

---

## **Στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης του σεισμού της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; *M* 6.1 )**

---

### **2.1 Εισαγωγή**

Οι εδαφικές κινήσεις λόγω των σεισμών είναι αποτέλεσμα της διάρρηξης στην επιφάνεια του ρήγματος. Είναι γνωστό ότι τα ρήγματα έχουν ποικίλες κλίμακες όσον αφορά τη γεωμετρία τους (μήκος, πλάτος) και οι διαστάσεις τους αυτές καθορίζουν και το μέγιστο μέγεθος του χαρακτηριστικού σεισμού τους. Τα ρήγματα μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές, όταν η παρατήρηση γίνεται σε μακρινές αποστάσεις σε σχέση με τις διαστάσεις τους, σε κοντινές αποστάσεις όμως τα φαινόμενα που σχετίζονται με τις πεπερασμένες διαστάσεις τους είναι πολύ σημαντικά. Η μοντελοποίηση των πεπερασμένων πηγών έπαιξε πολύ σημαντικό ρόλο στην πρόβλεψη των εδαφικών κινήσεων κοντά στα επίκεντρα ισχυρών σεισμών.

Ένα από τα χρησιμότερα εργαλεία των σεισμολόγων για την αναπαράσταση μερικών ή όλων των φυσικών διεργασιών που είναι υπεύθυνες για τις εδαφικές κινήσεις είναι η **στοχαστική μέθοδος** και το **στοχαστικό μοντέλο της σημειακής σεισμικής πηγής** (Hanks, 1979; McGuire and Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983; Boore and Atkinson, 1987). Το μοντέλο αυτό προτάθηκε αρχικά από τους Hanks and McGuire (1981, 1983) οι οποίοι συνδύασαν σεισμολογικά στοιχεία του φασματικού πλάτους της εδαφικής κίνησης με την παρατήρηση των μηχανικών ότι οι υψίσυχνες κινήσεις είναι κατά κύριο λόγο τυχαίες. Πιο αναλυτικά έδειξαν ότι οι υψίσυχνες ( $\sim 1$  έως  $\sim 10$  Hz) εδαφικές κινήσεις (επιταχύνσεις) είναι πεπερασμένης διάρκειας λευκός θόρυβος (Gaussian noise), ο οποίος επικάθεται στο φάσμα πλάτους (amplitude spectrum) όπως αυτό καθορίζεται από απλά σεισμολογικά μοντέλα για την εστία και τη διαδικασία της διάρρηξης (Brune 1970, 1971). Η στοχαστική μέθοδος αναπτύχθηκε στη συνέχεια περισσότερο από τον Boore (1983) και ακολουθήθηκε και από άλλους ερευνητές στην προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων (Boore and Atkinson, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995).

Παρ'όλη την επιτυχία του στοχαστικού μοντέλου της σημειακής σεισμικής πηγής, στην προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων, παρατηρήθηκε σε ορισμένες περιπτώσεις ότι έπρεπε να ληφθούν υπόψη και οι πεπερασμένες διαστάσεις των

ρηγμάτων. Η ταχύτητα διάρρηξης, η κατευθυντικότητα και η γεωμετρία πηγής – σταθμού καταγραφής, επηρεάζουν την καταγραφή της σεισμικής κίνησης ως προς το πλάτος, το συχνотικό περιεχόμενο καθώς και τη διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Σύμφωνα με την αρχική ιδέα του Hartzell (1978), οι Beresnev and Atkinson (1997) πρότειναν μια τεχνική για την επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου σε ρήγματα με πεπερασμένες διαστάσεις. Για τη μοντελοποίηση των παραπάνω χαρακτηριστικών, προτάθηκε η διαίρεση των μεγάλων ρηγμάτων που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς, σε μικρότερα τμήματα κάθε ένα από τα οποία μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή πηγή. Σε κάθε σημειακή πηγή αποδίδεται ένα φάσμα της μορφής  $\omega^{-2}$  και για την μοντελοποίηση των αποτελεσμάτων της διάδοσης χρησιμοποιούνται εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν τα πλάτη και τη διάρκεια των εδαφικών κινήσεων με την απόσταση από την εστία.

Εφαρμόσαμε τη στοχαστική μέθοδο πεπερασμένων πηγών για να ερευνήσουμε τη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους και για να ελέγχουμε επιπροσθέτως της παραμέτρους που απαιτούνται για την εφαρμογή του μοντέλου. Σημαντικό αποτέλεσμα στην εφαρμογή της μεθόδου ήταν τα αποτελέσματα της προηγούμενης εργασίας μας που αφορούσαν τη λεπτομερή μελέτη της πηγής με σύγχρονες μεθόδους και ψηφιακά δεδομένα. Διαπιστώθηκε με αυτό τον τρόπο η δυνατότητα της μεθόδου να προβλέπει τις εδαφικές κινήσεις στην επιφάνεια από ρήγματα που βρίσκονται σε μεγάλα βάθη ( $h > \sim 80$  Km). Για τις στοχαστικές προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *FINSIM* (Beresnev and Atkinson, 1998a).

## 2.2 Στοχαστική μέθοδος – Θεωρία

Η στοχαστική μέθοδος υποθέτει ότι το φάσμα πλάτους Fourier της εδαφικής κίνησης σε μια θέση μπορεί να αναπαρασταθεί από το γινόμενο του φάσματος της σεισμικής πηγής  $S(\omega)$  σε απόσταση  $R$  και ορισμένων συναρτήσεων που περιγράφουν την επίδραση του δρόμου διάδοσης καθώς και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση καταγραφής. Στην περίπτωση που το καταγραφικό μηχάνημα έχει εγκατασταθεί σε βράχο, τότε η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι αμελητέα, η σχέση που περιγράφει το φάσμα επιτάχυνσης των εγκαρσίων κυμάτων είναι:

$$A(\omega) = 2\omega^2 S(\omega)P(\omega)e^{-\frac{\omega R}{2Q\beta}} \quad (2.1)$$

όπου  $\omega$  είναι η γωνιακή συχνότητα,  $Q$  ο παράγοντας ποιότητας και  $\beta$  η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Η συνάρτηση  $P(\omega)$  υπεισέρχεται στη σχέση (2.1) για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης που εμφανίζουν τα φάσματα επιτάχυνσης πάνω από μια ορισμένη συχνότητα  $\omega_m$ . Το φαινόμενο αυτό αποδίδεται, από ορισμένους ερευνητές, στις τοπικές εδαφικές συνθήκες και συγκεκριμένα στην απόσβεση που προκαλεί το επιφανειακό αποσαθρωμένο στρώμα του εδάφους (Beresnev and Atkinson, 1997). Στη μεθοδολογία που ακολουθήθηκε εδώ η συνάρτηση  $P(\omega)$  είχε τη μορφή του φίλτρου Butterworth 4<sup>ης</sup> τάξης (Boore, 1983):

$$P(\omega) = \left[ 1 + \left( \frac{\omega}{\omega_m} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

Η ίδια σχέση μπορεί να εκφραστεί και σε σχέση με την παράμετρο  $\kappa$  της φασματικής μείωσης των πλατών (Anderson and Hough, 1984):

$$P(f) = e^{(-\pi\kappa f)} \quad (2.3)$$

όπου  $f = \omega/2\pi$ . Η μορφή της συνάρτησης  $P(\omega)$  επηρεάζει κατά κύριο λόγο τις συχνότητες που είναι μεγαλύτερες των  $\sim 10$  Hz οι οποίες βρίσκονται εκτός του διαστήματος ενδιαφέροντος, γι' αυτό η επιλογή της δεν έχει σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα μας.

Η συνάρτηση  $S(\omega)$  προκύπτει με πολλαπλασιασμό ορισμένης αιτιοκρατικής συνάρτησης με το φάσμα Fourier ενός χρονικού παραθύρου τυχαίου θορύβου. Η αιτιοκρατική συνάρτηση παρέχει το μέσο σχήμα και πλάτος του φάσματος, ενώ η στοχαστική συνάρτηση δίνει ένα ρεαλιστικό, τυχαίο χαρακτήρα στη συνθετική καταγραφή. Η αιτιοκρατική συνάρτηση δεν είναι εύκολο να επιλεγθεί. Τα διάφορα μοντέλα που έχουν προταθεί για το φάσμα της σεισμικής εστίας παρουσιάζουν διαφορές στο ρυθμό μείωσης των πλατών. Ωστόσο το μοντέλο  $\omega^{-2}$  υιοθετείται στις περισσότερες περιπτώσεις καθώς φαίνεται ικανοποιητικά να ερμηνεύει το μεγαλύτερο μέρος των παρατηρούμενων εδαφικών κινήσεων (Boore, 1983).

### 2.2.1 Στοχαστική μέθοδος σε πεπερασμένες πηγές

Η στοχαστική προσομοίωση σε πεπερασμένες πηγές απαιτεί τροποποιήσεις στις θεωρητικές σχέσεις που ισχύουν για τις σημειακές πηγές. Το ρήγμα του υπό προσομοίωση σεισμού διαιρείται σε τμήματα μήκους  $\Delta l$  και πλάτους  $\Delta w$  (Hartzell, 1978). Οι διαστάσεις των τμημάτων επιλέγονται με τέτοιο τρόπο ώστε να είναι αρκετά μικρά σε σχέση με την απόστασή του από το σημείο παρατήρησης και να μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές. Σε κάθε μια από τις πηγές αυτές αποδίδεται ένα φάσμα της μορφής  $\omega^{-2}$  το οποίο καθορίζεται πλήρως από δύο παραμέτρους: τη σεισμική ροπή και τη γωνιακή συχνότητα. Επειδή οι πηγές αυτές δεν είναι σημειακές θα πρέπει οι παραπάνω παράμετροι να συνδεθούν με τις πεπερασμένες διαστάσεις αυτών. Η σύνδεση αυτή γίνεται μέσω των παραμέτρων  $\Delta\sigma$  και  $\kappa$ . Στην απλή περίπτωση όπου  $\Delta l = \Delta w$  η σεισμική ροπή της μικρής πηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_0 = \Delta\sigma \cdot \Delta l^3 \quad (2.4)$$

Η παράμετρος  $\Delta\sigma$  έχει διαστάσεις τάσης και μπορεί να θεωρηθεί ότι ταυτίζεται με τη στατική πτώση τάσης. Ωστόσο στην πραγματικότητα αποτελεί έναν παράγοντα που συνδέει τη σεισμική ροπή κάθε υποπηγής με της πεπερασμένες διαστάσεις της. Με αυτό τον τρόπο ελέγχεται ο αριθμός των υποπηγών που πρέπει να συντεθούν σε κάθε προσομοίωση. Συνήθως η τιμή του  $\Delta\sigma$  παραμένει σταθερή και ίση με 50 bar (Kanamori και Anderson, 1975).

Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της κάθε υποπηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$f_0 = \frac{\left(\frac{yz}{\pi}\right) \cdot \beta}{\Delta l} \quad (2.5)$$

όπου  $\beta$  είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων  $y$  ο λόγος της ταχύτητας διάδοσης της διάρρηξης προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Η παράμετρος  $z$  αντιπροσωπεύει το λόγο ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής (T) ως προς τη σημειακή πηγή ( $\tau$ ) μέσω της σχέσης  $T/\tau \equiv z$ . Η τιμή της εξαρτάται από τον τρόπο ορισμού του χρόνου ανάδυσης όπως αυτός περιγράφεται στις σχέσεις του μοντέλου  $\omega^{-2}$ . Διαφορές

στον ορισμό αυτό οδηγούν σε διαφορετικές σχέσεις μεταξύ του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής και της γωνιακής συχνότητας  $f_0$  της σημειακής. Τέτοιες σχέσεις που έχουν προταθεί παρουσιάζονται στον Πίνακα (2.1).

Οι Beresnev και Atkinson συνέδεσαν την παράμετρο  $z$  με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης πάνω στο ρήγμα και διατηρούν στο λογισμικό **FINSIM** την τιμή της στο 1.68. Δίνεται όμως η δυνατότητα στο χρήστη αυξομείωσης της τιμής αυτής.

*Πίνακας 2.1. Σχέσεις που συνδέουν το χρόνο ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής ( $T$ ) με τη γωνιακή συχνότητα ( $f_0$ ) της σημειακής πηγής*

$f_0=1/T$	Hanks (1979)
$f_0=0.5/T$	Boatwright and Choy (1992)
$f_0=0.37/T$	Hough and Dreger (1995)
$f_0=0.27/T$	Beresnev and Atkinson (1997)

Η σχέση που συνδέει το  $z$  με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης πάνω στο ρήγμα είναι η εξής:

$$u_m = \left( \frac{2yz}{e} \right) \cdot \left( \frac{\Delta\sigma}{\rho\beta} \right) \quad (2.6)$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα. Από τη σχέση αυτή προκύπτει και η φυσική σημασία της παραμέτρου  $z$ . Το  $z$  είναι ανάλογο της μέγιστης ταχύτητας ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Μεγάλες τιμές του  $z$  αντιστοιχούν σε “γρήγορα” σεισμικά γεγονότα, ενώ μικρές τιμές σε ασυνήθιστα “αργά” σεισμικά γεγονότα (Beresnev and Atkinson, 1997). Επίσης η ποσότητα  $yz/\pi$  της σχέσης (2.5) αποτελεί την παράμετρο  $\kappa$  η οποία ελέγχει το πλάτος της υψίσυχνης ακτινοβολίας στη συνθετική καταγραφή και συνδέει τις διαστάσεις της πεπερασμένης πηγής, με τη γωνιακή συχνότητα του φάσματος της ισοδύναμης σημειακής πηγής, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\kappa = \frac{f_o \cdot \Delta l}{\beta} \quad (2.7)$$

### 2.2.2 Εφαρμογή της μεθοδολογίας στο σεισμό της Καρπάθου

Για την εφαρμογή της μεθόδου είναι απαραίτητη η διακριτοποίηση της επιφάνειας του ρήγματος, του υπό προσομοίωση σεισμού, σε μικρότερα τμήματα διαστάσεων  $\Delta l \times \Delta w$ . Οι διαστάσεις των υπο-πηγών καθορίζονται κατά κύριο λόγο εμπειρικά. Μοναδικοί περιορισμοί για το ανώτατο και κατώτατο όριο των διαστάσεων των υποπηγών είναι η ρεαλιστική απεικόνιση των επιταχυνσιογραμμάτων και οι περιορισμένες δυνατότητες της μεθόδου να προσομοιάσουν λεπτομέρειες της διάρρηξης. Αρχικά οι Beresnev και Atkinson (1998a) όρισαν ως κατώτατο όριο για το  $\Delta l$  την τιμή των 5 Km και ως ανώτατο όριο τα 15 Km, με κύριο σκοπό να διασφαλιστεί η μοναδικότητα των λύσεων. Αργότερα (Beresnev and Atkinson, 1999) θεώρησαν την επιλογή των διαστάσεων των υποπηγών ως ουσιώδη παράμετρο του μοντέλου, η οποία καθορίζει τη μορφή του φάσματος πλάτους στις μεσαίες συχνότητες. Για το λόγο αυτό πρότειναν τη σχέση (2.8) που συνδέει το μέγεθος του υπό προσομοίωση σεισμού με το  $\Delta l$ . Η σχέση αυτή εξήχθη έπειτα από δοκιμές με 8 σειμούς μεγέθους  $M > 4$  από την περιοχή της Β. Αμερικής.

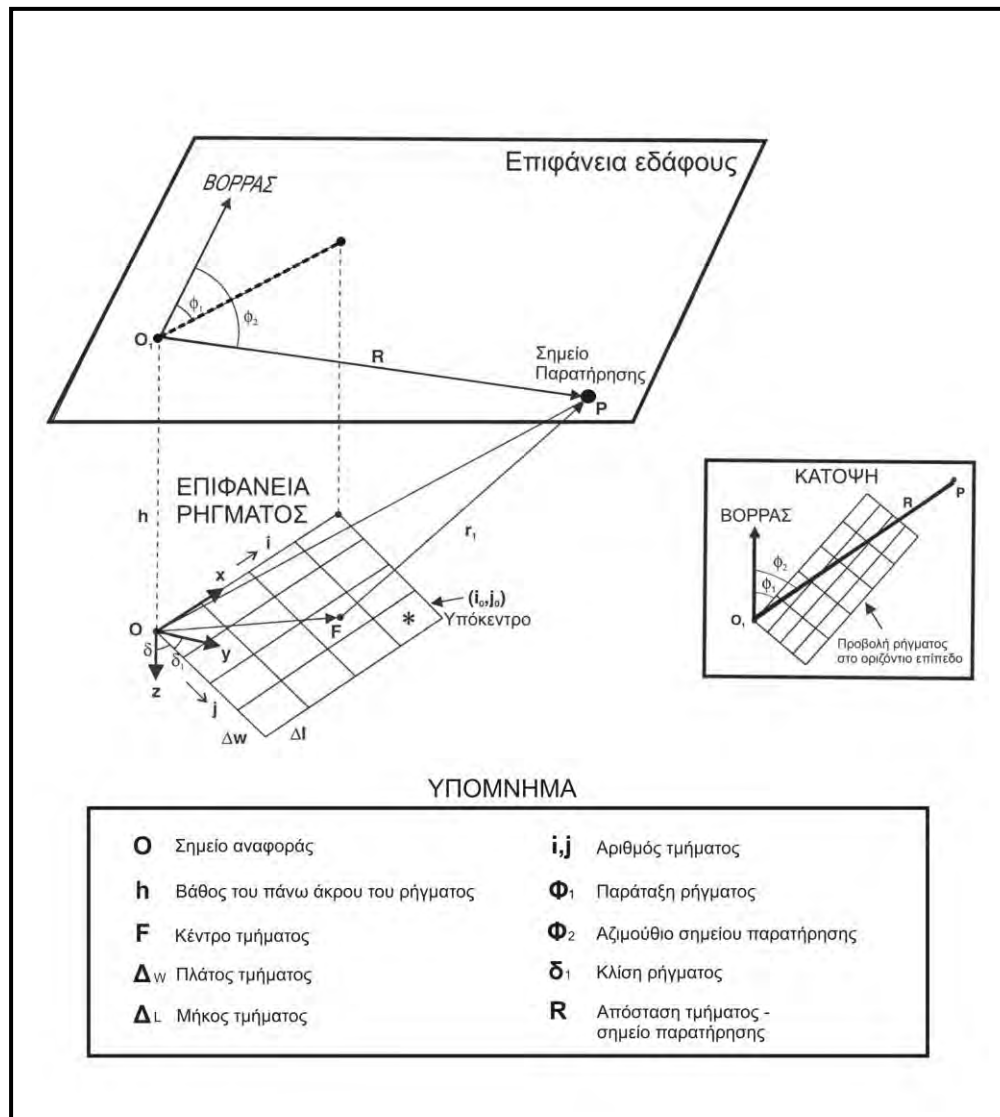
$$\log \Delta l = -2 + 0.4 \cdot M \quad (2.8)$$

Σύμφωνα με τους συγγραφείς έγιναν κατάλληλες δοκιμές για την επιλογή των βέλτιστων διαστάσεων των υπο-πηγών ώστε να επιτυγχάνεται η καλύτερη αναπαράσταση του φάσματος του υπό προσομοίωση σεισμού. Προέκυψε ότι οι διαστάσεις των υποπηγών αυξάνουν με το μέγεθος του σεισμού. Η σχέση αυτή χρησιμοποιήθηκε για τις προσομοιώσεις στην παρούσα εργασία. Αναλυτικά η γεωμετρία της πηγής πεπερασμένων διαστάσεων παρουσιάζεται στο σχήμα (2.1).

Η διάρρηξη διαδίδεται ακτινικά ξεκινώντας από την εστία του σεισμού με σταθερή ταχύτητα  $\gamma\beta$ . Κάθε τμήμα ενεργοποιείται όταν η διάρρηξη φτάσει το κέντρο του και η συνεισφορά όλων μαζί αθροίζεται στο σημείο παρατήρησης, έπειτα από κατάλληλη χρονική καθυστέρηση. Η καθυστέρηση για κάθε τμήμα υπολογίζεται από το χρόνο που χρειάζεται το μέτωπο της διάρρηξης να διαδοθεί από την εστία στο κέντρο του τμήματος συν το χρόνο που χρειάζονται τα εγκάρσια κύματα να διαδοθούν από το κέντρο του τμήματος στη θέση παρατήρησης.

Ο αριθμός των υποπηγών που αθροίζονται σε κάθε προσομοίωση ορίζεται με βάση την αρχή της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Σε όλες τις υποπηγές αποδίδεται

το ίδιο μέγεθος σεισμικής ροπής. Πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος υπάρχουν  $l \times m$  υπο-πηγές όπου  $l$  και  $m$  είναι ο αριθμός των υπο-πηγών κατά την διεύθυνση της παράταξης και τη διεύθυνση βύθισης του ρήγματος αντίστοιχα. Για να επιτυγχάνεται το μέγεθος σεισμικής ροπής που επιθυμούμε θα πρέπει η ολίσθηση του κύριου σεισμού να είναι ίση με την ολίσθηση των υπο-πηγών. Προκειμένου να υπάρχει δυνατότητα θεώρησης διαφορετικών τιμών ανάμεσα στην ολίσθηση του κύριου σεισμού και των υπο-πηγών κάθε τμήμα της επιφάνειας του ρήγματος ενεργοποιείται  $n_s$  φορές. Όπου  $n_s$  ο πλησιέστερος ακέραιος που υπολογίζεται από τη σχέση:



Σχήμα 2.1. Γεωμετρία πηγής πεπερασμένων διαστάσεων

$$n_s = \frac{M_l}{l \cdot m \cdot M_e} \quad (2.9)$$

όπου  $M_l$  και  $M_e$  είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού και της υπο-πηγής αντίστοιχα. Η χρονική καθυστέρηση μεταξύ των ενεργοποιήσεων των τμημάτων του ρήγματος καθορίζεται από τη σχέση:

$$\Delta t = (i - 1 + \xi) \cdot T, \quad i=1, n_s \quad (2.10)$$

όπου  $T$  είναι ο χρόνος ανάδυσης της υπο-πηγής και  $\xi$  ένας τυχαίος αριθμός μεταξύ των τιμών 0 και 1. Με αυτό τον τρόπο δίνεται ένας τυχαίος χαρακτήρας στη διαδικασία διάρρηξης και λαμβάνεται υπόψη η ετερογένεια κατά τη διαδικασία διάρρηξης. Επίσης στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε πληροφορίες για την ολίσθηση πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος μπορούμε να τις χρησιμοποιήσουμε στο μοντέλο της προσομοίωσης.

