



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

Σχολή Θετικών Επιστημών
Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος

Διπλωματική εργασία

Μελέτη Σεισμικής Ανισοτροπίας στον Δυτικό
Κορινθιακό Κόλπο (Ιανουάριος-Μάρτιος 2019)

Υπεύθυνος καθηγητής

Καβύρης Γεώργιος
Αναπληρωτής Καθηγητής

Κεχαγιάς Μιλτιάδης
ΑΜ: 1114201000035

Αθήνα, Μάρτιος 2022

Περιεχόμενα

Περιεχόμενα	2
Περίληψη	3
Ευχαριστίες	4
1.Γεωλογική Σύνθεση του Κορινθιακού Κόλπου	5
1.1.Ενότητα Γαβρόβου – Τρίπολης	6
1.2. Ενότητα Ωλονού - Πίνδου	7
1.3. Ενότητα Παρνασσού	10
1.4. Τεκτονική Εξέλιξη και Σύγχρονη Κατάσταση του Κορινθιακού Κόλπου	12
2.Περιγραφή Σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο και στον ευρύτερο Κορινθιακό κόλπο	16
2.1.Ιστορική Σεισμικότητα	16
2.2. Ενόργανη Σεισμικότητα	18
3.Σεισμική Ανισοτροπία	22
3.1. Αίτια Σεισμικής Ανισοτροπίας	22
3.2. Επιλογή Δεδομένων	24
3.3. Μέθοδοι Μέτρησης	25
3.3.1. Πολωσίγραμμα	25
3.3.2. Ημιαυτόματες μέθοδοι	26
3.4. Εφαρμογές Μελετών Σεισμικής Ανισοτροπίας	28
3.4.1. Σχέσεις Σεισμικής Ανισοτροπίας και Μεταβολών των Τοπικών Τάσεων	28
3.4.2. Σεισμική Ανισοτροπία και Γεωφυσικές Μέθοδοι	29
4. Προσδιορισμός Παραμέτρων Σεισμικής Ανισοτροπίας στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο	31
4.1. Μεθοδολογία Μέτρησης Παραμέτρων Σχάσης Εγκαρσίων Κυμάτων	31
4.1.1. Υπολογισμός της Διεύθυνσης Πόλωσης του Ταχέος Εγκαρσίου Κύματος (φ)	32
4.1.2. Υπολογισμός της Χρονικής Καθυστέρησης (t_a)	33
4.1.3. Υπολογισμός της Γωνίας Πόλωσης της Πηγής (p)	33
4.2. Αποτελέσματα Παραμέτρων Ανισοτροπίας Ανά Σταθμό	34
4.2.1. AGRP	35
4.2.2. EFP	37
5.2.2. KALE	40
5.2.3. MG00	42
5.2.4. ZIRI	43
5. Συμπεράσματα	45
6. Βιβλιογραφία	48

Περίληψη

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί ένα φυσικό εργαστήριο για την εκτέλεση μικροσεισμικών μελετών. Η εκδήλωση ισχυρών και καταστρεπτικών σεισμών από την αρχαιότητα έχει συμβάλλει σημαντικά στην διαμόρφωση των πολιτισμικών και οικονομικών συνθηκών στην περιοχή. Συνεπώς, η μελέτη των σεισμικών διεργασιών είναι μείζονος σημασίας. Η σεισμικότητα στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης διαφόρων σεισμολογικών τομέων. Στην περιοχή επικρατούν τεκτονικές δομές που ακολουθούν διευθύνσεις περίπου ΔΒΔ-ΑΝΑ, κάθετα στην διεύθυνση διάνοιξης του κόλπου. Στο νότιο τμήμα, οι δομές αυτές κλίνουν προς τα βόρεια, ενώ στο βόρειο κλίνουν προς τα νότια, δημιουργώντας έτσι μία δομή τάφρου. Τα παραπάνω ιδιαίτερα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά έχουν οδηγήσει στην μακρόχρονη επένδυση σεισμολογικών ερευνητικών ομάδων στην παρακολούθηση της περιοχής, με την εγκατάσταση πυκνών σεισμολογικών δικτύων. Συγκεκριμένα, ελληνικοί και γαλλικοί φορείς έχουν προέβη από την δεκαετία του 2000 στην εγκατάσταση σταθμών ευρέος φάσματος, συστοιχιών και εντός γεωτρήσεων. Τα παραπάνω όργανα συμβάλλουν στο Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων (ΕΕΔΣ) και στο Corinth Rift Laboratory Network (CRLN), παρέχοντας συνεχόμενη ροή δεδομένων, παράγοντας ο οποίος καθίσταται εξαιρετικής σημασίας για την ολοκληρωμένη μελέτη της σεισμικότητας στην περιοχή. Στις 30/03/2019, εκδηλώθηκε ισχυρός σεισμός τοπικού μεγέθους $M_L=5.2$ στην περιοχή 21 km ΑΝΑ του Αιγίου, ο οποίος έγινε ιδιαίτερα αισθητός.

Η σχάση εγκαρσίων κυμάτων αποτελεί πολύτιμο εργαλείο στον προσδιορισμό της κατάστασης των συγκεντρωμένων τάσεων σε όγκο πετρώματος. Έχει συνδεθεί διαχρονικά με την προπαρασκευαστική περίοδο πριν την εκδήλωση μίας ισχυρής σεισμικής δόνησης, καθώς μπορεί να αντιπροσωπεύσει την συγκέντρωση ή απελευθέρωση τάσεων, μέσω της παρακολούθησης της γεωμετρίας και πυκνότητας των μικρορωγμών στον ανώτερο φλοιό. Η μελέτη αυτή γίνεται με την μέτρηση της γωνίας πόλωσης του ταχέως εγκαρσίου κύματος και της χρονικής καθυστέρησης της άφιξης του βραδέος.

Κατά την παρούσα μελέτη αναλύθηκαν σεισμοί οι οποίοι καταγράφηκαν από πέντε (5) σταθμούς των δικτύων ΕΕΔΣ και CRLN (ΑΓΡΡ, ΕΡΡ, ΚΑΛΕ, ΜΓ00 και ΖΙΡΙ). Εφαρμόστηκε το κριτήριο του παραθύρου του εγκαρσίου κύματος, ώστε η γωνία ανάδυσης να είναι μικρότερη των 45° για να αποφευχθούν δευτερεύουσες αφίξεις.

Προσδιορίστηκαν συνολικά 123 ζεύγη παραμέτρων, με αποδεκτή ποιότητα μέτρησης. Παρατηρήθηκε η ύπαρξη ενός ανισοτροπικού στρώματος στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο, με γενική διεύθυνση των μικρορωγμών παράλληλη σε εκείνη των τοπικών συστημάτων ρηγμάτων. Το αποτέλεσμα αυτό συμφωνεί με τα συμπεράσματα παλαιότερων μελετών στην περιοχή. Οι χρονικές καθυστερήσεις κανονικοποιήθηκαν σύμφωνα με την υποκεντρική απόσταση του κάθε σεισμού, ώστε να αφαιρεθεί η επίδραση της διαδρομής στο ανισοτροπικό μέσο. Παρατηρήθηκε πιθανή αύξηση των χρονικών καθυστερήσεων και, κατά συνέπεια, των τάσεων πριν την εκδήλωση του ισχυρού σεισμού στον σταθμό CL.MG00.

Ευχαριστίες

Η παρούσα μελέτη εντάσσεται στο πλαίσιο του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Η ανάθεση του θέματος έγινε από τον κ. Γεώργιο Καβύρη, Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας του τμήματος.

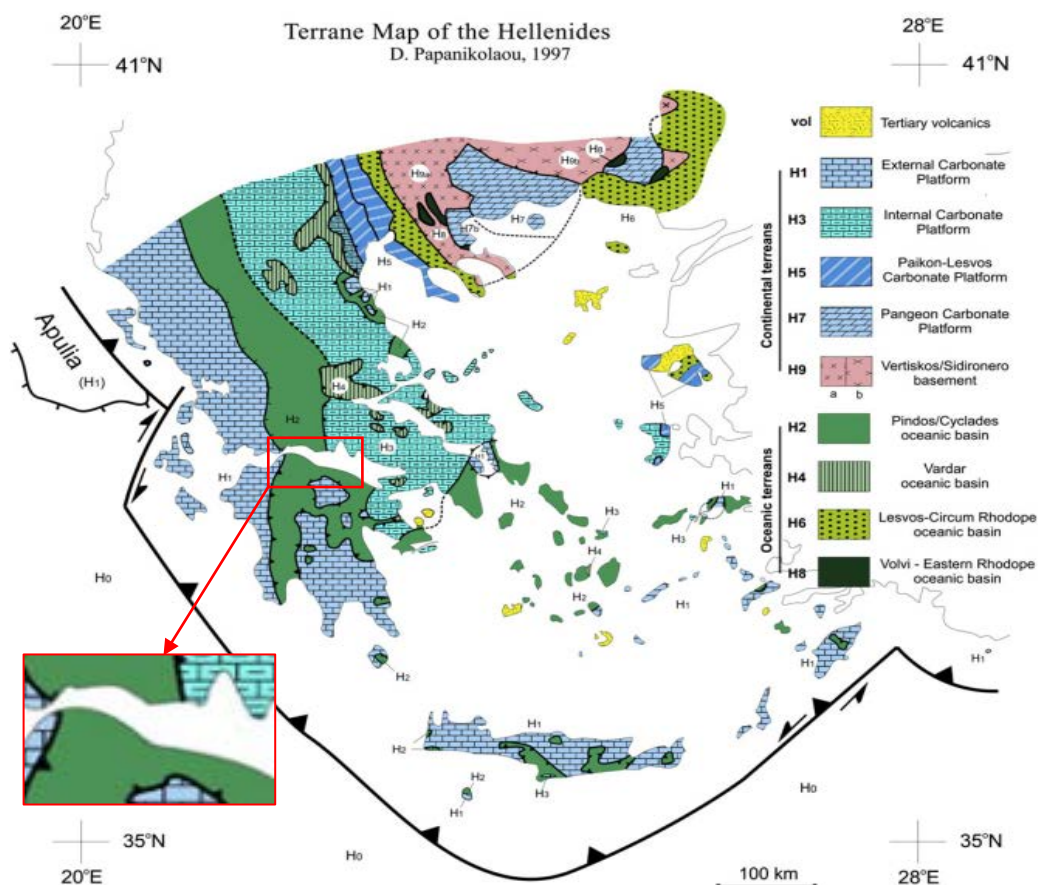
Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Γεώργιο Καβύρη για την ανάθεση της διπλωματικής εργασίας και την πολύτιμη καθοδήγησή του για την περάτωση αυτής. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον Υποψήφιο Διδάκτορα κ. Ιωάννη Σπίγγο για την παροχή του λογισμικού ανάλυσης σεισμικής ανισοτροπίας και της αρωγής του για την περάτωση της πτυχιακής μου εργασίας. Θα ήθελα να ευχαριστήσω το προσωπικό του Τομέα το οποίο συμμετείχε και συμμετέχει στην καθημερινή ανάλυση σεισμών και εγκατάσταση και συντήρηση του δικτύου σειсмоγράφων. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω το προσωπικό όλων των ιδρυμάτων που συμμετέχουν στην εγκατάσταση, συντήρηση και λειτουργία των σεισμολογικών σταθμών στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου, η υποστήριξη της οποίας αποτέλεσε καθοριστικό παράγοντα για την περάτωση των προπτυχιακών σπουδών μου. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την σύντροφό μου Ελένη για την αμέριστη στήριξη και συμπαράσταση.

1. Γεωλογική Σύνθεση του Κορινθιακού Κόλπου

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου εντοπίζεται στην Κεντρική Ελλάδα και οριοθετεί τις γεωγραφικές ενότητες της Πελοποννήσου και της Στερεάς Ελλάδας. Αρχίζει από το Ιόνιο πέλαγος και καταλήγει στον Ισθμό της Κορίνθου. Συνιστά μια μοναδική περιοχή και εξαιρετική περίπτωση για τη μελέτη σεισμοτεκτονικών φαινομένων, καθώς αποτελεί μία από τις πιο ενεργές, γεωλογικά, περιοχές στην Ευρώπη.

Ο Ελλαδικός χώρος χαρακτηρίζεται από την αλληπάλληλη επικάλυψη γεωτεκτονικών ενοτήτων (Σχήμα 1.1) και την διαδοχική παράθεση τους από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Κατά κανόνα οι δυτικές ενότητες (εξωτερικές Ελληνίδες) αποτελούν το υπόβαθρο των ανατολικών (εσωτερικές Ελληνίδες). Ως γεωτεκτονική ενότητα ορίζεται η «δέσμη στρωμάτων με κοινά γενετικά χαρακτηριστικά (απόθεση στον ίδιο παλαιογεωγραφικό χώρο) και κοινή μετέπειτα πορεία στο εσωτερικό της Γης μέχρι την ενσωμάτωση στην άλλη (τεκτονική) πλάκα (συνολική παραμόρφωση με ή χωρίς μεταμόρφωση)» (Παπανικολάου και Σίδερης, 2010). Οι κύριες γεωτεκτονικές ενότητες που παρατηρούνται στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο περιγράφονται ακολούθως.



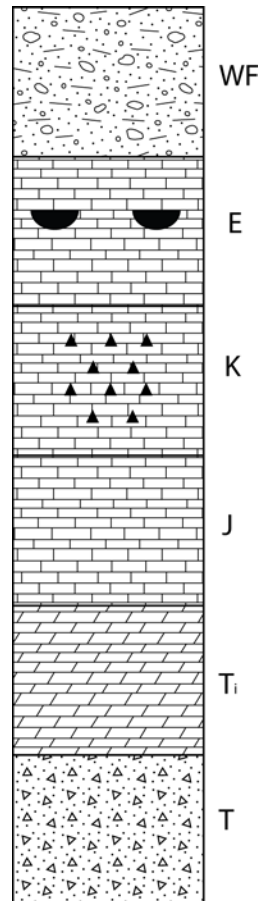
Σχήμα 1.1. Χάρτης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων (terranes) των Ελληνίδων. Διακρίνονται τα ηπειρωτικά (continental terranes) και τα ωκεάνιου τύπου (oceanic terranes) (Παπανικολάου, 2013). Σημειώνεται η ευρύτερη περιοχή μελέτης.

1.1. Ενότητα Γαβρόβου – Τρίπολης

Η ενότητα Γαβρόβου – Τρίπολης αποτελείται από έναν κοινό προγονικό παλαιογεωγραφικό χώρο και τοποθετείται στην εξωτερική ανθρακική πλατφόρμα των Ελληνίδων (H1) (Papanikolaou, 2013). Η πλατφόρμα αυτή αποτέλεσε ενδιάμεσο χώρο μεταξύ του ωκεανού της Πίνδου Και της Απούλιας. Κατά την ορογένεση η ενότητα του Γαβρόβου βρέθηκε μπροστά από το μέτωπο του καλύμματος της Πίνδου, ενώ η Τρίπολη εμφανίζεται πιο πίσω στο τόξο, σε τεκτονικά παράθυρα κάτω από την Πίνδο . Κατά συνέπεια, μπορεί να γίνει διάκριση των δύο ενοτήτων σύμφωνα με τις διαφορετικές γεωτεκτονικές θέσεις τους, της βάσης της στρωματογραφικής τους στήλης και του άγνωστου τεκτονικού υποβάθρου του Γαβρόβου, σε σχέση με το γνωστό μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Τρίπολης (Παπανικολάου, 1986). Εμφανίζεται κυρίως σε τοποθεσίες της Δ. Ελλάδας, Πελοποννήσου, Κρήτης και Δωδεκανήσων (Αστυπάλεια, Κάρπαθος και Ρόδος), καθώς επίσης και στο τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου (Dermitzakis et al., 1997).

Η στρωματογραφία της ενότητας (Σχήμα 1.2) αντιστοιχεί σε νηριτικό περιβάλλον ανθρακικής πλατφόρμας, Ανώτερου Ιουρασικού έως Ανώτερου Ηώκαινου. Στην Πελοπόννησο και την Κρήτη η υποενοότητα της Τρίπολης παρουσιάζει ηφαιστειοιζηματογενή σειρά, Περμο-Τριαδικής ηλικίας, στη βάση της στρωματογραφικής της στήλης. Το χαρακτηριστικό αυτό αποτελεί διαγνωστικό κριτήριο μεταξύ των δύο υποενοτήτων και ονομάζεται Στρώματα Τυρού (Dermitzakis et al., 1997). Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η παλαιοπλατφόρμα δέχθηκε συνεχή ανθρακική ιζηματογένεση από το Ανώτερο Τριαδικό έως και το Ανώτερο Ηώκαινο. Η διαδικασία αυτή ξεκίνησε μετά από τον αποχωρισμό των ηπειρωτικών τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων από την Αφρικανική ήπειρο, γεγονός το οποίο οδήγησε σε αναδιοργάνωση της ισοστατικής ισορροπίας της περιοχής και στην άνοδο των κορυφαίων τμημάτων του ηπειρωτικού τεμάχους της πλατφόρμας, σχεδόν στο επίπεδο της θάλασσας, δημιουργώντας έτσι το περιβάλλον αβαθούς θάλασσας (Papanikolaou, 2013). Η στρωματογραφική ακολουθία της ενότητας ολοκληρώνεται με την παρουσία του φλύσχη. Η απόθεση του σχηματισμού στη λεκάνη προχώρας του Γαβρόβου παρουσιάζει χρονικές αποκλίσεις σε σχέση με τη χωρική κατανομή του. Συγκεκριμένα, στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας, η ιζηματογένεση του φλύσχη ξεκίνησε πριν από 36.2 με 34.4 εκατομμύρια έτη (Ανώτερο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο) και στη Μεσσηνία 32.9 με 32.4 εκατομμύρια έτη (Κατώτερο Ολιγόκαινο), ενώ υπολογίζεται ότι ολοκληρώθηκε με την επώθηση του καλύμματος της Πίνδου πριν από περίπου 29 εκατομμύρια έτη, στο Ανώτερο Ολιγόκαινο (Triantaphyllou, 2013). Στον ίδιο στρωματογραφικό ορίζοντα και κάτω από την επαφή με το κάλυμμα της Πίνδου, δημιουργείται ένας ιδιόμορφος σχηματισμός ο οποίος αποτελείται από λεπτόκοκκη κλαστική κύρια μάζα και περιέχει ογκώδη κλαστικά τεμάχια (όπως βασικά πετρώματα και πελαγικούς ασβεστόλιθους) τα οποία προέρχονται από διάφορους ορίζοντες του καλύμματος της Πίνδου. Ο σχηματισμός αυτός ονομάζεται «άγριος φλύσχος» (Παπανικολάου, 1986).

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι παρατηρούνται και ορισμένα γεγονότα τοπικής χέρσευσης της περιοχής μέσω της απόθεσης βωξιτικών οριζόντων. Τα επεισόδια αυτά χρονολογούνται στο Μέσο Ηώκαινο, ενώ κατά θέσεις διήρκησαν έως και το Ολιγόκαινο (Dermitzakis et al., 1997). Επιπλέον, η ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, αν και δεν παρουσιάζει τις έντονες πτυχώσεις και λεπιώσεις της Πίνδου, εμφανίζει μεγάλης κλίμακας ανοιχτές πτυχές με άξονες γενικής διεύθυνσης Β – Ν και ηλικία Άνω Ολιγόκαινου – Κάτω Μειόκαινου (Μουντράκης, 1985).



Σχήμα 1.2. Στρωματογραφική στήλη της ενότητας Γαβρόβου – Τρίπολης (Μουντράκης, 1985; Παπανικολάου, 1986; Dermitzakis et al., 1997). Σημειώνεται ότι τα Στρώματα Τυρού (T) απαντώνται μόνο στην υποενότητα της Τρίπολης. T: Στρώματα Τυρού, Ti: Ασβεστόλιθοι Άνω Τριαδικού, J: Ασβεστόλιθοι Ιουρασικού, K: ασβεστόλιθοι Κρητιδικού, E: Ασβεστόλιθοι Ηωκαίνου με κατά τόπους εμφανίσεις βωξιτών και WF: Άγριος Φλύσχος. Τροποποιημένο από Σπίγγος (2015).

1.2. Ενότητα Ωλονού - Πίνδου

Η ενότητα Ωλονού – Πίνδου αποτελεί το πιο τυπικό κάλυμμα στον Ελλαδικό χώρο και αποτελείται από αποθέσεις της ωκεάνιας λεκάνης Πίνδου - Κυκλάδων (H2) (Παρανικολαου, 2013). Διασχίζει την ηπειρωτική Ελλάδα με διεύθυνση Β – Ν και περιλαμβάνει τους ορεινούς όγκους της Πίνδου, των Βαρδουσιών, του Παναχαϊκού, του Χελμού και του Ωλονού (Μουντράκης, 1985). Οι αποθέσεις της ενότητας Ωλονού – Πίνδου έχουν κατά κύριο λόγο πελαγικό χαρακτήρα. Κατά συνέπεια, ο παλαιογεωγραφικός χώρος ο οποίος σκιαγραφείται, αποτελούνταν από θαλάσσια λεκάνη μεγάλου βάθους μεταξύ της ανθρακικής πλατφόρμας της Τριπόλεως – Γαβρόβου (H1) και του Παρνασσού (H3). Εντούτοις, υπάρχει πληθώρα απόψεων για την

πραγματική ταυτότητα του χώρου, με κοινό σημείο σύγκλισης την απόρριψη της θεωρίας που χαρακτηρίζει την παλαιογεωγραφική λεκάνη της Πίνδου ως ωκεανό. Σύμφωνα με τον Κατσικάτσο (1992), ο παλαιογεωγραφικός χώρος της Πίνδου δεν απέκτησε ποτέ ωκεάνιο πυθμένα, αλλά ηπειρωτικό φλοιό ο οποίος υπέστη λέπτυνση σε μεγάλο βαθμό κατά το Μεσοζωικό, ενώ άλλες απόψεις υποστηρίζουν την εξέλιξη αυτή και σημειώνουν ότι δεν μπορεί να γίνει σύνδεση της οφιολιθικής ουλής από την εξαφάνιση της Τηθύος με την Πινδική αύλακα (Παπανικολάου, 1986). Η στρωματογραφική στήλη της ενότητας Ωλονού – Πίνδου (Σχήμα 1.3), βαίνοντας προς νεότερα πετρώματα, είναι (Κατσικάτσος, 1992):

α) *Ορίζοντας τριαδικών σχηματισμών*: Αποτελεί τη βάση της ενότητας. Περιέχει εναλλαγές κλαστικών πετρωμάτων, όπως ψαμμίτες, πηλίτες και κλαστικούς ασβεστόλιθους, με αποθέσεις πελαγικής φάσης (πελαγικοί ασβεστόλιθοι και κερατόλιθοι).

β) *Ασβεστόλιθοι Δρυμού*: Σχηματισμός πελαγικών ασβεστόλιθων ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού έως Ανώτερου Ιουρασικού με ενδιαστρώσεις κερατόλιθων. Περιέχει τρία κύρια μέρη.

γ) *Ραδιολαρίτες*: Χαρακτηριστική απόθεση βαθιάς θάλασσας, καθώς ο σχηματισμός τους απαιτεί βάθη μεγαλύτερα από το βάθος διάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου. Περιέχει μικρές συγκεντρώσεις μεταλλεύματος μαγγανίου. Τοποθετούνται χρονικά μεταξύ του Ανώτερου Ιουρασικού και του Κατώτερου Κρητιδικού.

δ) *Πρώτος φλύσχη*: Ο χαρακτηρισμός αφορά κλαστικό σχηματισμό με περιεχόμενο σε υλικό εσωτερικότερων ενοτήτων. Η απόθεσή του ξεκινάει σε διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά θέση, αλλά η γενική της κατάσταση μπορεί να τοποθετηθεί στο Σενώνιο (κατώτερο τμήμα του Ανώτερου Κρητιδικού). Αξίζει να σημειωθεί ότι ο χαρακτηρισμός του σχηματισμού ως φλύσχη δεν είναι ακριβής, αφού η απόθεση του φλύσχη λαμβάνει χώρα στο τελικό στάδιο της ιζηματογένεσης της λεκάνης, σε σύντομο χρονικό διάστημα πριν από την έναρξη της ορογένεσης.

