



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΕΥΑΓΓΕΛΙΑ Δ. ΠΑΠΠΑ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΤΟΥ
ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ, ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΑΠΕΥΘΕΙΑΣ ΕΠΙΜΗΚΩΝ
ΚΑΙ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΜΕΤΑΤΡΟΠΗ, ΓΙΑ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΟΥΣ
ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ',
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ'*

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





ΕΥΑΓΓΕΛΙΑ Δ. ΠΑΠΠΑ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ
ΦΛΟΙΟΥ, ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΑΠΕΥΘΕΙΑΣ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΑΙ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ
ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΜΕΤΑΤΡΟΠΗ, ΓΙΑ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΟΥΣ ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ
ΧΩΡΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών
‘Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία’, Κατεύθυνση ‘Εφαρμοσμένη Γεωφυσική και
Σεισμολογία’

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 10/11/23

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

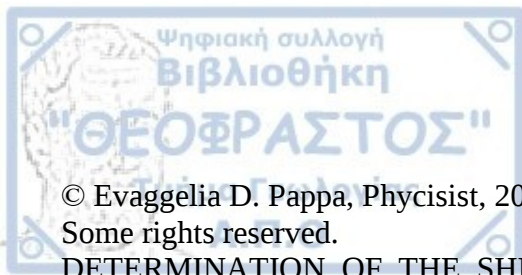
Παπαζάχος Κωνσταντίνος, Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Επιβλέπων
Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών ΙΤΣΑΚ Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Τριανταφυλλίδης Πέτρος, ΕΔΙΠ Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

© Ευαγγελία Δ. Πάππα, Φυσικός, 2023

Με την επιφύλαξη κάποιων δικαιωμάτων

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ
ΦΛΟΙΟΥ, ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΑΠΕΥΘΕΙΑΣ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΑΙ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ
ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΜΕΤΑΤΡΟΠΗ, ΓΙΑ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΟΥΣ ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ
ΧΩΡΟΥ – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*

Το έργο παρέχεται υπό τους όρους Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.



© Evaggelia D. Pappa, Phycisist, 2023

Some rights reserved.

DETERMINATION OF THE SHEAR WAVE VELOCITY OF THE UPPER CRUST, USING DIRECT RECORDS OF P AND S WAVES FROM CONVERSION, FOR SELECTED STATIONS IN THE GREEK AREA – *Master Thesis*

The work is provided under the terms of Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.

Citation:

Πάππα Ε. Δ., 2023. –Προσδιορισμός της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων του ανωτέρου φλοιού με χρήση καταγραφών απευθείας επιμήκων κυμάτων και εγκαρσίων κυμάτων από μετατροπή, για επιλεγμένους σταθμούς του ελληνικού χώρου. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 111 σελ.

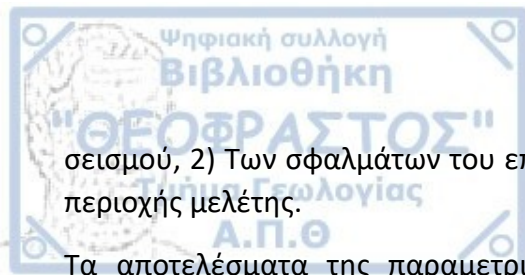
Pappa E. D., 2023. –Determination of the shear wave velocity of the upper crust, using direct records of P and S waves from conversion, for selected stations in the Greek area. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 111 pp.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ

Οι σεισμοί αποτελούν ένα από τα πιο απρόβλεπτα φυσικά φαινόμενα, με ανυπολόγιστες συνέπειες στο φυσικό και ανθρωπογενές περιβάλλον. Η άμεση συσχέτιση μεταξύ της σεισμικής κίνησης σε μία θέση και των τοπικών εδαφικών συνθηκών, καθιστά μεγάλη την ανάγκη απόκτησης αξιόπιστων εδαφοδυναμικών προσομοιωμάτων προκειμένου να περιοριστούν όσο το δυνατόν οι επιπτώσεις της. Συγκεκριμένα, θέσεις σε χαλαρούς γεωλογικούς σχηματισμούς με μικρές ταχύτητες διάδοσης τείνουν γενικά να παρουσιάζουν ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε σχέση με αυτήν του γεωλογικού ή «σεισμικού» υποβάθρου. Η μέση ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων για τα πρώτα 30m (V_{S30}), αποτελεί ένα σύνηθες μέτρο αξιολόγησης της απόκρισης στη σεισμική κίνηση μίας θέσης. Ωστόσο, ο προσδιορισμός της επιφανειακής δομής του φλοιού με απευθείας μετρήσεις αποτελεί συχνά μία χρονοβόρα και πολυδάπανη διαδικασία. Με δεδομένο ότι η δόμηση των περισσότερων πόλεων πραγματοποιείται σε ιζηματογενείς σχηματισμούς (π.χ. ιζηματογενείς λεκάνες) είναι αναγκαία η εύρεση εύκολων, γρήγορων, οικονομικών και αξιόπιστων τρόπων προσδιορισμού της επιφανειακής δομής του φλοιού.

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή εξετάζει την αξιοπιστία και τη δυνατότητα εφαρμογής μίας νέας σχετικά, μεθοδολογίας στον Ελληνικό χώρο. Ειδικότερα, η μεθοδολογία εστιάζει στον προσδιορισμό της επιφανειακής δομής μίας θέσης, κάνοντας χρήση απευθείας επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων από μετατροπή στην θέση εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών. Πρόκειται για μία μεθοδολογία με ελπιδοφόρα αποτελέσματα από προηγούμενες εφαρμογές της σε διάφορες περιοχές του κόσμου (π.χ. Ιαπωνία, Αλάσκα, Κεντρική και Ανατολική Αμερική). Η επιλογή των θέσεων εφαρμογής στον Ελληνικό χώρο δεν έγινε τυχαία, αλλά επικεντρώθηκε σε πολύ καλά μελετημένες θέσεις σε ιζηματογενείς λεκάνες, με γνωστή γεωφυσική δομή και με μεγάλο αριθμό καταγραφικών οργάνων και καταγραφών. Ως πρώτη θέση επιλέχθηκε το δίκτυο EUROSEISTEST στη λεκάνη της Μυγδονίας και ως δεύτερη θέση το δίκτυο ARGONET της λεκάνης του Κούταβου στην Κεφαλονιά. Τα βήματα που ακολουθήθηκαν, βάσει και των προηγούμενων μελετών, αφορούσαν στον προσδιορισμό του λόγου U_R/U_Z της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα της πρώτης άφιξης ενός σεισμού, τον προσδιορισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με τη χρήση του εστιακού βάθους, της επικεντρικής απόστασης του σεισμού και ενός μονοδιάστατου μοντέλου δομής της περιοχής του σταθμού και, τέλος, τον υπολογισμό της μέσης ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε βάθος z (V_{SZ}). Από τον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ} υπολογίστηκε η τιμή της V_{S30} κάθε θέσης με χρήση κατάλληλων ημι-εμπειρικών σχέσεων μετατροπής.

Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της παραπάνω εφαρμογής έγινε δυνατή ύστερα από σύγκριση με τα υφιστάμενα γεωφυσικά μοντέλα των θέσεων μελέτης. Αν και τα αποτελέσματα αυτά ήταν αρκετά ικανοποιητικά, παρατηρήθηκε μία συστηματική υπερεκτίμηση της V_{SZ} των περισσότερων σταθμών. Η παρατήρηση τέτοιων ακραίων τιμών της ταχύτητας V_{SZ} κυρίως σε καταγραφές μικρών επικεντρικών αποστάσεων έδειξε ότι ένα τέτοιο συστηματικό φαινόμενο θα μπορούσε να αιτιολογήσει την υπερεκτίμηση στη μέση V_{SZ} των σταθμών. Για το λόγο αυτό, έγινε αναζήτηση της αιτίας προέλευσής τους μέσω μίας σειράς διερευνήσεων σε συνθετικά δεδομένα σεισμών. Ειδικότερα, με χρήση της μεθόδου Monte Carlo, δημιουργήθηκε μεγάλος αριθμός συνθετικών δεδομένων για διερεύνηση της επίδρασης τριών παραμέτρων: 1) Του εστιακού βάθους του



σεισμού, 2) Των σφαλμάτων του επικέντρου του σεισμού, 3) Του μοντέλου δομής (ταχύτητας) της περιοχής μελέτης.

Τα αποτελέσματα της παραμετρικής διερεύνησης έδειξαν τη συσχέτιση κυρίως μεταξύ του οριζοντίου σφάλματος του σεισμού (επικεντρικού σφάλματος) και της εμφάνισης ακραίων τιμών της ταχύτητας V_{sz} . Όλες οι παράμετροι που εξετάστηκαν επηρεάζουν τον προσδιορισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Επομένως, αναζητήθηκε η ύπαρξη κάποιας σχέσης μεταξύ της υπερεκτίμησης της ταχύτητας V_{sz} και της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Από την παραπάνω μελέτη αποδείχθηκε ότι η απομάκρυνση δεδομένων σεισμών με παράμετρο σεισμικής ακτίνας μικρότερη της τιμής $p=0.1s/km$ οδηγεί σε πολύ πιο αξιόπιστα αποτελέσματα. Παράλληλα, στα αποτελέσματα αναδείχθηκε (για πρώτη φορά σε παγκόσμια κλίμακα) η επίδραση του μεγέθους του σεισμού στην τιμή της V_{sz} , όπως θεωρητικά αναμένεται. Σε κάθε περίπτωση, η προαναφερθείσα μεθοδολογία, γνωστή και ως «Μέθοδος του Ρ-σειсмоγράμματος» φαίνεται να δίνει πολύ καλά αποτελέσματα, ιδίως με τις βελτιώσεις που προτείνονται στην παρούσα εργασία. Κατά συνέπεια, μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε περίπτωση απουσίας μετρήσεων της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων, προκειμένου να εκτιμηθεί με αξιοπιστία η ταχύτητα V_{sz0} , κυρίως σε χωρικά μεγάλη κλίμακα, όταν υπάρχουν δεδομένα καταγραφών τοπικών σεισμών.



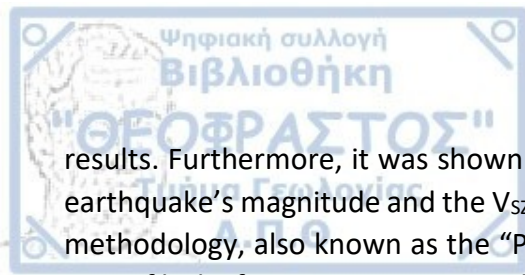
Abstract

Earthquakes are one of the most unpredictable natural phenomena, resulting in significant consequences for the natural and man-made environments. The direct relation between seismic motion in a location and local site effects has led to the need of obtaining reliable soil-dynamic simulations, in order to assess (and minimize) the seismic effects of local geology as much as possible. Specifically, soft soil formations are usually characterized by low velocities and seismic motion amplification with respect to the bedrock's seismic motion. A reliable proxy for assessing the site effects on seismic motion is the time-averaged shear wave velocity to a depth of 30 meters (V_{S30}). However, determining the structure of the crust by using direct measurements is a rather demanding and time-consuming process. Since most cities are built on sedimentary formations (e.g., sedimentary basins), it is important to find an easy, low-cost and efficient way to determine the structure of the uppermost crustal layers.

The present master's thesis examines the reliability and potential of a relatively new methodology for the area of Greece. The methodology focuses on the determination of the surface structure of a site using direct P and S waves resulting from P-to-S conversion. It is a methodology with promising results, as seen from its previous applications in various regions of the world (e.g., Japan, Alaska, Central and Eastern America). The selection of the examined locations was not done by chance, as they correspond to well-studied sites at sedimentary basins, with known geophysical structure and a large number of instrumental records. The EUROSEISTEST network in the Mygdonia basin was chosen as the first test site and the ARGONET network of the Koutavos basin in Kefalonia as the second one. The steps followed were based on previous studies and included the determination of U_R/U_Z ratio (the ratio of the radial to vertical component of the first arrival of an earthquake), the determination of the seismic ray parameter using the focal depth, the epicentral distance and a local one-dimensional structure model, as well as the calculation of the time-averaged velocity to a depth of z meters (V_{SZ}). After the calculation of V_{SZ} , it was also possible to calculate the V_{S30} at each site using appropriate semi-empirical conversion relations.

The evaluation of the results was performed by comparison with the available geophysical-geotechnical models of the study sites. The obtained results were quite satisfactory but showed a systematic overestimation of the V_{SZ} value at most stations. The observation of extremely high V_{SZ} values in records with small epicentral distances showed that this pattern could justify this systematic overestimation of V_{SZ} values. Therefore, an investigation to quantify this effect was performed through a series of synthetic earthquake data. In particular, through the Monte Carlo method, a large number of synthetic data was created, in order to investigate the effects of three parameters: 1) The depth of the earthquake, 2) The errors of the epicenter of the earthquake, 3) The one-dimensional structural (velocity) model of the study area.

The results of the parametric investigation showed a correlation between the earthquakes' horizontal error and the occurrence of extreme V_{SZ} values. The investigated parameters are used (and affect) the ray's parameter determination. Therefore, the existence of a relationship between the velocity (V_{SZ}) overestimation and the seismic ray parameter was examined. The results showed that the removal of records with ray parameter $p < 0.1s/km$ can lead to much more stable and reliable



results. Furthermore, it was shown (for the first time) that there is a clear correlation between the earthquake's magnitude and the V_{sz} value, as theoretically expected. In general, the aforementioned methodology, also known as the "P-wave seismogram method", seems to work satisfactorily in the case of lack of measurements in order to reliably estimate of the V_{s30} value, especially at large spatial scales, when recordings of local earthquakes are available.

Πρόλογος

Στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία», υλοποιήθηκε η παρούσα Διατριβή Ειδίκευσης με τίτλο «Προσδιορισμός της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων του ανωτέρου φλοιού, με χρήση καταγραφών απευθείας επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων από μετατροπή, για επιλεγμένους σταθμούς του ελληνικού χώρου». Σκοπό της εργασίας αποτέλεσε η μελέτη, η διερεύνηση και η βελτίωση μίας σχετικά νέας μεθοδολογίας που προτάθηκε από τους Ni et al. (2014) προκειμένου να προσδιοριστεί η επιφανειακή δομή του φλοιού, γνωστή και ως μέθοδος του Ρ-σειсмоγράμματος. Πιο συγκεκριμένα, η μεθοδολογία χρησιμοποιεί σειсмоγράμματα από καταγραφές σεισμών, από τα οποία γίνεται ο προσδιορισμός του λόγου της ακτινικής, U_R , προς την κατακόρυφη, U_z , συνιστώσα. Εφόσον είναι γνωστός ο λόγος U_R/U_z των δύο συνιστωσών, καθώς και η παράμετρος σεισμικής ακτίνας, ρ , είναι εφικτός και ο υπολογισμός της μέσης ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε βάθος z , V_{sz} . Ο υπολογισμός της ταχύτητας V_{sz} γίνεται με χρήση μίας σχέσης που προτάθηκε από τους Li et al. (2014) και συνδέει απευθείας την ταχύτητα V_{sz} με τον λόγο U_R/U_z και την παράμετρο σεισμικής ακτίνας ρ . Προκειμένου να εφαρμόσουμε την μεθοδολογία, επιλέξαμε δύο Ελληνικά δίκτυα, το Euroseistest στην λεκάνη της Μυγδονίας και το ARGONET στην λεκάνη του Κούταβου.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρατίθεται το απαραίτητο θεωρητικό υπόβαθρο για την εφαρμογή της μεθοδολογίας, ενώ γίνεται και μία σύντομη εισαγωγή για την μέση ταχύτητα V_{sz} . Ακολουθεί η περιγραφή των προηγούμενων εφαρμογών της μεθόδου του Ρ-σειсмоγράμματος και των αποτελεσμάτων τους. Μετά την παράθεση όλων των αποτελεσμάτων και των τροποποιήσεων των προηγούμενων εφαρμογών, εξάγεται μία τυπική διαδικασία και ορισμένες συστηματικές παρατηρήσεις στον τρόπο εφαρμογής της. Στη συνέχεια γίνεται γεωλογική περιγραφή των περιοχών εφαρμογής της στον ελληνικό χώρο, των σταθμών που είναι εγκατεστημένοι σε αυτές τις περιοχές, καθώς και των κριτηρίων επιλογής των συγκεκριμένων θέσεων μελέτης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται αναλυτικά τα βήματα εφαρμογής της μεθόδου του Ρ-σειсмоγράμματος στα δεδομένα του ελληνικού χώρου. Αρχικά γίνεται ο προσδιορισμός του λόγου U_R/U_z . Κατόπιν γίνεται ο υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, ρ , με χρήση του λογισμικού Ταυρ, εφόσον ήταν γνωστά το επίκεντρο των σεισμών κι ένα μονοδιάστατο μοντέλο δομής της περιοχής του κάθε σταθμού. Τέλος, υπολογίζεται η ταχύτητα, V_{sz} . Η συστηματική υπερεκτίμηση της ταχύτητας V_{sz} και η εμφάνιση ορισμένων ακραίων τιμών σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις οδήγησαν στην περαιτέρω διερεύνηση της προέλευσης αυτών των τιμών.

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται η δημιουργία συνθετικών δεδομένων με χρήση προσομοιώσεων Monte Carlo. Δημιουργήθηκαν δηλαδή συνθετικά επίκεντρα στα οποία πραγματοποιήθηκε εισαγωγή σφάλματος διαφορετικού επιπέδου, τόσο στην επικεντρική απόσταση, όσο και στο βάθος. Μελετήθηκε ξεχωριστά η επίδραση του κάθε σφάλματος στον υπολογισμό της ταχύτητας V_{sz} για τη μέθοδο του Ρ-σειсмоγράμματος. Στη συνέχεια, διερευνήθηκε η επίδραση στον υπολογισμό της ταχύτητας, V_{sz} , μετά από εισαγωγή διαταραχής στο μονοδιάστατο μοντέλο δομής. Τέλος, αναζητήθηκε η ύπαρξη κάποιας εμφανούς σχέσης μεταξύ της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της συστηματικής απόκλισης της τιμής της ταχύτητας, V_{sz} , από την θεωρητικά αναμενόμενη τιμή της.

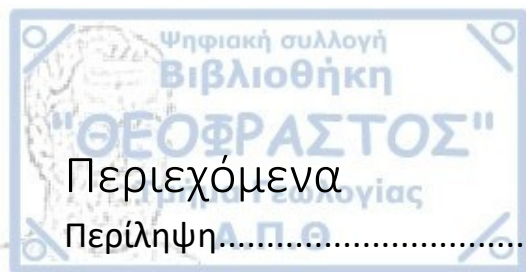
Στο τέταρτο κεφάλαιο πραγματοποιήθηκε εφαρμογή των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την παραμετρική διερεύνηση με χρήση συνθετικών δεδομένων, στα πραγματικά δεδομένα των ελληνικών δικτύων. Τα αποτελέσματα από την παραμετρική διερεύνηση οδήγησαν σε δύο προσεγγίσεις. Η πρώτη αφορούσε την απομάκρυνση των δεδομένων βάσει μίας τιμής επικεντρικής απόστασης, ενώ η δεύτερη την απομάκρυνση των δεδομένων βάσει μίας τιμής παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Μέσα από την εφαρμογή των δύο προσεγγίσεων, αποδείχθηκε πως υπάρχει αξιοσημείωτη εξάρτηση των αποτελεσμάτων (τιμών V_{SZ}) από το μέγεθος του σεισμού και επομένως προτάθηκε ένας τρόπος διόρθωσης των ταχυτήτων βάσει του τοπικού μεγέθους, M_L . Τέλος, έγινε η εξαγωγή μίας εμπειρικής σχέσης, μέσω της οποίας μπορεί να υπολογιστεί η ταχύτητα V_{S30} απευθείας από τον λόγο U_R/U_Z , χωρίς να προϋποθέτει τον προσδιορισμό της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της ταχύτητας V_{SZ} .

Στο τελευταίο κεφάλαιο γίνεται μία σύνοψη της διαδικασίας που ακολουθήθηκε, διατυπώνονται τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθοδολογίας στον ελληνικό χώρο και προτείνονται ορισμένες τροποποιήσεις, μέσω των οποίων η μέθοδος του P-σεισμογράμματος μπορεί να οδηγήσει σε πιο αξιόπιστα αποτελέσματα, αλλά και να εφαρμοστεί σε χωρικά μεγαλύτερη κλίμακα.

Για την εκπόνηση της διατριβής μου, θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε συγκεκριμένα άτομα τα οποία με βοήθησαν και με καθοδήγησαν με τις πολύτιμες γνώσεις τους συμβάλλοντας στην ολοκλήρωσή της. Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Κώστα Παπαζάχο, καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ), ο οποίος μου έδωσε την ευκαιρία να ασχοληθώ με ένα τόσο ενδιαφέρον και σχετικά νέο ερευνητικό θέμα, όπως η μέθοδος του P-σεισμογράμματος. Ο κ. Παπαζάχος αποτέλεσε αστείρευτη πηγή γνώσεων και συμβουλών σε όλη την πορεία της διατριβής μου. Χωρίς την ενθάρρυνση, την ψυχολογική υποστήριξη και την καθοδήγησή του, η τόσο λεπτομερής διερεύνηση του θέματος και η ολοκλήρωση της εργασίας θα ήταν αδύνατη. Στη συνέχεια θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Νίκο Θεοδουλίδη, διευθυντή ερευνών του ΙΤΣΑΚ, για την προθυμία του να με βοηθήσει, να μου παρέχει στοιχεία αλλά και τις γνώσεις του για το δίκτυο του ARGONET, και να με συμβουλέψει για τη διερεύνηση σημαντικών ερωτημάτων στην εφαρμογή της μεθοδολογίας. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Πέτρο Τριανταφυλλίδη, μέλος ΕΔΙΠ, για τις συμβουλές και την εμπιστοσύνη του.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω, στον υποψήφιο διδάκτορα Νίκο Χατζή, του οποίου η βοήθεια ήταν καταλυτική σε όλη τη διάρκεια της ενασχόλησής μου με την διπλωματική εργασία. Χωρίς τον χρόνο που αφιέρωσε και το υλικό (κώδικες-λογισμικά) που μου παρείχε, η ολοκλήρωση της διπλωματικής θα ήταν πολύ πιο δύσκολη. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω και τον Δρ. Ιωάννη Γρένδα για την προθυμία του να βοηθήσει όποτε χρειαζόταν, την παροχή δεδομένων και πληροφοριών για το δίκτυο του ARGONET και τις πολύτιμες συμβουλές του.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους συμφοιτητές μου, την οικογένεια μου και τους φίλους μου για την ψυχολογική και ηθική υποστήριξη τους σε όλη την πορεία της διπλωματικής μου εργασίας.



Περιεχόμενα

Περίληψη.....	V
Abstract	VII
Πρόλογος.....	IX
Περιεχόμενα	XI
1. Εισαγωγή.....	13
1.1. Η σεισμική κίνηση και η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας.....	13
1.2 Η ταχύτητα V_{S30}	16
1.3 Περιγραφή της Μεθόδου P-Σεισμογράμματος.....	21
1.4 Εφαρμογές της μεθόδου P-σεισμογράμματος	25
1.5 Περιοχές Μελέτης	40
1.5.1 Euroseistest	41
1.5.2 ARGONET	45
2. Εφαρμογή της μεθόδου P- Σεισμογράμματος	50
2.1 Συλλογή-Επιλογή Δεδομένων	50
2.2 Προσδιορισμός του λόγου της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα των απευθείας P κυμάτων.	53
2.3 Προσδιορισμός της Παραμέτρου σεισμικής ακτίνας (ρ)	57
2.4 Υπολογισμός της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων V_S	59
2.5 Υπολογισμός της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων V_{S30}	64
3. Διερεύνηση της αξιοπιστίας της μεθόδου του P-σεισμογράμματος ..	69
3.1 Διερεύνηση της επιρροής του σφάλματος στο εστιακό βάθος και στην επικεντρική απόσταση στην παράμετρο σεισμικής ακτίνας ρ και την ταχύτητα V_{SZ}	70
3.2 Διερεύνηση της επίδρασης του μοντέλου δομής (ταχύτητας) της περιοχής στον υπολογισμό της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis}	84
3.3 Διερεύνηση της επίδρασης της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας στην εκτίμηση της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} ..	87
4. Εφαρμογή των αποτελεσμάτων της παραμετρικής διερεύνησης στα πραγματικά δεδομένα.....	88
4.1 Εφαρμογή της μεθόδου του P σεισμογράμματος με τη χρήση των κριτηρίων στην επικεντρική απόσταση και την παράμετρο σεισμικής ακτίνας	88
4.2 Διερεύνηση της επίδρασης του μεγέθους στον υπολογισμό της ταχύτητας, V_{SZ}	92
4.3 Εξαγωγή εμπειρικής σχέσης μεταξύ V_{S30} και U_R/U_Z	100
5. Σύνοψη	101
Βιβλιογραφία.....	107

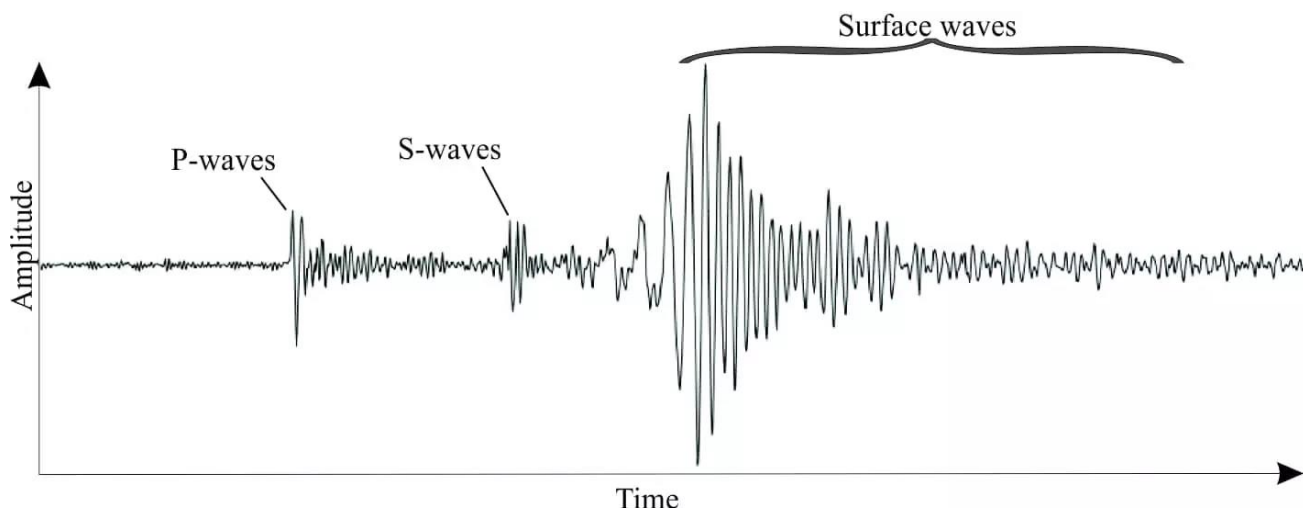


1. Εισαγωγή

1.1. Η σεισμική κίνηση και η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας

Είναι γεγονός ότι οι σεισμοί αποτελούν ένα από τα πιο καταστροφικά φυσικά φαινόμενα. Η εκδήλωσή τους γίνεται συνήθως χωρίς προειδοποίηση και, παρά τη μικρή διάρκειά τους, ενδέχεται να οδηγήσουν σε τεράστιες επιπτώσεις στο φυσικό και ανθρωπογενές περιβάλλον. Η αποτροπή ενός σεισμού είναι αδύνατη. Δεν είναι ανέφικτη όμως, η λήψη ορισμένων μέτρων προκειμένου να περιοριστούν οι συνέπειές του. Έτσι, λοιπόν, με την πάροδο των χρόνων έγινε μεγάλη προσπάθεια κατανόησης του φαινομένου και αναζήτησης τρόπων ελαχιστοποίησης των επιπτώσεών του στον άνθρωπο, αλλά και τη φύση.

Η εκδήλωση του σεισμού γίνεται με ξαφνική δόνηση του εδάφους προερχόμενη από σεισμικά κύματα που διαδίδονται μέσα στην Γη. Η κατηγοριοποίηση των σεισμικών κυμάτων γίνεται σε κύματα χώρου και επιφανειακά. Ο διαχωρισμός των πρώτων σε επιμήκη και εγκάρσια και των δεύτερων σε Rayleigh και Love, δημιουργεί συνολικά τεσσάρων ειδών σεισμικά κύματα. Τα επιμήκη ή αλλιώς P, αποτελούν κύματα συμπίεσης και υπάρχει ταύτιση της διεύθυνσης διάδοσής τους με τη διεύθυνση διάδοσης της ενέργειας. Πρόκειται για τα γρηγορότερα σεισμικά κύματα και επομένως είναι τα πρώτα που καταφθάνουν σε μία θέση ενδιαφέροντος. Ακολουθούν τα εγκάρσια κύματα ή αλλιώς S (Σχ. 1.1), με διεύθυνση ταλάντωσης κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης της ενέργειας και, συνήθως, πολύ μεγαλύτερο πλάτος από των P. Αποτελούνται από δύο συνιστώσες, τα SH (οριζόντια συνιστώσα) και τα SV (κατακόρυφη συνιστώσα) και η διάδοσή τους είναι αδύνατη στα ρευστά. Τελευταία σε μία θέση καταγραφής φθάνουν τα επιφανειακά κύματα. Πρόκειται για κύματα που η διάδοσή τους γίνεται, κυρίως, στην επιφάνεια της Γης, με πολύ μεγαλύτερα πλάτη σε σχέση με τα κύματα χώρου σε μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις και, συχνά, καταστροφικές συνέπειες στο εγγύς πεδίο σε περίπτωση σεισμού.

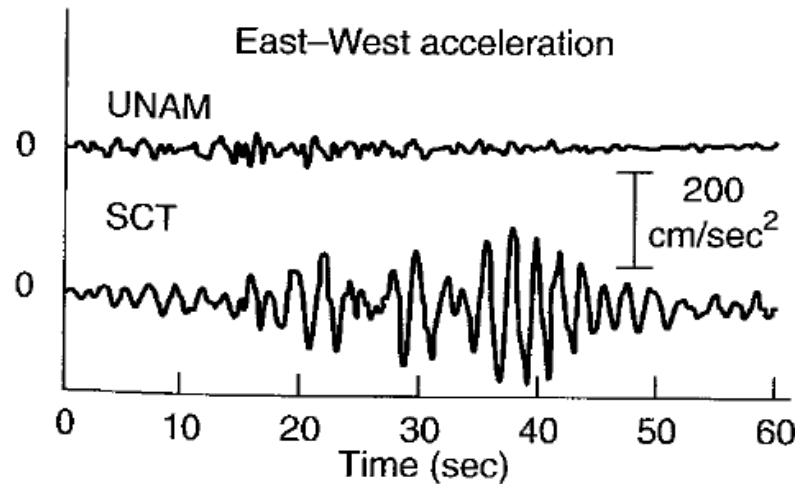


Σχ. 1.1: Τυπική σεισμική καταγραφή, όπου απεικονίζεται άφιξη των P, S και επιφανειακών κυμάτων (Hamling, 2017)

Οι μεγάλες ασυνέχειες της δομής του εσωτερικού της Γης και η ανομοιογένεια του εσωτερικού της, είναι βασικοί παράγοντες για τις επιπτώσεις ενός σεισμού. Τα χαρακτηριστικά της πηγής, ο δρόμος διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και οι τοπικές εδαφικές συνθήκες έχουν σημαντική επίδραση στο αντίκτυπο ενός σεισμού σε έναν τόπο. Ως χαρακτηριστικά της πηγής αναφέρονται το μέγεθος του σεισμού, ο μηχανισμός γένεσης και το εστιακό βάθος. Η διαδρομή των σεισμικών κυμάτων καθορίζεται από το μέσο διάδοσης, την απόσταση που διανύουν και την ανελαστική απόσβεση που υφίστανται. Τέλος, ο όρος τοπικές εδαφικές συνθήκες αφορά τις επιφανειακές εδαφικές γεωλογικές στρώσεις, την τοπογραφία του ανάγλυφου (βουνά, λόφοι, απότομες κλίσεις πρανών) και τη δομή του υπεδάφους (π.χ. λεκάνες) (π.χ. Χατζής, 2017).

Από πολύ παλιά έχει αναγνωριστεί η επίδραση της τοπικής γεωλογίας και του εδάφους στην ένταση της εδαφικής δόνησης κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Στο Σχήμα (1.2) απεικονίζονται δύο χρονοσειρές επιτάχυνσης από όργανα καταγραφής ισχυρής εδαφικής κίνησης στους σταθμούς UNAM και SCT στο Μεξικό. Ο πρώτος σταθμός είναι εγκατεστημένος στο Πανεπιστήμιο του Μεξικό σε επιφανειακό βράχο, ενώ ο δεύτερος σταθμός βρίσκεται μέσα στην ιζηματογενή λεκάνη της πόλης του Μεξικό. Οι δύο καταγραφές παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές στο πλάτος, στη συχνότητα, αλλά και στην διάρκεια. Η καταγραφή του σταθμού STC που βρίσκεται στην ιζηματογενή λεκάνη, εμφανίζει πολύ μεγαλύτερη Μέγιστη Εδαφική Επιτάχυνση (PGA), πολύ μεγαλύτερη διάρκεια και χαμηλότερες συχνότητες σε σχέση με την καταγραφή στον σταθμό UNAM. Αυτό το φαινόμενο που αφορά την επιρροή των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι γνωστό από πολύ παλιά, όπως φαίνεται και από την αναφορά του MacMurdo το 1924 για το σεισμό του 1819 στο Cutch της Ινδίας: «Κατασκευές που τοποθετούνται σε βράχο δεν επηρεάζονται σε καμία περίπτωση όσο αυτές που τα θεμέλιά τους δεν φτάνουν στο τέλος του εδάφους».

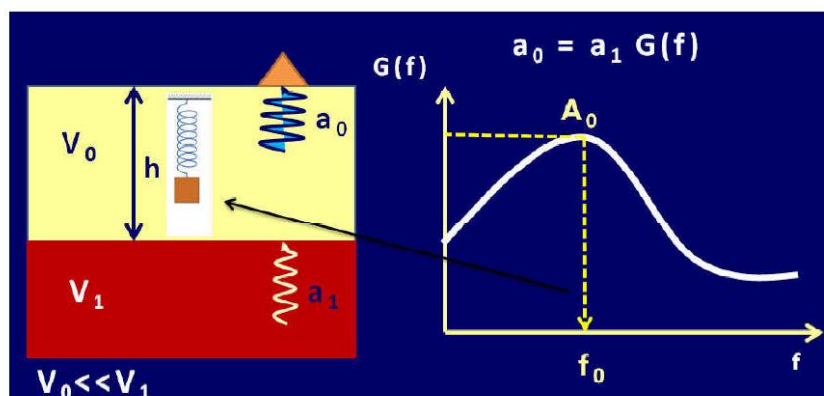
Ο σημαντικός ρόλος των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην απόκριση των κατασκευών είναι αδιαμφισβήτητος και είναι απαραίτητο να λαμβάνεται υπόψη στον αντισεισμικό σχεδιασμό. Αυτό συμβαίνει λόγω της επιρροής τους σε όλα τα σημαντικά χαρακτηριστικά της ισχυρής σεισμικής κίνησης (πλάτος, συχνότητα, διάρκεια). Η έκταση της επιρροής εξαρτάται από τη γεωμετρία και τα εδαφοδυναμικά χαρακτηριστικά των επιφανειακών στρωμάτων, την τοπογραφία και τα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης (Kramer, 1996). Ιδιαίτερα σημαντικός παράγοντας σε ότι αφορά την επίδραση των τοπικών συνθηκών αποτελεί η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης. Κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων από τα βαθύτερα στρώματα στα πιο επιφανειακά παρατηρείται, συνήθως, ενίσχυση του πλάτους ταλάντωσης του άνω στρώματος σε σχέση με αυτό στο σεισμικό υπόβαθρο. Με τον όρο σεισμικό υπόβαθρο αναφερόμαστε σε σκληρούς γεωλογικούς σχηματισμούς, με μέση ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων για τα πρώτα 30m (V_{s30}) μεγαλύτερη των 800m/s (EN1998-1). Έτσι, πολλές φορές η επίδραση στη σεισμική κίνηση μερικών μέτρων επιφανειακού μαλακού εδάφους είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτή πολλών δεκάδων ή και εκατοντάδων χιλιομέτρων στερεού φλοιού.



Σχ. 1.2: Χρονοσειρές επιτάχυνσης από όργανα καταγραφής ισχυρής εδαφικής κίνησης στο UNAM και στο SCT στο Μεξικό (Stone et al., 1987)

Η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους (ιδιοσυχνότητα) σχετίζεται με την ενίσχυση της σεισμικής κίνησης. Αυτό συμβαίνει διότι όταν σε μία εξαναγκασμένη ταλάντωση, όπως αυτή που επιφέρει ένας σεισμός στο έδαφος, η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους συμπίπτει με την συχνότητα φόρτισης (συχνότητα κύματος), επέρχεται το φαινόμενο του συντονισμού, με αποτέλεσμα τη μεγιστοποίηση του πλάτους ταλάντωσης (π.χ., Μάκρας, 2022). Συχνά η ποσοτική μελέτη του φαινομένου γίνεται με την θεώρηση ενός απλού μοντέλου δομής, δηλαδή ενός ομογενούς επιφανειακού στρώματος (π.χ. από χαλαρά ιζήματα) πάνω σε έναν ομογενή ημιχώρο (π.χ. βραχώδες υπόβαθρο). Προφανώς, η τιμή της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων του επιφανειακού στρώματος είναι πολύ μικρότερη της ταχύτητας του υποβάθρου. Το πλάτος του φάσματος μιας καταγραφής στην επιφάνεια, α_0 , θα είναι ίσο με αυτό στο όριο στρώματος-ημιχώρου α_1 , πολλαπλασιασμένο με έναν φασματικό παράγοντα, που αποκαλείται συνάρτηση μεταφοράς, $G(f)$ (Σχ. 1.3). Έτσι, το φασματικό πλάτος στην επιφάνεια θα δίνεται από τη σχέση:

$$\alpha_0 = \alpha_1 G(f) \quad (1)$$



Σχ. 1.3: Σχηματική απεικόνιση της εδαφικής ενίσχυσης σε περίπτωση στρώματος και ημιχώρου και σχηματική απεικόνιση της συνάρτησης μεταφοράς, $G(f)$, δηλαδή της φασματικής ενίσχυσης (Χατζής, 2017)

Ενίσχυση του πλάτους δημιουργείται όταν η τιμή του παράγοντα ενίσχυσης, δηλαδή της συνάρτησης μεταφοράς, $G(f)$, ξεπεράσει την τιμή 1. Η μέγιστη τιμή ενίσχυσης με πλάτος A_0 επιτυγχάνεται συνήθως για τη συχνότητα f_0 , η οποία αντιστοιχεί στην ιδιοσυχνότητα του επιφανειακού στρώματος. Η ιδιοσυχνότητα, f_0 , δίνεται, κατά προσέγγιση, από τη σχέση:

$$f_0 = \frac{V_0}{4h} \quad (2)$$

όπου V_0 η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων του ανώτερου στρώματος και h το πάχος του επιφανειακού στρώματος.

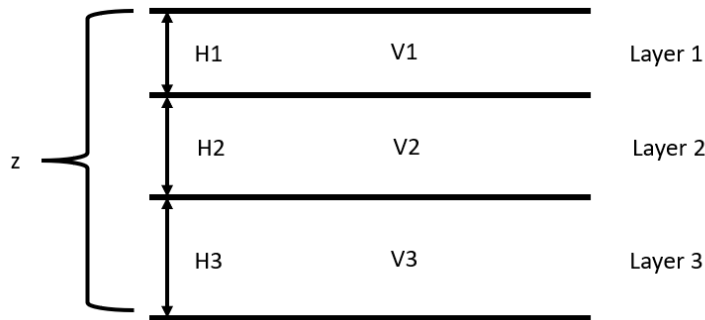
1.2 Η ταχύτητα V_{S30}

Η διαφορετική απόκριση του εδάφους μεταξύ διαφορετικών τοπικών εδαφικών συνθηκών συνδυαστικά με το γεγονός ότι η ανοικοδόμηση των περισσότερων πόλεων γίνεται σε ιζηματογενείς σχηματισμούς (π.χ. ιζηματογενείς λεκάνες), κάνει επιτακτική την ανάγκη υπολογισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Αν είναι γνωστή η απόκριση του εδάφους σε οποιαδήποτε σεισμική κίνηση, τότε είναι εφικτή η πρόληψη μεγάλου μέρους των επιπτώσεων του σεισμού στο ανθρωπογενές περιβάλλον. Οι υπολογισμοί αυτοί μπορεί να γίνουν με δημιουργία μοντέλων της γεωφυσικής δομής του εδάφους (π.χ. μοντέλα ταχυτήτων). Υπάρχουν πολλοί τρόποι, έμμεσοι και άμεσοι, για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων. Μέσα από την εφαρμογή διαφόρων γεωφυσικών τεχνικών μπορεί να γίνει προσδιορισμός μεγάλου αριθμού παραμέτρων όπως ο αριθμός των στρωμάτων, η πυκνότητά τους, η τιμή της ταχύτητας των επιμήκων και των εγκαρσίων κυμάτων. Ο υπολογισμός των παραπάνω παραμέτρων και, κατά συνέπεια, η εκτίμηση της τοπικής γεωλογικής δομής μπορεί να γίνει με δεδομένα πεδίου, όπως μετρήσεις σε γεωτρήσεις, επιφανειακές γεωφυσικές μετρήσεις κλπ.

Ωστόσο, πρόκειται για μία διαδικασία που συχνά περιλαμβάνει χρονοβόρες μετρήσεις, ενίοτε σημαντικού κόστους. Συνεπώς, υπάρχει η ανάγκη αναζήτησης πιο οικονομικών και προσεγγιστικών μέτρων περιγραφής της τοπικής γεωλογίας. Τα μοντέλα που κάνουν χρήση της εγκάρσιας ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων φαίνεται να είναι εξίσου διαδεδομένα, καθώς η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στα επιφανειακά στρώματα εξαρτάται σημαντικά από την αντίθεση εμπέδησης μεταξύ των στρωμάτων (Χατζής, 2017). Η επίδραση της εμπέδησης στην εδαφική ενίσχυση δημιούργησε την ανάγκη κατηγοριοποίησης των εδαφών βάσει της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων (V_s). Όπως προαναφέρθηκε, συχνά η στρωματογραφία της Γης είναι πολύπλοκη, με μεταβολές της ταχύτητας κυρίως κατακόρυφα, αλλά και πλευρικά. Η πιο σημαντική κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας με το βάθος, οδήγησε στον ορισμό μιας μέσης ταχύτητας για ένα συγκεκριμένο βάθος, z , από την επιφάνεια, δηλαδή της ταχύτητας, V_{sz} (Σχ. 1.4). Η ταχύτητα αυτή δίνεται από τη σχέση:

$$V_{sz} = \frac{z}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{si}}} \quad (3)$$

όπου h_i το πάχος του στρώματος i , V_{Si} η ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων του στρώματος και N το πλήθος των στρωμάτων στα ανώτερα z μέτρα του εδάφους.



Σχ. 1.4: Απεικόνιση τριών στρωμάτων διαφορετικής ταχύτητας και πάχους, συνολικού πάχους z για τον υπολογισμό της μέσης ταχύτητας, V_{S30} , των εγκάρσιων κυμάτων σε βάθος z

Ιστορικά οι περισσότερες γεωτρήσεις που υπήρχαν αφορούσαν το βάθος των 30m, με αποτέλεσμα την πιο εκτεταμένη χρήση της μέσης ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε βάθος 30m (V_{S30}), ως ένα μέτρο περιγραφής της δυναμικής συμπεριφοράς των εδαφών και κατά συνέπεια της ενίσχυσης (ή μη) σε περίπτωση σεισμικής δόνησης. Με βάση την σχέση (3), η τιμή της V_{S30} δίνεται από τη σχέση:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{Si}}} \quad (4)$$

όπου $\sum_{i=1}^N h_i = 30$

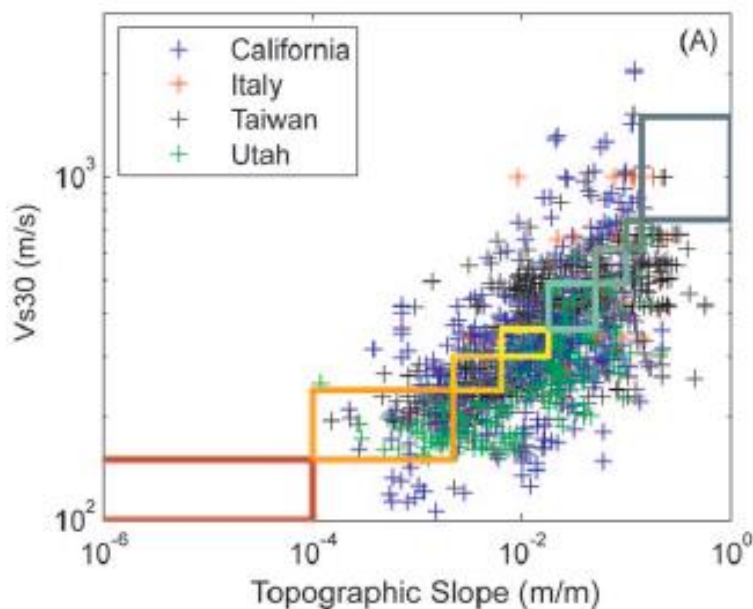
Η κατηγοριοποίηση των εδαφών βάσει της ταχύτητας V_{S30} είναι ιδιαίτερα διαδεδομένη, με κυριότερη τη χρήση της στους αντισεισμικούς κανονισμούς. Στην Ελλάδα και γενικότερα στην Ευρώπη γίνεται χρήση του Ευρωκώδικα 8 (EN1998-1), στον οποίο προδιαγράφονται πέντε κύριες κατηγορίες εδαφών A, B, C, D και E, ανάλογα με την εδαφική στρωματογραφία και κάποιες παραμέτρους. Εκτός των πέντε κύριων κατηγοριών, υπάρχουν και δύο συμπληρωματικές κατηγορίες, οι S1 και S2, οι οποίες αντιστοιχούν σε ειδικές κατηγορίες εδαφών (π.χ., Ψυχάρης, 2014). Σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 (Σχ. 1.5), τα εδάφη που ανήκουν στην κατηγορία A αποτελούνται κυρίως από βραχώδεις σχηματισμούς με ταχύτητα $V_{S30} > 800$ m/s. Σε σκληρά ιζήματα και αποσθαρωμένους βραχώδεις σχηματισμούς (κατηγορία B), αντιστοιχεί τιμή V_{S30} μεταξύ 360m/s και 800m/s, ενώ για πιο μαλακά ιζήματα αντιστοιχεί ταχύτητα μικρότερη των 360m/s (κατηγορίες C και D).

Ground type	Description of stratigraphic profile	Parameters		
		$v_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (blows/30cm)	c_u (kPa)
A	Rock or other rock-like geological formation, including at most 5 m of weaker material at the surface.	> 800	—	—
B	Deposits of very dense sand, gravel, or very stiff clay, at least several tens of metres in thickness, characterised by a gradual increase of mechanical properties with depth.	360 – 800	> 50	> 250
C	Deep deposits of dense or medium-dense sand, gravel or stiff clay with thickness from several tens to many hundreds of metres.	180 – 360	15 - 50	70 - 250
D	Deposits of loose-to-medium cohesionless soil (with or without some soft cohesive layers), or of predominantly soft-to-firm cohesive soil.	< 180	< 15	< 70
E	A soil profile consisting of a surface alluvium layer with v_s values of type C or D and thickness varying between about 5 m and 20 m, underlain by stiffer material with $v_s > 800$ m/s.			
S_1	Deposits consisting, or containing a layer at least 10 m thick, of soft clays/silts with a high plasticity index ($PI > 40$) and high water content	< 100 (indicative)	—	10 - 20
S_2	Deposits of liquefiable soils, of sensitive clays, or any other soil profile not included in types A – E or S_1			

Σχ. 1.5: Κατηγοριοποίηση εδαφών σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα (EN1998-1).

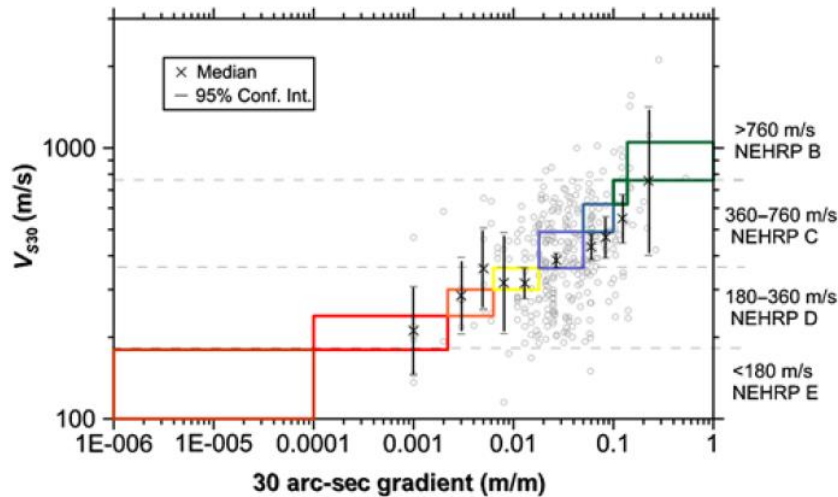
Σε περίπτωση απουσίας τοπικών μετρήσεων της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων, συνήθως γίνεται υπολογισμός της ταχύτητας V_{s30} με προσεγγιστικές σχέσεις μέσω της μορφολογίας και της γεωλογίας. Οι Wald & Allen (2007) πρότειναν μία τεχνική για την κατασκευή χαρτών εδαφικών συνθηκών από τοπογραφικά δεδομένα. Χρησιμοποίησαν για την κατασκευή τους μετρήσεις της ταχύτητας, V_{s30} , από διάφορες μελέτες στις ΗΠΑ, την Ταιβάν, την Ιταλία και την Αυστραλία και συσχέτισαν αυτές τις τιμές με την τοπογραφική κλίση, προτείνοντας δύο συσχετίσεις για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} : μία για τις τεκτονικά ενεργές περιοχές, όπου το τοπογραφικό ανάγλυφο ήταν υψηλό, και μία για τις υπόλοιπες περιοχές. Ειδικότερα, αφού προσδιόρισαν την κλίση της τοπογραφίας, βρήκαν τα εύρη κλίσεων στα οποία μεγιστοποιείται η συσχέτιση μεταξύ της ταχύτητας, V_{s30} , και της κλίσης. Παρά την έλλειψη μετρήσεων της ταχύτητας, V_{s30} , σε περιοχές με υψηλές κλίσεις, αναδείχθηκε η αύξηση της ταχύτητας, V_{s30} , με αύξηση της μορφολογικής κλίσης μίας περιοχής. Η συσχέτιση των δύο μεγεθών (της ταχύτητας, V_{s30} , και της μορφολογικής κλίσης) δεν έγινε με κάποια αναλυτική σχέση, αλλά με διακριτά διαστήματα της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων, που σχετίζονται με τα αντίστοιχα του κώδικα NEHRP (Σχ. 1.6). Στο σχήμα ορίστηκαν και

ορισμένα διαστήματα ταχυτήτων μικρότερα από αυτά που προβλέπει ο κώδικας NEHRP, για να έχουν τα αποτελέσματα μεγάλη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 1.6 βλέπουμε με διαφορετικού χρώματος σταυρούς τα δεδομένα της τοπογραφικής κλίσης σε σχέση με την ταχύτητα, V_{S30} , για την περιοχή της Καλιφόρνιας, της Ιταλίας, της Ταιβάν και της Γιούτα.

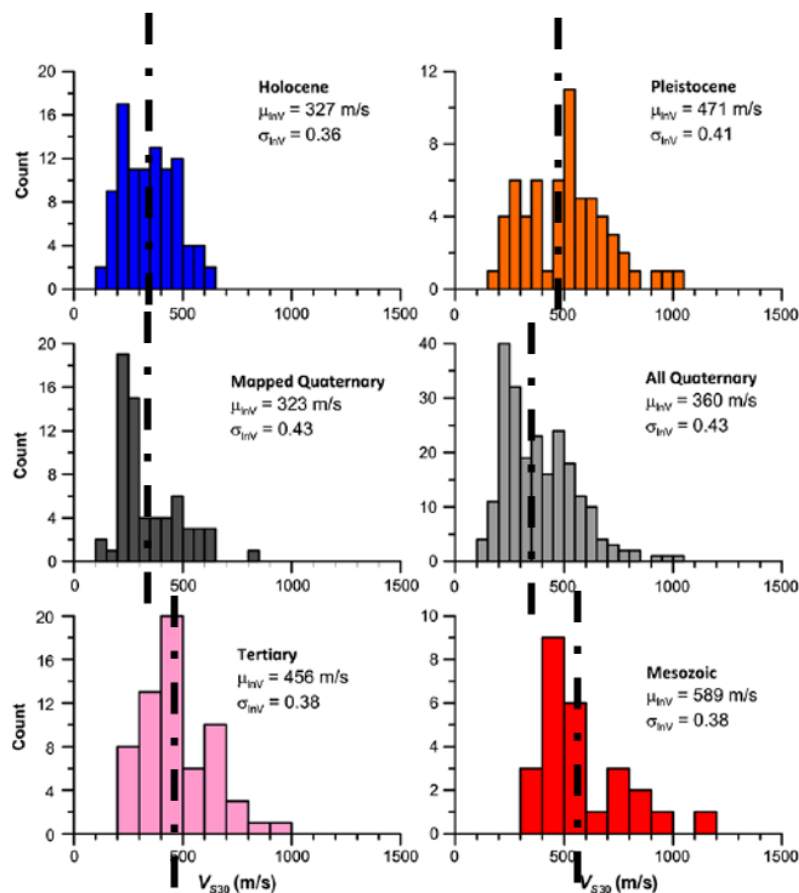


Σχ. 1.6: Δεδομένα της τοπογραφικής κλίσης σε σχέση με την ταχύτητα V_{S30} για την Καλιφόρνια, την Ιταλία, την Ταιβάν και την Γιούτα με διαφορετικού χρώματος σταυρούς για την κάθε περιοχή. Τα ορθογώνια διαφορετικού χρώματος συμβολίζουν τα διαστήματα μορφολογικής κλίσης και των αντίστοιχων ταχυτήτων, V_{S30} , σύμφωνα με τα αντίστοιχα του κώδικα NEHRP (Wald and Allen, 2007).

Σε συνέχεια της προσπάθειας των Wald and Allen (2007), οι Stewart et al. (2014), όρισαν προσεγγιστικές σχέσεις υπολογισμού της ταχύτητας, V_{S30} , για μία βάση δεδομένων από δημοσιευμένες πηγές για την Ελλάδα. Οι προσεγγιστικές σχέσεις συσχετίζουν την ταχύτητα με τον τύπο του εδάφους, την επιφανειακή γεωλογία και την μορφολογική κλίση. Κατηγοριοποίησαν, αρχικά, τα δεδομένα με βάση τη γεωλογική ηλικία και το περιβάλλον απόθεσης. Προκειμένου να ελέγξουν τις μεθόδους εκτίμησης από την ταχύτητα, V_{SZ} , της ταχύτητας, V_{S30} , χρησιμοποίησαν, κυρίως, δεδομένα για θέσεις όπου τα βάθη των μοντέλων, z , για τις ταχύτητες ήταν μικρότερα από 30m. Βρέθηκε ότι αυτά τα μοντέλα οδηγούν σε υπερεκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , για την Ελλάδα, προτείνοντας διαφορετικές συσχετίσεις. Επιπλέον, πρότειναν εξαρτημένα από το βάθος γραμμικά μοντέλα για της εκτίμηση της ταχύτητας των S κυμάτων σε βάθη μεγαλύτερα από $z=30$ m. Από τις προσεγγιστικές σχέσεις που προσδιόρισαν, καθόρισαν 5 βασικές κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών με βάση τη γεωλογική τους ηλικία. Συνέκριναν τα αποτελέσματα της ερευνάς τους με το, βασισμένο στη μορφολογική κλίση, μοντέλο των Wald and Allen (2007), όπου αποδείχθηκε ότι το μοντέλο τους υπερεκτιμά την ταχύτητα για κλίσεις μεγαλύτερες περίπου των 0.05m/m στον Ελληνικό χώρο (Σχ. 1.7, Σχ. 1.8). Επειδή από τόπο σε τόπο υπάρχουν διαφορές στις γεωλογικές συνθήκες, η εκτίμηση της V_{S30} είναι πιο αξιόπιστη σε τοπικό επίπεδο, καθώς μπορεί να προκύπτουν διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων από παρόμοιες συνθήκες σε διαφορετικές περιοχές (Stewart et al., 2014). Σύμφωνα με τους Stewart et al. (2014), όσο πιο τοπικά προσδιορισμένες είναι οι σχέσεις που πρόκειται να εφαρμοστούν για τον υπολογισμό της V_{S30} , τόσο πιο ακριβείς και αξιόπιστες θεωρούνται.



