κατάρρευση 500 σπιτιών στο Ληξούρι και συνολικά 300 θανάτους (Parazachos & Parazachou, 2003). Σύμφωνα με τον Riccioli ένας ολόκληρος λόφος με μια εκκλησία εξαφανίστηκαν (Partsch, 1890; Τσιτσέλης, 1960; Σπυρόπουλος, 1997).

1714 Σεπτέμβριος 8: Σεισμός με μέγεθος 6.4 οδήγησε στη δημιουργία καινούργιων θερμών πηγών και τη διάνοιξη της γης σε πολλά μέρη στην Κεφαλονιά (Barbiani & Barbiani, 1864; Χιώτης, 1886; Parazachos & Parazachou, 2003).

1723, Φεβρουάριος 22: Ο σεισμός στην Λευκάδα τον Φεβρουάριο του 1723 ($M=6.4$) προκάλεσε βλάβες στο βόρειο και δυτικό μέρος της Κεφαλονιάς, κυρίως στην Παλική, στην Έρισσο και στο Αργοστόλι. Ο Κονταρίνης αναφέρει ότι ο σεισμός αυτός κατέστρεψε όλα τα σπίτια στο Ληξούρι (Parazachos & Parazachou, 2003).

1741, Ιούνιος 23: Σεισμός μεγέθους 6.4 κατέστρεψε σπίτια στο ΝΔ μέρος της Κεφαλονιάς (Ληξούρι, Αργοστόλι, Κάστρο). Πολλές βλάβες προκλήθηκαν και από τη μετασεισμική ακολουθία, η οποία συνεχίστηκε για πέντε μήνες (Albini et al., 2000).

1759, Ιούνιος 13: Ο σεισμός αυτός με μέγεθος 6.3, καθώς και ένας μετασεισμός την ίδια μέρα προκάλεσαν καταρρεύσεις αρκετών κτιρίων (Parazachos & Parazachou, 2003).

1766, Ιούλιος 24: Ισχυρός σεισμός μεγέθους 7.0 και τρεις μετασεισμοί την ίδια μέρα προκάλεσαν καταρρεύσεις κτιρίων και τον θάνατο 20 ανθρώπων. Μεγάλο μέρος του πληθυσμού μετανάστευσε στην Πελοπόννησο, ενώ πολλοί κάτοικοι έμειναν σε ανοικτούς χώρους όλο το καλοκαίρι (Perrey, 1848; Barbiani & Barbiabi, 1864; Κατράμης, 1880; Partsch, 1890; Τσιτσέλης, 1960).

1767, Ιούλιος 22: Ο σεισμός αυτός είχε μέγεθος 7.2 και αναφέρεται ως ο σεισμός που είχε γίνει πιο έντονα αισθητός στο νησί μέχρι τότε. Προκάλεσε συνολικά καταστροφές σε 2.642 σπίτια, σοβαρές βλάβες σε άλλα 1.946 και την απώλεια 253 ανθρώπων (Parazachos & Parazachou, 2003). Ιδιαίτερα στο Ληξούρι όλα σχεδόν τα σπίτια κατέρρευσαν. Βλάβες προκλήθηκαν και στη Λευκάδα, την Ζάκυνθο, την Πάτρα και την Αμφιλοχία. Σε μια ώρα αναφέρεται ότι συνέβησαν 50 μετασεισμοί (Barbiani & Barbiabi, 1864; Σταματέλος, 1970; Κατράμης, 1880; Partsch, 1890; Εφημερίδα “Νεολόγος Πατρών” 29.9.1953; Καβασακάλης & Πολυμενάκος, 1988).

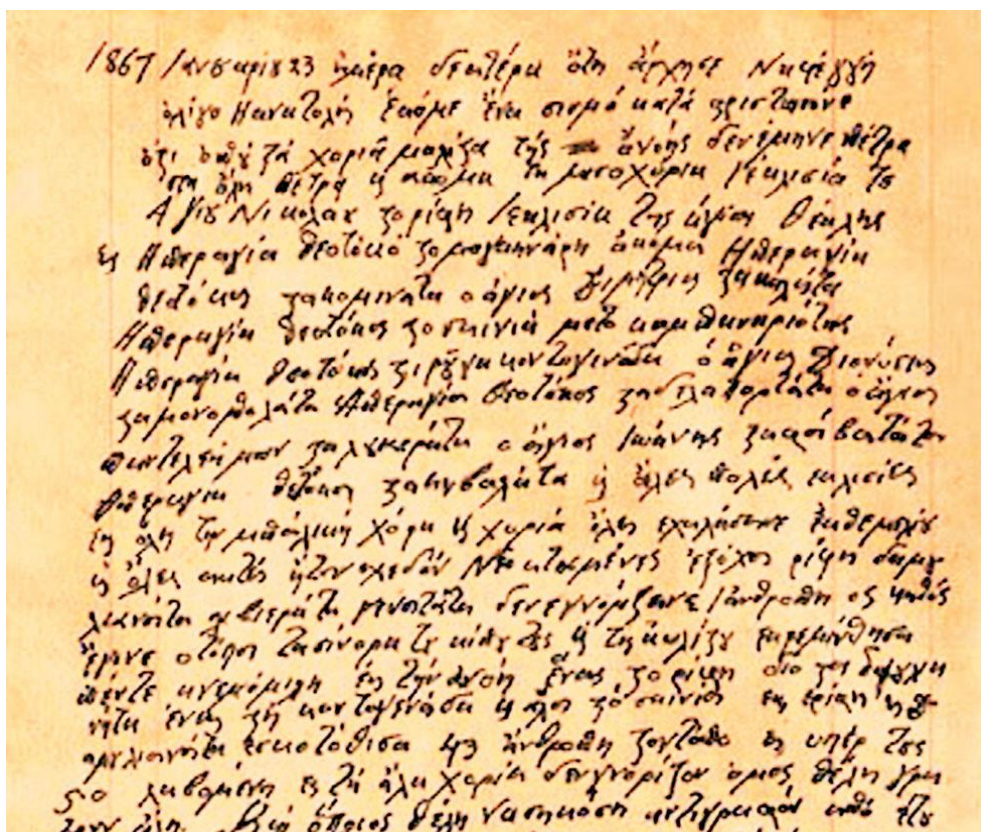
1851, Μάρτιος 14: Το μέγεθος του σεισμού αυτού ήταν 6.5. Το Αργοστόλι καταστράφηκε, ενώ προκλήθηκαν και λίγες βλάβες στο

Ληξούρι. Βλάβες παρατηρήθηκαν στην Κέρκυρα, αλλά καθόλου στην Ζάκυνθο (Barbiani & Barbiabi, 1864; Sieberg, 1932b; Montandon, 1953; Papazachos & Papazachou, 2003).

1867, Φεβρουάριος 4: Με μέγεθος 7.4 ο σεισμός αυτός ήταν ο ισχυρότερος που συνέβη στην περιοχή μέχρι τότε. Καταστράφηκε ολοκληρωτικά ένα πλήθος χωριών, ενώ στο Ληξούρι επιβίωσαν μόνο δύο σπίτια. Συνολικά κατέρρευσαν 2.612 σπίτια, έπαθαν βλάβες 2.946 και σκοτώθηκαν τουλάχιστον 224 άνθρωποι. Άλλες συνέπειες της δόνησης περιλαμβάνουν την δημιουργία μικρού θαλασσίου κύματος βαρύτητας (tsunami), ρευστοποιήσεις, κατολισθήσεις και διαρρήξεις εδαφών. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε μια εκτεταμένη περιοχή που εκτεινόταν από το Δυρράχιο ως τη νότια Πελοπόννησο και από τον Παγασητικό κόλπο ως το Οτράντο της Ιταλίας. Από τον σεισμό προκλήθηκε μεταναστευτικό ρεύμα και με πρωτοβουλία της κυβέρνησης Κουμουνδούρου διενεργήθηκε εκστρατεία υπέρ της ενίσχυσης των σεισμόπληκτων από Κεφαλονίτες της διασποράς. (Schmidt, 1867b; Βεργωτής, 1867; Σπανόπουλος, 1867; Αλισανδράτος, 1962; Papazachos & Papazachou, 2003).



Εικόνα 5.7: Λιθογραφία της εποχής που αποτυπώνει κατεστραμμένα σπίτια από τον σεισμό της 4ης Φεβρουαρίου 1867.



Εικόνα 5.8: Η χειρόγραφη μαρτυρία μοναχού σε σελίδα Ευαγγελίου για τον σεισμό του 1867 (Πηγή: Η. Τσιτσέλης, «Κεφαλληνιακά σύμμεικτα», τόμος 2, σελ. 356)

1912, Ιανουάριος 24: Ο σεισμός αυτός, μεγέθους 6.8, έγινε αισθητός σε όλη σχεδόν την Ελλάδα. Προξένησε υλικές ζημιές στα χωριά Ασπρογέρακας, Σκάλα, Χιονάτα και Πόρος, για τον οποίο αναφέρεται ότι 8 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους και 40 τραυματίστηκαν. Η μετασεισμική ακολουθία συνεχίστηκε μέχρι και τον Απρίλιο (Parazachos & Parazachou, 2003).

1915: Από τον Ιανουάριο του έτους αυτού αναφέρονται πλήθος ισχυρών δονήσεων με μεγέθη > 5 , οι οποίες έπληξαν την Ιθάκη και την Κεφαλονιά. Η σημαντικότερη από αυτές ήταν η δόνηση στις 7 Αυγούστου με μέγεθος 6.7, που προκάλεσε εκτεταμένες ζημιές στην Ιθάκη, στις ανατολικές ακτές της Κεφαλονιάς αλλά και στη Λευκάδα. Συγκεκριμένα, αναφέρονται καταρρεύσεις 50 κτιρίων, σημαντικές βλάβες σε 100 και μικρότερες βλάβες σε άλλα 100 στην Ιθάκη. Στην Λευκάδα αναφέρονται 4 καταρρεύσεις κτιρίων. Στην Κεφαλονιά 30 σπίτια στο χωριό Φερεντινάτα καταστράφηκαν, ενώ μικρές βλάβες προκλήθηκαν και στην Πρέβεζα και τους Παξούς. Τέλος, παρατηρήθηκαν

ρωγμές στο έδαφος και καθίζηση στην περιοχή Πλατηθριάς στην Ιθάκη (Parazachos & Parazachou, 2003).

1948, Απρίλιος 22: Η δόνηση αυτή είχε μέγεθος 6.5 και προκάλεσε ζημιές στο ΝΔ τμήμα της Λευκάδας (224 κατεστραμμένα σπίτια, 998 με σοβαρές βλάβες, 2 νεκροί) και στο βόρειο τμήμα της Ιθάκης και της Κεφαλονιάς. Ο μετασεισμός στις 30 Ιουνίου με μέγεθος 6.4 προκάλεσε επίσης σημαντικές καταστροφές στη Λευκάδα (1.209 κατεστραμμένα σπίτια, 1.869 με σοβαρές βλάβες). Παράλληλα, προκάλεσε και κατολισθήσεις σε αρκετές περιοχές (Parazachos & Parazachou, 2003).

1953, Αύγουστος 13: Πρόκειται για έναν ιδιαίτερα καταστρεπτικό σεισμό μεγέθους 7.2, ο οποίος μαζί με δύο προσεισμούς μεγέθους 6.4 και 6.8 αντίστοιχα και με τη μετασεισμική ακολουθία του είχε ως αποτέλεσμα την ολοκληρωτική καταστροφή της Κεφαλονιάς, της Ζακύνθου και της Ιθάκης. Από τα 33.300 σπίτια μόλις τα 467 διασώθηκαν χωρίς βλάβες, ενώ 27.659 κατέρρευσαν τελείως. Παράλληλα 467 άνθρωποι σκοτώθηκαν, 21 εξαφανίστηκαν και 2.412 τραυματίστηκαν (Parazachos & Parazachou, 2003). Έμεσο αποτέλεσμα του σεισμού ήταν η μετανάστευση μεγάλου μέρους του πληθυσμού του νησιού τόσο εντός Ελλάδας (κυρίως προς την Αθήνα), όσο και στο εξωτερικό (κυρίως Καναδά, Βρετανία και ΗΠΑ). Οι Stiros et al. (1994) παρατήρησαν ανύψωση της ακτής σε αρκετά σημεία κυρίως στο νότιο και ανατολικό τμήμα του νησιού.

1972, Σεπτέμβριος 17: Ο σεισμός αυτός είχε μέγεθος 6.3 και προκάλεσε βλάβες σε παλαιότερα κτίρια κυρίως, 108 από τα οποία καταστράφηκαν. Προηγήθηκαν προσεισμοί, ο μεγαλύτερος των οποίων είχε μέγεθος 4.4 και αρκετοί μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος με μέγεθος 5.4 (Parazachos & Parazachou, 2003).

1983, Ιανουάριος 17: Η δόνηση είχε μέγεθος 7.0 με το επίκεντρό της στο θαλάσσιο χώρο ΝΔ του νησιού. Για τον λόγο αυτόν οι βλάβες ήταν περιορισμένες. Αντίθετα, ο μεγαλύτερος μετασεισμός της ακολουθίας με μέγεθος 6.4, προκάλεσε σημαντικότερες βλάβες (Parazachos & Parazachou, 2003).

Στον πίνακα 5.1 παρουσιάζονται οι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου από 6.0 που έχουν πλήξει την Κεφαλονιά, σύμφωνα με τους Makropoulos et al., (2012). Στον ίδιο πίνακα παρατίθενται και τα μακροσεισμικά μεγέθη αυτών των σεισμών που προτείνονται από τους Parazachos & Parazachou (1997).



Εικόνα 5.9: Εικόνα του νησιού μετά τον σεισμό του 1953 (πηγή: Κεφαλονίτικα Νέα).

<i>Year</i>	<i>Month</i>	<i>Day</i>	<i>LON</i>	<i>LAT</i>	<i>Im</i>	<i>M</i>
1912	1	24	38.1	20.5	10	6.3
1953	8	9	38.24	20.8	8	6.1
1953	8	11	38.35	20.74	9	6.8
1953	8	12	38.13	20.74	10	7.3

Πίνακας 5.1: Σημαντικοί σεισμοί της Κεφαλονιάς μετά το 1900. Τα επίκεντρα και τα μεγέθη έχουν ληφθεί από τους Makroroulos et al. (2012) για την περίοδο –αυτή. Οι μέγιστες εντάσεις έχουν ληφθεί από τους Parazachos and Parazachou (2003).