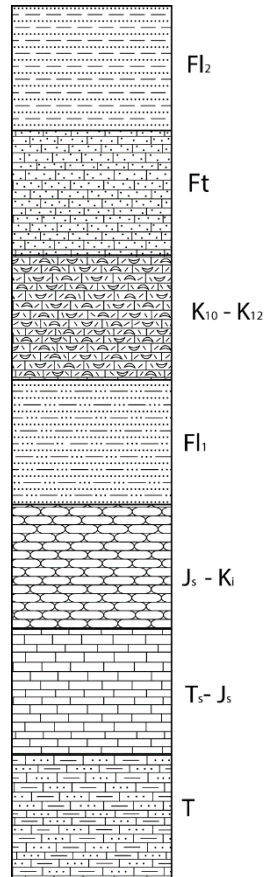
ε) *Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι*: Πελαγικές ανθρακικές αποθέσεις. Αφορά κυρίως μεσοστρωματώδεις βιομικρίτες. Η ηλικία τους προσδιορίζεται μεταξύ του τέλους του Σαντωνίου και του ανώτερου Μαιστριχτίου (τέλος του Κρητιδικού). Τα αίτια της εκ νέου έναρξης της ανθρακικής ιζηματογένεσης αποδίδεται σε εισροή ανθρακικού υλικού από παρακείμενους παλαιογεωγραφικούς χώρους, με αποτέλεσμα τη ταπείνωση του λυσοκλινούς (Neumann and Zacher, 2004).

δ) *Μεταβατικά στρώματα προς το δεύτερο φλύσχη*: Αποτελούνται από εναλλαγές λεπτοστρωματωδών ασβεστόλιθων και ψαμμούχων μαργών, ηλικίας Παλαιόκαινου.

ε) *Δεύτερος φλύσχη*: Ορίζοντας φλύσχη από ψαμμιτοπηλιτικό υλικό, ηλικίας Παλαιόκαινου έως Ανώτερου Ηωκαίνου.

Κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Ηωκαίνου ή του Κατώτερου Ολιγόκαινου η ενότητα της Πίνδου επωθείται σε εκείνη του Γαβρόβου – Τριπόλεως με τη μορφή τεκτονικού καλύμματος και ακολουθεί έντονη πτύχωση που χαρακτηρίζει την ενότητα, η οποία οδήγησε στη δημιουργία λεπιώσεων, με μονικλινικές ακολουθίες και περιοδικές επαναλήψεις (Μουντράκης, 1985). Οι λεπιώσεις αυτές είναι αποτέλεσμα της αντίδρασης των πετρωμάτων της ενότητας στην πτύχωση λόγω της πλαστικότητάς τους. Μετά από τις αλπικές ορογενετικές διαδικασίες η Πίνδος υπέστη έντονη τεκτονική δράση. Η παλαιογεωγραφική λεκάνη αυτή τεμαχίστηκε από σημαντικό μέγεθος εγκάρσια

τεκτονικά ρήγματα, γενικής διεύθυνσης Α – Δ, όπως ο Κορινθιακός Κόλπος κατά το Ανώτερο Μειόκαινο (Fleury, 1980).



Σχήμα 1.3. Στρωματογραφική στήλη της ενότητας Ωλονού – Πίνδου κατά Κατσιάτσο (1992). T: Οριζοντας Τριαδικών σχηματισμών, $T_s - J_s$: Ασβεστόλιθοι Δρυμού, $J_s - K_i$: Ραδιολαρίτες, Fl_1 : Πρώτος φλύσσης, $K_{10} - K_{12}$: Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι, Ft: Μεταβατικά προς το φλύσση στρώματα και Fl_2 : Δεύτερος φλύσσης. Τροποποιημένο από Σπίγγος (2015).

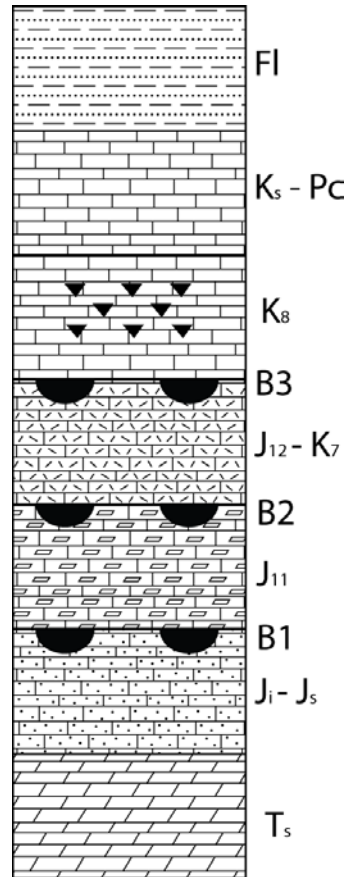
1.3. Ενότητα Παρνασσού

Η ενότητα Παρνασσού (Σχ. 1.4) αποτελεί τμήμα της εσωτερικής ανθρακικής πλατφόρμα (H3) (Ραρανικόλαου, 2013). Είναι μια νηριτική ανθρακική πλατφόρμα, δηλαδή ένα παλαιογεωγραφικό ύβωμα, όπως η Τρίπολη-Γάβροββο μόνο που η ανθρακική ιζηματογένεση διακόπτεται πολύ πιο πριν (Μαιστρίχτιο). Η εμφάνιση της συγκεκριμένης ενότητας οριοθετείται από δύο μεγάλα ρήγματα: του Σπερχειού στα βόρεια και του Κορινθιακού Κόλπου στα νότια (Κατσικάτσος, 1992). Κατά συνέπεια, λογική είναι η σύγκριση της Παρνασσικής ζώνης με εκείνη του Γαβρόβου – Τριπόλεως, καθώς αφορούν και οι δύο περιβάλλοντα ρηχής θάλασσας (υβώματα – πλατφόρμες). Η στρωματογραφική ακολουθία του Παρνασσού συνίσταται από ανθρακική ιζηματογένεση που κλείνει με φλύσχη (Σχήμα 1.4) πιο συγκεκριμένα (Μουντράκης, 1985):

- i) *Λευκός δολομίτης*: αποτελεί τη βάση της ενότητας. Τα ανώτερα στρώματά του είναι παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους, ηλικίας ανώτερου Τριαδικού.
- ii) *Ασβεστόλιθοι Κάτω έως Άνω Ιουρασικού*
- iii) *Πρώτος βωξιτικός ορίζοντας (B1)*: τοποθετείται ενδιάμεσα σε ασβεστόλιθους του Άνω Ιουρασικού
- iv) *Κιμμερίδιο (Ανώτερο Ιουρασικό) ασβεστόλιθοι*
- v) *Δεύτερος βωξιτικός ορίζοντας (B2)*
- vi) *Ενδιάμεσοι ασβεστόλιθοι*: υπερκείμενοι του ορίζοντα B2 παρατηρούνται ασβεστόλιθοι ηλικίας Τιθωνίου – Κενομανίου (ανώτατο όριο Ιουρασικού – Ανώτερου Κρητιδικού).
- vii) *Τρίτος βωξιτικός ορίζοντας (B3)*
- viii) *Ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι Τουρωνίου (Ανώτερο Κρητιδικό)*
- ix) *Ασβεστόλιθοι Ανώτερου Κρητιδικού – Παλαιόκαινου*
- x) *Φλύσχης Παλαιόκαινου – Μέσου Ηωκαίνου*

Από την παραπάνω περιγραφή της στρωματογραφικής στήλης της ισοπικής ζώνης του Παρνασσού, συμπεραίνεται ότι η νηριτική λεκάνη υπέστη τρία επεισόδια ανάδυσης

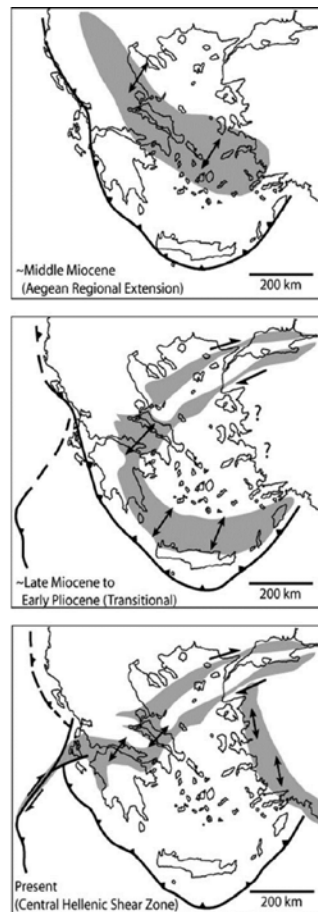
κατά τα οποία έλαβε χώρα η βωξιτογένεση. Οι χερσεύσεις αυτές πιθανώς συνδέονται με μικρότερα ορογενετικά γεγονότα.



Σχήμα 1.4. Στρωματογραφική στήλη της ενότητας Παρνασσού κατά Μουντράκη (1992). T_s: Λευκός δολομίτης, J_i - J_s: Ασβεστόλιθοι Κάτω έως Άνω Ιουραϊκού, B1: Πρώτος βωξιτικός ορίζοντας, J₁₁: Κιμμερίδιοι ασβεστόλιθοι, B2: Δεύτερος βωξιτικός ορίζοντας, J₁₂ - K₇: Ενδιάμεσοι ασβεστόλιθοι, B3: Τρίτος βωξιτικός ορίζοντας, K₈: Ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι Τουρωνίου, K_s - Pc: Ασβεστόλιθοι Ανώτερου Κρητιδικού - Παλαιόκαινου, Fl: Φλύσχη. Τροποποιημένο από Σπίγγος (2015).

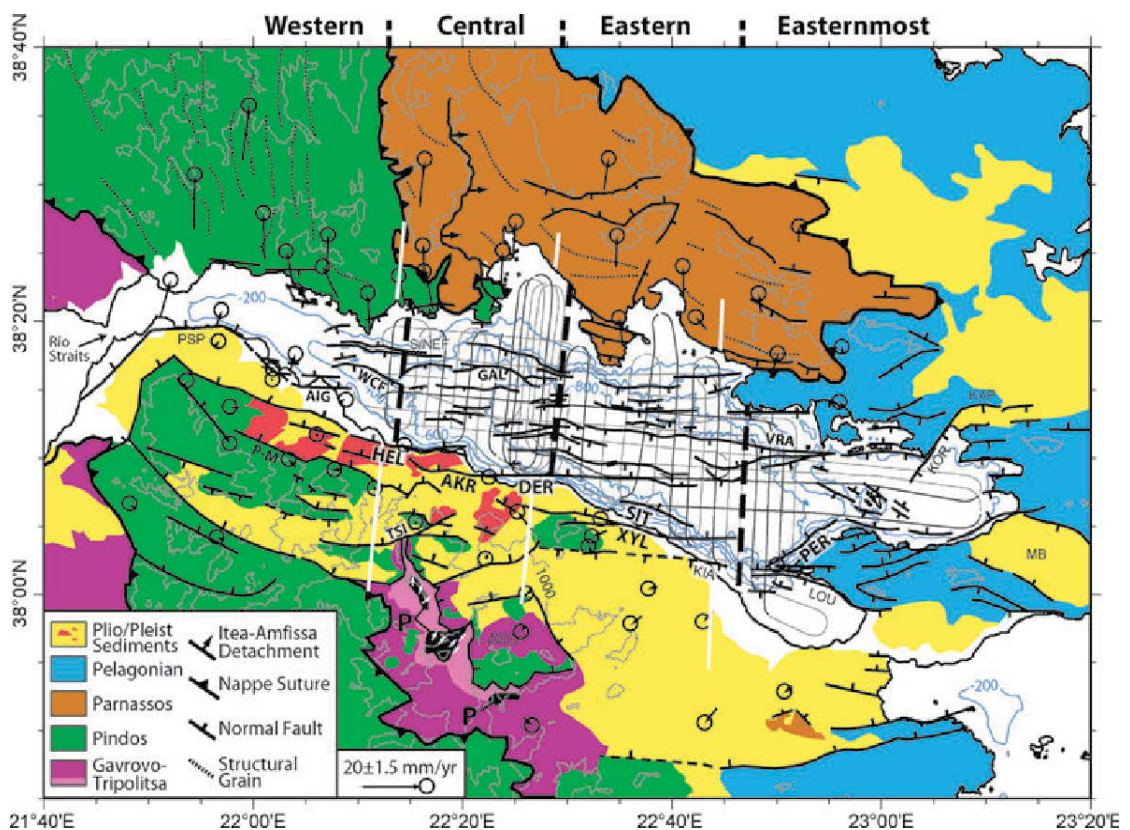
1.4. Τεκτονική Εξέλιξη και Σύγχρονη Κατάσταση του Κορινθιακού Κόλπου

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μία από τις ενεργότερες τεκτονικά περιοχές της Ευρώπης. Παρουσιάζει την δομή μιας ασύμμετρης ημιτάφρου και οριοθετείται ανατολικά από το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο και δυτικά από την ελληνική τάφρο, ενώ παράλληλα χαρακτηρίζεται Βόρεια και Νότια από δύο κύρια συστήματα ρηγμάτων (Moretti et al., 2003). Το καθεστώς εφελκυστικών τάσεων που επικρατεί στην περιοχή έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων. Τα ρήγματα αυτά είναι υπεύθυνα για την ανοδική κίνηση των νότιων ακτών, η οποία παράλληλα προκαλεί και την επέκταση του χώρου με διεύθυνση Β - Ν (Armijo et al., 1996). Τεκτονικά, η εξέλιξη του Κορινθιακού Κόλπου (Σχήμα 1.5) ξεκίνησε στο Μέσο Μειόκαινο, όπου το τοπικό καθεστώς έκτασης του Αιγαίου, με διεύθυνση παράλληλη στο τόξο και το όριο Ευρασιατικής και Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας, επηρέασε και παρακείμενες περιοχές. Κατά το Ανώτερο Μειόκαινο και το Κατώτερο Πλειόκαινο έλαβε χώρα η εξέλιξη της κατάστασης αυτής στη σημερινή, με διεύθυνση ΒΑ - ΝΔ περίπου εγκάρσια στο τόξο, διατμητική ζώνη της Κεντρικής Ελλάδας (Papanikolaou and Royden, 2007), τμήμα της οποίας είναι και ο Κορινθιακός Κόλπος.



Σχήμα 1.5. Εξέλιξη της παραμόρφωσης της ανώτερης πλάκας στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Οι σκιασμένες περιοχές δείχνουν την κατά προσέγγιση επιρροή της εκτατικής ή/και οριζόντιας ολίσθησης δραστηριότητας ανά χρονική περίοδο (Papanikolaou and Royden, 2007).

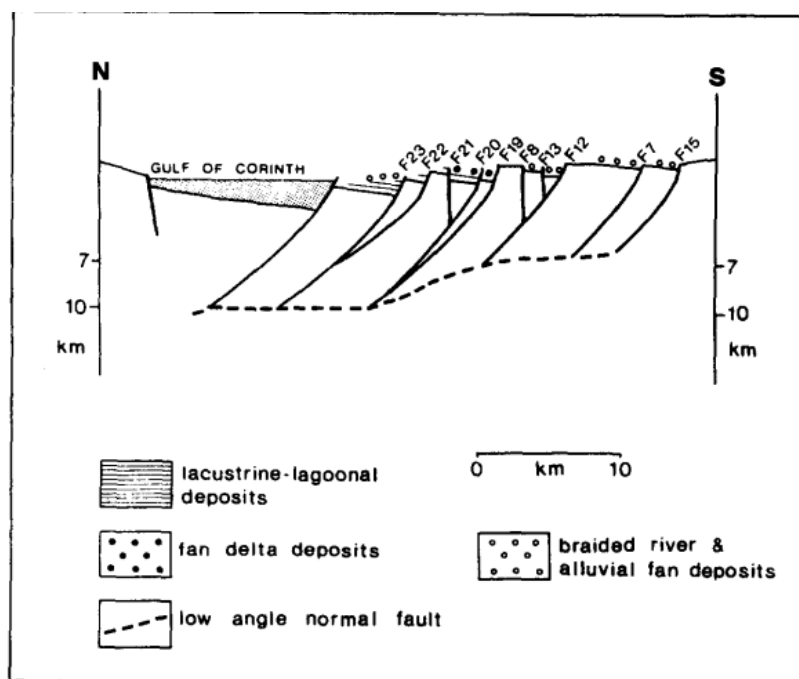
Κατά το τεταρτόγενές, η εκδήλωση του τεκτονισμού εκφράζεται από επιμέρους συστήματα κανονικών ρηγμάτων (Σχήμα 1.6) με γενική διεύθυνση Α - Δ και κλίση προς βορρά ή, κατά τόπους, νότο (Hatzfeld et al., 2000). Ο εφελκυσμός που προκαλείται από αυτές τις ρηξιγενείς ζώνες περιορίζεται στο εσωτερικό του Κόλπου και οι τιμές του διαμορφώνονται ως 11 mm/yr με κατεύθυνση B185⁰A στο κεντρικό μέρος (Ξυλόκαστρο) και 16 mm/yr, με την ίδια κατεύθυνση, στο δυτικό τμήμα (Αίγιο) (Avallone et al., 2004). Αξίζει να σημειωθεί πως κάτω από τον Κόλπο και σε βάθος 10 km υπάρχει ζώνη αποκόλλησης, η οποία συνδέεται με τις υπερκείμενες ρηξιγενείς ζώνες, με γεωμετρικά χαρακτηριστικά κανονικού ρήγματος κλίσης 15⁰ προς βορρά (Rigo et al., 1996).



Σχήμα 1.6. Γεωλογικός και τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού κόλπου από τους Taylor et al. (2011), με συλλογή δεδομένων από τους Bell et al. (2009), Flotte et al. (2005), Ford et al. (2007), Skourlis and Doutsos (2003), Palynos, et al. (2010), Paranikolaou et al. (2009) και Schwan (1978). Η ισοδιάσταση των ισοϋψών καμπυλών είναι 1000 m και των ισοβαθών 200 m. Επιπλέον, παρουσιάζονται τα ανύσματα των ταχυτήτων από μετρήσεις GPS με τα ελλειψοειδή σφαλμάτων τους. Σημειώνονται τα ρήγματα AIG, Αιγίου; P-M, Πυργακίου - Μαμουσιάς; AKR, Ακράτας; DER, Δερβενίου; GAL, Γαλαξιδίου; HEL, Ελίκης; KAP, Καπαρελλίου; KIA, Κιάτου; KOR, Κορομβιλίου; LOU, Λουτρακίου; PER, Περαχώρας; PSP, Ψαθόπυργου; S/NEF, νότιας και βόρειας Ερατεινής; SIT, Σίδας; TSI, Τσιβλού; VRA, Βραχονησίδας; WCF, Δυτικού Καναλιού; XYL, Ξυλόκαστρου; MB, Λεκάνη Μεγάρων; P, Ενότητα Φυλλιτών - Χαλαζιτών.

Η συγκεκριμένη μελέτη επικεντρώνεται στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου, η μορφολογία του οποίου ελέγχεται από τον τεκτονισμό. Σύμφωνα με τους Doutsos and Poulimenos (1992) τα ενεργά ρήγματα της περιοχής δεν παρουσιάζουν επιφανειακά ίχνη μεγαλύτερα από 10 km, ενώ εμφανίζουν γεωμετρία ληστρικών ρηγμάτων (Doutsos and Piper, 1990). Οι ίδιοι ερευνητές, σε τομή που διέρχεται από το Αίγιο και τα Καλάβρυτα με διεύθυνση Β - Ν, διέκριναν τρεις κύριες ενότητες δομικής εξέλιξης του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Σχήμα 1.7): στο βόρειο τμήμα της τομής, ένα κύριο ληστρικό ρήγμα, ενεργό από το Κατώτερο Πλειστόκαινο με μέγιστη μετατόπιση 1000 m, μία ενδιάμεση ζώνη έκτασης 10 km με δύο κύριες ασύμμετρες τάφρους σχηματισμένες από ρήγματα βάθους 10 km και μετατόπισης 240 m και 950 m και, τέλος, το νότιο τμήμα στο οποίο διακρίνεται ζώνη πλάτους 15 km με τρεις ασύμμετρες τάφρους από ρήγματα βάθους 7 km και μέγιστης μετατόπισης 240 m και 650 m. Ακολουθώς αναφέρονται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής μελέτης.

Το ρήγμα του Ψαθόπυργου απαντάται στο δυτικότερο τμήμα της περιοχής μελέτης. Η διεύθυνσή του είναι ίδια με των ρηγμάτων της περιοχής (Α - Δ). Η περιοχή



Σχήμα 1.7. Σχηματική τομή του Κορινθιακού κόλπου η οποία διέρχεται από τα Καλάβρυτα, το Αίγιο και την Ελαία (Doutsos and Poulimenos, 1992)

του Ψαθόπυργου παρουσιάζει υψηλή μέση τοπογραφία, ενδεικτικό στοιχείο ισχυρού τεκτονισμού (Tsimi et al., 2007). Έπειτα από την χρονολόγηση κοραλλίων σε θαλάσσιες αποθέσεις με τη χρήση των ισοτόπων $^{234}\text{U} - ^{230}\text{Th}$ προκύπτει ρυθμός ανύψωσης του νότιου ρηξιτεμάχους στα 0.7 mm ανά έτος (Houghton et al., 2003).

Ανατολικά της ρηξιγενούς ζώνης του Ψαθόπυργου βρίσκεται το ρήγμα του Αιγίου. Η τοποθεσία του είναι κοντά στην πόλη του Αιγίου και έχει παρουσιάσει έντονη σεισμική δράση τις τελευταίες δεκαετίες, με πιο πρόσφατο ισχυρό γεγονός τον σεισμό του Αιγίου το 1995. Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα με φορά μέγιστης κλίσης προς τα βόρεια. Εκτείνεται αρκετά χιλιόμετρα ανατολικά, εντός της υφαλοκρηπίδας και της θαλάσσιας κλιτύος (McNeil et al., 2005). Εμφανίζεται σε διακριτά τεμάχη με μία μέση διεύθυνση $\text{B}100^\circ$ (Koukouvelas and Doutsos, 1996). Οι Palyvos et al. (2005) πρότειναν

την ενσωμάτωση του συγκεκριμένου ρήγματος σε ένα ευρύτερο σύστημα, κατά μήκος της ακτογραμμής μεταξύ του Αιγίου και του Νέου Ερινεού συνεχίζοντας έως το ρήγμα του Ψαθόπυργου, με γενική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ. Σύμφωνα με δεδομένα από πεδία θαλάσσιων αποθέσεων των τελευταίων 200 – 300 χιλιάδων ετών υποδεικνύεται ο μέγιστος ρυθμό ολίσθησης μεταξύ 9 και 11 mm/yr και ρυθμός ανύψωσης του υποκείμενου (νότιου) ρηξιτεμάχους 1.05 με 1.20 mm/yr (De Martini et al., 2004). Ιδιαίτερη περίπτωση αποτελεί ο σεισμός της 15^{ης} Ιουνίου 1995 ($M_s = 6.2$). Το συγκεκριμένο γεγονός έλαβε χώρα στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος του Αιγίου, αλλά δεδομένα σεισμικότητας, γεωδαισίας και τεκτονικής έδειξαν ότι ο σεισμός προήλθε από διάρρηξη με διεύθυνση B277^oA και μικρή γωνία ολίσθησης (33^o) (Bernard et al., 1997). Η γεωμετρία αυτή δεν συμπίπτει με τη γενικότερη εικόνα της περιοχής, όπου παρατηρούνται ρήγματα μεγαλύτερης γωνίας κλίσης.