Σχ. 1.7: Μεταβολή της ταχύτητας V_{s30} σε σχέση με την τοπογραφική κλίση για την Ελλάδα. Τα ορθογώνια διαφορετικού χρώματος συμβολίζουν τα διαστήματα μορφολογικής κλίσης και αντίστοιχων ταχυτήτων, V_{s30} , σε σύμφωνο με τα αντίστοιχα του κώδικα NEHRP, όπως ορίστηκαν από τους Wald and Allen(2007) (Stewart et al., 2014). Στο διάγραμμα παρουσιάζονται τόσο τα αρχικά δεδομένα (κύκλοι), όσο και οι κινούμενες κεντρικές τιμές (σταυροί) και το διάστημα εμπιστοσύνης 95% (μαύρες γραμμές) για τα ελληνικά δεδομένα.



Σχ. 1.8: Ιστογράμματα των τιμών της ταχύτητας, V_{s30} , για σχηματισμούς διαφορετικής γεωλογικής ηλικίας του Ελληνικού χώρου. Ως μ_{Inv} ορίζεται η μέση τιμή του λογαρίθμου της ταχύτητας, V_{s30} , και ως σ_{Inv} η αντίστοιχη τυπική απόκλιση. Με μαύρη διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η μέση τιμή για κάθε κατηγορία (τροποποιημένο από Stewart et al., 2014)

Τα τελευταία χρόνια πραγματοποιήθηκαν μελέτες για τη χρήση μίας νέας μεθοδολογίας προκειμένου να εκτιμηθεί η V_{sz} σε μία περιοχή, χωρίς την χρήση έμμεσων και εμπειρικών μεθόδων (π.χ., Ni et al., 2014, Kim et al., 2016, Miao et al., 2018). Η μεθοδολογία αυτή καλείται «Μέθοδος του P-Σεισμογράμματος» και οι εφαρμογές μέχρι σήμερα έχουν δείξει ότι οδηγεί σε αποτελέσματα με αρκετά καλή ακρίβεια σε ότι αφορά τις τιμές της V_{s30} (π.χ., Zalachoris et al., 2017, Kang et al., 2020, Kim et al., 2020).

Σε αυτή τη μεθοδολογία εστιάζει και η παρούσα διατριβή.

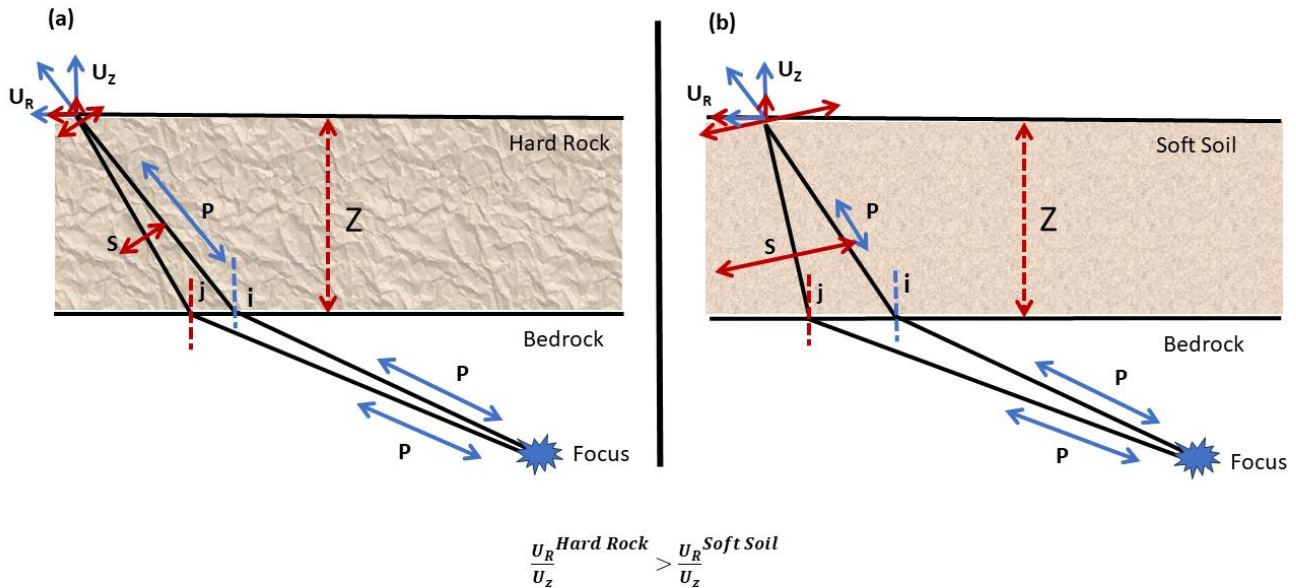
1.3 Περιγραφή της Μεθόδου P-Σεισμογράμματος

Η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε αξιοποιεί καταγραφές σεισμών με σκοπό τον προσδιορισμό της μέσης ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε βάθος z (V_{sz}), η οποία παρουσιάζει μεταβολή από τόπο σε τόπο. Την εκτίμηση της ταχύτητας, V_{sz} , ακολουθεί ο υπολογισμός της ταχύτητας, V_{s30} , με χρήση κατάλληλων σχέσεων μετατροπής, όπως παρουσιάζεται στη συνέχεια. Η μεθοδολογία προτάθηκε, αρχικά, από τους Ni et al. (2014), ως μία νέα μέθοδος χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών μέσα από την προσομοίωση του λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V) για την πρώτη άφιξη των P κυμάτων. Το γεγονός ότι η μέθοδος βασίζεται στην άφιξη των P κυμάτων την καθιστά πιο αξιόπιστη σε σχέση με άλλες προσεγγιστικές μεθόδους που εστιάζουν στην άφιξη των S κυμάτων, καθώς η άφιξη και η καταγραφή των P κυμάτων έχει συνήθως πολύ μικρότερα επίπεδα θορύβου σε σχέση με αυτή των S. Στην παρούσα διατριβή, η εφαρμογή της μεθοδολογίας αυτής έγινε τόσο σε πραγματικά, όσο και σε συνθετικά δεδομένα.

Με δεδομένο ότι οι περισσότεροι σεισμοί συμβαίνουν στον ανώτερο φλοιό σε βάθη λίγων χιλιομέτρων, όπου οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων είναι σχετικά υψηλές, ενώ οι περισσότεροι σταθμοί βρίσκονται στα ανώτερα (π.χ. ιζηματογενή) στρώματα του φλοιού, σε υλικά χαμηλότερων ταχυτήτων, από τον νόμο του Snell προκύπτει ότι οι γωνίες διάθλασης, i , και j , των P και S κυμάτων, αντίστοιχα, θα είναι μικρότερες από τις γωνίες αναχώρησης στην εστία του σεισμού. Για να παρουσιαστούν οι βασικές αρχές της μεθόδου, θεωρούμε ένα επιφανειακό στρώμα βράχου πάχους, z , πάνω από το επίσης βραχώδες υπόβαθρο (Σχ. 1.9α), και εξετάζουμε διάφορες σεισμικές φάσεις εξαιτίας της μετατροπής των κυμάτων P σε S στην διεπιφάνεια μεταξύ των δύο στρωμάτων. Ένα P κύμα διαδίδεται από την εστία του σεισμού (στον ημιχώρο), προσπίπτει στη διεπιφάνεια και διαθλάται σχηματίζοντας γωνία, i , με την κατακόρυφο. Φτάνοντας στην επιφάνεια του εδάφους μπορεί να γίνει ανάλυση της σεισμικής ακτίνας σε δύο συνιστώσες, μία ακτινική (U_R) και μία κατακόρυφη (U_z). Ένα άλλο P κύμα που θα διαδοθεί στο υπόβαθρο, θα διαθλαστεί στην διεπιφάνεια με γωνία j (μικρότερη της i) σε σχέση με την κατακόρυφο και θα μετατραπεί σε SV κύμα. Τα δύο κύματα θα φτάσουν σχεδόν ταυτόχρονα, όμως η μετατροπή του P κύματος σε SV θα έχει ως αποτέλεσμα την ενίσχυση ή μικρή απομείωση της ακτινικής συνιστώσας, U_R .

Στην δεύτερη περίπτωση (Σχ.1.9b) θεωρούμε ένα επιφανειακό ιζηματογενές στρώμα χαμηλής ταχύτητας πάνω από το βραχώδες υπόβαθρο. Η διαφορά σε αυτή την περίπτωση είναι ότι οι γωνίες διάθλασης i και j των P και S κυμάτων σε σχέση με την κατακόρυφο, αντίστοιχα, θα είναι πολύ μικρότερες από το Σχήμα (1.9α). Επιπλέον, λόγω της μεγάλης αντίθεσης εμπέδησης των δύο στρωμάτων, το P κύμα θα χάσει σημαντική ενέργεια, ενώ το SV κύμα θα κερδίσει την ενέργεια που έχασε το P. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα μία καθυστερημένη χρονικά άφιξη του SV κύματος (λόγω της διαφοράς των χρόνων άφιξης P και S κυμάτων), οπότε η U_R συνιστώσα του πρώτου παλμού των P

κυμάτων εμφανίζεται σημαντικά μικρότερη, οδηγώντας σε μικρότερες τιμές του λόγου U_R/U_Z σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση (Σχ. 1.9α).



Σχ. 1.9: Σχήμα ενός επιφανειακού στρώματος πάχους, z , και ενός ημιχώρου, στον οποίο βρίσκεται η εστία ενός σεισμού. Παρατηρείται η διάδοση των, P κυμάτων στον ημιχώρο, η διάθλαση τους στην διεπιφάνεια μεταξύ ημιχώρου και επιφανειακού στρώματος και η μετατροπή των P σε S κύματα. Αφού διαδοθούν μέχρι την επιφάνεια του εδάφους τα κύματα καταγράφονται σε δύο συνιστώσες, μία ακτινική (U_R) και μία κατακόρυφη (U_Z). Περίπτωση (α) «σκληρού»/βραχώδους επιφανειακού σχηματισμού και, (β) χαλαρών ιζημάτων.

Σύμφωνα με τους Aki & Richards (2002) η κίνηση των προσπιπτόντων P και S κυμάτων στην περίπτωση του Σχήματος (1.9) περιγράφεται από τις Σχέσεις (5) και (6), αντίστοιχα.

$$U_R, U_T, U_Z = \frac{\frac{4V_P p \cos i \cos j}{V_S^2 V_P V_S}, 0, \frac{-2V_P \cos i}{V_S^2 V_P} \left(\frac{1}{V_S^2} - 2p^2 \right)}{\left(\frac{1}{V_S^2} - 2p^2 \right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i \cos j}{V_P V_S}} \quad (5)$$

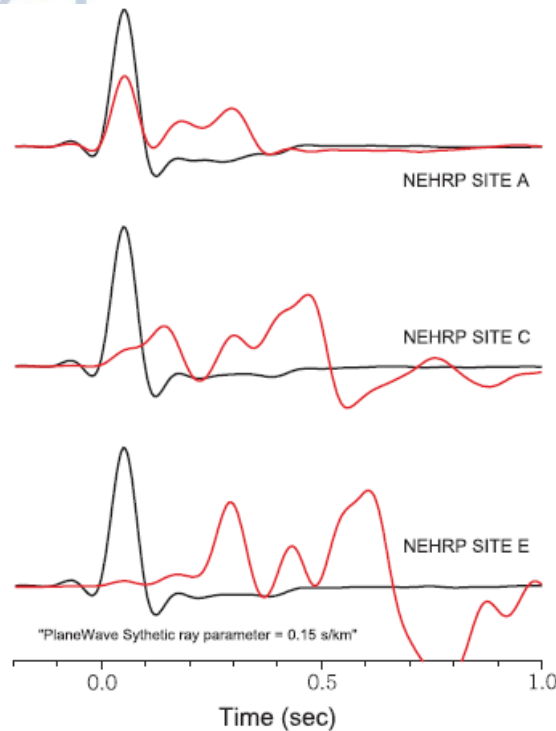
$$U_R, U_T, U_Z = \frac{\frac{2 \cos j}{V_S V_S} \left(\frac{1}{V_S^2} - 2p^2 \right), 0, \frac{4p \cos i \cos j}{V_S V_P V_S}}{\left(\frac{1}{V_S^2} - 2p^2 \right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i \cos j}{V_P V_S}} \quad (6)$$

όπου U_R, U_T, U_Z η ακτινική, η εγκάρσια και η κατακόρυφη συνιστώσα, αντίστοιχα, για τα δύο είδη κυμάτων (P και S), V_P η ταχύτητα των κυμάτων P , V_S η ταχύτητα των κυμάτων S , p η παράμετρος σεισμικής ακτίνας, i η γωνία διάθλασης των P κυμάτων και j η γωνία διάθλασης των S (SV) κυμάτων.

Από τη Σχέση (6) προκύπτει ότι ο λόγος της ακτινικής, U_R , προς την κατακόρυφη συνιστώσα, U_Z , για τα P κύματα δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{U_R}{U_Z} = \frac{-2V_S p \cos j}{1 - 2p^2 V_S^2} \quad (7)$$

Όπως φαίνεται και από τη Σχέση (7), υπάρχει εξάρτηση του λόγου $\frac{U_R}{U_Z}$ από την παράμετρο σεισμικής ακτίνας, την γωνία διάθλασης των κυμάτων S, αλλά και την ταχύτητα των S κυμάτων στο ανώτερο στρώμα του φλοιού όπου έγινε η τελευταία διάθλαση. Λόγω της άμεσης σύνδεσης του λόγου $\frac{U_R}{U_Z}$ με την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων V_S , προκύπτει το συμπέρασμα πως ο λόγος $\frac{U_R}{U_Z}$ είναι ένα καλό μέτρο για την εκτίμηση της ταχύτητας αυτής. Προκειμένου να επιβεβαιωθεί η πρόταση αυτή, έγινε εφαρμογή της μεθοδολογίας σε πραγματικά και συνθετικά δεδομένα από τους Ni et al. (2014). Ειδικότερα, δημιουργήθηκαν συνθετικά σειсмоγράμματα για τις 5 διαφορετικές κατηγορίες εδαφών, σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση του NEHRP. Από τα αποτελέσματα εφαρμογής της παραπάνω μεθοδολογίας (Σχ. 1.10) αναδείχθηκε η επίδραση της ταχύτητας των S κυμάτων, V_S στην ακτινική συνιστώσα (κόκκινη) των P κυμάτων, χωρίς σημαντική επίδραση στην κατακόρυφη συνιστώσα (μαύρη). Η κατηγορία A του κώδικα NEHRP αφορά πολύ σκληρό βράχο, η κατηγορία C πυκνό έδαφος/μαλακό βράχο, ενώ η κατηγορία E αφορά πολύ μαλακό έδαφος. Από το Σχήμα 1.10 είναι εμφανές ότι η μείωση της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων στο ανώτερο στρώμα του φλοιού, συνοδεύεται από καθυστέρηση του πρώτου παλμού της ακτινικής συνιστώσας και ελάττωση του πλάτους της που καταγράφεται μαζί με την κατακόρυφη κίνηση. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι είναι εφικτή η απευθείας εκτίμηση της ταχύτητας των S κυμάτων V_S στο επιφανειακότερο στρώμα του φλοιού, από τον λόγο των δύο συνιστωσών της καταγραφής των P κυμάτων, εφόσον έχει προηγηθεί υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας.



Σχ. 1. 10: Συνθετικά σειсмоγράμματα για κατηγορίες εδαφών A, C, E σύμφωνα με τον κώδικα NEHRP (Ni et al., 2014). Με κόκκινο χρώμα συμβολίζεται η ακτινική συνιστώσα και με μαύρο χρώμα η κατακόρυφη. Είναι εμφανής η καθυστέρηση του πρώτου παλμού στην ακτινική συνιστώσα από τα πιο σκληρά εδάφη στα πιο μαλακά.

Ένα κρίσιμο ερώτημα αφορά το πάχος z αυτού του επιφανειακού στρώματος του φλοιού, το οποίο επηρεάζει το λόγο $\frac{U_R}{U_Z}$. Οι Ni et al. (2014) πρότειναν την εξάρτηση του βάθους z για το οποίο γίνεται ο υπολογισμός της μέσης ταχύτητας V_{SZ} ($\approx V_S$) από την συνάρτηση χρόνου πηγής, τ_p , του κάθε σεισμού μέσω της σχέσης:

$$z = \tau_p V_S \quad (8)$$

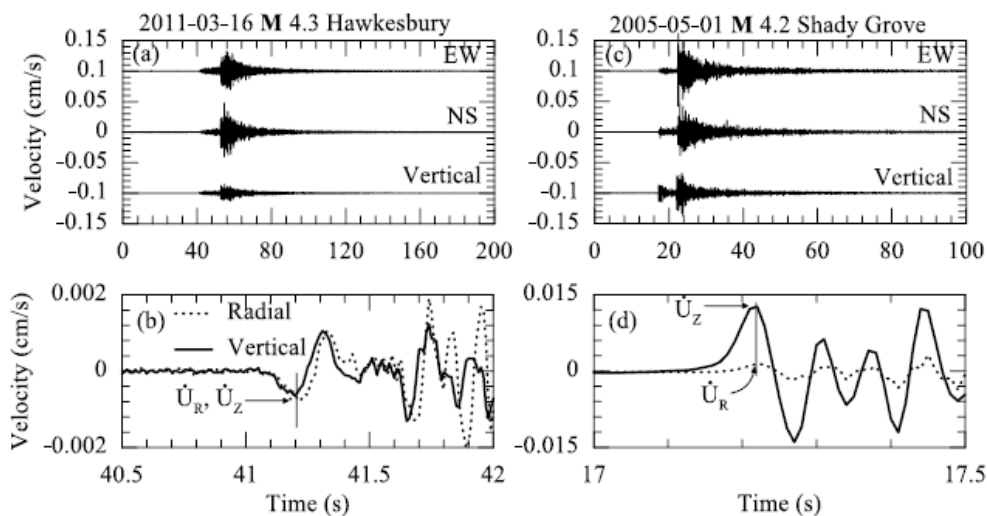
Για μικρούς και μεσαίους μεγέθους σεισμούς (τυπικά για $3 \leq M \leq 4$) η παράμετρος τ_p θεωρείται περίπου ίση με 0.1s. Η συγκεκριμένη παραδοχή αποτελεί ίσως το πιο «αυθαίρετο» τμήμα της μεθοδολογίας, καθώς δεν είναι βέβαιο το πού ακριβώς αναφέρεται το βάθος z , όπως επίσης και τι τιμή πρέπει δίνεται στην παράμετρο τ_p στην περίπτωση μεγαλύτερων ή μικρότερων σεισμών, γεγονός που το θέμα αυτό αποτέλεσε στόχο της παρούσας διατριβής. Σε συνέχεια της πρότασης των Ni et al. (2014), οι Li et al. (2014) κατέληξαν στην Σχέση (9), η οποία συνδέει άμεσα την μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων V_{SZ} με την παράμετρο σεισμικής ακτίνας και τον λόγο U_R/U_Z . Η σχέση αυτή προέκυψε από συνδυασμό της σχέσης (7) και της σχέσης που δίνει την παράμετρο σεισμικής ακτίνας, κατόπιν λύσης της ως προς $\sin j$ ($\cos j = \sqrt{1 - (pV_S)^2}$ και χρήσης της ταυτότητας $\cos^2 j + \sin^2 j = 1$).

$$V_S = \frac{1}{p} \sqrt{\frac{1 - \sqrt{\frac{1}{\left(\frac{U_R}{U_Z}\right)^2 + 1}}}{2}} \quad (9)$$

1.4 Εφαρμογές της μεθόδου P-σειсмоγράμματος

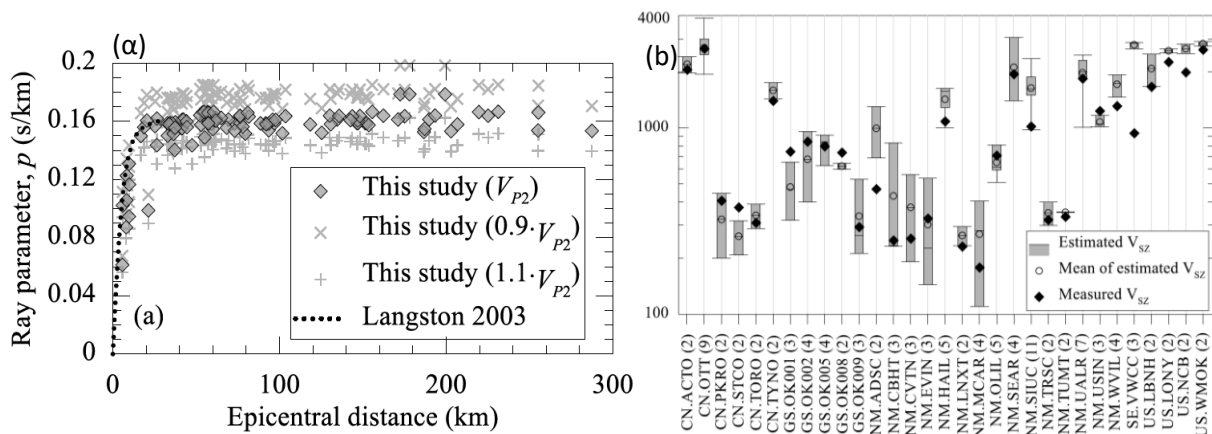
Η αρχική εφαρμογή των Li et al. (2014) έγινε για έναν μόνο σταθμό στην Βιρτζίνια (CBN), με επιλογή σεισμών μικρού μεγέθους ($2 \leq M \leq 4$) και μικρών επικεντρικών αποστάσεων (μικρότερων των 60km). Οι ερευνητές αυτοί έδειξαν ότι προκειμένου να είναι εμφανής η πρώτη άφιξη των P κυμάτων και να εξασφαλιστεί η αξιοπιστία της μεθόδου, απαιτείται μεγάλος λόγος σήματος προς θόρυβο SNR (Signal to Noise Ratio), αξιόπιστος προσδιορισμός της θέσης του επικέντρου και ακριβές μοντέλο ταχυτήτων για τον φλοιό. Η ύπαρξη σφάλματος στον προσδιορισμό του επικέντρου και στο μοντέλο ταχυτήτων επηρεάζει την παράμετρο της σεισμικής ακτίνας, που με τη σειρά της οδηγεί σε σφάλματα στην εκτίμηση της ταχύτητας, V_{SZ} .

Οι Kim et al. (2016) εφάρμοσαν την μεθοδολογία σε 31 σταθμούς της Κεντρικής και Ανατολικής Βόρειας Αμερικής. Χρησιμοποίησαν σεισμούς με μεγέθη $3 \leq M \leq 4$ και μέγιστη επικεντρική απόσταση 300km. Στο πλαίσιο της έρευνάς τους πραγματοποιήθηκε σύγκριση δύο κυματομορφών που ανήκαν σε σεισμούς παρόμοιου μεγέθους, αλλά σε διαφορετικούς σταθμούς. Στον πρώτο σταθμό (Σχ. 1.11a) που βρίσκεται σε σκληρότερες εδαφικές συνθήκες, παρατηρήθηκε μικρότερο πλάτος στην πρώτη άφιξη και μικρότερη μέγιστη εδαφική ταχύτητα σε σχέση με τον δεύτερο σταθμό που είναι εγκατεστημένος σε χαλαρά ιζήματα (Σχ. 1.11c). Τα Σχήματα (1.11b) και (1.11d) αποτελούν μεγέθυνση των (1.11a) και (1.11c) αντίστοιχα και δείχνουν πως στην περίπτωση του σταθμού σε σκληρές εδαφικές συνθήκες υπάρχει σχεδόν ταύτιση των δύο συνιστωσών U_R και U_Z , ενώ στην περίπτωση του σταθμού στα χαλαρά ιζήματα η συνιστώσα U_Z είναι πολύ μεγαλύτερη της U_R . Μέσα από αυτό το παράδειγμα επιβεβαιώνεται η πρόταση των Ni et al. (2014), ότι δηλαδή διαφορετικές εδαφικές συνθήκες οδηγούν σε διαφορετική τιμή λόγου U_R/U_Z .



Σχ. 1.11: Κυματομορφές δύο σεισμών παρόμοιου μεγέθους σε διαφορετικούς σταθμούς (a) στο Hawkesbury (σκληρό έδαφος), (b) στο Hawkesbury σε μεγέθυνση, (c) στο Shady Grove (χαλαρά ιζήματα) και, (d) στο Shady Grove σε μεγέθυνση (Kim et al., 2016)

Αφού υπολογίστηκε η παράμετρος σεισμικής ακτίνας, p , έγινε συσχέτισή της με την επικεντρική απόσταση (Σχ. 1.12a). Από τα αποτελέσματα παρατηρήθηκε αύξηση της τιμής της p με αύξηση της τιμής της επικεντρικής απόστασης μέχρι τα 30km και στη συνέχεια η σταθεροποίηση της τιμής της. Κατόπιν έγινε εκτίμηση των μέσων τιμών ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε βάθος z (V_{SZ}) και σύγκριση αυτών με μετρημένες τιμές V_{SZ} (Σχ. 1.12b), χρησιμοποιώντας τη σχέση (8) για την εκτίμηση του βάθους και την τιμή $\tau_p=0.1\text{sec}$, δηλαδή $z=0.1V_{SZ}$. Σε γενικές γραμμές φάνηκε η εκτιμώμενη ταχύτητα, V_{SZ} , να είναι σε καλή συσχέτιση με της μετρημένες τιμές της ταχύτητας, V_{SZ} , στους σταθμούς του δικτύου που μελετήθηκαν.

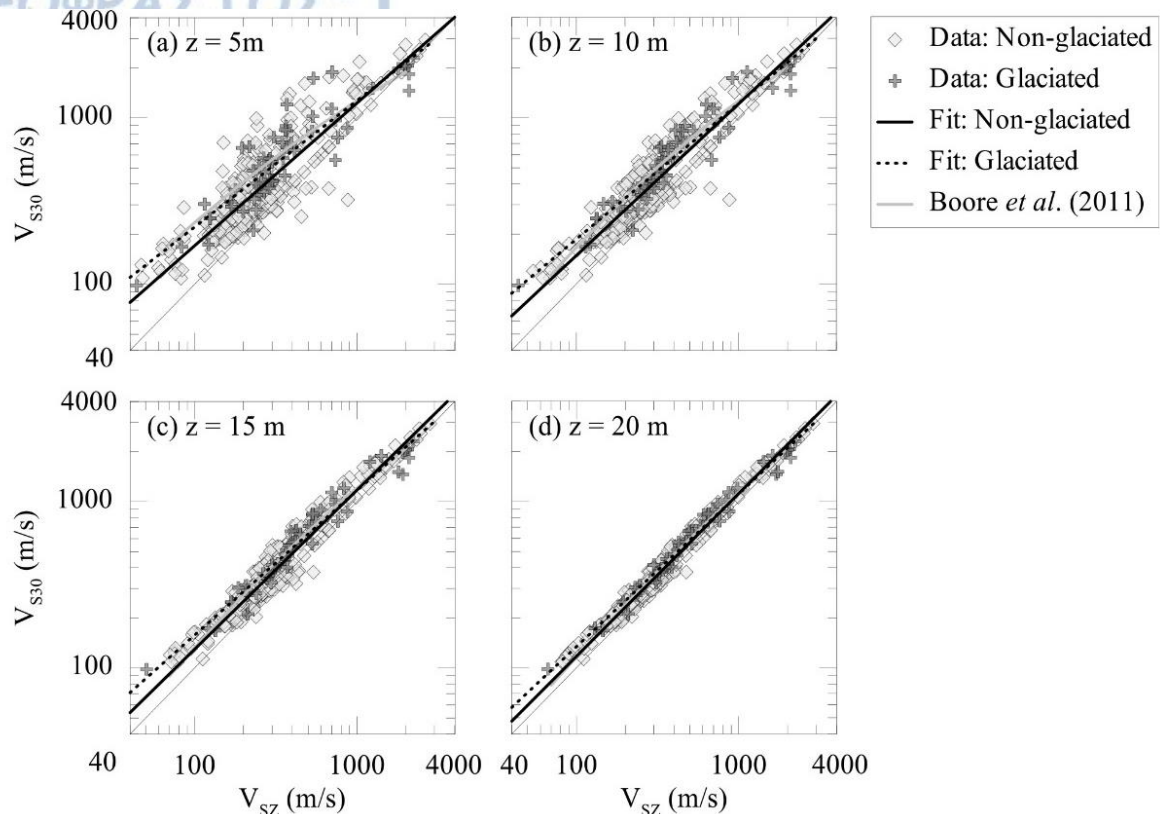


Σχ. 1. 12: (a) Μεταβολή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με την επικεντρική απόσταση για τους σταθμούς μελέτης των Kim et al. (2016), (b) Οηκογράμματα των ταχυτήτων, V_{SZ} , για μερικούς από τους σταθμούς μελέτης των Kim et al. (2016)

Η ανάγκη εκτίμησης της V_{S30} από τις τιμές της ταχύτητας, V_{SZ} , που προσδιορίζει η μέθοδος του P σειсмоγράμματος οδήγησε τους Kim et al. (2016) στην πρόταση μίας εμπειρικής σχέσης μετατροπής για διάφορα βάθη (Σχέση 10). Θεωρήθηκε, ότι οι ανάλογες σχέσεις που προτάθηκαν από τους Boore et al. (2011) για την Ιαπωνία, την Καλιφόρνια και την Ευρώπη, ίσως να μην ανταποκρίνονται στη σημαντικά διαφορετική γεωλογική και τεκτονική δομή της Κεντρικής και Ανατολικής Βόρειας Αμερικής, λόγω σημαντικής παρουσίας παγετωδών αποθέσεων. Η Σχέση 10 προέκυψε από διάφορα εδαφικά προσομοιώματα (μοντέλα V_{SZ} με το βάθος) της Κεντρικής και Βόρειας Αμερικής, στην οποία γίνεται χρήση διαφορετικών σχέσεων για περιοχές με παγετώδεις και μη αποθέσεις:

$$\log V_{S30} = c_0 + c_1 \log V_{SZ} \quad (10)$$

Η παραπάνω σχέση για εδάφη με παγετώδεις αποθέσεις οδηγεί σε μεγαλύτερες τιμές V_{S30} , ενώ η διαφορά των αποτελεσμάτων μεταξύ των παγετωδών και μη αποθέσεων φαίνεται να ελαττώνεται όσο το βάθος z αυξάνει. Η σχέση που προτάθηκε από τους Boore et al. (2011) βρίσκεται μεταξύ των σχέσεων που πρότειναν οι Kim et al. (2016) για παγετώδεις και μη αποθέσεις (Σχ. 1.13).



Σχ. 1.13: Συσχέτιση των ταχυτήτων V_{S30} και V_{SZ} για βάθη (α) $z=5m$, (β) $z=10m$, (γ) $z=15m$, (δ) $z=20m$ (Kim et al., 2016)

Εκτός των παραπάνω σχέσεων, προτάθηκε από τους ερευνητές αυτούς μία επιπλέον εμπειρική σχέση, για την απευθείας μετατροπής του λόγου των δύο συνιστωσών U_R/U_Z σε τιμές V_{S30} , της μορφής:

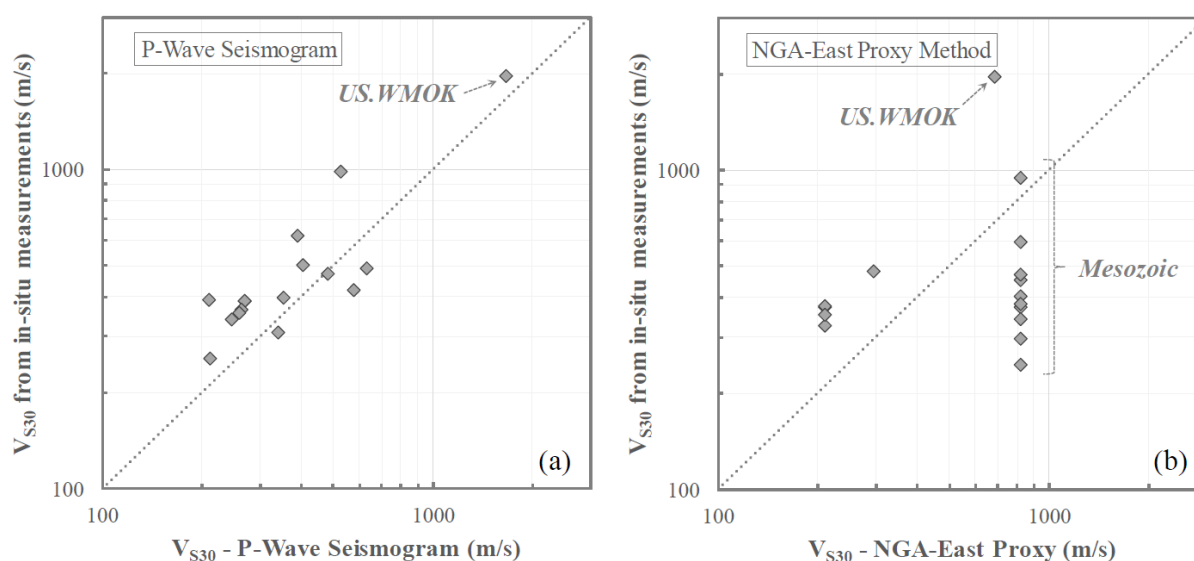
$$\ln V_{S30} = 0.4837 * \ln(U_R/U_Z) + 6.975 \quad (11)$$

Σκοπός της σχέσης αυτής ήταν η παράκαμψη της πολύπλοκης διαδικασίας επεξεργασίας και η πιο εύκολη, απευθείας προσέγγιση της τιμής του V_{S30} από το λόγο U_R/U_Z , έστω και αν αυτό οδηγεί σε μεγαλύτερα σφάλματα στην εκτίμηση της V_{S30} .

Παρόμοια εφαρμογή της διαδικασίας όπως τροποποιήθηκε από τους Kim et al. (2016), έγινε από τους Zalachoris et al. (2017) σε 251 σταθμούς στο Τέξας, την Οκλαχόμα και το Κάνσας με τη χρήση 2871 καταγραφών, ύστερα από εφαρμογή περιορισμών στο μέγεθος των σεισμών και στο SNR των καταγραφών. Έγινε επιλογή σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του 3, χωρίς άνω όριο, και καταγραφές με SNR μεγαλύτερο του 3. Όπως ήταν αναμενόμενο σταθμοί σε πιο σκληρές εδαφικές συνθήκες είχαν περισσότερα σειсмоγράμματα που πληρούσαν τα κριτήρια επιλογής, αφού η σκληρότητα του εδάφους συνεπάγεται την παρουσία λιγότερου εδαφικού θορύβου στην καταγραφή και επομένως πιο ευδιάκριτη πρώτη άφιξη P κυμάτων.

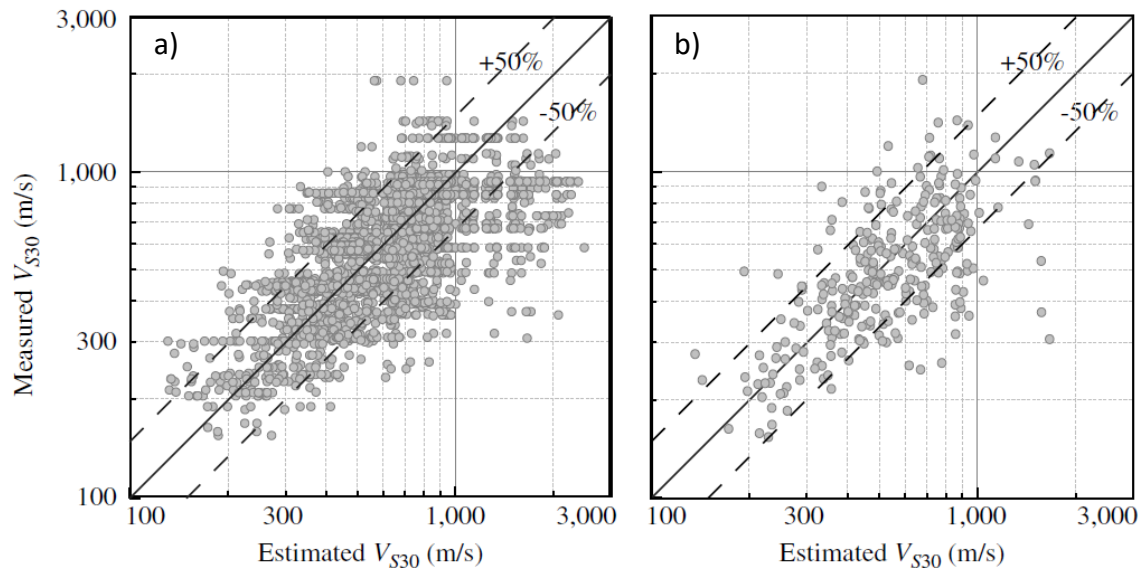
Επιπλέον, έγινε σύγκριση της μεθοδολογίας με άλλες προσεγγιστικές μεθόδους, όπως εκτιμήσεις της V_{S30} από υβριδικό μοντέλο κλίσης-γεωλογίας (Parker et al., 2017). Η σύγκριση των τιμών V_{S30}

από τις δύο μεθόδους έδειξε ότι η μεθοδολογία του P-σεισμογράμματος οδηγεί σε μικρή υποεκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , όπως φαίνεται και από το σχήμα 1.14a. Ανάλογα συμπεράσματα προκύπτουν και για την υβριδική μέθοδο των Parker et al. (2017), με εξαίρεση τους σταθμούς που βρίσκονται σε Μεσοζωικούς γεωλογικούς σχηματισμούς (σχήμα 1.14b). Η σύγκριση των δύο μεθόδων με τις διαθέσιμες πραγματικές τιμές της ταχύτητας, V_{S30} , στην περιοχή, δείχνει ότι μέθοδος του P-σεισμογράμματος παρέχει πολύ καλύτερες εκτιμήσεις για την ταχύτητα, V_{S30} , από την υβριδική μέθοδο που βασίζεται στη μορφολογική κλίση (Σχ. 1.14). Επομένως, αν υπάρχει απουσία μετρήσεων της ταχύτητας, V_{S30} , σε μία περιοχή, η μέθοδος του P-σεισμογράμματος μπορεί να αποτελέσει πολύ καλή εναλλακτική προσέγγιση.



Σχ. 1.14: Σύγκριση τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , από: (a) τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος και, (b) την υβριδική μέθοδο των Parker et al. (2017), με μετρημένες τιμές της ταχύτητας, V_{S30} (Zalachoris et al., 2017)

Η εφαρμογή της ίδιας μεθοδολογίας, όπως τροποποιήθηκε από τους Kim et al. (2016), ακολουθήθηκε και από τους Miao et al. (2018) για 298 σταθμούς του KiK-net στην Ιαπωνία. Οι σταθμοί του KiK-net είναι εγκατεστημένοι κυρίως σε κοιλάδες ή σε λόφους με μικρού πάχους ιζήματα. Έγινε επιλογή σεισμών με μεγέθη $3 \leq M \leq 4$, εστιακό βάθος μικρότερο από 40km λαμβάνοντας υπόψη την ασυνέχεια Conrad στην Ιαπωνία (μοντέλο Zhao et al. 1992), και επικεντρικές αποστάσεις έως 300km. Ο υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας έγινε με χρήση γνωστού μοντέλου δομής (Oda και Ushio, 2007). Η μετατροπή της ταχύτητας, V_{Sz} , που υπολογίστηκε, σε ταχύτητα, V_{S30} , έγινε με χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011). Από τα αποτελέσματα της σύγκρισης της τιμής της V_{S30} που εκτιμήθηκε από την επεξεργασία κάθε καταγραφής με την μετρημένη V_{S30} , προέκυψε πως η τιμή της μεθοδολογίας δεν παρουσιάζει σημαντική απόκλιση από την πραγματική τιμή, καθώς στις περισσότερες περιπτώσεις η εκτιμώμενη ταχύτητα, V_{S30} , βρίσκεται στο διάστημα εμπιστοσύνης του 50% των τιμών (Σχ. 1.15a). Η μέση τιμή της ταχύτητας, V_{S30} , που υπολογίστηκε από τη μέθοδο P-σεισμογράμματος για κάθε σταθμό (Σχ. 1.15b) είναι ακόμα πιο ακριβής, και όπως φαίνεται και από το σχήμα παρουσιάζει πολύ μικρότερη διασπορά.

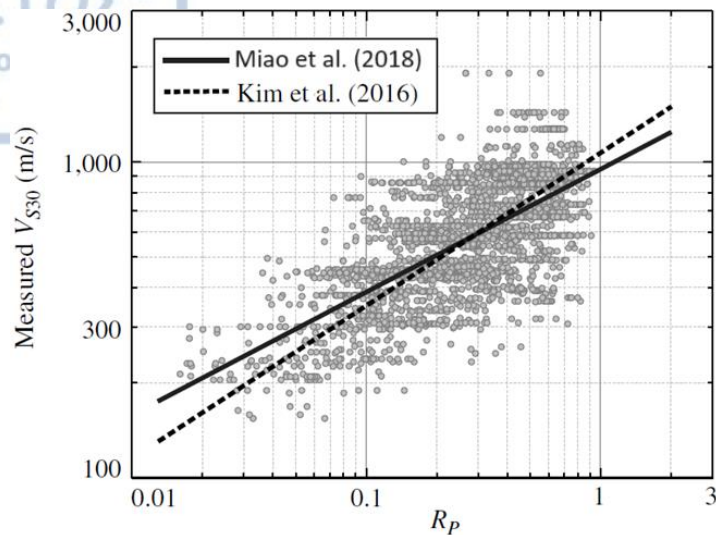


Σχ. 1.15: Σύγκριση των μετρημένων τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , με τις τιμές V_{S30} από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος για όλες τις καταγραφές των σταθμών (αριστερά) και με την μέση τιμή V_{S30} (δεξιά) που υπολογίστηκε για κάθε σταθμό (Miao et al., 2018)

Στο πλαίσιο της διερεύνησης της συσχέτισης του λόγου της ακτινικής και της κατακόρυφης συνιστώσας με την ταχύτητα, V_{S30} , και κατ' επέκταση με την ταχύτητα, V_{S30} , προτάθηκε μία εμπειρική σχέση ανεξάρτητη της περιοχής, που συνδέει άμεσα τον λόγο αυτό (U_R/U_Z) με την ταχύτητα, V_{S30} (όπως η σχέση 12):

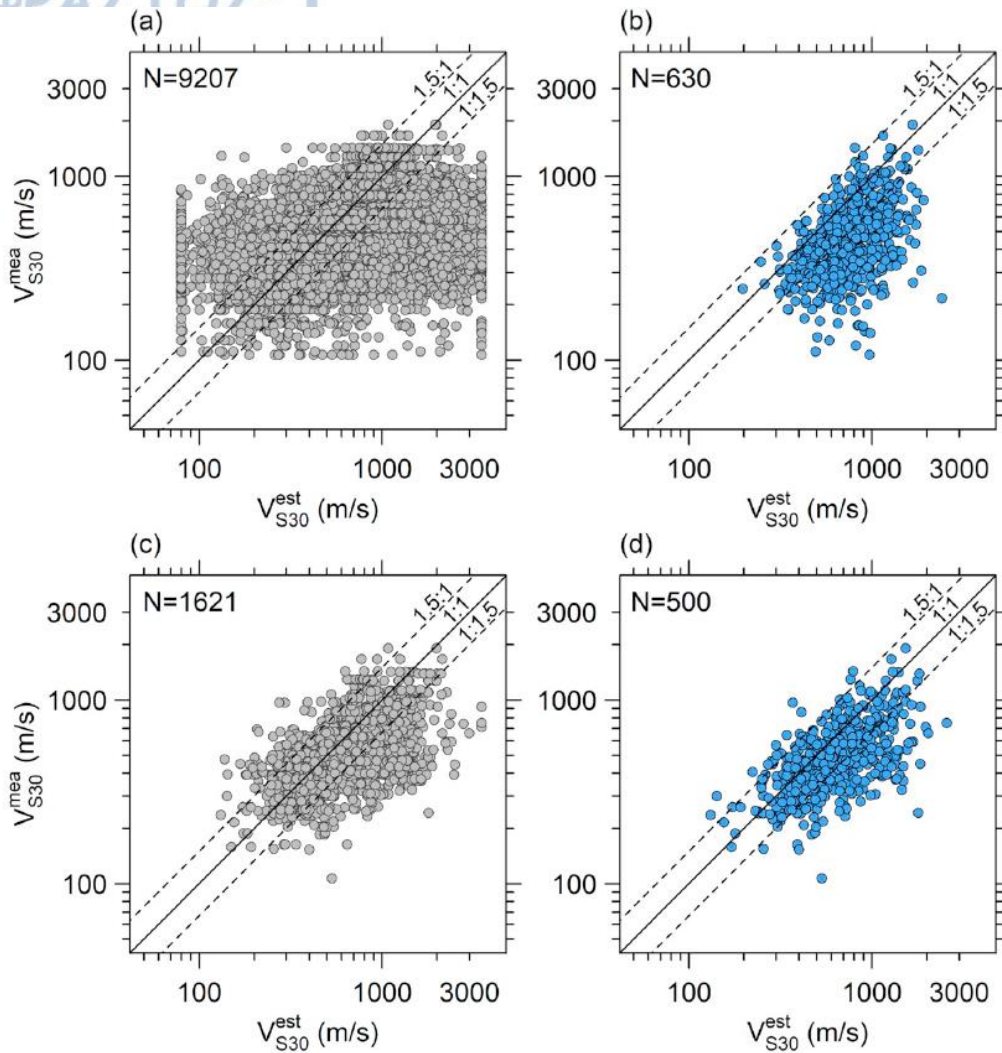
$$\ln V_{S30} = 0.3896 \cdot \ln(R_p) + 6.8590 \quad (12)$$

όπου $R_p=U_R/U_Z$ είναι ο λόγος της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα. Η σχέση αυτή παρουσίαζε σχετικά μικρό σφάλμα υπολοίπων (0.3), μικρότερο από αντίστοιχα σφάλματα σε προηγούμενες ανάλογες εμπειρικές σχέσεις. Όπως φαίνεται και στο Σχ. 1.16, η σύγκριση της παραπάνω εμπειρικής σχέσης των Miao et al. (2018) με την εμπειρική σχέση των Kim et al. (2016) (Σχέση 11), δείχνει απόκλιση των δύο σχέσεων για μικρές τιμές του λόγου $R_p=U_R/U_Z$ και την σύγκλισή τους για τιμές του U_R/U_Z μεγαλύτερες από 0.1.



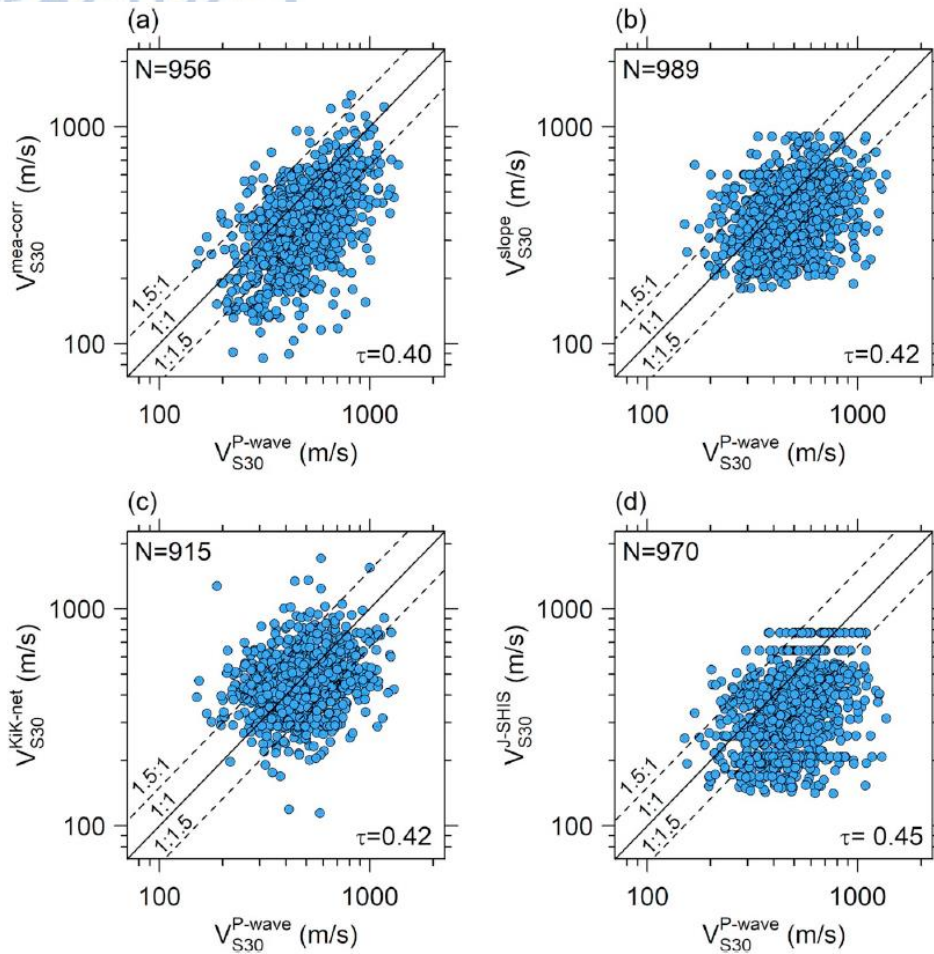
Σχ. 1.16: Μεταβολή του λόγου $R_p=U_R/U_Z$ με τις μετρημένες τιμές V_{S30} , και σύγκριση των εμπειρικών σχέσεων των Miao et al. (2018) και Kim et al. (2016) (Miao et al., 2018). Παρουσιάζεται απόκλιση των δύο σχέσεων για μικρές τιμές του λόγου $R_p=U_R/U_Z$ και σύγκλισή τους για τιμές του U_R/U_Z μεγαλύτερες από 0.1

Η εφαρμογή της μεθοδολογίας στο KiK-net της Ιαπωνίας επαναλήφθηκε από τους Kang et al. (2020) για μεγέθη σεισμών μεταξύ 2.5 και 5 (μεγαλύτερο εύρος μεγεθών σε σχέση με προηγούμενες μελέτες), για επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 120km, ώστε να αποφευχθούν οι φάσεις P_n ως πρώτη άφιξη και για εστιακά βάθη μικρότερα των 80km. Η εφαρμογή της μεθοδολογίας πραγματοποιήθηκε σε 630 σταθμούς, αριθμός πολύ μεγαλύτερος όλων των προηγούμενων μελετών. Ο χρόνος άφιξης του P κύματος στα σειсмоγράμματα επιλέχθηκε με το λογισμικό PPHASE PICKER (Kalkan, 2016) και ο υπολογισμός των παραμέτρων V_{SZ} και ρ , σύμφωνα με τη διαδικασία που ακολουθήθηκε από τους Kim et al. (2016). Η μετατροπή της ταχύτητας V_{SZ} σε V_{S30} πραγματοποιήθηκε με χρήση της εμπειρικής σχέσης των Miao et al. (2018). Ακολούθησε η συσχέτιση της ταχύτητας, V_{S30} , που έχει μετρηθεί σε κάθε σταθμό (με ανεξάρτητες τεχνικές) με την ταχύτητα, V_{S30} , που εκτιμήθηκε από τη μεθοδολογία του P-σειсмоγράμματος για όλες τις καταγραφές (Σχ. 1.17a), για τη μέση τιμή σε κάθε σταθμό (Σχ. 1.17b), για όλες τις καταγραφές με $SNR \geq 2$ (Σχ. 1.17c) και για τις μέσες τιμές σε κάθε σταθμό από καταγραφές με $SNR \geq 2$ (Σχ. 1.17d). Όπως φαίνεται και από τη διασπορά των δεδομένων στο Σχήμα 1.17, η εφαρμογή κατωφλίου στο λόγο SNR οδηγεί στη σημαντική βελτίωση των αποτελεσμάτων.



Σχ. 1.17: Μεταβολή της μετρημένης τιμής V_{S30} με: (α) τις τιμές V_{S30} που προέκυψαν με τη μεθοδολογία του P-σεισμογράμματος από όλες τις καταγραφές σε κάθε σταθμό, (β) τις μέσες τιμές V_{S30} από την ίδια μεθοδολογία σε κάθε σταθμό, (γ) τις τιμές V_{S30} σε κάθε σταθμό για καταγραφές με $SNR \geq 2$, (δ) τις μέσες τιμές V_{S30} σε κάθε σταθμό με $SNR \geq 2$ (Kang et al., 2020a).

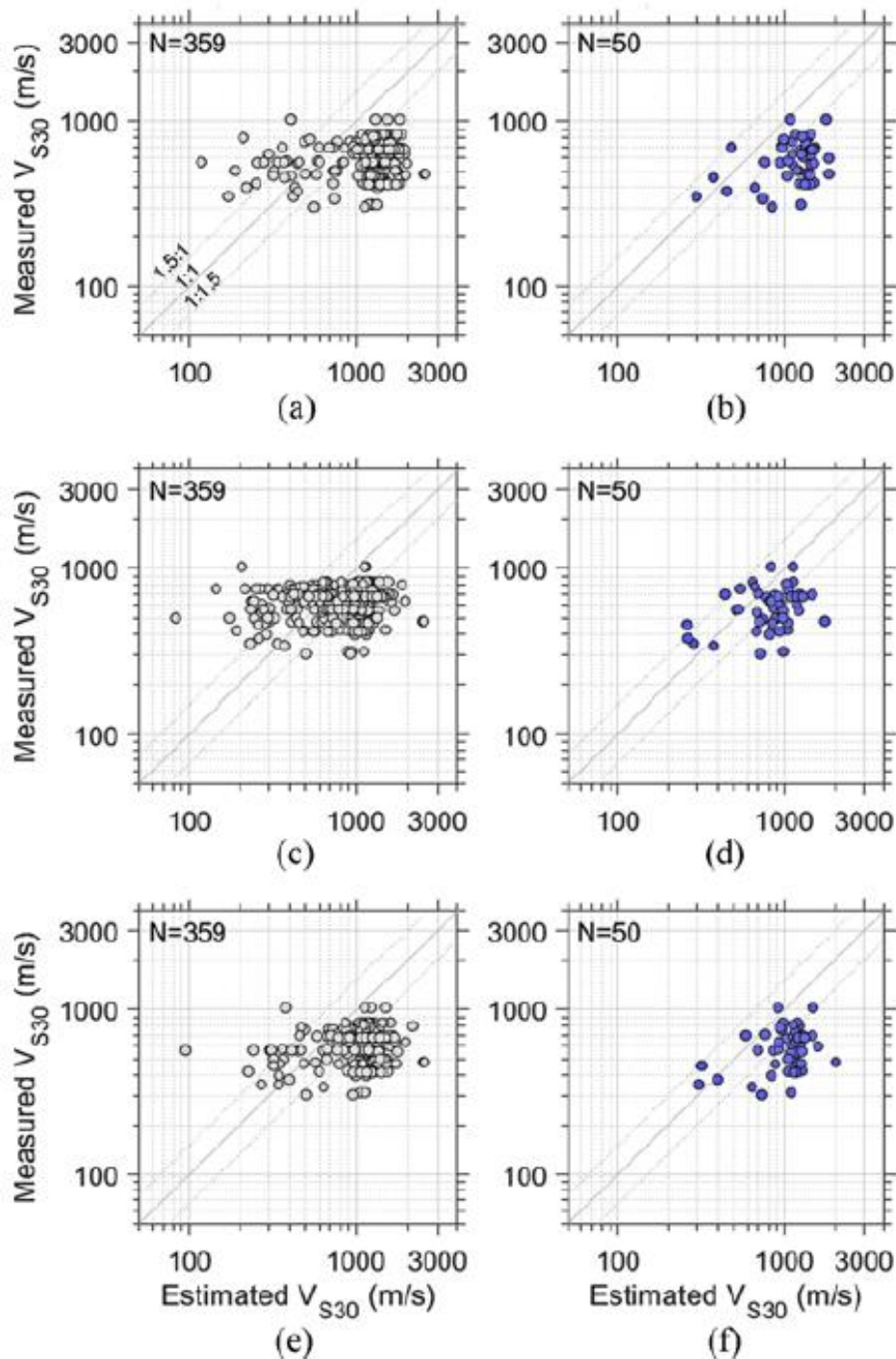
Από τους ίδιους ερευνητές συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα της μεθοδολογίας με αυτά άλλων μεθόδων, σε περιοχές όπου δεν υπήρχαν διαθέσιμες μετρήσεις της V_{S30} . Στο Σχήμα (1.18) γίνεται σύγκριση των τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , από την μέθοδο P-σεισμογράμματος με τις αντίστοιχες τιμές από την χρήση της σχέσης των Miao et al. (2018), τις τιμές που προέκυψαν από την τοπογραφική κλίση (Allen and Wald, 2007), τις τιμές από γραμμική παρεμβολή από τις γνωστές V_{S30} του KiK-net και τις τιμές από γεωμορφολογικό χάρτη κατάταξης V_{S30} (Matsuoka et al., 2006). Ταυτόχρονα, παρουσιάζεται η τιμή της τυπικής απόκλισης για κάθε μία μέθοδο. Από τα σχήματα είναι εμφανές ότι η μέθοδος του P-σεισμογράμματος είναι σε καλή συμφωνία με τις υπόλοιπες μεθόδους και ότι η σύγκρισή των αποτελεσμάτων της με τα αυτά που προέκυψαν από την εμπειρική σχέση Miao et al. (2018), δίνει την μικρότερη τιμή τυπικής απόκλισης ($\tau=0.4$). Σε κάθε περίπτωση, η μέθοδος του P-σεισμογράμματος φαίνεται να οδηγεί σε μία υπερεκτίμηση των τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , σε σχέση με τις τιμές που έχουν μετρηθεί σε κάθε σταθμό (Σχ. 1.18a).