Η δεύτερη παράμετρος της σχέσης (2.1) που αντιπροσωπεύει το φάσμα της εστίας  $S(\omega)$  υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$S(\omega) = \frac{R^{\theta\phi} M_o}{4\pi\rho\beta^3} \left[ 1 + \left( \frac{\omega}{\omega_c} \right) \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2.11)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα ( $\text{gr/cm}^3$ ),  $\beta$  η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων ( $\text{Km/sec}$ ),  $R$  η υποκεντρική απόσταση ( $\text{Km}$ ),  $\omega_c$  η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της σημειακής πηγής και  $R^{\theta\phi}$  ο παράγοντας ακτινοβολίας των κυμάτων από την εστία ο οποίος έχει μια μέση τιμή 0.85 για τα S- κύματα (Boore and Boatwright, 1984).

Για τον υπολογισμό των φασμάτων των υποπηγών χρησιμοποιούνται οι σχέσεις 2.4 και 2.5, επομένως είναι απαραίτητη η γνώση των παραμέτρων  $\Delta\sigma$ ,  $\Delta l$ ,  $y$ ,  $z$ . Οι τιμές αυτές χρησιμοποιούνται και στον υπολογισμό του χρόνου ανάδυσης με τη σχέση:

$$T = \frac{L}{2y\beta} \quad (2.12)$$

Ο παράγοντας 2 υπεισέρχεται στον παρονομαστή κατά σύμβαση. Στη συγκεκριμένη περίπτωση θεωρείται ότι η διάρρηξη ξεκινά από το κέντρο του ρήγματος, οπότε ο χρόνος ανάδυσης ισούται με το χρόνο που κάνει να φτάσει το μέτωπο της διάρρηξης στα άκρα του ρήγματος (απόσταση  $L/2$ ).



Για κάθε μικρή πηγή κατασκευάζεται μια χρονοσειρά τυχαίων αριθμών θορύβου με αντίστοιχη υπορουτίνα παραγωγής τυχαίων αριθμών (random number generator). Πολλαπλασιάζονται στη συνέχεια οι χρονοσειρές με συνάρτηση μορφοποίησης που στη συγκεκριμένη μεθοδολογία είναι τετραγωνική συνάρτηση που έχει συνελιχθεί στα άκρα της (σε ποσοστό 2%) με συνημιτονοειδή συνάρτηση. Οι τελικές χρονοσειρές μετασχηματίζονται κατά Fourier στο πεδίο των συχνοτήτων όπου αντικαθίστανται τα φάσματα από τα θεωρητικά υπολογισμένα και έπειτα με αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier και άθροιση όλων των χρονοσειρών υπολογίζεται η τελική καταγραφή.

### 2.2.3 Παράμετροι λογισμικού *FINSIM*

Στη παράγραφο αυτή αναφέρονται όλες οι παράμετροι που χρησιμοποιεί το λογισμικό *FINSIM* για την προσομοίωση της σεισμικής κίνησης (Beresnev and Atkinson, 1988a) καθώς και οι αντίστοιχες μεταβλητές που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα. Για τον προσδιορισμό του σημείου παρατήρησης (O) χρησιμοποιείται μια σύμβαση κατά την οποία, παρατηρώντας το ρήγμα από το σημείο O θα πρέπει αυτό να κλίνει προς τα δεξιά.

#### ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΠΗΓΗΣ

1. Παράταξη ρήγματος ( $\varphi^0$ ) - *fli*
2. Κλίση ρήγματος ( $\delta^0$ ) - *dip*
3. Βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος h (Km) - *h*
4. Μήκος ρήγματος L (Km) - *rleng*
5. Πλάτος ρήγματος W (Km) - *wid*
6. Γεωγραφικό μήκος της προβολής του σημείου O στην επιφάνεια ( $^0$ ) - *alon1*
7. Γεωγραφικό πλάτος της προβολής του σημείου O στην επιφάνεια ( $^0$ ) - *alat1*
8. Γεωγραφικό μήκος του σημείου παρατήρησης P ( $^0$ ) - *alon2*
9. Γεωγραφικό πλάτος του σημείου παρατήρησης P ( $^0$ ) - *alat2*

#### ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΗΓΗΣ

1. Αριθμός τμημάτων κατά μήκος της παράταξης του ρήγματος -  $n_l$
2. Αριθμός τμημάτων κατά μήκος της βύθισης του ρήγματος -  $n_w$
3. Συντεταγμένες τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του σεισμού -  $i_0, j_0$

#### ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ

1. Μέγιστος αριθμός σημείων που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα για το μετασχηματισμό Fourier (πρέπει να είναι δύναμη του 2) -  $lengl$
2. Συχνότητα δειγματοληψίας της καταγραφής (sec) -  $dt$

#### ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

1. Ταχύτητα διάδοσης εγκαρσίων κυμάτων (Km/sec) -  $beta$
2. Πυκνότητα του φλοιού ( $gr/cm^3$ ) -  $rho$

#### ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

1. Μέγεθος σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού -  $amag$
2. Παράγοντας που ελέγχει την ένταση της ακτινοβολίας των υποπηγών. Ουσιαστικά καθορίζει την μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Η παράμετρος αυτή μπορεί να λάβει τιμές από 0.5-2. Η τιμή 1 αντιπροσωπεύει τιμή «τυπικής» ταχύτητας ολίσθησης. Μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές αντιπροσωπεύουν ασυνήθιστα μεγάλες ή μικρές ταχύτητες ολίσθησης αντίστοιχα. -  $sfact$
3. Πτώση τάσης. Η τιμή αυτή προτείνεται από τους ερευνητές να διατηρείται σταθερή στα 50 bar. Ελέγχει την τιμή της σεισμικής ροπής των τμημάτων και των τελικό αριθμό των υποπηγών. -  $stress$
4. Επιλογή φίλτρου αποκοπής υψηλών συχνοτήτων. Οι τιμές που δέχεται είναι 0 ή 1. Όταν χρησιμοποιείται το φίλτρο «fmax» (σχέση 2.2) παίρνει την τιμή 0, ενώ για το φίλτρο «kappa» (σχέση 2.3) την τιμή 1. -  $ikap$
5. Παράμετρος  $fmax$ . Παίρνει την τιμή της γωνιακής συχνότητας  $fmax$  στην περίπτωση που χρησιμοποιηθεί το φίλτρο  $fmax$  ή την τιμή της παραμέτρου  $\kappa$  όταν χρησιμοποιείται το φίλτρο  $kappa$ . -  $fmax$

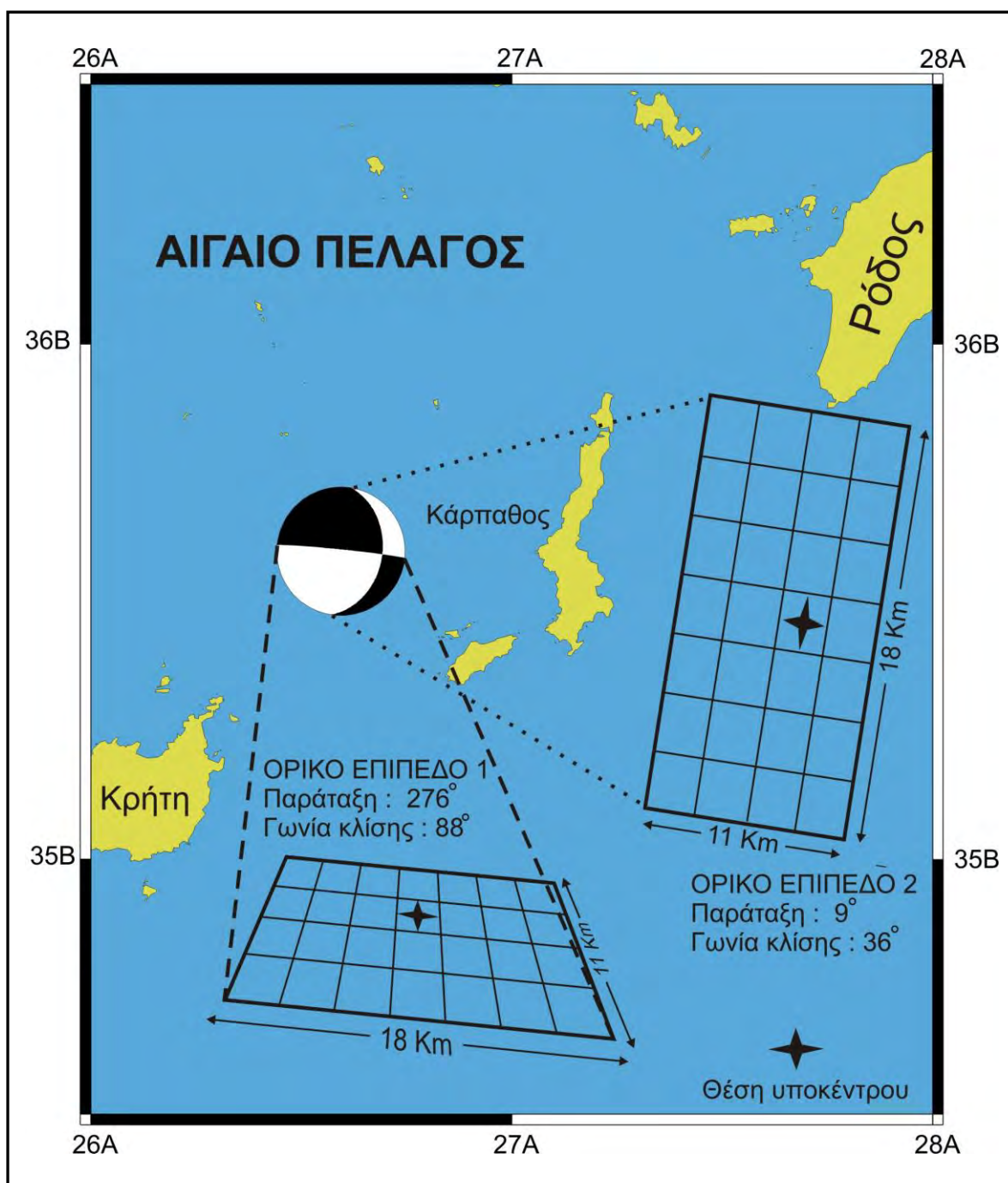
6. Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας,  $Q(f)=Q_0 f^n$  (2.13). Ορίζονται οι τιμές για το  $Q_0$  και το  $n$ . –  $Q0, eta$
7. Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς  $1/R^a$ , με την τιμή της παραμέτρου  $a$  να μπορεί να μεταβάλλεται ανάλογα με την απόσταση από το επίκεντρο. – *geom*
8. Παράμετροι μοντέλου διάρκειας ( $rmin, rd_1, rd_2, durmin, b_1, b_2, b_3$ ). Η τιμή της παραμέτρου  $durmin$  προστίθεται στο χρόνο ανάδυσης της πηγής σε αποστάσεις  $r \leq rmin$ . Η διάρκεια αυξάνεται γραμμικά με την απόσταση σύμφωνα με τη σχέση  $dur(r)=b.r$  με την παράμετρο  $b$  να μπορεί να πάρει τρεις διαφορετικές τιμές  $b_1, b_2, b_3$  για αποστάσεις  $rmin-rd_1, rd_1-rd_2, >rd_2$ , αντίστοιχα. –  $rmin, rd_1, rd_2, durmin, b_1, b_2, b_3$ .
9. Επιλογή συνάρτησης μορφοποίησης. Η παράμετρος αυτή παίρνει τιμές 0 και 1. Όταν πάρει την τιμή 0 χρησιμοποιείται τετραγωνικός παλμός που έχει συνελιχθεί με συνημιτονοειδή συνάρτηση. Ενώ όταν πάρει την τιμή 1 χρησιμοποιείται το παράθυρο Saragoni – Hart. – *iwind*
10. Παράμετροι για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης. Το φάσμα υπολογίζεται σε  $n$  διαφορετικές συχνότητες ανάμεσα στις τιμές των 0.25 Hz και 100 Hz που αντιστοιχούν στις ακραίες συχνότητες. –  $freq_1, freq_2, nfreq$ .
11. Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων. Το λογισμικό δέχεται δύο τύπους φασματικών ενισχύσεων. Έναν για την ενίσχυση που οφείλεται στο θεωρούμενο μοντέλο του φλοιού και έναν για την ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Η εισαγωγή των ενισχύσεων γίνεται με την προσθήκη δύο αρχείων στα οποία έχουν αποθηκευτεί οι συχνότητες και οι ενισχύσεις με τη μορφή στηλών. –  $namo1, fresp1, namp2, fresp2$
12. Αριθμός επαναλήψεων για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης – *ntrial*
13. Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης – *damp*
14. Μοντέλο ολίσθησης. Ορίζεται με την παράμετρο αυτή η κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Μπορεί να θεωρηθεί τυχαία κατανομή της ολίσθησης (δίνοντας τιμή 1), ενώ αν έχουμε πληροφορίες για την ολίσθηση (δίνοντας τιμή 0) μπορούμε να εισαγάγουμε συγκεκριμένο μοντέλο ολίσθησης (μέσες τιμές) με τη μορφή πίνακα διαστάσεων ( $n_l \times n_w$ ).