Ανατολικά του ρήγματος του Αιγίου βρίσκεται η ρηξιγενής ζώνη της Ελίκης. Η περιοχή αυτή έχει επιδείξει τεκτονική δράση από την Πρώιμη Εποχή του Χαλκού με κατά καιρούς βίαια σεισμικά γεγονότα, όπως στην περίπτωση του σεισμού του 373 π.Χ. ο οποίος κατέστρεψε την ομώνυμη αρχαία πόλη (Soter and Katsonopoulou, 2011). Το ρήγμα της Ελίκης ακολουθεί τη γενική διεύθυνση των ρηγμάτων της περιοχής, δηλαδή Α – Δ με φορά ολίσθησης προς βορρά. Ο ρυθμός ολίσθησης του βόρειου ρηξιτεμάχους, εκείνου δηλαδή που κινείται καθοδικά, δεν παρουσιάζεται σταθερός. Συγκεκριμένα, υπολογίζεται ότι η σχετική μετατόπιση στην περιοχή του ρήγματος πραγματοποιείται με εναλλαγές περιόδων υψηλού ρυθμού ολίσθησης (2.0 mm/yr) και χαμηλού ρυθμού ολίσθησης (0.3 mm/yr) (Koukouvelas et al., 2005). Σύμφωνα με την ίδια ερευνητική ομάδα, η εναλλαγή των περιόδων αυτών σηματοδοτείται από την εκδήλωση σεισμικότητας. Εντούτοις, οι De Martini et al. (2004) παρατήρησαν χωρική μεταβολή του ρυθμού ολίσθησης, με το ανατολικό τμήμα του ρήγματος της Ελίκης να παρουσιάζει 7 – 9 mm/yr και το δυτικό 9 – 11 mm/yr, για τα τελευταία 200 – 300 χιλιάδες έτη. Σημειώνεται ωστόσο ότι οι ρυθμοί ολίσθησης που υπολογίσθηκαν από τους συγκεκριμένους ερευνητές είναι κατά πολύ υψηλότεροι από εκείνων των Koukouvelas et al. (2005).

Το ρήγμα Μαμουσσιάς – Πυργακίου τοποθετείται νότια και νοτιοδυτικά των προηγούμενων συστημάτων διάρρηξης. Διατηρεί την χαρακτηριστική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ του τεκτονισμού της ευρύτερης περιοχής, με φορά ολίσθησης προς τα ΒΑ. Το συγκεκριμένο ρήγμα θεωρείται ανενεργό σήμερα (Bernard et al., 2006; Bell et al., 2009), αν και πιθανώς σχετίζεται με κάποια πιο πρώιμη φάση έκτασης της περιοχής (Ori, 1989; Rohais et al., 2007).

2. Περιγραφή Σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο και στον ευρύτερο Κορινθιακό κόλπο

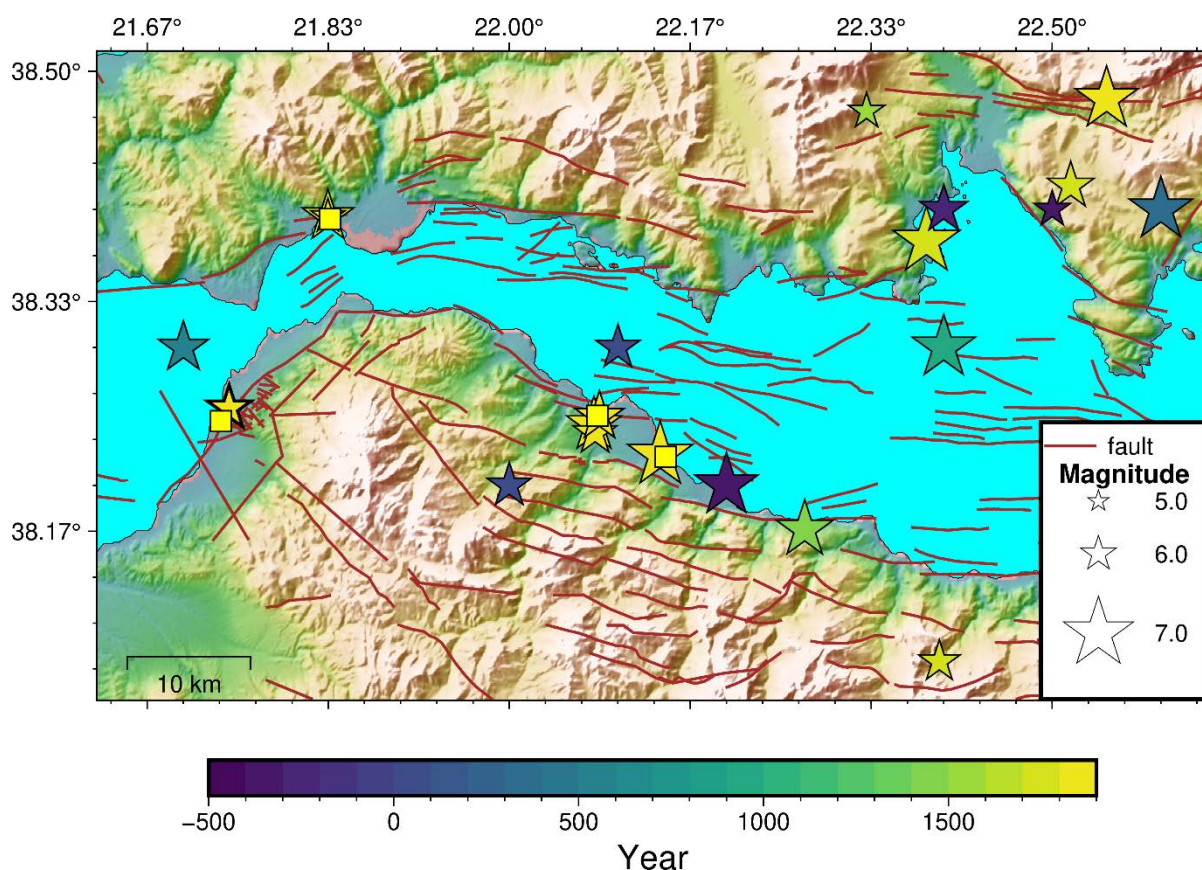
2.1. Ιστορική Σεισμικότητα

Ο Ελληνικός χώρος έχει ως κύριο χαρακτηριστικό του την εκδήλωση έντονης σεισμικότητας από τους αρχαίους χρόνους, η οποία κατ' επέκταση έλαβε μέρος στη διαμόρφωση του ελληνικού πολιτισμού. Η περιγραφή της σεισμικότητας ταξινομείται σε δύο κύριες περιόδους: εκείνη της Ιστορικής Σεισμικότητας, όπου οι πληροφορίες για τις σεισμικές πηγές και τα χαρακτηριστικά τους, αντλούνται από ιστορικές καταγραφές και μακροσεισμικά δεδομένα, και εκείνη της Ενόργανης Σεισμικότητας, όπου οι παράμετροι των σεισμικών πηγών προσδιορίζονται από καταγραφές κυμάτων.

Ο άνθρωπος, πριν από την Αρχαϊκή περίοδο (600 π.Χ.), σε μια προσπάθεια κατανόησης και εκλογίκευσης του φαινομένου του σεισμού τα ανάγαγε σε μύθους και τα απέδιδε σε Θεϊκές ενέργειες και παρεμβάσεις. Παραδείγματα αποτελούν ο μύθος του Εγκέλαδου και η ιδιότητα του «ενοσιγαίου» Ποσειδώνα να προκαλεί σεισμούς με το τράνταγμα της θάλασσας (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Από την αρχή της Κλασσικής Αρχαιότητας (6^{ος} αιώνας π.Χ.) και την εμφάνιση της φιλοσοφικής σκέψης, παρατηρείται μια αλλαγή και ριζική μεταβολή στην μέχρι τότε προσέγγιση. Οι μελετητές της περιόδου αυτής κατέγραφαν σημαντικά γεγονότα τα οποία σχετίζονταν με σεισμούς, όπως η δημιουργία θαλάσσιων κυμάτων και η καταστροφή πόλεων. Έγιναν προσπάθειες εξήγησης του φαινομένου με επιστημονικά κριτήρια και θεωρίες από φιλοσόφους όπως ο Αριστοτέλης και ο Θεόφραστος, ενώ η δημιουργία των σεισμών συνδέθηκε για πρώτη φορά με γήινες διεργασίες και πραγματοποιήθηκαν αξιόπιστες μακροσεισμικές παρατηρήσεις (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Η ιστορική περίοδος (πριν το 1899 μ.Χ.) χαρακτηρίζεται από την εκδήλωση 29 ισχυρών σεισμών στον ευρύτερο Κορινθιακό Κόλπο, $M > 5.9$ (Σχήμα 2.1). Ο σεισμός της Ελίκης (373 π.Χ.), μεγέθους $M = 6.8$, αποτελεί μία από τις χαρακτηριστικότερες περιπτώσεις, καθώς προκάλεσε την βύθιση του τοπικού ποτάμιου δέλτα, οδηγώντας έτσι στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή και τελικά στην καταβύθιση της ομώνυμης πόλης (Soter and Katsonopoulou, 2011). Ο σεισμός αυτός συνοδεύτηκε από τη δημιουργία θαλάσσιου κύματος βαρύτητας (τσουνάμι), το οποίο συνέβαλε στην καταστροφή της αρχαίας Ελίκης (Kortekaas et al., 2011). Υπάρχει πληθώρα μακροσεισμικών παρατηρήσεων από μελετητές της εποχής, όπως ο Διόδωρος και ο Πausανίας, οι οποίοι περιγράφουν την εκτενή καταστροφή της πόλης από το σεισμό και την κλίμακα της καταστροφής που προκάλεσε το τσουνάμι (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).



Σχήμα 2.1. Χάρτης ιστορικής σεισμικότητας (500 π.Χ. έως 1899 μ.Χ.) για την περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου. Τα αστέρια δηλώνουν το ιστορικό επίκεντρο κάθε σεισμού (από Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003, και Stucchi et al., 2015). Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στο έτος γένεσης και το μέγεθος κάθε αστεριού είναι ανάλογο του μεγέθους. Τα ρήγματα (καφέ γραμμές) από Ganas et al. (2013). Σημειώνονται με τετράγωνο θέσεις ενδιαφέροντος (από ανατολικά προς δυτικά: Ελίκη, Αίγιο, Ναύπακτος και Πάτρα).

Ισχυρές σεισμικές δονήσεις στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης περιγράφηκαν μεταγενέστερα στη Σικυώνα ($M = 6.5$, 334 π.Χ.), στο Αίγιο ($M = 6.3$, 23 μ.Χ.) και την Αχαΐα ($M = 6.3$, 61 μ.Χ.). Αντίστοιχα, στη βόρεια πλευρά του Δ. Κορινθιακού κόλπου, σημαντικοί σεισμοί πριν από το 330 μ.Χ. έλαβαν χώρα στο Κυτίνιο ($M = 6.4$, 226 π.Χ.) και στους Δελφούς ($M=6.0$, 347 π.Χ. και $M = 6.4$, 279 π.Χ.).

Κατά την μετάβαση στην Βυζαντινή περίοδο (330 μ.Χ.) δεν υπήρξαν νέες και διαφορετικές προσεγγίσεις των μελετητών στην παρατήρηση και καταγραφή, καθώς οι σεισμοί αποδίδονταν κυρίως σε θεϊκές ενέργειες και σε μικρότερο βαθμό σε φυσικά φαινόμενα (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Ο χαρακτηρισμός των σεισμών ως θεϊκή παρέμβαση και η απόρριψη επιστημονικών θεωριών περί του φαινομένου εντάθηκε μετά τον 6^ο αιώνα μ.Χ., όπου σε γραπτά της εποχής η λέξη «σεισμός» χρησιμοποιείται συνώνυμα με τον όρο «θεομηνία» (Meier, 2001). Ωστόσο, η θέση της Βυζαντινής αυτοκρατορίας, με τα κύρια αστικά κέντρα να τοποθετούνται κοντά σε ενεργά τεκτονικά περιθώρια όπως η Κωνσταντινούπολη και η Αντιόχεια, δημιούργησε στενή σχέση μεταξύ των Βυζαντινών και της σεισμικότητας της ανατολικής Μεσογείου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός του 557 μ.Χ. στην Κωνσταντινούπολη, ο οποίος οδήγησε σε μεγάλες ζημιές και στη διάδοση επιδημιών έναν χρόνο αργότερα (Tsiamis et al., 2013). Οι καταγραφές και περιγραφές των σεισμών εστιάζονται κυρίως στην Κωνσταντινούπολη, λόγω της ιδιαίτερης σημασίας της, όπου αναφέρεται πλήθος ισχυρών σεισμών κατά τη συγκεκριμένη περίοδο (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού κόλπου υπάρχουν δεδομένα για 6 κύριες σεισμικές δονήσεις την περίοδο αυτή (Σχήμα 2.1). Στη νότια πλευρά αναφέρεται ο σεισμός του Ξυλοκάστρου ($M = 6.7$, 1402 μ.Χ.), ενώ στη βόρεια πλευρά σημειώνονται οι σεισμοί των Δελφών ($M = 6.8$, 361 μ.Χ.), της Ναυπάκτου ($M = 6.5$, 551 μ.Χ.), της Χαϊρώνειας ($M = 6.8$, 551 μ.Χ.) και του Γαλαξιδίου ($M = 6.8$, 996 μ.Χ. και $M = 6.6$, 1250 μ.Χ.). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η απουσία ισχυρού σεισμικού γεγονότος κοντά στην περιοχή του Αιγίου, καθώς η περιοχή αυτή παρουσιάζει τουλάχιστον έναν σεισμό μεγέθους $M > 6.0$ στις υπόλοιπες χρονικές περιόδους.

Η Σεισμολογία, όπως και οι υπόλοιπες θετικές επιστήμες, γνώρισαν νέα ανάπτυξη με την έναρξη της Αναγέννησης (14^{ος} αιώνας μ.Χ.) στη δυτική Ευρώπη. Οι επιστήμονες της εποχής εστιάζουν πλέον στην πειραματική έρευνα, με αποτέλεσμα την μεγάλη αύξηση της παρατήρησης και καταγραφής σεισμικών φαινομένων και την ανάπτυξη νέων θεωριών για την γένεση τους. Προς το τέλος της περιόδου, τους αποδίδεται η κυματική τους φύση από τον Michel (18^{ος} αιώνας), ενώ μεταγενέστερα οι Poisson (1830) και Stokes (1849) πρότειναν θεωρητικά την ύπαρξη των επιμήκων και των εγκαρσίων κυμάτων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Οι αναφορές σε σεισμούς στον Ελληνικό χώρο αυξάνονται κατά το δεύτερο μισό του 19^{ου} αιώνα, όπου παρουσιάζεται μεγαλύτερη πρόσβαση σε ιστορικές πηγές και στην ανάπτυξη των τοπικών μέσων μαζικής ενημέρωσης. Επιπλέον, η ίδρυση και λειτουργία του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στο την ίδια περίοδο συνέβαλλε σημαντικά στην καταγραφή των σεισμών, με την χρήση εξειδικευμένων παρατηρητών. Η περίοδος της ιστορικής σεισμικότητας στην Ελλάδα έληξε με την ίδρυση του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου και την εγκατάσταση του πρώτου σειсмоγράφου, τύπου «Αγαμέμνων», το 1898 (Kouskouna and Makropoulos, 2004).

Στον Δ. Κορινθιακό κόλπο, όπως και στην υπόλοιπη Ελλάδα, παρατηρείται μεγάλη αύξηση των καταγραφών σεισμών. Συνολικά αναφέρονται 21 σεισμοί (Σχήμα 2.1) μεγέθους $M_w \geq 6.0$ (Stucchi et al., 2012), με τους περισσότερους να εντοπίζονται στη Ναύπακτο (1462, 1703, 1714, 1756, 1831) και στην Πάτρα (1785, 1804, 1806).

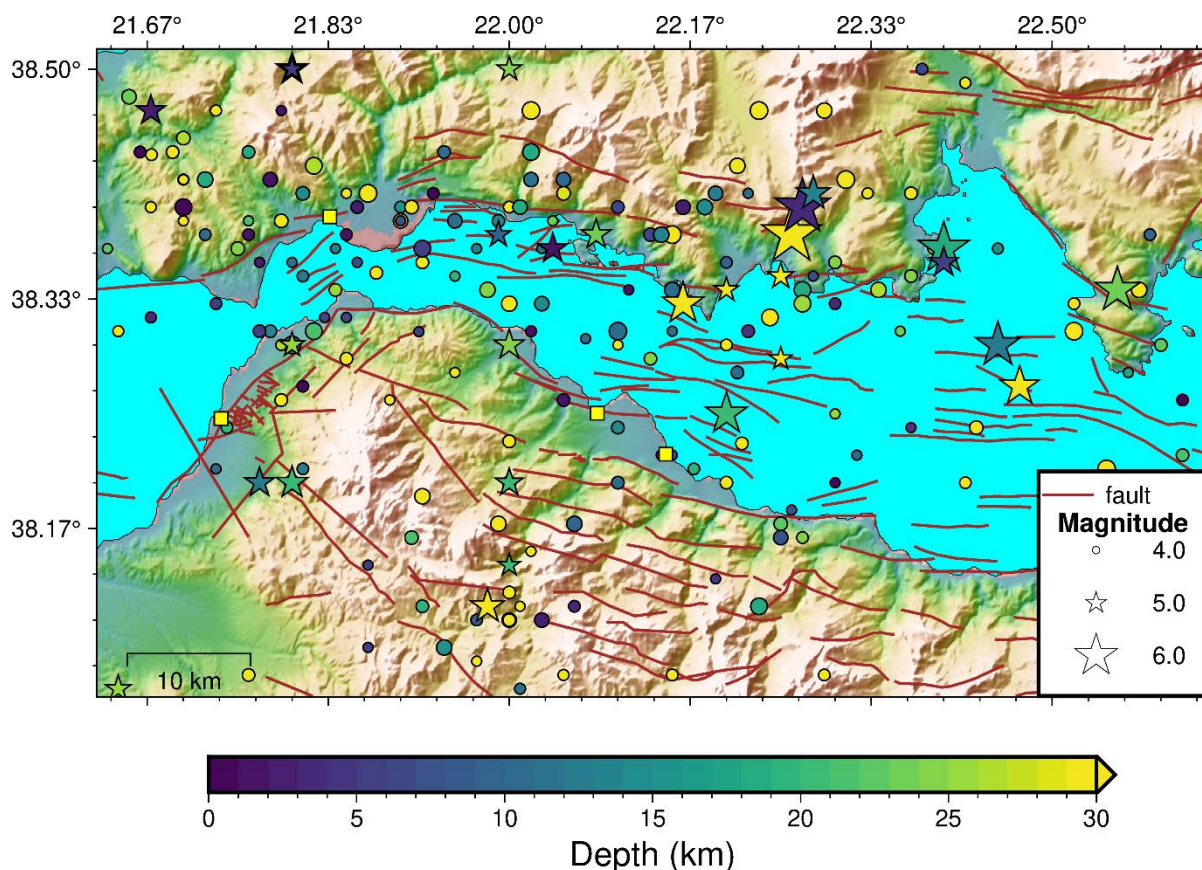
2.2. Ενόργανη Σεισμικότητα

Από το 1898 και μετά, η σεισμικότητα στον Ελληνικό χώρο παρακολουθείται και καταγράφεται με τη χρήση καταγραφών σεισμολογικών σταθμών, μετά την εγκατάσταση του πρώτου σταθμού στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Γ.Ι. – Ε.Α.Α.). Η πρόοδος της Σεισμολογίας σε παγκόσμιο επίπεδο είχε αντίκτυπο και στην ελληνική πραγματικότητα. Ανακαλύψεις όπως η κλίμακα μεγεθών του Richter (1935) και ο στατιστικός νόμος κατανομής των μεγεθών από τους Gutenberg and Richter (1944) οδήγησαν σε μία νέα περίοδο ανάπτυξης της επιστήμης. Η θέση της σεισμολογίας στην Ελλάδα αναβαθμίστηκε με την ίδρυση έδρας σεισμολογίας στο Πανεπιστήμιο Αθηνών (1929), τη συνεχή αναβάθμιση του εξοπλισμού του Γ.Ι. – Ε.Α.Α. και την κατάρτιση δικτύου μακροσεισμικών παρατηρήσεων το 1950 (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Μετά το 1964, η σεισμολογική έρευνα στην Ελλάδα οργανώθηκε σε μεγαλύτερο βαθμό, με τη χρηματοδότηση αυτής από ελληνικούς και διεθνείς οργανισμούς (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Με έναυσμα το σεισμό της Θεσσαλονίκης του 1978, ενισχύθηκαν οι επιστημονικές υποδομές με δράσεις όπως η δημιουργία Σεισμολογικών Κέντρων σε Πάτρα και Θεσσαλονίκη, η αναβάθμιση της υλικοτεχνικής υποδομής και δημιουργία νέων εργαστηρίων πανεπιστημιακών τμημάτων με κύριο αντικείμενο την αντισεισμική θωράκιση

(ενίσχυση εργαστηρίων Σιδηροπαγούς Σκυροδέματος και Αντοχής Υλικών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και δημιουργία εργαστηρίων Αντισεισμικών Κατασκευών και Οπλισμένου Σκυροδέματος στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο) και η χρηματοδότηση της αντισεισμικής έρευνας. Επιπλέον, ιδρύθηκαν διοικητικές υπηρεσίες με σκοπό την αντιμετώπιση παρόμοιων φαινομένων (η Υπηρεσία Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων Βορείου Ελλάδος στη Θεσσαλονίκη και η Υπηρεσία Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων στην Αθήνα για όλη την υπόλοιπη Ελλάδα) και δημιουργήθηκε ο Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας στην Αθήνα (Πενέλης, 2008). Σήμερα, η παρακολούθηση της σεισμικότητας στην Ελλάδα γίνεται από σύγχρονα σεισμολογικά δίκτυα με κύριο άξονα το Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων (ΕΕΔΣ).

Με τη λειτουργία συστηματικών δικτύων μακροσεισμικών παρατηρήσεων και τη χρήση σύγχρονων σεισμολογικών οργάνων, η σεισμικότητα του Κορινθιακού κόλπου παρουσιάζει μεγάλο πλήθος καταγεγραμμένων γεγονότων από το 1900 (Σχήμα 2.2). Ο αριθμός καταγραφών αυξάνεται σε μεγάλο βαθμό μετά τη δεκαετία του 1960. Στο γεγονός αυτό συμβάλλει η τεχνολογική ανάπτυξη των σεισμογράφων και η επέκταση του τοπικού δικτύου, αφού ο κατάλογος των σεισμών είναι πλήρης για μεγέθη $M_w \geq 4.1$ μετά το 1976 (Μακροπούλος et al., 2012). Ακολούθως, παρουσιάζεται μία πτώση της συγκεκριμένης σεισμικότητας μετά τη δεκαετία του 1980, έως και το 2009. Κατά την περίοδο 2010 – 2022 έχει εκδηλωθεί πλήθος σεισμών μεγέθους $M_w \geq 4.1$ περίπου ίσο με εκείνο της δεκαετίας 2000 – 2009. Ακολούθως περιγράφονται τα κυριότερα σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα στην περιοχή του Δ. Κορινθιακού κόλπου. Το μέγεθος σεισμικής ροπής και το βάθος του κάθε σεισμού προέρχονται από τον κατάλογο των Μακροπούλος et al. (2012), εκτός από όπου σημειώνεται διαφορετικά.



Σχήμα 2.2. Χάρτης ενόργανης σεισμικότητας (1900 έως 2009). Η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει το εστιακό βάθος (σε km), ενώ το μέγεθος κάθε συμβόλου είναι αντίστοιχο του μεγέθους του σεισμού (κύκλος για $M < 5.0$ και αστέρι για $M \geq 5.0$). Τα ρήγματα (καφέ γραμμές) από Ganas et al. (2013). Σημειώνονται με τετράγωνο θέσεις ενδιαφέροντος (από ανατολικά προς δυτικά: Ελίκη, Αίγιο, Ναύπακτος και Πάτρα).