Σχ. 1.18: Σύγκριση των τιμών της V_{S30} από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος με τις αυτές από την σχέση των Miao et al.(2018), από τη μορφολογική κλίση(Allen and Wald, 2007), τις τιμές από γραμμική παρεμβολή από τις γνωστές V_{S30} του Kik-net και τις τιμές από γεωμορφολογικό χάρτη κατάταξης V_{S30} των Matsuoka et al.(2006) (Kang et al., 2020)

Τα θετικά αποτελέσματα των προηγούμενων εφαρμογών της μεθοδολογίας σε διάφορες περιοχές και η θεώρηση της ως μια μεθοδολογία που δίνει εύκολα, άμεσα, οικονομικά και αξιόπιστα αποτελέσματα οδήγησε τους Kim et al. (2020) στην εφαρμογή της τεχνικής για μία ακόμα φορά στην περιοχή της Κορέας, όπου στους περισσότερους σταθμούς δεν υπήρχαν μετρήσεις της ταχύτητας, V_{S30} . Για την επεξεργασία χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές ταχύτητας, καθώς θεωρήθηκε ότι οι πρώτες αφίξεις στις χρονοσειρές ταχύτητας είναι πιο ευδιάκριτες, αφού οι καταγραφές επιτάχυνσης χαρακτηρίζονται από υψίσυχο σήμα, ενώ οι καταγραφές μετάθεσης από πιο χαμηλόσυχο. Έγινε επιλογή σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα του 3 και επικεντρικές αποστάσεις από 50km έως 200km. Οι χρόνοι άφιξης βρέθηκαν με χρήση κατάλληλου αλγορίθμου (Kalkan, 2016) και η μετατροπή της ταχύτητας, V_{SZ} , σε V_{S30} έγινε με χρήση της σχέσης των Kim et al.(2016) για μη παγετώδεις αποθέσεις. Η συνεισφορά των ερευνητών αυτών στην μελέτη της μεθοδολογίας περιλάμβανε την διερεύνηση του λόγου U_R/U_Z . Η εκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , έγινε με τρεις τρόπους: α) με χρήση του λόγου U_R/U_Z , β) με χρήση του λόγου του γεωμετρικού μέσου όρου των δύο οριζοντίων συνιστωσών με την κατακόρυφη συνιστώσα U_{GM} και γ) με χρήση του λόγου των διαμέσων τιμών U_R από περιστροφή των χρονοσειρών των δύο οριζοντίων συνιστωσών, U_{Rot50} , με την κατακόρυφη συνιστώσα. Η σύγκριση των ταχυτήτων, V_{S30} , που προέκυψαν με την μεθοδολογία με χρήση των τριών αυτών λόγων με τις μετρημένες τιμές ταχυτήτων, έδειξε ότι η μέθοδος του P-σειсмоγράμματος οδηγεί σε υπερεκτίμηση της τιμής της ταχύτητας, V_{S30} , και για τις τρεις περιπτώσεις λόγων (Σχ. 1.19). Με

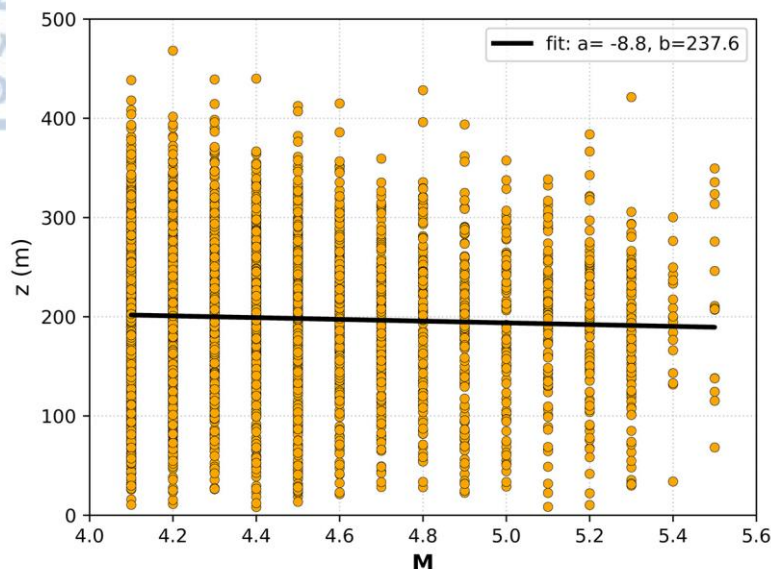
εφαρμογή στατιστικής ανάλυσης, προκειμένου να επιλεγεί ο λόγος που δίνει τα μικρότερα σφάλματα και τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα, βρέθηκε ότι τα μικρότερα υπόλοιπα μεταξύ των θέσεων είχε ο λόγος U_{Rot50}/U_z ($\tau=0.37$), σε σχέση με τους άλλους δύο λόγους ($\tau=0.4$).



Σχ. 1.19: Σύγκριση των μετρημένων τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , με τις τιμές που προέκυψαν για όλους τους σεισμούς από τη μέθοδο P-σεισμογράμματος με: (α) χρήση του λόγου U_R/U_Z (c) χρήση του λόγου U_{GM}/U_Z και, (e) χρήση του λόγου U_{Rot50}/U_Z . Επίσης, σύγκριση της μετρημένης τιμής της ταχύτητας, V_{S30} , με την μέση τιμή V_{S30} για κάθε σταθμό από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος με: (b) χρήση του λόγου U_R/U_Z (d) χρήση του λόγου U_{GM}/U_Z και, (f) χρήση του λόγου U_{Rot50}/U_Z (Kim et al., 2020)

Μία τροποποίηση της προσέγγισης που προτάθηκε από τους Kim et al.(2016) εφαρμόστηκε από τους Skarlatoudis et al. (2022) για τον προσδιορισμό της επιφανειακής δομής του φλοιού στην περιοχή της Αλάσκας. Έγινε χρήση σεισμών με επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 200km από τον σταθμό καταγραφής, με μεγέθη 4.1 έως 5.5 και βάθος υποκέντρου μικρότερο των 35km. Συνολικά αξιοποιήθηκαν 704 καταγραφές. Η επιλογή της πρώτης άφιξης των P κυμάτων έγινε αρχικά αυτόματα με τη διαδικασία του Auto Regression-Akaike Information Criterion (AR-AIC, Takanami and Kitagawa 1988). Προκειμένου να γίνει επαλήθευση των αποτελεσμάτων από τον αυτόματο υπολογισμό, ακολούθησε η εκτίμηση του θεωρητικού χρόνου άφιξης των P κυμάτων με το ανοικτό λογισμικό TauP (Crotwell & Owens, 1998, μέσω του ObsPy). Με το λογισμικό TauP μπορεί να γίνει η διαχείριση πολλών ειδών μοντέλων ταχυτήτων και υπάρχει η δυνατότητα υπολογισμού χρόνων για σχεδόν οποιαδήποτε σεισμική φάση. Επιπλέον, χρησιμοποιώντας το συγκεκριμένο λογισμικό είναι δυνατό να καθοριστεί η γεωμετρία της σεισμικής ακτίνας στο εσωτερικό της Γης. Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι η χρήση της AR-AIC μεθόδου οδηγεί σε ακριβή αποτελέσματα για την επιλογή της πρώτης άφιξης για εφαρμογές όπως ο υπολογισμός του επικέντρου, αλλά δεν δίνει τα επιθυμητά αποτελέσματα στην μέθοδο του P-σειсмоγράμματος, λόγω της ευαισθησίας της στην πρώτη άφιξη των συνιστωσών U_R και U_Z . Ο προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας στη διαδρομή υποκέντρου-σταθμού έγινε επίσης με χρήση του TauP. Για την μετατροπή της εκτιμώμενης ταχύτητας, V_{SZ} , από τη εφαρμογή της μεθοδολογίας σε V_{S30} έγινε χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011).

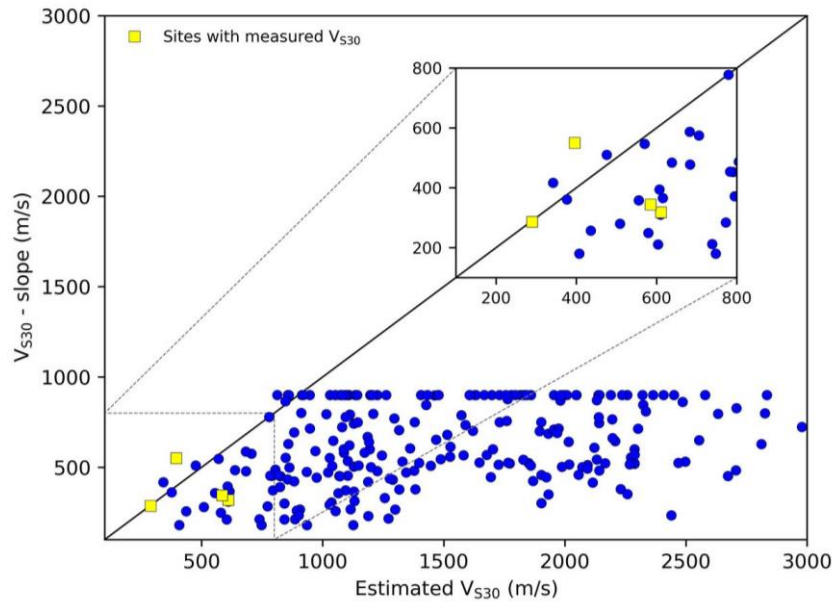
Στο πλαίσιο της παραπάνω έρευνας πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση και σύγκριση των τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , από τη συγκεκριμένη μεθοδολογία με τιμές από γεωλογικούς χάρτες, με μετρημένες τιμές της ταχύτητας, V_{S30} , και τιμές της ταχύτητας, V_{S30} , που υπολογίστηκαν από τοπογραφική κλίση, καθώς και σύγκριση με την ιδιοπερίοδο της θέσης από το φασματικό λόγο H/V . Τα μεγέθη των σεισμών σε αυτή την εφαρμογή της μεθοδολογίας, ήταν μεγαλύτερα σε σχέση με τις μελέτες των Ni et al. (2014) και των Kim et al. (2016), γεγονός που οδήγησε στην αξιολόγηση της επιρροής του μεγέθους στο υπολογιζόμενο βάθος (z) και κατά συνέπεια στην εκτιμώμενη V_{S30} . Το βάθος z υπολογίστηκε μέσω της σχέσης των Ni et al. (2014), θεωρώντας τιμή $\tau_p=0.1s$. Εφαρμόστηκε γραμμική προσαρμογή (Σχ. 1.20) στα δεδομένα βάθους-ταχύτητας, με τα αποτελέσματα να οδηγούν σε 5% ελάττωση των υπολογιζόμενων τιμών z μεταξύ μεγεθών 4.1 και 5.5. Αυτή η διαφορά δεν θεωρήθηκε σημαντική για την εκτίμηση της V_{S30} , αλλά κρίθηκε ότι έπρεπε να εφαρμοστεί για δεδομένα που περιλαμβάνουν και μικρότερα μεγέθη.



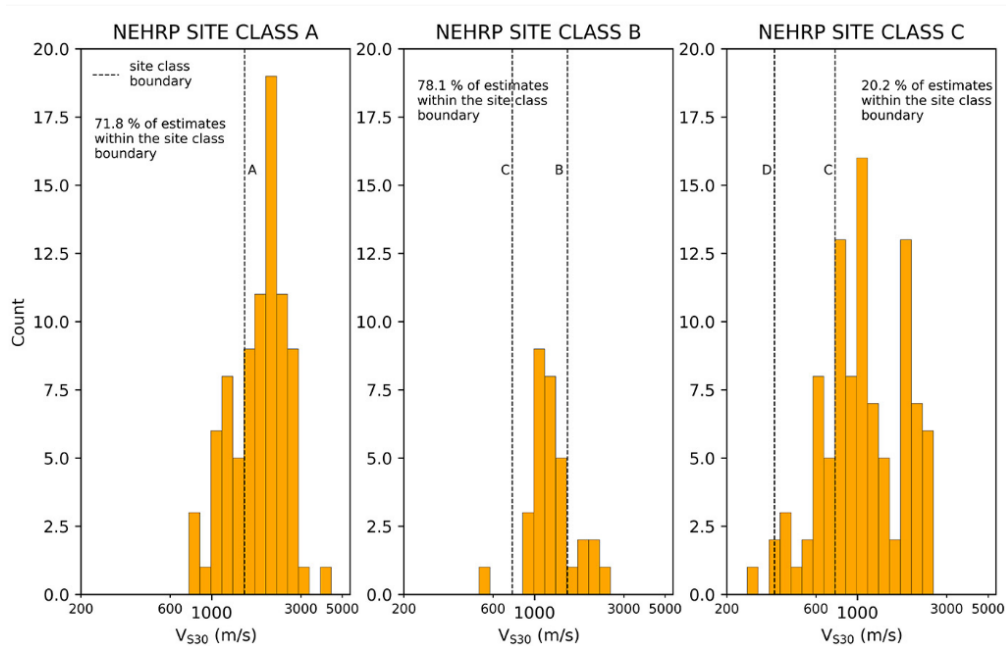
Σχ. 1.20: Μεταβολή του μεγέθους των σεισμών M με το βάθος z , όπως υπολογίστηκε από την σχέση $z = \tau_p V_{sz}$ (Ni et al., 2011) για $\tau_p = 0.1s$ και προτεινόμενη ευθεία ελαχίστων τετραγώνων (Skarlatoudis et al., 2022)

Η ύπαρξη παγετώνων και η διαφορετική γεωλογία της Αλάσκας σε σχέση με αυτή της Ευρώπης, της Καλιφόρνιας, της Τουρκίας και της Ιαπωνίας οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ίσως η απευθείας εφαρμογή της σχέσης των Boore et al. (2011) δεν είναι ακριβής. Οι Kim et al. (2016) έδειξαν ότι οι παγετώδεις θέσεις παρουσιάζουν μεγαλύτερη ταχύτητα, V_{s30} , στην Ανατολική Βόρεια Αμερική, ενώ από τους Parker et al. (2017) βρέθηκε ότι οι παγετώδεις θέσεις έχουν πολύ μεγαλύτερη διασπορά της V_{s30} , λόγω της μεταβλητότητας του πάχους των μεταπαγετωδών αποθέσεων, με αποτέλεσμα να προκύπτουν μεγάλες αντιθέσεις στην εμπέδηση των επιφανειακών στρωμάτων. Συμπέρασμα των παραπάνω μελετών ήταν η μικρότερη αξιοπιστία τιμών της ταχύτητας V_{s30} που προκύπτουν από τη μέθοδο στις παγετώδεις περιοχές.

Με σύγκριση των εκτιμώμενων τιμών της ταχύτητας, V_{s30} , με τις τιμές V_{s30} που προέκυψαν από την τοπογραφική κλίση (Σχ. 1.21), βρέθηκε ότι οι ταχύτητες, V_{s30} , από την μέθοδο του Ρ-σειсмоγράμματος, είναι υψηλότερες σε θέσεις όπου οι ταχύτητες, V_{s30} , από κλίση είναι μικρότερες των 900m/s. Μία πιθανή ερμηνεία της παραπάνω παρατήρησης ήταν η ύπαρξη παγετώνων στην συγκεκριμένη περιοχή. Επιπλέον, επειδή η μέγιστη ταχύτητα από την τοπογραφική κλίση είναι 900m/s, δεν μπορεί να γίνει σύγκριση της υπολογισμένης V_{s30} από την μέθοδο του Ρ-σειсмоγράμματος για μεγαλύτερες ταχύτητες. Για τις τέσσερις θέσεις που υπήρχε διαθέσιμη τιμή της ταχύτητας, V_{s30} , από τοπική μέτρηση, η μέθοδος του Ρ-σειсмоγράμματος φαίνεται να είναι σε καλή συμφωνία. Από τη χρήση της τοπικής γεωλογίας και του φασματικού λόγου H/V για την κατηγοριοποίηση των σταθμών που μελετήθηκαν σύμφωνα με τον κώδικα NEHRP, βρέθηκε ότι η συμφωνία ήταν καλή σε εδάφη κατηγορίας A (71.8%) και B (78.1%), ενώ για τα εδάφη κατηγορίας C (20.2%) ένα μικρό ποσοστό μόνο είχε καλή συσχέτιση (Σχ. 1.22). Μία πιθανή εξήγηση για την ασυμφωνία των εδαφών κατηγορίας C ήταν πιθανόν όχι καλή εκτίμηση της πραγματικής τιμής της V_{s30} από την τοπική γεωλογία, καθώς και η επιρροή της δεσπόζουσας συχνότητας του φασματικού λόγου από λεπτά εδαφικά στρώματα.



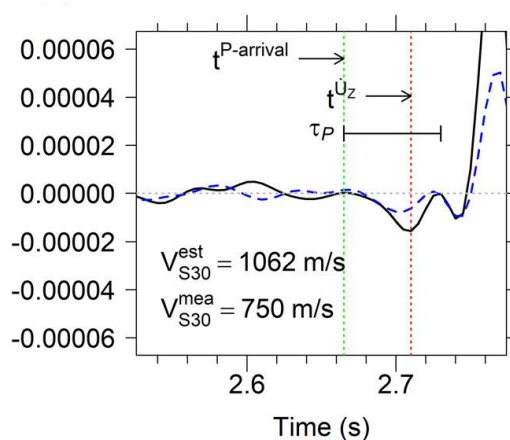
Σχ. 1.21: Μεταβολή της ταχύτητας, V_{S30} , από την τοπογραφική κλίση τιμή σε σχέση με την εκτιμώμενη από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος V_{S30} . Με κίτρινα τετράγωνα φαίνονται οι θέσεις με μετρημένη τιμή της V_{S30} (Skarlatoudis et al., 2022)



Σχ. 1.22: Ιστογράμματα της τιμής της V_{S30} από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος για διάφορες κατηγορίες εδαφών κατά NEHRP. Με διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζεται ο διαχωρισμός των εδαφικών κατηγοριών και το ποσοστό συμφωνίας για την κάθε κατηγορία (Skarlatoudis et al., 2022)

Όλες οι προηγούμενες μελέτες έκαναν χρήση και επεξεργασία σεισμών μικρού και μεσαίου μεγέθους ($M > 2$). Το γεγονός αυτό οδήγησε τους Lee et al. (2022) στην εφαρμογή της μεθόδου και για πολύ μικρότερα μεγέθη σεισμών ($1.11 \leq M \leq 1.70$) για τη λεκάνη Pohang στην Νότια Κορέα. Έγινε επεξεργασία 366 καταγραφών σε 102 σταθμούς της περιοχής και η επιλογή της πρώτης άφιξης έγινε αυτόματα, με χρήση του αλγορίθμου PPHASE PICKER (Kalkan, 2016). Σε περίπτωση αδυναμίας εντοπισμού της πρώτης άφιξης μέσω του αλγορίθμου, ακολουθήθηκε η επιλογή της από αναλυτή.

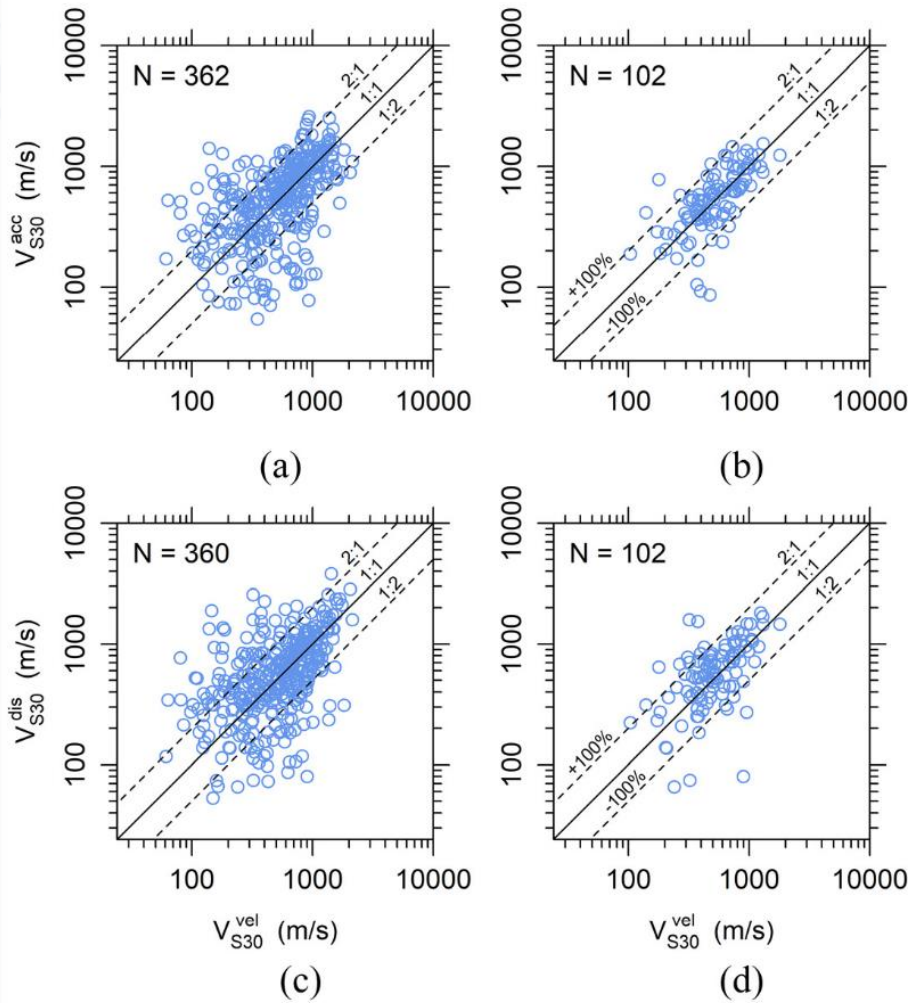
Η επιλογή πολύ μικρότερων μεγεθών σεισμού προς επεξεργασία, σε σχέση με άλλες εφαρμογές της μεθόδου, οδήγησε στην ανάγκη νέου υπολογισμού της τιμής τ_P , προκειμένου να χρησιμοποιηθεί στον υπολογισμό του βάθους z στο οποίο αναφέρεται η ταχύτητα V_{Sz} . Στην προκειμένη περίπτωση θεωρήθηκε λανθασμένη η χρήση της τιμής 0.1s για την συνάρτηση χρόνου πηγής (τ_P), αφού η τιμή αφορά το εύρος του πρώτου παλμού και τα μικρότερα μεγέθη που χρησιμοποιήθηκαν είναι αναμενόμενο να οδηγήσουν σε μικρότερη τιμή της τ_P . Η τιμή της παραμέτρου τ_P ορίστηκε σε κάθε κυματομορφή ως το εύρος ενός μήκους κύματος για τον πρώτο παλμό της άφιξης του P κύματος (Σχ. 1.23). Η μέση διάρκεια του παλμού βρέθηκε 0.0475s για τα δεδομένα της εργασίας, οπότε και στη σχέση υπολογισμού βάθους από την τιμή της ταχύτητας, V_{Sz} , (σχέση 8) χρησιμοποιήθηκε αυτή η τιμή.



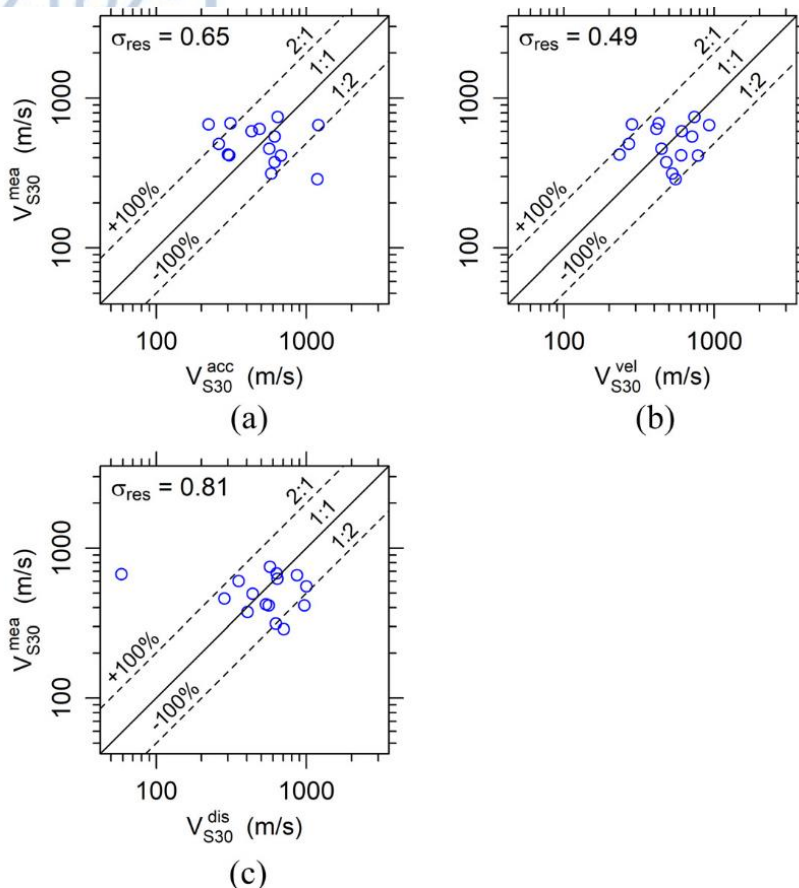
Σχ. 1.23: Χρονοσειρά ταχύτητας για το σταθμό B042 (7 Ιανουαρίου 2019) κοντά στην αρχή της άφιξης του P κύματος. Με διακεκομμένη γραμμή απεικονίζεται η ακτινική συνιστώσα και με συνεχή η κατακόρυφη (Lee et al., 2022)

Στη συγκεκριμένη μελέτη πραγματοποιήθηκε μετατροπή των χρονοσειρών ταχύτητας σε χρονοσειρές μετάθεσης και επιτάχυνσης μέσω ολοκλήρωσης και παραγώγισης, αντίστοιχα, και σύγκριση μεταξύ των τιμών της ταχύτητας, V_{S30} , που εκτιμήθηκαν σε κάθε περίπτωση (Σχ. 1.24 a,c). Είναι εμφανής η μεγάλη διασπορά στην περίπτωση σύγκρισης της ταχύτητας, V_{S30} , από όλες τις καταγραφές η είναι. Ωστόσο, με σύγκριση της μέσης ταχύτητας, V_{S30} , που προέκυψε για κάθε σταθμό, παρατηρήθηκε ικανοποιητική συμφωνία (Σχ. 1.24 b,d).

Η διερεύνηση της επίδρασης του παράγοντα του λόγου σήματος προς θόρυβο (SNR) και η στατιστική ανάλυση έδειξε ότι το SNR είναι μεγαλύτερο στις περιπτώσεις χρονοσειρών ταχύτητας και η τυπική απόκλιση μικρότερη (0.49), σε σχέση με την τυπική απόκλιση στις χρονοσειρές επιτάχυνσης (0.65) και στις χρονοσειρές μετάθεσης (0.81). Η παρατήρηση αυτή οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η χρήση των χρονοσειρών ταχύτητας είναι πιο ακριβής, αφού μεγάλες τιμές SNR εξασφαλίζουν και αξιόπιστη επιλογή της πρώτης άφιξης. Έτσι, η σύγκριση των μετρημένων τιμών ταχύτητας V_{S30} από τις χρονοσειρές ταχύτητας, μετάθεσης και επιτάχυνσης με τις μετρημένες τιμές της ταχύτητας, V_{S30} , (Σχ. 1.25) έδειξε ότι τα αποτελέσματα από τις χρονοσειρές ταχύτητας είναι σε καλύτερη συμφωνία με τα διαθέσιμα δεδομένα.



Σχ. 1.24: Διάγραμμα μεταβολής (α) της ταχύτητας, V_{S30} , από χρονοσειρές επιτάχυνσης σε συνάρτηση με την V_{S30} από χρονοσειρές ταχύτητας για όλες τις καταγραφές, (β) τη μέση τιμή της ταχύτητας, V_{S30} , σε κάθε σταθμό από χρονοσειρές επιτάχυνσης σε συνάρτηση με τη μέση ταχύτητα, V_{S30} , από χρονοσειρές ταχύτητας, (γ) της V_{S30} από χρονοσειρές μετάθεσης σε συνάρτηση με τη V_{S30} από χρονοσειρές ταχύτητας για όλες τις καταγραφές και, (δ) της μέσης V_{S30} σε κάθε σταθμό από χρονοσειρές μετάθεσης σε συνάρτηση με τη μέση V_{S30} από χρονοσειρές ταχύτητας (Lee et al., 2022)



Σχ. 1.25: Διαγράμματα σύγκρισης της μετρημένης τιμής της ταχύτητας, V_{S30} , (ταχύτητα αναφοράς) με την εκτιμώμενη τιμή V_{S30} από: (a) χρονοσειρές επιτάχυνσης, (b) χρονοσειρές ταχύτητας και (c) χρονοσειρές μετάθεσης (Lee et al., 2022)

Συνοψίζοντας τις διάφορες παραλλαγές της μεθόδου που αρχικά προτάθηκε από τους Ni et al. (2014), τα γενικά βήματα που ακολουθήθηκαν, στην πλειονότητα των μελετών, ήταν τα ακόλουθα:

- Διόρθωση για την απόκριση του οργάνου καταγραφής
- Περιστροφή των συνιστωσών σε ακτινική και εγκάρσια, ώστε να είναι δυνατός ο υπολογισμός του λόγου U_R/U_Z
- Διόρθωση της γραμμής βάσης στις καταγραφές.
- Εφαρμογή κατάλληλου φίλτρου στη συχνότητα αν απαιτείται, για βελτίωση του λόγου σήματος προς το θόρυβο, χωρίς να χαθεί μέρος της καταγραφής.
- Επιλογή, αυτόματη ή χειροκίνητη, της πρώτης άφιξης της P φάσης
- Υπολογισμός του λόγου U_R/U_Z
- Προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας από κατάλληλο τοπικό μοντέλο δομής του φλοιού
- Υπολογισμός της ταχύτητας, V_{sz}
- Υπολογισμός του βάθους z , με χρήση της σχέσης (8), δηλαδή $z = V_{sz} \cdot \tau_p$
- Εκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , με χρήση εμπειρικών σχέσεων μετατροπής από τη ταχύτητα, V_{sz}
- Σύγκριση αποτελεσμάτων με άλλες μεθοδολογίες

Τα γενικά συμπεράσματα που έχουν προκύψει από τις έως τώρα μελέτες είναι:

- Καλύτερη εκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , σε περιπτώσεις επιλογής της πρώτης άφιξης του P κύματος από αναλυτή (όχι αυτόματα), λόγω μεγάλης ευαισθησίας της ταχύτητας στον λόγο των δύο συνιστωσών U_R/U_Z .
- Συμφωνία των αποτελεσμάτων με αποτελέσματα μετρήσεων της ταχύτητας, V_{S30} , για μικρές επικεντρικές αποστάσεις (<150km)
- Καλή εκτίμηση της ταχύτητας, V_{S30} , σε θέσεις καταγραφής σεισμών για μεγέθη $M \leq 5$.
- Δυνατότητα χρήσης της μεθοδολογίας σε περιπτώσεις μικροσεισμών, με χρήση διαφορετικής τιμής τ_p
- Δυνατότητα χαρτογράφησης της ταχύτητας, V_{S30} , μιας περιοχής σε μικρή χωρική κλίμακα, όταν υπάρχουν πυκνά τοπικά δίκτυα.
- Ύπαρξη περισσότερων αξιόπιστων τιμών του λόγου U_R/U_Z σε θέσεις με «σκληρές» εδαφικές συνθήκες/υψηλές τιμές της ταχύτητας, V_{S30}
- Καλύτερα αποτελέσματα από τη χρήση χρονοσειρών ταχύτητας
- Καλύτερα αποτελέσματα με τη χρήση του λόγου U_{ROT50}/U_Z
- Απουσία αξιόπιστων εμπειρικών σχέσεων μετατροπής με καλή ακρίβεια της V_{SZ} σε V_{S30} , για μεγάλα z , γεγονός που προκαλεί προβλήματα στην αξιοποίηση της τιμής της ταχύτητας, V_{SZ} .

Στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται εφαρμογή της μεθοδολογίας που προαναφέρθηκε και διερεύνηση ορισμένων παραμέτρων της, με σκοπό την εφαρμογή της στον ελληνικό χώρο, αλλά και την κατανόηση των περιορισμών της, καταλήγοντας σε προτάσεις για τη βελτίωσή της. Συγκεκριμένα, η παρούσα διπλωματική εργασία στοχεύει στην διερεύνηση και διευκρίνιση των αυθαίρετων παραδοχών της μεθόδου, όπως είναι ο προσδιορισμός του βάθους z . Σύμφωνα με προηγούμενες εφαρμογές της μεθοδολογίας, η τιμή του z θα μπορούσε να αναφέρεται τόσο στο πάχος του επιφανειακού στρώματος που βλέπει το κυρίαρχο μήκος κύματος, όσο και στην τιμή του βάθους στο οποίο αντιστοιχεί η τυχόν πραγματική ασυνέχεια του επιφανειακού «ιζηματογενούς» στρώματος με το υπόβαθρο. Επιπλέον, προκειμένου να υπολογιστεί η τιμή του z , είναι απαραίτητο να προηγηθεί ο ορισμός της παραμέτρου τ_p . Όπως προαναφέρθηκε, η τιμή της τ_p για μικρούς και μεσαίους σεισμούς (μεγέθη $3 \leq M \leq 4$) σε προηγούμενες μελέτες λαμβάνει την τιμή 0.1s. Ωστόσο, είναι απαραίτητο να διερευνηθεί αν η τιμή της συγκεκριμένης μεταβλητής πρέπει να αλλάξει σε περίπτωση δεδομένων σεισμών με μικρότερα ή μεγαλύτερα μεγέθη, προκειμένου να επιτευχθεί ο ορθός υπολογισμός της τιμής του z . Επίσης, μέσα από την διατριβή γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού των αιτίων της συστηματικής υπερεκτίμησης της ταχύτητας V_{S30} από τη συγκεκριμένη μεθοδολογία σε σχέση με τις μετρημένες τιμές ταχύτητες V_{S30} , η οποία είναι εμφανής σε όλες, σχεδόν, τις εφαρμογές της (βλέπε π.χ. Σχήματα 1.17, 1.18, 1.19, 1.21). Τέλος, έχει σκοπό την εφαρμογή της μεθόδου σε επιλεγμένα πεδία δοκιμών (Test-sites) του ελληνικού χώρου για πρώτη φορά, δικτύων δηλαδή, χωρικά περιορισμένων και κατάλληλων για οποιαδήποτε νέα μελέτη στα ερωτήματα που μπορεί να δημιουργηθούν για τη συγκεκριμένη μεθοδολογία.

1.5 Περιοχές Μελέτης

Στην παρούσα εργασία γίνεται εφαρμογή της μεθοδολογίας του P-σεισμογράμματος στα δίκτυα Euroseistest της Λεκάνης της Μυγδονίας και ARGONET της λεκάνης του Κούταβου στην Κεφαλλονιά. Σημαντικός παράγοντας για την επιλογή των προαναφερθέντων θέσεων ήταν το γεγονός ότι πρόκειται για καλά μελετημένες θέσεις με γνωστή γεωφυσική δομή με αποτέλεσμα την ύπαρξη

πληθώρας πληροφοριών, καθιστώντας εύκολη την εξαγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων και τη σύγκριση με αποτελέσματα από άλλες μεθόδους. Επιπλέον, πρόκειται για αρκετά σεισμογενείς θέσεις, με σημαντικό αριθμό μόνιμων καταγραφικών οργάνων, δίνοντας έτσι την δυνατότητα εφαρμογής της μεθοδολογίας σε ένα μεγάλο όγκο δεδομένων. Η τοποθεσία των σταθμών σε ιζηματογενείς λεκάνες, αποτέλεσε ακόμα ένα θετικό κριτήριο στην επιλογή των συγκεκριμένων θέσεων, αφού οι ιζηματογενείς λεκάνες παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, μιας και εκεί παρατηρούνται μεγάλες εδαφικές ενισχύσεις. Παράλληλα, αποτελούν χωρικά περιορισμένες θέσεις με αποτέλεσμα να μην διαφέρει ο προσανατολισμός της σεισμικής ακτίνας από σταθμό σε σταθμό. Τέλος, πρόκειται για θέσεις με κατακόρυφα δίκτυα επιταχυνσιογράφων, κάνοντας εφικτή τη δοκιμή της μεθοδολογίας και τη διερεύνηση της εφαρμογής της ακόμα και σε σταθμούς μέσα σε γεωτρήσεις.

1.5.1 Euroseistest

Η ιδέα του Euroseistest ξεκίνησε το 1993, με σκοπό την δημιουργία ενός μεγάλης κλίμακας φυσικού εργαστηρίου για την διερεύνηση διαφόρων προβλημάτων της Τεχνικής Σεισμολογίας και της Αντισεισμικής Μηχανικής, όπως αυτό της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Ως στόχος τέθηκε η λήψη υψηλής ποιότητας καταγραφών σεισμών σε μια αλλουβιακή λεκάνη, καθώς ήταν γνωστή η δομή του φλοιού. Ως θέση εγκατάστασης επιλέχθηκε ένα ιζηματογενές βύθισμα στη Μυγδόνια λεκάνη, που αποτελεί ένα από τα δύο τεκτονικά βυθίσματα που σχηματίζουν τη λεκάνη της Μυγδονίας, 30km ανατολικά της Θεσσαλονίκης. Το πλάτος της λεκάνης της Βόλβης είναι περίπου 5.5km στην Βόρειο Βορειοδυτική-Νότιο Νοτιοανατολική διεύθυνση και το μέγιστο βάθος της 200m. Η θέση της σε περιοχή σχετικά υψηλής σεισμικότητας έκανε την επιλογή της ακόμα πιο ελκυστική. Εκτός από την εγκατάστασή του μόνιμου δικτύου επιταχυνσιογράφων, έγινε λεπτομερής μελέτη της δομής του υπεδάφους με χρήση γεωλογικών, γεωφυσικών και γεωτεχνικών εργαλείων, ενώ η απόκρισή του μελετήθηκε με χρήση προσωρινών και μόνιμων δικτύων τόσο επιταχυνσιογράφων όσο και σειсмоγράφων (Raptakis et al., 2000, Manakou et al., 2010, Ktenidou et al., 2018).

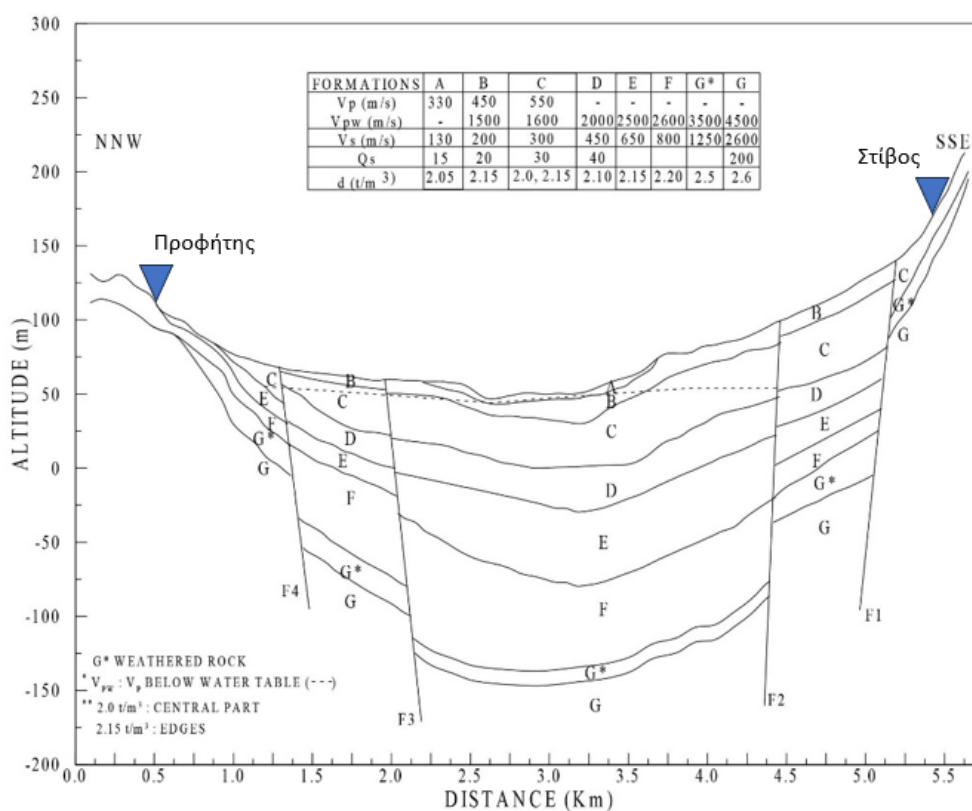
Από τις διάφορες έρευνες παρατηρήθηκε σημαντική διαφορά μεταξύ της τιμής της ταχύτητας V_s από διαφορετικές αναλύσεις σε βαθείς εδαφικούς σχηματισμούς και στη διεπιφάνεια που σχηματίζεται με το βραχώδες γεωλογικό υπόβαθρο. Έντονη αντίθεση της ταχύτητας, V_s , εντοπίστηκε στο βαθύτερο κομμάτι στα άκρα της κοιλάδας, χωρίς να παρατηρείται όμως αύξησή της με το βάθος στο κέντρο της. Υπεύθυνη για την παρατήρηση αυτή θεωρήθηκε μία ακανόνιστη επιφάνεια σκληρού βραχώδους σχηματισμού (Σχ. 1.26). Η λεπτομερής μελέτη για την δημιουργία ενός μοντέλου για τον ανώτερο φλοιό έδειξε δύο κύρια συστήματα, το κατώτερο Προμυγδονιακό σύστημα και το ανώτερο Μυγδονιακό σύστημα. Το πρώτο δημιουργήθηκε κατά το Νεογενές και αποτελείται από 4 βασικούς σχηματισμούς, όπως ψαμμίτες, ιζήματα ιλύος/άμμου, και στρώματα κόκκινης αργίλου, ενώ το δεύτερο δημιουργήθηκε στο Τεταρτογενές και αποτελείται κυρίως από μείγματα άμμου, ιλύος και αργίλου. Οι σχηματισμοί A, B, C, και D ανήκουν στο ανώτερο σύστημα, ενώ οι E, F, G^* , και G στο κατώτερο (Πίνακας 1-1).

Η διαφοροποίηση στο πάχος των βαθύτερων εδαφικών στρωμάτων, η εμφάνιση και εξαφάνιση σχηματισμών και η διακύμανση του βάθους του υποβάθρου υποδηλώνει την παρουσία τεσσάρων ρηγμάτων (F1-F4) κατά μήκος της ευθείας που συνδέει τα χωριά Προφήτη-Στίβου. Το σεισμικό ρήγμα

F1 κοντά στον Στίβο, είναι ενεργό και υπεύθυνο για τον σεισμό του 1978 με $M=6.5$. Τα F2 και F3 εντοπίζονται στο κεντρικό κομμάτι της κοιλάδας, ενώ το F4 βρίσκεται στο βόρειο κομμάτι του βυθίσματος. Με τα τέσσερα ρήγματα γίνεται χωρισμός της κοιλάδας σε 3 βασικά τμήματα (Σχ. 1.26). Στο κέντρο της κοιλάδας, επιφανειακά, μεταξύ των ρηγμάτων F3 και F2 γίνεται εντοπισμός ιλυώδους-αργιλώδους άμμου, ενώ παρατηρείται βαθμιαία αύξηση της ταχύτητας με το βάθος έως το βάθος των 200m από την επιφάνεια, όπου γίνεται εντοπισμός του γνευσίου (υπόβαθρο). Μεταξύ των ρηγμάτων F4 και F3, όπως και μεταξύ των F2 και F1, επιφανειακά βρέθηκαν ελαφρώς πιο σκληροί σχηματισμοί, όπως ιλυώδης άμμος και ιλυώδης άργιλος. Στην πρώτη περίπτωση το υπόβαθρο ορίστηκε σε βάθος περίπου 150m από την επιφάνεια, ενώ στην δεύτερη σε βάθος 125m.

Πίνακας 1-1: Γεωλογική περιγραφή βασικών εδαφικών σχηματισμών και γεωφυσικές παράμετροι στη λεκάνη της Μυγδονίας (Raptakis et al., 2000)

Layer	Description	V_s	V_p (m/s)	V_{pw} (m/s)
A	Silty-clayey sand	95–150	220–450	
B	Silty sand and sandy clay	150–250	300–350	900–1650
C	Marly silt and silty sand	250–400	400–800	900–2200
D	Marly sandy clay and clayey silt	400–550		1650–1900
E	Clayey silt-sand and sandy clay	560–650		2200–2750
F	Clayey silt-sand and sandy clay	600–900		2200–2750
G*	Weathered Schist	1000–1700		3000–3500
G	Gneiss	2300–2600		4300–4900



Σχ. 1.26: Μοντέλο της λεκάνης της Μυγδονίας στην Βόρεια-Βορειοδυτική/Νότια-Νοτιοανατολική διεύθυνση και χωροθέτηση των ρηγμάτων (τροποποιημένο από Raptakis et al., 2000)

Η λεπτομερής μελέτη της δομής της περιοχής στην ευθεία Προφήτη-Στίβου οδήγησε στην εγκατάσταση πολλών επιταχυνσιομέτρων με μικρές αποστάσεις μεταξύ τους, επιτρέποντας τη συσχέτιση των παρατηρήσεων με τις εδαφικές συνθήκες που επικρατούν κάτω από αυτά. Έγινε υπολογισμός εξαιρετικά μεγάλων τιμών ιδιοσυχνότητας στο κέντρο της κοιλάδας και στις θέσεις κοντά στα ρήγματα F2, F3, οδηγώντας στο συμπέρασμα πως η παρουσία των ρηγμάτων έχει σημαντική επιρροή στην εδαφική ενίσχυση (Raptakis et al., 2000).

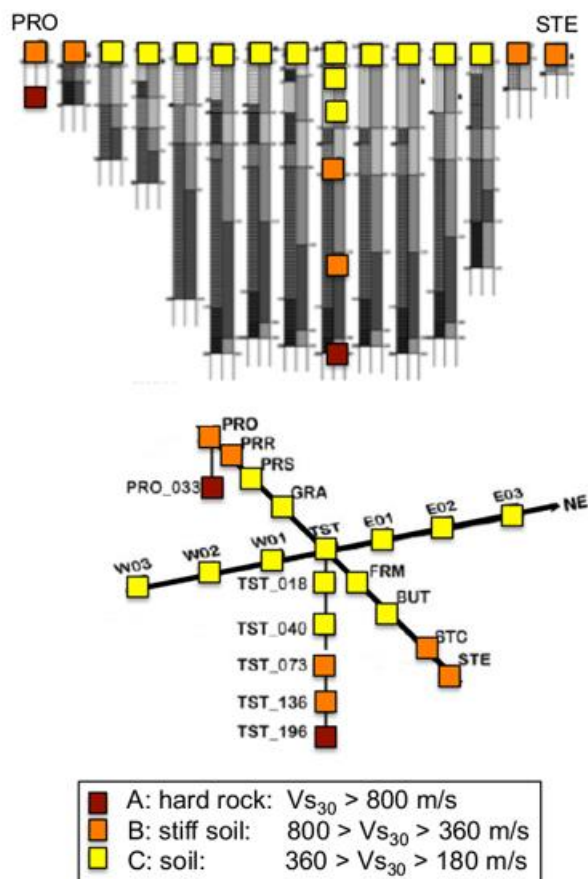
Στο μόνιμο δίκτυο περιλαμβάνονται συνολικά 20 επιταχυνσιογράφοι τριών συνιστωσών, τοποθετημένους σε δύο κάθετες μεταξύ τους διευθύνσεις. Η πρώτη, όπως προαναφέρθηκε, υλοποιήθηκε κατά μήκος της ευθείας που συνδέει τον Προφήτη με τον Στίβο και η δεύτερη κάθετα σε αυτή, σε Νότιο-Δυτική/Βόρειο-Ανατολική διεύθυνση. Επιπλέον, σε δύο σταθμούς έχει γίνει ανάπτυξη κατακόρυφων δικτύων εντός γεωτρήσεων και εγκατάσταση επιταχυνσιογράφων σε διαφορετικά βάθη μέσα σε αυτές, σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς. Οι σταθμοί του μόνιμου δικτύου των δύο κάθετων διευθύνσεων είναι οι ακόλουθοι:

- BUT: Πρόκειται για σταθμό εγκατεστημένο σε κατασκευή ενός ορόφου σε εγκαταλελειμμένο κτήριο στο χωριό του Στίβου. Τοποθετείται στο νότιο άκρο της κοιλάδας σε αλλουβιακό προσχωσιγενές έδαφος.
- E1: Πρόκειται για σταθμό στο ανατολικό κομμάτι της κοιλάδας τοποθετημένο σε ολοκαινικές αποθέσεις σε κατασκευή άντλησης νερού.
- E2: Τοποθετείται γειτονικά του E1, επίσης σε ολοκαινικές αποθέσεις, ενώ στην γεωλογική περιγραφή δύο γειτονικών γεωτρήσεων (84 και 85), φαίνεται πως τα πρώτα 30m βάθους αποτελούνται κυρίως από αμμώδη άργιλο και παχύ χώμα.
- E3: Τοποθετείται στην ίδια ευθεία με τον E1 και τον E2 (ανατολικότερα και των δύο), επίσης σε ολοκαινικές αποθέσεις.
- FRM: Πρόκειται για σταθμό εγκατεστημένο σε αγρόκτημα κοντά στο Στίβο προς το νότιο άκρο της κοιλάδας σε λιμναία ιζήματα πλειστοκαινικής προέλευσης. Η γειτονική γεώτρηση έδωσε πλήρη περιγραφή του εδάφους, γνωστοποιώντας πως τα πρώτα 30m αποτελούνται κυρίως από άμμο, πράσινη άργιλο και κροκάλες.
- GRA: Σταθμός που είναι εγκατεστημένος σε θερμοκήπιο κοντά στον Προφήτη, στο κέντρο της κοιλάδας, πάνω σε λιμναία ιζήματα του Ολόκαινου.
- PRO: Σταθμός εγκατεστημένος σε αποθήκη στον Προφήτη, στην βόρεια άκρη της κοιλάδας σε σύνθεση λευκοκρατικών, γρανιτικών πλουτωνικών πετρωμάτων που περιέχουν βιοτίτη και μοσχοβίτη. Από γεώτρηση βρέθηκε ότι μέχρι τα 7m παρατηρείται αποσθρωμένος γνεύσιος.
- PRO_033: Ο συγκεκριμένος σταθμός αποτελεί μέρος του ενός εκ των δύο κατακόρυφων δικτύων του Euroseistest. Βρίσκεται σε βάθος 33m, στην ίδια θέση εγκατάστασης του σταθμού PRO.
- PRR: Σταθμός επίσης εγκατεστημένο στον Προφήτη.
- STC: Σταθμός εγκατεστημένος στο υπόγειο του κοινοτικού κτηρίου του χωριού Στίβος σε λιμναία ιζήματα.
- STE: Σταθμός επίσης βρίσκεται στον Στίβο και είναι ο ακραίος σταθμός στην ευθεία που συνδέει το δίκτυο κατά μήκος της απόστασης Στίβου και Προφήτη. Η σύνθεση στο έδαφος εγκατάστασής του είναι λευκοκρατικά και γρανιτικά πλουτωνικά πετρώματα, που περιέχουν βιοτίτη και μοσχοβίτη.

- TST: Σταθμός εγκατεστημένος στο κέντρο της κοιλάδας σε ολοκαινικές αποθέσεις. Αποτελεί τον επιφανειακό σταθμό του δεύτερου κατακόρυφου δικτύου του Euroseistest.
- TST_018: Σταθμός εγκατεστημένος σε ολοκαινικές αποθέσεις σε βάθος 18m από την επιφάνεια, στη θέση εγκατάστασης του TST.
- TST_040: Σταθμός εγκατεστημένος σε ολοκαινικές αποθέσεις σε βάθος 40m από την επιφάνεια, στη θέση εγκατάστασης του TST.
- TST_073: Σταθμός εγκατεστημένος σε ολοκαινικές αποθέσεις σε βάθος 73m από την επιφάνεια, στη θέση εγκατάστασης του TST.
- TST_136: Σταθμός εγκατεστημένος σε λιμναία ιζήματα σε βάθος 136m από την επιφάνεια, στη θέση εγκατάστασης του TST.
- TST_196: Σταθμός εγκατεστημένος στο υπόβαθρο λευκοκρατικών, γρανιτικών πλουτωνικών πετρωμάτων σε βάθος 196m από την επιφάνεια, στη θέση εγκατάστασης του TST.
- W01: Σταθμός εγκατεστημένος στο δυτικό κομμάτι της λεκάνης, σε ολοκαινικές αποθέσεις.
- W02: Σταθμός επίσης στο δυτικό κομμάτι της Μυγδονίας, σε ολοκαινικές αποθέσεις.
- W03: Σταθμός σε ολοκαινικές αποθέσεις, δυτικότερα των W01 και W02

Η μεταβολή της ταχύτητας V_{s30} στο μόνιμο δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Euroseistest παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα (Σχ. 1.27), με χρήση χρωματικής κλίμακας. Στον PRO και στον STE γίνεται εντοπισμός των μεγαλύτερων ταχυτήτων (μεταξύ 360m/s και 800m/s), ενώ στο κέντρο της λεκάνης παρατηρείται μείωση ταχυτήτων. Ο σταθμός PRO_033 είναι εγκατεστημένος στο υπόβαθρο σε βάθος 33m, ενώ στο δεύτερο κατακόρυφο δίκτυο επιταχυνσιογράφων, στη θέση του TST στην κοιλάδα, ο εντοπισμός του υποβάθρου γίνεται στα 196m.

Το Euroseistest διαθέτει εγκαταστάσεις για έρευνες στην Τεχνική Σεισμολογία, Γεωτεχνική Μηχανική και την Γεωφυσική (π.χ. μελέτες θεμελίωσης στο έδαφος και διάδοσης σεισμικών κυμάτων). Παρέχει μία μοναδική βάση υψηλής ποιότητας καταγραφών σεισμών από επιφανειακούς σταθμούς, αλλά και από σταθμούς σε γεωτρήσεις με γνωστές εδαφικές ιδιότητες, καθώς πρόκειται για το επίκεντρο των περισσότερων από τους μεγάλους σεισμούς της περιοχής. Τοποθετείται σε λεκάνη με γνωστή στρωματογραφία και συνθήκες εδάφους, ιδανικά για τη μελέτη της εδαφικής κίνησης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Επομένως, το Euroseistest αποτελεί κατάλληλη θέση για διερεύνηση και έλεγχο μεθοδολογιών, καθώς οι εγκαταστάσεις του και η βάση καταγραφών επιτάχυνσης έχουν χρησιμοποιηθεί και εμπλουτιστεί σε μεγάλο βαθμό με την πάροδο του χρόνου. Για όλους αυτούς τους λόγους, επιλέχθηκε ως μία θέση διερεύνησης και εφαρμογής της μεθοδολογίας του P-σεισμογράμματος.

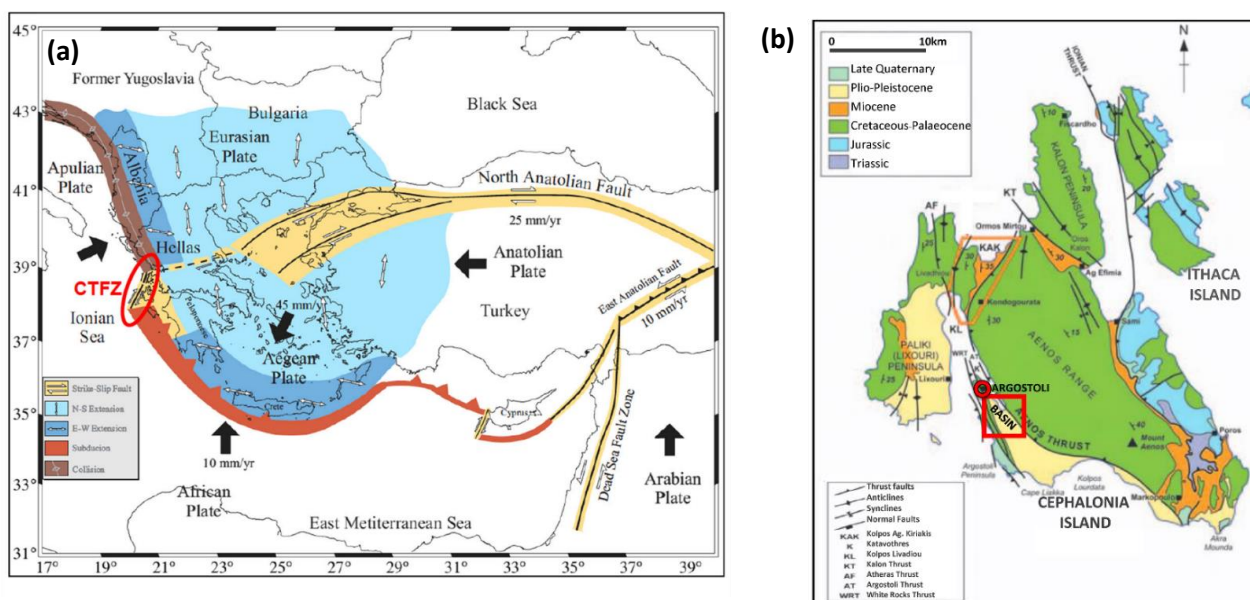


Σχ. 1.27: Τοποθέτηση των σταθμών στο μονοδιάστατο γεωφυσικό και γεωτεχνικό μοντέλο, όπως προέκυψε από τις σεισμικές αναλύσεις και τις γεωτεχνικές δοκιμές από τους Pitilakis et al., και χρωματική κλίμακα για την ταχύτητα V_{s30} κάθε σταθμού σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα (Ktenidou et al., 2018).