#### **2.2.4 Εφαρμογή της μεθοδολογίας στη στοχαστική προσομοίωση των κινήσεων του σεισμού ενδιαμέσου βάθους της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1)**

Εφαρμόστηκε η μέθοδος όπως αυτή περιγράφηκε προηγουμένως και έχει ήδη εφαρμοστεί για την προσομοίωση επιφανειακών σεισμών στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδας (Roumelioti et al., 2000) καθώς και σε άλλες περιοχές της Μεσογείου (Roumelioti and Kiratzi, 2002; Castro et al., 2001). Σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους έχουν εφαρμοστεί παλαιότερα διαφορετικές μεθοδολογίες προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης, όπως η ημι-εμπειρική μέθοδος Irikura (Theodoulidis, 1999).

Ο σεισμός που επιλέχθηκε να προσομοιωθεί είναι αυτός της Καρπάθου που συνέβηκε τις 21 Ιανουαρίου 2002 με επίκεντρο στο θαλάσσιο χώρο δυτικά του νησιού. Ο σεισμός με μέγεθος **M** 6.1. Το εστιακό του βάθος υπολογίστηκε στα 93 Km , γεγονός που τοποθετεί την εστία στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Αφρικής. Οι συνθετικές καταγραφές υπολογίστηκαν για τις θέσεις των σταθμών NPS και ARG οι οποίοι αποτελούν τμήμα του δικτύου σεισμομέτρων ευρέως φάσματος (broad-band) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (σχήμα 3.2). Τα επιταχυνσιόμετρα του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ) ενεργοποιούνται για επιταχύνσεις μεγαλύτερες των 0.05g ( $\sim 49\text{cm/sec}^2$ ). Οι κινήσεις του συγκεκριμένου σεισμού δεν τα έθεσαν σε λειτουργία με αποτέλεσμα να μην υπάρχουν διαθέσιμα επιταχυνσιογράμματα. Για την εφαρμογή της μεθοδολογίας χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές ταχύτητας οι οποίες με παραγωγή μετατρέπηκαν σε επιτάχυνση.

Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού της Καρπάθου δείχνει δύο ορικά επίπεδα: το πρώτο έχει παράταξη Βορρά – Νότο και κλίνει προς τα ανατολικά με γωνία  $\sim 36^\circ$  και το δεύτερο έχει παράταξη Ανατολή – Δύση και είναι σχεδόν κατακόρυφο κλίνοντας ελαφρά προς τα Βόρεια (Σχήμα 2.2). Διάφοροι ερευνητές (Tibi et al., 1999, 2002) υποστηρίζουν ότι σε ζώνες κατάδυσης τα ρήγματα που ενεργοποιούνται έχουν συνήθως παράταξη παράλληλη με αυτή της καταδυόμενης λιθόσφαιρας ενώ κάθετα σε αυτή δεν παρατηρείται ανάπτυξη ρηγμάτων. Στην περίπτωση μας φαίνεται ότι το



Σχήμα 2.2. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού της Καρπάθου, η διαίρεση σε τμήματα των επιφανειών των 2 ορικών επιπέδων του μηχανισμού καθώς και η θέση του υπόκεντρον σε κάθε μια περίπτωση.

ορικό επίπεδο με παράταξη Ανατολή – Δύση ταιριάζει περισσότερο με αυτά τα χαρακτηριστικά, εμείς όμως ερευνήσαμε τις εδαφικές κινήσεις λόγω της κίνησης και των δύο επιπέδων.

Για τις διαστάσεις του ρήγματος χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις των Papazachos et al. (1999):

$$\log L = 0.51 M - 1.85 \quad (2.14)$$

$$\log w = 0.19 M - 0.13 \quad (2.15)$$

όπου  $L$  το μήκος του ρήγματος  $w$  το πλάτος και  $M$  το μέγεθος του σεισμού. Οι σχέσεις έχουν προέλθει από μελέτη επιφανειακών σεισμών αλλά στην περίπτωση μας υποθέτουμε ότι ισχύουν και για τους σεισμούς βάθους. Οι διαστάσεις του ρήγματος σύμφωνα με το μέγεθος του σεισμού, όπως αυτό υπολογίστηκε από την αντιστροφή ( $M$  6.1) καθορίστηκαν σε  $18 \times 11$  Km. Το εστιακό βάθος του σεισμού ήταν  $93 (\pm 3)$  Km. Η τιμή που επιλέχθηκε για τον προσδιορισμό του βάθους του ανώτερου τμήματος του ρήγματος ( $h$ ) ήταν τα 90 Km.

Στοιχεία για την θέση από την οποία ξεκίνησε και τον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιήθηκε η διάρρηξη δεν υπήρχαν. Για το λόγο αυτό η θέση του υπόκεντρου τοποθετήθηκε στη κέντρο της επιφάνειας του ρήγματος στην θέση ( $i=4, j=3$ ). Επίσης επιλέχθηκε τυχαία κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της συνθετικής καταγραφής προσδιορίστηκε από το φάσμα επιτάχυνσης της πραγματικής καταγραφής.

Για την παράμετρο  $\Delta\sigma$  χρησιμοποιήθηκε η τιμή των 50 bar (Kanamori, 1979), ενώ για τη μεταβολή της διάρκειας της ισχυρής κίνησης σε σχέση με την απόσταση χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές  $r_{min} = 50$ ,  $dur_{min} = 1.4$  sec,  $b_1 = 0.07$ , τις οποίες προτείνουν οι συγγραφείς για τις περιπτώσεις σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Οι τιμές των παραμέτρων που διορθώνουν για την απόσβεση  $Q_0$  και  $\eta$  ήταν 150 και 0.8 αντίστοιχα αντιπροσωπεύοντας μια μέση τιμή για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου ανάμεσα σε αυτές που έχουν προταθεί για την ευρύτερη περιοχή (Kovachev et al. 1991; Hatzidimitriou, 1995). Για τη γεωμετρική διασπορά των κυμάτων χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο  $1/R$  για αποστάσεις έως 100 Km και  $1/R^{0.5}$  για μεγαλύτερες αποστάσεις. Συγκεντρωτικά οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στον πίνακα (2.1).

Πίνακας 2.1. Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την στοχαστική προσομοίωση των κινήσεων του σεισμού της Καρπάθου