Στην περιοχή έχουν λάβει χώρα ισχυρές σεισμικές δονήσεις με αποτέλεσμα την πρόκληση εκτεταμένων βλαβών σε παρακείμενα αστικά κέντρα. Ο σεισμός της 31^{ης} Μαρτίου 1965 στο Αγρίνιο ($M_w = 6.4$ και βάθος 45 km) προκάλεσε εκτεταμένες ζημιές στην Αιτωλία, τη Φωκίδα και την Αργολίδα. Η πρόκληση ζημιών σε τόσο μακρινές αποστάσεις από το επίκεντρο οφείλεται στο μεγάλο βάθος του σεισμού. Συνολικά 1701 σπίτια υπέστησαν σημαντικές βλάβες ή καταστράφηκαν. Παράλληλα, ο σεισμός είχε και επιφανειακή έκφραση με τη δημιουργία ρωγμών στην επικεντρική περιοχή (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Την 6^η Ιουλίου 1965 σημειώθηκε κοντά στην Ερατεινή σεισμική δόνηση μεγέθους $M_w = 6.2$, η οποία προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες στην περιοχή με 575 σοβαρές καταστροφές σπιτιών. Την ίδια ημέρα έλαβε χώρα μετασεισμός μεγέθους $M = 4.1$ (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Στις 8 Απριλίου 1970, σεισμός με επίκεντρο κοντά στην Αντίκυρα μεγέθους $M_w = 6.0$ προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες στη Βοιωτία και Κορινθία. Ακολούθησε έντονη μετασεισμική δραστηριότητα, με το μέγιστο μέγεθος ($M_w = 5.2$) να σημειώνεται στις 20 Απριλίου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

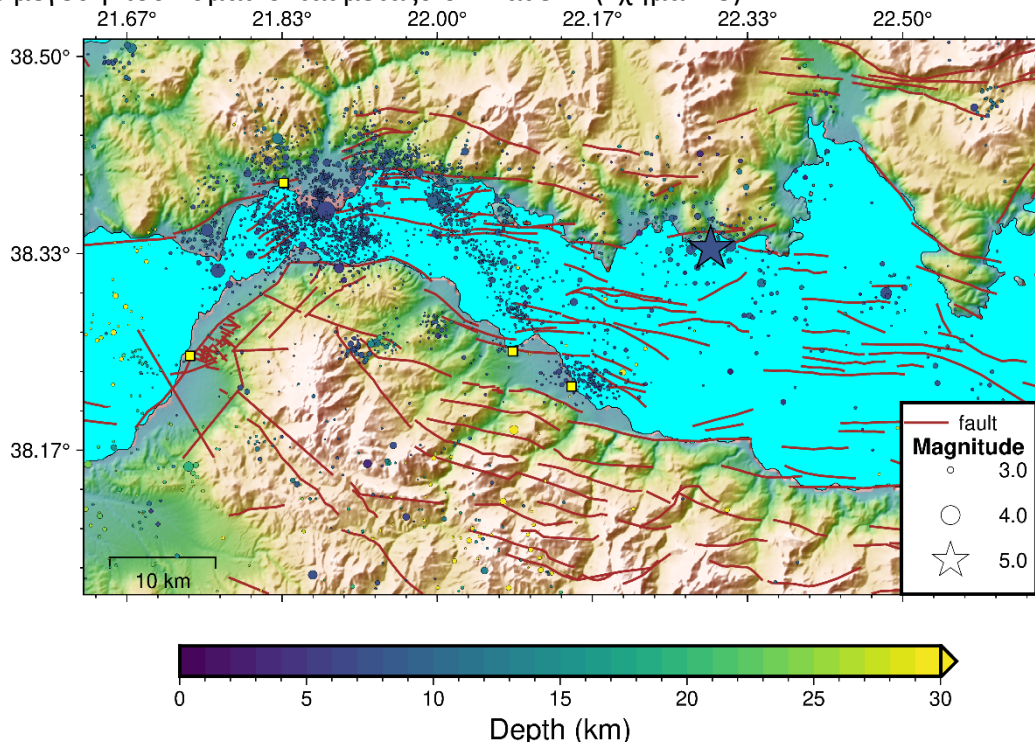
Στην Άνω Καλλιθέα Κορινθίας, καταγράφηκε σεισμός μεγέθους $M_w = 6.0$ στις 13 Σεπτεμβρίου 1972, ο οποίος προκάλεσε την κατάρρευση 52 σπιτιών σε Κορινθία, Αχαΐα και Αιτωλία (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Στις 15 Ιουνίου 1995 έλαβε χώρα η μεγαλύτερης σημασίας σεισμική δόνηση στην περιοχή του Δ. Κορινθιακού κόλπου τα τελευταία έτη. Πρόκειται για σεισμό μεγέθους $M_w =$

6.3 και μικρού εστιακού βάθους, μόλις 3 km. Προκάλεσε εκτεταμένη καταστροφή στην πόλη του Αιγίου και στα χωριά της Αχαΐας και Φωκίδας, με 1849 σπίτια με σοβαρές βλάβες. Παρατηρήθηκαν επιφανειακές ρωγμές στο έδαφος, ενώ η μετασεισμική ακολουθία χαρακτηρίστηκε από την εκδήλωση ενός ισχυρού μετασεισμού ($M_w = 5.4$), μόλις 15 λεπτά μετά από τον κύριο (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Ο συγκεκριμένος σεισμός συνοδεύτηκε από πληθώρα επιφανειακών εκδηλώσεων, εκτός των ρωγμών, όπως έντονες αλλαγές στην ακτογραμμή της Βόρειας Πελοποννήσου (μεταξύ των ποταμών Σελινούντα και Βουραϊκού) και της Νότιας Στερεάς Ελλάδας (Ερατεινή), υποθαλάσσιες κατολισθήσεις κοντά στις ακτογραμμές και ρευστοποιήσεις εδαφών σε παράκτιες περιοχές, κυρίως στη Βόρεια Πελοπόννησο (Lekkas et al., 1998). Το ακριβές επίκεντρο του σεισμού τοποθετήθηκε 15 km ΒΒΑ του Αιγίου, ενώ το επίπεδο του ρήγματος είχε διεύθυνση $N277^\circ E$ και γωνία ολίσθησης 33° . Η μετασεισμική ακολουθία συγκεντρώθηκε σε μία περιοχή διαστάσεων 20 km E – W και 10 km N – S, σε βάθος μεταξύ 5 km και 9 km (Bernard et al., 1997).

Ο Κορινθιακός κόλπος παραμένει τεκτονικά ενεργός τις τελευταίες δεκαετίες με την παρουσία πληθώρας σεισμικών δονήσεων (Paradimitriou et al., 2010). Ωστόσο, στο δυτικό τμήμα του δεν έχει καταγραφεί ισχυρός σεισμός μετά από το γεγονός του Αιγίου (Μακροπούλου et al., 2012). Η σεισμικότητα εκδηλώνεται με τη μορφή σημοσειρών (Kaviris et al., 2010, 2021; Potanina et al., 2011; Karpetanidis et al., 2015).

Κατά το 2019 εκδηλώθηκαν συνολικά 3,298 σεισμοί, σύμφωνα με τον κατάλογο του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών (ΕΣ-ΕΚΠΑ), με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ 0.1 και 5.2. (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3. Σεισμοτεκτονικός χάρτης που απεικονίζει την σεισμικότητα του 2019. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στα εστιακά βάθη (σε km). Τα ρήγματα (καφέ γραμμές) από Ganas et al. (2013). Σημειώνονται με τετράγωνο θέσεις ενδιαφέροντος (από ανατολικά προς δυτικά: Ελίκη, Αίγιο, Ναύπακτος και Πάτρα). Με αστέρι σημειώνεται ο σεισμός της 30^{ης} Μαρτίου 2019 ($M_I=5.2$).

3. Σεισμική Ανισοτροπία

Ως ανισοτροπία, ορίζεται η μεταβολή της τιμής ενός διανύσματος ανάλογα με την εκάστοτε διεύθυνσή του. Στη σεισμολογία, η ανισοτροπία αναφέρεται στη διαφορετική τιμή της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων σε διαφορετικές διευθύνσεις διάδοσης. Τόσο τα εγκάρσια όσο και τα επιμήκη κύματα, επηρεάζονται από το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας. Ωστόσο, η υψηλή ταχύτητα διάδοσης των πρώτων δεν επιτρέπει την ανάπτυξη διακριτής χρονικής καθυστέρησης στον ανώτερο φλοιό, αφού οι υποκεντρικές αποστάσεις είναι πολύ μικρές.

Το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας έχει παρατηρηθεί στο φλοιό (Pastori et al., 2009; Tai et al., 2011), το μανδύα (Anderson and Dziewonski, 1982; Long and Becker, 2010) και τον πυρήνα (Karato, 1999). Αξίζει να σημειωθεί η διάκριση η οποία γίνεται μεταξύ της κατακόρυφης εγκάρσιας ισοτροπίας και της αζιμουθιακής ανισοτροπίας, όροι οι οποίοι χρησιμοποιούνταν εναλλακτικά παλαιότερα (Crampin, 1986). Με τον όρο κατακόρυφη εγκάρσια ανισοτροπία αναφέρεται η μεταβολή των ιδιοτήτων του κύματος εξαρτώμενη από τη γωνία πρόσπτωσης στο κατακόρυφο επίπεδο, ενώ ο όρος αζιμουθιακή ανισοτροπία αφορά τη μεταβολή των ιδιοτήτων του κύματος με το αζιμούθιο.

Η ιδιότητα αυτή της σεισμικής ανισοτροπίας έχει ως αποτέλεσμα την άφιξη του ίδιου σεισμικού κύματος σε διαφορετικές χρονικές στιγμές στον καταγραφικό σταθμό, ανάλογα με τη διεύθυνση της συνιστώσας καταγραφής (B – N ή A – Δ). Το φαινόμενο αυτό, όταν αφορά κύματα στην εγκάρσια συνιστώσα, ορίζεται ως σχάση των εγκαρσίων κυμάτων και χαρακτηρίζεται από τους διαφορετικούς χρόνους άφιξης των δύο συνιστωσών στον σταθμό και τις διαφορετικές, σχεδόν κάθετες μεταξύ τους, πολώσεις (Καβύρης, 2003). Κατά την είσοδο ενός σχεδόν κατακόρυφου εγκαρσίου κύματος σε ένα ανισοτροπικό μέσο, αυτό υπόκειται σε σχάση και διαδίδεται σε δύο συνιστώσες: την ταχεία (S_{fast}), η οποία καταγράφεται πρώτη από το σταθμό, και τη βραδεία (S_{slow}). Η διάταξη των συνιστωσών αυτών διατηρείται όταν το σεισμικό κύμα εισέλθει εκ νέου σε ισοτροπικό μέσο.

Το μέγεθος της ανισοτροπίας (A), σχετίζεται με την χρονική καθυστέρηση η οποία παρατηρείται σύμφωνα με την παρακάτω σχέση (Καβύρης, 2003).

$$A = \frac{t_{S_{slow}} - t_{S_{fast}}}{t_{S_{fast}}} \cdot 100$$

Όπου $t_{S_{fast}}$ ο χρόνος διαδρομής της ταχείας συνιστώσας μέσα στο ανισοτροπικό μέσο και $t_{S_{slow}}$ ο χρόνος διαδρομής της βραδείας συνιστώσας.

3.1. Αίτια Σεισμικής Ανισοτροπίας

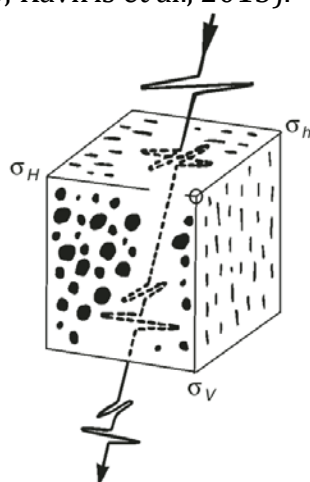
Η σεισμική ανισοτροπία, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, εντοπίζεται σχεδόν σε όλα τα επιμέρους τμήματα του γήινου υπεδάφους, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η ανισοτροπία που εκδηλώνεται στον ανώτερο φλοιό, καθώς μπορεί να συσχετιστεί τόσο με την εκδήλωση σεισμών ή ηφαιστειακών εκρήξεων, όσο και με την έρευνα υδρογονανθράκων. Οι παράγοντες οι οποίοι επηρεάζουν κατά κύριο λόγο την σεισμική είναι οι μεταβολές των ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης και, πρωτίστως, οι δομές μικρής κλίμακας και μικροδομές.

Οι δομές μικρής κλίμακας και μικροδομές αφορούν ρωγμές οι οποίες δημιουργούνται από την επαγωγή συμπιεστικής τάσης σε ένα ισότροπο ελαστικό μέσο,

με αποτέλεσμα την μετατροπή σε ανισοτροπικό και ετερογενές, λόγω της προτιμητέας στοίχισης των μικρορωγμών σύμφωνα με τις κύριες συμπιεστικές τάσεις (Zheng, 2000). Σύμφωνα με καταγραφές, έχει παρατηρηθεί η εξάρτηση της σεισμικής ανισοτροπίας και σε ποσοτικό επίπεδο από τις μικρορωγμές, καθώς η μείωση του αριθμού τους οδηγεί σε εξασθένηση του φαινομένου (Boness, 2004).

Η σεισμική ανισοτροπία δημιουργείται και διαμορφώνεται στο φλοιό, κατά κύριο λόγο, από τις μεταβολές της γεωμετρίας και των ιδιοτήτων των μικρορωγμών, πόρων και ασυνεχειών του ανισοτροπικού μέσου (Σχήμα 3.1), ανεξαρτήτως της κατάστασης αυτών, είτε κορεσμένες σε ρευστό, είτε ξηρές (Crampin, 1978). Το πεδίο τάσεων στην εκάστοτε περιοχή επηρεάζει άμεσα τις μικροδομές αυτές, καθώς προσανατολίζονται σύμφωνα με τη μέγιστη συνιστώσα συμπιεστικής τάσης, κάθετα στην ελάχιστη (Crampin et al., 1984). Η περίπτωση αυτή ονομάζεται εκτεταμένη ανισοτροπία εκ διαστολής (Extensive Dilatancy Anisotropy – EDA). Ακολούθως ο λόγος πλάτυνσης των μικρορωγμών είναι αυτός που ελέγχει την χρονική καθυστέρηση. Εκτεταμένη ανισοτροπία εκ διαστολής παρατηρείται κυρίως σε καθεστώτα που ελέγχονται κατά κύριο λόγο από τον τεκτονισμό.

Εντούτοις, έχει παρατηρηθεί η μεταβολή του λόγου πλάτυνσης λόγω ροής των ρευστών μεταξύ γειτονικών μικρορωγμών, εξαιτίας της τάσης που ασκείται. Το γεγονός αυτό οδήγησε τους Zatsepin and Crampin (1995) στη δημιουργία του μοντέλου της ανισοτροπικής ποροελαστικότητας (anisotropic poro-elasticity – APE). Ο λόγος πλάτυνσης των μικρορωγμών που προσανατολίζονται παράλληλα στην τάση ευνοούνται σε σχέση με εκείνες που τοποθετούνται κάθετα, με αποτέλεσμα την αύξηση του λόγου πλάτυνσης και, κατά συνέπεια, της χρονικής καθυστέρησης. Η δομή και η συμμετρία της ανισοτροπίας μπορούν να μεταβληθούν από το τοπικό καθεστώς τάσης της περιοχής, προκαλώντας την εξέλιξη του μοντέλου EDA. Η θεωρητική προσομοίωση της διεργασίας αυτής, μπορεί να γίνει με το μοντέλο APE (Crampin and Zatssepin, 1997; Zatssepin and Crampin, 1997). Το συγκεκριμένο μοντέλο μπορεί να συσχετισθεί με την εκδήλωση ανισοτροπίας τόσο σε τεκτονικά καθεστώτα (Crampin et al., 1999), όσο και σε ηφαιστειακά (Bianco et al., 2006; Kaviris et al., 2015).



Σχήμα 3.1 Σχηματική αναπαράσταση της σχέσης εγκάρσιων κυμάτων σε ανισοτροπικό μέσο. Οι κορεσμένες με ρευστά μικρορωγμές προσανατολίζονται παράλληλα στη μέγιστη οριζόντια συνιστώσα τάσης (σ_H) και κάθετα στην ελάχιστη (σ_v) (Crampin et al., 2008).

Το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας εντοπίζεται εκτενώς και σε ιζηματογενή πετρώματα, από τον προτιμητέο προσανατολισμό του πλέγματος των ορυκτών φάσεων (Lattice Preferred Orientation – LPO) (Valcke et al., 2006). Πρόκειται ουσιαστικά για τη στοίχιση των κρυσταλλογραφικών αξόνων ανισοτροπικών ορυκτών. Η LPO μπορεί να οφείλεται σε διαγενετικές ή βαρυτικές διεργασίες. Στα πετρώματα του φλοιού η παρατηρούμενη ανισοτροπία μπορεί αν προκληθεί από τη στοίχιση διάφορων ορυκτών (όπως φυλλοπηριτικά ορυκτά, δολομίτες, σιδηρίτες και χαλαζίες, με διαφορετικό βαθμό συμμετοχής), ενώ η ποσοτικοποίησή της μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως λιθολογικός δείκτης (Valcke et al., 2006). Σεισμική ανισοτροπία λόγω LPO εμφανίζεται, επίσης, στον ανώτερο μανδύα λόγω του ολιβίνη (Ismail and Mainprice, 1998). Αξίζει να σημειωθεί ότι αυτού του είδους η ανισοτροπία παρατηρείται και στον εσωτερικό πυρήνα, λόγω του προσανατολισμού του σιδήρου (Karato, 1999).

Ένα ακόμη αίτιο δημιουργίας του φαινομένου αποτελεί ο προτιμητέος προσανατολισμός λόγω σχήματος (Shaped Preferred Orientation – SPO). Η κατηγορία αυτή αφορά ιζηματογενή πετρώματα, όπου ισότροποι ή ανισότροποι κρύσταλλοι ορυκτών στοιχίζονται κατά την απόθεση υπό την επίδραση της βαρύτητας ή της ροής ρευστών, ή λόγω πλαστικής παραμόρφωσης μετά την ιζηματογένεση (Crampin et al., 1984). Χαρακτηριστικό παράδειγμα της συγκεκριμένης κατάστασης αποτελεί η ταξιθέτηση των αργιλικών ορυκτών στους σχιστόλιθους (Johnston and Christensen, 1995).

Κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε μέσο το οποίο παρουσιάζει λεπτή στρωμάτωση παρατηρείται το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας. Σε συνδυασμό με το φαινόμενο του SPO, η μεταβολή των ταχυτήτων που προκαλείται από τους δύο αυτούς παράγοντες καλείται ανισοτροπία λόγω περιοδικής λεπτής στρωμάτωσης (Periodic Thin Lamination – PTL) (Wild and Crampin, 1991). Τέλος, κοντά σε ενεργά ρήγματα έχει παρατηρηθεί η στοίχιση της διεύθυνσης της σεισμικής ανισοτροπίας με τη διεύθυνση των τεκτονικών δομών (Καβύρης, 2003; Kaviris et al., 2020, 2021b).

3.2. Επιλογή Δεδομένων

Για την εξαγωγή ορθών και αξιόπιστων συμπερασμάτων, σε κάθε μελέτη σεισμικής ανισοτροπίας, είναι καταλυτική η κατάλληλη επιλογή δεδομένων και καταλόγου. Σε περίπτωση μελέτης αμιγών σεισμικών γεγονότων (όπως η εκδήλωση ενός μεγάλου σεισμού) χρησιμοποιούνται τεκτονικοί σεισμοί, ενώ σε αντίστοιχη περίπτωση μελέτης ηφαιστειακών γεγονότων (όπως η εκδήλωση ισχυρής ηφαιστειακής έκρηξης) χρησιμοποιούνται σεισμοί που προκαλούνται από ηφαιστειακά αίτια. Ο σεισμικός κατάλογος που χρησιμοποιείται έχει τοπικό χαρακτήρα και αντιστοιχεί σε σχετικά μικρό χρονικό διάστημα. Για τους λόγους αυτούς, οι μελέτες σεισμικής ανισοτροπίας διεξάγονται σε περιοχές με πυκνό και καλά κατανεμημένο δίκτυο καταγραφής.

Οι Crampin et al. (1999) πρότειναν την χρήση σμηνών μικρών σεισμών εντός του παραθύρου του εγκάρσιου κύματος και κοντά στο επίκεντρο επικείμενου σεισμού. Με αυτό τον τρόπο εξασφαλίζεται η συνεχής παροχή δεδομένων εγκαρσίων κυμάτων. Το παράθυρο του εγκάρσιου κύματος αφορά σεισμούς με γωνία ανάδυσης μικρότερη των

45°, ενώ ως γωνία ανάδυσης χαρακτηρίζεται η γωνία που ορίζεται από τη σεισμική ακτίνα και την ευθεία κάθετη στο οριζόντιο επίπεδο. Η εφαρμογή του κριτηρίου αυτού οδηγεί στην αποφυγή της επίδρασης της ελεύθερης επιφάνειας (Booth and Crampin, 1985).

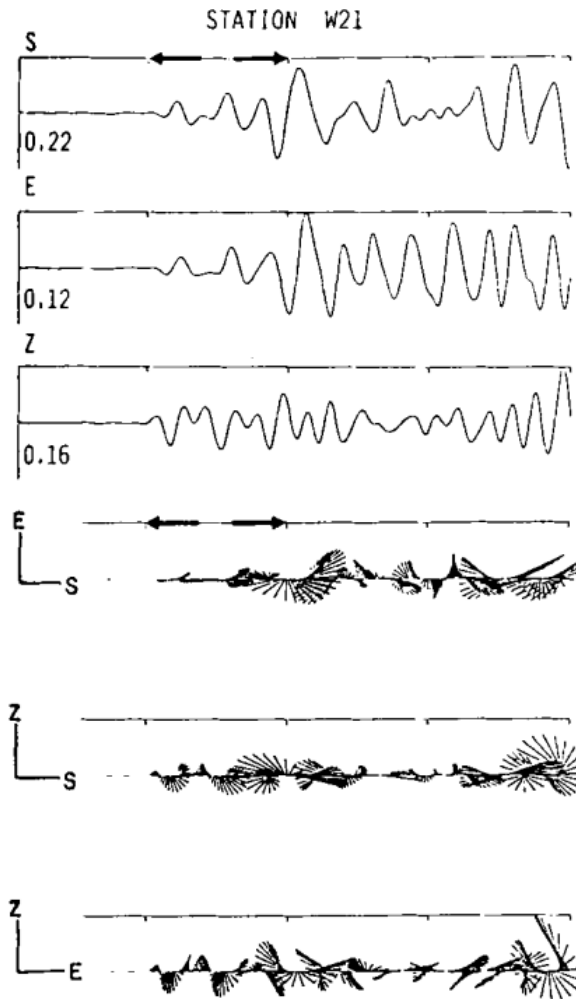
Ο ακριβής προσδιορισμός της άφιξης του εγκάρσιου κύματος εξασφαλίζεται με την χρήση καθαρών και ωθητικών φάσεων και καταγραφών με μεγάλο λόγο σήματος προς θόρυβο. Ακόμη, απαραίτητη προϋπόθεση αποτελεί η καταγραφή μεγαλύτερου πλάτους εγκάρσιου κύματος στις οριζόντιες συνιστώσες σε σχέση με εκείνο της κατακόρυφης, ώστε να διακριθούν και να απορριφθούν οι σκεδασμένες και μετατραπείσες φάσεις (Καβύρης, 2003).

3.3. Μέθοδοι Μέτρησης

Το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας ποσοτικοποιείται με τη μέτρηση δύο κύριων παραμέτρων σχάσης των εγκάρσιων κυμάτων: τη διεύθυνση πόλωσης του ταχέος κύματος (S_{fast}) και την χρονική καθυστέρηση (Δt) μεταξύ των αφίξεων του ταχέος και του βραδέος κύματος (S_{slow}). Ο υπολογισμός των παραμέτρων αυτών γίνεται τόσο με αυτόματες (ή ημι-αυτόματες) μεθόδους, όσο και με άμεση συμμετοχή του ερευνητή σε όλα τα στάδια του προσδιορισμού. Ακολούθως περιγράφονται οι κύριες μέθοδοι μέτρησης των παραμέτρων σχάσης των εγκαρσίων κυμάτων.