1.5.2 ARGONET

Η δεύτερη θέση μελέτης αφορά το δίκτυο ARGONET (ARGOstoli NETwork), ένα μόνιμο δίκτυο επιταχυνσιογράφων στην λεκάνη του Κούταβου στο Αργοστόλι της Κεφαλονιάς. Το συγκεκριμένο δίκτυο τέθηκε σε λειτουργία, τον Ιούλιο του 2015, η μελέτη όμως της θέσης είχε προηγηθεί για αρκετά χρόνια. Η διεξαγωγή ερευνών στη συγκεκριμένη λεκάνη ξεκίνησε από τη δεκαετία του 1990 με την εγκατάσταση του Ionianet, του πρώτου κατακόρυφου δικτύου επιταχυνσιογράφων. Συνεχίστηκε στο πλαίσιο του προγράμματος NERA (Network of European Research Infrastructures for Earthquake Risk Assessment and Mitigation) κατά το χρονικό διάστημα 10 Σεπτεμβρίου 2011 έως 17 Οκτωβρίου 2012 με διεξαγωγή σεισμικών μετρήσεων. Οι σεισμοί που έλαβαν χώρα στις 26 Ιανουαρίου 2014 και 3 Φεβρουαρίου 2014 με M_w 6.1 και 6, αντίστοιχα, σε απόσταση 10km από το Αργοστόλι, καθώς και οι αρκετοί μετασεισμοί που ακολούθησαν με M_w έως 5.5, έδωσαν έναυσμα για την εκκίνηση μίας νέας σειράς ερευνών στο πλαίσιο του έργου SINAPS. Ο απώτερος σκοπός των παραπάνω ερευνών αφορούσε την ποσοτικοποίηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε παραμέτρους που έχουν σημασία στην τεχνική σεισμολογία και στην βελτίωση της εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου σε ρηχές λεκάνες, όπως αυτή του Αργοστολίου (Cushing et al., 2020).

Το δίκτυο ARGONET, λοιπόν, αποτελεί μία θέση κοντά στο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς (CTF), με μία από τις υψηλότερες σεισμικές δραστηριότητες στην Ελλάδα και την Ευρώπη γενικότερα. Η θέση της Κεφαλονιάς στη δυτική Ελλάδα, στα όρια λιθοσφαιρικών πλακών την καθιστά θέση υψηλού σεισμολογικού ενδιαφέροντος (Σχ. 1.28). Λόγω της κατάδυσης της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική και της σύγκλισης του ελληνικού τόξου, το συγκεκριμένο νησί παρουσιάζει υψηλό ποσοστό παραμόρφωσης (10-45mm/yr, Parazachos et al., 1998). Η δημιουργία των Ιόνιων νησιών έγινε στο Τριτογενές ως αποτέλεσμα έντονου συμπίεστικού τεκτονισμού και ανύψωσης που ξεκίνησε στο κατώτερο Πλειόκαινο (Theodoulidis et al., 2018). Η Κεφαλονιά χαρακτηρίζεται κυρίως από Αλπικούς μεσοζωικούς και καινοζωικούς ιζηματογενείς βράχους. Η θέση του Αργοστολίου στο δυτικό κομμάτι της Κεφαλονιάς, κοντά σε μία μικρή σχετικά αλλουβιακή κοιλάδα πλάτους περίπου 2km και διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ καθώς και η υψηλή σεισμικότητα της περιοχής, έκανε αναγκαία τη διεξοδική μελέτη της θέσης.

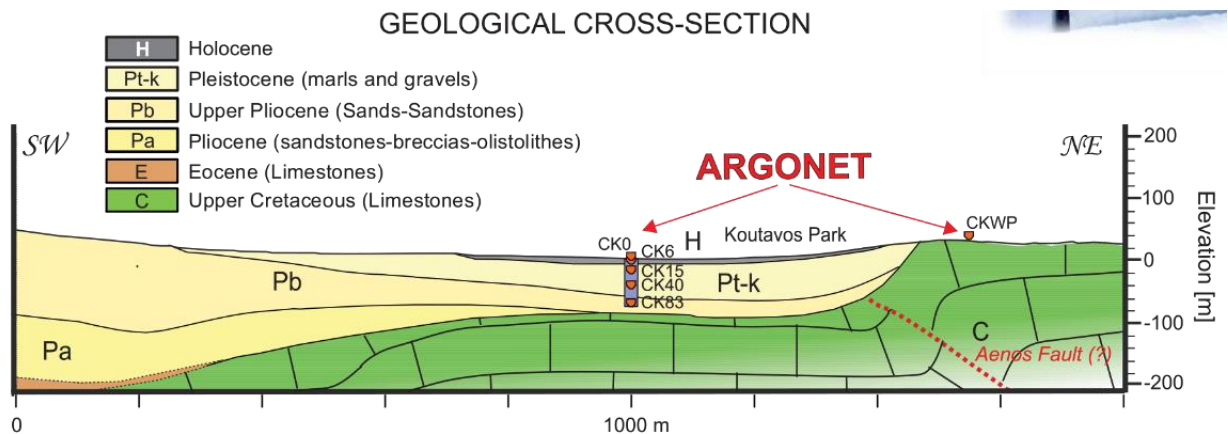


Σχ. 1.28: (α) Σεισμοτεκτονικό μοντέλο του Ελληνικού χώρου και το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς τροποποίηση από Theodoulidis et al., (2018) (Parazachos et al., 1997), (β) η επιφανειακή Γεωλογία, η τεκτονική της Κεφαλονιάς και η περιοχή του ARGONET (τροποποίηση από Theodoulidis et al. (2018) (Underhill (2006).

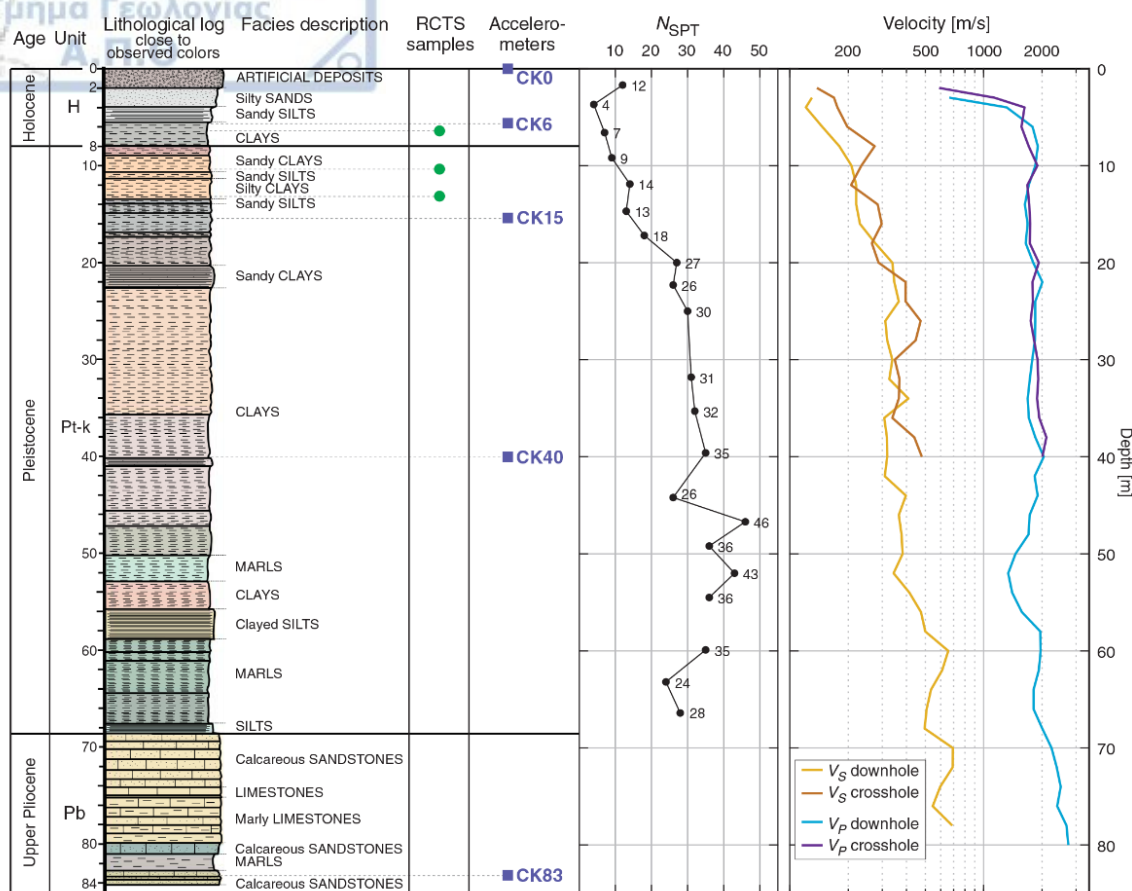
Οι εγκαταστάσεις του δικτύου ARGONET περιλαμβάνουν ένα κατακόρυφο δίκτυο στη λεκάνη και ένα σταθμό στο υπόβαθρο (CKWP) σε απόσταση 440m από το κατακόρυφο δίκτυο (Σχ. 1.29). Η θέση του CKWP βρίσκεται στη βορειοανατολική πλευρά του πάρκου του Κούταβου, ενώ η μέτρηση των γεωτεχνικών χαρακτηριστικών των υλικών κάτω από το έδαφος της λεκάνης, έγινε μέσα από τους σταθμούς του κατακόρυφου δικτύου. Η επιλογή του CKWP ως σταθμό αναφοράς σε βράχο έγινε αφού είχε προηγηθεί η έρευνα HVSr στην περιοχή από το έργο NERA, μέσω της οποίας είχε επιβεβαιωθεί ότι ο λόγος ενίσχυσης στην συγκεκριμένη θέση είναι μικρότερος του 2 κι επομένως αποτελούσε ικανοποιητική θέση ως σταθμός αναφοράς. Το κατακόρυφο δίκτυο αποτελείται από

πέντε σταθμούς, έναν επιφανειακό και τέσσερις μέσα σε γεώτρηση στο κέντρο της λεκάνης. Τα ονόματα των σταθμών και το βάθος τους σε σχέση με την επιφάνεια είναι τα ακόλουθα:

- CK0, στην επιφάνεια
- CK6, σε βάθος 5.6m
- CK15, σε βάθος 15.5m
- CK40, σε βάθος 40.1m
- CK83, σε βάθος 83.4m



Σχ. 1.29: Η γεωλογική δομή της λεκάνης του Κούταβου και η θέση των σταθμών του δικτύου ARGONET (Theodoulidis et al., 2018)



Σχ. 1.30: Γεωλογική δομή και αποτελέσματα γεωφυσικών και γεωτεχνικών μετρήσεων για το κατακόρυφο δίκτυο επιταχυνσιογράφων στο δίκτυο ARGONET (Theodoulidis et al., 2018)

Από τις μετρήσεις που έλαβαν χώρα εντός των γεωτρήσεων, έγινε ο προσδιορισμός τριών κύριων γεωλογικών σχηματισμών στην περιοχή (Σχ. 1.30):

- 1) Από τα 68.4m έως τα 84.5m βρέθηκαν σχηματισμοί από το Άνω Πλειόκαινο, κυρίως μαλακοί μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και αργιλόλιθοι,
- 2) Από τα 8m έως τα 68.4m βρέθηκαν σχηματισμοί από το Πλειστόκαινο, κυρίως άργιλοι με πάχος πάνω από 30m και καστανέρυθρη άργιλος στα βάθη μεταξύ 17m και 50m και,
- 3) Από τα 2m έως τα 8m βρέθηκαν ολοκαινικές αποθέσεις, κυρίως άργιλοι και ιλυώδης άμμος ενώ,
- 4) Στα επιφανειακά 2m υπάρχουν τεχνητές αποθέσεις.

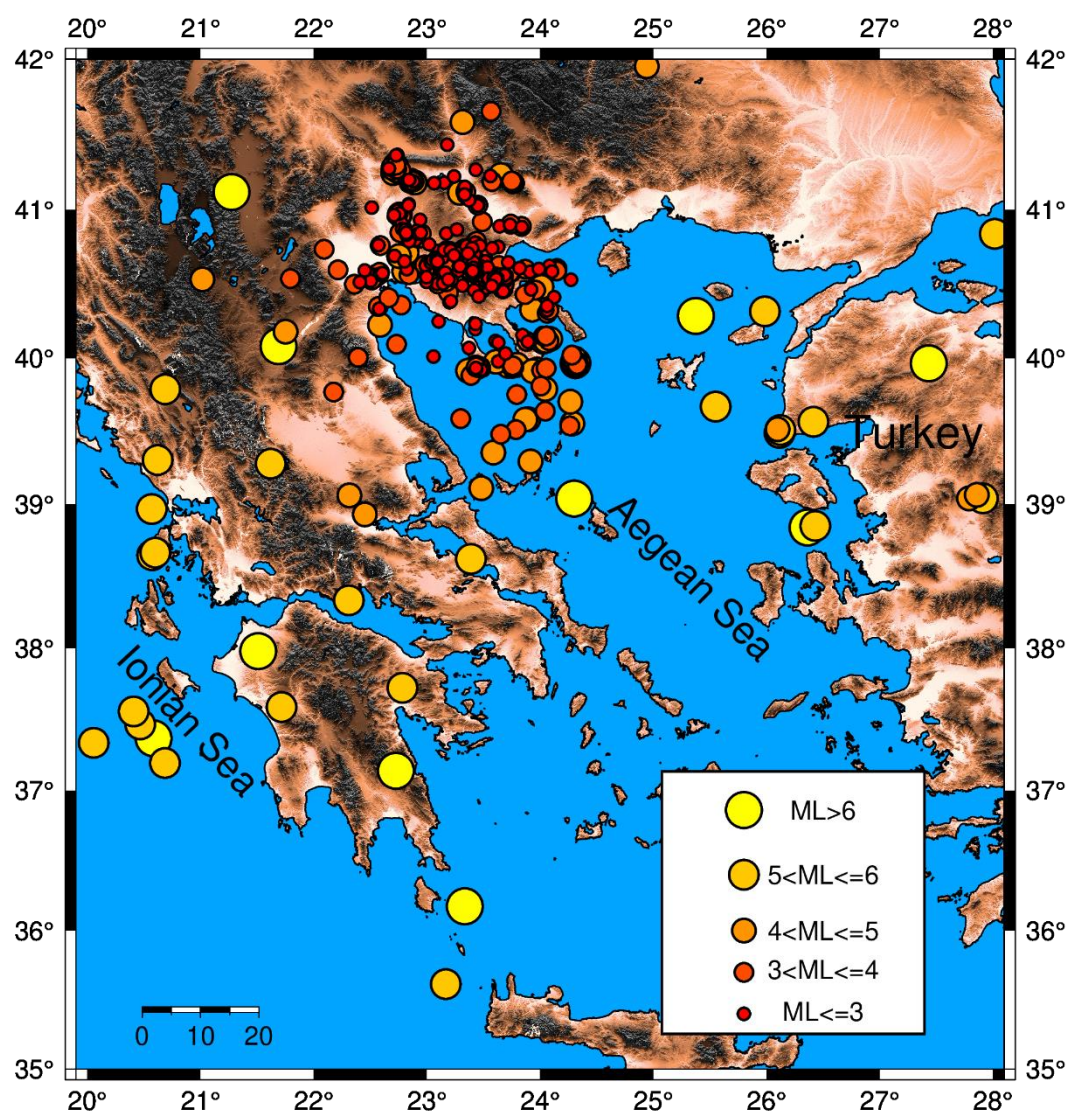
Συνοπτικά στο Σχ. (1.30) φαίνονται τα πάχη των στρωμάτων και η γεωλογία τους στην ιζηματογενή λεκάνη του Κούταβου, τα ονόματα και τα βάθη των σταθμών, τα αποτελέσματα της έρευνας NSPT και τα προφίλ των ταχυτήτων V_S και V_P από μετρήσεις downhole και crosshole. Τα εύρη τιμών των ταχυτήτων, V_P και V_S , στην περιοχή είναι 600-2700m/s και 130-700m/s, αντίστοιχα. Οι πολύ μικρές ταχύτητες εντοπίζονται στα επιφανειακά στρώματα, ενώ παρατηρείται βαθμιαία αύξηση με το βάθος έως τα 83m, όπου και είναι εγκατεστημένος το επιταχυνσιόμετρο CK83. Μέχρι εκείνο το βάθος δεν φαίνεται να έχει εντοπιστεί το βραχώδες υπόβαθρο.

Η συχνότητα δειγματοληψίας των ψηφιακών καταγραφών του δικτύου ARGONET είναι 200 Hz και ο τύπος του αρχείου αποθήκευσης της καταγραφής miniSEED (http://www.iris.edu/manuals/SEEDManual_V2.4.pdf) . Σε όλους τους σταθμούς υπάρχει σύνδεση με το διαδίκτυο και άμεση μεταφορά των δεδομένων στο ΙΤΣΑΚ (Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών) στη Θεσσαλονίκη και στο IsTerre στην Grenoble της Γαλλίας. Επιπλέον, γίνεται αποθήκευση τοπικά σε SD κάρτα εσωτερικής μνήμης. Προκειμένου να γίνει εξαγωγή των σεισμών από την συνεχή καταγραφή ακολουθείται συγκεκριμένη διαδικασία. Αρχικά πραγματοποιείται η αναγνώριση του σεισμού, σε περίπτωση που η τιμή της επιτάχυνσης στην κατακόρυφη συνιστώσα του CK83 υπερβεί το όριο των 0.2cm/s^2 . Η επιλογή των καταγραφών του συγκεκριμένου σταθμού για αναγνώριση πιθανών σεισμών έγκειται στη θέση του συγκεκριμένου σταθμού στο υπόβαθρο, γεγονός που καθιστά τις καταγραφές αυτές λιγότερο θορυβώδεις σε σχέση με τους υπόλοιπους σταθμούς του κατακόρυφου δικτύου και διευκολύνει την ταυτοποίηση των σεισμών. Ακολουθεί η συσχέτιση των πιθανών σεισμών με σεισμούς του Ενοποιημένου Εθνικού Σεισμολογικού Δικτύου (HUSN) από τον κατάλογο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, και εξαγωγή όλων των συνιστωσών των σταθμών του δικτύου ARGONET για τους σεισμούς που έγινε ταυτοποίηση. Ο ορισμός του χρόνου της κάθε καταγραφής έγινε βάσει μεγέθους και αποσκοπούσε στην καταγραφή τόσο ολόκληρης της κυματομορφής του σεισμού, όσο και εδαφικού θορύβου πριν την άφιξη του σεισμού. Η επιβεβαίωση των επιλεγέντων καταγραφών έγινε με οπτικό έλεγχο και, τέλος, έγινε εξαγωγή τους σε τρεις μορφές αρχείων προς χρήση, SAC, ASCII και MATLAB (Theodoulidis et al., 2018).

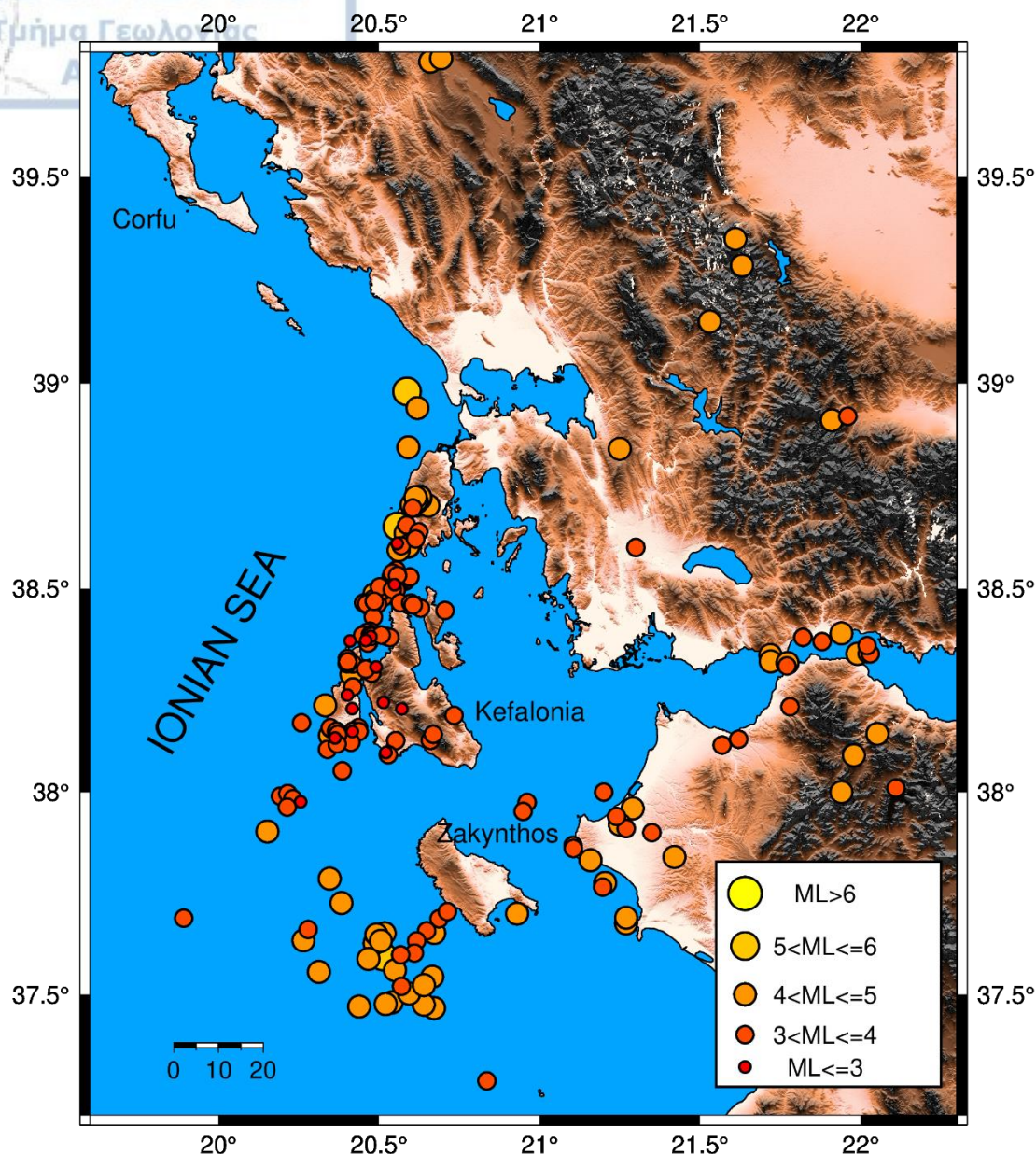
2. Εφαρμογή της μεθόδου P- Σεισμογράμματος

2.1 Συλλογή-Επιλογή Δεδομένων

Η επιλογή και η λήψη των καταγραφών από τους επιταχυνσιογράφους και των δύο δικτύων (Euroseistest και ARGONET), έγινε χωρίς κανένα περιορισμό. Χρησιμοποιήθηκαν και στην συνέχεια αναλύθηκαν όλα τα διαθέσιμα δεδομένα των σταθμών της εκάστοτε περιοχής, ανεξαρτήτου επικεντρικής απόστασης, μεγέθους και εστιακού βάθους. Πρόκειται συνολικά για περίπου 500 σεισμούς από όλο τον Ελληνικό χώρο (Σχ. 2.1) στην περίπτωση του Euroseistest, με τοπικά μεγέθη (M_L) από 1.5 έως 6.6, από 01/09/1994 έως 30/12/2020. Στην περίπτωση του ARGONET χρησιμοποιήθηκαν 190 σεισμοί με τοπικά μεγέθη (M_L) από 3.0 έως 6.4, από 13/07/2015 έως 26/11/2019 (Σχ. 2.2).



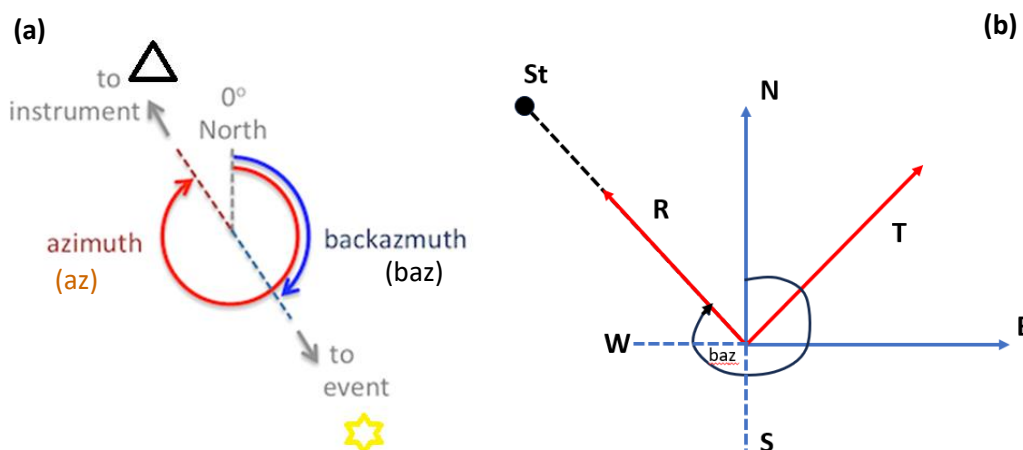
Σχ. 2.1: Απεικόνιση των επικέντρων των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν από τη βάση δεδομένων του δικτύου Euroseistest.



Σχ. 2.2: Απεικόνιση των επικέντρων των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν από τη βάση δεδομένων του δικτύου ARGONET.

Στην περίπτωση του Euroseistest η λήψη των καταγραφών έγινε από τη βάση δεδομένων του Euroseistest (Aristotle University of Thessaloniki, 1993) για κάθε σταθμό ξεχωριστά σε μορφή sac. Στο αρχείο sac ήταν διαθέσιμες πληροφορίες για το μέγεθος, την επικεντρική απόσταση, τις συντεταγμένες του σεισμού, το εστιακό βάθος, την PGA, το οπισθοαζιμούθιο κ.α.. Η ημερομηνία και η ώρα του σεισμού είναι αποθηκευμένες με την μορφή ΕΕΕΕ-ΜΜ-ΗΗ ΩΩ:ΛΛ:ΔΔ. Για τις ανάγκες της επεξεργασίας, ήταν απαραίτητη η μετατροπή του αρχείου sac σε mini seed (mseed) και της γραφής της ημερομηνίας και της ώρας κάθε σεισμού στη μορφή «ΣΤΑΘΜΟΣ_ΕΕΕΕΜΜΗΗ_ΩΩΛΛΔΔ».

Πριν την μετατροπή των αρχείων sac σε mseed, ήταν απαραίτητη η περιστροφή των δύο οριζοντίων συνιστωσών σε ακτινική (radial) και εγκάρσια (transverse) με τη βοήθεια του οπισθο-αζιμουθίου προκειμένου να είναι εφικτή η εφαρμογή της μεθόδου του P σειсмоογράμματος. Αυτό απαιτείται διότι η καταγραφή της εδαφικής κίνησης και πιο συγκεκριμένα των σεισμικών κυμάτων γίνεται από τα σεισμόμετρα σε τρεις συνιστώσες κάθετες μεταξύ τους, δύο οριζόντιες και μία κατακόρυφη. Η μία από τις δύο οριζόντιες συνιστώσες καταγράφει την κίνηση στη διεύθυνση Βορρά-Νότου (NS), η δεύτερη οριζόντια για την καταγραφή στη διεύθυνση Ανατολής-Δύσης (EW) και η κατακόρυφη για την τρίτη διεύθυνση, κάθετη στις άλλες δύο διευθύνσεις. Σε πολλές περιπτώσεις, όπως και στην προκειμένη περίπτωση, για τις ανάγκες της επεξεργασίας δεδομένων απαιτείται η μετατροπή των δύο οριζοντίων συνιστωσών από το σύστημα Βορρά-Νότου Ανατολής-Δύσης στην ακτινική (R) και την εγκάρσια (T) με χρήση του οπισθο-αζιμουθίου (baz). Ο χαρακτηρισμός αζιμούθιο (az) αφορά την γωνία μεταξύ του μεσημβρινού του σταθμού καταγραφής και του μέγιστου κύκλου της Γης που περνάει από το σταθμό (St) και το επίκεντρο (Σχ. 2.3b). Το όπισθο-αζιμούθιο (Back Azimuth-Baz) αποτελεί την προβολή του αζιμουθίου προς την αντίθετη πλευρά του μέγιστου κύκλου που συνδέει σταθμό και σεισμό (Σχ. 2.3a). Η περιστροφή αυτή στην παρούσα διατριβή έγινε με χρήση του λογισμικού ObsPy σε γλώσσα Python. Το ObsPy αποτελεί ένα λογισμικό ανοιχτού κώδικα που παρέχει την δυνατότητα επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων μέσω της Python (Beyreuther et al., 2010).



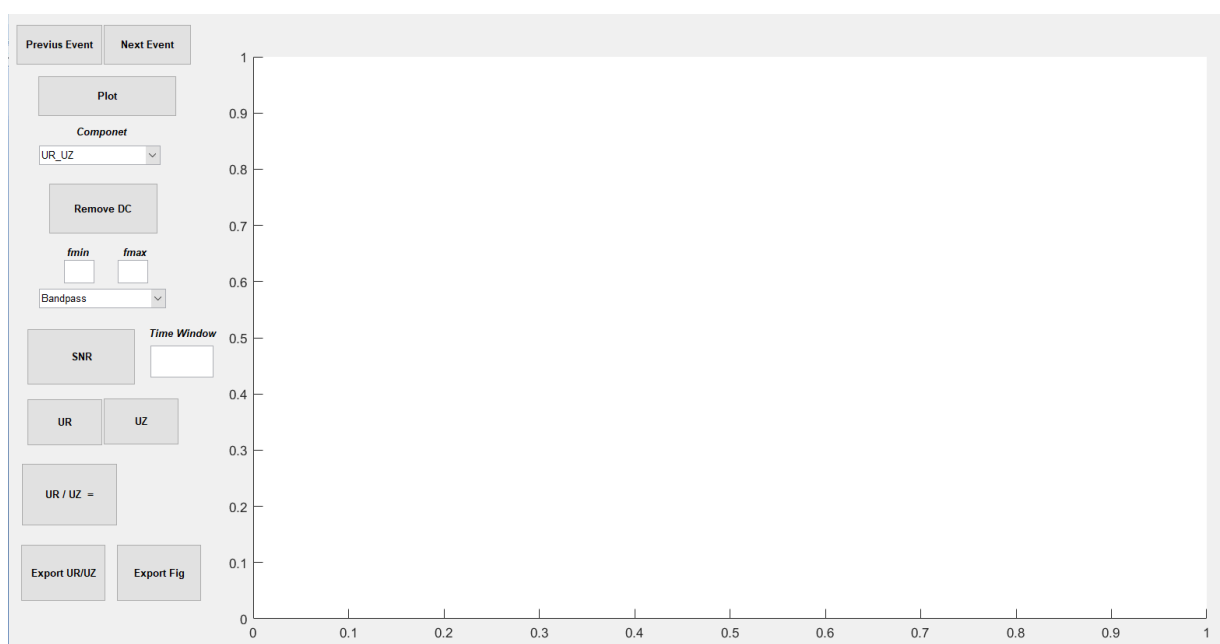
Σχ. 2. 3: (a) Σχηματική αναπαράσταση του αζιμούθιου (az) και του οπισθο-αζιμούθιου (baz) (SAGE -(Seismological Facility for the Advancement of Geoscience), (b) Σχηματική αναπαράσταση του αζιμούθιου και του οπισθο-αζιμούθιου πάνω στους άξονες, ορίζοντας την διεύθυνση της ακτινικής και της εγκάρσιας συνιστώσας.

Στην περίπτωση του ARGONET τα αρχεία Matlab (.mat) των σεισμών που καταγράφηκαν από το δίκτυο μας διατέθηκαν από το Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ). Έγινε μετατροπή τους σε μορφή .ascii και στην συνέχεια σε .sac για τις ανάγκες της επεξεργασίας. Στα αρχικά αρχεία υπήρχε αποθηκευμένη όλη η πληροφορία για τον εκάστοτε σεισμό, αλλά και για τους σταθμούς που τον κατέγραψαν. Στη συνέχεια ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία για περιστροφή των συνιστωσών, όπως και στην περίπτωση του Euroseistest.

2.2 Προσδιορισμός του λόγου της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα των απευθείας P κυμάτων.

Ύστερα από τη μετατροπή των χρονοσειρών των σεισμών με τις διαθέσιμες καταγραφές για κάθε σταθμό σε αρχεία .mseed, έγινε εισαγωγή τους για κάθε σταθμό χωριστά με τη χρήση κώδικα GUI της MATLAB (Χατζής Ν., 2021, προσ. επικ.) με σκοπό τον προσδιορισμό του λόγου της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα των απευθείας P κυμάτων. Κατά την εκτέλεση του κώδικα ανοίγει ένα παράθυρο για κάθε σεισμό (Σχ. 2.4) με τις κυματομορφές της κατακόρυφης και της ακτινικής συνιστώσας της ταχύτητας ή της επιτάχυνσης (ανάλογα με το όργανο καταγραφής) (Σχ. 2.5). Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα διόρθωσης της γραμμής βάσης της καταγραφής, εισαγωγής φίλτρου στη συχνότητα, εφόσον είναι απαραίτητο και εισαγωγής κάτω ορίου SNR. Όπως προαναφέρθηκε στην περιγραφή της μεθοδολογίας, είναι σημαντική για την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων η υψηλή αναλογία σήματος-θορύβου (SNR). Έτσι, όταν οι τιμές του λόγου SNR είναι μικρές, εφαρμόζονται κατάλληλα φίλτρα προκειμένου αυτός να βελτιωθεί, προσπαθώντας ταυτόχρονα να μην αλλοιωθεί το σεισμικό σήμα.

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκε ζωνοπερατό φίλτρο, όπου κρίθηκε απαραίτητο, με σκοπό τη μείωση του περιβαλλοντικού θορύβου και την πιο εύκολη επιλογή της πρώτης άφιξης των P κυμάτων. Η επιλογή του συγκεκριμένου φίλτρου έγινε εξαιτίας της συχνής παρουσίας θορύβου, τόσο χαμηλών, όσο και υψηλών συχνοτήτων. Στο λογισμικό υπάρχει επιπλέον η δυνατότητα εμφάνισης των δύο συνιστωσών ταυτόχρονα, όσο και της καθεμίας ξεχωριστά, προκειμένου να διευκολυνθεί ο χρήστης στην επιλογή της πρώτης άφιξης. Η επιλογή της πρώτης άφιξης σε κάθε συνιστώσα γίνεται με από τον αναλυτή εκατέρωθεν του πρώτου παλμού των P κυμάτων για κάθε συνιστώσα, και η αποθήκευση γίνεται από το εικονίδιο U_R ή U_Z , αντίστοιχα.



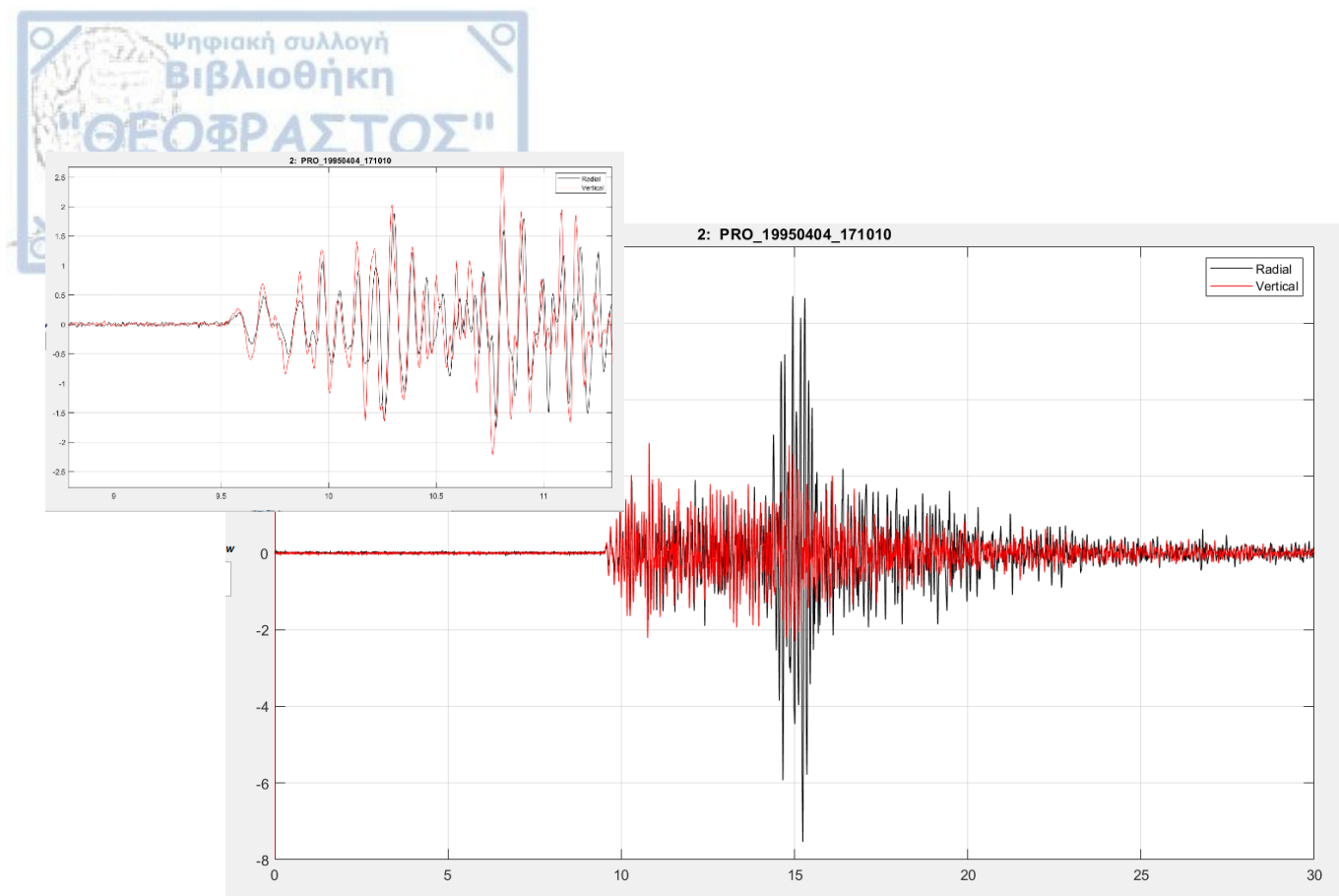
Σχ. 2.4: Παράθυρο επεξεργασίας των κυματομορφών και προσδιορισμού του λόγου U_R/U_Z του κώδικα GUI της Matlab (Χατζής Ν., 2021, προσωπική επικοινωνία.).

Συνολικά από την παραπάνω επεξεργασία επιλέχθηκαν 1267 καταγραφές από το δίκτυο του Euroseistest και 607 καταγραφές από το δίκτυο του ARGONET για τον προσδιορισμό του λόγου U_R/U_Z και τον υπολογισμό της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων Vs. Ο αριθμός των καταγραφών που αντιστοιχεί σε κάθε σταθμό φαίνεται στον Πίνακα 2.1.

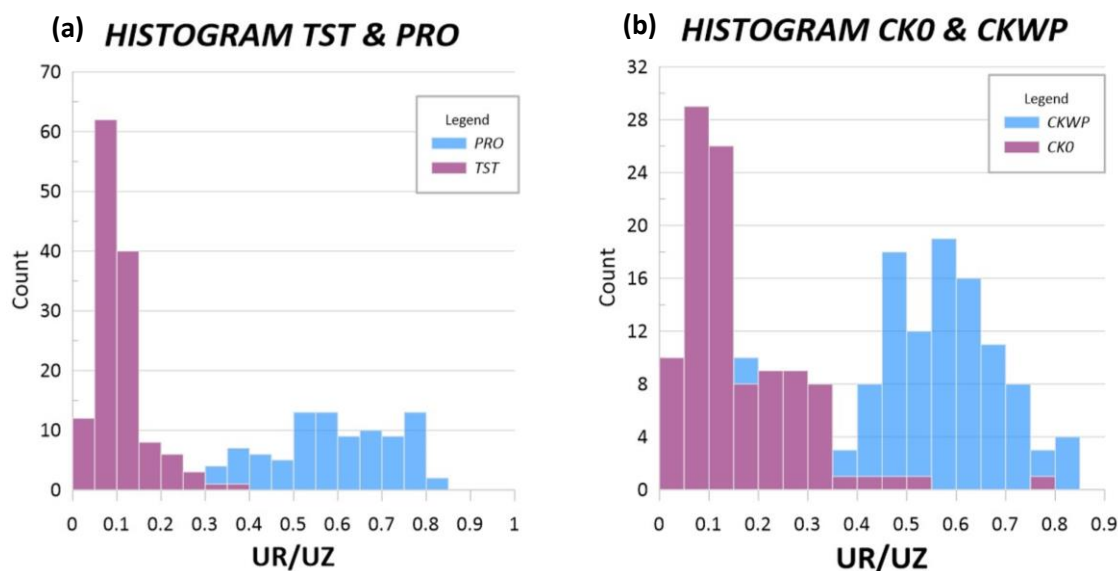
Πίνακας 2.1: Πίνακας του αριθμού καταγραφών σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε σταθμό για τον προσδιορισμό του λόγου U_R/U_Z

Σταθμός	Δίκτυο	Καταγραφές
BUT	Euroseistest	97
E01	Euroseistest	47
E02	Euroseistest	37
E03	Euroseistest	56
FRM	Euroseistest	36
GRA	Euroseistest	80
PRO	Euroseistest	95
PRO_033	Euroseistest	150
STC	Euroseistest	128
STE	Euroseistest	54
TST	Euroseistest	132
TST_018	Euroseistest	29
TST_040	Euroseistest	38
TST_073	Euroseistest	71
TST_136	Euroseistest	46
TST_196	Euroseistest	70
W01	Euroseistest	52
W02	Euroseistest	26
W03	Euroseistest	23
CK0	Argonet	104
CK6	Argonet	36
CK15	Argonet	77
CK40	Argonet	111
CK83	Argonet	136
CKWP	Argonet	144

Όπως προαναφέρθηκε, η τιμή του λόγου U_R/U_Z για κάθε σταθμό είναι ένδειξη των εδαφικών συνθηκών της θέσης του. Όσο αυτός προσεγγίζει την τιμή 1, τόσο «σκληρότερη» είναι η θέση του σταθμού (υψηλότερες τιμές της ταχύτητας V_{sz}), ενώ μικρή τιμή λόγου U_R/U_Z αντιστοιχεί σε «μαλακά» εδάφη (μικρές τιμές της ταχύτητας V_{sz}). Αυτό επιβεβαιώνεται τόσο στους σταθμούς του Euroseistest, όσο και του ARGONET. Στο Σχ. 2.6(a) πραγματοποιείται σύγκριση των λόγων δύο επιφανειακών σταθμών του Euroseistest, ενός σε βράχο (PRO) και ενός σταθμού σε ιζημάτα (TST), ενώ στο Σχ. 2.6(b) γίνεται σύγκριση των λόγων του CK0 (σταθμός στην λεκάνη του Κούταβου, σε ιζηματογενές έδαφος) και του CKWP (σταθμός σε βράχο) του ARGONET. Και στις δύο περιπτώσεις, ο σταθμός που βρίσκεται στο ιζηματογενές έδαφος παρουσιάζει λόγους μικρότερους του 0.5, ενώ οι λόγοι των σταθμών σε βραχώδεις σχηματισμούς παρουσιάζουν μεγαλύτερη διασπορά, και κύρια συγκέντρωση σε τιμές μεγαλύτερες του 0.5.



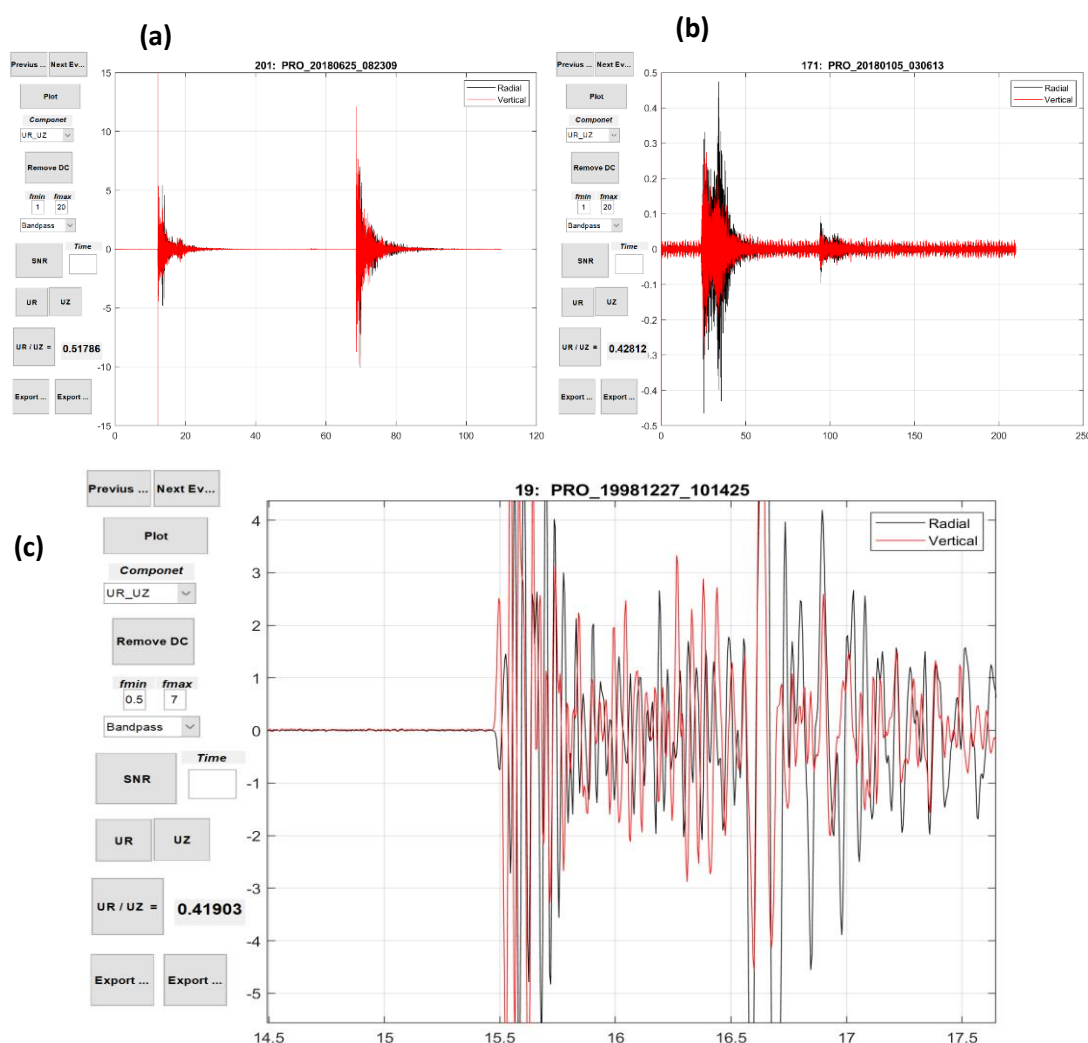
Σχ. 2.5 Ενδεικτική καταγραφή του σταθμού PRO και μεγέθυνση στην περιοχή της πρώτης άφιξης. Με μαύρο χρώμα απεικονίζεται η ακτινική συνιστώσα, ενώ με κόκκινο χρώμα απεικονίζεται η κατακόρυφη συνιστώσα.



Σχ. 2.6: Ιστόγραμμα λόγων U_R/U_Z (a) των σταθμών PRO και TST του δικτύου EUROSEISTEST και (b) των σταθμών CKO και CKWP του δικτύου ARGONET.

Κατά την επεξεργασία των καταγραφών δεν λήφθηκαν υπόψη περιπτώσεις με υπερβολικό θόρυβο (Σχ. 2.7 b), αντίθετη πολικότητα συνιστωσών, δηλαδή με διαφορά φάσης 180° (Σχ. 2.7c), μη εμφανή πρώτη άφιξη και προβληματική μία από τις δύο συνιστώσες (ακτινική ή κατακόρυφη). Για παράδειγμα, η βόρεια συνιστώσα στον σταθμό STE του Euroseistest ήταν εκτός λειτουργίας μετά το

2015. Αποτέλεσμα, ήταν η αδυναμία περιστροφής των συνιστωσών και η λήψη των κυματομορφών της ακτινικής συνιστώσας. Επομένως στον συγκεκριμένο σταθμό αγνοήθηκαν καταγραφές μετά το 2015. Επιπλέον, εξαιρέθηκε ο σταθμός PRR από την επεξεργασία, καθώς διαπιστώθηκαν προβλήματα ποιότητας στις καταγραφές. Μία ακόμα περίπτωση καταγραφών στην οποία δεν πραγματοποιήθηκε προσδιορισμός του λόγου ήταν, σε κάποιες περιπτώσεις, αυτή που περιλάμβανε δύο συνεχόμενους ή χρονικά κοντινούς σεισμούς, λόγω πιθανής παρεμβολής των coda κυμάτων από τον πρώτο σεισμό στην πρώτη άφιξη του δεύτερου (Σχ. 2.7a). Το αν θα λαμβάνονταν υπόψη ο δεύτερος σεισμός ήταν στην κρίση του αναλυτή. Σε περίπτωση που η πρώτη άφιξη ήταν ανεπηρέαστη, ο προσδιορισμός του λόγου U_R/U_Z για τον δεύτερο σεισμό γινόταν κανονικά.



Σχ. 2.7: Παραδείγματα καταγραφών που απορρίφθηκαν για περαιτέρω επεξεργασία: (a) περίπτωση δύο συνεχόμενων σεισμών σε μικρό χρονικό διάστημα, (b) περίπτωση υπερβολικού θορύβου, (c) περίπτωση ανάποδης πολικότητας στις δύο συνιστώσες

2.3 Προσδιορισμός της Παραμέτρου σεισμικής ακτίνας (p)

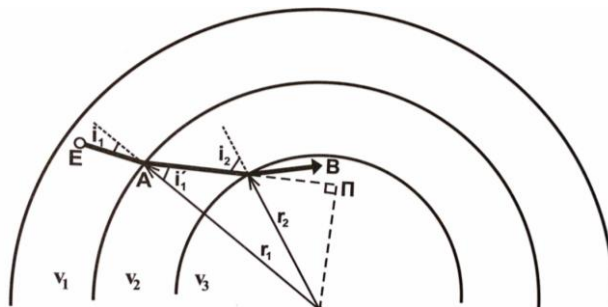
Όπως είναι φυσικό, η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων διαφοροποιείται ανάλογα με το μέσο. Συνήθως, όσο μεγαλύτερη είναι η πυκνότητα ενός μέσου, τόσο γρηγορότερη είναι και η διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Στο μεγαλύτερο μέρος του εσωτερικού της Γης παρατηρείται αύξηση της ταχύτητας με το βάθος, αλλά όχι με πολύ μεγάλο ρυθμό (κανονική μεταβολή). Ο εντοπισμός του ενδιαφέροντος της κανονικής μεταβολής έγκειται στον χωρισμό του εσωτερικού της Γης σε στρώματα μορφής ομόκεντρων κύκλων ακτίνας r_i και διαφορετικής ταχύτητας v_i (Σχ. 2.8). Αν στο Σχήμα 2.8 με Ε συμβολίσουμε την πηγή σεισμικών κυμάτων, η διάδοση κάθε κύματος προς το κέντρο των ομόκεντρων κύκλων, λόγω του νόμου του Snell, οδηγεί στην διάθλαση σε κάθε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δύο στρωμάτων και σε απόκλιση από την κάθετο. Η απόκλιση από την κάθετο είναι αποτέλεσμα της διάδοσης του κύματος σε στρώμα διαφορετικής ταχύτητας. Με εφαρμογή του νόμου του Snell μεταξύ δύο στρωμάτων και χρήση της κατάλληλης γεωμετρίας προκύπτει η ισότητα:

$$\frac{r_1 \sin i_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin i_2}{v_2} \quad (13)$$

Από την παραπάνω σχέση ορίστηκε η παράμετρος σεισμικής ακτίνας p:

$$p = \frac{r \sin i}{v} \quad (14)$$

η οποία παραμένει σταθερή κατά τη διάδοση στο εσωτερικό της Γης (π.χ., Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2008).



Σχ. 2.8: Διαδοχική διάθλαση σεισμικής ακτίνας μέσα στη Γη, που αποτελείται από σφαιρικά στρώματα σταθερής ταχύτητας, η οποία αυξάνει με το βάθος (Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2008).

Από τους Aki και Richards (2002) δείχθηκε ότι η παράμετρος σεισμικής ακτίνας για επίπεδα κύματα (π.χ. περίπτωση οριζοντίων στρωμάτων) δίνεται από τη σχέση:

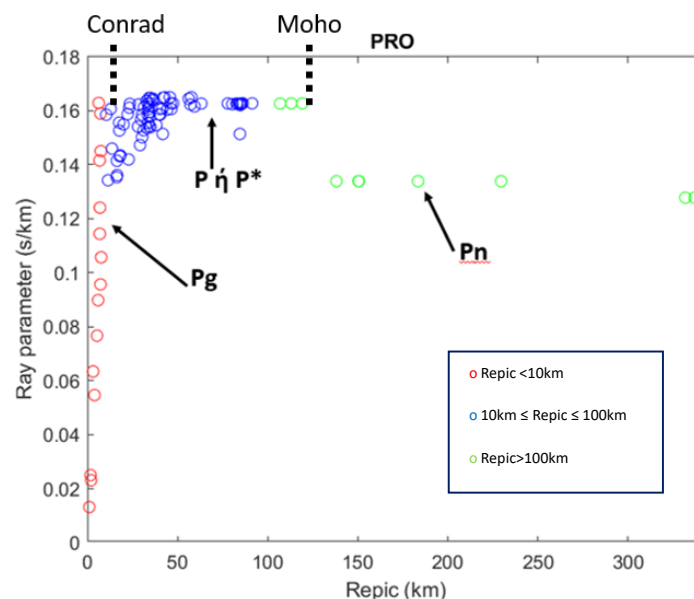
$$p = \frac{\sin i}{V_P} = \frac{\sin j}{V_S} \quad (15)$$

όπου j αντίστοιχα η γωνία διάθλασης των S κυμάτων.

Μετά τον προσδιορισμό του λόγου U_R/U_Z της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα της επιτάχυνσης για τις καταγραφές κάθε σταθμού στα δεδομένα μας, ακολούθησε ο προσδιορισμός μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων της περιοχής του εκάστοτε σταθμού, το οποίο εξήχθη από το τρισδιάστατο μοντέλο των Papazachos & Nolet (1997). Ο προσδιορισμός των ταχυτήτων μόνο με το βάθος στην ευρύτερη περιοχή κάθε σταθμού θεωρήθηκε επαρκής, λαμβάνοντας υπόψη πως η μεταβολή ταχυτήτων στην κατακόρυφη διεύθυνση, δηλαδή η μεταβολή με το τοπικό βάθος, είναι σημαντικά μεγαλύτερη από τις τυχόν οριζόντιες χωρικές μεταβολές. Εφόσον ορίστηκε το

μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων και ήταν γνωστή η επικεντρική απόσταση και το εστιακό βάθος του κάθε σεισμού, προσδιορίστηκε η παράμετρος σεισμικής ακτίνας με χρήση του λογισμικού TauP μέσω του ObsPy με κατάλληλο κώδικα Python (Χατζής Ν., προσωπική επικοινωνία).