5.B) ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στις 26/1/2014, η ευρύτερη περιοχή της Παλικής, δυτικά της Κεφαλονιάς, επλήγη από σεισμό μεγέθους $M_w=6.0$. Μερικές ημέρες μετά, στις 3/2/2014 κατεγράφη νέα ισχυρή δόνηση μεγέθους $M_w=5.9$. Οι δύο αυτοί σεισμοί ακολουθήθηκαν από πλήθος μετασεισμών, με τις δονήσεις να συνεχίζονται για αρκετούς μήνες. Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν αρκετές βλάβες σε τεχνικές κατασκευές, καθώς και κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις εδαφών και επιφανειακές διαρρήξεις (εικόνα 5.10) στο δυτικό τμήμα του νησιού, στην περιοχή του Ληξουρίου. Χαρακτηριστικό των δονήσεων αυτών είναι οι ιδιαίτερα μεγάλες τιμές επιτάχυνσης που παρατηρήθηκαν (>0.6 g), οι οποίες αποτελούν και τις μεγαλύτερες που έχουν καταγραφεί στον Ελληνικό χώρο (Paradopoulos et al., 2014).



Εικόνα 5.10: Κατεστραμμένη διώροφη κατασκευή μετά από τον δεύτερο μεγάλο σεισμό (πάνω αριστερά), επιφανειακή διάρρηξη μετά τον πρώτο μεγάλο σεισμό (πάνω δεξιά) και εκτεταμένη κατολίσθηση στην παραλία του Μύρτου (κάτω) (Paradopoulos et al., 2014).

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης γίνεται εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης προκειμένου να υπολογιστούν θεωρητικές επιταχύνσεις, με προφανή στόχο την προσέγγιση των

καταγεγραμμένων τιμών για τους δύο κύριους σεισμούς. Πιο συγκεκριμένα, δεδομένου ότι οι σεισμοί έγιναν στην ίδια περιοχή, επιχειρείται να προβλεφθεί η εδαφική επιτάχυνση που προέκυψε από τον δεύτερο μεγάλο σεισμό, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους που υπολογίστηκαν κατά την προσομοίωση της επιτάχυνσης του πρώτου.

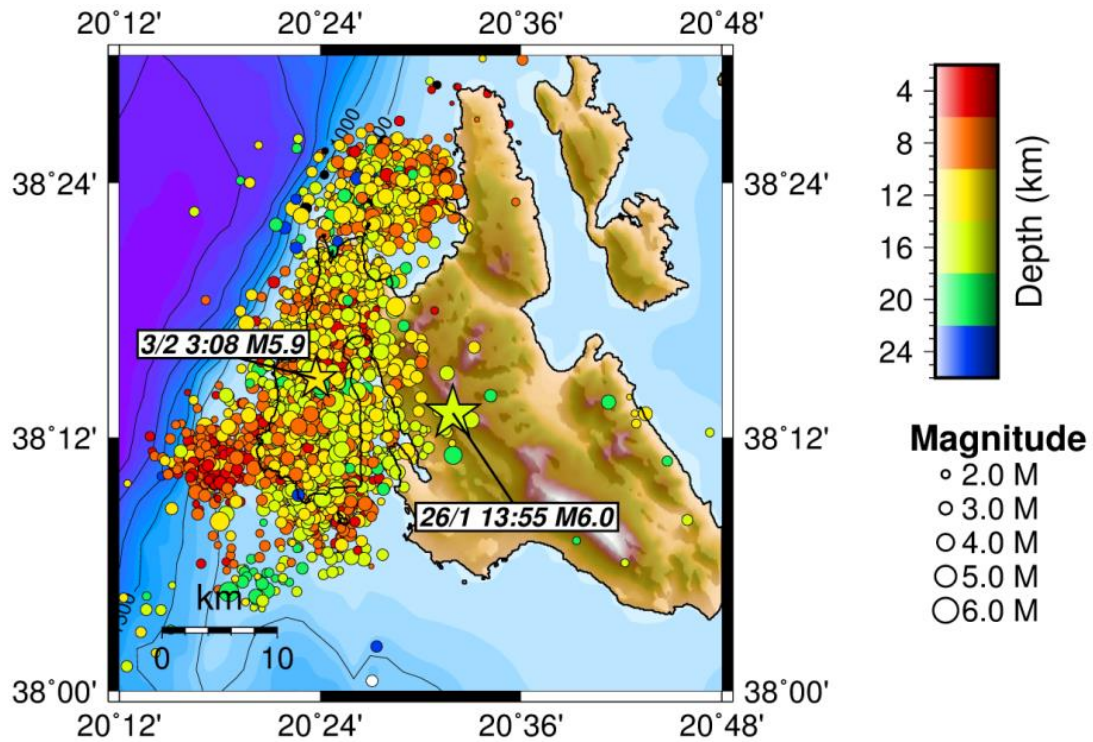
Προσδιορισμός χαρακτηριστικών πηγής

Οι διαστάσεις των ρηγμάτων, στα οποία έγιναν οι δύο διαρρήξεις, προσδιορίστηκαν μέσω της κατανομής των μετασεισμικών ακολουθιών των δύο σεισμών. Τα επίκεντρα των δύο αυτών σεισμών, όπως υπολογίστηκαν από το Ε.Α.Α-Γ.Ι. (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) φαίνονται στην εικόνα 5.11. Η θέση του επικέντρου που υπολογίστηκε για τον πρώτο σεισμό δεν δικαιολογεί τις βλάβες που παρατηρήθηκαν. Παράλληλα, η μετασεισμική ακολουθία εντοπίστηκε σε μεγάλη απόσταση δυτικά του κυρίως σεισμού στην χερσόνησο της Παλικής.

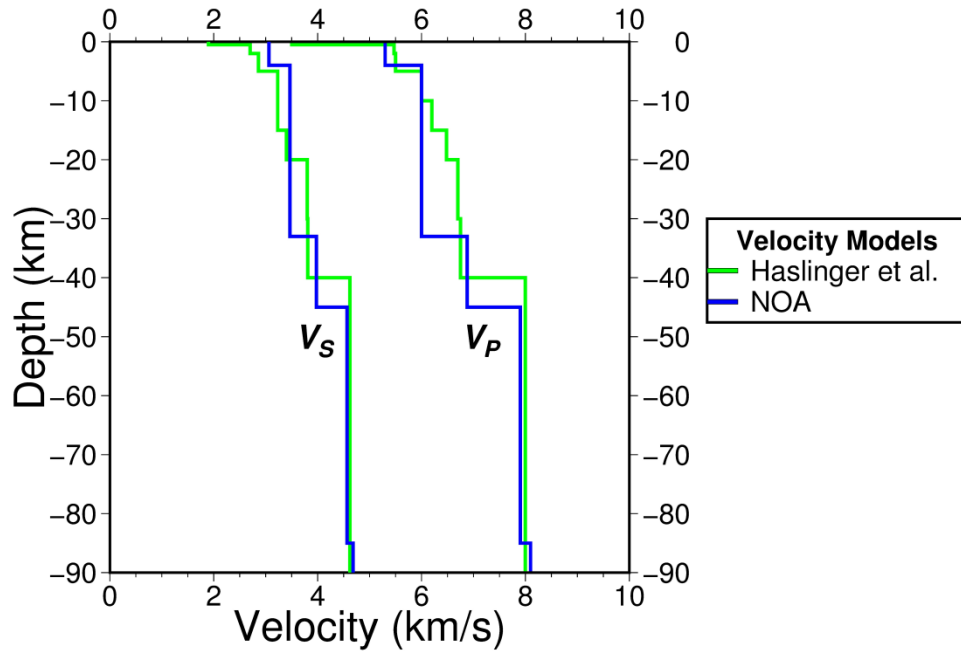
Τα σφάλματα προσδιορισμού οφείλονται στο ότι η ακολουθία συνέβη στα όρια του δικτύου, με αποτέλεσμα ο κύριος σεισμός και οι μετασεισμοί της πρώτης μέρας να εντοπιστούν με μεγάλο αζιμουθιακό κενό (azimuthal gap). Μετά από μερικές μέρες εγκαταστάθηκε στην περιοχή τοπικό δίκτυο σειсмоγράφων. Ως αποτέλεσμα, τα υπόκεντρα της υπόλοιπης μετασεισμικής ακολουθίας υπολογίστηκαν με μεγαλύτερη ακρίβεια.

Η σημαντικότερη πλευρική ανομοιογένεια στην κατανομή των ταχυτήτων προκύπτει από την ανομοιομορφία που παρουσιάζει η ασυνέχεια Μόχο σε διεύθυνση περίπου Α-Δ. Σύμφωνα με τους Papazachos & Nolet (1997), η Μόχο βρίσκεται σε βάθος περίπου 40 χλμ. στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδας και ρηχαίνει στα περίπου 30 χλμ. κάτω από τον Κορινθιακό. Το φαινόμενο αυτό επηρεάζει κυρίως τους βαθύτερους σεισμούς και τις μακρινές καταγραφές. Η επίδραση ενός τέτοιου μοντέλου στον χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων απεικονίζεται στην εικόνα 5.14. Παρατηρούμε ότι οι χρόνοι διαδρομής είναι ίδιοι σε κοντινές αποστάσεις, όπου οι πρώτες αφίξεις είναι απευθείας P και S κύματα. Αντίθετα σε μεγαλύτερες αποστάσεις και ιδιαίτερα στην περίπτωση βαθύτερων σεισμών εμφανίζονται σημαντικές απόκλιση λόγω του ότι οι πρώτες αφίξεις αφορούν μετωπικά P και S κύματα, τα οποία διαδίδονται πάνω σε αυτήν την ασυνέχεια. Για τον λόγο αυτόν οι Karastathis et al. (2015), για τον υπολογισμό των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας της περιοχής, προτείνουν ένα μοντέλο ταχυτήτων, βασισμένο στο μονοδιάστατο μοντέλο που προσδιόρισαν οι

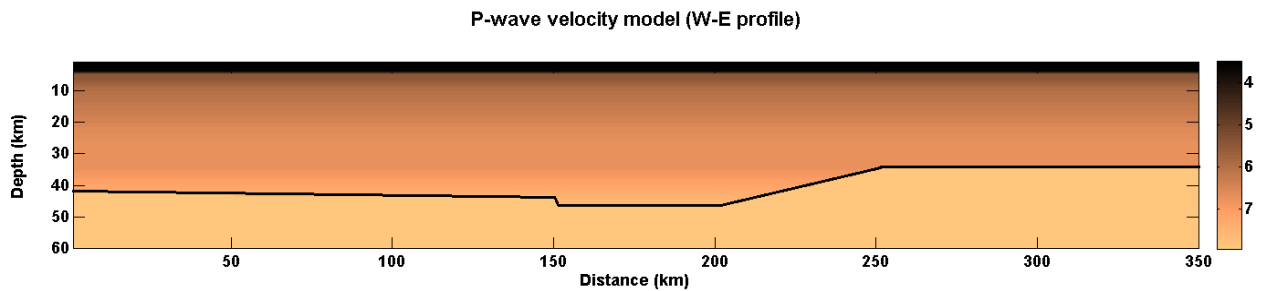
Haslinger et al. (1999) για την ευρύτερη περιοχή, με μεταβαλλόμενο βάθος επιφάνειας Μόχο σε διεύθυνση Α-Δ, όπως προτείνεται από τους Papazachos & Nolet (1997) (εικόνα 5.13).



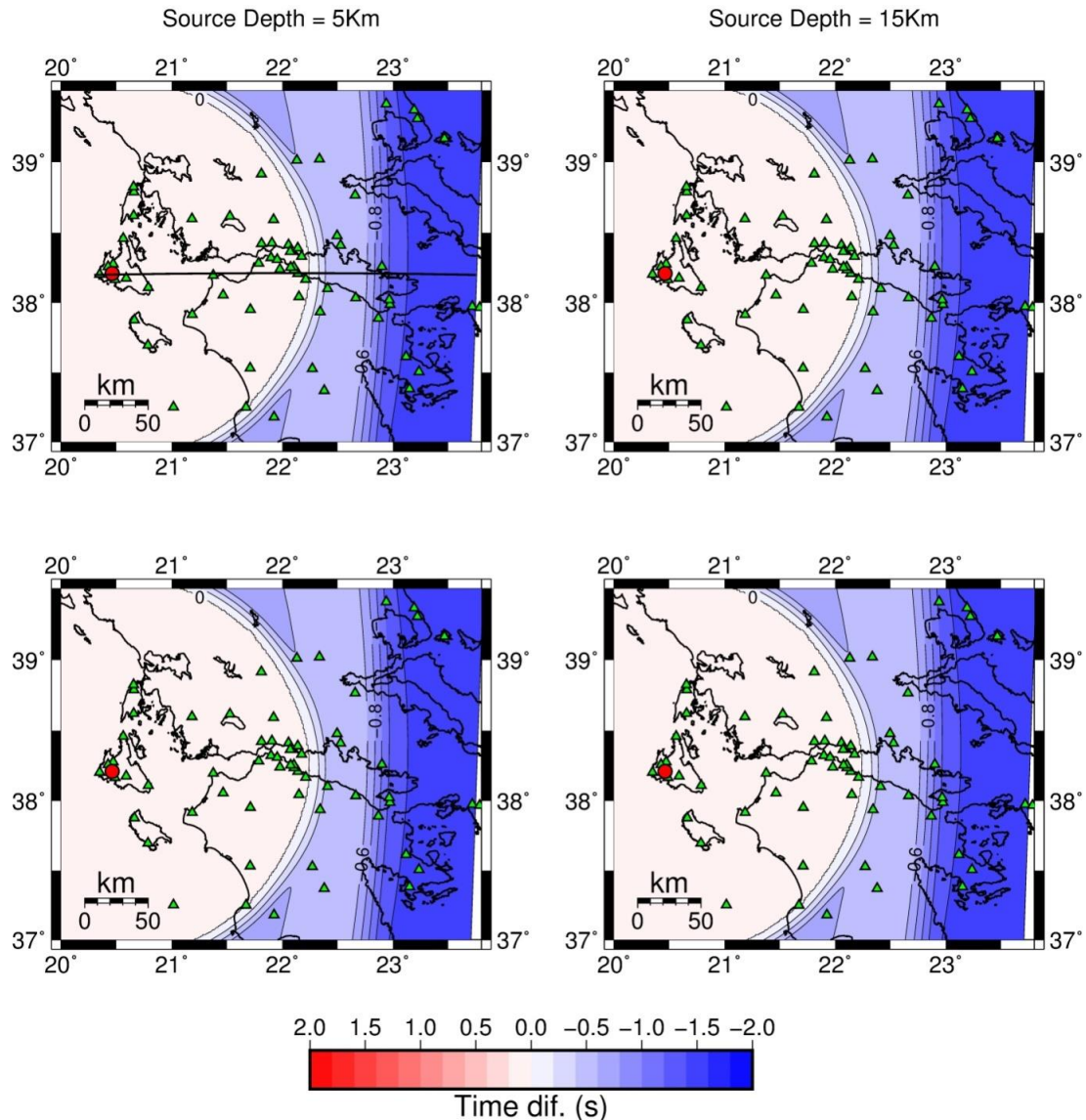
Εικόνα 5.11: Τα επίκεντρα των δύο μεγάλων σεισμών μαζί με αυτό του μεγαλύτερου μετασεισμού (αστέρια) και τις μετασεισμικής ακολουθίας (κύκλοι), όπως υπολογίστηκαν από το Ε.Α.Α-Γ.Ι.