3.3.1. Πολωσίγραμμα

Το διάγραμμα που συσχετίζει την προβολή της σωματιδιακής κίνησης με τον χρόνο αποτελεί το πολωσίγραμμα (Bernard and Zollo, 1989). Η κατασκευή του πολωσιγράμματος γίνεται με τη χρήση δεδομένων από σειμογράφους τριών συνιστωσών (Σχήμα 3.2). Η διεύθυνση της προβολής της πόλωσης στο διάγραμμα συντίθεται από τις διευθύνσεις που καταγράφονται σε κάθε συνιστώσα. Παράλληλα, το μήκος της κάθε προβολής είναι ανάλογο του πλάτους καταγραφής. Η μέτρηση της διεύθυνσης πόλωσης του ταχέος κύματος γίνεται απευθείας από το πολωσίγραμμα. Σε περίπτωση που εμφανίζεται ελαφρώς ελλειπτική πόλωση, λαμβάνεται η μέση διεύθυνση πόλωσης. Σε αντίθετη περίπτωση, όταν δηλαδή η ελλειπτική πόλωση είναι πολύ έντονη, δεν πραγματοποιείται μέτρηση. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην παρουσία θορύβου σε μικρότερο ή μεγαλύτερο ποσοστό, αντίστοιχα (Καβύρης, 2003).



Σχήμα 3.2. Ενδεικτικά πολωσιγράμματα από Bernard et al. (1997).

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται σε μελέτες ανισοτροπίας (Paradimitriou et al., 1999; Kaviris et al., 2017) και για τη βελτίωση της ακρίβειας προσδιορισμού των επιπέδων μηχανισμών γένεσης (Bernard et al., 1997)

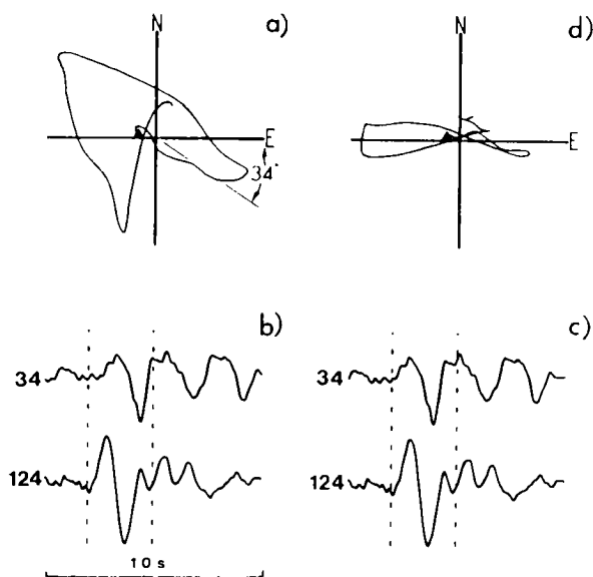
Το οδόγραμμα είναι η προβολή της σωματιδιακής κίνησης σε χρονικά ανεξάρτητο πλαίσιο. Σε αντίθεση με το πολωσίγραμμα, η αποτύπωση της κίνησης πραγματοποιείται σε διακριτά χρονικά διαστήματα. Η μέτρηση των παραμέτρων σχάσης γίνεται με τρόπο αντίστοιχο με το πολωσίγραμμα (Καβύρης, 2003). Η μέθοδος του οδογράμματος χρησιμοποιείται συμπληρωματικά με εκείνη του πολωσιγράμματος και είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σε περιπτώσεις όπου η διεύθυνση ανισοτροπίας είναι πλησίον των 90° .

3.3.2. Ημιαυτόματες μέθοδοι

Οι εποπτικές μέθοδοι (οδόγραμμα, πολωσίγραμμα) απαιτούν τη διάθεση μεγάλου μέρους χρόνου από την πλευρά του ερευνητή. Σε μια προσπάθεια για τη διαχείριση και ανάλυση μεγαλύτερων ομάδων δεδομένων σε μικρότερο χρονικό διάστημα, αναπτύχθηκαν ορισμένες μέθοδοι οι οποίες απαιτούν τη συμμετοχή του ερευνητή σε μικρό βαθμό (ημιαυτόματες) ή και καθόλου (αυτόματες).

Η μέθοδος ετεροσυσχέτισης (cross-correlation) αποτελεί την παλαιότερη ημιαυτόματη μέθοδο. Οι Bowman and Ando (1987) εφάρμοσαν δύο διαφορετικές προσεγγίσεις της μεθόδου. Κατά την πρώτη (Σχήμα 3.3), λαμβάνεται μέτρηση της γωνίας πόλωσης της πρώτης άφιξης του εγκάρσιου κύματος (S_{fast}) και οι καταγραφές

περιστρέφονται κατά τη μετρούμενη γωνία. Ακολούθως, οι κυματομορφές μετατοπίζονται χρονικά για χρονικές καθυστερήσεις μεταξύ 2 και -2 δευτερολέπτων. Η χρονική καθυστέρηση που παρήγαγε το μέγιστο ή τον ελάχιστο συντελεστή συσχέτισης λαμβάνεται υπόψη. Κατά τη δεύτερη προσέγγιση, τα σειсмоγραφήματα περιστρέφονται ανά 5° (για διάστημα μεταξύ 0° έως 90°). Για το κάθε βήμα περιστροφής εφαρμόζεται χρονική καθυστέρηση μεταξύ 1 και -1 δευτερόλεπτου και βρίσκεται ο μέγιστος και ο ελάχιστος συντελεστής συσχέτισης. Στη συγκεκριμένη μελέτη, και οι δύο προσεγγίσεις παρήγαγαν παρόμοια αποτελέσματα. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί στον Κορινθιακό κόλπο (Bouin et al., 1996) και σε άλλες περιοχές (Liu et al., 2004; Pastori et al., 2009). Η συγκεκριμένη μέθοδος χρησιμοποιήθηκε, για ορισμένες περιπτώσεις, και από τους Paradimitriou et al. (1999) για τον Α. Κορινθιακό κόλπο, ωστόσο δεν παρήγαγε αξιόπιστα αποτελέσματα και για αυτό προτιμήθηκε η χρήση οδογραμμάτων και πολωσιγραμμάτων.



Σχήμα 3.3. Παράδειγμα της διαδικασίας που ακολούθησαν οι Bowman and Ando (1987). Μετά από τη μέτρηση της γωνίας πόλωσης του ταχύος κύματος στο αρχικό διάγραμμα της σωματιδιακής κίνησης (a), οι κυματομορφές των δύο οριζόντιων συνιστωσών περιστρέφονται κατά τη μετρηθείσα γωνία (b) και δοκιμάζονται διάφορες χρονικές καθυστερήσεις μεταξύ 2 και -2 δευτερολέπτων. Εδώ η χρονική καθυστέρηση που ταυτίζεται με τη μέγιστη συσχέτιση των δύο κυματομορφών (c) βρέθηκε ίση με 0.54 s. Στο (d) παρουσιάζεται το διάγραμμα σωματιδιακής κίνησης αν το μέσο ήταν ισότροπο. Οι διακεκομμένες γραμμές ορίζουν το τμήμα της κυματομορφής στο οποίο αντιστοιχούν τα οδογράμματα και τα τρίγωνα την έναρξη της σωματιδιακής κίνησης. Σημειώνεται ότι η υψηλή τιμή της χρονικής καθυστέρησης για το συγκεκριμένο παράδειγμα, σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές της παρούσας μελέτης, οφείλεται στο γεγονός ότι οι Bowman and Ando μελέτησαν την σεισμική ανισοτροπία σε περιβάλλον ανώτερου μανδύα.

Η μέθοδος λόγου διαστάσεων (Shih et al., 1989) αφορά την εκτίμηση της γραμμικότητας της σωματιδιακής κίνησης από το λόγο των μετατοπίσεων των σωματιδίων σε ορθογώνιους άξονες. Ο προσδιορισμός της διεύθυνσης πόλωσης του ταχύος εγκάρσιου κύματος γίνεται από την τιμή για την οποία ο λόγος πλάτυνσης, εκφραζόμενος ως συνάρτηση του αζιμούθιου σε επίπεδο κάθετο στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, μεγιστοποιείται. Η εύρεση της χρονικής καθυστέρησης γίνεται μετακινώντας χρονικά τη βραδεία συνιστώσα του εγκάρσιου κύματος προς την ταχεία με σκοπό την καλύτερη συσχέτιση των αντίστοιχων φάσεων. Όπως και κατά την μέτρηση της πόλωσης του ταχύος κύματος, λαμβάνεται η τιμή της χρονικής καθυστέρησης για την οποία ο λόγος πλάτυνσης είναι μέγιστος, αφού αυτός εκφράζεται

ως συνάρτηση του χρόνου. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί σε συνδυασμό με άλλες τεχνικές για τον καλύτερο υπολογισμό των παραμέτρων σχάσης (Liu et al., 2004).

Όπως είναι προφανές από τα παραπάνω, η χρήση ημιαυτόματων και αυτόματων μεθόδων είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για την ανάλυση μεγάλου όγκου δεδομένων. Επιπλέον, δε λαμβάνεται υπόψη η υποκειμενικότητα του παρατηρητή. Εντούτοις, διέπονται από ορισμένα προβλήματα τα οποία έχουν μεγάλη επίδραση στην ποιότητα των αποτελεσμάτων. Για παράδειγμα, η συσχέτιση των κυματομορφών των δύο συνιστωσών του εγκάρσιου κύματος δεν είναι πάντοτε εφικτή, καθώς αυτές σπανίως εμφανίζουν ομοιότητες. Παράλληλα, η ευαισθησία των τεχνικών αυτών δεν είναι κατάλληλη έτσι ώστε να γίνεται διάκριση του φαινομένου της σχάσης. Το παραπάνω μπορεί να αποφευχθεί με τη χρήση αυστηρών κριτηρίων επιλογής, τα οποία όμως μπορεί να απορρίψουν ακόμη και το 70% των δεδομένων (Crampin and Gao, 2006).

Η μέθοδος ιδιοτιμών πραγματοποιεί διορθώσεις στα αρχικά δεδομένα, σύμφωνα με δοκιμαστικές τιμές της γωνίας πόλωσης και της χρονικής καθυστέρησης. Ακολούθως, λαμβάνεται ο πίνακας συνδυακύμανσης (covariance matrix) και οι ιδιοτιμές του. Το ζεύγος δοκιμαστικών παραμέτρων σχάσης που αντιστοιχεί στην μικρότερη ιδιοτιμή λ_2 είναι το αποδεκτό (Silver and Chan, 1991).

Σημειώνεται ότι οι ημι-αυτόματες μέθοδοι μπορούν να αυτοματοποιηθούν με την χρήση ανάλυσης συστάδων (Teauby et al., 2010).

3.4. Εφαρμογές Μελετών Σεισμικής Ανισοτροπίας

Μέθοδοι που εξετάζουν το φαινόμενο της σεισμικής ανισοτροπίας στο μανδύα έχουν χρησιμοποιηθεί σε πληθώρα εφαρμογών με σκοπό την κατανόηση του μηχανισμού δημιουργίας και εξέλιξης των λιθοσφαιρικών πλακών (Tommasi et al., 1999). Στον ανώτερο φλοιό, η σεισμική ανισοτροπία σχετίζεται κυρίως με την πρόγνωση σεισμών και την έρευνα ταμειωτήρων πετρελαίου.

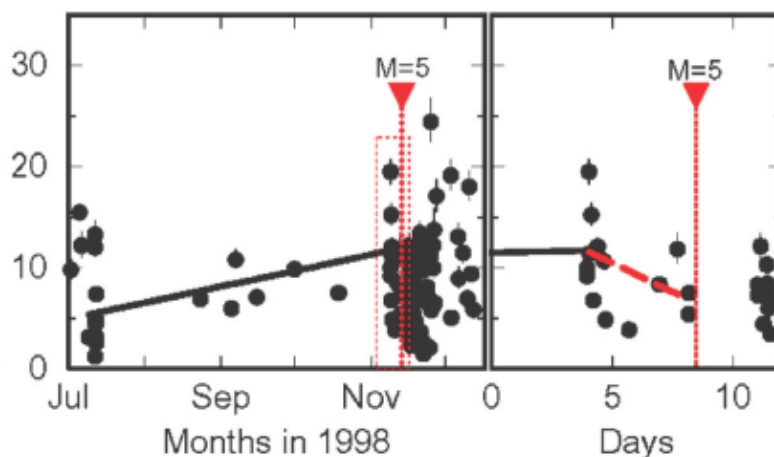
3.4.1. Σχέσεις Σεισμικής Ανισοτροπίας και Μεταβολών των Τοπικών Τάσεων

Σύμφωνα με τα μοντέλα EDA και APE τα χαρακτηριστικά της σεισμικής ανισοτροπίας εξαρτώνται άμεσα από τη γεωμετρία και τις ιδιότητες των μικρορωγμών του ανισοτροπικού μέσου. Οι μεταβολές που προκαλούνται σε αυτές προκύπτουν από την εναλλαγή συσσώρευσης και ανακούφισης τάσεων στην περιοχή (Gao and Crampin, 2004). Η ρηγμάτωση του μέσου λαμβάνει χώρα όταν το πέτρωμα φτάσει το όριο θραύσης του (Crampin, 1994), με αποτέλεσμα την εκδήλωση του σεισμού. Παρόμοιες παρατηρήσεις έχουν γίνει σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα, όπου οι διακυμάνσεις του μαγματισμού προκαλούν τη μεταβολή του λόγου πλάτυνσης των μικρορωγμών και, κατά συνέπεια, την αλλαγή των τιμών της χρονικής καθυστέρησης πριν από την εκδήλωση ηφαιστειακής έκρηξης (Bianco et al., 2006; Bianco and Zaccarelli, 2009).

Οι χρονικές μεταβολές των χρονικών καθυστερήσεων διαρκούν από ορισμένες ώρες (Crampin et al., 2004) έως και έτη (Crampin and Gao, 2005). Παράλληλα, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η αύξηση των χρονικών καθυστερήσεων σχετίζεται με τη συσσώρευση τάσεων και η μείωση αυτών με την ανακούφιση τάσεων. Πριν από την εκδήλωση ενός σεισμικού γεγονότος παρατηρείται μείωση της τιμής των χρονικών καθυστερήσεων (Σχήμα 3.4), η οποία αντιστοιχεί σε ανακούφιση τάσεων αντίστοιχη

των 2 έως 4 MPa, ανεξαρτήτως του μεγέθους του σεισμού. Το φαινόμενο αυτό αποδίδεται στη συνένωση των μικρορωγμών πριν από το σεισμό, με αποτέλεσμα τη μείωση των τεκτονικών τάσεων. Ο σεισμός προκαλείται από την αύξηση των πιέσεων των ρευστών, έως ότου αυτές είναι ικανές να προκαλέσουν το διαχωρισμό των επιφανειών ολίσθησης (Crampin et al., 2013). Η προσέγγιση αυτή οδήγησε τον Οκτώβριο του 1998 στον προσδιορισμό της εκδήλωσης σεισμού, μεγέθους $M = 5.0$, στη ΝΔ Ισλανδία, 20 ημέρες πριν από αυτή (Crampin et al., 1999). Κατά αυτό τον τρόπο, η προσπάθεια πρόγνωσης σεισμών μπορεί να γίνει με τη μελέτη της σχάσης των εγκάρσιων κυμάτων και να αποφευχθεί η πολύπλοκη διαδικασία ανάλυσης σεισμικών πηγών και πρόδρομων φαινομένων (Crampin et al., 2008).

(c) SW Iceland, Station BJA



Σχήμα 3.4. Μεταβολή των κανονικοποιημένων χρονικών καθυστερήσεων (σε ms/km) στο σταθμό BJA, ΝΑ Ισλανδία. Η τιμή τους μειώνεται πριν από την εκδήλωση του κύριο σεισμού ($M = 5$), γεγονός που αποδίδεται σε ανακούφιση τάσεων στην περιοχή. (Gao and Crampin, 2004)

3.4.2. Σεισμική Ανισοτροπία και Γεωφυσικές Μέθοδοι

Η εξαγωγή των παραμέτρων σχάσης των εγκάρσιων κυμάτων μπορεί να αποτελέσει σημαντική πηγή πληροφοριών για τη διερεύνηση της δομής του ανώτερου φλοιού, προσδιορίζοντας τα επίπεδα διάρρηξης του μέσου και το τοπικό πεδίο τάσεων. Η πιο διαδεδομένη μέθοδος συλλογής σεισμικών δεδομένων είναι η δημιουργία κατακόρυφων σεισμικών προφίλ (Shearer, 1988; Cllet et al., 1991; Sun and Jones, 1993). Η μέθοδος διαγραφίας διπόλου – διπόλου (dipole sonic log) (Esmersoy et al., 1994) μπορεί να προσφέρει πληροφορίες σε διαφορετικούς προσανατολισμούς εντός της γεώτρησης. Τα αποτελέσματα της διαγραφίας μπορούν να συνδυαστούν με δεδομένα μικρο-απεικόνισης (micro-imaging) και με καταγραφές κατακόρυφων σεισμικών προφίλ (Wild, 2011).

Στον Κορινθιακό κόλπο, έχει επιβεβαιωθεί η ύπαρξη ανισοτροπικού σεισμικού στρώματος, το οποίο χαρακτηρίζεται από εσωτερικές ρωγμές διεύθυνσης $B105^0$ (Prioul et al., 2004). Στην περιοχή έχουν εκτελεσθεί σεισμικές διαγραφίες διπόλου – διπόλου, από τις οποίες αντλήθηκαν τα δεδομένα.

Ο προσδιορισμός της σεισμικής ανισοτροπίας από γεωφυσικά δεδομένα παρουσιάζει μεγάλη σημασία σε έρευνες υδρογονανθράκων (Bale et al., 2009), αρχαιολογικές έρευνες (Cardarelli and Nardis, 2001), στην παρακολούθηση ιστορικών

μνημείων (Martinho and Dionísio, 2014) και στη διαχείριση αποβλήτων (Crampin and Love, 1991). Η γνώση της κατάστασης των ρωγμών του υποβάθρου σε κάθε στάδιο κατασκευής και λειτουργίας μίας γεώτρησης είναι απαραίτητη και μπορεί να επιτευχθεί μέσω της μελέτης της σεισμικής ανισοτροπίας (Brie et al., 1998). Εντούτοις, μελέτη σεισμικής ανισοτροπίας σε ταμιευτήρα υδρογονανθράκων έχει πραγματοποιηθεί και με δεδομένα τοπικών σεισμών (Herquel and Wittlinger, 1994). Ενώ οι μέθοδοι μελέτης με παραγωγή τεχνητών κυμάτων περιορίζονται από το βάθος της γεώτρησης, οι φυσικοί σεισμοί μπορούν να αποτελέσουν πηγή πληροφοριών για βαθύτερους ορίζοντες. Επιπλέον, αποτελούν έναν οικονομικό τρόπο μελέτης, καθώς δεν απαιτούν τη διάνοιξη γεωτρήσεων και μπορούν να καταγραφούν από υπάρχοντες σεισμολογικούς σταθμούς. Η χρήση τους περιορίζεται από την ένταση της τοπικής σεισμικότητας, ενώ ο προσδιορισμός του τρόπου διάδοσης του κύματος είναι δυσκολότερος συγκριτικά με την περίπτωση των τεχνητών σεισμών. Μία ενδιαμέση κατάσταση αποτελεί η μελέτη μικροσεισμών σε πεδία υδρογονανθράκων, οι οποίοι προκαλούνται λόγω τεκτονικών διεργασιών ή λόγω της διαδικασίας της εξόρυξης, και καταγράφονται με τη χρήση γεωφώνων (Al-Harrasi et al., 2011).

Ακόμη, ησχάση εγκαρσίων κυμάτων έχει χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση της φόρτισης πετρωμάτων που φιλοξενούν απόβλητα διεργασιών μη συμβατικών γεωτρήσεων υδρογονανθράκων (Nolte et al., 2017).

4. Προσδιορισμός Παραμέτρων Σεισμικής Ανισοτροπίας στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο

Η παρούσα μελέτη εστιάζει στη μέτρηση των παραμέτρων σχάσης των εγκαρσίων κυμάτων που διαδίδονται εντός ανισοτροπικού μέσου. Οι παράμετροι που υπολογίζονται είναι η διεύθυνση πόλωσης (φ) της ταχείας συνιστώσας του εγκαρσίου κύματος (S_{fast}), τη χρονική καθυστέρηση (t_d) μεταξύ της άφιξης της S_{fast} και της άφιξης της βραδείας συνιστώσας (S_{slow}) και την πόλωση της πηγής (p), δηλαδή την πόλωση με την οποία θα καταγράφονταν το εγκάρσιο κύμα αν διαδιδόταν σε ισοτροπικό μέσο. Κάθε μέτρηση χαρακτηρίζεται από ένα ποιοτικό βάρος, το οποίο αναφέρεται στον προσδιορισμό της άφιξης του S_{fast} και στη μέτρηση της φ (Καβύρης, 2003; Spingos et al., 2020). Επιπλέον, περιλαμβάνει την ποιότητα της μέτρησης της χρονικής καθυστέρησης. Μετρήσεις που χαρακτηρίζονται με A είναι οι βέλτιστες, με B καλές, με C μέτριες και με D δεκτές. Οι μετρήσεις με ποιοτικό βάρος D λαμβάνονται υπόψη σε περιπτώσεις όπου τα υπάρχοντα δεδομένα δεν είναι αρκετά για την εξαγωγή συμπερασμάτων. Όταν για συγκεκριμένη χρονική περίοδο υπάρχει ικανό πλήθος μετρήσεων, οι μετρήσεις D απορρίπτονται.

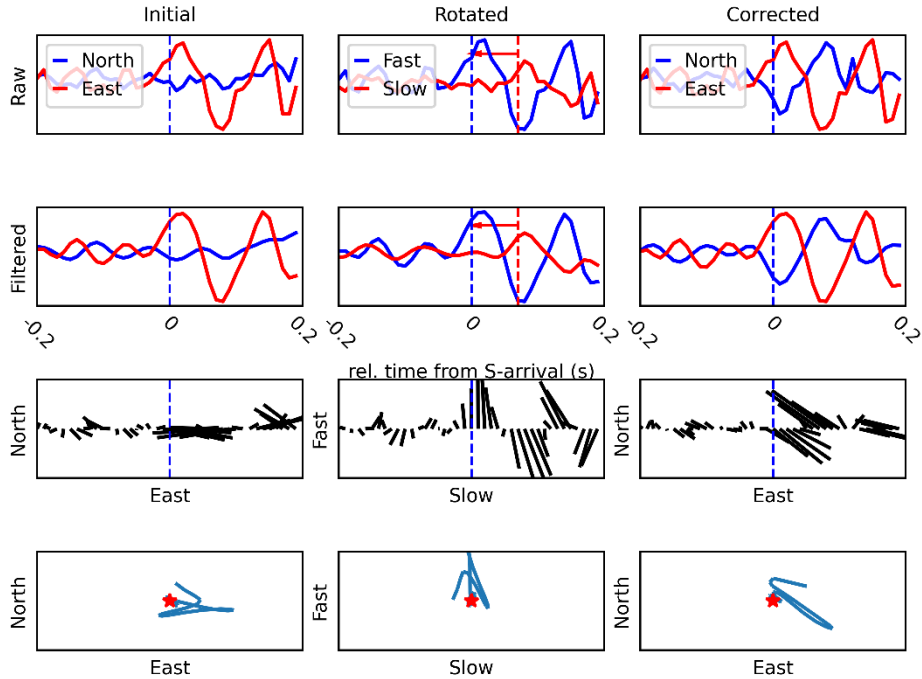
Η καταγραφή των σεισμικών δονήσεων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε από σταθμούς του ΕΕΔΣ (EFP, KALE), που ανήκουν στα Εργαστήρια Σεισμολογίας των Πανεπιστημίων Αθηνών και Πατρών, και του CRLN (AGRP, MG00, PSAR, ZIRI).

4.1. Μεθοδολογία Μέτρησης Παραμέτρων Σχάσης Εγκαρσίων Κυμάτων

Η επιλογή των σεισμικών γεγονότων προς ανάλυση έγινε σύμφωνα με τα κριτήρια που αναφέρθηκαν στην παράγραφο 4.2. Σε όλες τις κυματομορφές εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος συχνοτήτων από 1 Hz έως 20 Hz.