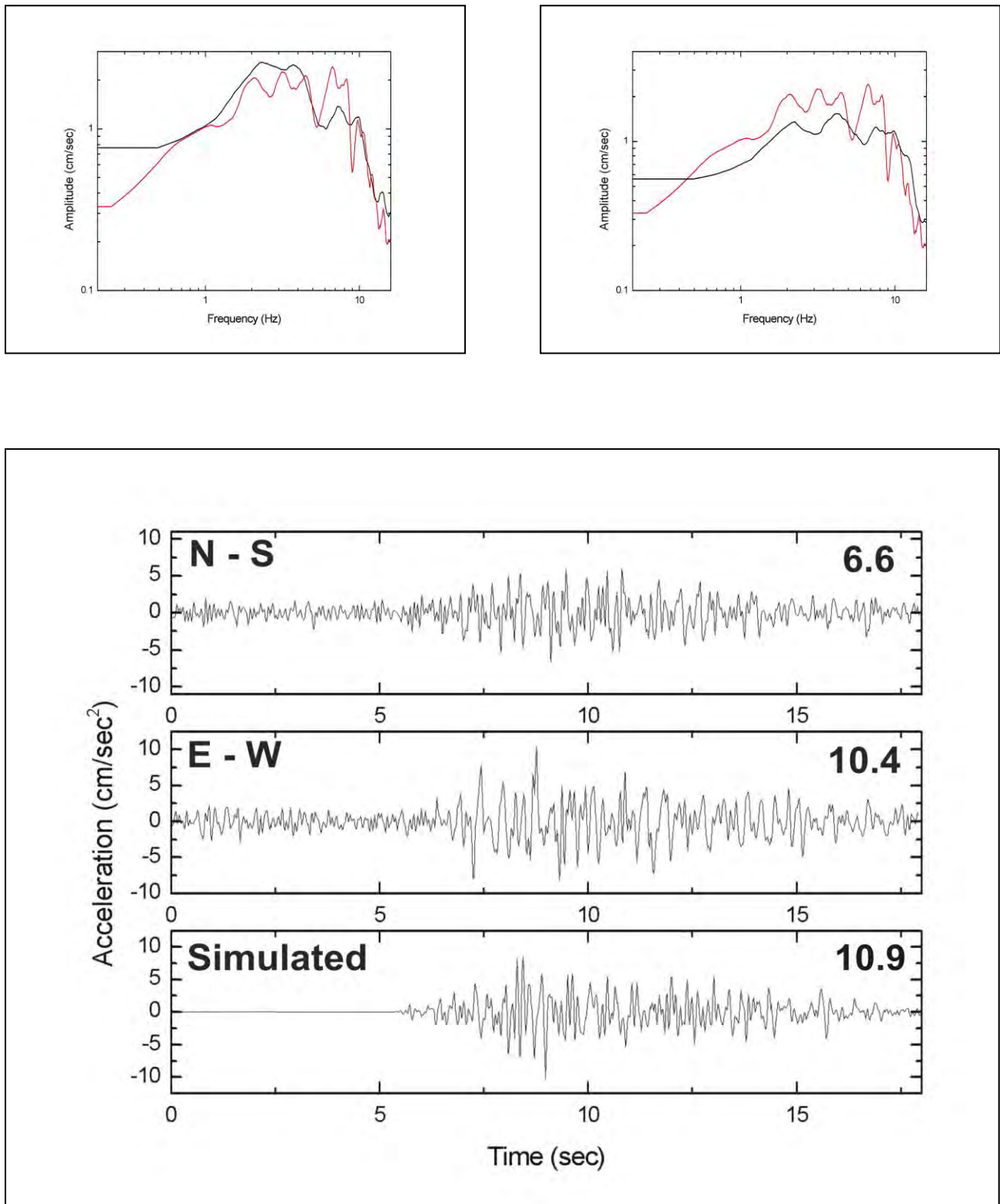
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΥΜΒΟΛΟ	ΤΙΜΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ
Προσανατολισμός ρήγματος	$\phi 1$	Παράταξη $9^0$
	$\delta 1$	Γωνία κλίσης $36^0$
	$\phi 2$	Παράταξη $276^0$
	$\delta 2$	Γωνία κλίσης $88^0$
Βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος	$h$	90 Km
Διαστάσεις ρήγματος	$L$	Μήκος 18 Km
	$w$	Πλάτος 11 Km
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου αναφοράς O	$alon1$	$35.6^0$ B
	$alat1$	$26.6^0$ B
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου παρατήρησης		Χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες των σταθμών του δικτύου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στους οποίους προσομοιώθηκε η σεισμική κίνηση
Διαίρεση του ρήγματος σε τμήματα	$N_l \times N_w$	$7 \times 4$
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	$i_0, j_0$	4, 3
Αριθμό σημείων για τον μετασχηματισμό Fourier (FFT)	$leng1$	4096
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	$dt$	0.02 sec
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	$beta$	4.1 Km/sec
Πυκνότητα φλοιού	$rho$	$3.1 \text{ gr/cm}^3$
Μέγεθος σεισμικής ροπής του σεισμού	$M_w$	6.1
Παράμετρος έντασης της ακτινοβολίας	$s_{fact}$	1.4
Πτώση τάσης	$\Delta\sigma$	50 bar
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	$ikap$	0 (f-max low pass filter)
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης ( $Q=Q_0 f^n$ )	$Q_0, eta$	150, 0.8
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	$igecom$	1 (0-100 Km 1/R, >100 Km 1/R <sup>0.5</sup> )
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	$rmin$	50
	$durmin$	1.4
	$b1$	0.07
Συνάρτηση μορφοποίησης	$iwind$	1 (Saragoni-Hart)
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	$nfreq$	100
	$freq1$	0.25
	$freq2$	60
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	$ndamp$	5% (damping)

Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων	<i>nampl</i>	1 ( Ενίσχυση συνθετικών κινήσεων με βάση τις τιμές των Boore and Joyner, 1997, για Generic rock.)
Αριθμός επαναλήψεων	<i>ntrial</i>	5
Επιλογή μοντέλου ολίσθησης	<i>slip</i>	1 (τυχαίο μοντέλο ολίσθησης)

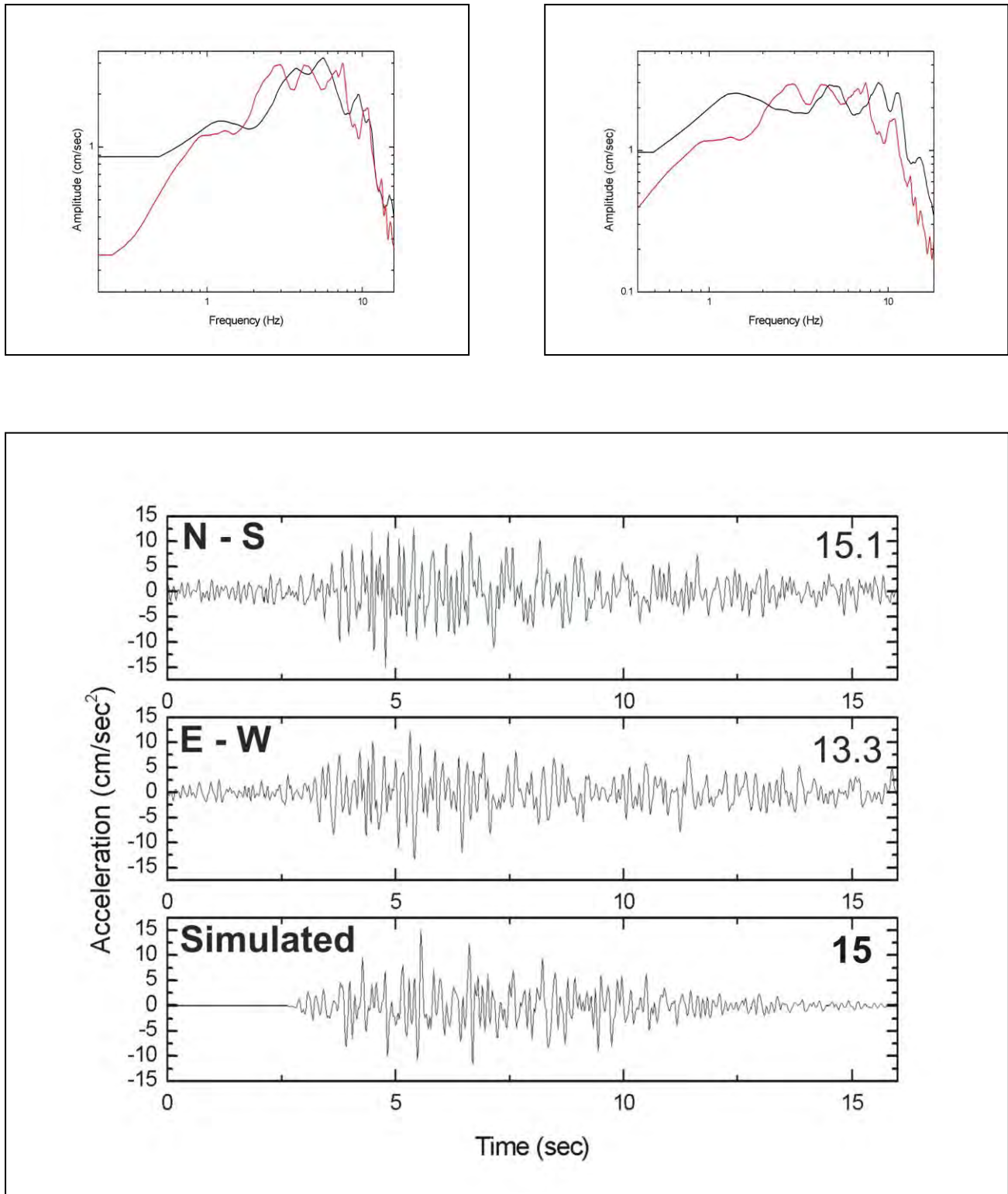
Στο σχήματα (2.3-2.6) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα τις στοχαστικής προσομοίωσης στο σταθμούς ARG και NPS των εδαφικών κινήσεων του σεισμού της Καρπάθου. Στο πάνω μέρος των σχημάτων φαίνονται τα φάσματα των δύο οριζόντιων συνιστωσών τα οποία συγκρίνονται με το φάσμα της συνθετικής καταγραφής, ενώ στο κάτω μέρος συγκρίνεται η μορφή και το μέγιστο πλάτος των πραγματικών επιταχυνσιογραμμάτων με τα αντίστοιχα της συνθετικής καταγραφής. Με τη μέθοδο που εφαρμόσαμε προσομοιώνονται μόνο τα εγκάρσια (S-) κύματα και η καταγραφή που παίρνουμε αποτελεί μια τυχαίου προσανατολισμού οριζόντια συνιστώσα. Η «έλλειψη» επιμήκων (P-) κυμάτων είναι εμφανής στη συνθετική καταγραφή μιας και αυτή ξεκινά αρκετό χρόνο μετά την πραγματική καταγραφή.

Σε όλες τις περιπτώσεις το αποτέλεσμα ήταν αρκετά ικανοποιητικό. Τόσο τα πλάτη όσο και η διάρκεια των πραγματικών καταγραφών προσεγγίζονται καλά από τις συνθετικές. Στα δύο πρώτα σχήματα χρησιμοποιήθηκε το 1<sup>ο</sup> ορικό επίπεδο (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης, για την κατασκευή των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων, ενώ στα άλλα δύο το 2<sup>ο</sup> ορικό επίπεδο (276/88/-54). Παρατηρούμε ότι το μέγιστο πλάτος της συνθετικής καταγραφής βρίσκεται ανάμεσα στις τιμές των δύο οριζόντιων συνιστωσών και στους δύο σταθμούς. Επίσης τα φάσματα εμφανίζουν ικανοποιητική ομοιότητα τόσο ως προς τη μορφή όσο και ως προς τα πλάτη, κυρίως στις υψηλές συχνότητες ( $\text{freq} > 6 \text{ Hz}$ ).