Σε όλους τους σταθμούς παρατηρήθηκε το ίδιο “μοτίβο” στις τιμές της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας p , δηλαδή η απότομη αύξησή της με αύξηση της επικεντρικής απόστασης του σεισμού μέχρι περίπου τα 20km, η σταθεροποίηση της τιμής της p για τιμές επικεντρικής απόστασης στο διάστημα 20km-120km και η μικρή μείωσή της σε επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 120km περίπου. Η μείωση στα 120km εμφανίζεται ως άλμα και όχι ως σταδιακή μείωση, και η τιμή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας παρουσιάζει σταθεροποίηση για τιμές μεγαλύτερες των περίπου 120km (Σχ. 2.9). Στην περιοχή της απότομης, σχεδόν γραμμικής, αύξησης της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας η πρώτη άφιξη στην θέση ενδιαφέροντος πραγματοποιείται από απευθείας P κύματα, σεισμικής φάσης P_g , δηλαδή σε κύματα που διαδίδονται στον ανώτερο φλοιό (παλαιότερα αποκαλούμενο γρανιτικό στρώμα). Στο διάστημα επικεντρικών αποστάσεων 20km-120km, η πρώτη άφιξη στην θέση ενδιαφέροντος γίνεται από κύματα σεισμικής φάσης P (ή P^*), δηλαδή κύματα που διαθλώνται στην ασυνέχεια Conrad, υπό την ορική γωνία, η γενικά στον κατώτερο φλοιό. Σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (ενδεικτικά $\Delta > 120$ km), καταγράφονται πρώτα κύματα της σεισμικής φάσης P_n , δηλαδή κύματα που προσπίπτουν στην ασυνέχεια Moho υπό την ορική γωνία και διαδίδονται κατά μήκος αυτής (Παπαζάχος et al., 1989).

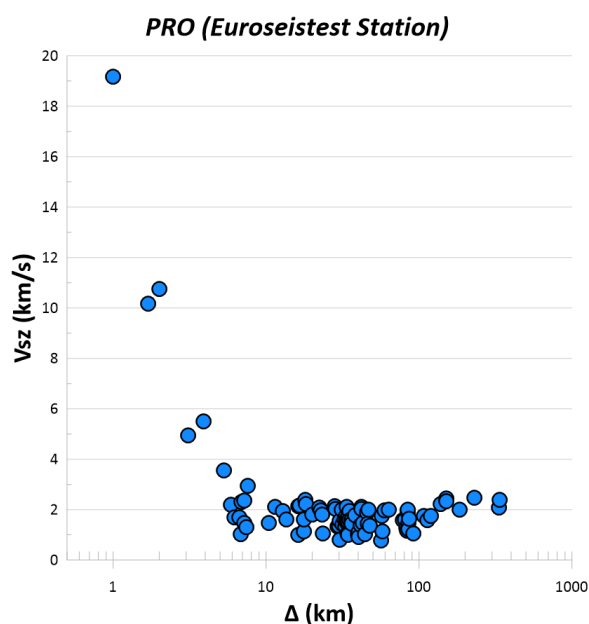


Σχ. 2.9: Διάγραμμα της μεταβολής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με την επικεντρική απόσταση για τον σταθμό PRO του δικτύου Euroseistest. Σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις (≤ 20 km) η παράμετρος σεισμικής ακτίνας αυξάνεται σχεδόν γραμμικά με την επικεντρική απόσταση. Στο κομμάτι της σχεδόν γραμμικής αύξησης τα πρώτα κύματα που καταφθάνουν στη θέση ενδιαφέροντος είναι κύματα σεισμικής φάσης P_g . Στο παράθυρο επικεντρικών αποστάσεων που παρατηρείται σταθεροποίηση της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας (20-120km) εντοπίζονται ως πρώτη άφιξη, κυρίως, κύματα σεισμικής φάσης P^* . Για μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (> 120 km), η πρώτη άφιξη, συνήθως, αντιστοιχεί σε κύματα φάσης P_n , στα οποία η τιμή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας είναι ελαφρώς ελαττωμένη σε σχέση με αυτή των P^* .

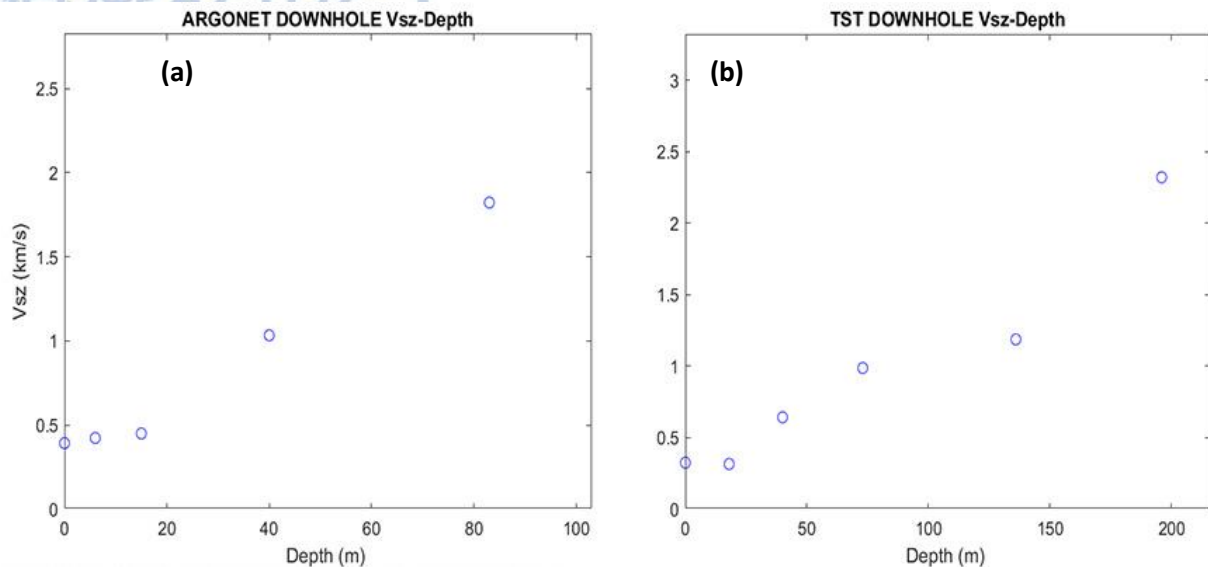
2.4 Υπολογισμός της ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων V_S

Ο προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και του λόγου U_R/U_Z επιτρέπει τον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ} με χρήση της σχέσης (15), η οποία τη συνδέει απευθείας με την παράμετρο ρ και το λόγο U_R/U_Z , όπως ακριβώς προτάθηκε από τους Li et al. (2014). Στις περιπτώσεις σταθμών με αρκετούς σεισμούς σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις ($<10\text{km}$) παρατηρήθηκε η εμφάνιση αδικαιολόγητα υψηλών τιμών της ταχύτητας V_{SZ} , με διαφορά έως και 2 τάξεις μεγέθους από την αναμενόμενη τιμή για τους σεισμούς από μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις (Σχ. 2.10). Το φαινόμενο αυτό αναμένεται να οδηγήσει σε υπερεκτίμηση της μέσης ταχύτητας V_{SZ} και κατά συνέπεια και της ταχύτητας V_{S30} . Η υπερεκτίμηση αυτή είναι εμφανής και σε αποτελέσματα στις περισσότερες δημοσιευμένες εργασίες που χρησιμοποιούν την συγκεκριμένη μεθοδολογία, όπως ήδη προαναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 1. Για το λόγο αυτό, ένα τμήμα της διατριβής αποτέλεσε και η διερεύνηση των αιτιών εμφάνισης των υψηλών τιμών ταχύτητας V_{SZ} για σεισμούς σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις.

Πέρα από τους επιφανειακούς σταθμούς, όπως προαναφέρθηκε, η μεθοδολογία εφαρμόστηκε και σε δύο κατακόρυφα δίκτυα επιταχυνσιογράφων, ένα στο δίκτυο Euroseistest και ένα στο δίκτυο ARGONET. Ο υπολογισμός της ταχύτητας V_{SZ} στην περίπτωση των κατακόρυφων δικτύων έγινε με τον ίδιο ακριβώς τρόπο όπως και στους επιφανειακούς σταθμούς, με μόνη διαφορά ότι πρόκειται για τη μέση ταχύτητα σε βάθος z κάτω από την θέση του εκάστοτε σταθμού και στην επιφάνεια του εδάφους. Όπως αναμένεται με την αύξηση του βάθους z και στα δύο κατακόρυφα δίκτυα, παρατηρείται αύξηση της V_{SZ} (Σχ. 2.11). Τόσο στο κατακόρυφο δίκτυο του Euroseistest, όσο και σε αυτό του ARGONET, οι σταθμοί σε μεγαλύτερα βάθη βρίσκονται πιο κοντά στο υπόβαθρο, γεγονός που επαληθεύεται από τα αποτελέσματα των αντίστοιχων ταχυτήτων. Έτσι, για τους δύο σταθμούς που είναι στο υπόβαθρο, δηλαδή στον TST_196 η τιμή της ταχύτητας V_{SZ} βρέθηκε 2328m/s , ενώ στον CK83 η V_{SZ} υπολογίστηκε ίση με 1822 m/s .



Σχ. 2.10: Διάγραμμα της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση Δ για τον σταθμό PRO του Euroseistest. Είναι εμφανείς οι ακραίες τιμές ταχύτητας σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις ($\Delta < 10\text{km}$).



Σχ. 2.11: Μεταβολή της ταχύτητας V_{SZ} στο κατακόρυφο δίκτυο επιταχυνσιογράφων στη θέση: (a) CKO στο δίκτυο ARGONET και, (b) TST στο δίκτυο Euroseistest, με το βάθος εγκατάστασης του κάθε σταθμού του εκάστοτε κατακόρυφου δικτύου.

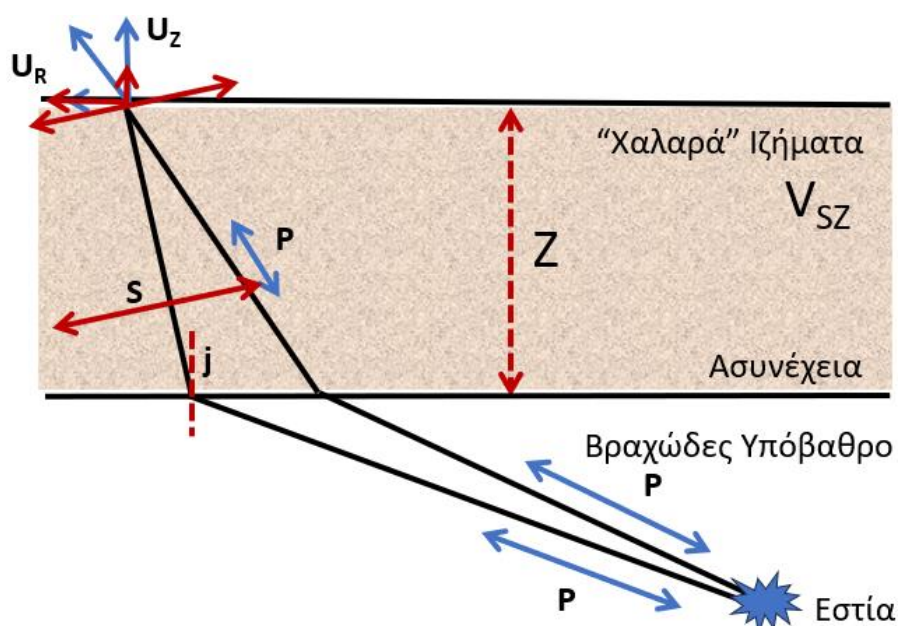
Στον Πίνακα 2.2 γίνεται παρουσίαση των αποτελεσμάτων για τη ταχύτητα V_{SZ} και το βάθος z για κάθε σταθμό των δικτύων Euroseistest και ARGONET, όπως αυτά υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου του P σειсмоγράμματος, σύμφωνα με τους Ni et al. (2014)

Για να αξιολογηθούν τα αρχικά αποτελέσματα εφαρμογής της μεθοδολογίας, έγινε η σύγκριση των υπολογιζόμενων V_{SZ}^{Pseis} από τη μέθοδο του P-σειсмоγράμματος με τις αντίστοιχες τιμές V_{SZ} από τα πραγματικά γεωφυσικά προσομοιώματα (προφίλ S ταχυτήτων) για κάθε σταθμό. Τα εδαφοδυναμικά προφίλ της ταχύτητας V_S για κάθε σταθμό συλλέχθηκαν από τις διαθέσιμες δημοσιεύσεις για κάθε ένα από τα δύο δίκτυα (Raptakis et al., 2000, Theodoulidis et al., 2018), καθώς και από τη βάση δεδομένων. Σε ορισμένες θέσεις τα μοντέλα δομής συμπληρώθηκαν από πληροφορίες για τη δομή της ευρύτερης περιοχής, κυρίως από τους Manakou et al. (2010), για την περιοχή του δικτύου Euroseistest, ενώ στην περιοχή του δικτύου ARGONET η συμπλήρωση των προφίλ έγινε με χρήση σχέσεων που προτάθηκαν από τους Cushing et al. (2020). Σε ορισμένες περιπτώσεις σταθμών (STC, E01, W01, W03) τα προφίλ προσδιορίστηκαν με χρήση της μεθόδου της αντιστροφής (Χατζής Ν., προσ. επικ.) από δεδομένα καμπυλών διασποράς των κυμάτων Rayleigh.

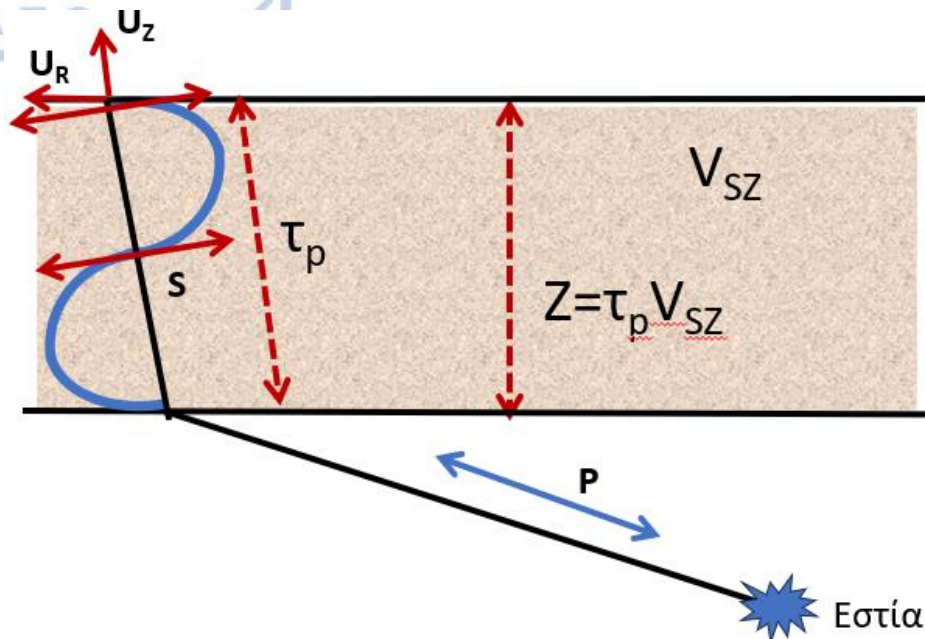
Σε αυτό το σημείο εξετάστηκε ένα από τα σημαντικότερα ερωτήματα της εφαρμογής της συγκεκριμένης μεθοδολογίας, δηλαδή τί αντιπροσωπεύει το βάθος z στο οποίο αντιστοιχεί η ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} . Υπάρχουν δύο σενάρια από τα οποία θα μπορούσε να προκύψει αυτό το βάθος z . Το πρώτο σενάριο θεωρεί ότι το z αποτελεί το βάθος στο οποίο βρίσκεται η ασυνέχεια μεταξύ του συνολικού ιζηματογενούς στρώματος («πακέτου» ιζημάτων) και του υποκείμενου βραχώδους υποβάθρου (Σχ. 2.12). Το δεύτερο σενάριο θεωρεί ότι το βάθος z διαμορφώνεται σε κάθε θέση ανάλογα με το κυρίαρχο μήκος κύματος, το οποίο είναι ανάλογο της ταχύτητας, V_{SZ} , και προκύπτει από τη σχέση $z = \tau_p \cdot V_{SZ}$ (Σχ. 2.13) των Ni et al. (2011), όπου τ_p η περίοδος του πρώτου παλμού στη θέση αυτή.

Πίνακας 2.2: Διάμεσες τιμές ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} (στήλη 2) για τους επιφανειακούς σταθμούς, όπως υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία, καθώς και της ταχύτητας V_{SZ}^{mea} από το μοντέλο αναφοράς (μέση ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων έως το υπόβαθρο). Στον πίνακα παρουσιάζεται και το βάθος z για όλους τους σταθμούς όπως υπολογίστηκε: α) από τη σχέση των Ni et al. (2014) (σχέση 8) για τιμή της παραμέτρου $\tau_p=0.1s$ (Σενάριο 1, στήλη 5)) και, β) το βάθος z από το μοντέλο της δομής αναφοράς που ήταν διαθέσιμο για κάθε σταθμό (στήλη 6), χρησιμοποιώντας το βάθος της ασυνέχειας μεταξύ τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του βραχώδους υποβάθρου (Σενάριο 2).

Σταθμός	V_{SZ}^{Pseis} (m/s)	V_{SZ}^{mea} (m/s) Μοντέλου Αναφοράς (Σενάριο 1)	V_{SZ}^{mea} (m/s) Μοντέλου Αναφοράς (Σενάριο 2)	z (m) Ni et al. (2014)	z (m) Μοντέλου Αναφοράς
BUT	359	451	270	36	148
E01	306	351	258	31	107
E02	278	384	194.7	28	196
E03	344	384	211	34	196
GRA	255	530	278	26	248
FRM	287	460	284	29	125
PRO	1743	789	1597	175	27
STC	807	358	560	81	38
STE	915	370	761	92	17
TST	325	435	225	33	185
W01	320	381	211	32	182
W02	188	(Χωρίς δεδομένα)	214	18.8	-
W03	190	497	225	19	355
CK0	392	346	264	39	90
CKWP	1543	717	1118	154	15



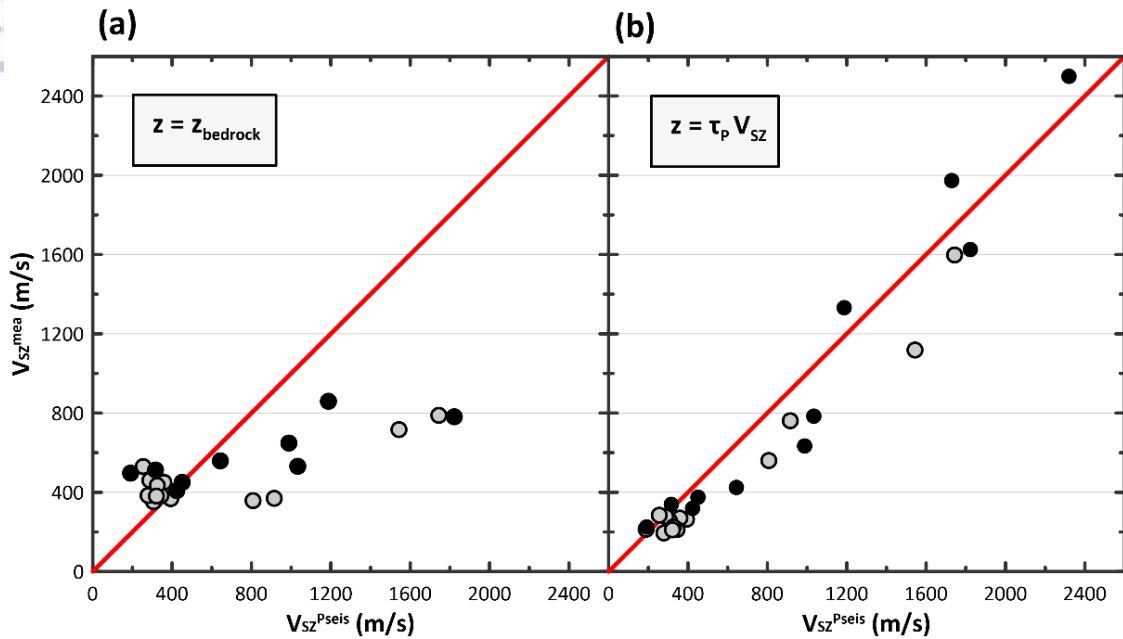
Σχ. 2.12: Σχηματική αναπαράσταση της διάδοσης και πρόσπτωσης των P και P-S κυμάτων στη διαχωριστική επιφάνεια, για τον ορισμό του βάθους z στο Σενάριο 1. Σε αυτή την περίπτωση το βάθος, z , είναι το βάθος της ασυνέχειας μεταξύ των ιζηματογενών στρωμάτων (εξεταζόμενων ως ένα «πακέτο») και του υποκείμενου βραχώδους υποβάθρου.



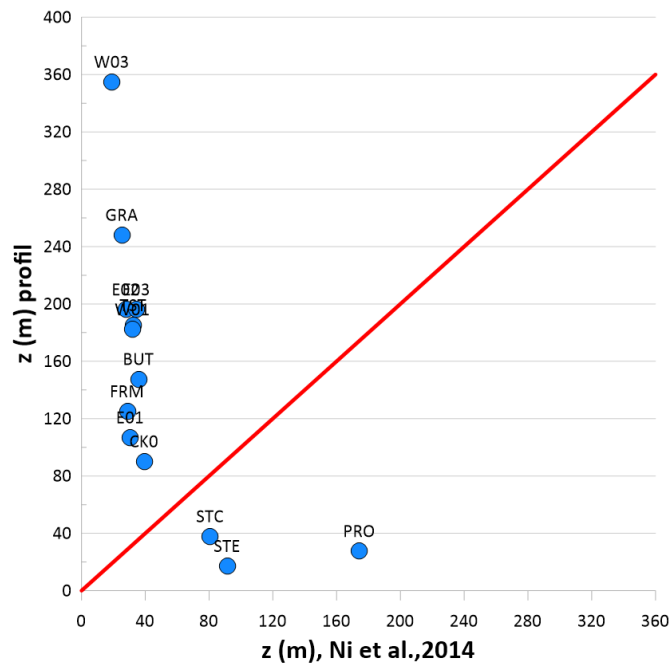
Σχ. 2.13: Σχηματική αναπαράσταση της διάδοσης και πρόσπτωσης των P και P-S κυμάτων στη διαχωριστική επιφάνεια για τον ορισμό του βάθους z στο Σενάριο 2. Σε αυτή την περίπτωση το βάθος, z , είναι το βάθος που προκύπτει από την σχέση $z = \tau_p * V_{SZ}$ (Ni et al., 2014), όπου τ_p θεωρείται η περίοδος του πρώτου παλμού που φτάνει στην θέση ενδιαφέροντος, και η οποία διαμορφώνει το κυρίαρχο μήκος κύματος.

Προκειμένου να βρεθεί ποιο τελικά είναι το βάθος, z , πώς επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός του, αλλά και να αξιολογηθούν παράλληλα και οι ταχύτητες V_{SZ}^{Pseis} , ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία: Αρχικά υπολογίστηκε η ταχύτητα V_{SZ} από τα μοντέλα δομής. Στο πρώτο σενάριο, η ταχύτητα αυτή αντιστοιχούσε στη μέση ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων έως το βάθος, z , της ασυνέχειας μεταξύ του τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του υποκείμενου βραχώδους υποβάθρου. Η σύγκριση της τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{mea} , για τους επιφανειακούς σταθμούς από τα μοντέλα δομής και των δύο δικτύων με την ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} όπως υπολογίστηκε από τον λόγο U_R/U_z στην παρούσα εργασία (Σχ. 2.14α) δείχνει πως υπάρχει μεγάλη απόκλιση σε πολλούς σταθμούς μεταξύ των δύο τιμών V_{SZ} που συγκρίθηκαν (π.χ. STC, STE, GRA).

Για να ελεγχθεί αν η δεύτερη υπόθεση είναι η σωστή, υπολογίστηκε το βάθος z με χρήση της σχέσης $z = \tau_p * V_{SZ}$, όπου $\tau_p = 0.1s$ (Ni et al., 2014) και V_{SZ} η ταχύτητα που υπολογίστηκε για κάθε σταθμό στην παρούσα διατριβή. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε η ταχύτητα V_{SZ}^{mea} από τα διαθέσιμα μοντέλα δομής έως το ίδιο βάθος z . Η σύγκριση της τοπικής ταχύτητας, V_{SZ}^{mea} , όπως προέκυψε από τη δεύτερη υπόθεση, με την ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , όπως υπολογίστηκε από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος, δείχνει την πολύ πιο καλή συσχέτιση των δύο τιμών (Σχ. 2.14β). Αυτό επιβεβαιώνεται και από το Σχήμα 2.15, όπου είναι εμφανές πως δεν υπάρχει καμία συσχέτιση μεταξύ του βάθους, z , που προκύπτει από τη σχέση (8) των (Ni et al., 2014) και του βάθους, z , που υπολογίστηκε μέχρι το τελευταίο ιζηματογενές στρώμα, όπως προσδιορίζεται από τα πραγματικά μοντέλα S ταχυτήτων των δύο δικτύων. Τα αποτελέσματα αυτά, που προσδιορίστηκαν χωρίς την εισαγωγή των βελτιώσεων που εξετάζονται στα επόμενα κεφάλαια, δείχνουν ότι η προσέγγιση των Ni et al. (2014) είναι η σωστή και πώς το βάθος z πρέπει να υπολογίζεται με τη σχέση (8), με πιθανή προσαρμογή του χρόνου τ_p , ανάλογα με τα μεγέθη των σεισμών.



Σχ. 2.14: Διάγραμμα της ταχύτητας: (α) V_{sz}^{mea} από τα τοπικά μοντέλα δομής σε κάθε επιφανειακό σταθμό με την V_{sz}^{Pseis} από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος. Ως V_{sz}^{mea} θεωρήθηκε η μέση ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων μέχρι το βάθος, z , της ασυνέχειας μεταξύ του τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του υποκείμενου βραχώδους υποβάθρου (Σενάριο 1), (β) V_{sz}^{mea} από το μοντέλο δομής με την V_{sz}^{Pseis} από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος. Ως V_{sz}^{mea} θεωρήθηκε η ταχύτητα που αντιστοιχεί στο βάθος, z , όπως αυτό προέκυψε με χρήση της σχέσης $z = \tau_p * V_{sz}^{Pseis}$, για $\tau_p = 0.1s$ και ταχύτητα, V_{sz}^{Pseis} , υπολογισμένη με χρήση της μεθόδου του P-σεισμογράμματος (Σενάριο 2). Με μαύρο χρώμα απεικονίζονται οι σταθμοί των κατακόρυφων δικτύων για τα δύο δίκτυα μελέτης. Με γκρι χρώμα απεικονίζονται οι επιφανειακοί σταθμοί στα δύο δίκτυα μελέτης.



Σχ. 2.15 Διάγραμμα του βάθους, z , ως το βάθος της ασυνέχειας μεταξύ τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του υποκείμενου βραχώδους υποβάθρου, με το βάθος, z , που προκύπτει από την σχέση των Ni et al. (2014) (σχέση 8 της παρούσας διατριβής).

2.5 Υπολογισμός της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων V_{S30}

Μετά από έρευνες στις περιοχές της Ιαπωνίας, της Καλιφόρνιας, της Τουρκίας και της Ευρώπης, οι Boore et al. (2011) κατέληξαν στο συμπέρασμα ύπαρξης συσχέτισης μεταξύ των τιμών της ταχύτητας V_{SZ} για διάφορα βάθη και της V_{S30} . Έτσι, σε περιπτώσεις όπου το εδαφικό προφίλ δεν ήταν γνωστό ως τα 30m, προτάθηκε από τους Boore et al. (2011) κατάλληλη σχέση, μέσω της οποίας είναι δυνατή η σύνδεση του δεκαδικού λογαρίθμου της μέσης ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων έως το γνωστό βάθος z με τη μέση ταχύτητα σε βάθος 30m:

$$\log V_{S30} = c_0 + c_1 \log V_{SZ} + c_2 (\log V_{SZ})^2 \quad (16)$$

όπου c_0 , c_1 , c_2 είναι σταθερές.

Είναι γεγονός ότι για την χρήση της ταχύτητας V_{S30} ως παράμετρο απόκρισης εδάφους, τα 30m είναι πολύ μικρό βάθος για να περιγράψει τη δομή ταχυτήτων που επηρεάζει περιόδους μεγαλύτερες των μερικών δέκατων του δευτερολέπτου. Προτάσεις έχουν αναφερθεί ότι η απόκτηση ακριβέστερων προβλέψεων εδαφικής κίνησης είναι δυνατή μέσω της κατηγοριοποίησης των εδαφών που να στηρίζεται σε βάθη που να είναι ανάλογα των περιόδων της εδαφικής κίνησης (Boore et al., 2011). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μελέτης των Boore et al. (2011), υπάρχει υψηλή συσχέτιση μεταξύ των ταχυτήτων V_{S30} και V_{SZ} ακόμα και για βάθη μεγαλύτερα των 30m. Η μεταβλητότητα μεταξύ των τιμών της ταχύτητας V_{S30} και των τιμών της V_{SZ} αυξάνει με το βάθος μέχρι τα 150m, ενώ για μεγαλύτερα βάθη είναι περίπου σταθερή. Από τα δεδομένα της έρευνας των Boore et al., 2011, προτάθηκε μία σχέση συσχέτισης του λογαρίθμου της ταχύτητας V_{S30} με τον λογάριθμο της ταχύτητας V_{SZ} για βάθη από 30m έως 600m.

$$\log V_{SZ} = c_0 + c_1 \log V_{S30} \quad (17)$$

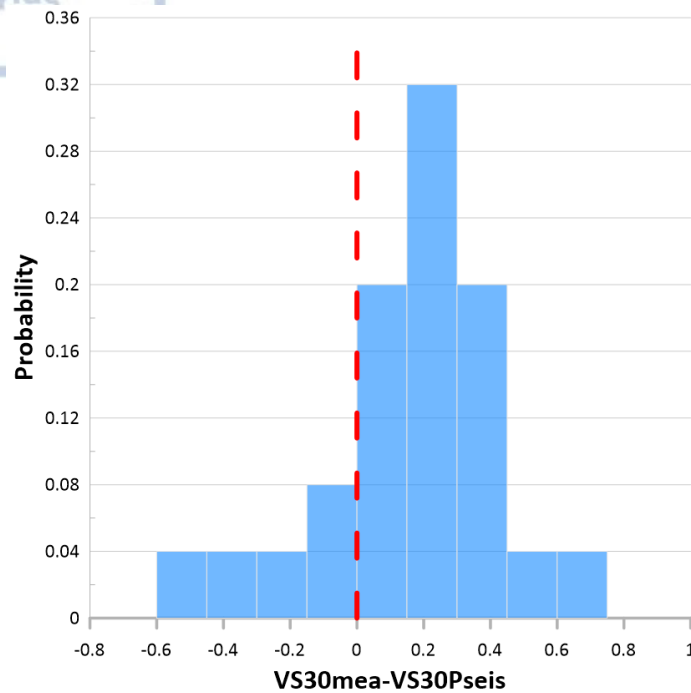
Ο υπολογισμός της ταχύτητας V_{S30}^{Pseis} έγινε μέσω της V_{SZ}^{Pseis} με χρήση των σχέσεων των Boore et al. (2011) για βάθη μικρότερα των 30m και για βάθη μεγαλύτερα των 30m, ανάλογα με το βάθος z που είχε υπολογιστεί για κάθε σταθμό. Έγινε, επιπλέον, υπολογισμός της ταχύτητας V_{S30}^{Pseis} με χρήση της εμπειρικής σχέσης των Miao et al. (2018), που συνδέει απευθείας τον λόγο U_R/U_Z με την V_{S30} . Οι τιμές της ταχύτητας V_{S30} που προέκυψαν από τις δύο σχέσεις μετατροπής για κάθε σταθμό, καθώς και η κατηγορία του Ευρωκώδικα στην οποία αντιστοιχούν βάσει των ταχυτήτων που υπολογίστηκαν, φαίνονται στον Πίνακα 2.3. Όπως είναι γνωστό από την γεωλογία της λεκάνης της Μυγδονίας, στα άκρα της λεκάνης το υπόβαθρο βρίσκεται σε μικρό βάθος. Οι σταθμοί PRO, PRR, STE και STC για τους οποίους υπολογίστηκαν μεγάλες ταχύτητες ($>500\text{m/s}$), είναι τοποθετημένοι στα άκρα της λεκάνης.

Από τη σύγκριση των ταχυτήτων που προέκυψαν με χρήση της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος με τις ταχύτητες από τα τοπικά μοντέλα δομής, γίνεται αντιληπτή μια συστηματική υπερεκτίμηση της ταχύτητας V_{S30} (Σχ. 2.17), τόσο με χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011), όσο και με χρήση της σχέσης των Miao et al. (2018). Σχετικά μεγάλη απόκλιση παρατηρήθηκε στις περιπτώσεις των σταθμών STC και PRO (55% και 30% αντίστοιχα) μεταξύ της ταχύτητας V_{S30}^{mea} αναφοράς και της V_{S30}^{Pseis} με χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011). Πιθανές αιτίες ασυμφωνίας στην ταχύτητα V_{S30}

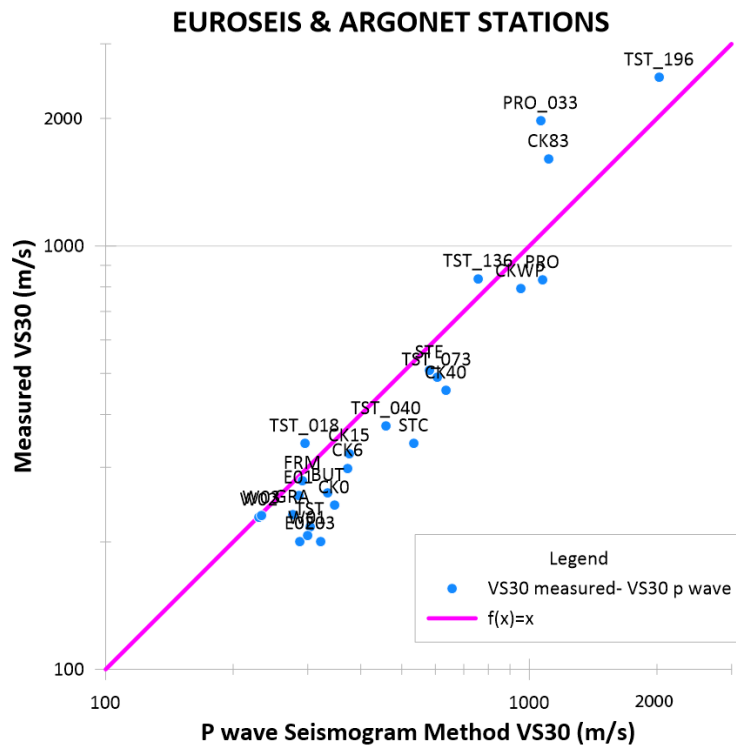
και κατά συνέπεια στην κατηγοριοποίηση του εδάφους, θα μπορούσαν να είναι η λανθασμένη επιλογή πρώτης άφιξης, λόγω χαμηλού SNR σε μεγάλο αριθμό καταγραφών, το μικρό δείγμα κάποιων σταθμών (π.χ. E01, W02, W03), σφάλματα στον προσδιορισμό του επικέντρου ή σφάλματα από την σχέση μετατροπής της V_{SZ} σε V_{S30} , καθώς και μεγάλος αριθμός σεισμών σε πολύ μικρές επικεντρικές αποστάσεις. Όπως προαναφέρθηκε η ύπαρξη δεδομένων σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις ενδέχεται να οδηγήσει σε πολύ υψηλές τιμές ταχύτητας, και κατά συνέπεια στην υπερεκτίμηση της διάμεσης ταχύτητας V_{SZ} του κάθε σταθμού. Επιπλέον, ο μικρός αριθμός δεδομένων ταχύτητας παγκοσμίως για μεγάλα βάθη (π.χ. 600m), καθιστά δύσκολη την καλή συσχέτιση μεταξύ της V_{SZ} και της V_{S30} για μεγάλες τιμές z (σταθμούς σε βραχώδες υπόβαθρο). Ωστόσο, φαίνεται να υπάρχει μία σχετικά καλή συμφωνία στην κατηγοριοποίηση του εδάφους κατά EN1998-1.

Πίνακας 2.3: Μέσες τιμές της ταχύτητας V_{S30}^{Pseis} , όπως προέκυψαν από την ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} με χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011), από τον λόγο U_R/U_Z με χρήση της σχέσης των Miao et al. (2018), και από τα τοπικά μοντέλα της δομής αναφοράς, καθώς και οι αντίστοιχες εδαφικές κατηγορίες κατά EC8 (EN1998-1).

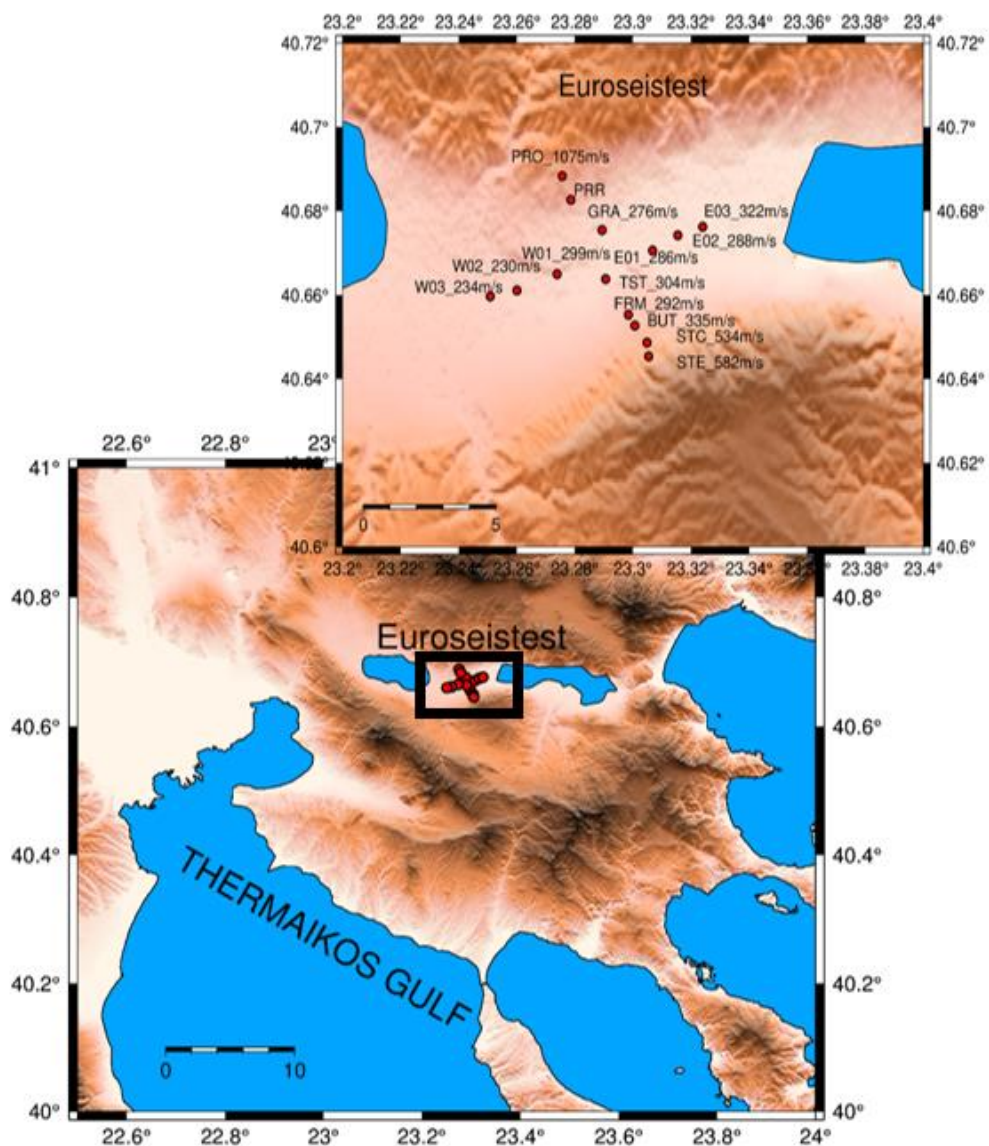
Σταθμός	V_{S30}^{Pseis} (m/s) Boore et al. 2011	V_{S30}^{Pseis} (m/s) Miao et al. 2018	V_{S30}^{mea} (m/s)	Εδαφική Κατηγορία EC8 (Boore et al. 2011)	Εδαφική Κατηγορία EC8 (Miao et al. 2018)	Εδαφική Κατηγορία EC8 (Αναφοράς)
BUT	335	377	261	C	C	C
E01	286	376	258	C	B	C
E02	288	356	201	C	C	C
E03	322	432	201	C	B	C
GRA	276	347	232	C	C	C
FRM	292	364	279	C	B	C
PRO	1075	758	831	A	B	A
PRO_03 3	1064	660	1974	-	-	-
STC	534	561	342	B	B	C
STE	582	562	509	B	B	B
TST	304	383	217	C	B	C
TST_018	295	411	342	-	-	-
TST_040	460	482	375	-	-	-
TST_073	605	538	489	-	-	-
TST_136	758	630	837	-	-	-
TST_196	2028	824	2500	-	-	-
W01	299	355	207	C	C	C
W02	230	317	229	C	C	C
W03	234	296	231	C	C	C
CK0	346	414	244	C	B	C
CK6	373	411	299	-	-	-
CK15	376	418	324	-	-	-
CK40	636	601	455	-	-	-
CK83	1111	793	1605	-	-	-
CKWP	953	749	793	A	B	B



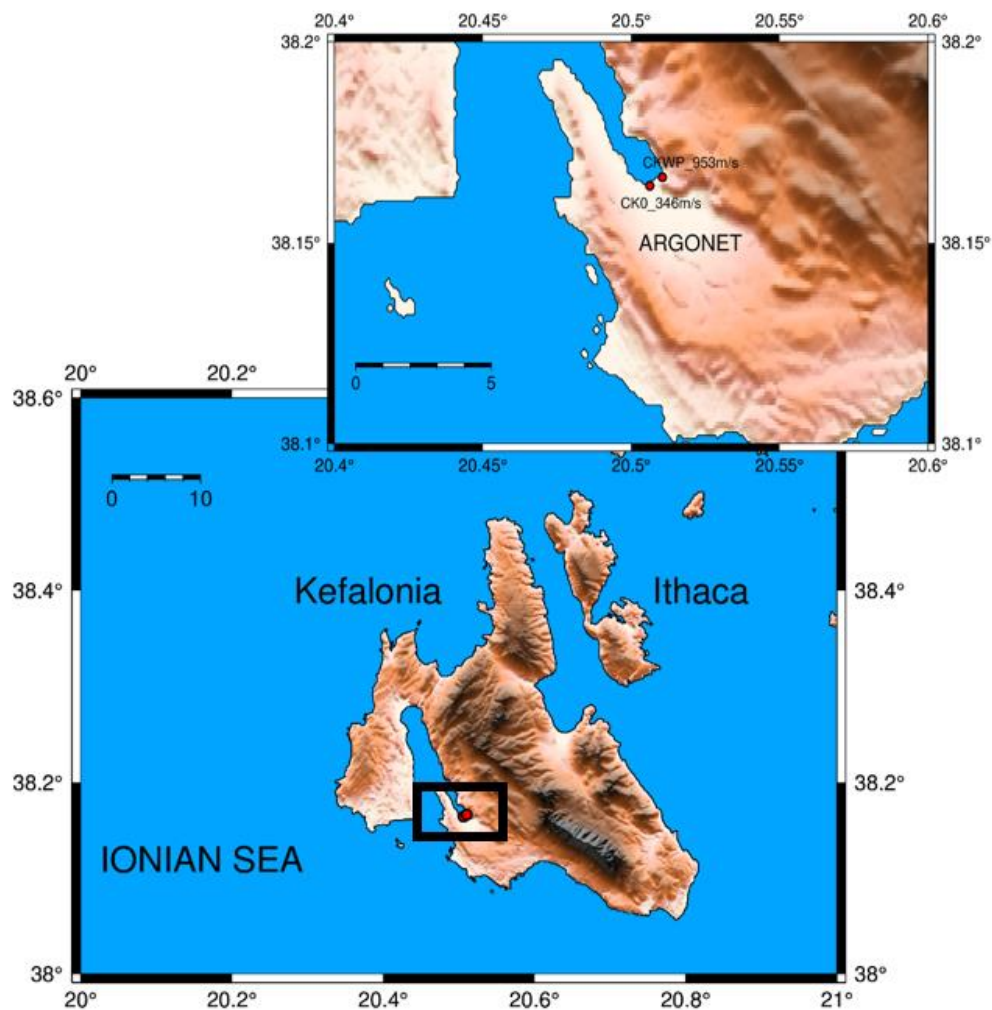
Σχ. 2.16: Ιστόγραμμα διαφοράς της ταχύτητας V_{S30} από τα τοπικά μοντέλα δομής αναφοράς (V_{S30}^{mea}) με την ταχύτητα V_{S30}^{Pseis} από την μέθοδο P-σεισμογράμματος, όπου είναι εμφανής η υπερεκτίμηση της ταχύτητας.



Σχ. 2.17: Σύγκριση των τιμών V_{S30} από τα τοπικά μοντέλα δομής αναφοράς (V_{S30}^{mea}) με τιμές της ταχύτητας V_{S30} από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος (V_{S30}^{Pseis}). Με μωβ γραμμή σημειώνεται η διχοτόμος (εξίσωση ισότητας) στο κάτω σχήμα.



Σχ. 2.18: Χάρτης με τις θέσεις των σταθμών του Euroseistest και της τιμής της ταχύτητας V_{s30}^{Pseis} , όπως υπολογίστηκε από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος και τη χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011) για τη μετατροπή των τιμών της VSZPseis.



Σχ. 2.19: Χάρτης με τις θέσεις των σταθμών του ARGONET και της τιμής της ταχύτητας V_{S30}^{Pseis} , όπως υπολογίστηκε από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος, με χρήση της σχέσης των Boore et al. (2011) για τη μετατροπή των τιμών της V_{S2}^{Pseis} .

3. Διερεύνηση της αξιοπιστίας της μεθόδου του P-σεισμογράμματος

Η διαδικασία που ακολουθήθηκε στο 2^ο Κεφάλαιο για τον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} με τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος θεωρεί ότι τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην επεξεργασία (π.χ. επίκεντρα σεισμών) είναι σωστά υπολογισμένα, δηλαδή αντιστοιχούν στα πραγματικά. Ωστόσο, οποιοδήποτε σφάλμα, π.χ. στην ακριβή θέση γένεσης του σεισμού είναι προφανές ότι θα μπορούσε να επηρεάσει τα αποτελέσματα της μεθοδολογίας. Το σφάλμα θα μπορούσε να αφορά την εκτίμηση είτε του εστιακού βάθους, είτε της επικεντρικής απόστασης από το σταθμό καταγραφής. Επιπλέον, η μεθοδολογία θεωρεί ότι η Γη αποτελείται από οριζοντίως ομογενή στρώματα, δηλαδή στρώματα στα οποία παρατηρείται μεταβολή της ταχύτητας μόνο με το βάθος και κάνει χρήση ενός μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων προκειμένου να γίνει ο προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Το μοντέλο επομένως που χρησιμοποιείται αποτελεί ένα απλοποιημένο μοντέλο και δεν λαμβάνει υπόψη πιθανές διαφοροποιήσεις στο πραγματικό μοντέλο δομής του εκάστοτε σταθμού. Τέλος, ένα βασικό ερώτημα της μεθοδολογίας αφορά το βάθος στο οποίο αναφέρεται η ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} που υπολογίζεται. Ειδικότερα η σχέση των Ni et al. (2014) που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του (σχέση 8), θεωρεί (στις περισσότερες εφαρμογές) ότι η παράμετρος τ_p παίρνει την τιμή 0.1s. Ωστόσο, η τιμή αυτή συνήθως θεωρείται γενικά αντιπροσωπευτική για σεισμούς με τοπικά μεγέθη, M_L , 3 έως 4. Τόσο στις περισσότερες προηγούμενες εφαρμογές της μεθοδολογίας, όσο και στην παρούσα διατριβή συμπεριλαμβάνονται και σεισμοί με μεγέθη εκτός αυτού του εύρους, οπότε υπήρχε ανάγκη να προσδιοριστεί με κάποιο αντικειμενικό τρόπο, όχι μόνο η τιμή της παραμέτρου τ_p , αλλά και η πιθανή επίδραση του μεγέθους.

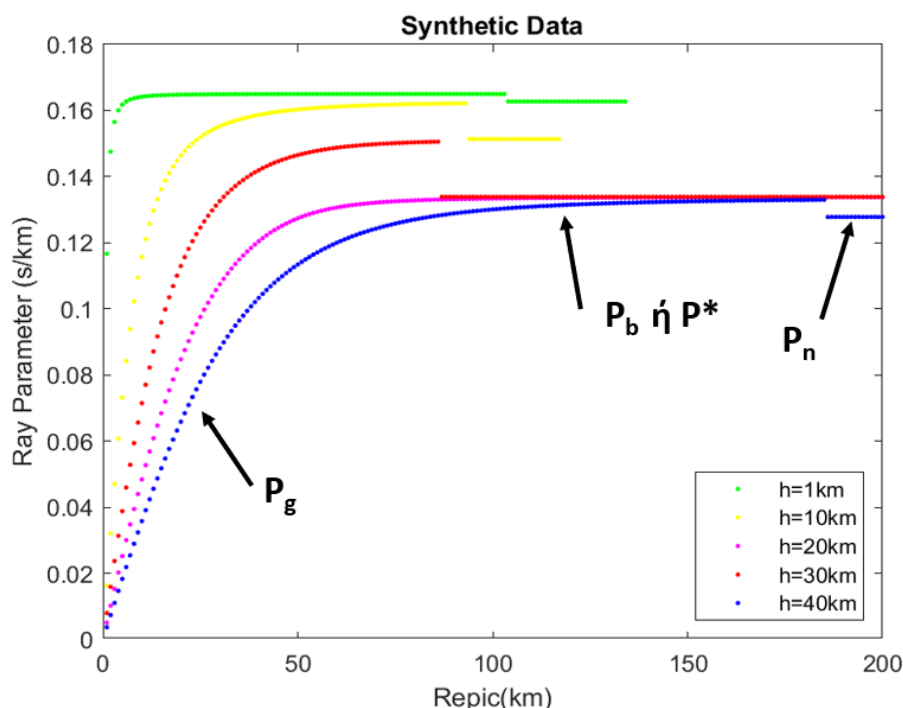
Στο πλαίσιο της διατριβής έγινε μια προσπάθεια διερεύνησης και κατανόησης της επιρροής των σφαλμάτων που υπάρχουν στο επίκεντρο του σεισμού και της χρήσης του απλοποιημένου μοντέλου δομής στην συγκεκριμένη μεθοδολογία για τον προσδιορισμό της επιφανειακής δομής του φλοιού. Παράλληλα, προκειμένου να υπολογιστεί το σωστό βάθος, z , για το οποίο η μέθοδος προσδιορίζει την τιμή της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} , αναζητήθηκε η κατάλληλη τιμή της παραμέτρου τ_p ώστε να χρησιμοποιηθεί στη σχέση (8). Η διερεύνηση στόχευε, αρχικά, στον προσδιορισμό της αιτίας εμφάνισης μη αξιόπιστων αποτελεσμάτων της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , ιδίως σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις, φαινόμενο που εντοπίστηκε στα αποτελέσματα σε όλους τους σταθμούς.

Η διερεύνηση έγινε μέσα από μία σειρά προσομοιώσεων τύπου Monte Carlo. Πρόκειται για μία στοχαστική διαδικασία, η οποία αποσκοπεί στην επίλυση ενός πραγματικού προβλήματος με χρήση τυχαίων αριθμών που υπακούουν και προσομοιώνουν συγκεκριμένες στατιστικές κατανομές. Συνήθως, χρησιμοποιείται στις περιπτώσεις που τα συστήματα είναι πολύ πολύπλοκα και οι αναλυτικές λύσεις πρακτικά αδύνατες (π.χ., Χατζησπύρος, 2023). Όταν χρησιμοποιούνται συγκεκριμένα μαθηματικά μοντέλα κατανομής πιθανοτήτων, όπως στην μέθοδο Monte Carlo, επιτυγχάνεται η εξαγωγή διαφορετικών αποτελεσμάτων κάθε φορά (Metropolis & Ulam, 1949). Στην ουσία γίνεται προσπάθεια αναπαράστασης του ζητούμενου στοχαστικού φαινομένου υπολογιστικά, με σκοπό την δημιουργία ρεαλιστικών μοντέλων (Χατζησπύρος, 2023). Οι παραπάνω προσομοιώσεις χρησιμοποιούνται ευρέως σε διάφορα φυσικές και μαθηματικές προσομοιώσεις (μοντέλα) και έρευνες. Κύριο πλεονέκτημα χρήσης της συγκεκριμένης μεθόδου είναι η λήψη αποτελεσμάτων από μεγάλο εύρος τυχαίων δειγμάτων, που επιτρέπουν την αναπαραγωγή των συστηματικών χαρακτηριστικών των αποτελεσμάτων, με αποτέλεσμα να αναδεικνύουν τις

τροποποιήσεις που πρέπει να γίνουν για την βελτίωση των αποτελεσμάτων, π.χ. της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος στην περίπτωση μας.

3.1 Διερεύνηση της επιρροής του σφάλματος στο εστιακό βάθος και στην επικεντρική απόσταση στην παράμετρο σεισμικής ακτίνας p και την ταχύτητα V_{sz}

Για την διερεύνηση της επιρροής του εστιακού βάθους του σεισμού στα αποτελέσματα της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος πραγματοποιήθηκε κατάλληλη προσομοίωση χρησιμοποιώντας συνθετικά δεδομένα. Ειδικότερα, έγινε επιλογή πέντε εστιακών βαθών, με τιμές 1m, 10m, 20m, 30m και 40m. Η επιλογή των προαναφερθέντων τιμών αποσκοπούσε στην εξέταση σεισμών μικρού, μεσαίου και μεγάλου εστιακού βάθους (με βήμα $\sim 10m$), ώστε να υπάρχει καλή εικόνα της επίδρασης του εστιακού βάθους στην παράμετρο σεισμικής ακτίνας και, κατά συνέπεια, στην μέση ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων σε βάθος z (V_{sz}) που υπολογίζει η μέθοδος. Η επιλογή των τιμών των επικεντρικών αποστάσεων που συμμετείχαν στον υπολογισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας στο πλαίσιο της προσομοίωσης περιλάμβανε όλες τις τιμές στο διάστημα 0 έως 200km με βήμα 1km. Για τη μελέτη των συνθετικών δεδομένων οι σεισμοί χωρίστηκαν σε ομάδες ίδιων εστιακών βαθών. Προκειμένου να είναι εφικτός ο προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας σε κάθε ομάδα συνθετικών δεδομένων (ίδιου εστιακού βάθους) έγινε χρήση του μονοδιάστατου μοντέλου δομής του φλοιού (μοντέλο ταχυτήτων) που είχε προκύψει για τον σταθμό PRO του δικτύου Euroseistest, στο χωριό του Προφήτη στη Μυγδονία.



Σχ. 3.1: Μεταβολή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με την επικεντρική απόσταση για διαφορετικές τιμές εστιακού βάθους και το μοντέλο δομής του σταθμού PRO (Euroseistest).