Για την καλύτερη περιγραφή της διαδικασίας ανάλυσης και προσδιορισμού των παραμέτρων, παρατίθεται παράδειγμα σεισμικής δόνησης η οποία καταγράφηκε από τον σταθμό EFP (δίκτυο HP) στις 01/01/2019 07:16:31.829 (GMT) με βάθος 7.8 km και μέγεθος $M_L = 1.9$. Το επίκεντρο (38.4158° B, 21.9678° A) απέχει 6.6 km από τον σταθμό καταγραφής, ενώ η γωνία ανάδυσης είναι 21.4° , εντός του παραθύρου του εγκαρσίου κύματος (Σχήμα 4.1). Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε με την χειρακτική μέθοδο του λογισμικού Pytheas (Spingos et al., 2020).

2019 – 01 – 01T07 : 16 : 31.829; HP. EFP
 baz: 266.0N° E, ain: 21.4°, epi: 6.6 km, mag: 1.8
 φ: 103.4 N° E, t_d: 70.0 ms, p: 128.2N° E, grade: A, flt: 1.0 | 20.0 Hz



Σχήμα 4.1. Παράδειγμα επεξεργασίας με την χειρακτική μέθοδο του λογισμικού Pytheas. Παρουσιάζονται οι αρχικές κυματομορφές (1^η σειρά), οι φιλτραρισμένες (2^η σειρά), το πολωσίγραμμα (3^η σειρά) και το οδόγραμμα (4^η σειρά) για κάθε στάδιο επεξεργασίας. Στην κορυφή του σχήματος, παρουσιάζονται πληροφορίες σχετικά με τον σεισμό. Όπου HHN, HHE και HHZ ο συνιστώσες B, A και Z, αντίστοιχα.

4.1.1. Υπολογισμός της Διεύθυνσης Πόλωσης του Ταχέος Εγκαρσίου Κύματος (φ)

Παρουσιάζονται οι κυματομορφές (Σχήμα 4.1) για τις τρεις συνιστώσες (B, A, Z) πριν και μετά την εφαρμογή του φίλτρου. Κάτω από τις κυματομορφές παρατίθεται το πολωσίγραμμα στο επίπεδο B – A. Το πολωσίγραμμα βρίσκεται κατά χρονική αντιστοιχία με τις υπερκείμενες κυματομορφές. Με αυτόν τον τρόπο, γίνεται ο προσδιορισμός της διεύθυνσης πόλωσης του S_{fast} από το πολωσίγραμμα, μετρώντας από το βορρά προς την ανατολή, δεξιόστροφα. Το οδόγραμμα, στο κατώτερο τμήμα του σχήματος, χρησιμοποιείται για την επιβεβαίωση της μέτρησης της πόλωσης και για την ακριβή μέτρηση αυτής όταν ταυτίζεται με τον οριζόντιο άξονα του πολωσιγράμματος ($B90^0$), διότι δεν μπορεί να διακριθεί με ακρίβεια (Καβύρης, 2003).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, στο Σχήμα 4.1 προσδιορίζεται η άφιξη του S_{fast} (σημειώνεται με την κόκκινη κάθετη γραμμή). Στη συνέχεια, από το πολωσίγραμμα, λαμβάνεται η διεύθυνση πόλωσης του S_{fast} . Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η διεύθυνση αυτή είναι ίση με $B103.4^0$. Η μέτρηση επιβεβαιώνεται από το οδόγραμμα, αφού πρώτα αναγνωριστεί σε αυτό η άφιξη του ταχέος εγκαρσίου κύματος.

4.1.2. Υπολογισμός της Χρονικής Καθυστέρησης (t_d)

Για τον υπολογισμό της χρονικής καθυστέρησης (t_d) απαιτείται η περιστροφή των κυματομορφών των οριζοντίων συνιστωσών στη διεύθυνση φ και την κάθετή της. Με αυτό τον τρόπο λαμβάνονται οι κυματομορφές στην ταχεία και τη βραδεία διεύθυνση. Για την επιβεβαίωση της μέτρησης της γωνίας πόλωσης, ελέγχεται η παραλληλία του ανύσματος πόλωσης του S_{fast} με τη διεύθυνση φ , μετά την περιστροφή (Καβύρης, 2003). Ο προσδιορισμός της t_d γίνεται με την ταύτιση της άφιξης του ταχέως εγκαρσίου κύματος και του βραδέος. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιείται με τη χρονική μετακίνηση της πρώτης προς τη δεύτερη. Λαμβάνεται η τιμή της χρονικής μετατόπισης (η οποία ταυτίζεται με τη χρονική καθυστέρηση) για την οποία τα εγκάρσια κύματα στις δύο συνιστώσες αφικνούνται ταυτόχρονα. Σε αυτή την περίπτωση το άνυσμα πόλωσης της πρώτης άφιξης του εγκάρσιου κύματος εμφανίζει γραμμικότητα.

Η μέτρηση της τιμής της χρονικής καθυστέρησης μπορεί να γίνει και από το οδόγραμμα, όπου προσδιορίζεται ο αριθμός των δειγμάτων από την άφιξη του S_{fast} έως την άφιξη του S_{slow} . Η δεύτερη αναγνωρίζεται με το πέρας της γραμμικότητας, παράλληλης στη διεύθυνση φ (Καβύρης, 2003).

Στη συγκεκριμένη περίπτωση (Σχήμα 4.2) η χρονική καθυστέρηση είναι 70 ms.

4.1.3. Υπολογισμός της Γωνίας Πόλωσης της Πηγής (p)

Για τον υπολογισμό της γωνίας πόλωσης της πηγής (p) είναι απαραίτητη η χρονική μετατόπιση της S_{fast} προς την S_{slow} , ώστε να αφαιρεθεί η επίδραση του ανισοτροπικού στρώματος και να ληφθούν οι, αναμενόμενες σε ισοτροπικό μέσο, κυματομορφές. Στη συνέχεια, λαμβάνεται η τιμή του ανύσματος της πόλωσης του εγκάρσιου κύματος σε σχέση με το επίπεδο F (διεύθυνσης φ) από το πολωσίγραμμα και το οδόγραμμα. Η γωνία πόλωσης της πηγής λαμβάνεται ίση με το άθροισμα της γωνίας αυτής και της γωνίας πόλωσης του ταχέως εγκαρσίου κύματος (Καβύρης, 2003). Μετά τον υπολογισμό της p οι κυματομορφές περιστρέφονται στην αρχική τους κατάσταση σύμφωνα με τη γωνία $-p$, δηλαδή λαμβάνονται οι οριζόντιες συνιστώσες $B - N$ και $A - \Delta$. Οι τελικές κυματομορφές είναι εκείνες που θα προκύπταν αν δεν υπήρχε η παρεμβολή ανισοτροπικού στρώματος μεταξύ της πηγής και του σταθμού καταγραφής.

Συνεπώς, στο συγκεκριμένο παράδειγμα, αφού μετακινηθεί χρονικά η συνιστώσα F κατά 70 ms, λαμβάνεται η τιμή της γωνίας πόλωσης του εγκάρσιου κύματος στο επίπεδο $F - S$ από το πολωσίγραμμα (Σχήμα 4.1). Η τιμή αυτή αθροίζεται με την γωνία πόλωσης του S_{fast} που υπολογίστηκε ($B103.4^{\circ}A$) και βρίσκεται η τιμή της διεύθυνσης πόλωσης της πηγής, η οποία ισούται με $B128.2^{\circ}A$. Οι τελικές κυματομορφές και τα διαγράμματα της σωματιδιακής κίνησης μετά τη διόρθωση της ανισοτροπίας παρουσιάζονται στην δεξιά στήλη του Σχήματος 4.1.

4.2. Αποτελέσματα Παραμέτρων Ανισοτροπίας Ανά Σταθμό

Ακολουθως περιγράφονται αναλυτικά τα αποτελέσματα από την ανάλυση των παραμέτρων ανισοτροπίας με τη μορφή πινάκων. Οι διευθύνσεις πόλωσης για τον κάθε σταθμό παρουσιάζονται στα αντίστοιχα ροδογράμματα. Η μέση τιμή και το σφάλμα για τις διευθύνσεις πόλωσης του κάθε σταθμού υπολογίστηκαν με τη χρήση κυκλικής στατιστικής, με χρήση της εργαλειοθήκης Circular statistics σε περιβάλλον Matlab (Berens, 2009). Η στατιστική επεξεργασία διευθύνσεων, τα οποία εξαρτώνται άμεσα από τον προσανατολισμό τους, με τις κλασσικές μεθόδους γραμμικής ανάλυσης μπορεί να οδηγήσει σε μη ακριβή αποτελέσματα. Η κυκλική στατιστική χρησιμοποιεί κυκλική κλίμακα η οποία δεν περιλαμβάνει προκαθορισμένο μηδενικό σημείο, ενώ ο χαρακτηρισμός τιμών ως υψηλές ή χαμηλές είναι αυθαίρετος. Για παράδειγμα, ενώ υπό το πρίσμα της κλασσικής στατιστικής οι τιμές 0° και 360° παρουσιάζουν μεγάλη διαφορά, για την κυκλική στατιστική θεωρούνται όμοιες. Ο υπολογισμός των στατιστικών στοιχείων για τις χρονικές καθυστερήσεις έγινε με τη χρήση της κλασσικής στατιστικής, η οποία αφορά μόνο σε επεξεργασία διευθύνσεων. Συγκεκριμένα, ο υπολογισμός των σφαλμάτων μέσης τιμής (δT_d) πραγματοποιήθηκε μέσω της εξίσωσης

$$\delta \underline{t}_d = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\underline{t}_d - t_{d_i})^2}{n(n-1)}}$$

όπου t_{d_i} η εκάστοτε τιμή της χρονικής καθυστέρησης και n το πλήθος των μετρήσεων σε κάθε σταθμό. Με τον ίδιο τρόπο υπολογίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι για τις κανονικοποιημένες χρονικές καθυστερήσεις.

Κατά τη χρονική περίοδο μελέτης έχουν προσδιοριστεί, από το ΕΣ-ΕΚΠΑ, τα υπόκεντρα 627 σεισμικών δονήσεων στην περιοχή του Δ. Κορινθιακού κόλπου. Συνολικά, προσδιορίστηκαν 235 παράμετροι σχάσης εγκαρσίων κυμάτων.

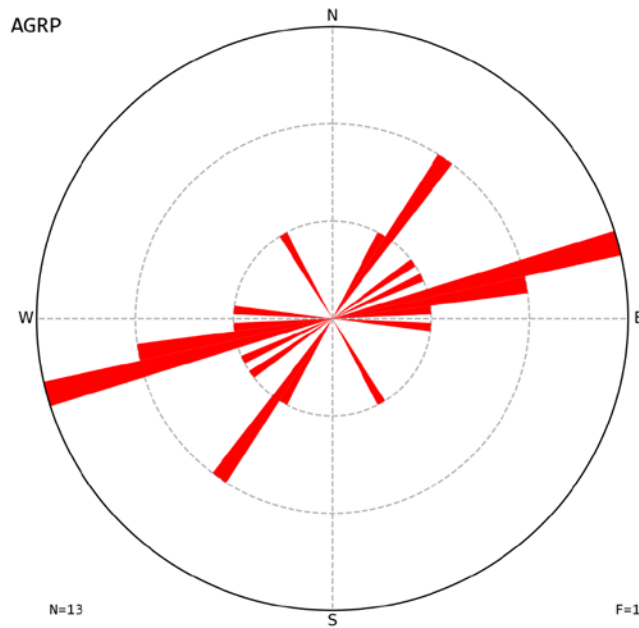
4.2.1. AGRP

Ο σεισμολογικός σταθμός AGRP (δίκτυο CL) εγκαταστάθηκε στην ημιορεινή περιοχή του Αγραπιδοκάμπου Μακυνείας Αιτωλοακαρνανίας (38.3959°B, 21.7228°A) σε υψόμετρο 280 m, από την ελληνογαλλική κοινοπραξία Corinth Rift Laboratory. Συνολικά, εκ των 15 καταγραφών κυμάτων εντός του παραθύρου εγκαρσίων κυμάτων (γωνία ανάδυσης έως 45°), 13 οδήγησαν σε αποδεκτό αποτέλεσμα (Πίνακας 4.1).

Πίνακας 4.1. Πίνακας αποτελεσμάτων σχάσης εγκαρσίων κυμάτων στον σταθμό CL.AGRP. Γ.Π.: Γεωγραφικό Πλάτος, Γ.Μ.: Γεωγραφικό Μήκος, φ: πόλωση ταχύος εγκαρσίου κύματος, td: χρονική καθυστέρηση, p: πόλωση πηγής.

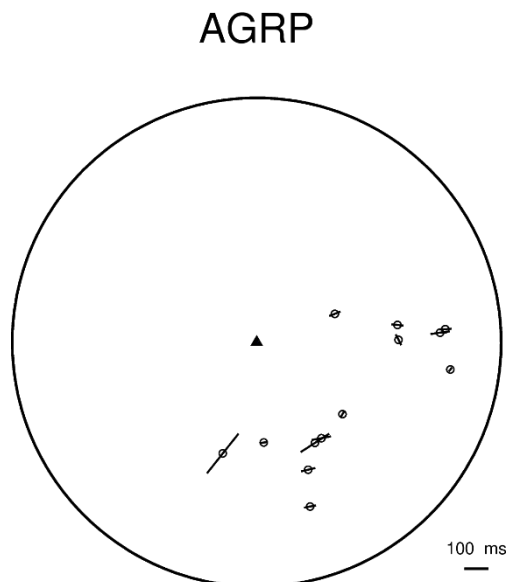
Χρόνος Γένεσης (UTC)	Γ.Π. (°B)	Γ.Μ. (°A)	Βάθος (km)	M _L	φ (B°A)	td (ms)	p (B°A)	Βαθμός
2019-01-01T15:07:56.3299	38.3733	21.9248	5.8	2.7	38	20	36	B
2019-01-15T10:05:40.5300	38.4068	21.9150	7.0	2.7	87	50	60	C
2019-01-20T10:06:28.7199	38.3035	21.7613	6.7	1.9	79	50	61	C
2019-01-28T08:55:04.8600	38.3442	21.7495	6.8	1.6	76	60	39	C
2019-01-30T20:03:52.0799	38.4030	21.9093	8.0	1.6	82	80	36	D
2019-02-07T00:33:25.7199	38.3675	21.7653	7.2	1.7	31	30	127	A
2019-02-17T16:27:22.4400	38.2472	21.6632	21.2	1.7	39	210	91	B
2019-02-23T13:29:52.4099	38.3467	21.7642	9.0	1.6	79	80	106	C
2019-02-27T04:20:26.1400	38.3458	21.7273	9.3	1.7	83	30	84	A
2019-03-23T05:53:43.7500	38.3480	21.7572	8.5	1.9	57	140	144	D
2019-03-24T19:37:47.6400	38.4288	21.8352	20.6	1.6	69	50	100	C
2019-03-27T03:19:29.8299	38.3963	21.8020	7.3	1.7	153	50	54	B
2019-03-30T17:02:09.4700	38.4053	21.8287	9.4	1.9	96	50	18	A

Αναφορικά με τις διευθύνσεις πόλωσης του ταχύος εγκαρσίου κύματος (φ), η μέση τιμή τους είναι $B(79 \pm 32)^\circ A$, ενώ κυμαίνονται μεταξύ $B38^\circ A$ και $B153^\circ A$. Το υψηλό σφάλμα μέσης τιμής οφείλεται στη διασπορά των τιμών (όπως φαίνεται και από το ροδόγραμμα, Σχήμα 4.2) και τον μικρό αριθμό των μετρήσεων.



Σχήμα 4.2. Ροδόγραμμα κατανομής φ στον σταθμό CL.AGRP για την περίοδο Ιανουαρίου – Μαρτίου 2019.

Όσον αφορά τις χρονικές καθυστερήσεις, η μέση τιμή τους είναι 69 ± 14 ms. Οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 20 και 210 ms. Όπως φαίνεται από τις ισοεμβαδικές προβολές των αποτελεσμάτων (Σχήμα 4.3), δεν παρατηρείται εξάρτηση της τιμής της πόλωσης του ταχύος εγκάρσιου κύματος ή της χρονικής καθυστέρησης από την γωνία ανάδυσης ή το οπισθοαζιμούθιο



Σχήμα 4.3. Ισοεμβαδική προβολή αποτελεσμάτων στον σταθμό CL.AGRP. Το τρίγωνο αντιπροσωπεύει τον σταθμό και ο κάθε κύκλος την αναδύομενη ακτίνα. Το άνυσμα που υπέρκειται του κάθε κύκλου έχει διεύθυνση σύμφωνα με την μέτρηση της γωνίας πόλωσης (φ) και μήκος σύμφωνα με την χρονική καθυστέρηση (υπόμνημα κάτω δεξιά). Η ονομασία του σταθμού βρίσκεται στον βορρά.

4.2.2. EFP

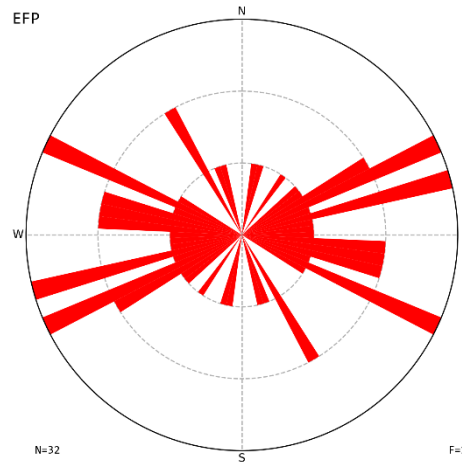
Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών εγκατέστησε τον σταθμό EFP (δίκτυο HP) στην περιοχή του Ευπαλίου (38.4269⁰B, 21.9058⁰A) σε υψόμετρο 135 m. Τα σεισμικά γεγονότα που πληρούν τα αρχικά κριτήρια επιλογής είναι 40, ενώ εκείνα που τελικά οδήγησαν στην παραγωγή αποδεκτών αποτελεσμάτων είναι 39. Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται αναλυτικά οι παράμετροι σχάσης, ο υπολογισμός των οποίων έγινε σύμφωνα με τη διαδικασία που έχει περιγραφεί στην παράγραφο 4.1.

Πίνακας 4.2. Πίνακας αποτελεσμάτων σχάσης εγκαρσίων κυμάτων στον σταθμό ΗΡ.ΕΡΡ.

Χρόνος Γένεσης (UTC)	Γ.Π. (°B)	Γ.Μ. (°A)	Βάθος (km)	M _L	φ (B°A)	td (ms)	p (B°A)	Βαθμός
2019-01-01T07:16:31.8299	38.4227	21.8302	9.0	1.8	103	80	133	A
2019-01-02T05:47:29.8999	38.4160	21.9717	8.0	1.7	106	80	37	C
2019-01-06T17:44:11.3699	38.3978	21.9197	8.1	2.5	85	30	118	A
2019-01-06T22:58:24.2199	38.5383	21.9210	11.8	nan	122	20	118	A
2019-01-11T06:11:15.1199	38.3515	21.8303	9.8	1.6	31	30	108	C
2019-01-23T14:22:03.0899	38.3420	22.0650	6.6	nan	124	20	113	C
2019-01-24T17:17:02.4900	38.3820	22.0010	8.7	1.5	118	20	126	C
2019-01-25T15:48:15.7799	38.3108	21.8998	4.1	2.4	111	60	166	B
2019-01-25T18:31:06.7199	38.3927	21.9448	7.4	1.6	53	20	43	C
2019-01-25T20:38:26.9200	38.3268	21.9082	6.8	1.9	124	30	78	C
2019-01-30T20:03:52.0799	38.4030	21.9093	8.0	1.6	66	60	148	D
2019-02-01T11:21:10.4600	38.3933	21.9567	6.3	1.9	66	80	42	B
2019-02-04T23:26:30.5100	38.3905	21.8405	8.0	1.5	39	20	9	C
2019-02-08T08:39:06.4000	38.4063	21.9400	7.0	2.3	151	50	48	B
2019-02-09T09:44:35.5900	38.4043	21.9313	7.2	2.3	120	20	140	C
2019-02-14T20:34:43.7000	38.4005	21.8547	7.7	1.5	95	50	111	C
2019-02-15T05:16:30.0700	38.3595	21.9178	7.6	1.9	17	20	17	C
2019-02-26T04:55:51.0799	38.4088	21.8362	9.4	2.3	162	30	147	C
2019-03-14T02:54:07.0199	38.3862	21.8753	6.9	1.7	107	50	29	B
2019-03-16T12:28:13.6799	38.3952	21.8963	8.2	1.7	10	50	106	B
2019-03-19T17:05:37.4099	38.3822	21.8713	7.2	1.5	152	80	67	D
2019-03-23T09:39:22.9800	38.3973	21.8357	7.1	2.1	74	30	103	D
2019-03-24T19:37:47.6400	38.4288	21.8352	20.6	1.6	79	20	124	C
2019-03-24T19:37:47.6400	38.4227	21.8302	9.0	1.8	103	80	133	A

Η μέση διεύθυνση ανισοτροπίας είναι $B(92\pm 12)^{\circ}A$ και οι τιμές των επιμέρους διευθύνσεων πόλωσης του ταχύος εγκαρσίου κύματος κυμαίνονται μεταξύ $B10^{\circ}A$ έως $B162^{\circ}$. Το ροδόγραμμα των αυτών των διευθύνσεων για τον σταθμό ΕΡΡ παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.3. Οι τιμές παρουσιάζουν έντονη διασπορά. Φαίνεται να διακρίνονται δύο

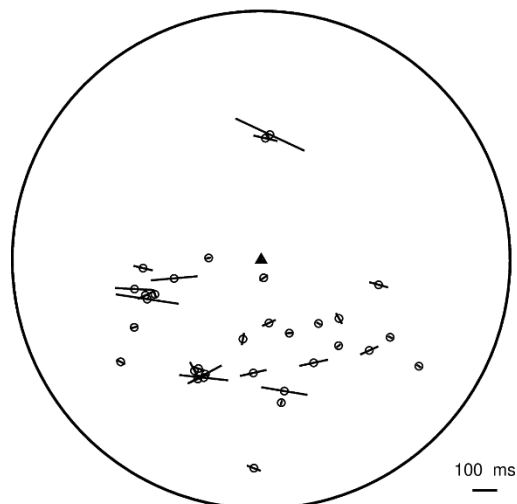
συγκεντρώσεις με προσανατολισμό ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΑΒΑ-ΔΝΔ, αλλά δεν μπορούν να στοιχειοθετηθούν επαρκώς.



Σχήμα 4.3. Ροδόγραμμα της διεύθυνσης πόλωσης του ταχέως κύματος στο σταθμό HP.EFP

Η μέση τιμή της χρονικής καθυστέρησης στον συγκεκριμένο σταθμό είναι ίση με (88 ± 13) ms και εύρος μεταξύ 10 ms και 310 ms. Από την ισοεμβαδική προβολή των αποτελεσμάτων (Σχήμα 4.4), δεν φαίνεται να υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των διαφόρων διευθύνσεων και του χώρου από τον οποίο προέρχονται οι σεισμικές ακτίνες.

EFP



Σχήμα 4.4. Ισοεμβαδική προβολή των αποτελεσμάτων στον σταθμό HP.EFP.

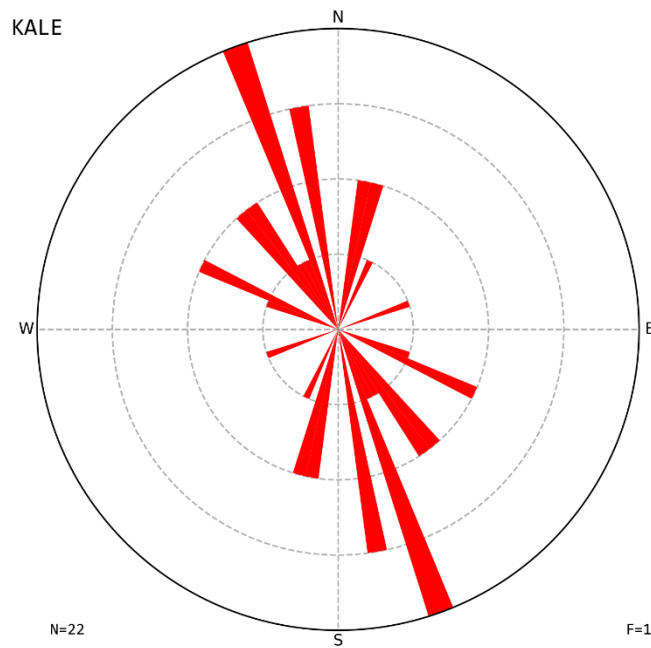
5.2.2. KALE

Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του ΕΚΠΑ έχει εγκαταστήσει τον σεισμολογικό σταθμό ευρέος φάσματος KALE (δίκτυο HA) στην Καλλιθέα Φωκίδας (38.3911⁰B, 22.1398⁰A) σε υψόμετρο 760 m. Εξετάστηκαν συνολικά 24 σεισμοί, εκ των οποίων εξάχθηκαν 22 παράμετροι ανισοτροπίας (Πίνακας 4.1).