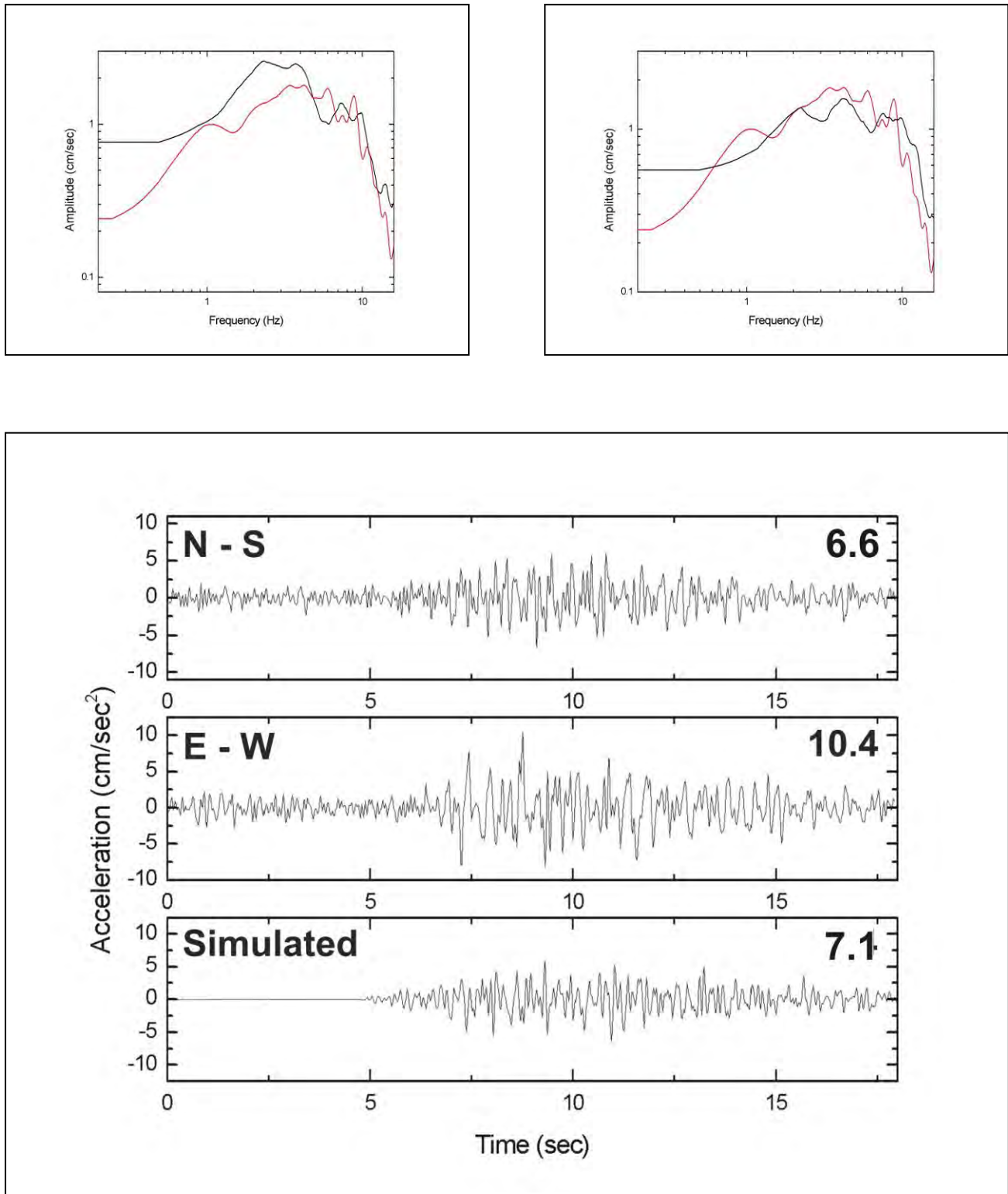




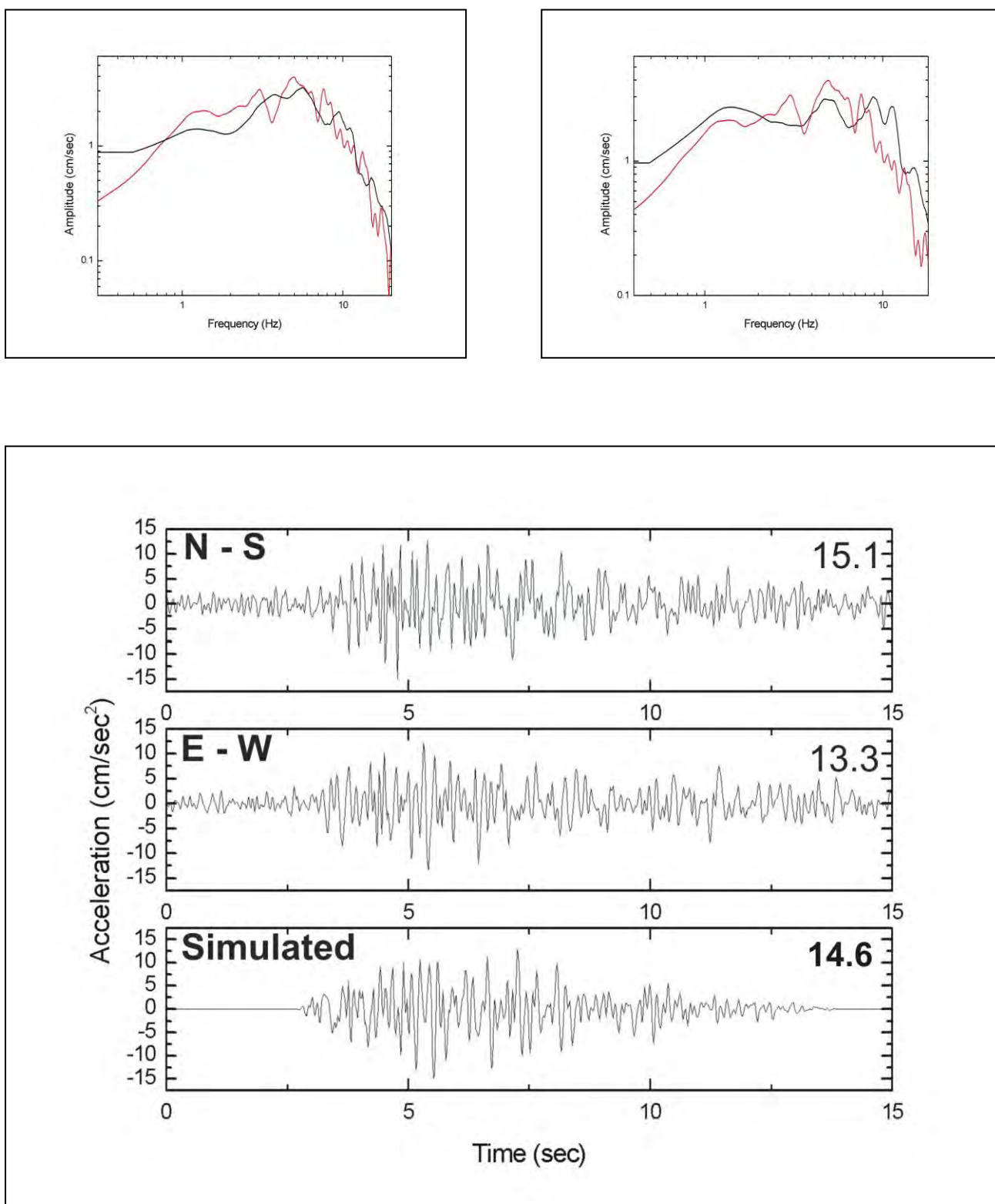
Σχήμα 2.3. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών του Σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ARG. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα. Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1<sup>ου</sup> ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης.



Σχήμα 2.4. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών του Σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό NPS. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα. Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1<sup>ου</sup> ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης.



Σχήμα 2.5. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών του Σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ARG. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα. Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2<sup>ου</sup> ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης.



Σχήμα 2.6. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών του Σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό NPS. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα. Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2<sup>ου</sup> ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης.

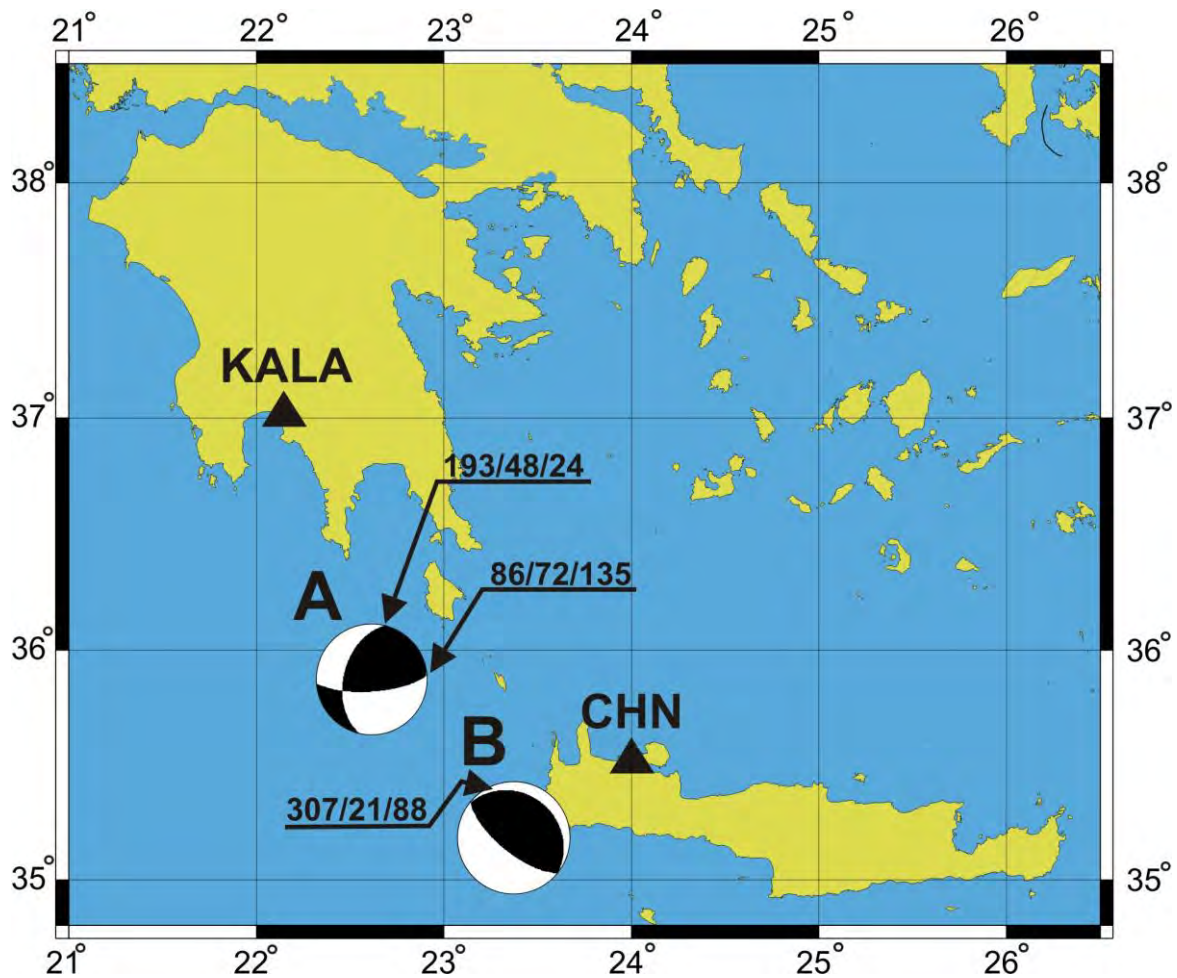
### **2.2.5 Προσομοίωση μελλοντικού σεισμού ( $M = 7.5$ ) στην περιοχή του δυτικού τμήματος του Ελληνικού τόξου**

Ένα σημαντικό πρόβλημα στην τεχνική σεισμολογία είναι η πρόβλεψη των εδαφικών κινήσεων από ισχυρούς μελλοντικούς σεισμούς. Για να προσδιοριστεί η απόκριση των κατασκευών σε επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς απαραίτητα είναι τα σεισμολογικά δεδομένα που περιγράφουν το πλάτος, το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκεια των κινήσεων αυτών.