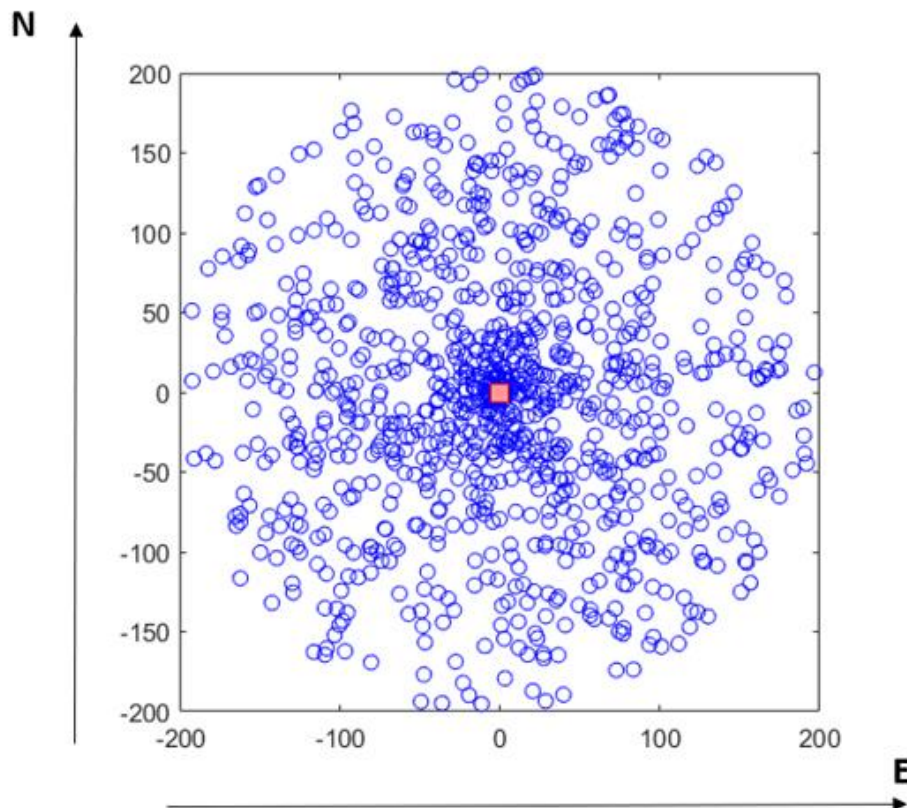
Στο Σχήμα (3.1) παρουσιάζεται η μεταβολή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας p , με την επικεντρική απόσταση για τις 5 ομάδες σεισμών ίδιου βάθους που εξετάστηκαν. Από τα αποτελέσματα είναι εμφανές ότι σε όλες τις ομάδες δεδομένων παρατηρήθηκε το ίδιο μοτίβο, δηλαδή η πολύ απότομη αύξηση της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με την αύξηση της επικεντρικής απόστασης μέχρι μία τιμή επικεντρικής απόστασης (σεισμική φάση P_g). Σε όλες τις περιπτώσεις ακολουθούσε η σταθεροποίηση της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας (σεισμική φάση P^*) και μικρή μείωση σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (σεισμική φάση P_n). Παρόμοιο μοτίβο είχε παρατηρηθεί και στα πραγματικά δεδομένα της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας των δικτύων Euroseistest και ARGONET (Σχ. 2.9). Επιπλέον, όσο μεγαλύτερο είναι το εστιακό βάθος, τόσο μεγαλώνει και η τιμή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας των σεισμικών φάσεων P^* και P_n . Όπως φαίνεται και από την σχέση που προτάθηκε από τους Li et al. (2014) (σχέση 9), υπάρχει μία σχέση της μορφής $p^*V_{SZ}=f(U_R/U_Z)$. Κατά συνέπεια, για συγκεκριμένη θέση όπου ο λόγος U_R/U_Z παραμένει σταθερός, η ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , παρουσιάζει εξάρτηση αποκλειστικά από την παράμετρο σεισμικής ακτίνας. Έτσι, μία λάθος εκτίμηση π.χ. του εστιακού βάθους και της επικεντρικής απόστασης του σεισμού, θα οδηγήσει συστηματικά σε λάθος τιμή της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , που προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος. Για τον λόγο αυτό, διερευνήθηκε η επίδραση ύπαρξης σφάλματος σε αυτές τις δύο ποσότητες με εφαρμογή της μεθόδου Monte Carlo. Ειδικότερα, χρησιμοποιώντας ομογενή (χωρικά και κατά βάθος) κατανομή, παράχθηκαν 30.000 τυχαία επίκεντρα (Σχ. 3.2) (επικεντρικές αποστάσεις και εστιακά βάθη). Το εύρος τιμών της επικεντρικής απόστασης ορίστηκε μεταξύ των τιμών 0km και 200km, ενώ οι τιμές εστιακού βάθους μεταξύ 0 και 30km, καθώς εστιάσαμε κυρίως σε επιφανειακούς σεισμούς που συμβαίνουν στο μέσο και ανώτερο φλοιό. Με βάση τις τυχαίες θέσεις των επικέντρων έγινε προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με χρήση του μονοδιάστατου μοντέλου δομής (ταχυτήτων) που προέκυψε για τον σταθμό PRO. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε ο θεωρητικός λόγος U_R/U_Z με χρήση της σχέσης:

$$\frac{U_R}{U_Z} = \sqrt{\frac{4p^2V_{SZ}^2(1-p^2V_{SZ}^2)}{(2p^2V_{SZ}^2-1)^2}}, \quad (18)$$

που συνδέει τον λόγο αυτό με την παράμετρο σεισμικής ακτίνας και την ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων V_{SZ}^{Pseis} . Οι υπολογισμοί έγιναν, αρχικά, για τρεις ενδεικτικές τιμές ταχυτήτων V_{SZ}^{REF} , ίσες με 200m/s, 400m/s και 1000m/s.

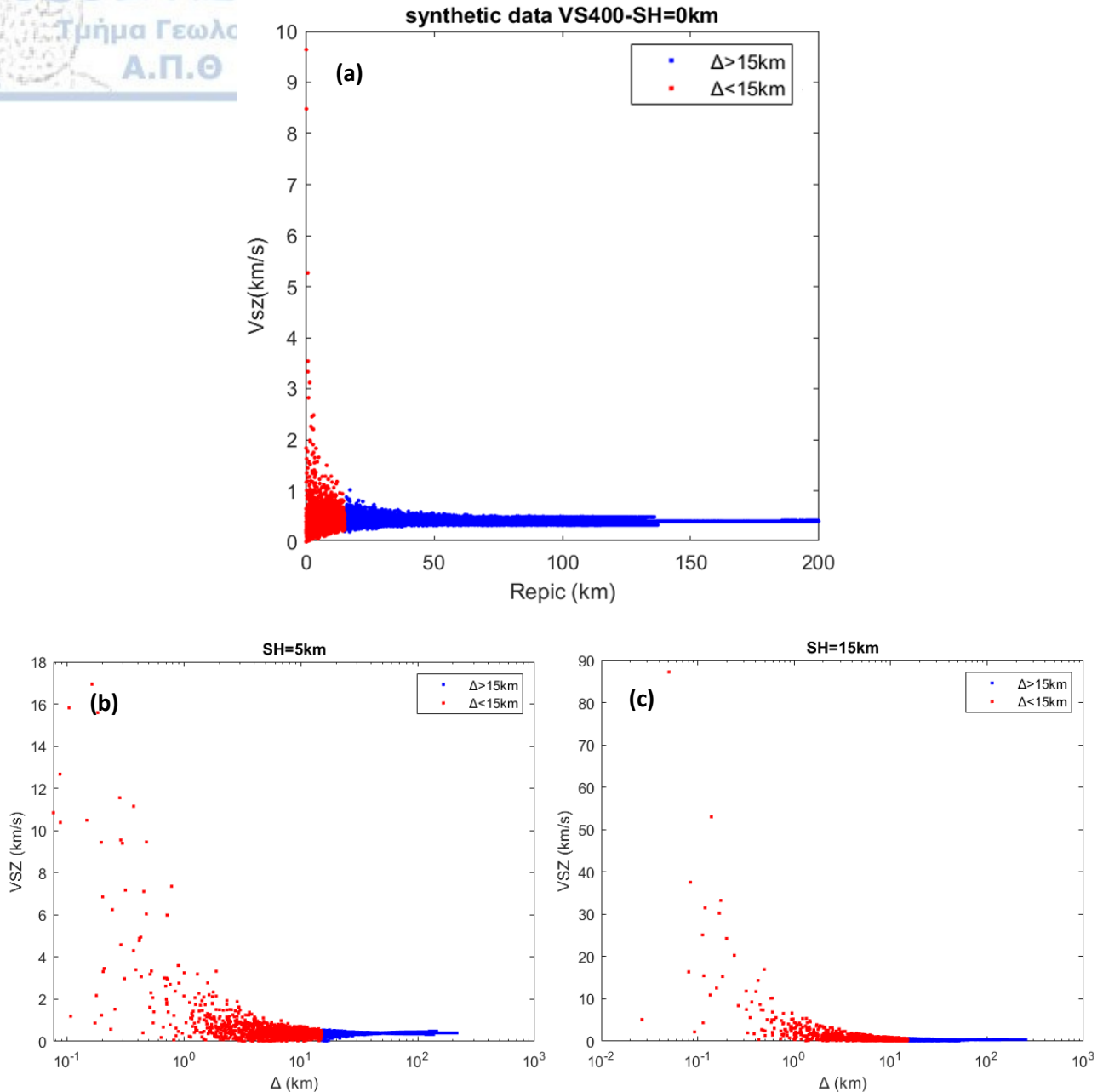
Στη συνέχεια έγινε εισαγωγή τυχαίου σφάλματος (κανονική κατανομή) στα συνθετικά δεδομένα, τόσο στην παράμετρο της επικεντρικής απόστασης όσο και του εστιακού βάθους. Αρχικά, έγινε επιλογή τιμής σφάλματος 10km, τόσο για το οριζόντιο σφάλμα (SH) στο επίκεντρο, αλλά και για το κατακόρυφο σφάλμα στο βάθος (SZ). Σε περίπτωση που με την εισαγωγή σφάλματος πρόκυπτε αρνητική τιμή στην επικεντρική απόσταση ή στο εστιακό βάθος, η τιμή τους οριζόταν εκ νέου στα 0.01km. Ως μέγιστο εστιακό βάθος μετά την εισαγωγή σφάλματος ορίστηκαν τα 40km, ενώ δεν τέθηκε όριο στην μέγιστη τιμή επικεντρικής απόστασης. Μετά την εισαγωγή των οριζοντίων και κατακόρυφων σφαλμάτων, έγινε εκ νέου προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, για τα «μετακινημένα» υπόκεντρα, δηλαδή τα υπόκεντρα με σφάλματα. Στη συνέχεια, χρησιμοποιήθηκε η τιμή αυτή σε συνδυασμό με την τιμή του αρχικά υπολογισμένου θεωρητικού λόγου U_R/U_Z (σχέση 18) για τα «σωστά» επίκεντρα, δηλαδή χωρίς την παρουσία σφάλματος (SH ή SZ). Το αποτέλεσμα ήταν να δημιουργηθούν τρεις ομάδες δεδομένων V_{SZ} , μία από κάθε ομάδα λόγων U_R/U_Z που είχε

προκύψει, για τις τρεις υποθετικές ταχύτητες, V_{sz} , 200m/s, 400m/s και 1000m/s, που χρησιμοποιήθηκαν.



Σχ. 3.2: Σχηματικός χάρτης τυχαίων επικέντρων συνθετικών σεισμών (κύκλοι) μετά από εφαρμογή της μεθόδου Monte Carlo σε επικεντρικές αποστάσεις έως 200km. Με τετράγωνο συμβολίζεται ο σταθμός καταγραφής.

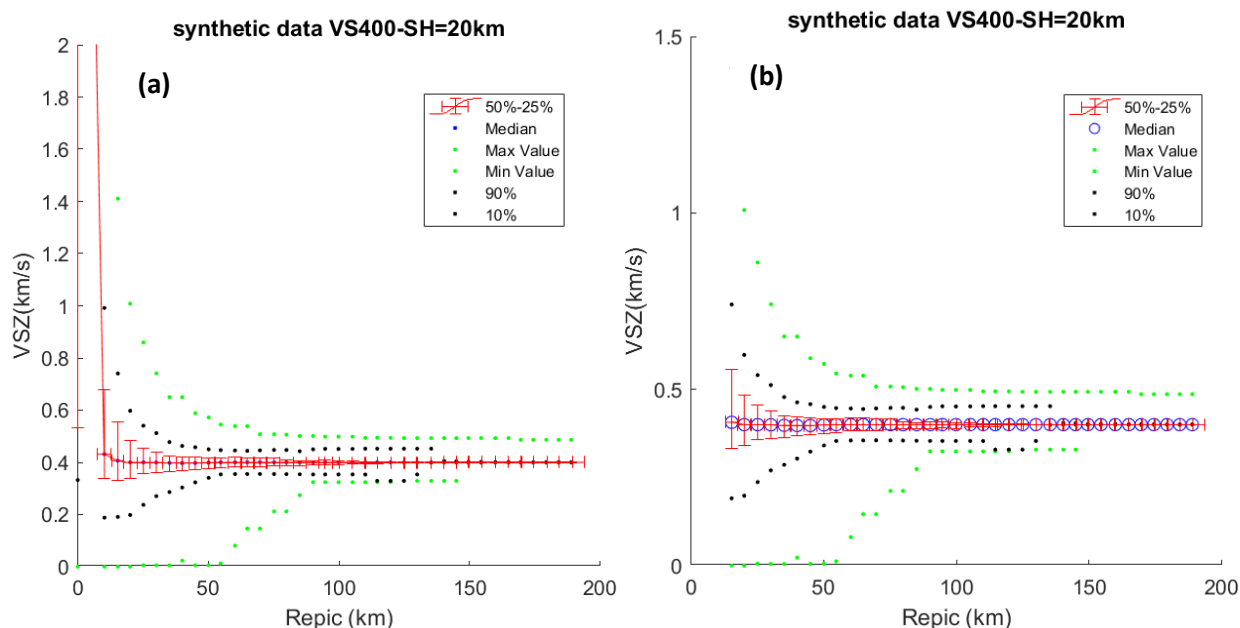
Η επεξεργασία, επαναλήφθηκε 6 ακόμη φορές για διαφορετικές τιμές σφάλματος SH (0, 2, 5, 15, 20, 25km). Για όλες τις ομάδες τιμών ταχυτήτων V_{sz}^{Pseis} που προέκυψαν από τις ταχύτητες αναφοράς που αρχικά υιοθετήσαμε (200, 400 και 1000m/s) παρατηρήθηκε το ίδιο μοτίβο (Σχ. 3.3): η εμφάνιση, δηλαδή, πολύ υψηλών τιμών ταχυτήτων σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις. Η αύξηση της τιμής του οριζοντίου σφάλματος, SH, συνοδεύτηκε από αύξηση της μέγιστης τιμής ταχύτητας, αλλά και αύξηση του αριθμού των δεδομένων που οδηγούσαν σε ανάλογες πλασματικά μεγάλες τιμές. Για παράδειγμα, στα δεδομένα χωρίς οριζόντιο σφάλμα (SH=0) εκτιμήθηκε μέγιστη τιμή ταχύτητας, V_{sz}^{Pseis} , περίπου 9.7km/s, ενώ στα δεδομένα με οριζόντιο σφάλμα SH=15km η μέγιστη τιμή ταχύτητας έφτασε περίπου στην τιμή 90km/s!



Σχ. 3.3: Διαγράμματα συνθετικών τιμών μέσης ταχύτητας V_{SZ} που υπολογίστηκαν στις δοκιμές τύπου Monte Carlo για $V_{SZ}=400\text{m/s}$ με την επικεντρική απόσταση για σφάλμα στο εστιακό βάθος $SZ=10\text{km}$ και: (a) χωρίς σφάλμα στην επικεντρική απόσταση ($SH=0$), (b) σφάλμα $SH=5\text{km}$ στην επικεντρική απόσταση σε ημι-λογαριθμικούς άξονες, (c) σφάλμα $SH=15\text{km}$ στην επικεντρική απόσταση σε ημι-λογαριθμικούς άξονες.

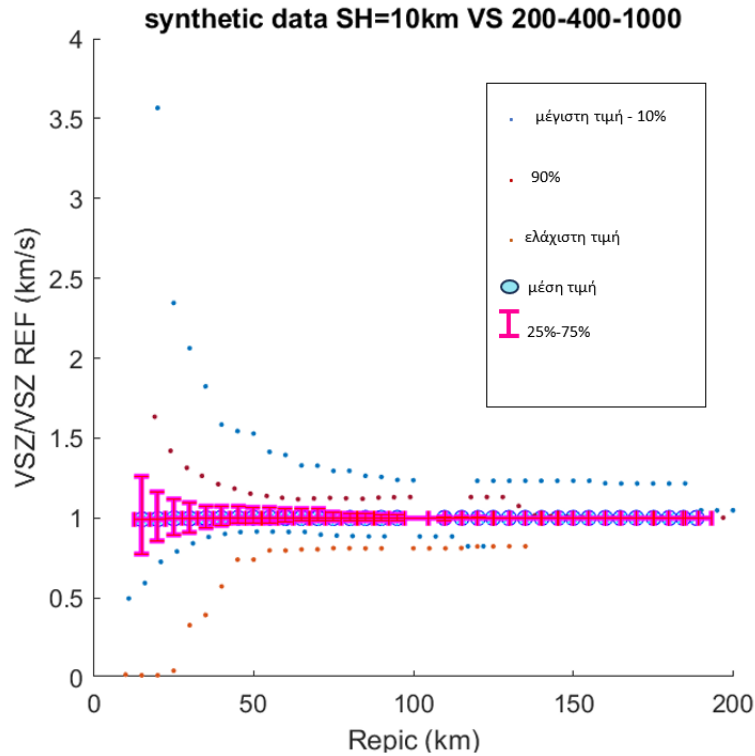
Λόγω της πολύ μεγάλης διασποράς των αποτελεσμάτων, και για να εξαχθούν κάποια στατιστικά συμπεράσματα έγινε υπολογισμός της διαμέσου, του 3^{ου} τεταρτημόριου (των τιμών ταχύτητας που περιλαμβάνουν το 75% των δεδομένων), του 1^{ου} τεταρτημόριου (των τιμών που περιλαμβάνουν το 25% των δεδομένων), καθώς και των τιμών που περιλαμβάνουν το 90% και το 10% των δεδομένων για ομάδες σεισμών σε ορισμένο εύρος επικεντρικών αποστάσεων. Ειδικότερα, έγινε εκτίμηση των προαναφερθέντων παραμέτρων για εύρος επικεντρικής απόστασης 10km για τα πρώτα 100km με αλληλοεπικάλυψη 5km, και για εύρος 20km με αλληλοεπικάλυψη 10km από τα 90km έως τα 200km, και για τις τρεις ομάδες δεδομένων με θεωρητικές ταχύτητες, V_{SZ} , 0.2km/s, 0.4km/s και 1km/s. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η διάμεσος ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , παρουσιάζει συστηματική υπερεκτίμηση

για αποστάσεις μεταξύ 0km και περίπου 10km, ενώ δεν παρατηρείται αντίστοιχα σημαντική υπερεκτίμηση για επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 15km (Σχ. 3.4). Η αποτύπωση των διασπορών (25% και 75%) έδειξε έντονη ασυμμετρία, με την τιμή του άνω ορίου (75%) να εμφανίζεται συστηματικά μεγαλύτερη. Η πολύ μεγάλη διασπορά των αποτελεσμάτων για επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 10km, οδηγεί στο εμφανές συμπέρασμα ότι η χρήση των συγκεκριμένων δεδομένων είναι εντελώς αναξιόπιστη.



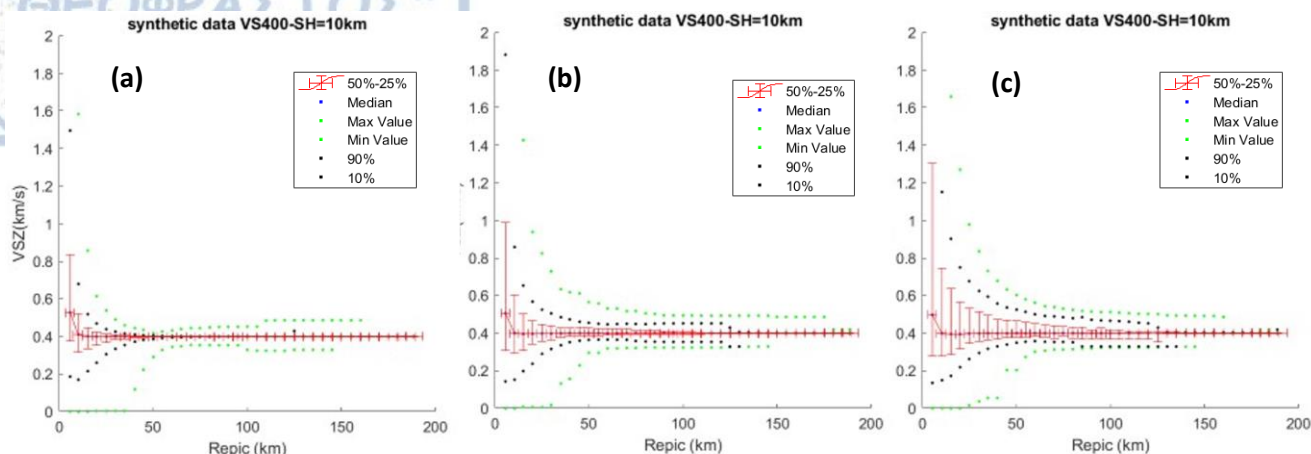
Σχ. 3.4: Μεταβολή των τιμών της μέσης ταχύτητας V_{sz}^{Pseis} που υπολογίστηκαν στις δοκιμές τύπου Monte Carlo για ταχύτητα $V_{sz}^{REF}=400m/s$ με την επικεντρική απόσταση για σφάλμα στο εστιακό βάθος $SZ=10km$ και σφάλμα στην επικεντρική απόσταση $SH=20km$ (a) για όλες τις τιμές επικεντρικών αποστάσεων και, (b) για επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 10km. Είναι εμφανής η μεγάλη απόκλιση αλλά και γενικά τα προβλήματα που παρατηρούνται σε επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 10km. Η μέση τιμή της ταχύτητας V_{sz}^{Pseis} φαίνεται να τείνει στην θεωρητική ($V_{sz}^{REF}=400m/s$) για μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις.

Σε μια προσπάθεια να μελετηθεί η επίδραση των σφαλμάτων SH και SZ ανεξάρτητα από την τιμή της V_{sz} , υπολογίστηκε η σχετική μεταβολή της ταχύτητας και στις τρεις (3) προσομοιώσεις, δηλαδή ο λόγος της υπολογισμένης τιμής ταχύτητας, V_{sz}^{Pseis} , που προέκυψε για τις τρεις ομάδες δεδομένων, προς την αρχική θεωρητική V_{sz}^{REF} (0.2, 0.4 ή 1 km/s). Στα αποτελέσματα είναι εμφανές πως η τιμή της διαμέσου, η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή, αλλά και η τιμή που αντιστοιχεί στο 90% και 10% των τιμών της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας, παρουσιάζει πλήρη ταύτιση για τις τρεις ομάδες δεδομένων για επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 15km, όπου έχει γίνει απομάκρυνση των ακραίων τιμών ταχύτητας (Σχ. 3.5). Η ταύτιση των σχετικών σφαλμάτων της ταχύτητας V_{sz} που προκαλούν τα σφάλματα στο επίκεντρο (SH και SZ) για τις τιμές της ταχύτητας V_{sz} που εξετάστηκαν, δείχνει ότι η χρήση σχετικών σφαλμάτων στον υπολογισμό της V_{sz}^{Pseis} οδηγεί στα ίδια αποτελέσματα, ανεξάρτητα από την τιμή της V_{sz}^{REF} που θα επιλεγεί. Η διαπίστωση αυτή μας οδήγησε στην επιλογή μιας μόνο ομάδας για την περαιτέρω παραμετρική διερεύνηση, θεωρώντας ως ταχύτητα αναφοράς την τιμή $V_{sz}^{REF}=0.4km/s$.



Σχ. 3.5: Διάγραμμα του λόγου της υπολογισμένης τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , στις δοκιμές τύπου Monte-Carlo προς τη θεωρητική ταχύτητα, V_{SZ}^{REF} , για τις τρεις ομάδες συνθετικών δεδομένων ($V_{SZ}^{REF}=0.2, 0.4$ και 1.0km/s) που μελετήθηκαν, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση. Οι καμπύλες του μέγιστου, ελάχιστου, 90%, 10%, 75%, 25% και της διάμεσης τιμής για τις τρεις ομάδες δεδομένων δεν ξεχωρίζουν λόγω πρακτικά πλήρους ταύτισης.

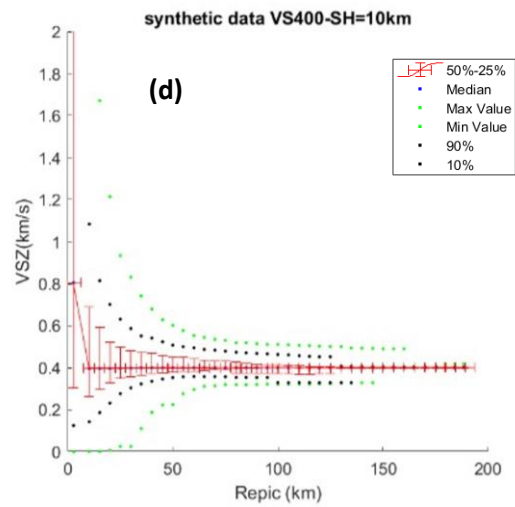
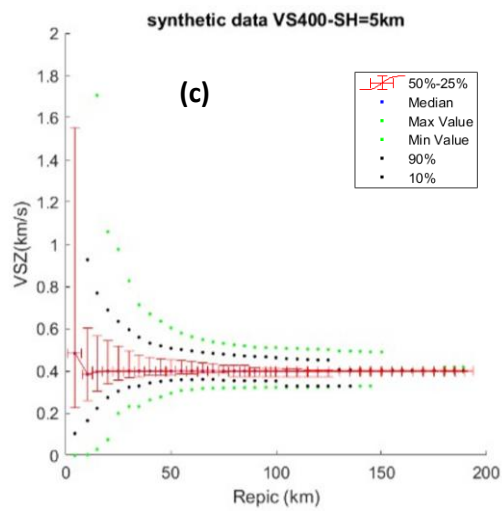
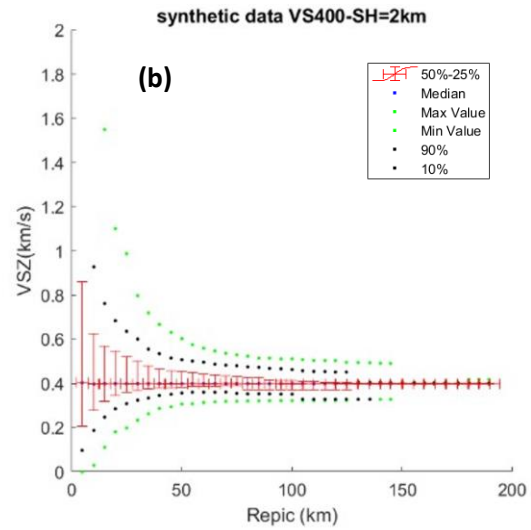
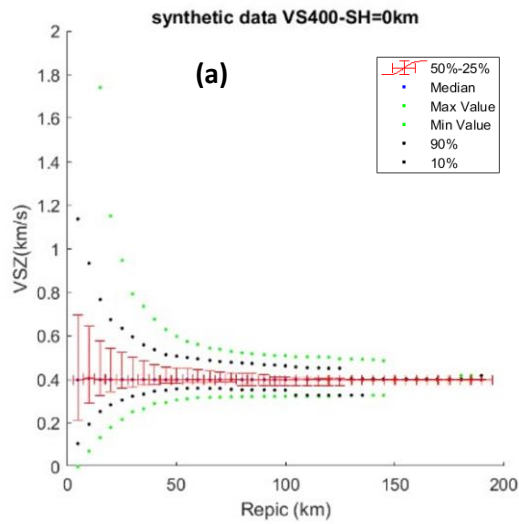
Για την περαιτέρω διερεύνηση της επίδρασης και του σφάλματος στο εστιακό βάθος, έγινε επανάληψη της διαδικασίας υπολογισμού της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της μέσης τιμής της ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων, V_{SZ}^{Pseis} , για 6 ακόμη τιμές σφάλματος στο βάθος ($SZ=0, 2, 5, 15, 20, 25\text{km}$). Τα αποτελέσματα (Σχ. 3.6) δείχνουν ότι η τιμή που αντιστοιχεί στο 75% της της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} παρουσιάζει σημαντική αύξηση με την αύξηση του σφάλματος στο εστιακό βάθος, διατηρώντας σταθερή τιμή του σφάλματος της επικεντρικής απόστασης. Το ίδιο προκύπτει για την μέγιστη τιμή και για την τιμή που αντιστοιχεί στο 90% των δεδομένων της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} . Επίσης, εντοπίστηκε ελάττωση της τιμής που αντιστοιχεί στο 10% των δεδομένων ταχύτητας και της ελάχιστης τιμής της ταχύτητας, με συνέπεια την αύξηση της διασποράς με αύξηση του σφάλματος στο βάθος (Σχ. 3.6). Η μεταβολή αυτή είναι σημαντική σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις και ιδιαίτερα στο διάστημα από 0km έως 10km. Ωστόσο, δεν εντοπίστηκε κάποια σημαντική μεταβολή στην διάμεση τιμή της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} .



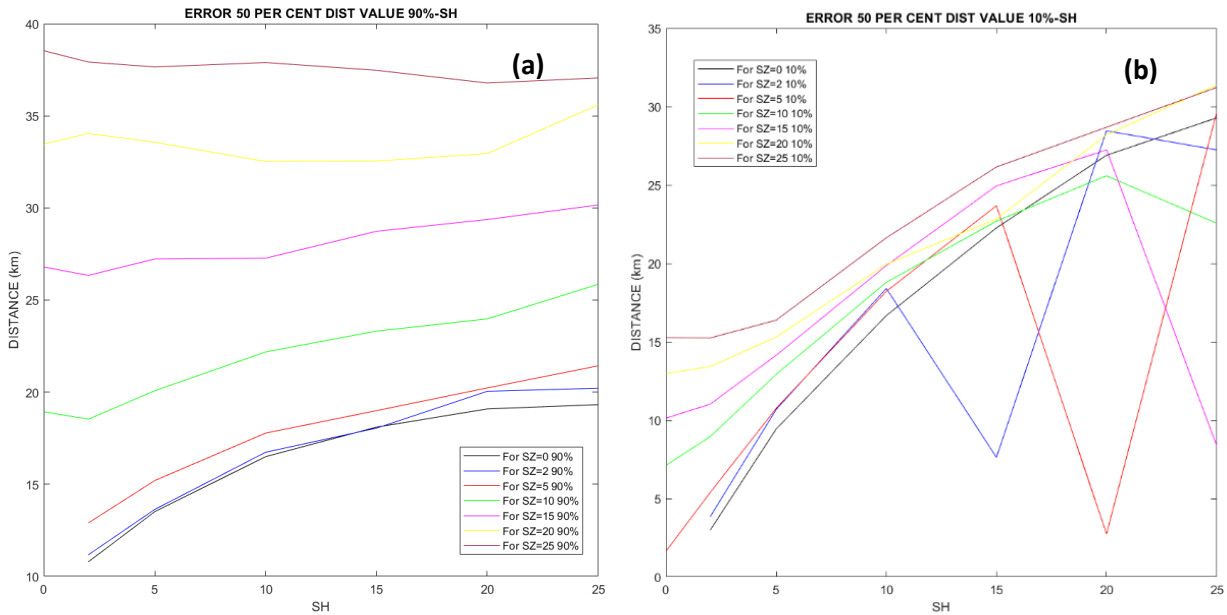
Σχ. 3.6: Μεταβολή των τιμών της μέσης ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} που υπολογίστηκαν στις δοκιμές τύπου Monte Carlo για $V_{SZ}^{REF}=400\text{m/s}$ με την επικεντρική απόσταση, για σφάλμα στην επικεντρική απόσταση $SH=10\text{km}$ και σφάλμα στο βάθος (α) $SZ=0\text{km}$, (b) $SZ=10\text{km}$, (c) $SZ=25\text{km}$

Με διατήρηση σταθερής τιμής του σφάλματος στο βάθος (SZ) και μεταβολή του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση (SH), παρατηρήθηκε δραματική μεταβολή της μέγιστης τιμής, της τιμής που αντιστοιχεί στο 75% των τιμών ταχύτητας και της διάμεσης τιμής για το διάστημα επικεντρικών αποστάσεων από 0km έως 10km (Σχ. 3.7). Επομένως, η αύξηση του σφάλματος της επικεντρικής απόστασης είναι πιθανότατα κύρια υπεύθυνη για τις ακραίες τιμές της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις και την αυξημένη διασπορά των αποτελεσμάτων.

Σε μια προσπάθεια ποσοτικής αποτίμησης αυτής της υπερεκτίμησης της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , υπολογίστηκε η τιμή της V_{SZ}^{Pseis} που αντιστοιχεί στο σχετικό σφάλμα 50% της ταχύτητας αναφοράς ($V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$), δηλαδή η ταχύτητα από 0.6km/s έως 0.2667km/s . Μέσω γραμμικής παρεμβολής υπολογίστηκαν οι τιμές ταχύτητας που αντιστοιχούν στο 90% (Σχ. 3.8α) και στο 10% (Σχ. 3.8b) των τιμών των διαστημάτων επικεντρικής απόστασης αντίστοιχα, για όλες τις τιμές σφάλματος στην επικεντρική απόσταση (SH) διατηρώντας σταθερή τιμή σφάλματος στο βάθος (SZ). Δεν ήταν δυνατός ο προσδιορισμός της τιμής απόστασης για $SZ=0\text{km}$, $SZ=2\text{km}$, $SZ=5\text{km}$ και $SH=0\text{km}$ στην περίπτωση του άνω ορίου (90%) και για $SZ=0\text{km}$, $SZ=2\text{km}$ και $SH=0\text{km}$ στην περίπτωση του κάτω ορίου (10%). Η αδυναμία προσδιορισμού των συγκεκριμένων τιμών για μικρά σφάλματα οφείλεται στο γεγονός ότι για μικρά σφάλματα στο βάθος και την επικεντρική απόσταση, η τιμή που αντιστοιχεί στο 90% και το 10% δεν απέχει σημαντικά από την ταχύτητα αναφοράς. Και στις δύο περιπτώσεις βρέθηκε η αύξηση της τιμής της απόστασης η οποία αντιστοιχεί σε σφάλμα 50% με το SZ και για τα δύο όρια (10% και 90%). Τα παραπάνω συνοψίζονται στο σχήμα (3.9), από το οποίο είναι εμφανές πως υπάρχει σημαντική επιρροή του σφάλματος στο βάθος SZ στα αποτελέσματα ταχύτητας, ενώ δεν είναι αμελητέα και η επιρροή του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH .

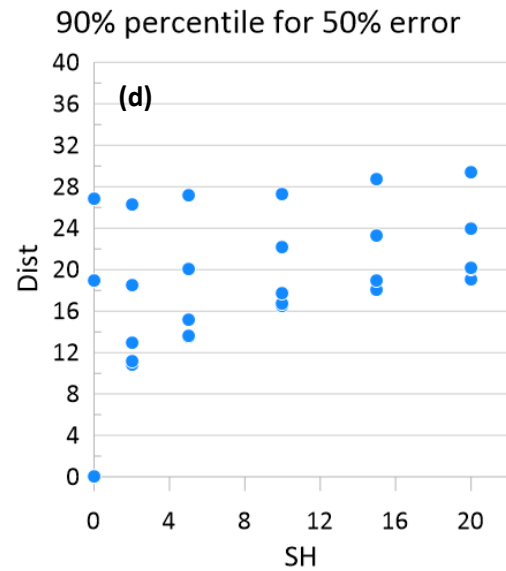
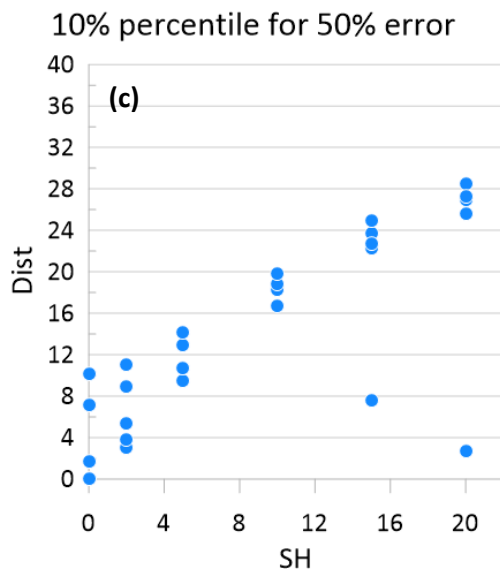
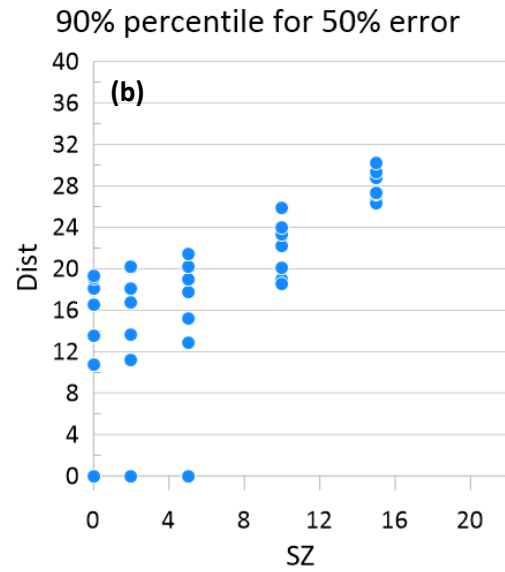
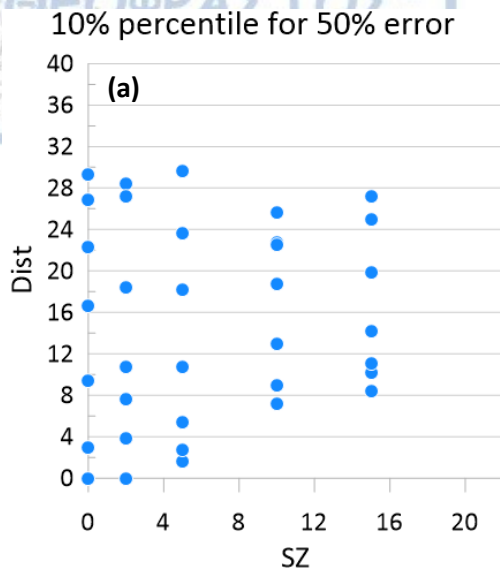


Σχ. 3.7: Μεταβολή των τιμών της μέσης ταχύτητας V_{SZ} που υπολογίστηκαν στις δοκιμές τύπου Monte Carlo για $V_{SZ}^{REF}=400\text{m/s}$ με την επικεντρική απόσταση για σφάλμα στο εστιακό βάθος $SZ=10\text{km}$ και σφάλμα στην επικεντρική απόσταση (α) $SH=0\text{km}$, (b) $SH=2\text{km}$, (c) $SH=5\text{km}$, (d) $SH=10\text{km}$

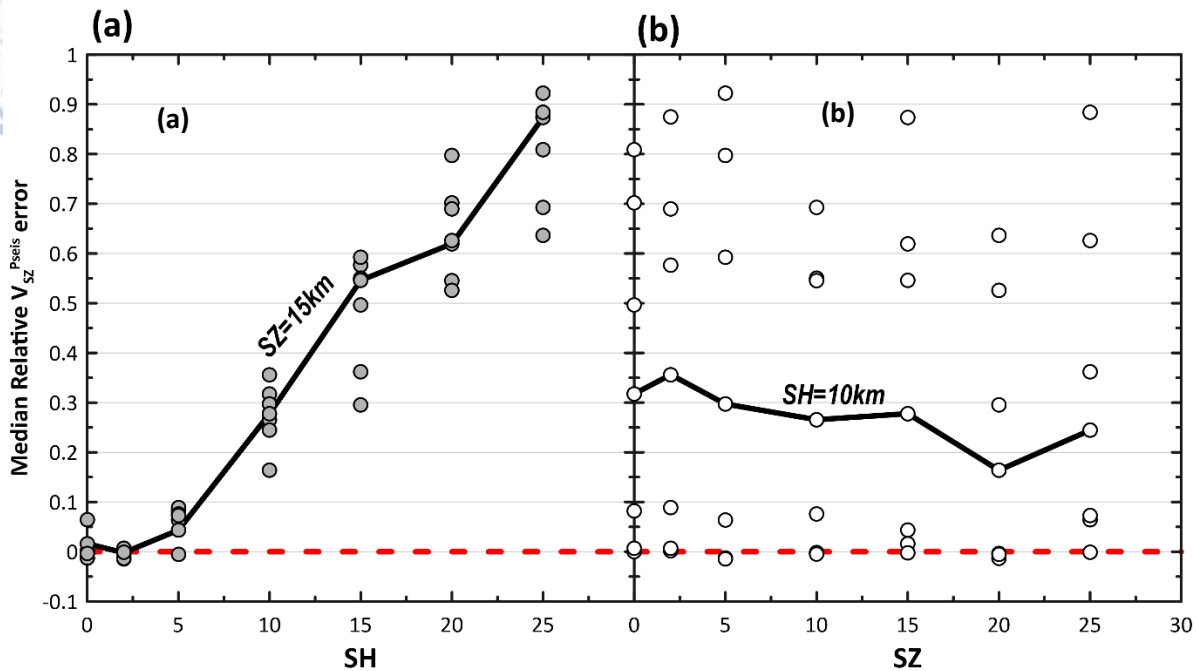


Σχ. 3.8: Μεταβολή της απόστασης η οποία αντιστοιχεί σε 50% σφάλμα της ταχύτητας αναφοράς ($V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$) για (a) Ποσοστό 90% των συνθετικών δεδομένων και (b) ποσοστό 10% των συνθετικών δεδομένων

Στη συνέχεια, επικεντρωθήκαμε στα δεδομένα με επικεντρική απόσταση μικρότερη ή ίση των 10km, λόγω της ιδιαίτερης συμπεριφοράς τους (βλέπε Σχ. 3.4 έως και Σχ.3.7). Όπως έγινε εμφανές από την ανάλυση που προηγήθηκε, φέρουν την ευθύνη σε μεγάλο βαθμό για την παρουσία ακραίων τιμών στην ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , που εκτιμάει η μεθοδολογία, καθώς και για τη μεγάλη διασπορά των αποτελεσμάτων. Όπως φαίνεται και στο Σχήμα (3.10), η διάμεση τιμή ταχύτητας παρουσιάζει σταδιακή και συγχρόνως σημαντική αύξηση σε σχέση με την τιμή αναφοράς ($V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$) ιδίως με αύξηση του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH. Η μέση τιμή της ταχύτητας είναι σχεδόν 0.4km/s για SH=0km, ενώ αποκτά τιμή 0.8km/s περίπου για σφάλμα SH=25km. Αντίθετα, δεν φαίνεται να υπάρχει σημαντική επίδραση του σφάλματος στο βάθος στη μέση τιμή της V_{SZ}^{Pseis} , αφού για σταθερό σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH, και μεταβαλλόμενο σφάλμα στο βάθος, SZ, υπάρχει μία σταθερότητα στις τιμές V_{SZ} που προσδιορίζεται.

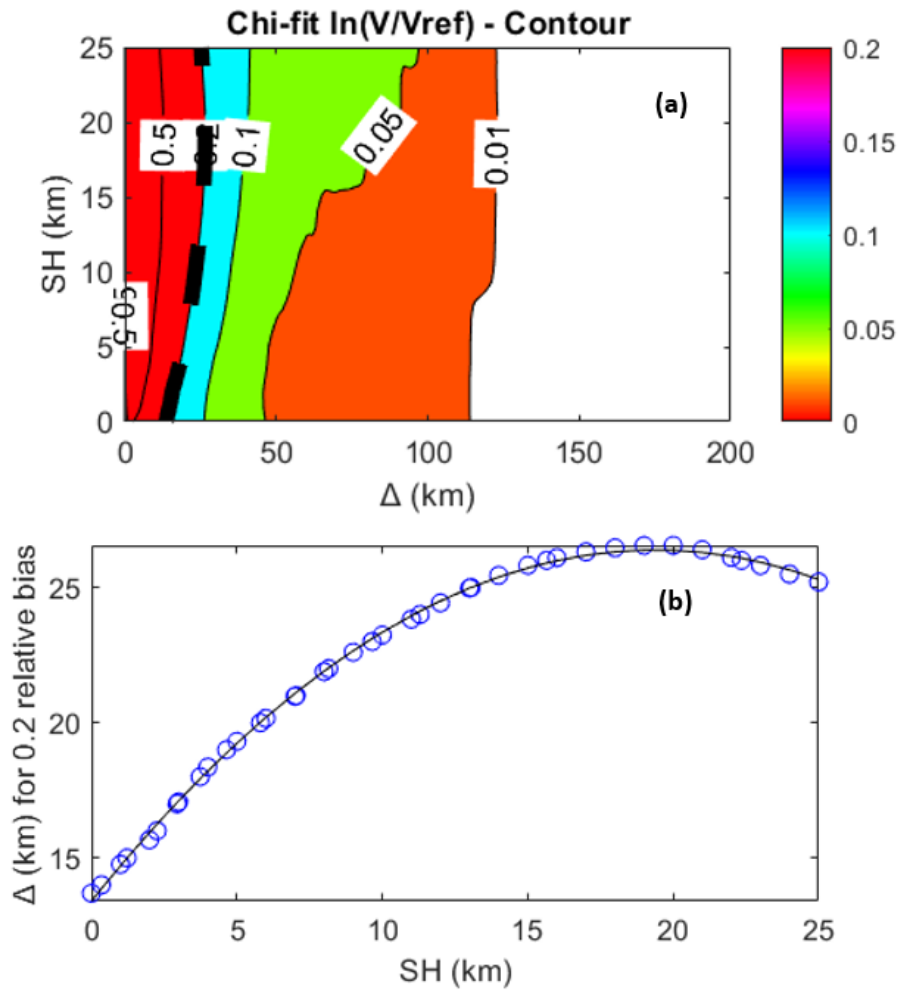


Σχ. 3.9: Μεταβολή της επικεντρικής απόστασης με (α) το σφάλμα στο βάθος, SZ, για ποσοστό 10% των τιμών που έχουν σφάλμα 50% της V_{SZ}^{REF} αναφοράς, (b) το σφάλμα στο βάθος, SZ, για ποσοστό 90% των τιμών που έχουν σφάλμα 50% της V_{SZ}^{REF} αναφοράς, (c) το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH, για ποσοστό 10% των τιμών που έχουν σφάλμα 50% της V_{SZ}^{REF} αναφοράς, (d) το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH, για ποσοστό 90% των τιμών που έχουν σφάλμα 50% της V_{SZ}^{REF} αναφοράς,



Σχ. 3.10: Διάγραμμα (α) της διάμεσης τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , με το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH και, (β) της μέσης τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , με το σφάλμα στο βάθος, SZ , για τα συνθετικά δεδομένα και για επικεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq 10km$. Η μαύρη καμπύλη δείχνει τη μεταβολή για $SH=10km$. Η διακεκομμένη γραμμή αποτελεί την καμπύλη $\gamma=0.4$ ($=V_{SZ}^{REF}$).

Σε μια προσπάθεια να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση του σφάλματος στην τιμή της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , που εκτιμήθηκε σε σχέση με την τιμή αναφοράς ($V_{SZ}^{REF}=0.4km/s$) υπολογίστηκε με κατάλληλο κώδικα η μέση τιμή του λόγου $V_{SZ}^{Pseis} / V_{SZ}^{REF}$ για το σύνολο των επικεντρικών αποστάσεων και του σφάλματος στο επίκεντρο, SH , θεωρώντας ότι η ποσότητα $\ln(V_{SZ}^{Pseis} / V_{SZ}^{REF})$ εμφανίζει τυχαία σφάλματα. Στο σχήμα 3.11a παρουσιάζεται η μεταβολή της ποσότητας $\ln(V_{SZ}^{Pseis} / V_{SZ}^{REF})$ με το SH και την επικεντρική απόσταση, $\Delta(km)$, όπως προέκυψε από το σύνολο των δεδομένων. Βλέπουμε ότι οι τιμές είναι μόνο θετικές, δηλαδή έχουμε συστηματική υπερεκτίμηση της ταχύτητας αναφοράς, V_{SZ}^{REF} , για κάθε συνδυασμό του SH και του Δ . Προσπαθώντας να ορίσουμε ένα συνδυασμό αποδεκτών τιμών SH και Δ , δεχτήκαμε (αυθαίρετα) ως ανώτερη απόκλιση της V_{SZ}^{REF} το 0.2, δηλαδή 20% μέγιστη υπερεκτίμηση της V_{SZ}^{REF} . Η καμπύλη αυτή φαίνεται με διακεκομμένη γραμμή στο σχήμα 3.11a και ξεχωριστά στο σχήμα 3.11b (ανοιχτοί κύκλοι).



Σχ. 3.11: (α) Διάγραμμα ισοσταθμικών καμπυλών μεταβολής της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} ως προς την επικεντρική απόσταση και του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH. (β) Μεταβολή της επικεντρικής απόστασης κάτω από την οποία έχουμε υπερεκτίμηση της V_{SZ}^{Pseis} κατά 20% σε συνάρτηση με το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH. Στο σχήμα παρουσιάζεται και το πολυώνυμο 2^{ου} βαθμού που έχει προσαρμοστεί στα δεδομένα.

Στα δεδομένα αυτά έγινε προσαρμογή ελαχίστων τετραγώνων ενός πολυωνύμου 2^{ου} βαθμού, οδηγώντας στην εξίσωση:

$$Dc = -0.0345 * SH^2 + 1.339 * SH + 13.4 \text{ [km]}, \quad (19)$$

όπου ως Dc ορίστηκε η κρίσιμη απόσταση, η απόσταση δηλαδή, κάτω από την οποία έχουμε υπερεκτίμηση της ταχύτητας αναφοράς, V_{SZ}^{Pseis} , κατά 20% ή περισσότερο.

Στο σχήμα 3.12a παρουσιάζουμε την ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , στην περίπτωση που δεν έγινε καμία «ανάθεση» στα δεδομένα με επικεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq Dc$, όπου Dc η τιμή της σχέσης (19), δηλαδή στην περίπτωση που τα χρησιμοποιήθηκαν όλα τα συνθετικά δεδομένα. Ως άνω και κάτω βάση στο σχήμα 3.12 ορίστηκε το τρίτο (75%) και το πρώτο (25%) τεταρτημόριο αντίστοιχα, με μπλε γραμμή μέσα στο ορθογώνιο πλαίσιο γίνεται απεικόνιση της τιμής της διαμέσου (τιμή του 50%). Οι γραμμές

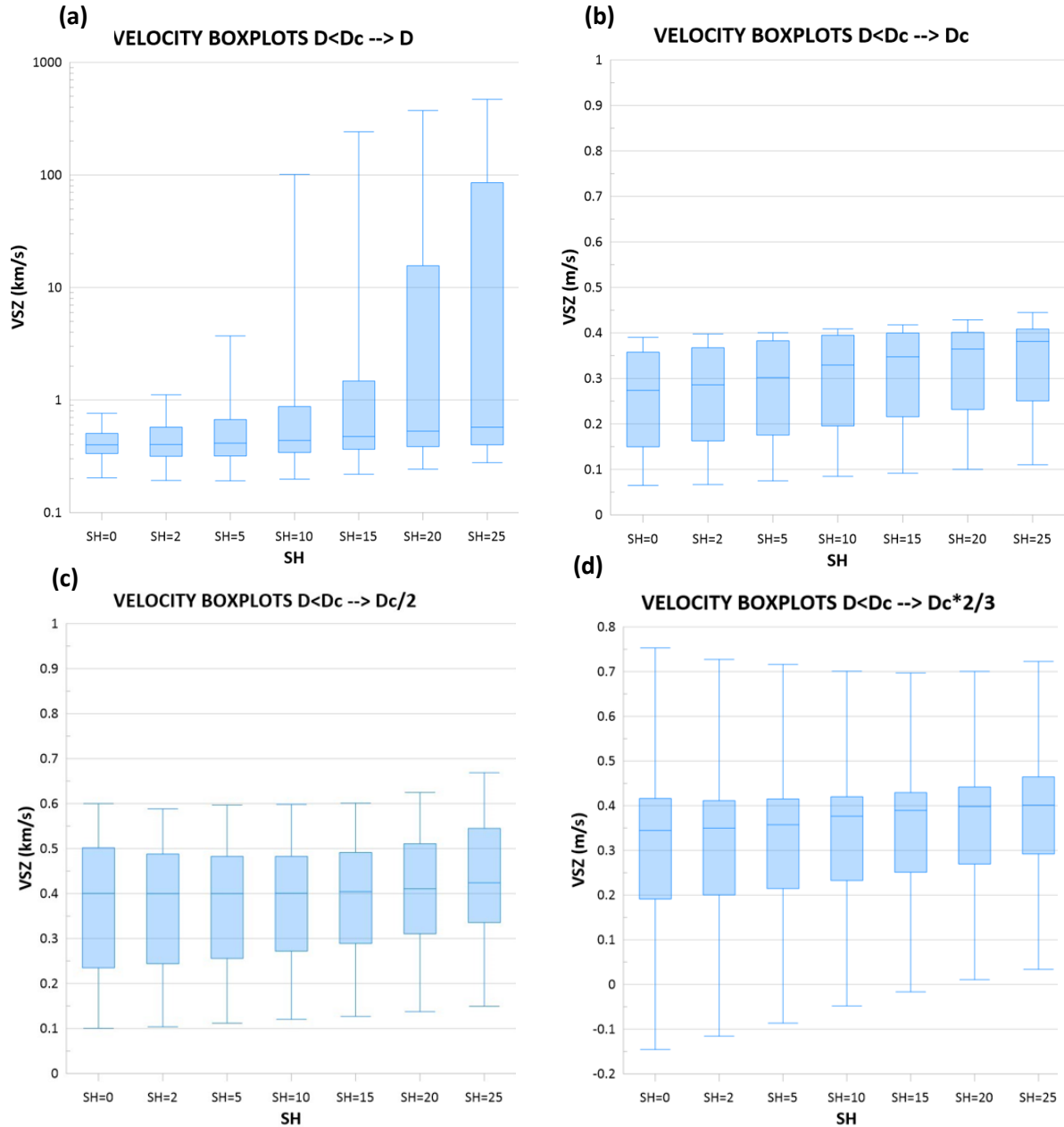
που αναπτύσσονται από τα μέσα των δύο βάσεων συνδέουν την τιμή του 90% (για την άνω κατάληξη) και του 10% (για την κάτω κατάληξη). Όπως φαίνεται και από το σχήμα, στην περίπτωση των αρχικών συνθετικών δεδομένων τα αποτελέσματα περιλαμβάνουν τεράστιο εύρος ακραίων τιμών ταχυτήτων, με το 90% για $SH=25\text{km}$ να πλησιάζει την τιμή 1000km/s . Η τιμή της διαμέσου για όλες τις τιμές οριζοντίου σφάλματος είναι μικρότερη του 1km/s , ωστόσο με αύξηση του σφάλματος αυξάνεται εκθετικά το εύρος των τιμών. Με δεδομένο ότι η θεωρητική τιμή (τιμή αναφοράς) ήταν $V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$ σε όλες τις συνθετικές δοκιμές, παρατηρούμε ότι ακόμα και για μικρά SH παρουσιάζεται σημαντική απόκλιση από την συγκεκριμένη τιμή.

Σε μια προσπάθεια διόρθωσης του προβλήματος έγινε χρήση της κρίσιμης απόστασης, D_c , για όλα τα δεδομένα με τιμή $\Delta \leq D_c$ (Σχ. 3.12b), θεωρώντας με άλλα λόγια ότι όλα αυτά τα δεδομένα μπορούν να περιγραφούν από την τιμή $\Delta = D_c$. Το νέο θηκόγραμμα περιλαμβάνει τιμές με πολύ μικρότερη απόκλιση από τη θεωρητική τιμή $V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$, και έχει μικρή σχετικά διασπορά. Σε όλες τις περιπτώσεις οριζοντίου σφάλματος, η τιμή της διάμεσης ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} είναι μικρότερη από τη θεωρητική. Με αύξηση της τιμής σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH , ελαττώνεται η διασπορά και η διάμεσος πλησιάζει την θεωρητική τιμή ($V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$). Επομένως, η χρήση της κρίσιμης απόστασης, D_c , σε επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες αυτής της τιμής, οδηγεί σε σημαντική διόρθωση των αποτελεσμάτων της διάμεσης ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων, διατηρώντας ωστόσο, μια μικρή αλλά σημαντική απόκλιση (~25%) στην κατηγορία δεδομένων με $SH < 15\text{km}$.

Η παραπάνω διαδικασία επαναλήφθηκε, υιοθετώντας εκ νέου την τιμή $\Delta = D_c/2$ για δεδομένα από επικεντρικές αποστάσεις $\Delta < D_c$. Έγινε νέος υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της αντίστοιχης τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , καταλήγοντας σε διαφορετικές τιμές διαμέσου, 90%, 75%, 25% και 10% για όλα τα SH . Από το αντίστοιχο θηκόγραμμα (Σχ. 3.12c) είναι εμφανής η διόρθωση των δεδομένων με οριζόντιο σφάλμα $SH < 20\text{km}$, αφού η διάμεση τιμή συμπίπτει με την θεωρητική (0.4km/s). Ωστόσο, για μεγαλύτερες τιμές σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH , εξακολουθεί να υπάρχει συστηματικά μία θετική απόκλιση από τη θεωρητική τιμή, πολύ μικρότερη όμως από τις προηγούμενες περιπτώσεις (αρχικά δεδομένα και περίπτωση $\Delta = D_c$). Εφόσον σε καμία από τις δύο περιπτώσεις ($\Delta = D_c$ και $\Delta = D_c/2$) δεν επιτεύχθηκε η πλήρης διόρθωση των δεδομένων όλων των οριζοντίων σφαλμάτων, SH , με την πρώτη περίπτωση να χαρακτηρίζεται με διάμεσες τιμές λίγο μικρότερες της θεωρητικής και την δεύτερη για μεγάλα σφάλματα διάμεσες τιμές λίγο μεγαλύτερες των θεωρητικών, έγινε μία τελευταία προσπάθεια διόρθωσης των δεδομένων όλων των σφαλμάτων στην επικεντρική απόσταση, SH . Σε αυτή τη δοκιμή χρησιμοποιήθηκε η τιμή $\Delta = D_c * 2/3$ για $\Delta \leq D_c$. Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν φάνηκε πως έχουμε ταύτιση της διάμεσης ταχύτητας των δεδομένων με θεωρητική τιμή $SH > 20\text{km}$, αλλά παρουσιάστηκε πάλι απόκλιση των διαμέσων τιμών για μικρότερα σφάλματα (Σχ. 3.12d). Επιπλέον, παρατηρήθηκε ελάττωση της διασποράς για τις τιμές ταχυτήτων για όλες τις ομάδες σφαλμάτων στην επικεντρική απόσταση, σε σχέση με τα αποτελέσματα που είχαν προκύψει από την τιμή $D_c/2$ για $\Delta \leq D_c$. Εντούτοις, η διασπορά είναι μεγαλύτερη, ειδικά για δεδομένα σε σχέση με τα αποτελέσματα από την ανάθεση της τιμής D_c για $\Delta \leq D_c$.