Πίνακας 4.3.. Πίνακας παραμέτρων σχάσης για τον σταθμό HA.KALE.

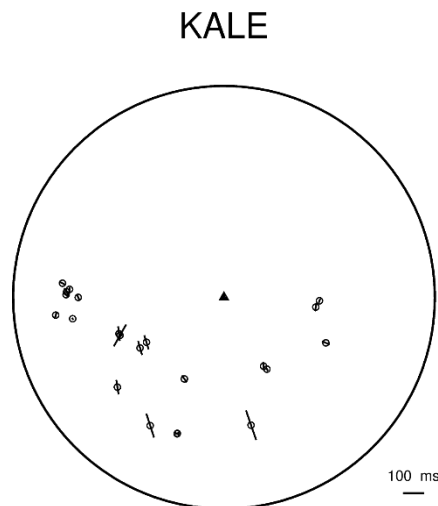
Χρόνος Γένεσης (UTC)	Γ.Π. (°B)	Γ.Μ. (°A)	Βάθος (km)	M _L	φ (B°A)	td (ms)	p (B°A)	Βαθμός
2019-01-01T07:00:43.5300	38.2977	22.1645	9.0	2.0	161	150	176	C
2019-01-01T15:07:56.3299	38.3733	21.9248	5.8	2.7	17	30	140	C
2019-01-05T00:12:34.2899	38.3750	21.9988	6.9	1.7	151	10	163	B
2019-01-06T17:44:11.3699	38.3978	21.9197	8.1	2.5	148	40	131	B
2019-01-09T10:57:54.4099	38.2768	22.0893	9.4	1.6	71	20	52	D
2019-01-09T11:02:06.8399	38.2765	22.0888	9.4	1.7	117	20	151	D
2019-01-15T10:05:40.5300	38.4068	21.9150	7.0	2.7	118	30	97	D
2019-01-16T06:25:15.0600	38.3600	22.0750	9.4	1.5	164	70	111	C
2019-01-23T13:02:14.9199	38.3988	21.9655	7.6	1.5	10	20	170	C
2019-01-24T23:07:09.5600	38.3758	21.9393	9.1	2.7	15	20	22	A
2019-01-25T09:45:21.1400	38.3912	21.9960	8.0	1.5	155	30	134	B
2019-01-25T18:31:06.7199	38.3927	21.9448	7.4	1.6	141	30	159	B
2019-02-16T15:57:32.0200	38.2938	22.0685	7.7	1.9	162	120	124	B
2019-02-24T17:29:11.4100	38.3610	22.0725	10.6	1.6	163	70	134	B
2019-02-25T11:07:06.5300	38.3430	22.1768	10.8	1.6	147	20	96	C
2019-02-27T06:57:27.7699	38.3615	22.2253	9.3	1.8	112	40	13	B
2019-03-03T05:34:51.0200	38.3705	22.0675	8.0	2.2	30	120	168	B
2019-03-13T06:13:24.8999	38.3715	22.0680	7.9	2.0	173	70	33	C
2019-03-14T19:47:54.9500	38.3837	22.2310	11.9	1.7	11	40	16	A
2019-03-20T08:26:58.6499	38.3370	22.1063	10.4	2.0	144	40	6	B
2019-03-25T16:36:18.5000	38.3877	22.2513	13.5	2.3	20	20	5	B
2019-03-27T22:37:51.0799	38.3495	22.1707	10.0	1.5	175	40	167	C

Στον συγκεκριμένο σταθμό, η μέση διεύθυνση πόλωσης του S_{fast} είναι ίση με $B(162 \pm 11)^0A$, ενώ το εύρος της κυμαίνεται μεταξύ $B10^0A$ και $B175^0A$. Οι τιμές αυτές είναι σύμφωνες με την κύρια διεύθυνση που παρουσιάζονται στο αντίστοιχο ροδόγραμμα (Σχήμα 4.5).



Σχήμα 4.5. Ροδόγραμμα κατανομής της γωνίας πόλωσης του ταχέως εγκάρσιου κύματος στον σταθμό HA.KALE.

Η χρονική καθυστέρηση στον συγκεκριμένο σταθμό κυμαίνεται μεταξύ 10 ms και 150 ms, ενώ η μέση τιμή της είναι ίση με (50 ± 8) ms. Στα δυτικά του σταθμού παρουσιάζεται μία συγκέντρωση χαμηλών χρονικών καθυστερήσεων, ενώ οι δύο υψηλές τιμές (> 100 ms) εντοπίζονται στην νότια περιοχή (Σχήμα 4.6).



Σχήμα 4.6. Ισομεβαδική προβολή των αποτελεσμάτων ανισοτροπίας στον σταθμό HA.KALE.

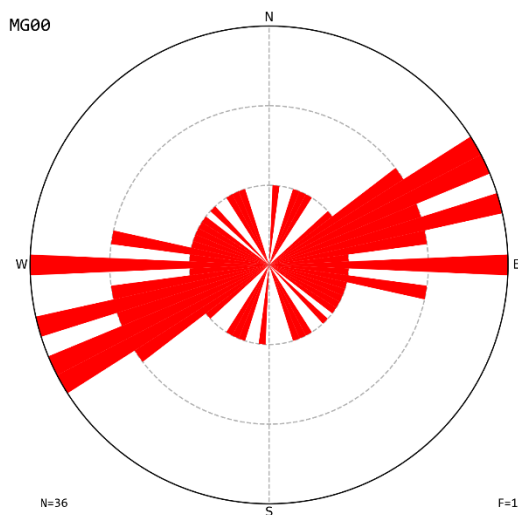
5.2.3. MG00

Ο σεισμολογικός σταθμός MG00 (δίκτυο CL) ανήκει στη συστάδα (array) σεισμολογικών αισθητήρων που εγκαταστάθηκε στην Μαγούλα Φωκίδας από την ελληνογαλλική ερευνητική ομάδα του CRL (38.414461°B, 21.946732°A), σε υψόμετρο 143 m. Συνολικά, προέκυψαν αποτελέσματα από 36 καταγραφές σεισμών (Πίνακας 4.4).

Πίνακας 4.4. Πίνακας παραμέτρων σχάσης για τον σταθμό LAKA από το Μάιο έως και τον Αύγουστο του 2013.

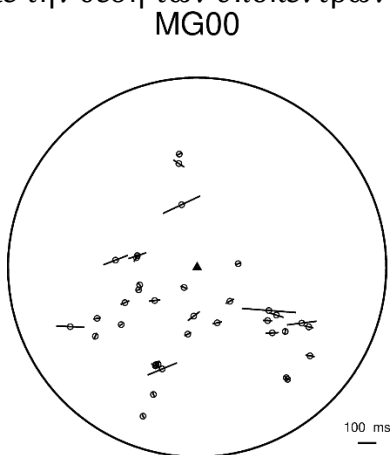
Χρόνος Γένεσης (UTC)	Γ.Π. (°B)	Γ.Μ. (°A)	Βάθος (km)	M _L	φ (B°A)	td (ms)	ρ (B°A)	Βαθμός
2019-01-01T15:07:56.3299	38.3733	21.9248	5.8	2.7	116	50	138	B
2019-01-02T05:47:29.8999	38.4160	21.9717	8.0	1.7	73	30	72	D
2019-01-06T17:44:11.3699	38.3978	21.9197	8.1	2.5	83	60	87	C
2019-01-09T11:02:06.8399	38.2765	22.0888	9.4	1.7	129	30	123	B
2019-01-10T11:12:57.7999	38.2875	22.0790	8.2	1.9	103	30	172	C
2019-01-10T21:17:27.8099	38.5395	21.9188	15.2	2.0	176	10	5	D
2019-01-11T06:11:15.1199	38.3515	21.8303	9.8	1.6	27	40	12	B
2019-01-15T10:05:40.5300	38.4068	21.9150	7.0	2.7	140	30	53	A
2019-01-16T06:25:15.0600	38.3600	22.0750	9.4	1.5	103	50	132	C
2019-01-23T13:02:14.9199	38.3988	21.9655	7.6	1.5	61	50	46	C
2019-01-24T17:17:02.4900	38.3820	22.0010	8.7	1.5	92	50	51	C
2019-01-24T23:07:09.5600	38.3758	21.9393	9.1	2.7	64	40	84	C
2019-01-25T09:45:21.1400	38.3912	21.9960	8.0	1.5	94	290	14	D
2019-01-25T18:31:06.7199	38.3927	21.9448	7.4	1.6	53	80	7	D
2019-01-25T20:38:26.9200	38.3268	21.9082	6.8	1.9	158	30	136	C
2019-01-28T11:48:19.1099	38.3873	21.9020	6.7	2.3	58	20	51	C
2019-01-30T20:03:52.0799	38.4030	21.9093	8.0	1.6	79	20	75	B
2019-02-01T11:21:10.4600	38.3933	21.9567	6.3	1.9	78	50	90	C
2019-02-08T08:39:06.4000	38.4063	21.9400	7.0	2.3	115	40	141	B
2019-02-14T07:23:41.9399	38.3952	21.8678	8.3	1.7	21	20	7	B
2019-02-15T05:16:30.0700	38.3595	21.9178	7.6	1.9	24	40	100	C
2019-02-16T15:57:32.0200	38.2938	22.0685	7.7	1.9	50	0	50	C
2019-02-16T17:10:34.7100	38.5352	21.9097	14.7	1.6	75	0	75	C
2019-02-23T13:29:52.4099	38.3467	21.7642	9.0	1.6	93	150	125	C
2019-02-24T07:31:10.3699	38.3785	22.0100	7.3	1.7	10	30	150	C
2019-02-24T17:29:11.4100	38.3610	22.0725	10.6	1.6	83	160	136	C
2019-03-03T13:01:34.4399	38.3628	21.9245	6.8	2.0	68	170	76	C
2019-03-03T18:41:44.7899	38.3703	21.9187	7.5	2.0	109	0	109	C
2019-03-03T22:56:51.4600	38.3642	21.9193	7.0	1.7	163	20	146	A
2019-03-06T22:39:32.3299	38.3865	22.0047	8.2	1.8	108	80	141	B
2019-03-13T11:07:39.7800	38.3868	21.8772	6.9	1.5	80	40	68	C
2019-03-13T13:40:27.1299	38.5475	21.9175	15.3	1.7	123	70	47	B
2019-03-13T14:14:52.6799	38.4195	21.8742	10.1	1.7	69	140	52	D
2019-03-16T12:28:13.6799	38.3952	21.8963	8.2	1.7	67	50	4	B
2019-03-17T01:51:26.4499	38.4202	21.9068	8.3	1.5	72	100	53	B
2019-03-19T07:45:22.2600	38.4543	21.9335	10.0	1.7	65	220	160	B
2019-03-23T23:43:27.7600	38.3708	22.0093	8.9	1.6	88	70	96	C
2019-03-24T19:37:47.6400	38.4288	21.8352	20.6	1.6	34	50	114	B

Η διεύθυνση της πόλωσης του ταχύος κύματος παρουσιάζει μέση τιμή ίση με $B(83\pm 14)^{\circ}A$ και κυμαίνεται μεταξύ $B10^{\circ}$ και $B176^{\circ}A$. Η κύρια διεύθυνση ταυτίζεται με εκείνη της μέσης τιμής (Σχήμα 4.7), ενώ οι τιμές δεν παρουσιάζουν έντονη διασπορά.



Σχήμα 4.7. Ροδόγραμμα κατανομής διευθύνσεων πόλωσης ταχύος εγκάρσιου κύματος στον σεισμολογικό σταθμό CL.MG00.

Οι χρονικές καθυστερήσεις κυμαίνονται μεταξύ των 10 ms και 290 ms. Από την χωρική κατανομή των παραμέτρων σχάσης δεν προέκυψε συσχέτιση της διαφοροποίησης των τιμών με την θέση των υποκέντρων (Σχήμα 4.8).



Σχήμα 4.8. Ισοεμβαδική προβολή αποτελεσμάτων στον σταθμό CL.MG00.

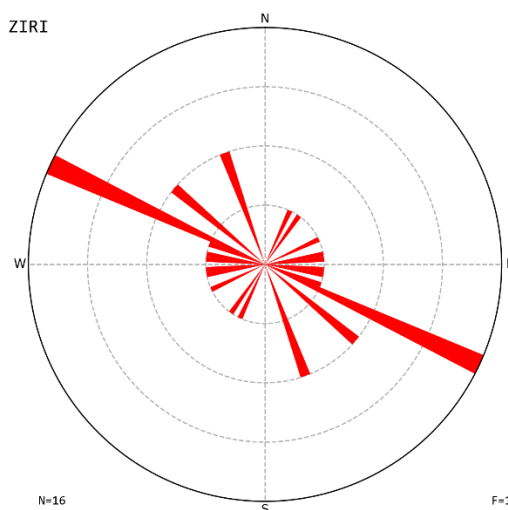
5.2.4. ZIRI

Ο σταθμός ZIRI (δίκτυο CL), τοποθετείται στο νότια τμήμα της περιοχής μελέτης, κοντά στο χωριό Ζήρεια ($38.3090^{\circ}B$, $21.9532^{\circ}A$), σε υψόμετρο 480 m, από το Corinth Rift Laboratory. Συνολικά, εξάχθηκαν 15 αποτελέσματα ανισοτροπίας (Πίνακας 4.5).

Πίνακας 4.5. Πίνακας παραμέτρων σχάσης για τον σταθμό CL.ZIRI.

Χρόνος Γένεσης (UTC)	Γ.Π. (°B)	Γ.Μ. (°A)	Βάθος (km)	M_L	φ (B°A)	td (ms)	ρ (B°A)	Βαθμός
2019-01-01T15:07:56.3299	38.3733	21.9248	5.8	2.7	120	30	72	C
2019-01-06T17:44:11.3699	38.3978	21.9197	8.1	2.5	131	30	109	C
2019-01-09T10:57:54.4099	38.2768	22.0893	9.4	1.6	115	30	128	C
2019-01-09T11:02:06.8399	38.2765	22.0888	9.4	1.7	117	20	125	C
2019-01-10T11:12:57.7999	38.2875	22.0790	8.2	1.9	89	60	97	D
2019-01-15T10:05:40.5300	38.4068	21.9150	7.0	2.7	116	50	127	C
2019-01-23T13:02:14.9199	38.3988	21.9655	7.6	1.5	40	40	179	B
2019-01-24T23:07:09.5600	38.3758	21.9393	9.1	2.7	102	30	95	B
2019-01-25T09:45:21.1400	38.3912	21.9960	8.0	1.5	26	20	162	B
2019-01-25T12:22:53.0000	38.2125	21.8670	9.6	1.7	67	30	79	D
2019-02-11T17:51:53.5499	38.3370	22.0388	9.1	1.6	84	140	70	C
2019-02-15T05:16:30.0700	38.3595	21.9178	7.6	1.9	110	70	146	C
2019-02-16T15:57:32.0200	38.2938	22.0685	7.7	1.9	160	30	77	B
2019-03-03T13:01:34.4399	38.3628	21.9245	6.8	2.0	99	40	113	C

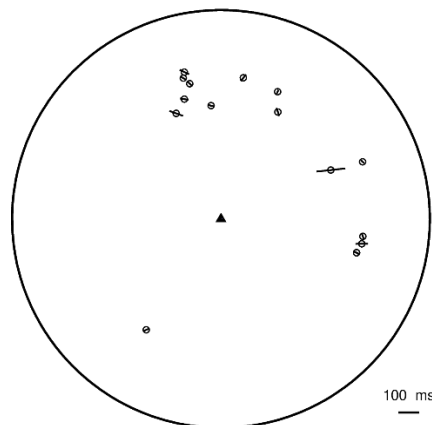
Η μέση τιμή της διεύθυνσης πόλωσης του ταχέος εγκάρσιου κύματος στον σταθμό CL.ZIRI είναι ίση με $B(111 \pm 28)^{\circ}A$. Οι τιμές της κυμαίνονται μεταξύ $B26^{\circ}A$ και $B162^{\circ}A$. Στο ροδόγραμμα του Σχήματος 4.9 παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών.



Σχήμα 4.9. Ροδόγραμμα κατανομής τιμών γωνίας πόλωσης ταχέος εγκάρσιου κύματος στον σταθμό CL.ZIRI.

Αναφορικά με τις τιμές των χρονικών καθυστερήσεων στον συγκεκριμένο σεισμολογικό σταθμό, αυτές παρουσιάζουν εύρος τιμών μεταξύ 20 ms και 140 ms. Η πλειοψηφία των επικέντρων τοποθετείται βόρεια του σταθμού (Σχήμα 4.10). Συνεπώς, δεν μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για την χωρική κατανομή των μετρήσεων.

ZIRI

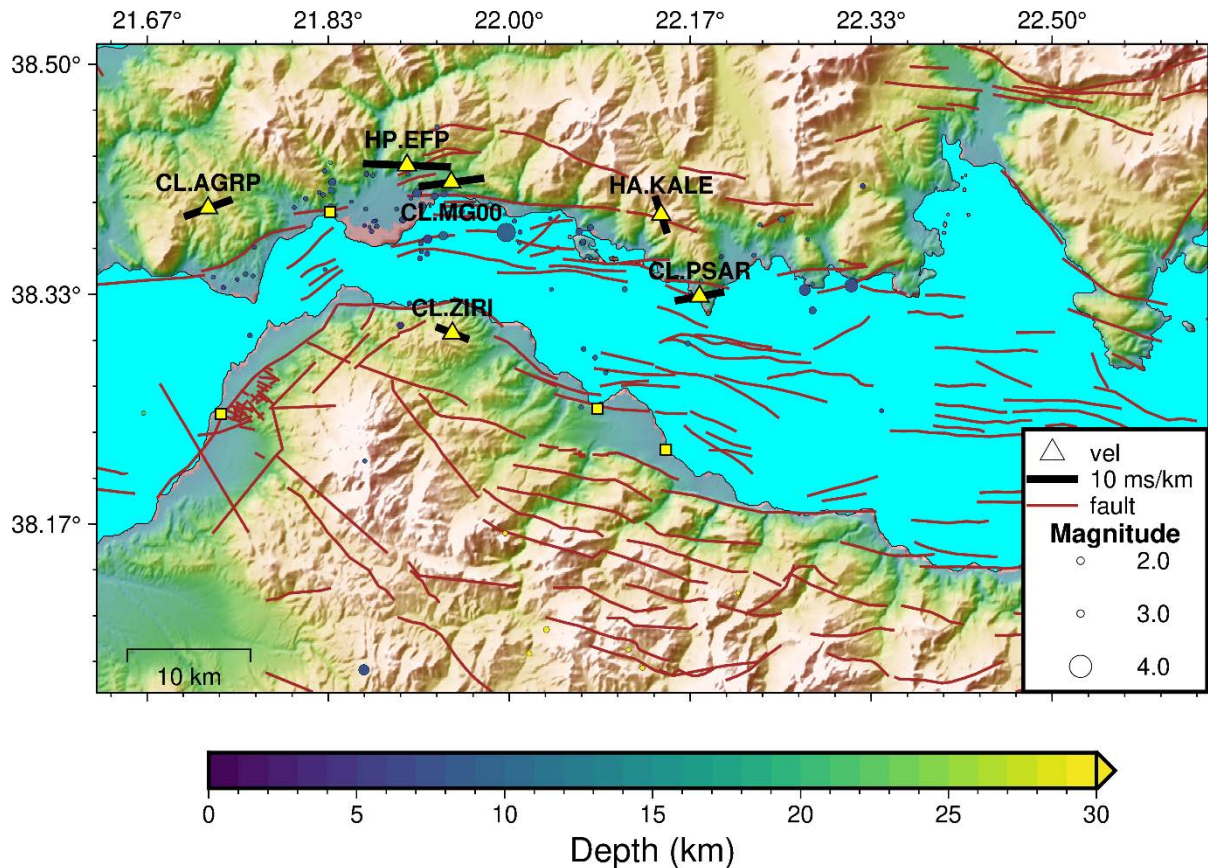


Σχήμα 4.10. Ισοεμβαδική προβολή αποτελεσμάτων στον σταθμό CL.ZIRI.

5. Συμπεράσματα

Στις 2019/03/30 και ώρα 10:46:19 UTC (12:46:19 τοπική) εκδηλώθηκε ισχυρή σεισμική δόνηση στον θαλάσσιο χώρο νότια της Ιτέας και 21 km ANA του Αιγίου Αχαΐας (38.3375°B, 22.2937°A) με τοπικό μέγεθος (M_L) 5.2 και εστιακό βάθος 7 km. Μελετήθηκε η σχάση εγκαρσίων κυμάτων την περίοδο που προηγείτο του σεισμού και συγκεκριμένα, μεταξύ Ιανουαρίου και Μαρτίου του 2019. Η καταγραφή των σεισμών έγινε από τα τοπικά δίκτυα του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου: (α) το Εθνικό Ενιαίο Δίκτυο Σειсмоγράφων (ΕΕΔΣ), το οποίο υποστηρίζεται στην περιοχή από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών, το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, και (β) της ελληνογαλλικής σύμπραξης για την παρατήρηση της σεισμικότητας στην περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, Corinth Rift Laboratory. Η τελευταία, δραστηριοποιείται στον χώρο από τις αρχές της δεκαετίας του 2000 (Lyon-Caen et al., 2004).

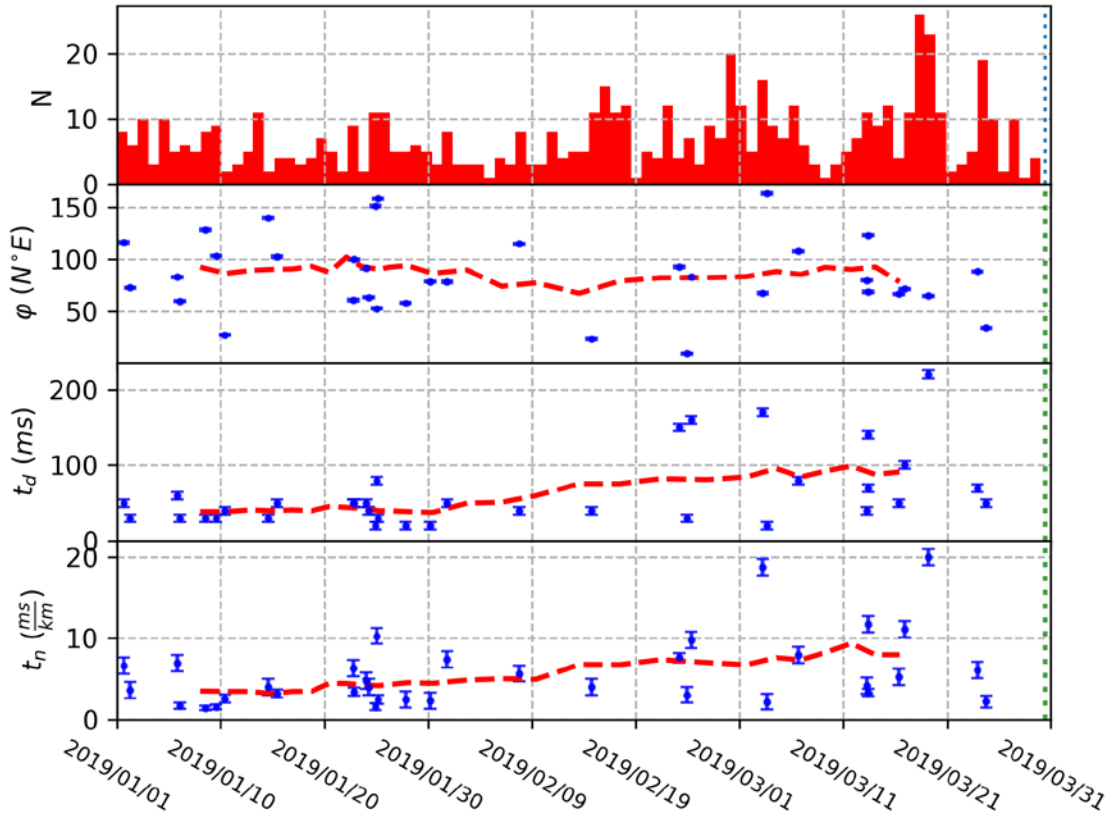
Σχετικά με τις μέσες διευθύνσεις πόλωσης σε κάθε σταθμό (Σχήμα 5.1), αυτές έρχονται σε καλή συμφωνία με παλαιότερες μελέτες (Bouin et al., 1996; Giannopoulos et al., 2015; Karpetanidis et al., 2021; Kaviris et al., 2018, 2017). Οι διευθύνσεις υποδεικνύουν την ύπαρξη ρωγμών με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, σε συμφωνία με το μοντέλο Ανισοτροπικής Πορο-Ελαστικότητας. Συνεπώς, ο ανώτερος φλοιός στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, ο οποίος διέπεται από τέτοιου είδους δομές, μπορεί να αποτελέσει ένα φυσικό εργαστήριο για την μελέτη των χρονικών μεταβολών των παραμέτρων σχάσης.