Εικόνα 5.12: P και S μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων των Haslinger et al. (1999) και του Γ. Ι.



Εικόνα 5.13: Το τροποποιημένο μοντέλο, όπως χρησιμοποιήθηκε (Karastathis et al., 2015). Με την μαύρη γραμμή σημειώνεται η ασυνέχεια Μόχο.

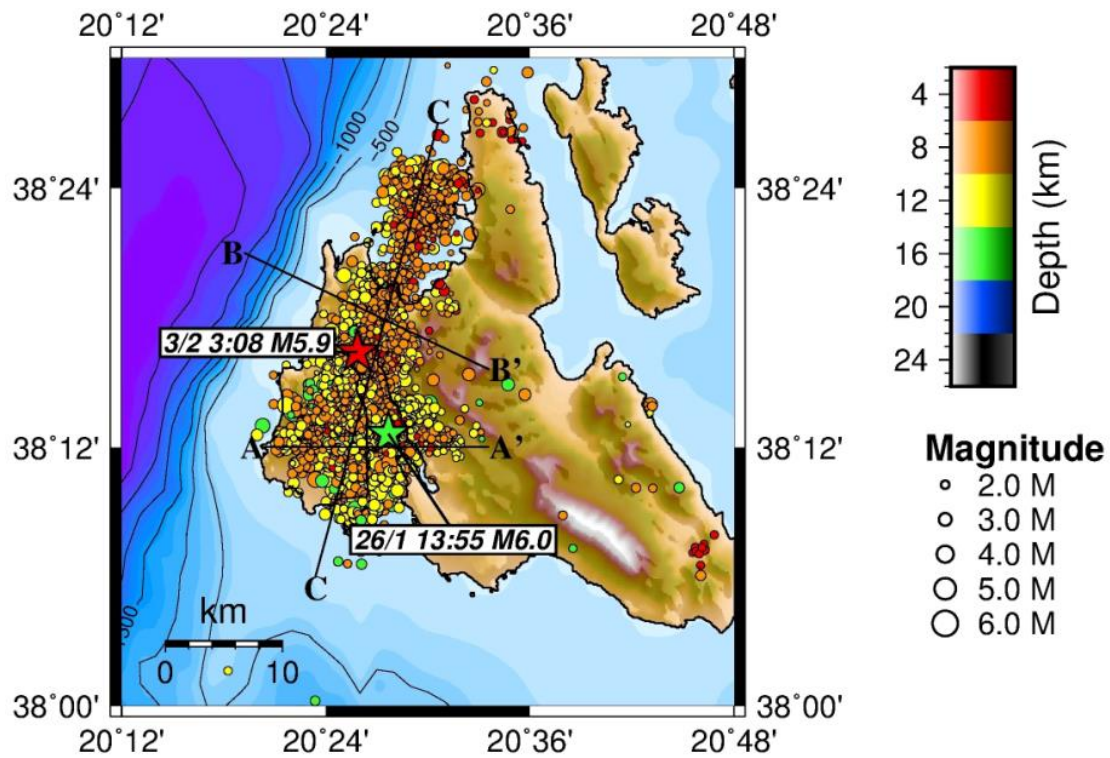


Εικόνα 5.14: Η διαφορά θεωρητικών χρόνων διαδρομής μεταξύ επίπεδης και ανομοιογενούς Μόχο για τα P κύματα (πάνω) και τα S (κάτω) (Karastathis et al., 2015).

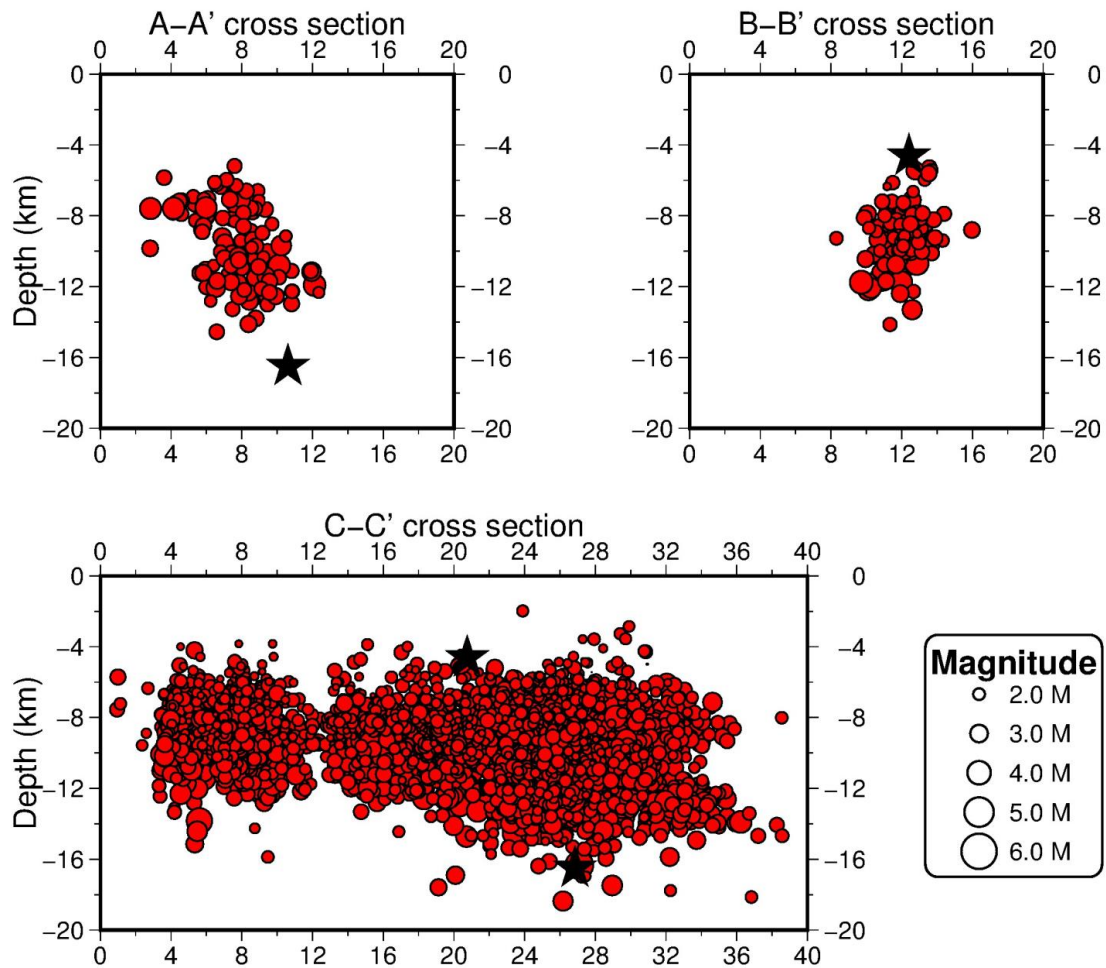
Ακολουθώντας τις παραπάνω περιγραφείσες διαδικασίες και χρησιμοποιώντας το μοντέλο ταχυτήτων που παρουσιάστηκε παραπάνω, το επίκεντρο του κύριου σεισμού προσδιορίστηκε σε γεωγραφικό πλάτος 38.21° και μήκος 20.46° . Το βάθος του εντοπίστηκε στα 16 χλμ. Ο δεύτερος μεγάλος σεισμός εντοπίστηκε αντίστοιχα σε 38.27° πλάτος, 20.43° μήκος και 5 χλμ. βάθος. Για τον νέο προσδιορισμό των επικέντρων ολόκληρης της μετασεισμικής ακολουθίας από 26/1 μέχρι 15/3 χρησιμοποιήθηκαν 44.000 P και 24.000 S φάσεις από τον κατάλογο του Ε.Α.Α.-Γ.Ι. Η κατανομή των επικέντρων φαίνεται στην εικόνα 5.15.

Το κύριο μέρος της μετασεισμικής ακολουθίας εντοπίζεται στη

χερσόνησο της Παλικής. Πιο συγκεκριμένα εκτείνεται από το νότιο τμήμα της Παλικής μέχρι και τον κόλπο του Μύρτου. Η νέα θέση του κύριου σεισμού συμπίπτει με τις θέσεις των μετασεισμών, η κατανομή των οποίων φαίνεται να ορίζει δύο κύρια τμήματα.



Εικόνα 5.15: Τα επίκεντρα των δύο μεγάλων σεισμών και των μετασεισμών με σφάλμα μικρότερο των 2 χλμ. Στον χάρτη σημειώνονται και οι θέσεις των τριών τομών της εικόνας 5.17.



Εικόνα 5.16: Κατακόρυφες τομές στις θέσεις που φαίνονται στην εικόνα 5.16.

Το βόρειο τμήμα έχει μήκος περίπου 10 χλμ. και το νότιο περίπου 25 χλμ. Τα βάθη των μετασεισμών κυμαίνονται μεταξύ 4 χλμ. και 16 χλμ. με τους βαθύτερους να εμφανίζονται στο νότιο τμήμα της, όπου βρίσκεται και το επίκεντρο του πρώτου μεγάλου σεισμού. Η κλίση του επιπέδου που αντιστοιχεί στον πρώτο μεγάλο σεισμό είναι $\sim 65^\circ$ προς τα ανατολικά.

Ο δεύτερος μεγάλος σεισμός είχε το επίκεντρό του βορειότερα, όπου τα βάθη των μετασεισμών κυμαίνονται μεταξύ 4 και 12 χλμ. Η κλίση του επιπέδου που αντιστοιχεί σε αυτόν τον σεισμό είναι σχεδόν κατακόρυφη.

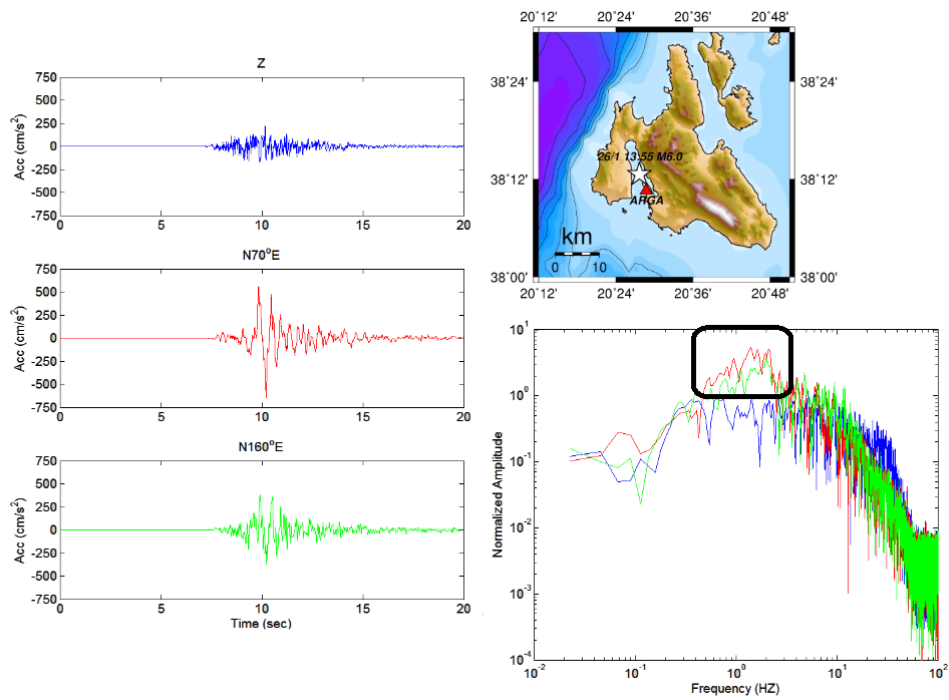
Προσομοίωση σεισμικής επιτάχυνσης

Στην εικόνα 5.18 παρουσιάζεται η καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης που προέκυψε από τον πρώτο σεισμό στο Αργοστόλι, στη θέση του επιταχυνσιογράφου ARGΑ. Η μεγαλύτερη τιμή επιτάχυνσης (0.57 g) παρατηρήθηκε στην οριζόντια συνιστώσα με διεύθυνση B70°A. Η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης ήταν ~7 δευτερόλεπτα. Ένα χαρακτηριστικό στοιχείο της καταγραφής αυτής είναι ότι στο συχνοτικό εύρος μεταξύ 0.5-2 Hz παρατηρήθηκαν αυξημένα πλάτη σε σχέση με αυτά του υπολοίπου φάσματος (εικόνα 5.18). Το φαινόμενο αυτό θα μπορούσε να ερμηνευθεί με μια απόκριση μακράς περιόδου, η οποία ενδεχομένως συνδέεται με φαινόμενα κατευθυντικότητας κατά τη διάρρηξη (Mavroeidis & Papageorgiou, 2002) αλλά και από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Οι Mavroeidis & Papageorgiou (2003) προτείνουν μία αναλυτική μεθοδολογία για τον υπολογισμό της απόκρισης στο συγκεκριμένο συχνοτικό εύρος και την ενσωμάτωσή της στη χρονοσειρά της επιτάχυνσης, που υπολογίζεται με διαφορετικές μεθοδολογίες. Το μοντέλο που προτείνουν βασίστηκε σε πραγματικές καταγραφές από 165 σεισμούς από όλον τον κόσμο με μεγέθη μεταξύ 5.6 και 8.1 και σε αποστάσεις μικρότερες από 20 χλμ.