Συμπερασματικά, καμία από τις παραπάνω επιλογές δεν φάνηκε να διορθώνει πλήρως την απόκλιση της διάμεσης τιμής V_{SZ}^{Pseis} από την θεωρητική, με ταυτόχρονη μείωση της διασποράς της. Ωστόσο, η επιλογή $\Delta = D_c/2$ για $\Delta \leq D_c$ επιτυγχάνει την ταύτιση των διαμέσων τιμών της ταχύτητας,

V_{SZ}^{Pseis} , με την θεωρητική, ενώ η περίπτωση $\Delta=D_c$ για $\Delta \leq D_c$ τη μικρότερη διασπορά τιμών V_{SZ}^{Pseis} . Τελικά, ως πιο ασφαλής επιλογή θεωρήθηκε η απομάκρυνση όλων των δεδομένων με επικεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq D_c$, ώστε να χρησιμοποιήσουμε δεδομένα που δεν οδηγούν σε σημαντική υπερεκτίμηση της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} .

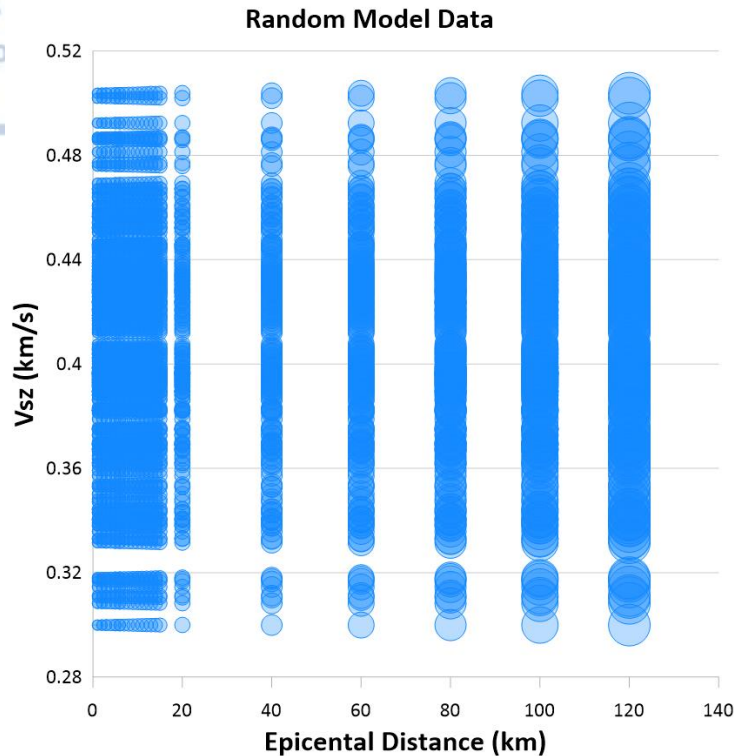


Σχ. 3.12: Θηκογράμματα της V_{SZ}^{Pseis} στην περίπτωση «ανάθεσης» συγκεκριμένων τιμών επικεντρικής απόστασης για δεδομένα με επικεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq D_c$. Τα διαγράμματα έγιναν για τιμές «ανάθεσης» ίσες με (α) D (καμία ανάθεση), (β) $\Delta=D_c$, (γ) $\Delta=D_c/2$ και, (δ) $\Delta=D_c \cdot 2/3$ (βλέπε κείμενο για επεξήγηση).

3.2 Διερεύνηση της επίδρασης του μοντέλου δομής (ταχύτητας) της περιοχής στον υπολογισμό της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} .

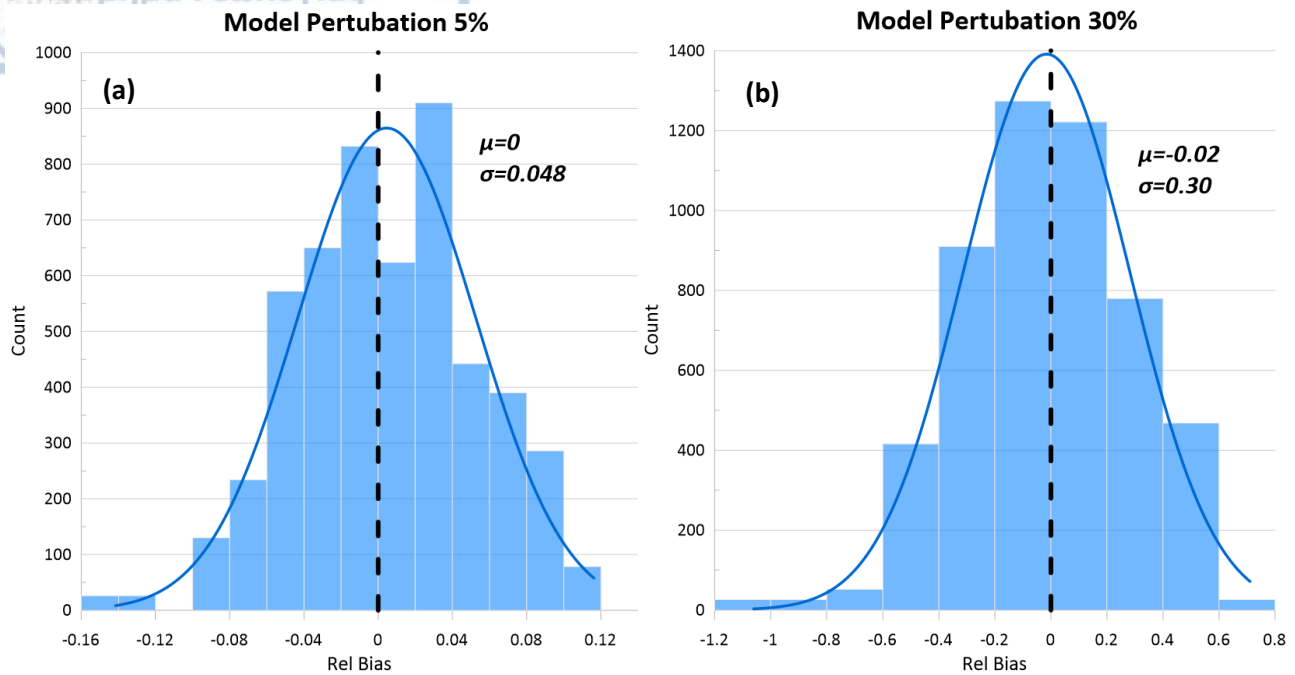
Όπως προαναφέρθηκε, απαραίτητη προϋπόθεση για τον υπολογισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας είναι ο προσδιορισμός του εστιακού βάθους του σεισμού, της επικεντρικής απόστασης από τον εκάστοτε σταθμό και του μοντέλου δομής ταχυτήτων της περιοχής. Η επιλογή του μονοδιάστατου μοντέλου δομής ταχυτήτων κάθε σταθμού έγινε μέσω του μοντέλου Papazachos & Nolet (1997). Σε μία προσπάθεια να αποτιμήσουμε ποσοτικά την επίδραση της επιλογής του μοντέλου δομής στα αποτελέσματα, ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία με τα υποκεντρικά σφάλματα, SH και SZ. Ειδικότερα, για τις ανάγκες της διερεύνησης με συνθετικά δεδομένα έγινε χρήση του μοντέλου ταχυτήτων του σταθμού PRO του EUROSEISTEST. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν 26 συνθετικοί σεισμοί με επικεντρικές αποστάσεις από 1km έως 120km και εστιακά βάθη από 3km έως 15km. Η θεωρητική τιμή της μέσης ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων, V_{SZ}^{REF} , ορίστηκε και στην περίπτωση αυτή στα 0.4km/s. Ακολούθησε ο υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, ρ , και του λόγου της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα, U_R/U_Z , με τη χρήση της σχέσης (18).

Μέσω κατάλληλου κώδικα Python (Χατζής Ν., προσωπική επικοινωνία) εισήχθησαν τυχαίες διαταραχές στις ταχύτητες V_P και V_S που είχαν προκύψει από το μοντέλο ταχυτήτων του σταθμού PRO και έγινε νέος υπολογισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, εφόσον το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων είχε αλλάξει. Το επίπεδο των τιμών (τυπική απόκλιση-RMS) των κανονικών (κατανομή Gauss) διαταραχών (διακυμάνσεων) που επιλέχθηκαν ήταν 0.05, 0.1, 0.2 και 0.3 (5, 10, 20 και 30% αντίστοιχα), σε μία προσπάθεια να εξετάσουμε (στατιστικά) την επίδραση διαφορετικών μοντέλων που αποκλίνουν από το μέσο μοντέλο μίας περιοχής. Δημιουργήθηκαν, δηλαδή, 200 νέα μοντέλα ταχυτήτων για κάθε επίπεδο «θορύβου», στα οποία έγινε ο υπολογισμός της νέας τιμής της V_{SZ}^{Pseis} με χρήση του θεωρητικού λόγου U_R/U_Z , όπως αυτός προσδιορίστηκε πριν την εισαγωγή της διαταραχής στο μοντέλο, αλλά και της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, ρ , όπως αυτή υπολογίστηκε μετά την εισαγωγή της διαταραχής του μοντέλου (ώστε να δούμε την επίδραση στα αποτελέσματα). Η επανάληψη της παραπάνω διαδικασίας πραγματοποιήθηκε για κάθε τιμή διαταραχής.

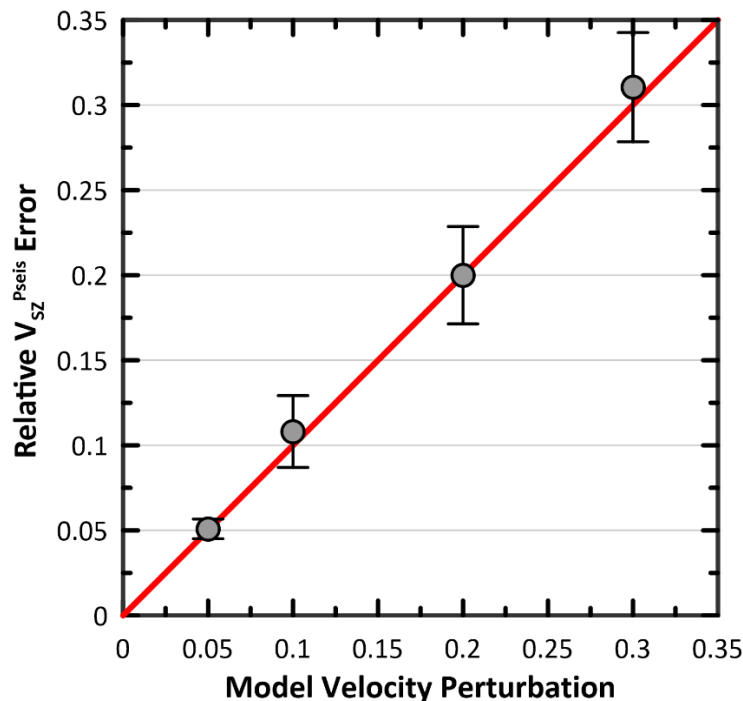


Σχ. 3.13: Διάγραμμα ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} με την επικεντρική απόσταση μετά την εισαγωγή τυχαίων διαταραχών στις ταχύτητες V_p και V_s και το νέο υπολογισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, εφόσον το μοντέλο είχε αλλάξει. Απεικονίζονται τα αποτελέσματα και από τα 200 νέα μοντέλα που δημιουργήθηκαν για όλα τα επίπεδα τιμών των κανονικών διαταραχών που επιλέχθηκαν (0.05, 0.1, 0.2, 0.3)

Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της παραπάνω διαδικασίας (Σχ. 3.13), οδήγησε στο συμπέρασμα πως η τιμή της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} , που προσδιορίζουμε όταν εισάγουμε τυχαίες διαταραχές στο μοντέλο δομής, είναι ανεξάρτητη της επικεντρικής απόστασης του σεισμού. Παρατηρήθηκε, επομένως, παρόμοια τιμή ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , για το σύνολο των σεισμών κάθε διαφορετικού μοντέλου. Η τιμή της ταχύτητας για όλα τα επίπεδα διαταραχών κυμάνθηκε από 0.3km/s έως 0.5km/s. Από τα ιστογράμματα της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας, V_{SZ} , που υπολογίσαμε για τα διάφορα μοντέλα ταχυτήτων, όπου έχουν εισαχθεί διαταραχές από την θεωρητική τιμή της ($V_{SZ}^{REF}=0.4\text{km/s}$), φαίνεται πως οι αποκλίσεις της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας (Σχ. 3.14a, Σχ.3.14b) ακολουθούν περίπου κανονική κατανομή για κάθε επίπεδο «διαταραχής» του αρχικού μοντέλου (π.χ. 0.05, δηλαδή 5%). Επίσης, παρατηρήθηκε πως ενώ η μέση τιμή της σχετικής διαταραχής είναι πρακτικά μηδενική (δεν υπάρχει συστηματική υπερεκτίμηση ή υποεκτίμηση), το τυπικό σφάλμα (μέσω τετραγωνικό σφάλμα-RMS) που εισάγεται στις τιμές του V_{SZ} , έχει τιμή περίπου ίση με την αντίστοιχη τιμή της διαταραχής που είχαμε εισάγει στο μοντέλο. Στο Σχήμα 3.15 φαίνεται ότι η καμπύλη που δημιουργείται από την τιμή της διαταραχής του μοντέλου που χρησιμοποιήσαμε και το τυπικό σφάλμα της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας, V_{SZ} , για όλα τα μοντέλα κάθε συγκεκριμένης τιμής διαταραχής, σχηματίζει ευθεία που περνά από την αρχή των αξόνων και συμπίπτει με την ευθεία $x=y$. Επομένως, ο προσδιορισμός της τυπικής απόκλισης της μεταβολής της ταχύτητας σε μία περιοχή, σε σχέση με το 1D μοντέλο που χρησιμοποιούμε, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να εκτιμηθεί το σχετικό σφάλμα που εισάγουμε στην τιμή της V_{SZ}^{Pseis} που προσδιορίζει η μέθοδος του P-σειсмоγράμματος



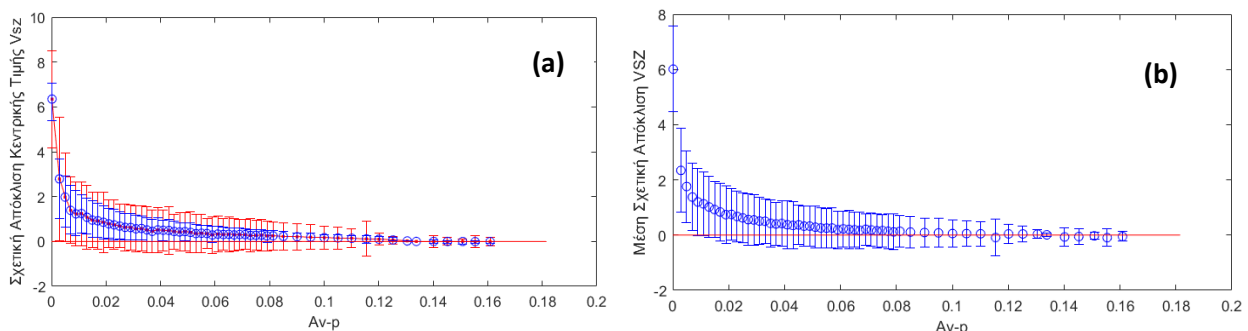
Σχ. 3.14: Ιστογράμματα σχετικής μεταβολής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , για 1D μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήσαμε στους υπολογισμούς της σεισμικής ακτίνας, στο οποίο έχουν εισαχθεί τυχαίες (κανονικές) διαταραχές με τυπικό σφάλμα (α) 5% και, (β) 30%



Σχ. 3.15: Διάγραμμα μεταβολής της τυπικής απόκλισης του σχετικού σφάλματος στον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} με τη σχετική τυχαία διαταραχή στο τοπικό 1D μοντέλο ταχυτήτων. Είναι εμφανές πως η τιμή της τυπικής απόκλισης του σχετικού σφάλματος στον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} ταυτίζεται με την αντίστοιχη διαταραχή του μοντέλου από το οποίο προέκυψε. Απεικονίζεται η ευθεία $y=x$ και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης της μεταβολής της τυπικής απόκλισης του σχετικού σφάλματος στον υπολογισμό της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} .

3.3 Διερεύνηση της επίδρασης της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας στην εκτίμηση της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis}

Από την παραπάνω παραμετρική διερεύνηση έγινε εμφανής η επιρροή ορισμένων παραμέτρων (επικέντρου, μεταβλητότητα μοντέλου δομής) στην ταχύτητα V_{SZ} . Η σημαντική επίδραση των συγκεκριμένων παραμέτρων στον υπολογισμό της V_{SZ}^{Pseis} οφείλεται στη συμμετοχή τους στον υπολογισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Έτσι λοιπόν, διερευνήθηκε αν υπάρχει δυνατότητα βελτίωσης της μεγάλης μεταβολής της ταχύτητας, V_{SZ} , που υπολογίζεται σε ορισμένες περιπτώσεις, λόγω των μεταβολών των τιμών της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.16a η κεντρική τιμή της απόκλισης της ταχύτητας, V_{SZ} , από την ταχύτητα αναφοράς, είναι πρακτικά μηδενική για τιμές παραμέτρου σεισμικής ακτίνας μεγαλύτερες της τιμής 0.1s/km. Αντίθετα, για τιμές μικρότερες αυτής, παρουσιάζει σημαντική αύξηση με μείωση της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας. Η ίδια παρατήρηση μπορεί να γίνει και στο σχήμα 3.16b για την μέση σχετική απόκλιση της ταχύτητας, V_{SZ} , σε σχέση με την παράμετρο σεισμικής ακτίνας. Η σταθεροποίηση των δύο παραμέτρων για τιμές παραμέτρου σεισμικής ακτίνας μεγαλύτερες από την τιμή $\rho=0.1s/km$ μας οδήγησε στο να δοκιμάσουμε (ως εναλλακτική μέθοδο απόρριψης ασταθών αποτελεσμάτων) την απομάκρυνση όλων των καταγραφών με παράμετρο σεισμικής ακτίνας μικρότερη από αυτή την τιμή. Η παράμετρος σεισμικής ακτίνας, όπως φάνηκε από την εφαρμογή της μεθοδολογίας, ακολουθεί συγκεκριμένο μοτίβο μεταβολών με την επικεντρική απόσταση, δηλαδή σχεδόν γραμμική αύξηση της τιμής της για μικρές επικεντρικές αποστάσεις, και στη συνέχεια σταθεροποίησή της. Οι μικρές τιμές παραμέτρου σεισμικής ακτίνας εντοπίζονται σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις, εκεί δηλαδή που εμφανίζονται και οι ακραίες τιμές ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , οι οποίες ευθύνονται, σε μεγάλο βαθμό, για την υπερεκτίμηση των διαμέσων τιμών ταχύτητας, V_{SZ} , και κατά συνέπεια και της τιμής V_{SZ0}^{Pseis} των σταθμών που μελετώνται.



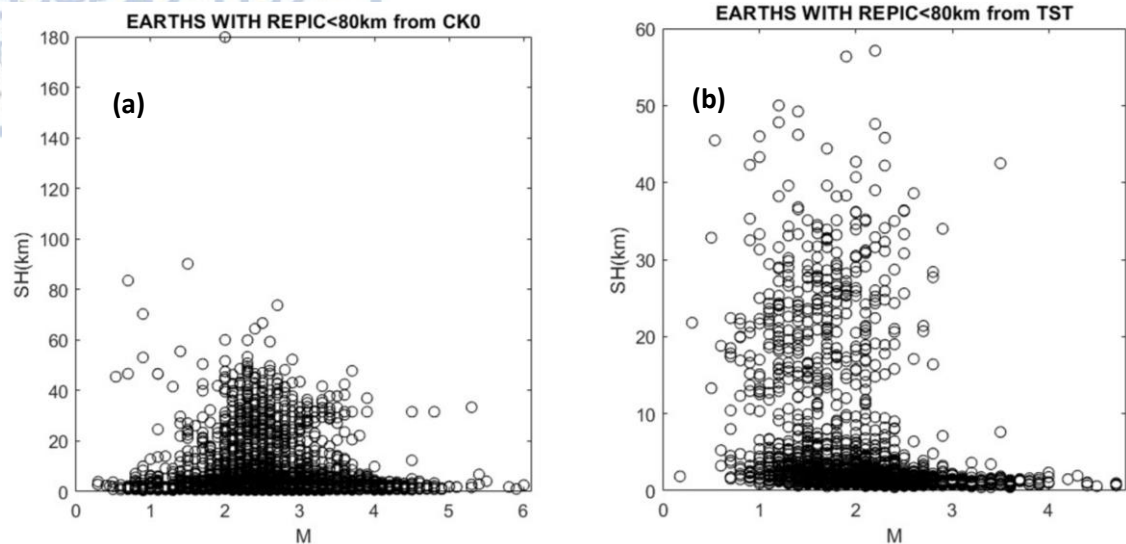
Σχ. 3.16: Διαγράμματα (α) της διάμεσης τιμής της μεταβολής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , και, (b) της μέσης τιμής της απόκλισης της V_{SZ}^{Pseis} σε συνάρτηση με τη μέση τιμή της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, $Av-p$.

4. Εφαρμογή των αποτελεσμάτων της παραμετρικής διερεύνησης στα πραγματικά δεδομένα

Η εφαρμογή της μεθόδου του P-σεισμογράμματος στα δεδομένα των δικτύων Euroseistest και ARGONET, όπως προτάθηκε αρχικά, φάνηκε να οδηγεί σε ικανοποιητικά αποτελέσματα. Ωστόσο, όπως προαναφέρθηκε, εντοπίστηκε μία συστηματική υπερεκτίμηση της διάμεσης ταχύτητας V_{sz} του σταθμού καταγραφής στις περισσότερες περιπτώσεις. Μετά από αναζήτηση της αιτίας φάνηκε ότι πιθανή αιτία υπερεκτίμησης είναι η ύπαρξη ορισμένων ακραίων τιμών ταχύτητας που συμμετέχουν στον υπολογισμό της διάμεσης τιμής. Η διερεύνηση της προέλευσης αυτών των τιμών, έδειξε ότι οφείλονται σε πιθανά σφάλματα στην επικεντρική απόσταση ή στην εγγύτητα του επικέντρου στο σταθμό. Η εγγύτητα του επικέντρου στο σταθμό (μικρές επικεντρικές αποστάσεις) οδηγεί σε σχεδόν κατακόρυφη πρόσπτωση του P κύματος, με αποτέλεσμα τον σχηματισμό πολύ μεγάλης U_z και πολύ μικρής U_R συνιστώσας. Επομένως, ο λόγος U_R/U_z θα είναι εξαιρετικά μικρός, και το ίδιο ακριβώς θα ισχύει και για την παράμετρο σεισμικής ακτίνας, όπως αποδείχθηκε προηγουμένως. Έτσι, η μετατροπή των P κυμάτων σε S προκαλεί μη ανιχνεύσιμες μεταβολές του λόγου, οδηγώντας σε αριθμητικές αστάθειες. Στην προσπάθεια βελτίωσης των αποτελεσμάτων της μεθόδου στα δύο ελληνικά δίκτυα, προτάθηκε (στο προηγούμενο κεφάλαιο) η εφαρμογή της ίδιας μεθοδολογίας με δύο τροποποιήσεις. Η πρώτη τροποποίηση περιλάμβανε την εξαίρεση των δεδομένων με επικεντρική απόσταση μικρότερη μίας κρίσιμης τιμής, D_c , που εξαρτάται από το οριζόντιο σφάλμα του επικέντρου, SH, ενώ η δεύτερη περιλάμβανε την απομάκρυνση των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας μικρότερη της τιμής $p=0.1\text{km/s}$.

4.1 Εφαρμογή της μεθόδου του P σεισμογράμματος με τη χρήση των κριτηρίων στην επικεντρική απόσταση και την παράμετρο σεισμικής ακτίνας

Σε συνέχεια των όσων αναφέρθηκαν προηγουμένως, έγινε αρχικά απομάκρυνση των δεδομένων με επικεντρική απόσταση μικρότερη της κρίσιμης, D_c , με εφαρμογή της Σχέσης (19), μέσω της οποίας προσδιορίστηκε η κρίσιμη επικεντρική απόσταση βάσει του σφάλματος του επικέντρου του σεισμού (SH). Τα σφάλματα των σεισμών των δύο δικτύων αντλήθηκαν από το αρχείο του Σεισμολογικού Σταθμού ΑΠΘ. Από τον Οκτώβριο του 2007 έως τον Μάιο του 2019 η καταγραφή των χαρακτηριστικών κάθε σεισμού γινόταν σε αρχεία μορφής GSE2. Από τον Ιούνιο του 2019 η καταγραφή των δεδομένων πραγματοποιείται σε αρχεία μορφής autoloc3. Τόσο τα πρώτα, όσο και τα δεύτερα, περιέχουν πληροφορίες για την μέρα, ώρα, μέγεθος, βάθος, σφάλμα επικέντρου, σφάλμα βάθους κ.α. του σεισμού. Επιπλέον, στα αρχεία υπάρχουν όλοι οι σταθμοί στους οποίους καταγράφηκε ο σεισμός, καθώς και ο χρόνος άφιξης του σε κάθε σταθμό. Επειδή στην περίπτωση του Euroseistest υπήρχαν αρκετοί σεισμοί πριν τον Οκτώβριο του 2007, για τους οποίους δεν υπήρχαν δεδομένα σφάλματος στο επίκεντρο, διερευνήθηκαν τρόποι προσδιορισμού του σφάλματος στο επίκεντρο αυτών των σεισμών. Για το σκοπό αυτό, από τα αρχεία κρατήσαμε τις πληροφορίες για όσους σεισμούς απείχαν 80km από τους κεντρικούς σταθμούς TST και CK0 του Euroseistest και του ARGONET, αντίστοιχα.



Σχ. 4.1: Μεταβολή του οριζοντίου σφάλματος SH (σφάλμα στην επικεντρική απόσταση) σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος για σεισμούς με απόσταση 80km από τους σταθμούς (a) CK0 και, (b) TST.

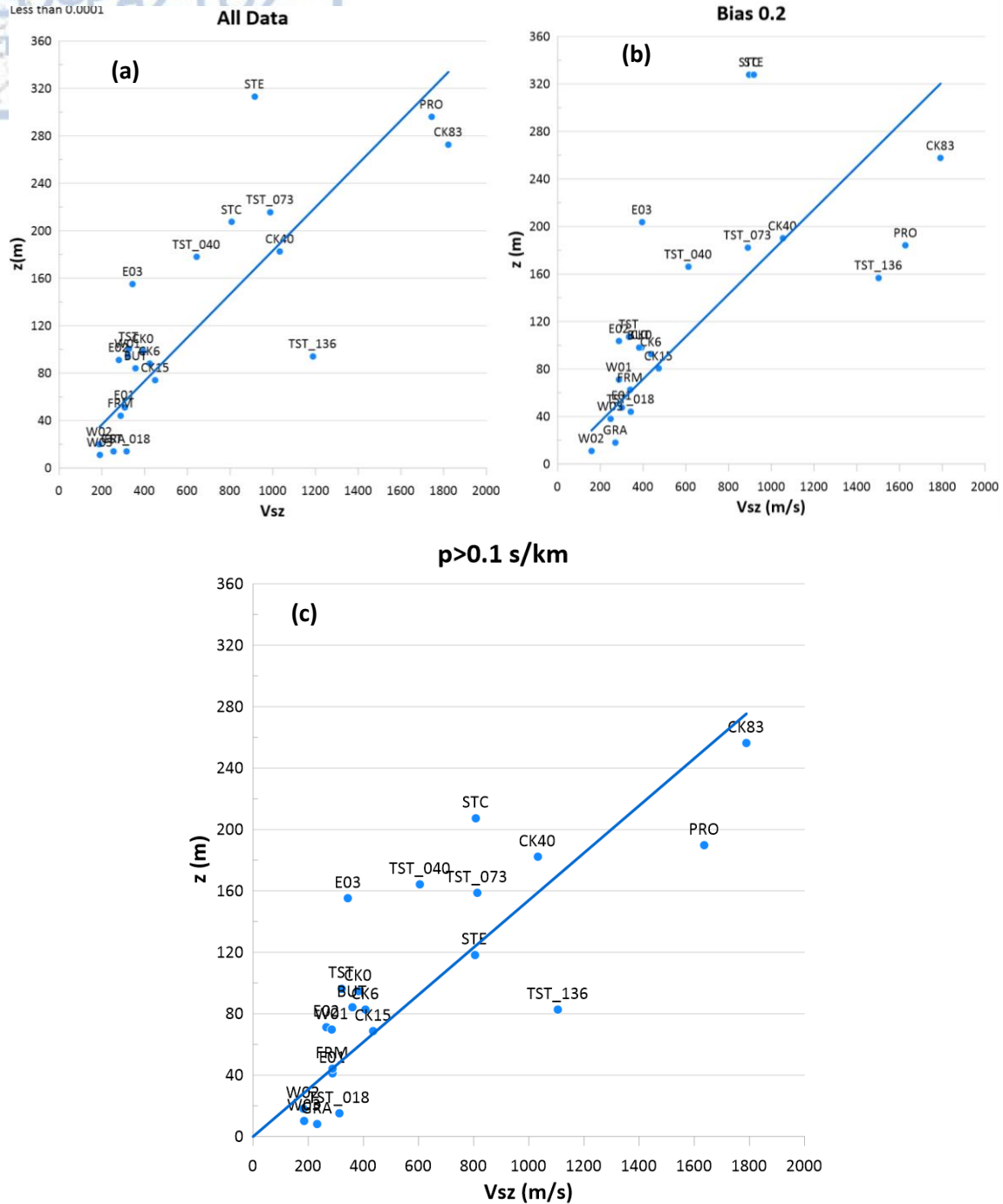
Όπως φαίνεται ξεκάθαρα και στο Σχήμα 4.1, υπάρχει μία συσχέτιση μεταξύ του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση και το μέγεθος, αφού σεισμοί μικρότερου μεγέθους φαίνεται να παρουσιάζουν συχνά μεγαλύτερα σφάλματα. Για να εξαχθούν κάποια ποσοτικά συμπεράσματα υπολογίστηκε ένας κινούμενος μέσος όρος για το μέσο μέγεθος για διάφορα διαστήματα μεγεθών, και για κάθε διάστημα υπολογίστηκε το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα του επικέντρου (Πίνακας 4.1) με χρήση των δεδομένων από τα διαθέσιμα αρχεία. Ο υπολογισμός του τελικού σφάλματος SH έγινε χρησιμοποιώντας κατανομή χ^2 δύο βαθμών ελευθερίας, θεωρώντας ότι οι δύο οριζόντιες συντεταγμένες των επικέντρων εμφανίζουν τυχαία σφάλματα. Στην περίπτωση του Euroseistest υπολογίστηκαν μεγάλες τιμές σφάλματος για μικρά μεγέθη, και σταδιακή μείωση του σφάλματος με αύξηση του μεγέθους (Σχ. 4.1b). Αντίθετα, στο ARGONET φαίνεται μια πιο πολύπλοκη συσχέτιση. Για μικρές τιμές μεγέθους το σφάλμα είναι μεγάλο, ακολουθεί η μείωση της τιμής του όσο το μέγεθος αυξάνεται, οδηγώντας σε πιο μικρό σφάλμα για τοπικό μέγεθος περίπου 3.7. Στη συνέχεια, παρατηρείται αύξηση του σφάλματος με την αύξηση της τιμής του τοπικού μεγέθους, κάτι που ίσως οφείλεται στον αριθμό των δεδομένων ή στα χαρακτηριστικά των ρηγμάτων της περιοχής (Σχ. 4.1a). Οι τιμές του Πίνακα 4.1 χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των σφαλμάτων όλων των σεισμών γνωστού και αγνώστου σφάλματος μέσω γραμμικής παρεμβολής. Ως σφάλμα του σεισμού ορίστηκε η μεγαλύτερη από τις δύο τιμές σφάλματος (πραγματικό και σφάλμα υπολογισμένο μέσω γραμμικής παρεμβολής). Στις περιπτώσεις που δεν ήταν γνωστό το πραγματικό σφάλμα (π.χ. σεισμοί νωρίτερα του 2007 στο Euroseistest), ως σφάλμα ορίστηκε μόνο το σφάλμα από τη γραμμική παρεμβολή των τιμών του Πίνακα 4.1. Αφού ήταν γνωστό πλέον το σφάλμα, SH, για όλους τους σεισμούς και των δύο δικτύων, ήταν εφικτός ο υπολογισμός της κρίσιμης απόστασης D_c με χρήση της Σχέσης 19. Σεισμοί με επικεντρική απόσταση μικρότερη της κρίσιμης εξαιρέθηκαν και ακολούθησε ο νέος προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της ταχύτητας V_{sz} από τους λόγους U_R/U_z .

Πίνακας 4.1: Πίνακας μέσων τιμών τοπικού μεγέθους για διάφορα διαστήματα μεγεθών και των αντίστοιχων σφαλμάτων S_H , όπως προέκυψαν από τα δεδομένα σε απόσταση 80km από τους σταθμούς TST και CKO.

Average M_L Euroseistest	Total Error Euroseistest	Average M_L ARGONET	Total Error ARGONET
1.15	7.84	1.50	3.35
1.47	6.77	2.14	2.68
1.98	4.50	2.45	2.50
2.31	3.08	2.82	2.36
2.80	1.07	3.29	2.12
3.30	0.94	3.77	1.99
3.76	0.98	4.32	1.73
4.31	0.92	4.77	2.79
4.65	0.63		

Προκειμένου να προσδιοριστεί μία κατάλληλη σχέση για τον υπολογισμό του z χωρίς την χρήση της σχέσης $z=0.1 \cdot V_{SZ}^{Pseis}$, αναζητήσαμε για τον κάθε σταθμό, το βάθος στο οποίο η ταχύτητα V_{SZ} από τα μοντέλα ταχυτήτων ισούται με την ταχύτητα V_{SZ} που υπολογίστηκε από τη νέα εφαρμογή της μεθοδολογίας. Στην περίπτωση των αρχικών δεδομένων, χωρίς την εφαρμογή περιορισμών στην επικεντρική απόσταση και την παράμετρο σεισμικής ακτίνας, η κλίση της ευθείας, a , στη σχέση $z=a \cdot V_{SZ}^{Pseis}$ (ευθεία ελαχίστων τετραγώνων) υπολογίστηκε περίπου ίση με 0.18 (Σχ. 4.2a). Όταν απομακρύνουμε τα δεδομένα με επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες της κρίσιμης, η κλίση a , στη σχέση $z=a \cdot V_{SZ}^{Pseis}$ υπολογίστηκε περίπου ίση με 0.17 (Σχ. 4.2b), δηλαδή ελάχιστα διαφοροποιημένη, και σημαντικά μεγαλύτερη από την τιμή $\tau_p=0.1$ που έχει χρησιμοποιηθεί μέχρι σήμερα.

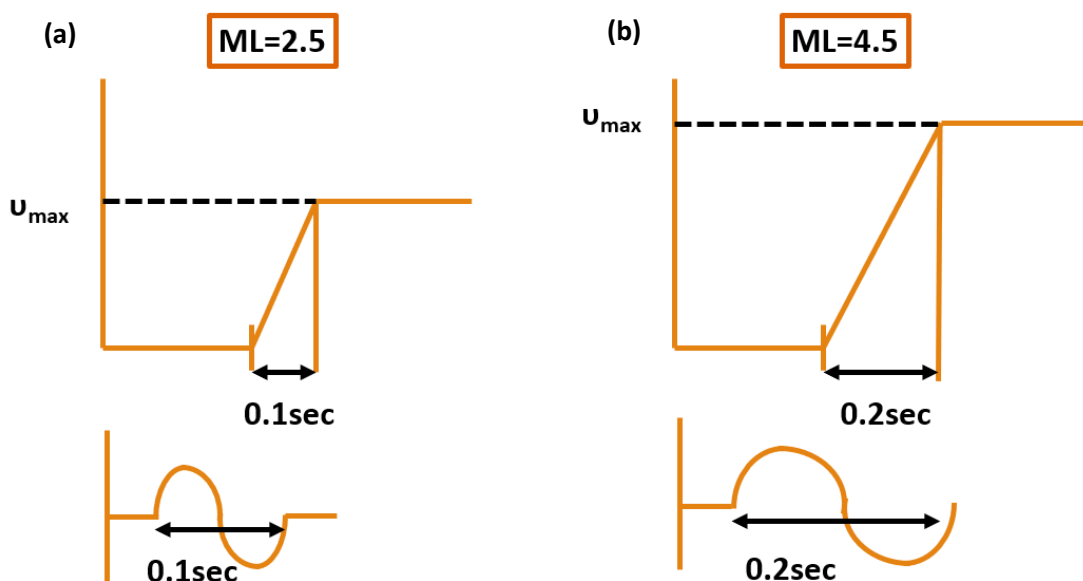
Στη συνέχεια διερευνήσαμε τη δεύτερη προσέγγιση του 3^{ου} Κεφαλαίου και προχωρήσαμε στην απομάκρυνση των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας, p , μικρότερη της τιμής 0.1s/km. Μετά τον νέο υπολογισμό της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , για τα δεδομένα U_R/U_Z που πληρούσαν τους νέους περιορισμούς για την παράμετρο σεισμικής ακτίνας, προσδιορίστηκε εκ νέου το βάθος για το οποίο η ταχύτητα V_{SZ}^{mea} από τα μοντέλα δομής των σταθμών ήταν ίση με την νέα διάμεση ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} . Σε αυτή την περίπτωση η κλίση της ευθείας, a , στη σχέση $z=a \cdot V_{SZ}^{Pseis}$ υπολογίστηκε περίπου ίση με 0.15 (Σχ. 4.2c). Επειδή και στις τρεις περιπτώσεις παρατηρήθηκε απόκλιση αρκετών δεδομένων από την ευθεία ελαχίστων τετραγώνων και η κλίση αποκλίνει πολύ από την τιμή $\tau_p=0.1$ s που πρότειναν οι Ni et al. (2014), προχωρήσαμε σε πρόσθετη διερεύνηση με σκοπό τον προσδιορισμό της καταλληλότερης τιμής κλίσης, a , για την σχέση $z=a \cdot V_{SZ}^{Pseis}$. Ειδικότερα, οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου τ_p που υπολογίσαμε (~0.15) μας οδήγησαν στο να διερευνήσουμε την επίδραση των δεδομένων των μεγαλύτερων σεισμών, για τους οποίους αναμένουμε μεγαλύτερες τιμές της τ_p .



Σχ. 4.2: Διάγραμμα υπολογισμένης από την μέθοδο του P-σεισμογράμματος ταχύτητας, V_{sz}^{Pseis} , με το βάθος, z , στο οποίο η ταχύτητα, V_{sz}^{mea} , από τα μοντέλα δομής αναφοράς είναι ίση με την τιμή που υπολογίστηκε από την εφαρμογή της μεθοδολογίας: (α) για τα αρχικά δεδομένα, χωρίς περιορισμό στην επικεντρική απόσταση και την παράμετρο σεισμικής ακτίνας (Συντελεστής συσχέτισης $R=0.93$), (β) για τα δεδομένα μετά τον προσδιορισμό της κρίσιμης επικεντρικής απόστασης και την απομάκρυνση των δεδομένων με επικεντρική απόσταση μικρότερη αυτής (Συντελεστής συσχέτισης $R=0.89$), (γ) για τα δεδομένα μετά την απομάκρυνση των δεδομένων με τιμή παραμέτρου σεισμικής ακτίνας $p<0.1s/km$ (Συντελεστής συσχέτισης $R=0.93$).

4.2 Διερεύνηση της επίδρασης του μεγέθους στον υπολογισμό της ταχύτητας, V_{sz}

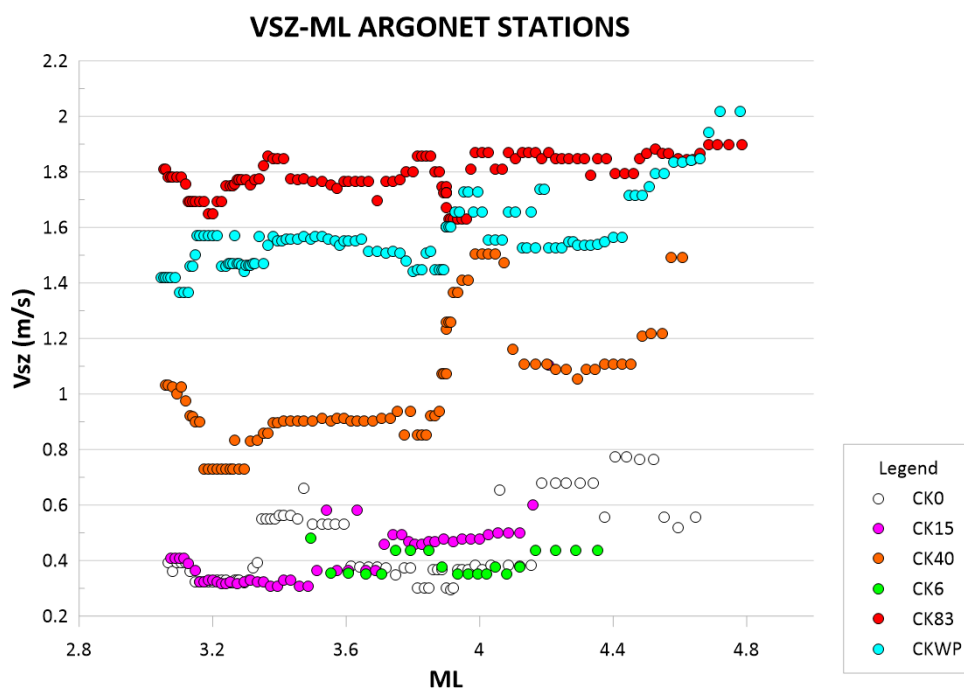
Η τιμή $\tau_p=0.1s$ που χρησιμοποιήθηκε σχεδόν σε όλες τις προηγούμενες εφαρμογές της μεθόδου (βλέπε Κεφ. 1), θεωρείται γενικά ικανοποιητική για σεισμούς με τοπικό μέγεθος, M_L , 3 έως 4. Ωστόσο, στα δικά μας δεδομένα χρησιμοποιήσαμε σεισμούς χωρίς κανένα περιορισμό στο τοπικό μέγεθος, M_L . Αφού λοιπόν δεν υπάρχει περιορισμός στο μέγεθος και το βάθος z εξαρτάται από την τιμή της συνάρτησης χρόνου πηγής, τ_p , εύλογη είναι η υπόθεση πως και η ταχύτητα V_{sz} θα παρουσιάζει κάποια εξάρτηση από το μέγεθος. Όπως προαναφέρθηκε, στην συγκεκριμένη μεθοδολογία θεωρείται ότι ο χρόνος διάρρηξης ταυτίζεται με την περίοδο του πρώτου παλμού που φτάνει στην θέση ενδιαφέροντος. Στο Σχήμα 4.3a βλέπουμε την περίπτωση ενός σεισμού τοπικού μεγέθους, $M_L=2.5$. Σύμφωνα με τους Ni et al. (2014), η τιμή του χρόνου διάρρηξης για σεισμό αντίστοιχου μεγέθους θα είναι περίπου 0.1s. Η διάρρηξη αυτή θα οδηγήσει σε έναν πρώτο παλμό περιόδου 0.1s και σε μία μέγιστη μετατόπιση στο ρήγμα, u_{max} . Ένας άλλος μεγαλύτερος σεισμός (π.χ. τοπικό μέγεθος, $M_L=4.5$) θα έχει μεγαλύτερο χρόνο διάρρηξης (π.χ. 0.2s) και κατά συνέπεια θα οδηγεί σε μία μεγαλύτερη περίοδο του πρώτου παλμού και σε μία μεγαλύτερη τιμή μέγιστης ταχύτητας, u_{max} (Σχ. 4.3b).



Σχ. 4.3: Αναπαράσταση σεισμικής διάρρηξης και σχηματισμός του πρώτου παλμού καταγραφής για την περίπτωση (a) ενός μικρού σεισμού (π.χ. $M_L=2.5$) και (b) ενός μεσαίου μεγέθους σεισμού (π.χ. $M_L=4.5$)

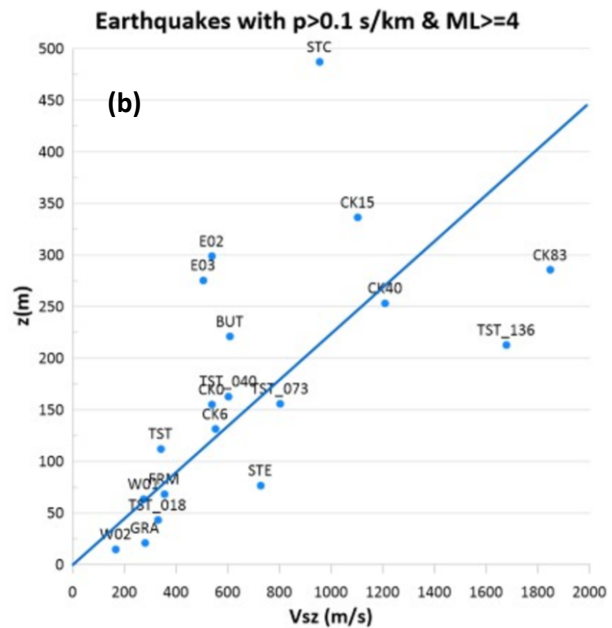
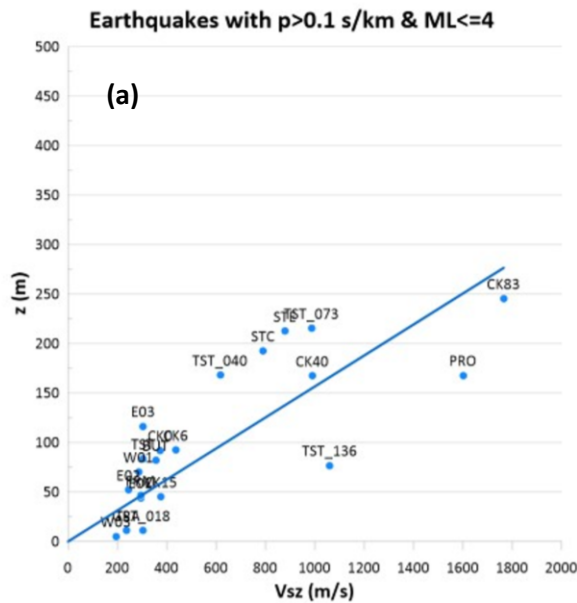
Προκειμένου να γίνει εμφανής η ύπαρξη συσχέτισης μεταξύ της ταχύτητας, V_{sz} , και του τοπικού μεγέθους, M_L , χωρίσαμε τα δεδομένα κάθε σταθμού σε ομάδες 15 σεισμών με αλληλοεπικάλυψη 50%, αφού πρώτα είχαν ταξινομηθεί βάσει αυξανόμενου μεγέθους. Για κάθε ομάδα σεισμών έγινε υπολογισμός του μέσου μεγέθους (κινούμενος μέσος όρος) και της αντίστοιχης διάμεσης τιμής της ταχύτητας, V_{sz}^{Pseis} . Για την πλειονότητα των σταθμών παρατηρήθηκε εμφανής αύξηση της τιμής της διάμεσης τιμής της ταχύτητας, V_{sz} , με την μέση τιμή του τοπικού μεγέθους, M_L (Σχ. 4.4). Λόγω, λοιπόν

της επίδρασης του μεγέθους στον υπολογισμό της ταχύτητας και της χρήσης από τους Ni et al. (2014) της τιμής $\tau_p=0.1s$ για μικρούς σεισμούς, τοπικού μεγέθους $3 \leq M_L \leq 4$, διαχωρίσαμε αρχικά τα δεδομένα με παράμετρο σεισμικής ακτίνας, ρ , με τιμή μεγαλύτερη από $0.1s/km$ σε δύο μεγάλες κατηγορίες, μία για δεδομένα με $M \leq 4$ και μία για δεδομένα με $M > 4$.



Σχ. 4.4: Διάγραμμα διάμεσων τιμών V_{SZ}^{Pseis} σε συνάρτηση με το μέσο τοπικό μέγεθος M_L , μετά την ταξινόμηση των δεδομένων του δικτύου ARGONET κατά αυξανόμενο μέγεθος, με κινούμενο μέσο όρο 15 σεισμών και αλληλοεπικάλυψη 50%..

Υπολογίστηκε εκ νέου η ταχύτητα για τις δύο αυτές κατηγορίες (Πίνακας 4.2), προκειμένου να προσδιορίσουμε το νέο βάθος, z , από τα μοντέλα δομής, στο οποίο η πραγματική ταχύτητα, V_{SZ}^{mea} , ήταν ίση με την ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} , που υπολογίστηκε από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος. Αφού προσδιορίσαμε αυτό το βάθος, z , προέκυψε ότι η κλίση, a , της σχέσης $z=a \cdot V_{SZ}^{Pseis}$ (ευθεία ελαχίστων τετραγώνων) είναι περίπου 0.15 (Σχ. 4.5a) για την κατηγορία με τοπικό μέγεθος, $M_L \leq 4$ και 0.22 (Σχ. 4.5b) για την κατηγορία με τοπικό μέγεθος, $M_L > 4$. Η διαφορετική τιμή κλίσης των ευθειών των δύο κατηγοριών επιβεβαιώνει πως είναι σημαντική η επίδραση του μεγέθους του σεισμού στην τιμή της ταχύτητας, V_{SZ} . Επομένως, η χρήση της τιμής $\tau_p=0.1s$ στον υπολογισμό του βάθους, z , δεν μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητική όταν συμπεριλαμβάνονται στην μεθοδολογία σεισμοί χωρίς περιορισμό στο μέγεθος, αφού οι μεγαλύτεροι σεισμοί βλέπουν βαθύτερες δομές, λόγω του μεγαλύτερου χρόνου, τ_p .

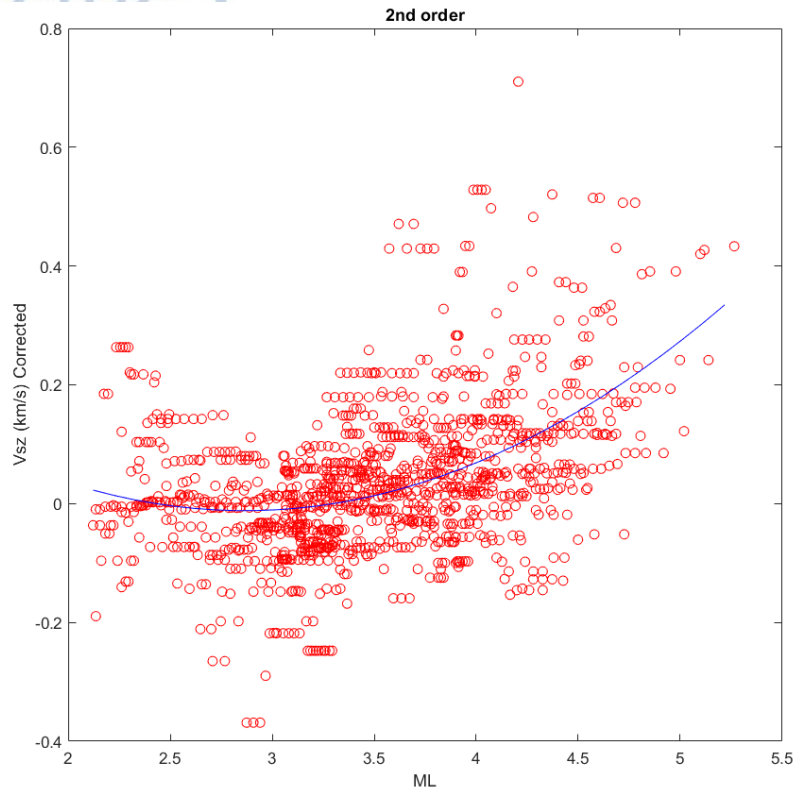


Σχ. 4.5: Διάγραμμα υπολογισμένης ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος, με το πραγματικό βάθος, z , στο οποίο η ταχύτητα από τα μοντέλα δομής, V_{SZ}^{meo} , είναι ίση με την υπολογισμένη ταχύτητα, V_{SZ} , από τη μέθοδο του P-σεισμογράμματος για δεδομένα με παράμετρο σεισμικής ακτίνας, p , μεγαλύτερη της τιμής $0.1s/km$ και μέγεθος (a) $M_L \leq 4$ και (b) $M_L > 4$

Τα παραπάνω αποτελέσματα δείχνουν ότι υπάρχει σαφής επίδραση του τοπικού μεγέθους, M_L , στην εκτίμηση της ταχύτητας V_{SZ} , λόγω αύξησης (βλέπε σχήμα 4.5) του χρόνου t_p . Η επίδραση αυτή φαίνεται στα αποτελέσματα του σχήματος 4.4, όπου είναι εμφανής η αύξηση της ταχύτητας V_{SZ} , με το μέγεθος, ακολουθώντας γραμμική ή και υψηλότερου βαθμού μεταβολή. Είναι επίσης προφανές ότι δεν είναι εφικτός ο ανεξάρτητος προσδιορισμός του ρόλου του μεγέθους σε κάθε σταθμό ξεχωριστά, λόγω του μικρού αριθμού δεδομένων, αλλά και της θεωρητικά αναμενόμενης παρόμοιας επίδρασης του μεγέθους του σεισμού σε όλους τους σταθμούς. Για το λόγο αυτό, και σε μια προσπάθεια διόρθωσης των αποτελεσμάτων για το μέγεθος, έγινε ο προσδιορισμός της βέλτιστης σχέσης ανάμεσα στο τοπικό μέγεθος, M_L , και την ταχύτητα, V_{SZ}^{Pseis} για κάθε σταθμό, θεωρώντας μία σχέση της μορφής:

$$V_{SZ}^{STA} = a_2 * M_L^2 + a_1 * M_L + V_{SZ0}^{STA} \quad (20)$$

όπου τα a_2 και a_1 είναι κοινά για όλους τους σταθμούς, δηλαδή θεωρούμε ότι η επίδραση του μεγέθους είναι παρόμοια σε όλα τα δεδομένα. Αντίθετα, το V_{SZ0}^{STA} είναι διαφορετικό για κάθε σταθμό, αφού απεικονίζει τη μεταβολή του V_{SZ} , δηλαδή της τοπικής δομής, από σταθμό σε σταθμό. Επομένως, προκύπτει ένα σύστημα που αποτελείται από "παράλληλες" μεταξύ τους καμπύλες μεταβολής του V_{SZ} με το τοπικό μέγεθος, το οποίο και επιλύθηκε προκειμένου να βρεθούν οι τιμές των συντελεστών a_2 , a_1 και V_{SZ0}^{STA} . Να σημειωθεί ότι δοκιμάστηκε τόσο η σχέση (20), όσο και η απλή γραμμική μεταβολή ($a_2=0$), προκειμένου να διερευνηθεί η επίδραση του μεγέθους στην αύξηση του V_{SZ} . Τα αποτελέσματα έδειξαν μία βελτίωση κατά τη χρήση της σχέσης (20), δηλαδή της καμπύλης 2^{ου} βαθμού ως προς το μέγεθος, η οποία και υιοθετήθηκε στη συνέχεια.



Σχ. 4.6: Διάγραμμα της «διορθωμένης»-ανηγμένης ταχύτητας, $V_{SZ}-V_{SZ0}^{STA}$, σε σχέση με το μέγεθος M_L για το σύνολο των δεδομένων από όλους τους σταθμούς με εφαρμογή μεταβολής πολυωνύμου 2^{ου} βαθμού

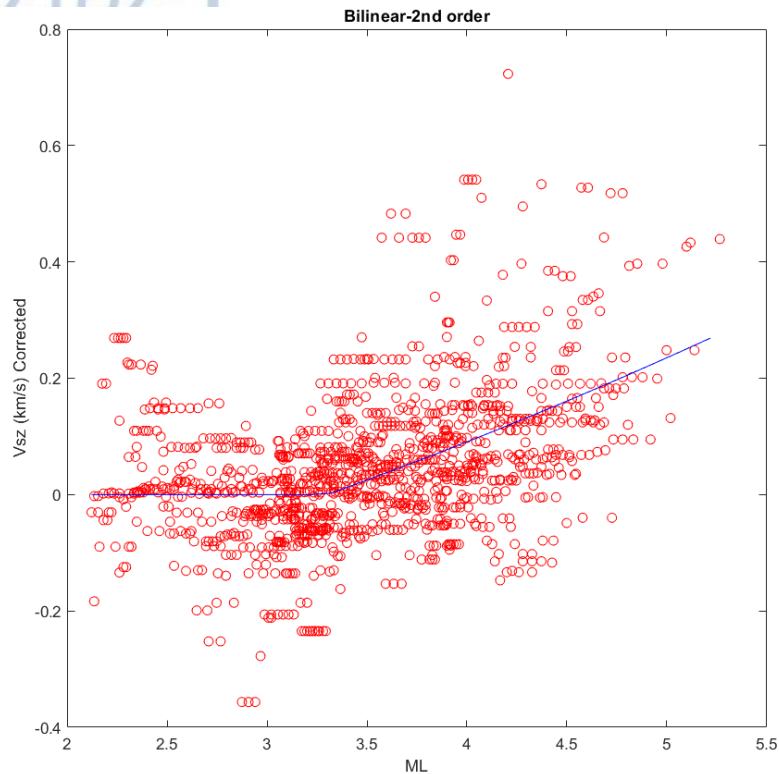
Το σχήμα (4.6) δείχνει την μεταβολή των τιμών της «διορθωμένης»-ανηγμένης ταχύτητας, αφού έχει αφαιρεθεί η «στάθμη» του κάθε σταθμού, δηλαδή η ποσότητα, $V_{SZ}-V_{SZ0}^{STA}$. Στόχος αυτής της διόρθωσης ήταν να αναδειχθεί η επίδραση του μεγέθους στην ταχύτητα V_{SZ} , ανεξάρτητα από την τοπική γεωλογία του κάθε σταθμού (υψηλές ή χαμηλές τιμές V_{SZ0}^{STA}).