Το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου είναι μια περιοχή στην οποία κατά το παρελθόν έχουν συμβεί πολύ ισχυροί σεισμοί, όπως ο σεισμός του 365 μ.Χ. με μέγεθος  $M$  8.3. Το συνεχώς αυξανόμενο ενδιαφέρον των επιστημόνων για την περιοχή, με πρόσφατες δημοσιεύσεις εργασιών που αναφέρονται στη γένεση μελλοντικών σεισμών (Papazachos et al., 2002), μας ώθησε στη μελέτη του χώρου αυτού εφαρμόζοντας τη μεθοδολογία της στοχαστικής προσομοίωσης για μελλοντικούς ισχυρούς σεισμούς.

Στην παρούσα εργασία προσομοιώσαμε τις εδαφικές κινήσεις σε δύο πόλεις της Ελλάδας (Καλαμάτα και Χανιά), θεωρώντας σεισμικές πηγές στο νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. Τα ρήγματα που επιλέχθηκαν αποτελούσαν τα ορικά επίπεδα μέσων μηχανισμών γένεσης για 2 περιοχές του τόξου οι οποίες παρουσιάζονται στο σχήμα (2.7). Ο μηχανισμός **A** αποτελεί μέσο μηχανισμό γένεσης των σεισμών 921121 και 840522 (Πίνακας 1.3), οι οποίοι είχαν εστιακά βάθη 52 Km και 63 Km αντίστοιχα. Ενώ ο μηχανισμός **B** αποτελεί μέσο μηχανισμό γένεσης των σεισμών 770818, 720504 (α.β), 850421, 840621, 971105 και 990417 οι οποίοι ανήκουν στους μικρής γωνίας κλίσης αναστροφους μηχανισμούς του νοτίου Αιγαίου. Συνολικά έγιναν τρεις (3) προσομοιώσεις, δύο (2) για σεισμό βάθους, χρησιμοποιώντας τα ορικά επίπεδα του μηχανισμού **A** και μία (1) προσομοίωση επιφανειακού σεισμού χρησιμοποιώντας το μικρής γωνίας κλίσης επίπεδο του μηχανισμού **B**. Οι παράμετροι οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στον Πίνακα (2.2). Σε όλες τις περιπτώσεις το μέγεθος του σεισμού ήταν  $M = 7.5$ . Τα σημεία παρατήρησης που επιλέχθηκαν στις παραπάνω πόλεις αποτελούν θέσεις σταθμών επιταχυνσιογράφων του ΙΤΣΑΚ. Οι συντεταγμένες τους καθώς και ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών προήλθαν από την





Σχήμα 2.7. Θέσεις ρηγμάτων (ορικά επίπεδα μηχανισμών A, B) τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στη στοχαστική προσομοίωση μελλοντικού σεισμού. Με τρίγωνα προσδιορίζονται οι πόλεις στις οποίες προσομοιώθηκε η σεισμική κίνηση.

«Ευρωπαϊκή βάση δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης» (European strong-motion database, Ambraseys et al. (2000)).

Οι διαστάσεις του ρήγματος προήλθαν από τις σχέσεις (2.14), (2.15) και υπολογίστηκαν σε 94 Km και 20 Km για το μήκος και πλάτος αντίστοιχα. Για τον επιφανειακό σεισμό το βάθος διατηρήθηκε σταθερό στα ~10 Km ενώ για το σεισμό βάθους στα ~80 Km. Η διακριτοποίηση του ρήγματος έγινε κατά τέτοιο τρόπο ώστε να επιτυγχάνεται ρεαλιστική αναπαράσταση των επιταχυνσιογραμμάτων και ταυτόχρονα η γωνιακή συχνότητα των υποπηγών να βρίσκεται κάτω από το όριο των 0.25 Hz, για το λόγο αυτό χωρίστηκε σε  $9 \times 4$  τμήματα. Η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων καθώς και η τιμή της πυκνότητας διατηρήθηκαν σταθερές, όπως επίσης και

Πίνακας 2.2. Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την στοχαστική προσομοίωση μελλοντικών σεισμών στην Περιοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου. Οι παράμετροι με γαλάζιο χρώμα μεταβάλλονται κατά τις προσομοιώσεις.

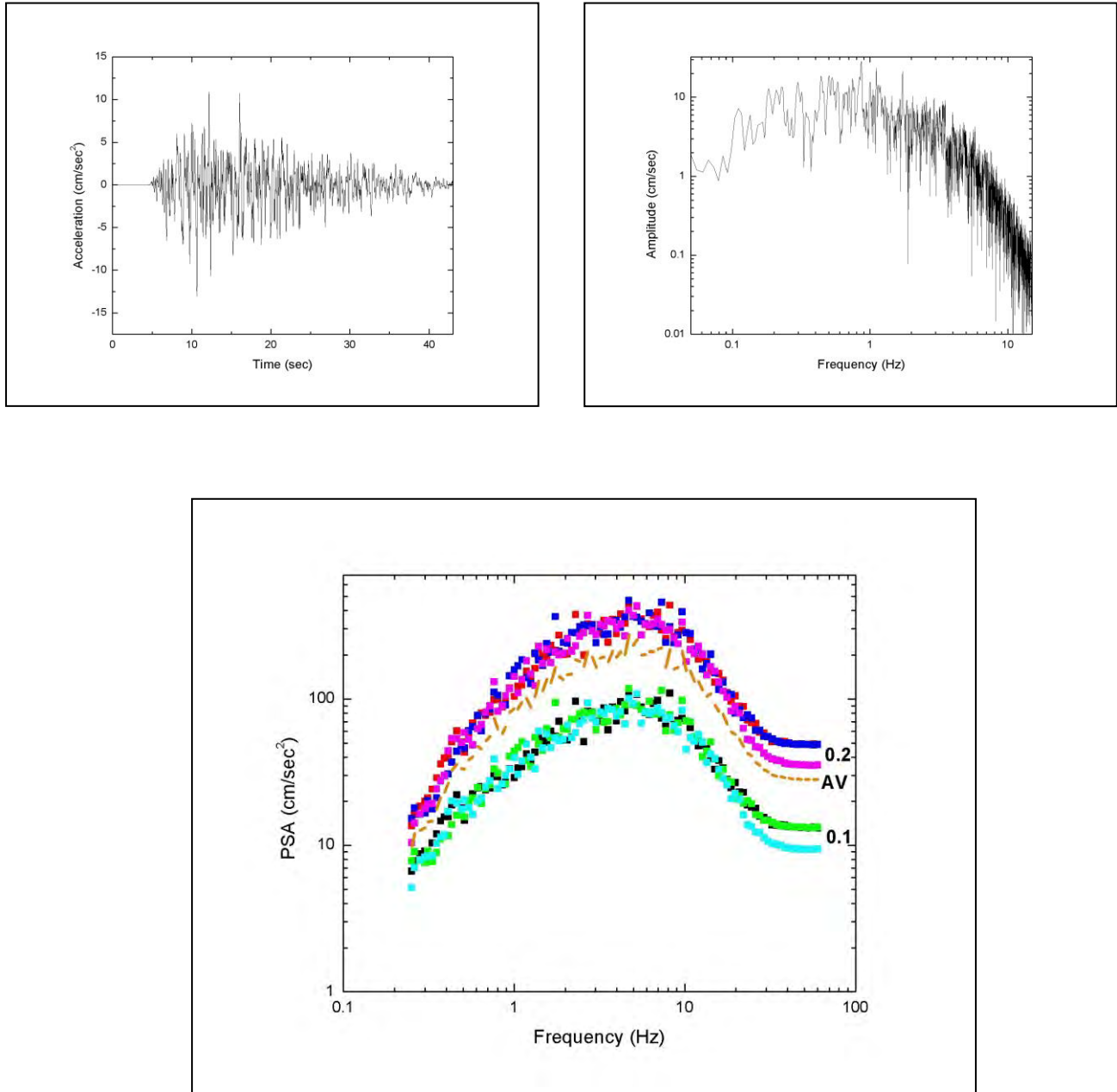
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΥΜΒΟΛΟ	ΤΙΜΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ
Προσανατολισμός ρήγματος	$\phi l$	Παράταξη <b>193<sup>0</sup>-86<sup>0</sup>-307<sup>0</sup></b>
	$\delta l$	Γωνία κλίσης <b>48<sup>0</sup>-72<sup>0</sup>-21<sup>0</sup> (αντίστοιχα)</b>
Βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος	$h$	2 Km (επιφανειακό), 80 Km (βάθους)
Διαστάσεις ρήγματος	$L$	Μήκος 94 Km
	$w$	Πλάτος 20Km
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου αναφοράς O	$O_1$	<b>35.8B 22.2A</b>
	$O_2$	<b>36.3B 22.7A</b>
	$O_3$	<b>34.9B 23.8A</b>
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου παρατήρησης		Χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες των σταθμών του δικτύου επιταχυνσιογράφων (European strong-motion database) στις πόλεις Καλαμάτα και Χανιά
Διαίρεση του ρήγματος σε τμήματα	$N_l \times N_w$	<b>9 × 4</b>
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	$i_0, j_0$	<b>2,2 – 5,2 – 8,2</b>
Αριθμό σημείων για τον μετασχηματισμό Fourier (FFT)	$leng l$	<b>4096</b>
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	$dt$	<b>0.01 sec</b>
Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων	$\beta$	<b>3.5 Km/sec</b>
Πυκνότητα φλοιού	$\rho$	<b>2.8 gr/cm<sup>3</sup></b>
Μέγεθος σεισμικής ροπής του σεισμού	$M_w$	<b>7.5</b>
Παράμετρος έντασης της ακτινοβολίας	$s_{fact}$	<b>0.5-0.8-1.0-1.5-2.0</b>
Πτώση τάσης	$\Delta\sigma$	<b>50 bar</b>
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	$i_{kap}$	<b>1 kappa (rock=0.035, soil=0.05)</b>
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης ( $Q=Q_0 f^n$ )	$Q_0, eta$	<b>100, 0.8</b>
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	$i_{geom}$	<b>1 (0-100 Km 1/R, &gt;100 Km 1/R<sup>0.5</sup>)</b>
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	$r_{min}$	<b>50 (βάθους)</b>
Ίση με το χρόνο ανάδυσης της πηγής σε όλες τις αποστάσεις (επιφανειακό)	$d_{urmin}$	<b>1.4 (βάθους)</b>
	$b l$	<b>0.07 (βάθους)</b>
Συνάρτηση μορφοποίησης	$i_{wind}$	<b>1 (Saragoni-Hart)</b>
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	$n_{freq}$	<b>100</b>
	$f_{req1}$	<b>0.25</b>
	$f_{req2}$	<b>60</b>
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	$n_{damp}$	<b>5% (damping)</b>
Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων	$n_{amp1}$	<b>1 ( Ενίσχυση συνθετικών κινήσεων με</b>