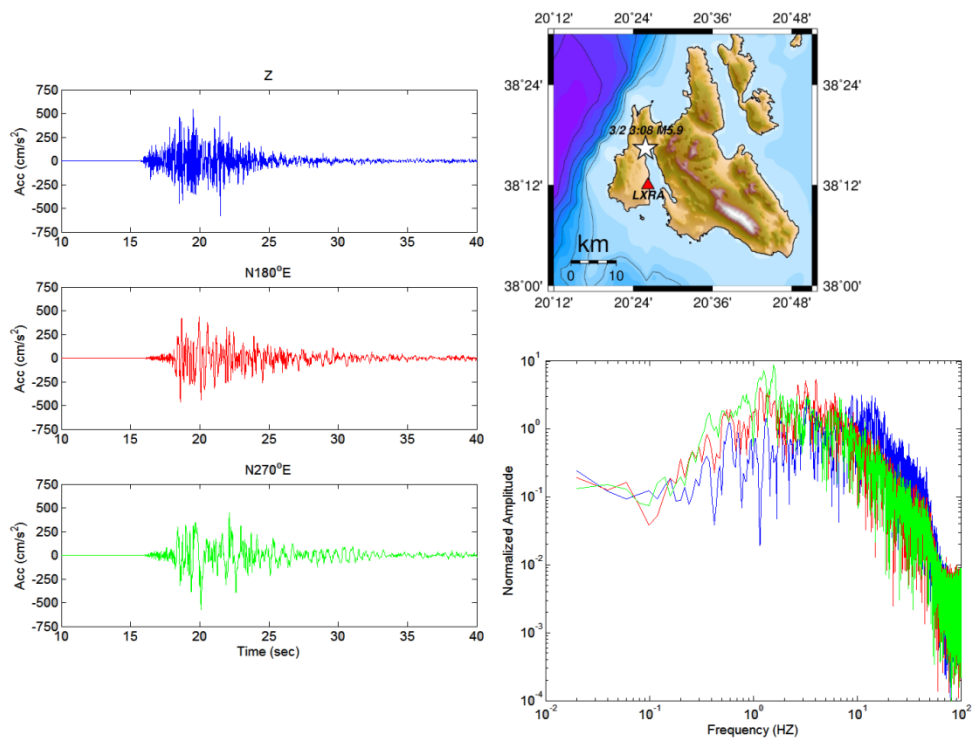
$$a(t) = \left\{ -\frac{A\pi f_p}{\gamma} \left[\sin\left(\frac{2\pi f_p}{\gamma}(t - t_0)\right) \cos(\pi f_p(t - t_0) + \nu) + \gamma \sin(2\pi f_p(t - t_0) + \nu) \left(1 + \cos\left(\frac{2\pi f_p}{\gamma}(t - t_0)\right) \right) \right] \right\}$$

Όπου: A = πλάτος σήματος, f_p = επικρατούσα συχνότητα, ν = φάση, γ = παράμετρος που καθορίζει τον χαρακτήρα της ταλάντωσης και t_0 = χρόνος του μέγιστου του φακέλου της κυματομορφής. Η παραπάνω μεθοδολογία χρησιμοποιήθηκε για τη μοντελοποίηση των συνθετικών κυματομορφών.

Στην εικόνα 5.19 παρουσιάζεται η αντίστοιχη καταγραφή από τον δεύτερο σεισμό για τον επιταχυνσιογράφο LXRA στο Ληξούρι. Η μεγαλύτερη τιμή επιτάχυνσης παρατηρήθηκε στη συνιστώσα με διεύθυνση B270°A και ήταν 0.54 g. Η διάρκεια της ισχυρής κίνησης ήταν περίπου 10-12 δευτερόλεπτα.



Εικόνα 5.18: Επιταχυνσιογράφημα τριών συνιστωσών στον σταθμό ARGA στο Αργοστόλι για τον πρώτο σεισμό (αριστερά) και τα αντίστοιχα συχνοτικά φάσματά της (κάτω δεξιά). Στο φάσμα σημειώνεται η συχνοτική περιοχή στην οποία παρατηρούνται τα μεγαλύτερα πλάτη. Η θέση του επιταχυνσιογράφου και η θέση του επικέντρου του σεισμού φαίνονται στον χάρτη (πάνω δεξιά).

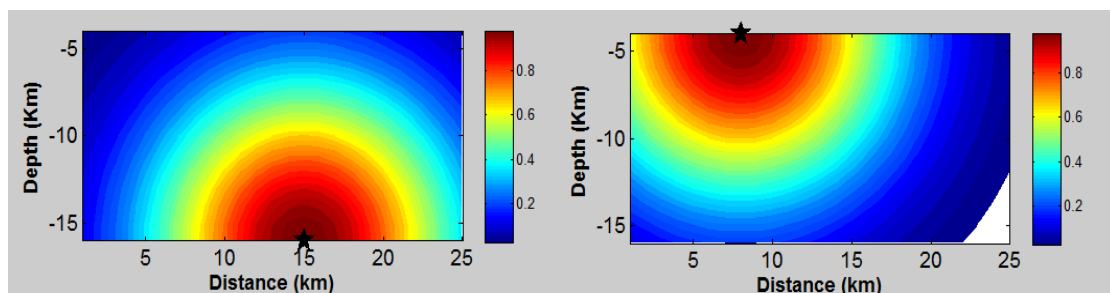


Εικόνα 5.19: Επιταχυνσιογράφημα τριών συνιστωσών στον σταθμό LXRA στο Ληξούρι για τον δεύτερο σεισμό (αριστερά) και τα αντίστοιχα φάσματα (κάτω δεξιά). Η θέση του επιταχυνσιογράφου και η θέση του επικέντρου του σεισμού φαίνονται στον χάρτη (πάνω δεξιά).

Για την προσομοίωση της επιτάχυνσης του πρώτου σεισμού, οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 5.2. Όπως και στις αντίστοιχες εφαρμογές στην Αιδηψό και στην περιοχή της Σπάρτης, δοκιμάστηκαν διαφορετικά μοντέλα που αφορούν τη γεωμετρική εξάπλωση και την ανελαστική απόσβεση. Η βέλτιστη ταύτιση ανάμεσα στο φάσμα της πραγματικής και αυτό της συνθετικής κυματομορφής της επιτάχυνσης παρατηρήθηκε για μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης $1/R$ και για μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης $Q(f)=680f^{3.6}$ (Atkinson, 2004). Το διαφορετικό αυτό μοντέλο, με το οποίο παρουσιάστηκε καλύτερη ταύτιση, συνδέεται ενδεχομένως με τις διαφορετικές τεκτονικές και γεωλογικές συνθήκες στην περιοχή.

Ως προς την εδαφική ενίσχυση, χρησιμοποιήθηκαν οι εμπειρικοί συντελεστές που προτείνονται από τους Margaris & Boore (1998). Οι παραπάνω συντελεστές ενίσχυσης αφορούν τρεις κατηγορίες εδαφών: βράχο, σκληρό έδαφος και μαλακό έδαφος. Στην περίπτωση του πρώτου σεισμού, η εδαφική επιτάχυνση προσομοιώθηκε για τον επιταχυνσιογράφο ARGA (εικόνα 5.18). Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιήθηκαν συντελεστές ενίσχυσης που αφορούν βράχο. Οι ίδιοι συντελεστές χρησιμοποιήθηκαν και για τη θέση του επιταχυνσιογράφου LXRA, όπου προσομοιώθηκε η εδαφική επιτάχυνση που προέκυψε από τον δεύτερο σεισμό. Η τιμή $k_0=0.035$ που χρησιμοποιήθηκε προτείνεται από τους Margaris & Boore (1998) και αντιστοιχεί σε συνθήκες βράχου.

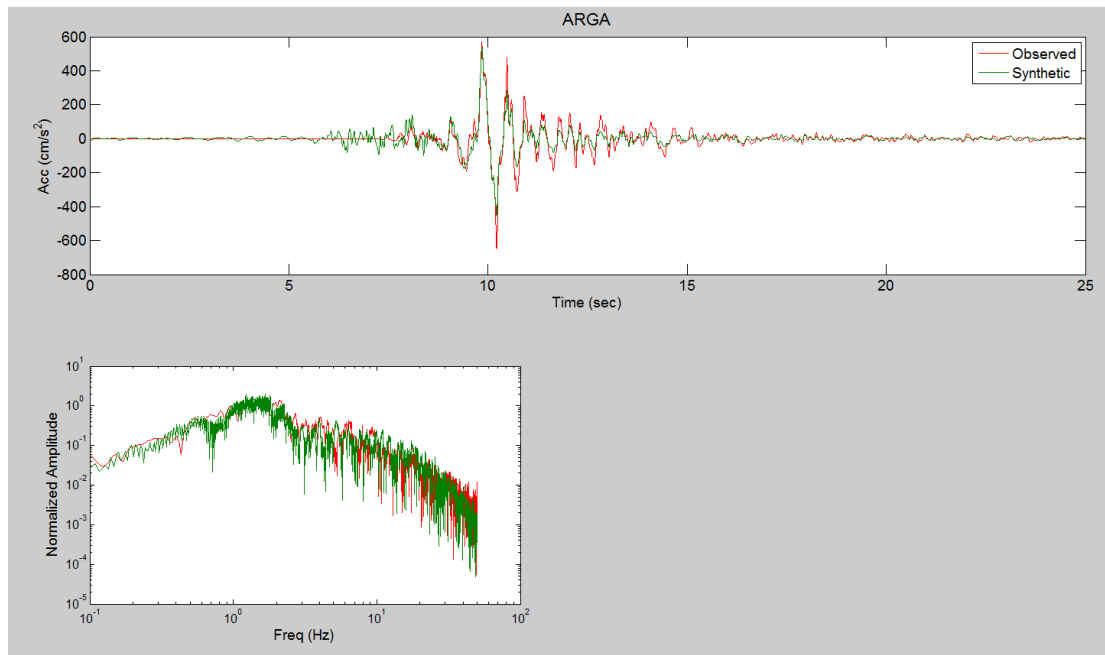
Ένα χαρακτηριστικό του πρώτου σεισμού είναι το μεγαλύτερο εστιακό του βάθος (16 χλμ.) σε σχέση με τον δεύτερο (~5 χμ) (εικόνα 5.17). Μια τέτοια διαφοροποίηση θα μπορούσε να οδηγήσει σε διαφορετικές τιμές παρατηρούμενης επιτάχυνσης ανάμεσα στους δύο σεισμούς, παρά το γεγονός ότι είχαν παρόμοιο μέγεθος (6.0 και 5.9). Για τον λόγο αυτόν, κατά τη μοντελοποίηση της επιτάχυνσης, χρησιμοποιήθηκε κανονική ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος (εικόνα 5.20) και όχι τυχαία ή ομοιόμορφη.



Εικόνα 5.20: Κατανομή της ολίσθησης για τον πρώτο σεισμό (αριστερά) και για τον δεύτερο (δεξιά)

Παράμετρος	Τιμή	Τιμή
M_w	6.0	5.9
Πτώση τάσης	180 bars	180 bars
κ	0.032	0.032
Γεωγραφικό πλάτος ανώτερου σημείου ρήγματος	38.35°	38.35°
Γεωγραφικό μήκος ανώτερου σημείου ρήγματος	20.45°	20.45°
Διεύθυνση επιπέδου ρήγματος	183°	183°
Κλίση	65E°	65W°
Ανώτερο βάθος	4 km	4 km
Μήκος	24 km	24 km
Πλάτος	12 km	12 km
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων στο βάθος του υποκέντρου	3.0 km/s	3.0 km/s
Πυκνότητα στο βάθος του υποκέντρου	2.8 g/cm ³	2.8 g/cm ³
Μοντέλο γεωμετρικής εξάπλωσης	<70 km, 1/R ^{1.0}	<70 km, 1/R ^{1.0}
	>70 km, 1/R ⁰	>70 km, 1/R ⁰
	>140 km, 1/R ^{0.5}	>140 km, 1/R ^{0.5}
Q_0	680	680
n	0.36	0.36

Πίνακας 5.2: Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση της επιτάχυνσης από τους δύο μεγάλους σεισμούς.



Εικόνα 5.21: Συνθετικό επιταχυνσιογράφημα του πρώτου σεισμού στη θέση του επιταχυνσιογράφου ARGA και αντίστοιχο συχνοτικό φάσμα (πράσινο χρώμα). Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται το επιταχυνσιογράφημα και το αντίστοιχο φάσμα της συνιστώσας που παρουσίασε τη μέγιστη επιτάχυνση από την πραγματική καταγραφή.

Στην εικόνα 5.21 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της διαδικασίας της μοντελοποίησης της επιτάχυνσης για τον πρώτο σεισμό. Η κυματομορφή της επιτάχυνσης που υπολογίστηκε ταυτίζεται σε μεγάλο βαθμό με αυτήν που κατεγράφη στον σταθμό ARGA τόσο ως προς το συχνοτικό περιεχόμενό τους, όσο και ως προς τις μέγιστες τιμές επιτάχυνσης (0.57 g πραγματική – 0.54 g θεωρητική).

Οι παράμετροι για τις οποίες υπολογίστηκε το παραπάνω συνθετικό επιταχυνσιογράφημα (πίνακας 5.2), χρησιμοποιήθηκαν και κατά τη μοντελοποίηση της επιτάχυνσης που προέκυψε από τον δεύτερο σεισμό.

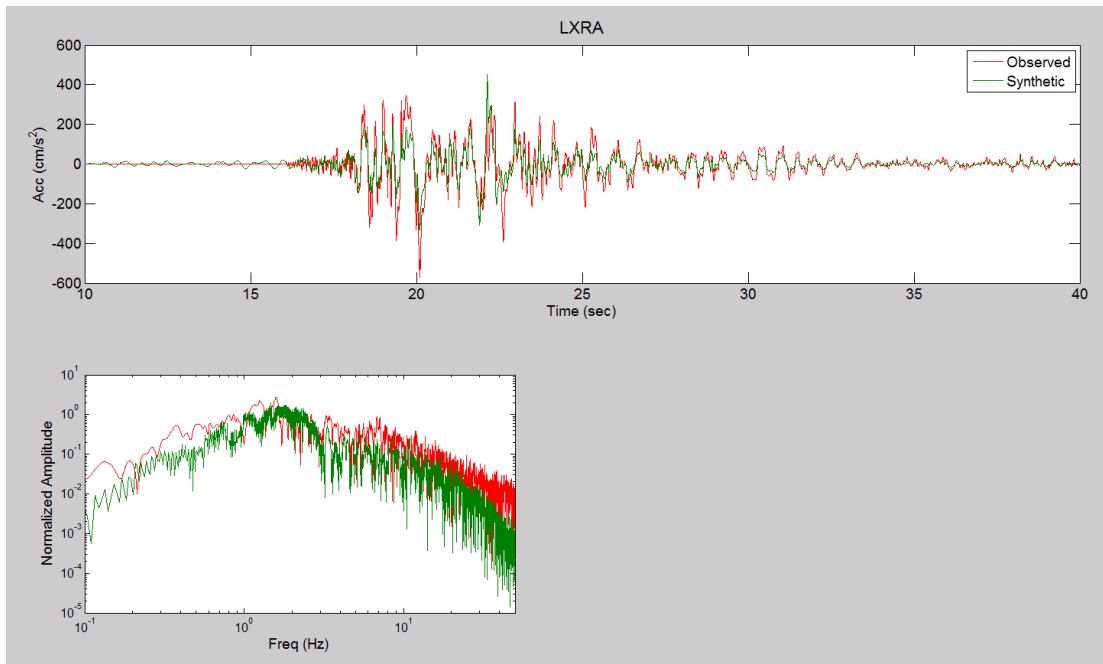
Για τον προσδιορισμό του συνθετικού επιταχυνσιογραφήματος του δεύτερου κύριου σεισμού στον σταθμό LXRA χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες παράμετροι (πίνακας 5.2) με αυτές που χρησιμοποιήθηκαν κατά την αντίστοιχη διαδικασία στον σταθμό ARGA για τον πρώτο σεισμό. Σκοπός ήταν να επιβεβαιωθεί το κατά πόσο θα μπορούσε να έχει προβλεφθεί η σεισμική επιτάχυνση από ένα πιθανό μελλοντικό σεισμό, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους που έχουν βαθμονομηθεί από προηγούμενους σεισμούς. Ο λόγος που επιλέχθηκε ο δεύτερος σεισμός ως πιθανό σεισμικό σενάριο, η ύπαρξη πραγματικών καταγραφών με τις οποίες μπορεί να αξιολογηθεί το αποτέλεσμα.