Όπως βλέπουμε για όλα τα «διορθωμένα» δεδομένα και τη μεταβολή τους με το τοπικό μέγεθος, M_L , η καμπύλη που σχηματίζεται αποτελείται προσεγγιστικά από δύο σχεδόν γραμμικά τμήματα διαφορετικής κλίσης. Για το λόγο αυτό εξετάστηκε και μία εναλλακτική προσέγγιση, της μορφής:

$$V_{SZ}^{STA} = a_2 * (M_L - M_{cut})^2 + a_1 * (M_L - M_{cut}) + V_{SZ0}^{STA} \quad \text{for } M_L \geq M_{cut}$$

$$V_{SZ}^{STA} = V_{SZ0}^{STA} \quad \text{for } M_L \leq M_{cut} \quad (21)$$

Με επίλυση της σχέσης (21) για το σύνολο των δεδομένων και υπολογίζοντας την βέλτιστη τιμή του μεγέθους M_{cut} που προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα, υπολογίστηκε ότι η αλλαγή της «κλίσης» συμβαίνει για μέγεθος $M_{cut}=3.3$. Με αυτή την τιμή, υπολογίστηκαν νέες διορθωμένες τιμές της ταχύτητας V_{SZ0}^{STA} (Πίνακας 4.2), ενώ οι τιμές των σταθερών a_2 και a_1 της σχέσης (21) με χρήση δεδομένων ταχύτητας σε km/s, βρέθηκαν ίσες με 0.008 και 0.123, αντίστοιχα.



Σχ. 4.7: Διάγραμμα της διορθωμένης ταχύτητας, $V_{sz}-V_{sz}^{STA}$ σε σχέση με το μέγεθος για το σύνολο των δεδομένων από όλους τους σταθμούς, με εφαρμογή παραμετρικής σχέσης σταθερής τιμής για $M_L < 3.3$ και πολυωνύμου 2^{ου} βαθμού για $M_L \geq 3.3$

Τα τελικά αποτελέσματα του Πίνακα (4.2) μας επιτρέπουν να διερευνήσουμε την τιμή της κλίσης, a , στην σχέση $z = a \cdot V_{sz}^{P_{seis}}$, η οποία συνήθως παίρνει την τιμή 0.1. Για το σκοπό αυτό, υπολογίστηκε στο πλαίσιο τη διερεύνησης ένα νέο βάθος, z , για το οποίο οι ταχύτητες από τα τοπικά μοντέλα ταχυτήτων των σταθμών είχαν τιμή ίση με την τελική τιμή ταχύτητας, V_{sz}^{STA} , που υπολογίσαμε (τελευταία στήλη στον Πίνακα 4.2). Η νέα τιμή της κλίσης, a , υπολογίστηκε ίση με 0.15 (Σχ. 4.7). Η ίδια τιμή κλίσης είχε υπολογιστεί και στην περίπτωση του συνόλου των δεδομένων με $\rho > 0.1s/km$, όπως και στην περίπτωση των δεδομένων με $\rho > 0.1s/km$ και $M \leq 4$. Ο λόγος που ενώ υπάρχει εξάρτηση από το μέγεθος, η τιμή κλίσης για τα δεδομένα με $\rho > 0.1s/km$ ανεξαρτήτου μεγέθους είναι ίση με την τιμή για την ομάδα δεδομένων με $M \leq 4$ και την τιμή μετά την διόρθωση λόγω της επίδρασης του μεγέθους, είναι ότι οι σεισμοί μεγάλων μεγεθών στο αρχείο μας είναι πολύ λιγότεροι σε σχέση με τους μικρού και μέτριου μεγέθους σεισμούς. Με βάση τα παραπάνω προκύπτει πως στην παρούσα μελέτη για τον υπολογισμό του z μέσω της σχέσης $z = \tau_p \cdot V_{sz}$, καταλληλότερη θεωρείται η χρήση της τιμής $\tau_p = 0.15s$, για σεισμούς με $2.0 \leq M_L \leq 3.3$ (βλέπε σχήμα 4.8).

Πίνακας 4.2: Πίνακας νέων τιμών V_{SZ}^{Pseis} μετά το χωρισμό των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας $p>0.1s/km$ σε δυο μεγάλες κατηγορίες με βάση το μέγεθος: μία για τα δεδομένα με τοπικό μέγεθος $M_L \leq 4$ και μία για τα δεδομένα με τοπικό μέγεθος $M_L > 4$, καθώς και τιμών V_{SZ0}^{STA} μετά την τελική διόρθωση του V_{SZ} με το μέγεθος του σεισμού.

Σταθμός	V_{SZ}^{Pseis} (m/s) για $M_L \leq 4$	V_{SZ}^{Pseis} (m/s) για $M_L > 4$	V_{SZ0}^{STA} (m/s)
CK0	374	537	434
CK6	437	552	396
CK15	376	1103	406
CK40	990	1209	1022
CK83	1766	1848	1788
CKWP	1511	1741	1564
BUT	356	608	351
E01	294	(Χωρίς δεδομένα)	319
E02	246	538	245
E03	305	505	336
FRM	295	354	309
GRA	237	279	197
PRO	1601	1988	1571
PRO_033	1651	1800	1655
STC	791	955	779
STE	880	726	835
TST	303	340	298
W01	286	274	259
TST_018	304	328	299
TST_040	616	602	614
TST_073	987	803	928
TST_136	1061	1678	1144
TST_196	2369.	2228	2352
W02	180	166	188
W03	195	(Χωρίς δεδομένα)	182

Με βάση την παραπάνω ανάλυση, το τελικό βάθος, z , για την εφαρμογή της μεθοδολογίας του Ρ-σειсмоγράμματος υπολογίστηκε από την σχέση:

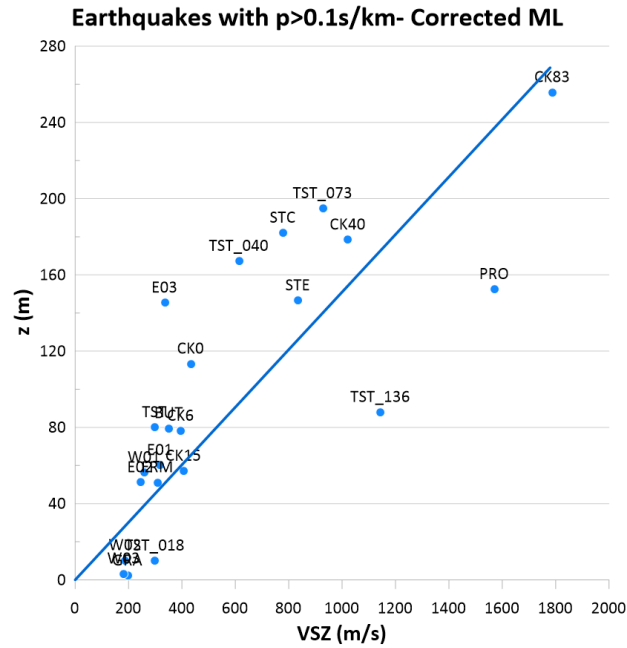
$$z = 0.15 * V_{SZ} \quad (22)$$

Η σύγκριση του νέου βάθους, z , με το βάθος, z , στο οποίο η ταχύτητα, V_{SZ}^{mea} από τα μοντέλα δομής των σταθμών είναι ίση με τη νέα (διορθωμένη βάσει μεγέθους) ταχύτητα, V_{SZ0}^{STA} , έδειξε για τους περισσότερους σταθμούς καλή συμφωνία μεταξύ των δύο τιμών βάθους (Σχ. 4.9). Αφού, για κάθε σταθμό υπολογίστηκε η νέα (μεγαλύτερη) τιμή του βάθους, z , χρησιμοποιήθηκε η κατάλληλη σχέση των Boore et al. (2011) για τον προσδιορισμό της ταχύτητας, V_{S30}^{Pseis} (Πίνακας 4.3). Από την σύγκριση των τιμών ταχύτητας, V_{S30}^{mea} , που προσδιορίζονται από τα τοπικά μοντέλα δομής με τις τελικές ταχύτητες, V_{S30}^{Pseis} που προέκυψαν από τη μέθοδο του Ρ-σειсмоγράμματος, μετά το σύνολο των βελτιώσεων που προτάθηκαν στην παρούσα διατριβή (απομάκρυνση ασταθειών μικρών επικεντρικών αποστάσεων, διόρθωση επίδρασης μεγέθους, διαφορετικός υπολογισμός βάθους της

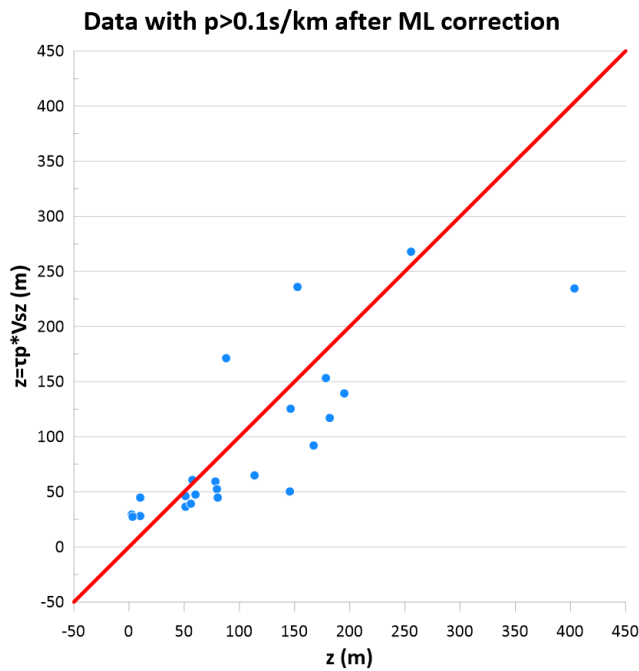
ταχύτητας V_{sz}), είναι εμφανές πως υπάρχει πολύ καλή συσχέτιση και πολύ μικρές αποκλίσεις (Σχ. 4.10) ανάμεσα στις δύο τιμές της ταχύτητας V_{s30} που υπολογίζονται από τα τοπικά μοντέλα δομής και την τροποποιημένη μεθοδολογία της παρούσας διατριβής.

Πίνακας 4.3: Διάμεσες τιμές της ταχύτητας V_{s30}^{Pseis} , όπως προέκυψαν από την τελική ταχύτητα V_{sz0}^{STA} , στην παρούσα διατριβή, με χρήση των σχέσεων των Boore et al. (2011), και των αντίστοιχων τιμών τα τοπικά μοντέλα της δομής αναφοράς, V_{sz}^{mea} , κάθε σταθμού.

Σταθμός	V_{s30}^{Pseis} (m/s)	V_{s30}^{mea} (m/s)
BUT	265	261
E01	251	258
E02	228	201
E03	265	201
GRA	257	232
FRM	200	279
PRO	1145	831
PRO_033	1993	1974
STC	467	342
STE	485	509
TST	247	217
TST_018	249	342
TST_040	377	375
TST_073	532	489
TST_136	638	837
TST_196	2780	2500
W01	227	207
W02	194	229
W03	190	231
CK0	304	244
CK6	287	299
CK15	296	324
CK40	580	455
CK83	1359	1605
CKWP	1138	793

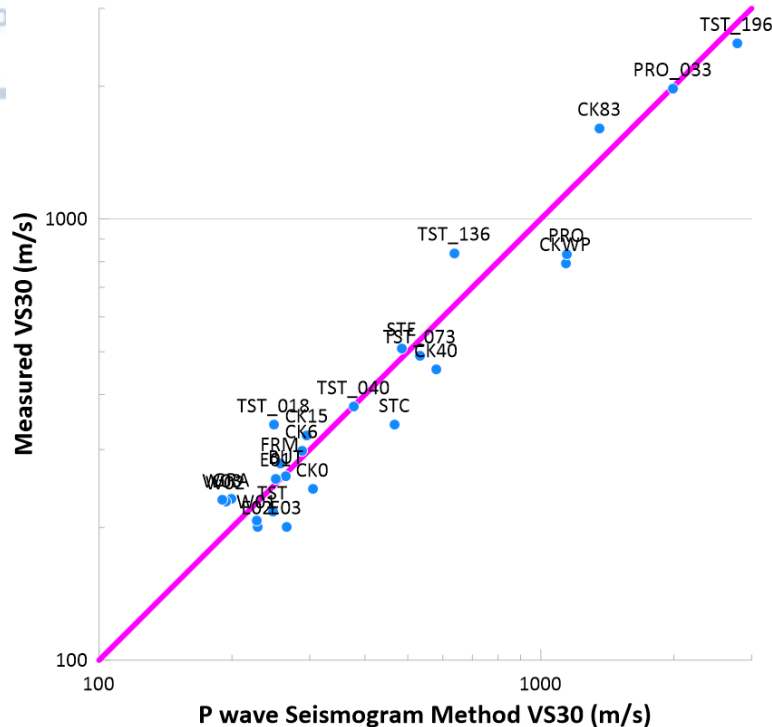


Σχ. 4.8: Μεταβολή της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} που υπολογίζεται από τη μέθοδο του Ρσεισμογράμματος με το πραγματικό βάθος z στο οποίο η ταχύτητα από τα διαθέσιμα τοπικά μοντέλα δομής είναι ίση με την τελική ταχύτητα V_{SZ0}^{STA} που υπολογίστηκε για κάθε σταθμό.



Σχ. 4.9: Διάγραμμα βάθους που προέκυψε με χρήση της σχέσης των Ni et al. (2014), με $\tau_p = 0.15s$ και τη διορθωμένη ταχύτητα, V_{SZ0}^{STA} , σε συνάρτηση με το αντίστοιχο βάθος, z , που προέκυψε από τα τοπικά μοντέλα S ταχυτήτων κάθε σταθμού για το οποίο η ταχύτητα, V_{SZ}^{meo} , ήταν ίση με την V_{SZ0}^{STA} . Με κόκκινη ευθεία σημειώνεται η εξίσωση ισότητας (διχοτόμος).

EUROSEIS & ARGONET STATIONS



Σχ. 4.10: Μεταβολή της ταχύτητας, V_{S30}^{mea} , από τα τοπικά μοντέλα δομής με την ταχύτητα, V_{S30}^{Pseis} , όπως προσδιορίστηκε από την χρήση των σχέσεων των Boore et al. (2011) για την διορθωμένη, βάσει μεγέθους, ταχύτητα V_{S20}^{STA} που υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή.

4.3 Εξαγωγή εμπειρικής σχέσης μεταξύ V_{S30} και U_R/U_Z

Όπως προαναφέρθηκε τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή είναι πιθανό να έχουν κάποιο (μικρό ή μεγάλο) σφάλμα στο επίκεντρο, όπως επίσης να υπάρχουν ελλειπίες πληροφορίες για το 1D μοντέλο της εκάστοτε περιοχής. Επιπλέον, οι σχέσεις μετατροπής των Boore et al. (2011) από την εκάστοτε ταχύτητα V_{SZ} στην ταχύτητα V_{S30} δεν δίνουν τόσο ακριβή αποτελέσματα για μεγάλα βάθη. Τέλος, η τιμή της παραμέτρου τ_p στη σχέση υπολογισμού του βάθους, z , είναι αναγκαίο να προσδιορίζεται εμπειρικά, όπως έγινε στην παρούσα διατριβή. Όλοι αυτοί οι παράγοντες, οι οποίοι μελετήθηκαν αναλυτικά στην παρούσα εργασία, είναι δυνατό να οδηγήσουν σε προβλήματα στην εκτίμηση της V_{S30} από τους λόγους U_R/U_Z .

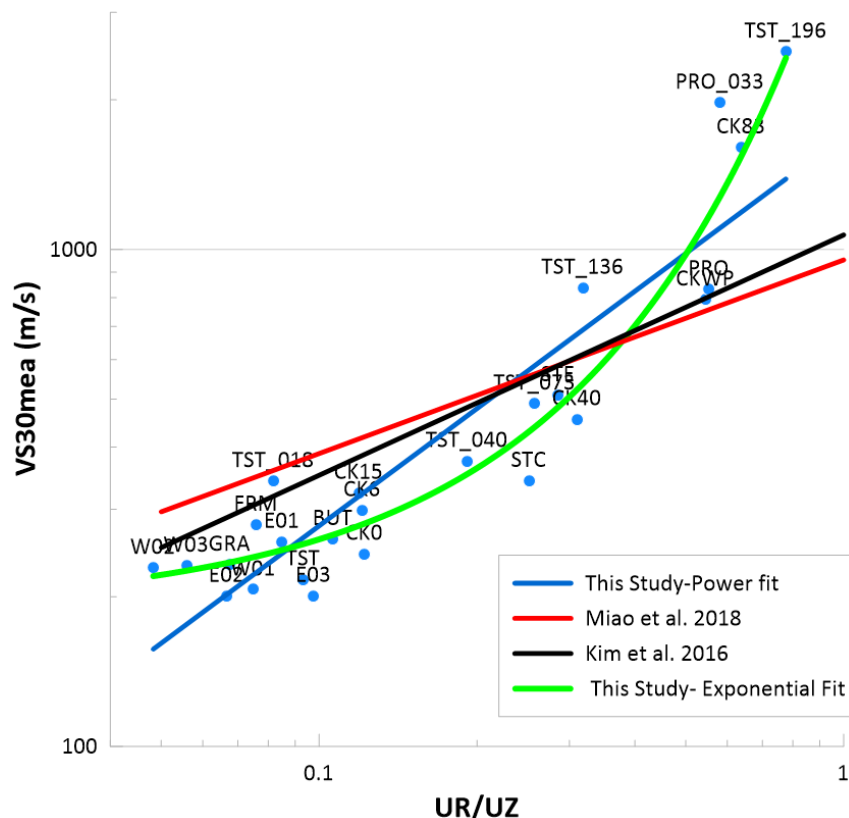
Λόγω των παραπάνω απαιτήσεων και δυσκολιών στην εφαρμογή, η δυνατότητα απευθείας υπολογισμού της ταχύτητας V_{S30} από τον λόγο U_R/U_Z με στόχο την αποφυγή των ενδιάμεσων υπολογισμών, κάνει την εξαγωγή μιας εμπειρικής σχέσης ανάμεσα στη V_{S30} και τον λόγο U_R/U_Z ιδιαίτερα δελεαστική. Σε σειρά από δημοσιεύσεις (Kim et al., 2016, Miao et al., 2018) έχει προταθεί μία απλή γραμμική σχέση ανάμεσα στις δύο ποσότητες. Στο σχήμα (4.11) παρουσιάζεται η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων μεταξύ της ταχύτητας από τα τοπικά μοντέλα δομής, V_{S30}^{mea} και της διάμεσης τιμής του λόγου, U_R/U_Z , για κάθε σταθμό, όπως υπολογίστηκε κατά την εφαρμογή της μεθόδου του P-σεισμογράμματος. Στο ίδιο σχήμα γίνεται σύγκριση της προτεινόμενης εμπειρικής σχέσης με δύο άλλες αντίστοιχες, εμπειρικές σχέσεις (Kim et al., 2016 και Miao et al., 2018), οι οποίες φαίνεται να μην είναι σε καλή συμφωνία με τα δεδομένα της παρούσας διατριβής. Λόγω της μορφής της κατανομής των δεδομένων μας, προκύπτει ότι κατάλληλη για την περιγραφή τους, πέρα από τη γραμμική σχέση, θα ήταν και μία εκθετική καμπύλη, η οποία περιγράφει πολύ καλύτερα τα δεδομένα μας (πράσινη καμπύλη στο σχήμα 4.11). Η γραμμική σχέση (μπλε γραμμή στο σχήμα 4.11)

που προέκυψε από τα δεδομένα μας και συνδέει απευθείας τους λογαρίθμους της ταχύτητας V_{S30} και του λόγου U_R/U_Z είναι:

$$\ln(V_{S30}) = 0.783 * \ln\left(\frac{U_R}{U_Z}\right) + 7.4 \quad (23)$$

ενώ η αντίστοιχη εκθετική σχέση στο σχήμα (4.10) είναι η ακόλουθη:

$$\ln(V_{S30}) = 3.3 * \frac{U_R}{U_Z} + 5.2 \quad \text{ή} \quad V_{S30} = e^{3.3 * \frac{U_R}{U_Z} + 5.2} \quad (24)$$



Σχ. 4.11: Μεταβολή της ταχύτητας, V_{S30}^{mea} , όπως υπολογίστηκε από τα τοπικά μοντέλα δομής των σταθμών που μελετήθηκαν με την κεντρική τιμή του λόγου, U_R/U_Z , από την επιλογή της πρώτης άφιξης των σεισμών σε κάθε σταθμό. Με κόκκινο χρώμα σημειώνεται η εμπειρική εξίσωση που προτάθηκε από τους Miao et al. (2018) και με μαύρο χρώμα η εμπειρική εξίσωση των Kim et al. (2016). Με μπλε και πράσινο χρώμα παρουσιάζονται η αντίστοιχη γραμμική σχέση των λογαρίθμων και η εκθετική εξίσωση που υπολογίστηκε από τα δεδομένα της παρούσας εργασίας.

5. Σύνοψη

Στην παρούσα εργασία και για την εφαρμογή της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος (Ni et al., 2014) στον ελληνικό χώρο, έγινε επιλογή δύο θέσεων μελέτης, του δικτύου EUROSEISTEST και του δικτύου ARGONET. Πρόκειται για μία νέα σχετικά μέθοδο, με προοπτικές και περιθώρια βελτίωσης σε ότι αφορά την εφαρμογή της σε πραγματικά δεδομένα. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία φαίνεται από προηγούμενες εφαρμογές της να ανταποκρίνεται ικανοποιητικά στις ανάγκες έμμεσου προσδιορισμού της τιμής της ταχύτητας V_{S30} , οδηγώντας σε πολύ πιο ακριβή αποτελέσματα από άλλες προσεγγιστικές μεθόδους. Πλεονέκτημα της συγκεκριμένης μεθοδολογίας είναι ότι βασίζεται στη χρήση απευθείας P κυμάτων προκειμένου να προσδιοριστεί η επιφανειακή δομή του φλοιού,

και όχι S κυμάτων όπως θα περίμενε κάποιος. Η εφαρμογή στις αφίξεις των S κυμάτων συστηματικά αποφεύγεται γιατί υπάρχει κίνδυνος έντονης αλλοίωσης των αποτελεσμάτων λόγω της παρουσίας P κυμάτων ουράς (coda). Σκοπό της παρούσας εργασίας αποτέλεσε ο προσδιορισμός της επιφανειακής δομής του φλοιού, με χρήση της μεθόδου του P σειсмоγράμματος στα δύο ελληνικά δίκτυα, αλλά κυρίως η αξιολόγηση και βελτίωση των αποτελεσμάτων της μεθοδολογίας, καθώς και η διαλεύκανση ορισμένων προβληματικών ή αδιευκρίνιστων σημείων εφαρμογής της.

Στη συγκεκριμένη διατριβή η επιλογή των θέσεων δεν έγινε τυχαία, αφού αφορούσε δύο ιζηματογενείς λεκάνες με πολύ καλά οργανωμένο καταγραφικό δίκτυο. Οι ιζηματογενείς λεκάνες παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της συμπεριφοράς τους σε περίπτωση σεισμού. Εκεί η δόνηση είναι συχνά πολύ πιο ισχυρή, η διάρκεια πολύ μεγαλύτερη και οι επιπτώσεις σημαντικότερες σε σχέση με μία θέση βράχου. Η ανάπτυξη των αστικών κέντρων συνήθως γίνεται κοντά σε ιζηματογενείς λεκάνες λόγω του επίπεδου εδάφους, διευκολύνοντας την οικοδόμηση και την παροχή νερού (Wirth et al., 2019). Έτσι, η μελέτη αντίστοιχων περιοχών θεωρείται κρίσιμη. Ο μεγάλος αριθμός σταθμών που έχει εγκατασταθεί στις συγκεκριμένες περιοχές και η διάθεση μεγάλου αριθμού κοντινών και μακρινών σεισμών κατέστησαν την επιλογή των θέσεων ιδανική. Επιπλέον, το γεγονός ότι πρόκειται για χωρικά περιορισμένες θέσεις, όπου η κατευθυντικότητα της σεισμικής ακτίνας θα είναι η ίδια για όλους τους σταθμούς κάθε δικτύου, κάνει την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της μεθοδολογίας ακόμα ευκολότερη.

Έτσι, λοιπόν, πραγματοποιήθηκε η εφαρμογή της μεθοδολογίας, ακολουθώντας την τυπική διαδικασία που έχει προταθεί σε προηγούμενες μελέτες. Αρχικά έγινε λήψη των χρονοσειρών και προσδιορίστηκε ο λόγος της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα της καταγραφής, U_R/U_Z . Ακολούθησε ο προσδιορισμός της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας με χρήση του λογισμικού TauP και τέλος εκτιμήθηκε η ταχύτητα V_{SZ} , από την σχέση που προτάθηκε από τους Li et al. (2014). Ωστόσο, από προηγούμενες εφαρμογές της μεθοδολογίας προέκυψαν ορισμένα ερωτήματα σχετικά με τις παραδοχές που γίνονται σε ορισμένα θέματα της εφαρμογής της, αλλά και σε ότι αφορά την ακρίβειά της.

Το πρώτο ερώτημα αφορούσε το βάθος, z , στο οποίο αναφέρεται η ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} . Σύμφωνα με τον τρόπο που είναι θεωρητικά θεμελιωμένη η μέθοδος, αυτό το βάθος, z , θα μπορούσε να είναι το τοπικό βάθος (σε κάθε σταθμό) στο οποίο βρίσκεται η ασυνέχεια μεταξύ τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του γεωλογικού (ή και σεισμικού) υποβάθρου. Ωστόσο, στις περισσότερες εργασίες ο προσδιορισμός του γίνεται με χρήση της σχέσης $z = \tau_p * V_{SZ}^{Pseis}$ (Ni et al., 2014), η οποία βασίζεται στην μετατροπή του κυρίαρχου μήκους κύματος του P κύματος κοντά στον ανώτερο φλοιό, όπου οι ταχύτητες διάδοσης είναι χαμηλότερες. Σύμφωνα με τους Ni et al. (2014), η χρήση της τιμής $\tau_p = 0.1s$ θεωρείται ικανοποιητική για σεισμούς μεγέθους $3 \leq M \leq 4$.

Στο πλαίσιο της διατριβής και της διερεύνησης του τρόπου προσδιορισμού του βάθους, z , συγκρίναμε τις ταχύτητες V_{SZ}^{Pseis} με τις ταχύτητες V_{SZ}^{mea} από τα πραγματικά προφίλ ταχυτήτων για τις δύο προαναφερθείσες διαφορετικές θεωρήσεις της V_{SZ}^{mea} . Στην πρώτη περίπτωση η V_{SZ}^{mea} υπολογίστηκε ως η μέση ταχύτητα μέχρι το βάθος της ασυνέχειας μεταξύ του τελευταίου ιζηματογενούς στρώματος και του βραχώδους υποβάθρου. Στην δεύτερη περίπτωση ως V_{SZ}^{mea} υπολογίστηκε η μέση ταχύτητα που αντιστοιχεί σε βάθος $z = 0.1 * V_{SZ}^{Pseis}$. Από τα αποτελέσματα του σχήματος 2.14 προέκυψε ότι δεν υπάρχει καμία συσχέτιση μεταξύ των δύο ταχυτήτων στην περίπτωση που το βάθος, z , αντιστοιχεί στο τοπικό βάθος του γεωλογικού υποβάθρου. Επομένως,

η χρήση της σχέσης $z = \tau_p * V_{SZ}^{Pseis}$ θεωρήθηκε καταλληλότερη επιλογή για τον υπολογισμό του βάθους z .

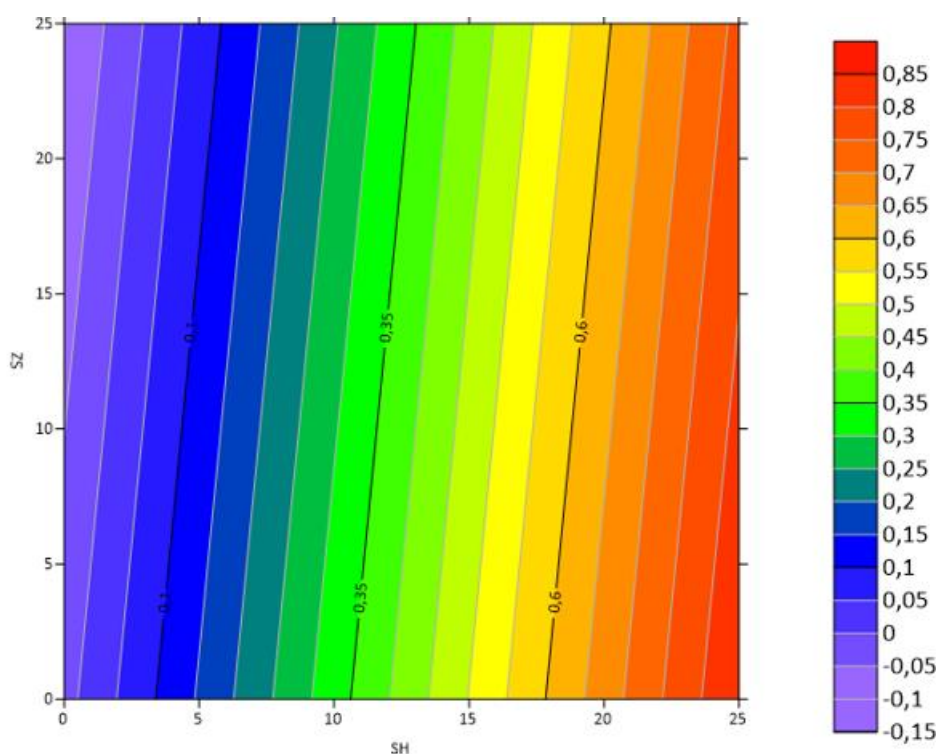
Το δεύτερο ερώτημα αφορούσε την εμφάνιση, σε αρκετούς σταθμούς, ορισμένων ακραίων τιμών της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} σχεδόν αποκλειστικά σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις (Σχ. 2.10). Η ταχύτητα V_{SZ}^{Pseis} , υπολογίστηκε σε κάθε περίπτωση με χρήση της σχέσης που προτάθηκε από τους Li et al. (2014):

$$V_S = \frac{1}{p} \sqrt{\frac{1 - \sqrt{\frac{1}{(\frac{\dot{U}_R}{\dot{U}_Z})^2 + 1}}}{2}}$$

Επομένως, μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα εφόσον γνωρίζουμε την τιμή του λόγου των δύο συνιστωσών, U_R/U_Z και της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, p . Ο λόγος U_R/U_Z προσδιορίζεται από την καταγραφή, επομένως δεν θα μπορούσε να ευθύνεται για τη συστηματική υπερεκτίμηση της ταχύτητας. Στα δεδομένα των δύο ελληνικών δικτύων που χρησιμοποιήθηκαν, θεωρήθηκε ότι δεν υπάρχει κάποιο σφάλμα στο επίκεντρο, κάτι το οποίο προφανώς δεν ισχύει για τα πραγματικά δεδομένα. Προκειμένου να διερευνηθεί η αιτία εμφάνισης αυτών των υψηλών τιμών V_{SZ} , έγινε μια σειρά από δοκιμές σε συνθετικά δεδομένα με χρήση προσομοιώσεων Monte Carlo εισάγοντας σφάλματα στο επίκεντρο. Η παράμετρος σεισμικής ακτίνας απαιτεί τη γνώση της επικεντρικής απόστασης, του βάθους του σεισμού και ενός μονοδιάστατου μοντέλου ταχύτητας για τη συγκεκριμένη περιοχή. Επομένως, στα συνθετικά δεδομένα πραγματοποιήθηκε η εισαγωγή σφάλματος στην επικεντρική απόσταση και στο βάθος του επικέντρου χωριστά. Στην εφαρμογή της μεθοδολογίας στα συνθετικά δεδομένα, εντοπίστηκαν ακραίες τιμές ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} (Σχ. 3.3), όπως ακριβώς και στην περίπτωση των πραγματικών δεδομένων. Επιπλέον, στο παράθυρο επικεντρικών αποστάσεων 0-10km, παρατηρήθηκε η πολύ σημαντική αύξηση (systematic bias) της τιμής της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} με αύξηση της τιμής του σφάλματος στην επικεντρική απόσταση, SH. Ανάλογο μοτίβο δεν παρατηρήθηκε με αύξηση της τιμής του σφάλματος στο βάθος, SZ (Σχ. 5.1) και με την εισαγωγή διαταραχής στο μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων. Προκειμένου να αποφύγουμε την εμφάνιση ακραίων τιμών ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} στα αποτελέσματά μας, προσδιορίστηκε η σχέση $Dc = -0.0345 * SH^2 + 1.339 * SH + 13.4$ με την οποία είναι εφικτός ο υπολογισμός μιας κρίσιμης επικεντρικής απόστασης σε σχέση με το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση. Ως κρίσιμη επικεντρική απόσταση ορίστηκε η απόσταση στην οποία παρατηρείται μέγιστη υπερεκτίμηση της ταχύτητας αναφοράς V_{SZ}^{REF} των συνθετικών δεδομένων ίση με 20%.

Επειδή η επικεντρική απόσταση αποτελεί μία από τις τρεις παραμέτρους που συμμετέχουν στον υπολογισμό της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας, διερευνήθηκε η ύπαρξη άμεσης συσχέτισης μεταξύ της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας και της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας V_{SZ} που υπολογίζει η μέθοδος. Σύμφωνα με το Σχήμα 3.16, για μικρές τιμές παραμέτρου σεισμικής ακτίνας ($p < 0.1s/km$) και με τη σταδιακή ελάττωση της τιμής της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας παρατηρείται σημαντική (επίσης σταδιακή) αύξηση της τιμής της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} . Αντίθετα για τιμές της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας $p > 0.1s/km$, η τιμή της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} σταθεροποιείται. Από το σχήμα 2.9 φάνηκε ότι μικρές τιμές της παραμέτρου σεισμικής ακτίνας εντοπίζονται σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις. Αυτό διότι σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις, η

γωνία πρόσπτωσης σε μία θέση ενδιαφέροντος είναι μικρή, οδηγώντας (σύμφωνα με τη σχέση 15) σε μικρές τιμές p . Επομένως η εξαίρεση των δεδομένων με τιμή παραμέτρου σεισμικής ακτίνας $p < 0.1\text{s/km}$ θεωρήθηκε ικανή λύση για την απαλλαγή της μεθόδου του P-σειсмоγράμματος από τις ακραίες τιμές σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις.



Σχ. 5.1: Σχετική μεταβολή της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , σε σχέση με το σφάλμα στο βάθος, SZ , και το σφάλμα στην επικεντρική απόσταση, SH . Κατά μήκος των γκρι και μαύρων ευθειών η τιμή της σχετικής μεταβολής της ταχύτητας είναι σταθερή.

Βάσει των παραπάνω έγινε επανάληψη της εφαρμογής της μεθοδολογίας σε πραγματικά δεδομένα δύο φορές:

1. με απομάκρυνση των δεδομένων με επικεντρική απόσταση μικρότερη της κρίσιμης και,
2. με απομάκρυνση των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας μικρότερη της τιμής 0.1s/km

Από τις δύο εφαρμογές μεγαλύτερη ακρίβεια είχαν τα αποτελέσματα που προέκυψαν με την απομάκρυνση των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας $p < 0.1\text{s/km}$.

Ένα πρόσθετο θέμα αποτελούσε το ερώτημα του κατά πόσο η εξίσωση υπολογισμού του βάθους z , όπου χρησιμοποιείται συνήθως η τιμή $\tau_p = 0.1\text{s}$, είναι σωστή. Η τιμή αυτή ($\tau_p = 0.1\text{s}$) θεωρείται ικανοποιητική σύμφωνα με τους Ni et al. (2011) για σεισμούς με μέγεθος $3 \leq M \leq 4$. Τίθεται λοιπόν το ερώτημα, αν η συγκεκριμένη τιμή είναι κατάλληλη για τον υπολογισμό του βάθους στην περίπτωση που χρησιμοποιούνται σεισμοί εκτός του συγκεκριμένου εύρους μεγεθών. Όπως προαναφέρθηκε, στην μεθοδολογία αυτή θεωρείται ότι ο χρόνος διάρρηξης ταυτίζεται με την περίοδο του πρώτου παλμού που φτάνει στην θέση ενδιαφέροντος, οπότε μεγαλύτερο μέγεθος σεισμού, αντιστοιχεί σε μεγαλύτερο χρόνο διάρρηξης, σε μεγαλύτερη περίοδο για τον πρώτο παλμό και, κατά συνέπεια, σε μεγαλύτερη εκτίμηση ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} . Με κατάλληλη επεξεργασία των δεδομένων που

χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εφαρμογή της μεθοδολογίας, αποδείχθηκε ότι υπάρχει εμφανής αύξηση της κεντρικής τιμής της ταχύτητας, V_{SZ}^{Pseis} , με την μέση τιμή του τοπικού μεγέθους, M_L (Σχ. 4.6). Εξαιτίας του μικρού αριθμού δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή την εφαρμογή, δεν ήταν εφικτός ο ανεξάρτητος προσδιορισμός του ρόλου του μεγέθους σε κάθε σταθμό ξεχωριστά. Για τον λόγο αυτό, προσδιορίστηκε μία γενική σχέση μεταξύ του τοπικού μεγέθους, M_L , και της ταχύτητας V_{SZ}^{Pseis} για όλους τους σταθμούς. Σύμφωνα με το σχήμα (4.7), το οποίο δείχνει την μεταβολή με το τοπικό μέγεθος των τιμών της «διορθωμένης» ταχύτητας, αφού έχει αφαιρεθεί η «στάθμη» του κάθε σταθμού, η καμπύλη που σχηματίζεται αποτελείται προσεγγιστικά από δύο σχεδόν γραμμικά τμήματα διαφορετικής κλίσης. Για το λόγο αυτό εξετάστηκε μία εξάρτηση της V_{SZ} με το τοπικό μέγεθος με τη μορφή:

$$V_{SZ}^{STA} = a_2 * M_L^2 + a_1 * M_L + V_{SZ0}^{STA} \quad \text{για } M_L \geq M_{cut}$$

$$V_{SZ}^{STA} = V_{SZ0}^{STA} \quad \text{για } M_L < M_{cut},$$

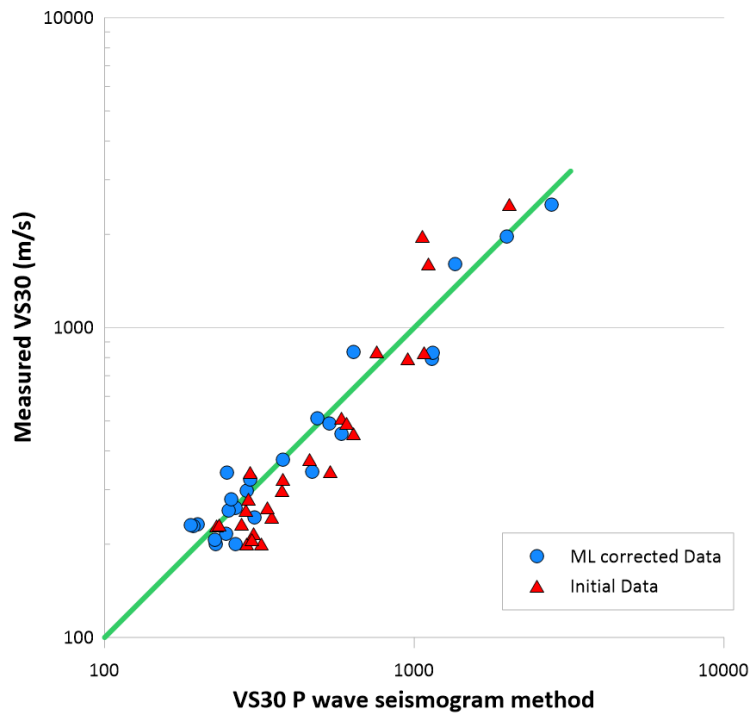
όπου το V_{SZ0}^{STA} είναι διαφορετικό για κάθε σταθμό και τα a_2 και a_1 έχουν την ίδια τιμή για όλους τους σταθμούς. Η αλλαγή της «κλίσης», όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.7 συμβαίνει για μέγεθος $M_{cut}=3.3$.

Με βάση τη νέα προτεινόμενη διόρθωση με το μέγεθος, υπολογίστηκαν νέες διορθωμένες τιμές της ταχύτητας V_{SZ0}^{STA} και χρησιμοποιήθηκαν στην σχέση $z = \tau_p * V_{SZ0}^{STA}$, προκειμένου να προσδιοριστεί η καταλληλότερη τιμή για την παράμετρο τ_p . Ως βάθος z χρησιμοποιήθηκε το βάθος για το οποίο οι ταχύτητες από τα μοντέλα ταχυτήτων των σταθμών, V_{SZ}^{mea} , είχαν ίση τιμή με την τελική τιμή ταχύτητας V_{SZ0}^{STA} . Από την συσχέτιση του βάθους z με τις ταχύτητες V_{SZ0}^{STA} αποδείχθηκε ότι η καταλληλότερη τιμή για την παράμετρο τ_p στα δεδομένα της παρούσας εργασίας είναι η $\tau_p=0.15s$ (Σχ. 4.8).

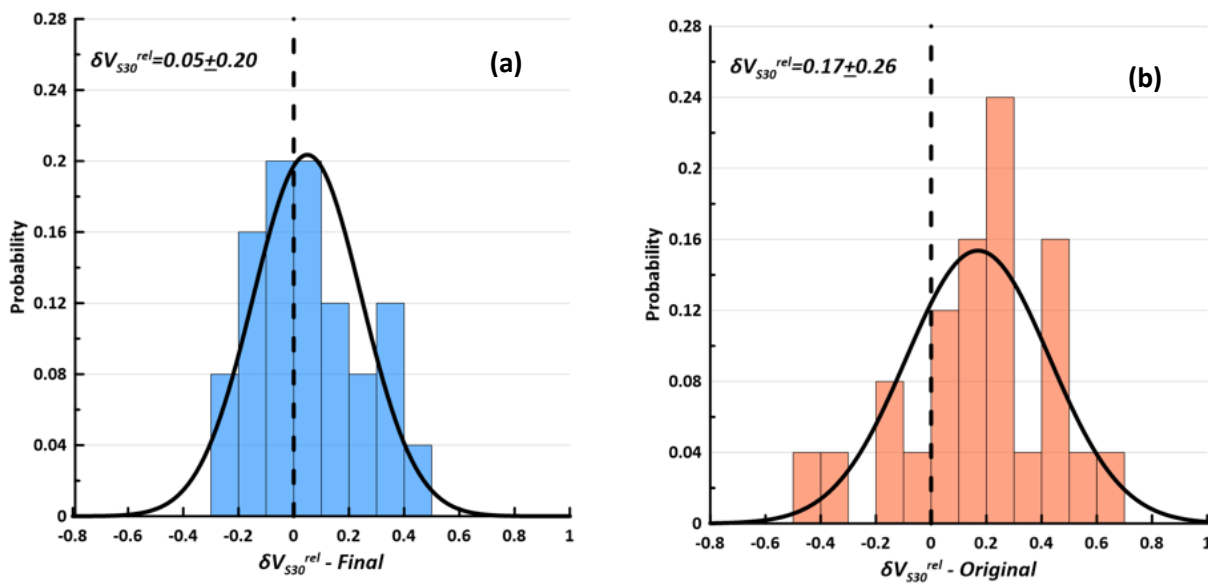
Η αξιοπιστία όλων των τροποποιήσεων που προτάθηκαν στην παρούσα διατριβή επιβεβαιώθηκε με τη σύγκριση των ταχυτήτων, V_{S30}^{Pseis} με τις μετρημένες ταχύτητες, V_{S30}^{mea} (Σχ.5.2). Η απόκλιση των δεδομένων από την πραγματική τιμή, V_{S30}^{mea} , στην τροποποιημένη εφαρμογή της μεθοδολογίας, μειώθηκε σημαντικά σε σχέση με την αρχική εφαρμογή της. Τα δεδομένα της ταχύτητας, V_{S30}^{Pseis} , μετά την διόρθωση πλησιάζουν εμφανώς την διχοτόμο, με κάποια από αυτά να συμπίπτουν με αυτή. Η βελτίωση των αποτελεσμάτων είναι εμφανής και στα ιστογράμματα (σχήμα 5.3) των σχετικών μεταβολών της ταχύτητας, V_{S30} . Ειδικότερα, στην περίπτωση την αρχικής εφαρμογής της μεθοδολογίας η σχετική διαφορά των τιμών V_{S30} βρέθηκε ίση με 0.17 ± 0.26 km/s (Σχ. 5.3b), δηλαδή υπάρχει συστηματική υπερεκτίμηση (bias) των πραγματικών τιμών της V_{S30} κατά $\sim 17\%$ με σημαντική διασπορά. Αντίθετα, στην τελική εφαρμογή το αντίστοιχο αποτέλεσμα είναι ίσο με 0.05 ± 0.2 km/s (Σχ. 5.3a), δηλαδή έχουμε πρακτικά εξαφάνιση της υπερεκτίμησης και μικρότερη συνολική διασπορά.

Συνοψίζοντας, η εξαίρεση των δεδομένων με παράμετρο σεισμικής ακτίνας $p < 0.1s/km$, η διόρθωση τους με βάση το τοπικό μέγεθος του σεισμού και η χρήση της τιμής $\tau_p=0.15$ στην σχέση υπολογισμού του βάθους, βελτιώνει σημαντικά τα αποτελέσματα της μεθοδολογίας. Ο προσδιορισμός επομένως της επιφανειακής δομής του φλοιού με χρήση καταγραφών επιμήκων κυμάτων και εγκαρσίων από μετατροπή, σε καμία περίπτωση δεν μπορεί να θεωρηθεί "πανάκεια", αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε περίπτωση απουσίας τοπικών μετρήσεων για να ληφθεί μία αξιόπιστη εκτίμηση της V_{S30} , ιδίως σε μεγαλύτερες χωρικά κλίμακες, ειδικά μετά την εφαρμογή των προτάσεων

βελτίωσης που προέκυψαν στην παρούσα διατριβή από την τροποποιημένη εφαρμογή της μεθοδολογίας.



Σχ. 5.2: Διάγραμμα της μεταβολής της μετρημένης τιμής της ταχύτητας, V_{S30}^{mea} με την V_{S30}^{Pseis} όπως υπολογίστηκε από την χρήση των σχέσεων του Boore et al. (2011), κατόπιν μετατροπής της υπολογισμένης από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος V_{SZ} για χρήση της σχέσης $z=0.1 \cdot V_{SZ}$ και χωρίς καμία διόρθωση (τρίγωνα), και για χρήση της σχέσης $z=0.15 \cdot V_{SZ}$ και δεδομένα με $p>0.1s/km$, κατόπιν διόρθωσης για την επίδραση του μεγέθους (κύκλοι). Με πράσινη γραμμή σημειώνεται η διχοτόμος (καμπύλη ισότητας)



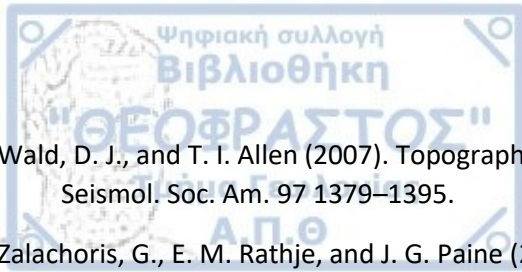
Σχ. 5.3: Ιστογράμματα των διαφορών από τη μετρημένη τιμή της ταχύτητας, V_{S30}^{mea} της ταχύτητας V_{S30}^{Pseis} όπως υπολογίστηκε από την χρήση των σχέσεων του Boore et al. (2011), κατόπιν μετατροπής της υπολογισμένης από την μέθοδο του P-σειсмоγράμματος ταχύτητας, V_{SZ} : (α) με χρήση της σχέσης $z=0.15 \cdot V_{SZ}$ και δεδομένα με $p>0.1s/km$ και κατόπιν διόρθωσης βάσει μεγέθους και, (β) με χρήση της σχέσης $z=0.1 \cdot V_{SZ}$ και χωρίς κανένα άλλο περιορισμό (αρχική προσέγγιση)



Βιβλιογραφία

- Aki, K., and P. G. Richards, (2002). *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalito CA, 700.
- Aristotle University of Thessaloniki. (1993). *EUROSEISTEST Strong Motion Network [Data set]*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- Beyreuther, M., R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr, and J. Wassermann (2010). ObsPy: A Python toolbox for seismology SRL 81 530–533.
- Boore, D. M., E. M. Thompson, and H. Cadet (2011). Regional correlations of VS30 and velocities averaged over depths less than and greater than 30 meters, *Bull. Seism. Soc. Am.* 101 3046–3059.
- Crotwell, H. P., and T. J. Owens (1999). The TauP Toolkit: Flexible Seismic Travel-Time and Raypath Utilities, SRL 70 154–160.
- Cushing, E. M., Hollender, F., Moiriat, D., Guyonnet-Benaize, C., Theodoulidis, N., Pons-Branchu, E., Sépulcre, S., Bard, P. Y., Cornou, C., Dechamp, A., Mariscal, A., & Roumelioti, Z. (2020). Building a three dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach. *Eng. Geol.* 265. 105441
- EN 1998-1 (2004). Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings, European Union Regulation 305/2011, Directive 98/34/EC, Directive 2004/18/EC
- Hamling, I. (2017, March 26). *It only takes a moment; the ups and downs of earthquakes*. Science.
- Kalkan, E. (2016). An automatic P-phase arrival-time picker. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 106, 971–986.
- Kang, S., B. Kim, H. Park, and J. Lee (2020). Automated procedure for estimating V_{s30} utilizing P-wave seismograms and its application to Japan. *Eng. Geol.* 264 105388
- Kim, B., Y. M. A. Hashash, E. M. Rathje, J. P. Stewart, S. Ni, P. G. Somerville, A. R. Kottke, W. J. Silva, and K. W. Campbell (2016). Sub-surface shear wave velocity characterization using P-wave seismograms in Central and Eastern North America, *Earthq. Spectra* 32 143–169.
- Kim, J., B. Kim, and H. Cho (2020). Shear Wave Velocity Estimation in Korea Using P-Wave Seismograms, *KSCE J. Civ. Eng.* 24 3650–3658.
- Ktenidou, O. J., Z. Roumelioti., N. Abrahamson, F. Cotton, K. Pitilakis, and F. Hollender (2018). Understanding single-station ground motion variability and uncertainty (sigma): lessons learnt from EUROSEISTEST, *Bull. Earthquake Eng.* 16 2311–2336.
- Lee, J., K. H. Kim, S. Y. Kang, M. Son, & B. Kim. (2022). Shear-wave velocity map for Pohang Basin, South Korea, based on the P-wave seismogram method, *Earthq. Spectra* 38 2162–2182.
- Li, Z., S. Ni, & P. Somerville (2014). Resolving shallow shear-wave velocity structure beneath station CBN by waveform modeling of the Mw 5.8 mineral, Virginia, earthquake sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.* 104 944–952.
- Manakou, M.V., D.G. Raptakis, F.J. Chávez-García, P.I. Apostolidis, K.D. Pitilakis (2010). 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 30 1198-1211.
- Metropolis, N., and S. Ulam (1949). The Monte Carlo Method, *JASA* 44 335-341.

- Miao, Y., Y. Shi, and S. Y. Wanga (2018). Estimating near-surface shear wave velocity using the p-wave seismograms method in Japan, *Earthq. Spectra* 34 1955–1971.
- NEHRP (1997). Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings (FEMA 273), Washington, DC, Federal Emergency Management Agency.
- Papazachos B, Papadimitriou E, Kiratzi A, & Papazachos C. (1997). The stress field in the Aegean area as deduced from fault plane solutions of shallow earthquakes. In *In: IASPEI 29th general assembly, Thessaloniki, 18–28 August 1997*.
- Papazachos B.C., E. E. Papadimitriou, A. A. Kiratzi, C. B. Papazachos, & E. K. Louvari (1998). *Fault plane solutions in the Aegean Sea and surrounding area and their tectonic implication*, *Boll. di Geofis. Teor. ed Appl.* 39 199–218.
- Papazachos, C., 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. Solid Earth* 102 8349–8367.
- Parker, G. A., J. A. Harmon, J. P Stewart, Y. M. A Hashash, A. R. Kottke, E. M. Rathje, W. J. Silva, and K. W. Campbell (2017). Proxy-based V_{s30} estimation in central and Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 107 117–131.
- Raptakis, D., F. J. Chávez-García, K. Makra, and K. Pitilakis (2000). Site effects at Euroseistest-I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 19 1–22.
- SAGE (Seismological Facility for the Advancement of Geoscience). EartyScope Consortium, Ανακτήθηκε Από <https://Service.Iris.Edu/Irisws/Rotation/Docs/1/Help/>.
- Skarlatoudis, A. A., H. K. Thio, and P. G. Somerville (2022). Estimating shallow shear-wave velocity profiles in Alaska using the initial portion of P waves from local earthquakes, *Earthq. Spectra* 38 1076–1102.
- Stewart, J. P., Klimis, N., Savvaidis, A., Theodoulidis, N., Zargli, E., Athanasopoulos, G., Pelekis, P., Mylonakis, G., & Margaritis, B. (2014a). Compilation of a local V_s profile database and its application for inference of V_{s30} from geologic- and terrain-based proxies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2827–2841. <https://doi.org/10.1785/0120130331>
- Stewart, J. P., N. Klimis, A. Savvaidis, N. Theodoulidis, E. Zargli, G. Athanasopoulos, P. Pelekis, G. Mylonakis, and B. Margaritis (2014). Compilation of a local V_s profile database and its application for inference of V_{s30} from geologic-and terrain-based proxies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 104 2827–2841.
- Stone W.C., Yokel F.Y., Celebi M., Hanks T., & Leyendecker E.V. (1987). Engineering aspects of the Septembert 19, 1985 Mexico earthquake. *NBS Building Science Series 165, National Bureau of Standards, Washington, D.C., 207pp*.
- Takanami, T., G. Kitagawa (1988). A new efficient procedure for the estimation of onset times of seismic waves, *J. Phys. Earth.* 36 267–290.
- Theodoulidis, N., G. Cultrera, C. Cornou, P. Y. Bard, T. Boxberger, G. DiGiulio, A. Imtiaz, D. Kementzetzidou, K. Makra, C. Andreou, R. Bauz, S. Bayle, D. Bindi, F. Cara, R. Coglianò, C. Cretin, A. Fodarella, E. Günther, A. Konidaris, J. M. Nicole, S. Parolai, M. Pilz, S. Pucillo, G. Riccio, and A. Savvaidis (2018). Basin effects on ground motion: The case of a high-resolution experiment in Cephalonia (Greece), *Bull. Earthquake Eng.* 16 529–560.
- Theodoulidis, N., F. Hollender, A. Mariscal, D. Moiriat, P. Y. Bard, A. Konidaris, M. Cushing, K. Konstantinidou, and Z. Roumelioti. (2018). The ARGONET (Greece) seismic observatory: An accelerometric vertical array and its data, *SRL* 89 1555–1565.



- Wald, D. J., and T. I. Allen (2007). Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification, Bull. Seismol. Soc. Am. 97 1379–1395.
- Zalachoris, G., E. M. Rathje, and J. G. Paine (2017). VS30 Characterization of Texas, Oklahoma, and Kansas using the P-wave seismogram method, Earthq. Spectra 33 943–961.
- Μάκρας Κωνσταντία. (2022). Σημειώσεις Μαθήματος “Βασικές Αρχές Εδαφοδυναμικής”, ΠΜΣ Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης .
- Παπαζάχος Βασίλης, & Παπαζάχος Κώστας. (2008). Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη.
- Σπύρος Χατζησπύρος (n.d.). Μέθοδοι Monte Carlo. Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Σάμος.
- Χατζής, Ν. (2017). Προσδιορισμός μονοδιάστατου μοντέλου ταχύτητας με την αντιστροφή δεδομένων εδαφικού θορύβου μονού σταθμού με συνδυαστική ερμηνεία με ανεξάρτητες γεωλογικές, γεωτεχνικές και γεωφυσικές πληροφορίες. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Χατζής Ν. (2021). GUI PICKING. Κώδικας για τον προσδιορισμό του λόγου της ακτινικής προς την κατακόρυφη συνιστώσα.
- Ψυχάρης, Γ. (2014). Βασικές Διατάξεις Ευρωκώδικα 8. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Δομοστατικής.
- http://www.iris.edu/manuals/SEEDManual_V2.4.pdf