		βάση τις τιμές των Boore and Joyner, 1997, για Generic rock και Stiff Soil)
Αριθμός επαναλήψεων	<i>ntrial</i>	5
Επιλογή μοντέλου ολίσθησης	<i>slip</i>	1 (τυχαίο μοντέλο ολίσθησης)

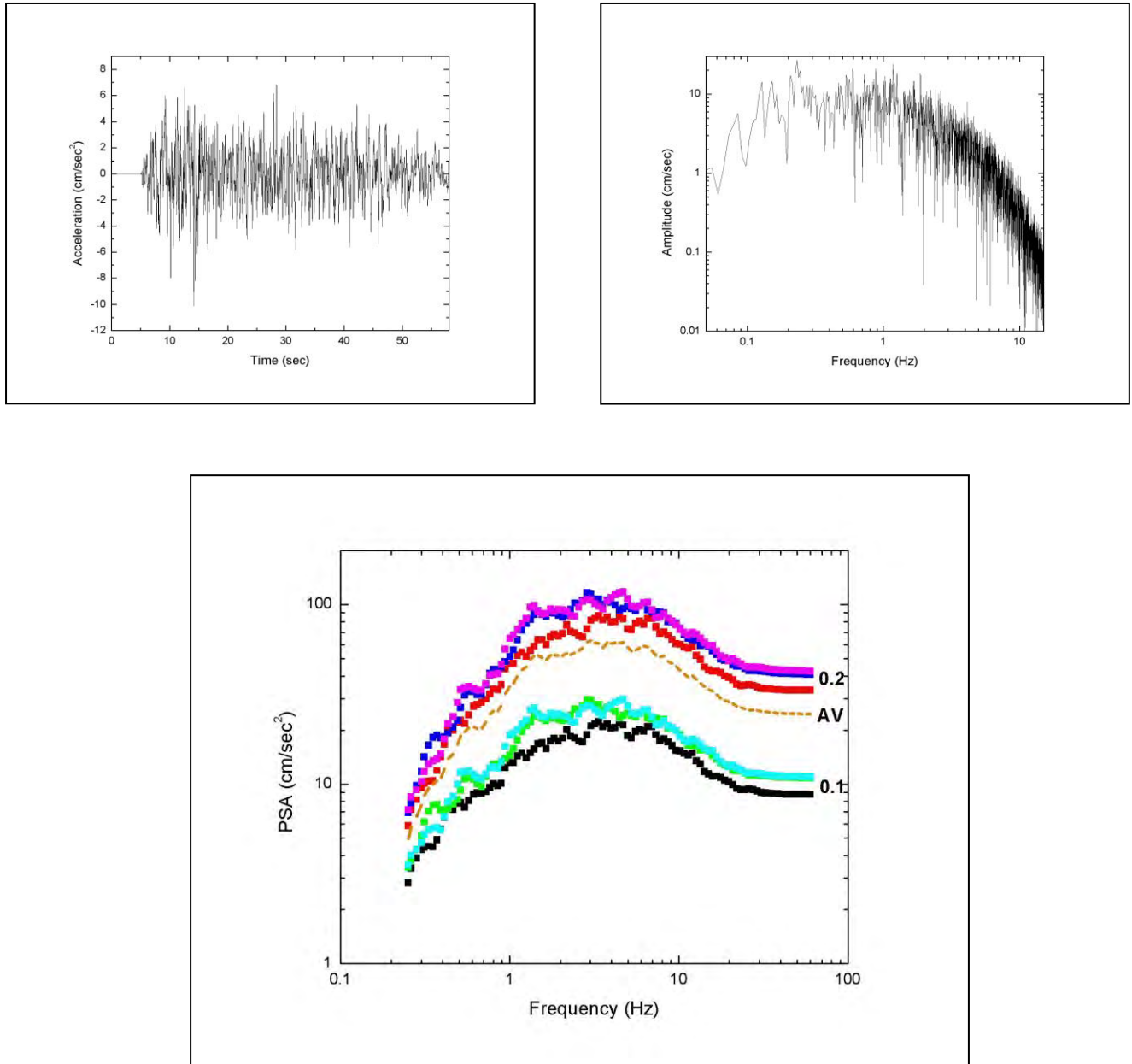
η τιμή της πτώσης τάσης που διατηρήθηκε στα 50 bar. Ως φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων χρησιμοποιήθηκε η συνάρτηση *Kappa* (Anderson and Hough, 1984) ώστε να επιτευχθεί η μείωση των πλατών λόγω της απόσβεσης του επιφανειακού στρώματος. Για τις θέσεις όπου η θεμελίωση έγινε σε βράχο (generic rock) χρησιμοποιήθηκε η τιμή  $\kappa=0.035$  ενώ για συμπαγές έδαφος (stiff soil) η τιμή  $\kappa=0.05$  (Margaris and Boore, 1998).

Οι παράμετροι οι οποίες μεταβάλλονταν κατά τις προσομοιώσεις ήταν, η θέση της εστίας πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος και η μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στα σχήματα (2.8-2.10). Η αλλαγή στη θέση της εστίας και η τοποθέτηση της στα άκρα του ρήγματος έγινε ώστε να επιτευχθούν στο μέγιστο φαινόμενα κατευθυντικότητας. Η επιλογή της παραμέτρου *sfact* έγινε για να θεωρηθούν διαφορετικές ταχύτητες ολίσθησης. Η τιμή *sfact*=1.0 αντιστοιχεί σε ταχύτητα ολίσθησης 0.3 m/sec ενώ η τιμή *sfact*=2.0 σε 0.55 m/sec. Παρατηρούμε ότι η μεταβολή της παραμέτρου είχε την μεγαλύτερη επίδραση στα αποτελέσματα της προσομοίωσης.

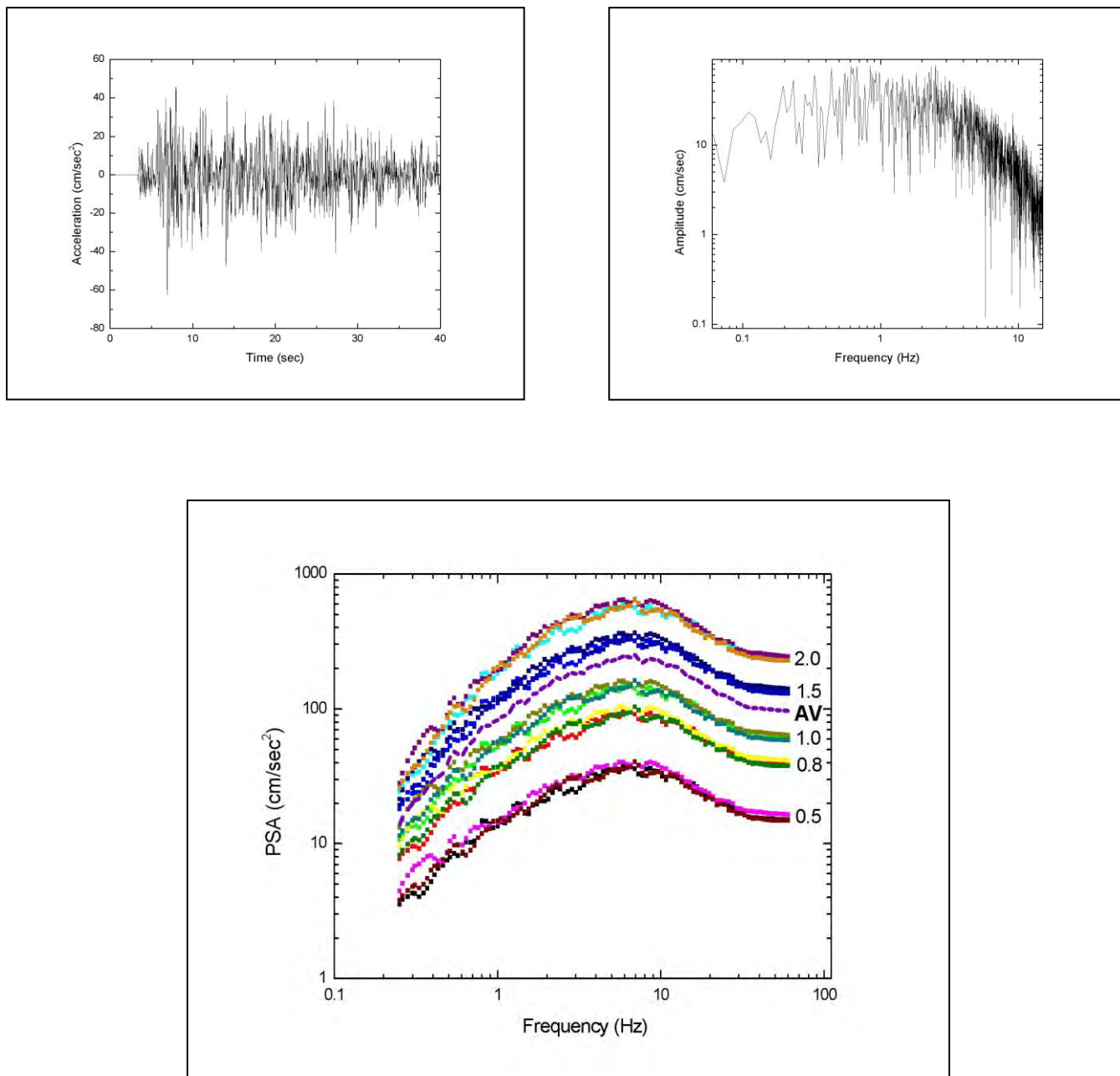




Σχήμα 2.8. Στο πάνω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται μια συνθετική καταγραφή και το αντίστοιχο φάσμα από τις προσομοιώσεις σεισμού βάθους (ορικό επίπεδο 86/72/135) στην πόλη των Χανίων. Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται το φάσμα ψευδό – επιτάχυνσης για 2 τιμές τις παραμέτρων  $s_{fact}$ , καθώς και η μέση τιμή των φασμάτων.



Σχήμα 2.9. Στο πάνω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται μια συνθετική καταγραφή και το αντίστοιχο φάσμα από τις προσομοιώσεις σεισμού βάθους (ορικό επίπεδο 193/48/24) στην πόλη της Καλαμάτας. Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται το φάσμα ψευδό – επιτάχυνσης για 2 τιμές τις παραμέτρου  $sfact$ , καθώς και η μέση τιμή των φασμάτων.



Σχήμα 2.10. Στο πάνω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται μια συνθετική καταγραφή και το αντίστοιχο φάσμα από τις προσομοιώσεις επιφανειακού σεισμού (ορικό επίπεδο 307/21/88) στην πόλη των Χανίων. Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται το φάσμα ψευδό – επιτάχυνσης για 5 τιμές τις παραμέτρων *sfaet*, καθώς και η μέση τιμή των φασμάτων.