Πέραν από το μέγεθος και ο μηχανισμός γένεσης που χρησιμοποιήθηκε αντιστοιχεί στον δεύτερο σεισμό. Η προσομοίωση έγινε για τη θέση του σταθμού στο Ληξούρι, όπου και υπήρχε διαθέσιμη πραγματική καταγραφή. Αρχικά, χρησιμοποιήθηκε τυχαία κατανομή ολίσθησης, δεδομένου ότι σε ένα πιθανό σεισμικό σενάριο δεν είναι δυνατό να προβλεφθεί η θέση του υποκέντρου.

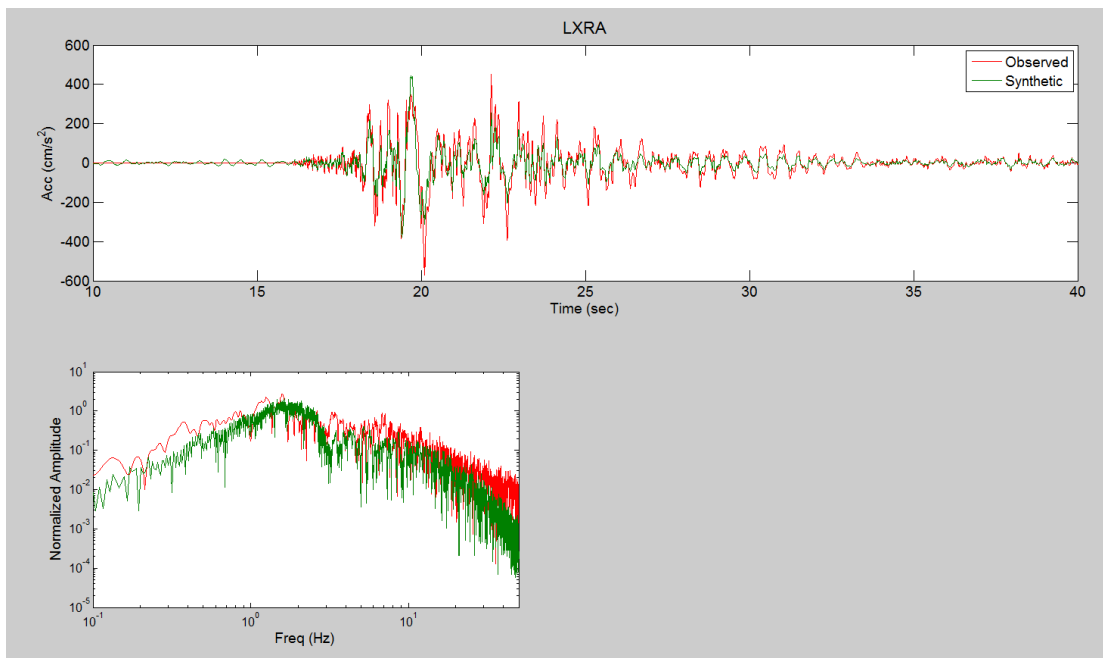
Η μέγιστη τιμή επιτάχυνσης που υπολογίστηκε είναι 0.42 g. Η τιμή αυτή βρίσκεται πολύ κοντά στην τιμή των 0.45g που παρατηρήθηκε στη θέση αυτήν. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης αντιστοιχεί στην περιοχή του φάσματος μεταξύ 1 Hz και 2 Hz, όπου το συνθετικό με το πραγματικό φάσμα ταυτίζονται κατά πολύ μεγαλύτερο βαθμό.

Όπως φαίνεται και στην εικόνα 5.22, το φάσμα της συνθετικής κυματομορφής δεν ταυτίζεται με αυτό της πραγματικής στον ίδιο βαθμό που ταυτίζονται τα αντίστοιχα φάσματα για τον πρώτο σεισμό στη θέση Αργοστολίου. Πιο συγκεκριμένα, για την περιοχή του φάσματος πάνω από τα 4 Hz, τα πλάτη της συνθετικής κυματομορφής ήταν μικρότερα από τα πραγματικά. Η περιοχή αυτή του φάσματος επηρεάζεται από τον συντελεστή k_0 , ο οποίος, όπως έχει αναφερθεί και στις προηγούμενες εφαρμογές, δρα ως ζωνοπερατό φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων στις συχνότητες αυτές. Η τιμή του συντελεστή αυτού σχετίζεται κατά κύριο λόγο με τις εδαφικές συνθήκες, οι οποίες στην περιοχή του Ληξουρίου διαφέρουν από αυτές της περιοχής του Αργοστολίου. Αυτό υποδεικνύει τη σημασία της γνώσης των εδαφικών χαρακτηριστικών μίας περιοχής, για την οποία γίνεται υπολογισμός της αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης για ένα σεισμικό σενάριο.

Το γεγονός ότι το επίκεντρο βρίσκεται σε πολύ μικρό βάθος είναι πιθανό να οδηγεί στην παρατηρούμενη αυτή υποεκτίμηση των φασματικών πλατών στις συχνότητες αυτές. Χρησιμοποιώντας την κατανομή ολίσθησης που φαίνεται στην εικόνα 5.20, τα φασματικά πλάτη της συνθετικής κυματομορφής αυξήθηκαν και πλησίασαν περισσότερο αυτά της πραγματικής. Το συνθετικό φάσμα εξακολουθεί παρόλα αυτά να διαφέρει από το πραγματικό. Καλύτερη ταύτιση θα μπορούσε να υπάρξει αν είχαν χρησιμοποιηθεί πραγματικά εδαφικά στοιχεία για τη θέση.



Εικόνα 5.22: Συνθετικό επιταχυνσιογράφημα του δεύτερου σεισμού στη θέση του επιταχυνσιογράφου LXRA το οποίο υπολογίστηκε για τυχαία κατανομή ολίσθησης πάνω στο ρήγμα και το αντίστοιχο συχνοτικό φάσμα (πράσινο χρώμα). Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται το επιταχυνσιογράφημα και το αντίστοιχο φάσμα της συνιστώσας που παρουσίασε τη μέγιστη επιτάχυνση από την πραγματική καταγραφή.



Εικόνα 5.23: Συνθετικό επιταχυνσιογράφημα του δεύτερου σεισμού στη θέση του επιταχυνσιογράφου LXRA το οποίο υπολογίστηκε για κανονική κατανομή ολίσθησης γύρω από το υπόκεντρο πάνω στο ρήγμα και το αντίστοιχο συχνοτικό φάσμα (πράσινο χρώμα). Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται το επιταχυνσιογράφημα και το αντίστοιχο φάσμα της συνιστώσας που παρουσίασε τη μέγιστη επιτάχυνση από την πραγματική καταγραφή.

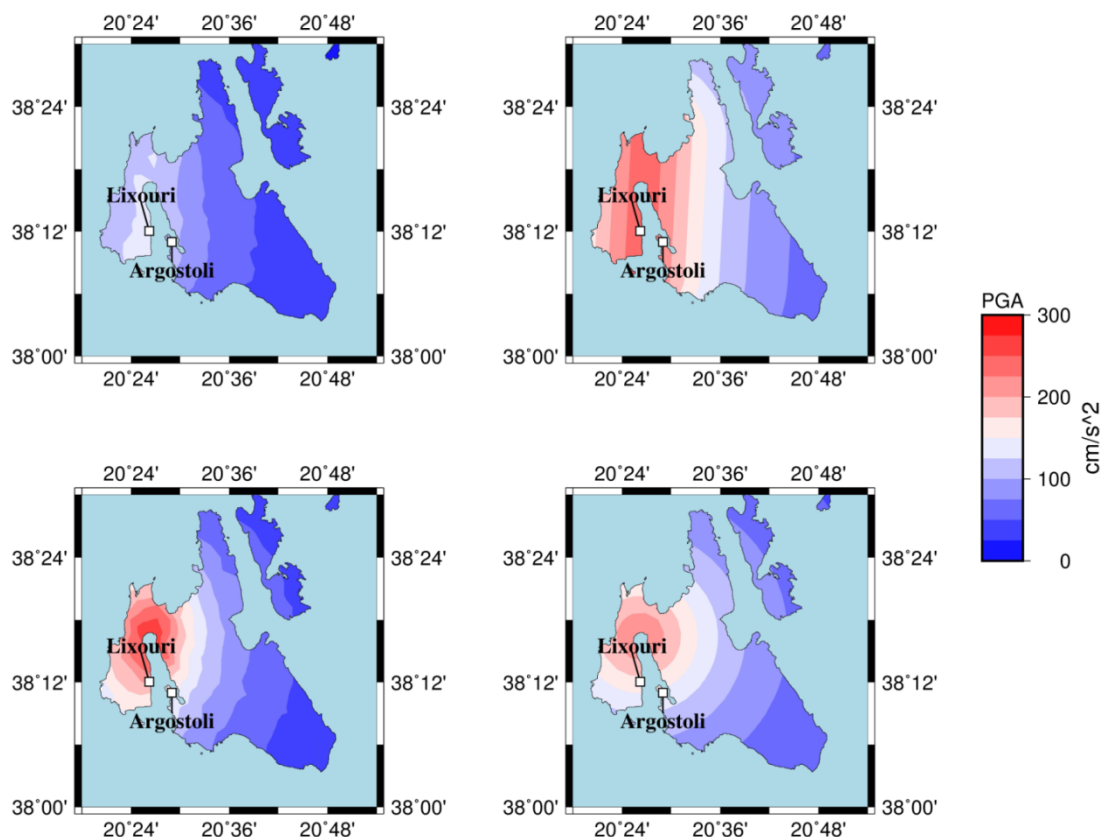
Χρησιμοποιώντας την παραπάνω διαδικασία με τις ίδιες παραμέτρους υπολογίστηκε στη συνέχεια η εδαφική κίνηση από τον σεισμό αυτόν για την ευρύτερη περιοχή της Κεφαλονιάς. Όπως αναφέρθηκε, οι μέγιστες τιμές της καταγεγραμμένης επιτάχυνσης στο Ληξούρι εμφανίστηκαν στις χαμηλές συχνότητες. Ο παλμός χαμηλής συχνότητας που περιγράφηκε παραπάνω και αφορά το ενεργειακό φάσμα στις συχνότητες αυτές, δεν ήταν δυνατό να μοντελοποιηθεί για την ευρύτερη περιοχή. Η μοντελοποίηση του παλμού αυτού είναι εφικτό να γίνει μόνο σε θέσεις για τις οποίες υπάρχουν πραγματικές καταγραφές εδαφικής κίνησης, ώστε να γίνει η βαθμονόμηση των παραμέτρων από τις οποίες προκύπτει στις θέσεις αυτές (Motazedian & Atkinson, 2005).

Στην εικόνα 5.24 παρουσιάζεται η κατανομή των μέγιστων τιμών επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας τυχαία κατανομή ολίσθησης στο ρήγμα. Στην ίδια εικόνα παρουσιάζεται η κατανομή της μέγιστης επιτάχυνσης που υπολογίστηκε για κανονική κατανομή ολίσθησης γύρω από το επίκεντρο, πάνω στο ρήγμα. Τέλος παρουσιάζεται η κατανομή της μέγιστης επιτάχυνσης όπως υπολογίστηκε από τη σχέση απόσβεσης των Segou & Voulgaris (2013), θεωρώντας σημειακές πηγές κατά μήκος του ρήγματος και μία σημειακή πηγή στη θέση του επίκεντρου. Η μέγιστη επιτάχυνση σε αυτή την περίπτωση υπολογίστηκε θεωρώντας ως απόσταση μεταξύ της πηγής με τη θέση υπολογισμού, την ελάχιστη απόσταση της θέσης αυτής από το ρήγμα.

Όπως φαίνεται από την εικόνα, οι τιμές της μέγιστης θεωρητικής εδαφικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης δεν ξεπερνούσαν τα 150 cm/s^2 κοντά στο ρήγμα χρησιμοποιώντας τυχαία κατανομή. Με την χρήση κανονικής κατανομής οι τιμές αυτές έφταναν τα 300 cm/s^2 κοντά στο επίκεντρο. Οι τιμές που προκύπτουν από τον νόμο απόσβεσης φτάνουν τα 250 cm/s^2 κοντά στο ρήγμα. Σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές που υπολογίστηκαν είναι σημαντικά μικρότερες από αυτές που παρατηρήθηκαν, που οφείλεται στο γεγονός ότι δεν ήταν δυνατό να γίνει σωστή μοντελοποίηση στις χαμηλές συχνότητες.

Οι μικρότερες τιμές που παρατηρούνται με τη χρήση τυχαίας κατανομής, οφείλονται στο ότι για τη διαμόρφωση της θεωρητικής επιτάχυνσης συμβάλλουν όλα τα σημεία του ρήγματος κατά έναν τυχαίο παράγοντα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η συνολική ενέργεια που αντιστοιχεί στην συνθετική κυματομορφή να προέρχεται από μεγαλύτερη συνολική επιφάνεια, από ότι στην περίπτωση κανονικής κατανομής. Αντίστοιχα, οι τιμές μέγιστης επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν με τον νόμο απόσβεσης, προκύπτουν από σημειακές πηγές, θεωρώντας ότι το επίκεντρο έχει ίδια

πιθανότητα να βρίσκεται σε οποιοδήποτε σημείο κατά μήκος του ρήγματος.



Εικόνα 5.24: Κατανομή της μέγιστης θεωρητικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκε για τον σεισμό στις 3/2 3:08 για τυχαία κατανομή ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (πάνω αριστερά) και κανονική κατανομή ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (κάτω αριστερά). Στην ίδια εικόνα σημειώνεται και η κατανομή της μέγιστης θεωρητικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τη σχέση απόσβεσης των Segou & Voulgaris (2013) για σημειακές πηγές κατά μήκος του ρήγματος (πάνω δεξιά) και για μία σημειακή πηγή στη θέση του επικέντρου (κάτω δεξιά).

Ο σεισμός αυτός αποτελεί περίπτωση κατά την οποία ο ακριβής υπολογισμός της εδαφικής κίνησης, όπως προκύπτει από την παραπάνω μεθοδολογία, για ένα μελλοντικό σεισμικό σενάριο απαιτεί, πέρα από τη γνώση των χαρακτηριστικών της πηγής της διάδοσης και των εδαφικών συνθηκών στην θέση, προηγούμενη βαθμονόμηση παραμέτρων οι οποίες σχετίζονται με την εδαφική επιτάχυνση σε συχνότητες < 3 Hz.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αντικείμενο της παρούσας εργασίας ήταν ο υπολογισμός συνθετικών κυματομορφών εδαφικής επιτάχυνσης, με στόχο τη διερεύνηση του τρόπου βέλτιστης επιλογής παραμέτρων στους σχετικούς αλγορίθμους βάσει σύγκρισης με πραγματικές καταγραφές. Η μελέτη εστιάστηκε σε επιλεγμένες περιοχές με διαφορετικά μεταξύ τους χαρακτηριστικά, ώστε να γίνει η πληρέστερη κάλυψη του αντικειμένου. Συγκεκριμένα, μελετήθηκαν τρεις περιπτώσεις. Η πρώτη εφαρμογή αναφέρεται στην περιοχή της Αιδηψού ως θέση παρατήρησης και το ρήγμα της Αταλάντης ως σεισμική πηγή. Η δεύτερη επικεντρώνεται στο ρήγμα της Σπάρτης και την ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης και η τρίτη στο ρήγμα που ενεργοποιήθηκε κατά τους πρόσφατους σεισμούς της Κεφαλονιάς (1/2014) και θέσεις παρατήρησης ευρισκόμενες στο δυτικό τμήμα του νησιού. Οι τρεις αυτές περιπτώσεις παρουσιάζουν διαφοροποιήσεις ως προς την εφαρμογή της μεθοδολογίας.

Για την ακρίβεια εξετάστηκαν οι παράμετροι διάδοσης που αφορούν την ενίσχυση της σεισμικής κίνησης λόγω του μοντέλου ταχυτήτων μεταξύ πηγής – θέσης, την ανελαστική απόσβεση, το μοντέλο γεωμετρικής απόσβεσης και το μοντέλο αύξησης της διάρκειας με την απόσταση. Οι παραπάνω παράμετροι επελέγησαν με βάση τη βέλτιστη ταύτιση πραγματικών καταγραφών σεισμών με συνθετικές που υπολογίζονται από την παραπάνω μεθοδολογία.

Για την όσο το δυνατόν ακριβέστερη ταύτιση έγινε ακριβής μοντελοποίηση των επιφανειακών εδαφικών συνθηκών, ώστε να υπολογιστεί με αρκετά μεγάλη ακρίβεια η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης. Η πληροφορία αυτή, προέκυψε μέσω της ενσωμάτωσης αποτελεσμάτων προηγούμενων γεωφυσικών μετρήσεων στις περιοχές έρευνας με την μέθοδο της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW). Οι έρευνες αυτές αφορούσαν τη μέτρηση της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων στα πρώτα 30 μέτρα βάθος (Vs30).

Για τη μορφή της σεισμικής πηγής ελήφθησαν υπόψη *a priori* πληροφορίες οι οποίες περιελάμβαναν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος όπως προέκυψαν από μηχανισμούς γένεσης και την κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας. Για την ακρίβεια της τελευταίας χρησιμοποιήθηκαν επίκεντρα που έχουν επαναπροσδιοριστεί με τον σύγχρονο αλγόριθμο, NonLinLoc.

Βρέθηκε ότι:

1. Για μοντελοποίηση της σεισμικής κίνησης για αποστάσεις μεγαλύτερες των 20 km από την πηγή, όπως αναλύθηκε στην αντίστοιχη εφαρμογή στην Αιδηψό, πέραν από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής ιδιαίτερο ρόλο παίζουν οι παράμετροι διάδοσης του μέσου.
2. Για μοντελοποίηση της σεισμικής κίνησης σε αποστάσεις μικρότερες των 20 km από την πηγή (περίπτωση Σπάρτης) αποδείχθηκε ότι απαιτείται σωστή βαθμονόμηση της παραμέτρου της πτώσης τάσης, ώστε το ενεργειακό επίπεδο της συνθετικής κυματομορφής να ταυτιστεί με το συνθετικό.
3. Σε περιπτώσεις μεγάλης εγγύτητας της θέσης παρατήρησης σε πηγή μεγάλου μήκους πχ. ζώνη Σπάρτης (65 km) ο αλγόριθμος παράγει μη ρεαλιστικά αποτελέσματα. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι κατά την επίλυση, η σεισμική πηγή διαιρείται σε ένα πλήθος υποπηγών, οι οποίες συνεισφέρουν κατά ίσο ή τυχαίο παράγοντα στην διαμόρφωση του συνθετικού επιταχυνσιογραφήματος και παρά την εγγύτητα της θέσης στο επίπεδο του ρήγματος, πολλές από τις υποπηγές βρίσκονται σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις, με αποτέλεσμα η ενέργεια να έχει αποσβεσθεί κατά την άφιξή της στη θέση παρατήρησης.
4. Η επίδραση της κατανομής της ολίσθησης και της κατευθυντικότητας, ως προς τον υπολογισμό θεωρητικών επιταχυνσιογραφημάτων, είναι ιδιαίτερα σημαντική στη διαμόρφωση της σεισμικής κίνησης στη περίπτωση ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης όπως αυτό της Κεφαλονιάς. Όπως απεδείχθη στη περίπτωση αυτή, η κύρια ενέργεια που διαμόρφωσε την τελική εδαφική κίνηση ήταν χαμηλού συχνοτικού εύρους (<3 Hz). Για τη σωστή μοντελοποίηση των περιπτώσεων αυτών απαιτείται ενσωμάτωση ειδικών αιτιοκρατικών μεθόδων με περαιτέρω παραμετροποίηση και πραγματικών δεδομένων.
5. Η ορθή εκτίμηση της παραμέτρου k_0 είναι απολύτως αναγκαία διότι μικρές αποκλίσεις οδηγούν σε σημαντικά σφάλματα στην εκτίμηση της επιτάχυνσης σε συχνότητες μεγαλύτερες των 7 Hz.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αγγελίδης, Χ., 1991. Τεχνικογεωλογική έρευνα ευρύτερης περιοχής Αταλάντης. *Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 183 σ.*
- Aki K., Richards P. G., 1980. Quantitative seismology: Theory and Methods. *W. H. Freeman, San Francisco.*
- Aki, K., 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter. 21: 50-60.*
- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res., 80, 3322-80, 3342.*
- Aki K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys Res., 72, 1217-1231.*
- Αλμπαντάκης, Ν., 1974. Τα νικελιούχα σιδηρομεταλλεύματα Λοκρίδος και Ευβοίας. *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπ. Αθηνών, 41 σ.*
- Albini, P., Ambreseys, N. N., Monachesi, G., 2000. Material for the investigation of the seismicity of the Ionian Islands between 1704 and 1766. *Rhise, 2,2-12.*
- Αλυσανδράτος, Γ. Γ., 1962. Ο σεισμός της Κεφαλληνίας του 1867 και ο Λασκαράτος. *Ηώς, 58-60, 128-133, Αθήνα.*
- Ambroseys, N.N., Jackson, J.A., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int. 101, 663–708.*
- Ameri, G., Gallovic, F., Pacor, F. and A. Emolo, 2009. Uncertainties in strong ground motion prediction with finite-fault synthetic seismograms: An application to the 1984 M5.7 Gubbio, central Italy, earthquake. *Bull. Seismo. Soc. Am., 99: 647–663.*
- Αντωνόπουλος, Ι. Α., 1973. Tsunamis της Ανατολικής Μεσογείου από της αρχαιότητας μέχρι σήμερα. *Αθήναι, σελ. 168.*
- Αραβαντινός, Π., 1856. Χρονογραφία της Ηπείρου των τε Ομόρων Ελληνικών και Ιλλυρικών Χώρων. *Τομ. Α', Αθήναι.*
- Armijo, R. H.-C. (1991). A possible rupture normal- fault rupture for the 464 B. C. Sparta Earthquake. *Science, ss. 123-125.*
- Armijo R., Lyon-Caen H., Papanastassiou D., 1991. A possible normal – fault rupture for the 464 BC Sparta earthquake. *Nature 351, 137 – 139, doi:10.1038/351137a0.*
- Atkinson, G. M. and D. M. Boore, 2006. Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am. 96, 2181-2205.*
- Atkinson G. M., 2004. Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol 94, pp 1079-1095.*

Atkinson G. M. and W. Silva, 2000. Stochastic Modeling of California Ground Motions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 255–274.

Atkinson G.M. and J. F. Cassidy, 2000. Integrated use of seismograph and strong-motion data to determine soil amplification: response of the Fraser River Delta to the Duvall and Georgia Strait earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 1028-1040.

Atkinson G. M. and D. M. Boore, 1997b. Stochastic Point-source Modeling of Ground Motions in the Cascadia Region. *Seism. Res. Lett.* 68, 74–85.

Atkinson G. M., and D. M. Boore, 1995. Ground-motion relations for eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85.

Babuska V. and M. Cara, 1991. Seismic anisotropy in the Earth. *Kluwer Academic Publishers, Boston.*

Barbiani, D. G. & Barbiani, B. A., 1864. Memoires sur les tremblements de terre dans l'île de Zante. *Presented by A. Perrey in Academic Imperiale des Sxienxes, 1-112, Dijon.*

Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M., et al., 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift. *Basin Res.* 21, 824–855 (0950-091X).

Benedetti L., Finkel R., Papanastassiou D., King G., Armijo R., Ryerson F., Farber D., Flerit F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1246.

Bizon G. and F. Thiebault, 1974. Donnees nouvelles sur l' age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridional Grece). *C. R. Acad. Sci. Paris* 278:9-12.

Blumor T., 1998. Die Phyllit – Qyarzit – Serie SE – Lakoniens (Peloponnes, Griechenland): Hochdruck metamorphite in einem orogen Keil. *Frankfurter Geowiss. Abh.* 17:1-190.

Boore D. M., 2006. Determining subsurface shear-wave velocities: A review. *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Conrou, F. Cotton, and P. Gueguen, Editors), Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006, Laboratoire Central des PontsetChaussees.*

Boore D. M., 2003. Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and Applied Geophysics* 160.

Boore D. M. and G. M. Atkinson, 1992. Source spectra for the 1988 Saguenay, Quebec, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 683-719.

Boore D. M., 1983. Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 1865–1894.

BP Co., 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece. *Ειδ. Μελέται Γεωλογίας της Ελλάδος. No 10, ΙΓΕΥ, Αθήνα.*

Braille, L. W., 1989. Crustal structure of the continental interior. In: *Geophysical Framework of the Continental United States, edited by L.C. Pakiser, and W.D. Mooney, Mem. Geol. Soc. Am., 172, 285–315.*

Brune J N., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

Bousquet J., 1988. La stele des Kyteniens au Letoon de Xanthos. *Revue des Etudes Grecques*, 101, 12-53.

Brauer R., 1983. Das Praneogenim Raum Molaoi – Talanta/SE-Lakonien (Peloponnes Griechenland). *Frankfurter Geowiss. Abh.* 3:1-300.

Celet, P. and J. Delcourt, 1960. Les terrains Neogenes de Locride (Grece oriental emoyenne); leur situation geologique et leur age. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 80, 125-134.

Chousianitis, K., Ganas, A., Gianniou, M., 2013. Kinematic interpretation of present-day crustal deformation in central Greece from continuous GPS measurements. *J. Geodyn.* 71, 1–13.

Christoforou M. L., 2001. Opoudos (Opus) and Atalandi (Atalanta), Timeline of 4000 Years (Χρονολόγιο Οπούντος και Αταλάντης 4000 χρόνια – εν τάχει). *Municipality of Atalanti Publishers*

Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.

Costain J. K., Hatcher R. D. Jr., Coruh C., Thomas L. P., Taylor S. R., Litehiser J. J., Zeitz I., 1989. Geophysical Characteristics of the Appalachian crust. In *The Geology of North America, vol. F-2, The Appalachian-Ouchitaorogen in the United States, edited by R. D. Hatcher, Jr., W. A. Thomas, and G. W. Viele, pp. 385-416, Geological Society of America, Boulder, Colo.*

Cundy, A.B., Gaki-Papanastassiou, K., Papanastassiou, D., Maroukian H., Frogley M.R., Cane, T., 2010. Geological and geomorphological evidence of recent coastal uplift along a major Hellenic normal fault system (the KamenaVourla fault zone, NW Evoikos Gulf, Greece). *Marine Geology* 271, 156–164.

Cushing, E., 1985. Evolution structurale de la marge nord-ouest Hellenique dans l'île Levkas et ses environs (Grece Nord-Occidentale). *These 3me cycle, Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay.*

De Voogd, B., C. Truffert, N. Chamot-Rooke, P. Huchon, S. Lallemand, and X. Le Pichon, 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern

Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophys. J. Int.*, 109 (3), 536–552, doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00116.x.

Dercourt J., 1964. Contribution a l' etude geologique d' unsecteur du Peloponnes septentrional. *Ann. Geol. Pays Hellen.* 15:1-418.

Dewey, J.F., Sengor, A.M.C., 1973. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum mechanics in a convergence zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3137–3180.

Doert U., Kowalczyk G., Krahl J., 1985. Zur Stratigraphischen Einstufung der "Phyllit-Serie" von Krokee und der Halbinsel Xyli (Lakonien Peloponnes) Erlanger. *GeolAbh* 112:1-10.

Dorman J., Ewing M., 1962. Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and Crust-Mantle structure in the New York-Pennsylvania area. *J.Geophys. Res.*, 67, 5227-5241.

Doutsos T., Koukouvelas I., Poulimenos G., Kokkalas S., Xypolitas P., Skourlis K., 2000. An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *Int. J. Earth Sci.* 89:350-356.

Dziewonski A.M., Woodward R. L., 1992. Acoustic imaging at the planetary scale. In: *Acoustical Imaging 19*, 785-797, H. Ermert and H.-P. Harjes, eds., Plenum Press.

Dziewonski A.M., Anderson D. L., 1981. Preliminary Reference Earth Model (PREM). *Phys. Earth Planet. Inter.* 25, 297-356.

Ekstrom G., Nettles M., Dziewonski A. M., 2012. The Global CMT Project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 200–201, 1–9, 2012.

Faccenna, C., L. Jolivet, C. Piromallo, and A. Morelli, 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *J. Geophys. Res.*, 108 (B2), 2099, doi:10.1029/2001JB001690.

Finetti, I. R., and A. Del Ben, 2005. Crustal tectono-stratigraphic setting of the Adriatic Sea from new CROP seismic data. In *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, Atlases Geosci., vol. 1, edited by I. R. Finetti, pp. 519– 548, Elsevier, Amsterdam.

Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 24, 247–312.

Finetti, I. and C. Morreli, 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 15, 263–341.

Font Y., Kao H., Lallemand S., Liu C.-S., Chiao L.-Y., 2004. Hypocentral determination offshore Eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophys. J. Int.*, 158, 655-675.

Frankel, A., 2009. A constant stress-drop model for producing broadband synthetic seismograms: Comparison with the Next Generation Attenuation relations. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 99:664–680.

Frankel A., Wennerberg L., 1987. Energy flux model of the seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 1223-1251.

Fytrolakis N., 1971. Die bis heute unbekannte paleozoischen Schichten sudostlich von Kalamata. *Bull. Geol. Soc. Greece* 8:70-81.

Gaki – Papanastassiou K., Papanastassiou D., Maroukian H., 1996. Geomorphic and archaeological – historical evidence for past earthquakes in Greece. *Annali di Geofisica*, 39/3, 598-601.

Galanopoulos A. G., 1960. A catalogue of shocks with $I_0 \geq VI$ or $M \geq 5$ for the years 1801- 1958. *Athens*, pp. 119.

Galanopoulos A. G., 1955. Seismic Geography of Greece. *Annales Geologique des Pays Helleniques*, 6, 83-121 (In Greek).

Galanopoulos A. G., 1953. Katalog der Erdbeben in Griechenland fur die Zeit von 1879 bis 1892. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 5, 144-229.

Galanopoulos, A.G., 1950. Die Seismizität der Insel Leukas. *Gerl. Beitr. Geophys.*, 63, 1-15.

Ganas, A., Karastathis, V. K., Moshou, A., Valkaniotis, S., Mouzakiotis, E., Papathanassiou, G., 2014. Aftershock relocation and frequency–size distribution, stress inversion and seismotectonic setting of the 7 August 2013 $M=5.4$ earthquake in Kallidromon Mountain, central Greece. *Tectonophysics*, Volume 617, 17 March 2014, Pages 101-113, ISSN 0040-1951, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.022> .

Ganas, A., Sokos, E., Agalos A., Leontakianakos, A., Pavlides, S., 2006. Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M_6+ events and stress change patterns. *Tectonophysics*, 420, 357–369.

Ganas A., Roberts G. P., Memou T., 1998. Segment boundaries, the 1894 ruptures and strain patterns along the Atalanti Fault, Central Greece. *Journal of Geodynamics*, 26: 2-4, 461 - 486.

Ganas, A., 1997. Fault Segmentation and Seismic Hazard Assessment in the Gulf of Evia Rift, central Greece. *Unpublished PhD thesis, University of Reading, November 1997.*

Gariel J-C., Bard P-Y., Pitilakis K., 1991. A theoretical investigation of source, path and site effects during the 1986 Kalamata earthquake (Greece). *Geophys. J. Int.* 104, 165-177.

Gatopoulos, D., 2007. Engineers to Help Find Homer's Ithaca. *USA Today, Associated Press. Retrieved 2007-03-28.*

Gesret, A., Laigle M., Diaz J., Sachpazi M., and A. Hirn, 2010. The oceanic nature of the African slab subducted under Peloponnesus: Thin-layer resolution from multiscale analysis of teleseismic P to S converted waves. *Geophys.J.Int.*, 183 (2), 833–849, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04738.x.

Gesret, A., Laigle M., Diaz J., Sachpazi M., Charalampakis M., and A. Hirn, 2011. Slab tops dips resolved by teleseismic converted waves in the Hellenic subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20304, doi:10.1029/2011GL048996.

Gilbert, F., 1971. Excitation of the Normal Modes of the Earth by Earthquake Sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22: 223–226. doi: 10.1111/j.1365-246X.1971.tb03593.x.

Goldsworthy, M., Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology*, 23, 489-506.

Got, H., Stanley, D. J. and D. Sorel, 1977. Northwestern Hellenic arc: concurrent sedimentation and deformation in a compressive setting. *Mar. Geol.*, 24:21-36.

Graves W. G. and A. Pitarka, 2004. Broadband time history simulation using a hybrid approach. In *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, British Columbia, 1–6 August 2004*.

Guidoboni E, Comastri A., Traina G., 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. *SGA Storia Geofisica Ambiente, Bologna*, pp. 504.

Γεωργιάδου – Δικαιουλία, E., 1965. Το Νεογενές της Κεφαλληνίας. Διατριβή επί διδακτορία. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, 18, 43 – 106.

Γεωργιάδης, Σ. Α., 1904. Περί σεισμών και κατασκευής αντισεισμικών οικοδομημάτων. *Τυπογρ. Σ. Κουσουλίνου, Αθήνα*, 246 σελ.

Hanks, T. C., McGuire, R. K., 1981. The Character of High-frequency Strong Ground Motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 2071–2095.

Hartzell, S. H., and R. J. Archuleta, 1979. Rupture propagation and focusing of energy in a foam rubber model of a stick slip earthquake. *J. Geophys. Res.*, 84, 3623 -3636. Also a correction in *J. Geophys. Res.*, 84, 6912

Haskell, N. A., 1966. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Part II. A statistical model*, *Bull. Seisin. Soc. Am.*, 56, 125-140.

Haskell, N.A., 1964b. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seisin. Soc. Am.*, 5d, 1811-1841.

Haskell, N. A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 17–34.

Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H. G., and Peter, Y. 1999. 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics*, 304, 201–218.

Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G., Coutant, O., 1995. Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics* 14, 773–785.

Hatzidimitriou, P. M., 1994. Scattering and anelastic attenuation of seismic energy in N. Greece. *Pure and appl. Geophys.* 143 (4), 587–601.

Hoff, K. V., 1840. Chronik der Erdbeben und Vulkan – Ausbrücke, mit vorausgehender Abhandlung über die Natur dieserer scheinungen – Gesch. *Überliederungsnachgew. Natur. Verander Erdoberfläche Th. I, 1840, th. II, 1841* .

Hsu, K. J. and W. B. F. Ryan, 1973. Summary of the evidence for extentional and compressional tectonics in the Mediterranean Sea. In : *A Maxwell (Editor), The Sea. Vol.4, II. Wiley-Interscience, New York, N. Y., pp. 387-492.*

Institute of Geology and Mineral Exploration—IGME, 1993. Geological map of Greece (Scale 1:500.000). *IGME, Athens.*

Ioakim, Ch., Rondogianni, Th., 1988. Contribution a l' etude geologique de la region de Zeli, Locride (Greece centrale). *Revue de Micropaleontologie*, 31 (2), 129-136.

Ishimaru, A. 1978. Wave propagation and scattering in random media. *IEEE Press–Oxford University Press, New York.*

Jackson, J.A., McKenzie, D. A., 1999. Hectare of fresh striations on the Arkitsa Fault, central Greece. *Journal of Structural Geology* , 21, 1-6.

Jackson, J.A., King, G., Vita-Finzi, C., 1982. The neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth and Planetary Science Letters* 61, 303 – 318.

Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K. O., Kowalczyk, G., Berckheimer, H., Buttner, D., 1978. Structure and evolution of the Aegean Region. In: *Closs H., Roeder., Schmidt K., (eds) Alps. Apennines Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, pp537-564.*

Καβασακάλης, Γ., Πολυμενάκος, Λ., 1988. Σεισμικότητα των Ιονίων νήσων. *Δημ. Τομέα Γεωφυσικής Αριστ. Παν. Θεσσαλονίκης, σελ. 43.*

Kahle, H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R. S., Barka A., and G. Veis, 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian plates. *J. Geophys. Res.*, 105 (B10), 23,353–23, 370.

Kahle, H., Muller, M., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D., 1995. The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements. *Tectonophysics* 249, 41–52.

Karastathis, V. K., Mouzakiotis, E., Ganas, A., and G. A. Papadopoulos, 2015. High-precision relocation of seismic sequences above a dipping Moho: the case of the January–February 2014 seismic sequence in Cephalonia Isl. (Greece). *Solid Earth*, 6, 173-184, doi:10.5194/se-6-173-2015.

Karastathis, V. K., Papoulia, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A., Papadopoulos, G. A., 2011. Deep structure investigations of the geothermal field of the North Euboean Gulf, Greece, using 3-D local earthquake tomography and Curie point depth analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 206 (3–4) (2011), pp. 106–120.

Karastathis, V. K., 2007. Γεωσεισμικές έρευνες στην περιοχή της Σπάρτης. Ενδιάμεση έκθεση αποτελεσμάτων του Α' συμβατικού τμήματος. Έργο: Συγκέντρωση, κωδικοποίηση και τεκμηρίωση γεωθεματικών πληροφοριών αστικών και περιαστικών περιοχών Ελλάδος – πιλοτικές εφαρμογές. Ανάδοχος: Ινστιτούρο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (IGME).

Karnik, V., 1971. Seismicity of the European Area, Part I. D. *Reidel Publ Comp. Dordrecht, Netherlands*, 218 pp.

Κατράμης, Ν., 1880. Σεισμοί εν Ζακύνθω. *Φιλολογικά Ανάλεκτα*, 459-469.

Klimis, N. S., Margaris, B. N. and Koliopoulos, P. K., 1999. Site dependent amplification functions and response spectra in Greece. *Journal of Earthquake Engineering* 3, 2, 237 – 247.

Kokinou, E. and E., Kamberis, 2009, The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7°-36.6N). In: *van Hinsbergen D.J.J., Edwards M.A., Govers R. (eds.). Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone, Geological Society, London, Special Publications 2009; v. 311; p. 343-360, doi:10.1144/SP311.14.*

Kopf, A., Mascle J., and D. Klaeschen, 2003. The Mediterranean Ridge: A mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth, *J. Geophys. Res.*, 108 (B8), 2372, doi:10.1029/2001JB000473

Kranis, Ch., 1999. Neotectonic activity of fault zones in central-eastern StereaEllas, Lokris. *Ph.D. Thesis, Univ. Athens*.

Ktenas, K. A., 1924. Formations primaires semimetamorphiques au Peloponnese central. *CRS Soc. Geol. France* 24:61-63.

Lallemant, S., 1984. La transversal nord – maniole Etude geologique et aeromagnetique d' une structure traverse a l' arc egeen externe (These 3' cycle University Pierre et Marie Curie). *Sci. Terre Mem.Paris* 84:1-164)

Λάμπρος, Σ. Π., 1881. Σεισμοί εν Αθήναις προ του 1821. *Εστία*, 10 Μαΐου 1881.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R. and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100: doi: 10.1029/95JB00317. issn: 0148-0227.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60, 1–42.

Lekkas, E., Danamos, G., Mavrikas, G., 2001. Geological structure and evolution of Cephalonia and Ithaki Islands. *Bull. Geol. Soc. Greece* XXXIV/1, 11–17.

Lemeille, F., 1977. Etudes neotectoniques en Grece central nord-orientale (Eubee centrale, Attique, Beotie, Locride). *These de 3^{eme} cycle, Univ. Paris XI – Centre d'Orsay*, 173 pp.

Lermo J., Chávez-García F. J., 1993. Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574 – 1594.

Lomax, A., Curtis, A., 2001. Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. *European Geophysical Society, March 2001, Nice*.

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. *In Advances in Seismic Event Location Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134*.

Louvari. E., Kiratzi. A. A., Papazachos, B.C., 1999. The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics* 308 (1999) 223–236.

Lyon – Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutas, J., Delibassis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., Pedotti, G., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east – west extension in the Hellenic Arc. *Journal of Geophysical Research, Vol. 93, No. B12, p. 14,967 – 15,000, Dec. 10, 1988*.

Makris, J., Papoulia, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings. *Tectonophysics* 341, 225–236.

Makropoulos, K., Kaviris, G. and Kouskouna, V., 2012. An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1425-1430.

Makropoulos, K., Diagourtas, D., Kassaras, J., Kouskouna, V., Papadimitriou, P., Ziazia, M., 1996. The November–December 1994 Lefkas (W. Greece) earthquake sequence: results from in situ seismological survey (abstract). *1st Congress of the Balkan Geophysical Society, Sept. 23–27, Athens, pp. 10–11*.

Makropoulos, K. C. and V. Kouskouna, 1994. The Ionian Island earthquakes of 1767 and 1769: seismological aspects. Contribution of historical information to a realistic seismicity and hazard assessment of an area. *Albini, A. Moroni (Eds.), “Historical Investigation of European Earthquakes,” Materials of the CEC Project “Review of Historical Seismicity in Europe”, vol. 2 (1994), pp. 27–36*.

- Mallet, R., 1858. Catalogue of recorded earthquakes from 1606 BC to AD 1850. *Report of the Twenty Third Meeting of the British Association for the Advancements of Science*, 22, 1-176, 1852; 23, 118-212, 1853; 24, 1-326, 1854.
- Margaris, B. N. and D. M. Boore, 1998. Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 170 – 182.
- Mavroeidis, G. P, and S. A. Papageorgiou, 2003. A mathematical representation of near-fault ground motions. *Bulletin Seismological Society of America*, 93, 1099-1131.
- Mavroeidis, G. P, and S. A. Papageorgiou, 2002. Near-source strong ground motion: characteristics and design issues. *Proceedings of the Seventh U.S. National Conference on Earthquake Engineering (7NCEE), Boston, Massachusetts, July 2002.*, 21-25.
- Mercier, J., Carey, E., Philip, H., Sorel, D., 1976. La neotectonique plio-quaternaire de l'arc egeen externe et de la Mer Egee et ses relations avec la seismicite. *Bull. Soc. Ge'ol. Fr.* 2, 355–372.
- Milne, J., 1886. Earthquakes and Other Earth Movements, *D. Appelton and Company, New York, 361pp.*
- Montandon, F., 1953. Les Tremblements de terre destructive en Europe. Catalogue par territoires sismiques de l' ans 1000 a 1940. *Geneve, pp. 195.*
- Mooney, W.D., Braille L.W., 1989. The seismic structure of the continental crust and upper mantle of North America, in *The Geology of North America-An Overview. Vol. A, pp. 39-52, eds Bally, A.W. & Palmer, A.R., Geol. SOC. Am., Boulder, CO.*
- Morewood, N. C. and G. P. Roberts, 2001. Comparison of surface slip and focal mechanism slip data along normal faults: an example from the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, 23 (2001), pp. 473–487.
- Motazedian D., Atkinson G. M., 2005. Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 995-1010.
- Μουγιάρης, Ν. Κ. (1994). Σεισμική ιστορία της Αιγαίας χώρας. *Διδακτορική Διατριβή, Παν. Πατρών, σελ 452.*
- Palyvos, N., 2001. Geomorphological study of the broader area of Atalanti, Fthiotis. *Ph.D. Thesis, University of Athens, Greece, (in Greek).*
- Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, B. C., 1985. Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding area. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 80, pp. 165–176.
- Pantosti, D., De Martini, P. M., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N., Stavrakakis, G., 2004. Paleoseismological trenching across the Atalanti fault (Central Greece): evidence for the ancestors of the 1894 earthquake during Middle Age and Roman time. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 94(2), 531-549.

Pantosti, D., De Martini, P. M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F., Stavrakakis, G., 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures (central Greece). *Bull. Soc. Seism. Am.*, 91, 760-780.

Papadimitriou, P., Chousianitis, K., Agalos, A., Moshou, A., Lagios, E. and Makropoulos, K., 2012. The spatially extended 2006 April Zakynthos (Ionian Islands, Greece) seismic sequence and evidence for stress transfer. *Geophysical Journal International*, 190 (2), pp. 1025-1040.

Papadopoulos, G. A., Karastathis, V. K., Koukouvelas, I., Sachpazi, M., Baskoutas, I., Chouliaras, G., Agalos, A., Daskalak, E., Minadakis, G., Moshou, A., Mouzakiotis, E., Orfanogiannaki, E., Papageorgiou, A., Spanos, D., Triantafyllou, I., 2014. The Cephalonia, Ionian Sea (Greece), sequence of strong earthquakes of January-February 2014: a first report. *Research in geophysics*, vol. 4:5441.

Papanastassiou, D., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., 2005. Recognition of past earthquakes along the Sparta fault (Peloponnesus, southern Greece) during the Holocene, by combining results of different dating techniques. *Journal of Geodynamics* 40, 189–199.

Papanikolaou D., Roberts G., Deligiannakis G., Sakellariou A., Vassilakis E., 2013. The Sparta fault, Southern Greece: From segmentation and tectonic geomorphology to seismic hazard mapping and time dependent probabilities. *Tectonophysics* 597-598, 85-105.

Papanikolaou, D. J., and L. H. Royden, 2007. Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults—Or what happened at Corinth? *Tectonics*, 26, TC5003, doi:10.1029/2006TC002007.

Papanikolaou, D., Bargathi, H., Dabovski, C., Dimitriu, R., El-Hawat, A., Ioane, D., Kranis, H., Obeidi, A., Oaie, G., Seghedi, A. & Zagorchev, I., 2004. TRANSMED Transect VII: East European Craton – Scythian Platform – Dobrogea – Balkanides – Rhodope Massif – Hellenides – East Mediterranean – Cyrenaica. In: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. W.Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. Stampfli, P. Ziegler (eds), Springer.

Papanikolaou, D., 1997. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. *Ann. Geol. Soc. Hellen.*, 37, 495-514.

Papanikolaou, D., 1993. Geotectonic evolution of the Aegean. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII (1), 33-48.

Papanikolaou, D., 1989a. Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanan fragments? *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, 1, 63-90.

Papanikolaou, D., 1988d. Introduction to the Geology of Crete. *IGCP project No 276, 1st Field meeting, Crete, October, 1988, Guide book*, 3-16.

Papanikolaou, D., 1986a. Late Cretaceous Paleogeography of the Metamorphic Hellenides. *Geol. Geoph. Res. IGME, Special issue*, 315-328.

Papanastassiou, D., Gaki – Papanastassiou, K., Maroukian, H., 2005. Recognition of past earthquakes along the Sparta fault (Peloponnesus, southern Greece) during the Holocene, by combining results of different dating techniques. *Journal of Geodynamics* 40, 189-199.

Papanikolaou, I., Papanikolaou, D., Lekkas, E., 2009. Advances and limitations of the Environmental Seismic Intensity scale (ESI 2007) regarding near-field and far-field effects from recent earthquakes in Greece: implications for the seismic hazard assessment. *Geological Society, London, Special Publications 2009*, v. 316, p. 11-30, doi: 10.1144/SP316.2.

Papazachos, B. C., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., Karakaisis, G., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Abstract volume of the 10th Congress of the Geological Society of Greece*, 15 – 17 April, Thessaloniki, 539 - 540.

Papazachos, B.C. and C. B. Papazachou, 2003. The earthquakes of Greece. *Ziti Publications, Thessaloniki*, 273 pp.

Papazachos, B. C., Mountrakis, D., Papazachos, C., Tranos, M., Karakaisis, G., Savvaidis, A., 2001. The faults which have caused the known major earthquakes in Greece and surrounding region between the 5th century BC and today. *2nd Hellenic Congress in Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Thessaloniki 28–30 August 2001, A*, pp. 17–26.

Papazachos, C. B. and G. Nolet, 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, 102, 8349–8367.

Papazachos, B.C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A., Karakostas, B., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E., Mountrakis, D. M., 1988. Surface fault traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata (Southern Greece). *Pure Appl. Geophys.*, 126, 55-68.

Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.

Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis 1970. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. *Com. Ren. des Seances de la Conference Reunie a Madrid, 1969, 16*, 74-75.

Papazachos, C. B., 1993. Determination of crustal thickness by inversion of travel times: an application in the Aegean area. *Paper presented at 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union, Florina, Greece, May 5-1993*.

Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 1996. Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis (MASWV). *Exp. Abstrs. of Technical Program with Biographies, SEG, 66th Annual Meeting, Denver, Colorado*, 68-71.

- Partsch, J., 1890. Κεφαλληνία και Ιθάκη. *Γεωγραφική Μονογραφία, Αθήνα*.
- Pavlidis, S., Valkaniotis, S., Ganas, A., Keramidas, D., Smporas, S., 2004. The Atalanti active fault—reevaluation with new geological data. *Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004. Bulletin of the Geological Society of Greece* 36, 1560–1567.
- Pavlis, G. L., Hokanson, N. B., 1985. Separated earthquake location. *J. Geophys. Res.*, 90, 12,777-12,789.
- Pearce, F. D., Rondenay, S., Sacpazi, M., Charalampakis, M. and L. H. Royden, 2012. Seismic investigation of the transition from continental to oceanic subduction along the western Hellenic Subduction Zone. *J. of Geoph. R.*, vol. 117, B07306, doi:10.1029/2011JB009023.
- Perrey, A., 1848. Memoire sur les tremblements de terres sentis dans la peninsule Turco – Hellenique et en Syrie. *Publ, Academie Royale de Belgique*, 73 pp., 1848.
- Philip, H., 1974. Etude neotectonique des rivages egeen sen Locride et en Eubee nordorientale. *These de 3^{eme} cycle, Acad. De Montpellier, Univ, de Lanquedoc*, 86 pp.
- Podvin, P., Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.*, 105, 271-284.
- Poulimenos, G., Doutsos, T., 1996. Barriers on seismogenic faults in central Greece. *Journal of Geodynamics*, v. 22, nos. 1–2, p. 119–135.
- Psonis, K., 1981. Presence of Permo (?) Lower Triassic beds at the base of Plattenkalk series in Taygetos. Description of a continuous section. *Ann. Geol. Pays Hellen* 30:578-587.
- Rayleigh, L., 1885. On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proc. Lond. Math.Soc.*, 17, 4.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C. and M. B., 1997b. Oral, GPS measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102, 9983–9999.
- Ryan, W. B. F., Stanley, D., Hersey, J. B., Fahlquist, D. A. and T. D., Alan, 1970. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. *In: A. Maxwell(Editor), The Sea. Vol. 4, II Wiley-Interscience, New York, N. Y.*, pp. 387-492.
- Royden, L. H., and D. Papanikolaou, 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.* , 12, Q03010, doi:10.1029/2010GC003280.
- Fowler, R. L., 1993. The myth of Kephalos as aition of rain-magic (Pherekydes FrGHist 3F34). *Zeitschrift für Papyrologie und Epigraphik* 97, pp. 29–42.

Roberts, G.P., Ganas, A., 2000. Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data. *J. Geophys. Res. B Solid Earth* 105 (10), 23443-23462.

Roberts, G.P., Koukouvelas, I., 1996. Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. *Ann. Geo s.* 39, 619–646.

Roberts, S., Jackson, J., 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults*. *Geol.Soc. Sp. Pub.*, 56, pp. 125–142.

Rondogianni, Th., 1984. Etude neotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grece central). *These de 3^{eme} cycle, Univ. Paris XI*, 190 p.

Ρώμας, Κοντοές, Δ. Ο., 1975. Εστία. *Τομ. Α', Αθήνα*, σελ. 554.

Sachpazi, M., Galve, A., Laigle, M., Hirn, A., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Marthelot, J. M., Pi Alperin, J. M., Zelt, B., Taylor, B., 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for the accurate location of hypocenters: The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake. *Tectonophysics* 440 (2007) 53–65.

Schmidt, J., 1867a. Πραγματεία περί του γενομένου το 1861 Δεκεμβρίου 26 σεισμού του Αιγίου. *Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήναι*, 52 σελ.

Schmidt, J., 1876. Πέρι των σεισμών εν Ελλάδι. *Εστία, Τομ. Α*, 119-122.

Schmidt, J., 1879a. Monographien von Orient Erdbeden 1837 – 1873. *Alwin Georgi, Leipzig*, 34 – 136.

Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E., Papazachos, B.C., 1985. Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: the Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983. *Pure Appl. Geophys.* 123, 388–397.

Segou, M. and N. Voulgaris, 2013. The use of stochastic optimization in ground motion prediction. *Earthquake Spectra*, 29(1):283–308, Feb 2013. doi: 10.1193/1.4000098.

Sheriff, R. E., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (third edition). *Society of Exploration Geophysicists*.

Σίδερης, Χ., 1988. Η τριαδική ηφαιστειοϊζηματογενής ακολουθία της Αταλάντης. *Ann. Geol. de Pays Helleniques*, XXXIII (II), 353-369.

Σίδερης, Χ., 1986. Συμβολή στη γνώση της γεωδυναμικής εξέλιξης κατά το Περμοτριαδικό στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπ. Αθηνών*, 214σ.

Σίδερης, Χ., 1980. Μια νέα θεώρηση του «Παλαιοζωϊκού» της Αταλάντης. *Ann Geol. de Pays Helleniques*, XXX (II), 637-646.

- Sieberg, A., 1932a. Erdbeben geographie. *Handbuch der Geophysik, Berlin, 4, 687-1005.*
- Sieberg, A., 1932b. Untersuchungen uber Erdbeben und Bruchschollen bau im ostlichen Mittelmeer gebiet. *Verlag von Gustav Fisher, Jena.*
- Skouphos, T., 1894. Die zwei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 5/27 April 1894. *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin 24, 409–474 (in German).*
- Sorel, D., 1976. Etude neotectonique des iles Ioniennes de Cphalonie et de Zante et du l'Elide occidentale (Grece). *These du 3e cycle, Universite de Paris Sud, Orsay.*
- Σπανόπουλος, Ι. Π., 1867. Περί του εν Κεφαλληνία σεισμού. *Εφημερίς των Φιλομαθών, αρ. 624, 20 Φεβρουαρίου 1867, 1167-1170, Αθήναι 1867.*
- Σπυρόπουλος, Π. Ι., 1997. Χρονικό των σεισμών της Ελλάδος, από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα. *Εκσ. Δωδώνη, Αθήνα-Γιάννενα, σελ. 454.*
- Σταματέλος, Ν. Ι., 1870. Αι δεκατρείς μνημεινυόμεναι καταστροφαί της Λευκάδος από το 1612 μέχρι το 1869. *Εφημερίς των Φιλομαθών, αριθ. 726, 24 Ιουνίου 1870, Αθήνα.*
- Stanley, D. J., 1977. Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In: A. Nairn, W. Kanes and F. Stehli (Editors), *The Ocean Basins and Margins, Vol. 4A, pp 77-150.*
- Stavrakakis, G. N., Drakopoulos, J., Latoussakis, J., Papanastassiou, D. & Drakatos, G., 1989. Spectral characteristics of the 1986 September 13 Kalamata (Southern Greece) earthquake. *Geophys. J. Inf., 98, 149-157.*
- Stiros, S. C., Pirazzoli P. A., Laborel, J., Laborel-Deguen F., 1994. The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. *Geophysical Journal International, 117 (1994), pp. 834–849.*
- Stokoe, II K. H., Wright, G. W., Bay, J. A., Roesset, J. M., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites. *ISSMFE Technical Committee #10, edited by R. D. Woods, Oxford Publishers, New Delhi.*
- Stride, A., Belderson, R., Kenyon, N., 1977. Evolving miogeoclinal structures of the Eastern Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus outer ridges). *Philos. Trans. R. Soc. London A, 284, 255.*
- Tarantola, A., 1987. Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation. *Elsevier, Amsterdam, 613p.*
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse problems = quest for information. *J. Geophys., 50, 159-170.*
- Thiebault, F., 1982. Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnes meridionale (Greece). *Ann. Soc. Geol. Nd 6:1-574.*

Thiebault, F., Zaninetti, L., 1974. Sur l' existence d' un Triascalcaro-dolomitique dans le massif du Taygete Peloponnese meridional Grece. *C. R. Acad. Sci. Paris* 278:581-583.

Thomson, W. T., 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid. *J. Appl. Phys.* 21, 89–93.

Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 145 (3), pp. 797–808.

Toksoz, M. N., Dainty, A. M., Reiter, E., Wu, R. S., 1988. A Model for attenuation and scattering in the earth's crust. *Pure and appl. geophys.* 128, 81–100.

Toro, G. R., Abrahamson, N. A., Schneider, J. F., 1997. Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties. *Seism. Res. Lett.* 68, 41–57.

Tselentis, G-A., Drakopoulos, J., Makropoulos, C., 1988. On the frequency dependence of Q in the Kalamata (South Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake. *Tectonophysics*, 152, 157-159.

Τσιτσέλης, Η. Α., 1960. Κεφαλληνιακά Σύμμικτα. *Αθήνα*, 1960.

Underhill, J. R., 1989. Late Cenozoic Deformation of the Hellenide Foreland, Western Greece. *Bull. Geol. Soc. Am.* 101, 613 – 634.

Van Hinsbergen, D. J. J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkaamp, J. E., Wortel, M. J. R., 2005. Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology* 33:325–328.

Verriez, J., J., 1976. Sur les formations volcaniques basiques d' Atalanti (Locride-Grece-Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, XVIII (2), 293-298.

Vidale, J. E., 1991. Finite-difference calculations of traveltimes in three dimensions. *Geophysics* 55, 521-526.

Vidale, J., 1988 Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seis. Soc. Am.* V. 78, No. 6, pp. 2062-2076.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1002.

Westaway, R., 1991. Continental extension on sets of parallel faults: observational evidence and theoretical models. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 56, 14-169. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.056.01.10>.

Wu, R. S., and K. Aki 1988. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves - separation of scattering effect from intrinsic attenuation, II. Application of the theory to Hindu-Kush Region. *Pure and appl. geophys.* 128, 49–80.

Wu, R. S. 1985. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves, separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I. Theoretical modeling. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 82, 57–80.

Χιώτης, Π., 1886. Ιστορική έποψις περί σεισμών εν Ελλάδι. Ιδίως εν Ζακύνθω. *Εφημ. Κυβέλης*.

Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., 1999. Estimation of near surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64, 691–700. *Nat. Hazards*.

Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth. *Geophys. J. Int.* 162, 257–268.

Zhou, H., 1994. Rapid 3-D hypocentral determination using a master station method. *J. Geophys., Res.*, 99, 15439-15455.