Σχήμα 5.1. Χάρτης που απεικονίζει τις μέσες διευθύνσεις πόλωσης (μαύρες γραμμές) σε κάθε σταθμό (τρίγωνα). Το μήκος κάθε ανύσματος είναι αντίστοιχο της μέσης τιμής της κανονικοποιημένης χρονικής καθυστέρησης. Ακόμη, παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών για τους οποίους προσδιορίστηκαν παράμετροι σχάσης (κύκλοι, χρωματισμός ανάλογα με το βάθος). Παρουσιάζονται και τα ρήγματα (καφέ γραμμές).

Διερευνήθηκαν οι χρονικές μεταβολές των παραμέτρων σχάσης (Σχήμα 5.2). Όσον αφορά την γωνία πόλωσης του ταχύος εγκαρσίου κύματος, δεν παρατηρούνται συνεκτικές μεταβολές αυτής. Η χρονική μεταβολή της φ φαίνεται να είναι τυχαία. Σχετικά με την χρονική καθυστέρηση και – ιδίως – την κανονικοποιημένη χρονική καθυστέρηση, παρατηρείται μικρού ρυθμού σταδιακή αύξηση από την αρχή του Ιανουαρίου έως και λίγο πριν την ημερομηνία εκδήλωσης του σεισμού. Δεν υπάρχουν αρκετά δεδομένα για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με πιθανή μείωση της χρονικής καθυστέρησης (η οποία αποτυπώνει απελευθέρωση τάσεων λόγω συνένωσης των μικρορωγμών). Ωστόσο, η σταθερή ένδειξη αύξησης της χρονικής καθυστέρησης μπορεί να υπονοεί την αύξηση της τάσης στον όγκο πετρώματος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, λόγω της επικείμενης εκδήλωσης του σεισμού μεγέθους 5.2 της 30^{ης} Μαρτίου 2019.

MG00 (N=35)



Σχήμα 5.2. (Από πάνω προς τα κάτω) Ιστόγραμμα κατανομής της σεισμικότητας, χρονική μεταβολή της πόλωσης του ταχύος εγκάρσιου κύματος, χρονική μεταβολή της χρονικής καθυστέρησης και χρονική μεταβολή της κανονικοποιημένης χρονικής καθυστέρησης, για την περίοδο 01/01/2019 έως 31/03/2019. Η κάθετη διακεκομμένη γραμμή απεικονίζει την εκδήλωση του σεισμού μεγέθους 5.2.

6. Βιβλιογραφία

- Al-Harrasi, O. H., Al-Anboori, A., Wüstefeld, A., & Kendall, J.-M. (2011). Seismic anisotropy in a hydrocarbon field estimated from microseismic data. *Geophysical Prospecting*, 59(2), 227–243. doi:10.1111/j.1365-2478.2010.00915.x
- Anderson, D. L., & Dziewonski, a. M. (1982). Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations. *Geophysical Journal International*, 69(2), 383–404. doi:10.1111/j.1365-246X.1982.tb04956.x
- Armijo, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A., & Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, (126), 11–53.
- Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A. M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D. and Veis, G. (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus Geoscience*, (336), 301-311. doi:10.1016/j.crte.2003.12.007
- Bale, R., Gratacos, B., Mattocks, B., Roche, S., Popvlaskii, K., & Xinxiang, L. (2009). Shear wave splitting applications for fracture analysis and improved imaging: Some onshore examples. *First Break*, 27(September), 73–83.
- Bell, R. E., McNeill, L. C., Bull, J. M., Henstock, T. J., Collier, R. E. and Leeder, M. R. (2009). Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research*, 1-32. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x
- Berens, P. (2009). CircStat: a MATLAB toolbox for circular statistics. *Journal of Statistical Software*, 31(10).
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., papadimitriou E., Papanastassiou, D., Chouliaras, M. and Stavrakakis, G. (1997). The Ms= 6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology*, (1), 131–150.
- Bernard, P., Chouliaras, G., Tzanis, A., Briole, P., Bouin, M.-P., Tellez, J., Stavrakakis, G. and Makropoulos, K. (1997). Seismic and electrical anisotropy in the Mornos delta, Gulf of Corinth, Greece, and its relationship with GPS strain measurements. *Geophysical Research Letters*, 24(17), 2227–2230. doi/10.1029/97GL02102
- Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarede, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*(426), 7-30. doi:10.1016/j.tecto.2006.02.012
- Bernard, P. and Zollo, A. (1989). Inversion of near-source S polarization for parameters of double-couple point sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(6), 1779–1809.
- Bianco, F., Scarfi, L., Del Pezzo, E. and Patanè, D. (2006). Shear wave splitting changes associated with the 2001 volcanic eruption on Mt Etna. *Geophysical Journal International*, 167(2), 959–967. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03152.x

- Bianco, F. and Zaccarelli, L. (2009). A reappraisal of shear wave splitting parameters from Italian active volcanic areas through a semiautomatic algorithm, 253–266. doi:10.1007/s10950-008-9125-z
- Boness, N. L. (2004). Stress-induced seismic velocity anisotropy and physical properties in the SAFOD Pilot Hole in Parkfield, CA. *Geophysical Research Letters*, 31(15), L15S17. doi:10.1029/2003GL019020
- Booth, D. and Crampin, S. (1985). Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophysical Journal International*, 31–45.
- Bouin, M., T  lez, J. and Bernard, P. (1996). Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth, Greece, deduced from three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *Journal of Geophysical ...*, 101(B3), 5797. doi/10.1029/95JB03464
- Bowman, J. and Ando, M. (1987). Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophysical Journal International*, 25–41.
- Brie, A., Endo, T., Hoyle, D., Codazzi, D., Esmersoy, C., Hsu, K., Denoo, S., Mueller, M. C., Plona, T., Shenoy, R. and Sinha, B. (1998). New directions in sonic logging. *Oilfield Reviews*, 10(1), 40–55.
- Cardarelli, E. and Nardis, R. De. (2001). Seismic refraction, isotropic anisotropic seismic tomography on an ancient monument (Antonino and Faustina temple AD 141). *Geophysical Prospecting*, (49), 228–240. doi/10.1046/j.1365-2478.2001.00251.x
- Cario, F. D. and Souza, J. L. De. (2006). Crustal thickness beneath Rio de Janeiro , Brazil , from spectra of SH waves at station RDJ. *Geofisica Internacional*, 45(2), 115–128.
- Cliet, C., Brodov, L., Tikhonov, A., Marin, D., and Michon, D. (1991). Anisotropy survey for reservoir definition. *Geophysical Journal International*, 107, 417–427.
- Crampin, S. (1978). Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophysical Journal International*, 53(3), 467–496. doi:10.1111/j.1365-246X.1978.tb03754.x
- Crampin, S. (1986). Anisotropy and transverse isotropy. *Geophysical Prospecting*, (34), 94–99.
- Crampin, S. (1994). The fracture criticality of crustal rocks. *Geophysical Journal International*, 118(2), 428–438. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03974.x
- Crampin, S. (1999). Calculable fluid – rock interactions, 156, 501–514.
- Crampin, S., Chesnokov, E. M. and Hipikin, R. G. (1984). Seismic anisotropy—the state of the art: II. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, (76), 1–16.
- Crampin, S., Evans, R. and Atkinson, B. K. (1984). Earthquake prediction: a new physical basis. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76, 147–156.
- Crampin, S. and Gao, Y. (2005). Comment on “Systematic Analysis of Shear-Wave Splitting in the Aftershock Zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake: Shallow Crustal Anisotropy and Lack of Precursory Changes, by Yungfeng Liu, Ta-Liang Teng, and Yehuda Ben-Zion.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1), 354–360. doi:10.1785/0120040092
- Crampin, S. and Gao, Y. (2006). A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159(1-2), 1–14. doi:10.1016/j.pepi.2006.06.002
- Crampin, S., Gao, Y. and De Santis, A. (2013). A few earthquake conundrums resolved. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 501–509. doi:10.1016/j.jseaes.2012.10.036
- Crampin, S., Gao, Y. and Peacock, S. (2008). Stress-forecasting (not predicting) earthquakes: A paradigm shift. *Geology*, 36(5), 427. doi:10.1130/G24643A.1

- Crampin, S. and Love, J. H. (1991). A decade of shear-wave splitting in the Earth ' s crust : what does it mean ? what use can we make of it ? and what should we do next ? . *Geophysical Journal International*, 107, 387–407.
- Crampin, S., Peacock, S., Gao, Y. and Chastin, S. (2004). The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes. *Geophysical Journal International*, 156(1), 39–44. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02040.x
- Crampin, S., Volti, T. and Stefánsson, R. (1999). A successfully stress-forecast earthquake. *Geophysical Journal International*, 138, 1–5.
- Crampin, S. and Zatsepin, S. V. (1997). Changes of Strain before Earthquakes: The Possibility of Routine Monitoring of Both Long-Term and Short-Term Precursors. *Journal of Physics of the Earth*, 45(1), 41–66. doi:10.4294/jpe1952.45.41
- D'Alessandro, A., Papanastassiou, D. and Baskoutas, I. (2011). Hellenic Unified Seismological Network: an evaluation of its performance through SNES method. *Geophysical journal International*(185), 1417-1430. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05018.x
- De Martini, P. M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeil, L. and Collier, R. (2004). Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *Comptes Rendus Geoscience*(336), 325-334.
- Dermitzakis, M. D., Triantaphyllou, M. and Drinia, H. (1997). Greece. In E. M. Moores, Fairbridge and W. Rhodes (Eds), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology* (pp. 301-320). Springer Netherlands. doi:10.1007/1-4020-4495-X
- Doutsos, T. and Piper, D. (1990). Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages of continental rifting. *Bulletin of the Geological Society of America*(102), 812-829.
- Doutsos, T. and Poulimenos, G. (1992). Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, 14(6), 689-699.
- Esmersoy, C., Koster, K., Williams, M., Boyd, A. and Kane, M. (1994). Dipole shear anisotropy logging. *64th SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts*, 1139 –1142.
- Fleury, J. J. (1980). *Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin: les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grece continentale et Peloponense du Nord)*. Societe Geologique du Nord.
- Flotte, N., Sorel, D., Mueller, C. and Tensi, J. (2005). Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, 403, 77-94.
- Ford, M., Williams, E. A., Malartre, F. and Popescu, S. M. (2007). Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type delta, Gulf of Corinth, Greece. (C. Paola, G. J. Nichols, & E. A. Williams, Eds) *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, σσ. 44-90.
- Gao, Y. and Crampin, S. (2004). Observations of stress relaxation before earthquakes. *Geophysical Journal International*, 157(2), 578–582. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02207.x
- Ganas, A., Oikonomou, A.I., Tsimi, C., 2013. NOAFAULTS : a Digital Database for Active Faults in Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece XLVII*, 518–530.
- Giannopoulos, D., Sokos, E., Konstantinou, K.I., Tselentis, G.-A., 2015. Shear wave splitting and VP/Vs variations before and after the Efpalio earthquake sequence, western Gulf of Corinth, Greece. *Geophys. J. Int.* 200, 1436–1448. doi: 10.1093/gji/ggu467

- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 4, 185–188.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N. and Papaioannou, C. (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophysical Journal International*(141), 438-456.
- Herquel, G. and Wittlinger, G. (1994). Anisotropy at the Lacq hydrocarbon field (France) from shear-wave splitting. *Geophysical Research Letters*, 21(24), 2621–2624. doi/10.1029/94GL02583
- Houghton, S. L., Roberts, G. P., Papanikolaou, I. D. and McArthur, J. M. (2003). New ²³⁴U-²³⁰Th coral dates from the western Gulf of Corinth: Implications for extensional tectonics. *Geophysical Research Letters*, 30(19). doi:10.1029/2003GL018112
- Ismail, W. and Mainprice, D. (1998). An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 296, 145–157.
- Johnston, J. E. and Christensen, N. I. (1995). Seismic anisotropy of shales. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4), 5991–6003. doi/10.1029/95JB00031ll
- Kapetanidis, V., Deschamps, A., Papadimitriou, P., Matrullo, E., Karakonstantis, A., Bozionelos, G., Serpetsidaki, A., Kaviris, G., Lyon-Caen, H., Voulgaris, N., Bernard, P., Sokos, E. and Makropoulos, K. (2015). The 2013 earthquake swarm in Helike, Greece: a detailed seismotectonic study. *Geophysical Journal International*. Submitted.
- Karato, S. (1999). Seismic anisotropy of the Earth's inner core resulting from flow induced by Maxwell stresses. *Nature*, (December), 871–873.
- Kaviris, G., Kapetanidis, V., Kravvariti, P., Karakonstantis, A., Bozionelos, G., Papadimitriou, P. and Makropoulos, K. (2014). Anisotropy Study in Villia (E. Corinth Gulf, Greece). Full paper in *2nd European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*. Istanbul.
- Kaviris, G., Papadimitriou, P., Kravvariti, P., Kapetanidis, V., Karakonstantis, A., Voulgaris, N. and Makropoulos, K. (2015). A detailed seismic anisotropy study during the 2011-2012 unrest period in the Santorini Volcanic Complex. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 238, 51–88. doi:10.1016/j.pepi.2014.11.002
- Kaviris, G., Papadimitriou, P. and Makropoulos, K. (2008). An Overview of Anisotropy Studies in Central Greece using recordings around the Gulf of Corinth (Greece) and aftershocks of the 1999 Athens Earthquake. *31st General Assembly of the European Seismological Commission, Hersonissos, Crete, Greece*, September 7–12.
- Kaviris, G., Papadimitriou, P. and Makropoulos, K. (2010). Anisotropy study of the February 4th 2008 swarm in NW Peloponnesus (Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 12th International Congress, Patras*, XLIII(4), 2084–2092.
- Kapetanidis, V., Michas, G., Kaviris, G., Vallianatos, F., 2021. Spatiotemporal Properties of Seismicity and Variations of Shear-Wave Splitting Parameters in the Western Gulf of Corinth (Greece). *Appl. Sci.* 2021, Vol. 11, Page 6573 11, 6573. doi: 10.3390/APP11146573
- Kaviris, George, Elias, P., Kapetanidis, V., Serpetsidaki, A., Karakonstantis, A., Plicka, V., Barros, L. De, Sokos, E., Kassaras, I., Sakkas, V., Spingos, I., Lambotte, S., Duverger, C., Lengliné, O., Evangelidis, C.P., Fountoulakis, I., Ktenidou, O., Gallovič, F., Bufféfal, S., Klein, E., Aissaoui, E.M., Scotti, O., Lyon-Caen, H., Rigo, A., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., Zahradnik, J., Deschamps, A., Briole, P., Bernard, P., 2021. The Western Gulf of Corinth (Greece) 2020–2021 Seismic Crisis and Cascading Events: First Results from the Corinth Rift Laboratory Network. *Seism. Rec.* 1, 85–95. doi:

10.1785/0320210021

- Kaviris, G., Spingos, I., Kapetanidis, V., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., 2021. On the origin of upper crustal shear-wave anisotropy at Samos Island, Greece. *Acta Geophys.* 69, 1051–1064. doi: 10.1007/s11600-021-00598-2
- Kaviris, G., Spingos, I., Kapetanidis, V., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., Makropoulos, K., 2017. Upper crust seismic anisotropy study and temporal variations of shear-wave splitting parameters in the western Gulf of Corinth (Greece) during 2013. *Phys. Earth Planet. Inter.* 269. doi: 10.1016/j.pepi.2017.06.006
- Kaviris, G., Spingos, I., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsapanos, T., 2020. Shear-wave splitting properties of the upper crust, during the 2013–2014 seismic crisis, in the CO₂-rich field of Florina Basin, Greece. *Phys. Earth Planet. Inter.* 303, 106503. doi: 10.1016/j.pepi.2020.106503
- Kaviris, G., Spingos, I., Millas, C., Kapetanidis, V., Fountoulakis, I., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., Drakatos, G., 2018. Effects of the January 2018 seismic sequence on shear-wave splitting in the upper crust of Marathon (NE Attica, Greece). *Phys. Earth Planet. Inter.* 285, 45–58. doi: 10.1016/j.pepi.2018.10.007
- Kortekaas, S., Papadopoulos, G. A., Ganas, A., Cundy, A. B. and Diakantoni, a. (2011). Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Central Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(7), 2029–2041. doi:10.5194/nhess-11-2029-2011
- Koukouvelas, I. K. and Doutsos, T. (1996). Implication of structural segmentation during earthquakes: the 1995 Egean earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, 18(12), 1381–1388.
- Koukouvelas, I. K., Katsonopoulou, D., Soter, S. and Xypolias, P. (2005). Slip rates on the Helike fault, Gulf of Corinth, Greece: new evidence from geoaerology. *Terra Nova*, 17(2), 158–164.
- Kouskouna, V. and Makropoulos, K. (2004). Historical earthquake investigations in Greece. *Annals of Geophysics*, 47(2/3), 723–731.
- Lekkas, E., Lozios, S., Skourtsos, E. and Kranis, H. (1998). Egean earthquake (15 June 1995): An episode in the neotectonic evolution of Corinthiakos Gulf. *Journal of Geodynamics*, 26(2–4), 487–499.
- Liu, Y., Teng, T. and Ben-zion, Y. (2004). Systematic Analysis of Shear-Wave Splitting in the Aftershock Zone of the 1999 Chi-Chi , Taiwan , Earthquake : Shallow Crustal Anisotropy and Lack of Precursory Variations, 94(6), 2330–2347.
- Long, M. D. and Becker, T. W. (2010). Mantle dynamics and seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3–4), 341–354. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.036
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F. and Patau, G. (2004). First results of the CRLN seismic network in the western Corinth Rift: evidence for old-fault reactivation. *Comptes Rendis Geoscience*(336), 343–351.
- Makropoulos, K., Kaviris, G. and Kouskouna, V. (2012). An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(5), 1425–1430. doi:10.5194/nhess-12-1425-2012
- Martinho, E. and Dionísio, A. (2014). Main geophysical techniques used for non-destructive evaluation in cultural built heritage: a review. *Journal of Geophysics and Engineering*, 053001(11). doi:10.1088/1742-2132/11/5/053001
- McNeil, L. C., Cotterill, C. J., Henstock, T. J., Bull , J. M., Stefatos, A., Collier, R. E., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. and Hicks, S. E. (2005). Active faulting within the

- offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*(33), 241-244. doi:10.1130/G21127.1
- Meier, M. (2001). Perceptions and interpretations of natural disasters during the transition from the East Roman to the Byzantine Empire. *The Medieval History Journal*, 4(2), 179–202.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. and Micarelli, I. (2003). The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*(36), 323-340.
- Neumann, P. and Zacher, W. (2004). The Cretaceous sedimentary history of the Pindos Basin (Greece). *International Journal of Earth Sciences*(93), 119-131. doi:10.1007/s00531-003-0358-3
- Nolte, K.A., Tsoflias, G.P., Bidgoli, T.S., Watney, W.L., 2017. Shear-wave anisotropy reveals pore fluid pressure–induced seismicity in the U.S. midcontinent. *Sci. Adv.* 3, e1700443. doi: 10.1126/sciadv.1700443
- Ori, G. G. (1989). Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17(10), 918-921. doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0918:GHOTEB>2.3.CO;2
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. and De Martini, P. M. (2010). Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece). *The Journal of Geology*, 45, 78-104.
- Palyvos, N., Pantosti, D., De Martini, P. M., Lemeille, F., Sorel, D. and Pavlopoulos, K. (2005). The Aigion--Neos Erineos coastal normal fault system (western Corinth Gulf Rift, Greece): Geomorphological signature, recent earthquake history, and evolution). *Journal of Geophysical Research*, 110, B09302. doi:10.1029/2004JB003165
- Papadimitriou, P., Kaviris, G., Karakonstantis, A. and Makropoulos, K. (2010). The Cornet seismological network: 10 years of operation, recorded seismicity and significant applications. *Annales Geologiques Des Pays Helleniques*, 45, 193–208.
- Papadimitriou, P., Kaviris, G. and Makropoulos, K. (1999). Evidence of shear-wave splitting in the eastern Corinthian Gulf (Greece). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 114(1-2), 3–13.
- Papanastassiou, D. (2010). Earthquake detection - location capability of the Hellenic Unified Seismological Network (HUSN) operating by the Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens. *Hellenic Journal of Geosciences*, 45, 109-216.
- Papanikolaou, D. (2013). Tectonostratigraphy models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, (595-596), 1-24.
- Papanikolaou, D., Chronis, G., Lykousis, V., Sakellariou, D. and Papoulia, I. (1996). Neotectonic structure of the W. Korinthiakos gulf and geodynamical phenomena induced by the Egean earthquake. In *International Scientific Symposium, Earthquake, 6.1 R, Egean earthquake*, extended abstract (in Greek), Aigion.
- Papanikolaou, D. J. and Royden, L. H. (2007). Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults-Or what happened to Corinth? *Tectonics*, 26(TC5003). doi:10.1029/2006TC002007,
- Papanikolaou, D., Gouliotis, L. and Triantaphyllou, M. (2009). The Itea-Amfissa detachment: a pre-Corinth rift Miocene extensional structure in central Greece. (D. J. Hinsbergen, M. A. Edwards, & R. Govers, Eds) *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*, pp. 293-310.

- Pastori, M., Piccinini, D., Margheriti, L., Improta, L., Valoroso, L., Chiaraluce, L. and Chiarabba, C. (2009). Stress aligned cracks in the upper crust of the Val d'Agri region as revealed by shear wave splitting. *Geophysical Journal International*, 179(1), 601–614. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04302.x
- Potanina, M. G., Smirnov, V. B. and Bernard, P. (2011). Patterns of seismic swarm activity in the Corinth Rift in 2000–2005. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47(7), 610–622. doi:10.1134/S106935131106005X
- Prioul, R., Plona, T., Kane, M., Sinha, B., Kaufman, P. and Signer, C. (2004). Azimuthal anisotropy using shear dipole sonic: insights from the AIG 10 well, Corinth Rift Laboratory. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(4-5), 477–485. doi:10.1016/j.crte.2003.11.008
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Kassaras, I. (1996). A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, 126, 663–688.
- Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F. and Moretti, I. (2007). Stratigraphic architecture of the plio-pleistocene in the Corinth rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics*, 480, 5-28. doi:10.1016/j.tecto.2006.11.006
- Schwan, W. (1978). Structural tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides. (H. Closs, D. Roeder, & K. Schmidt, Eds) *Alps-Apennines-Hellenides*, pp. 430-433.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear Wave Splitting and Sub continental Mantle Deformation. *J. Geophys. Res.* 96, 429–454. doi: 10.1029/91JB00899
- Shearer, P. (1988). Synthetic seismogram modeling of shear-wave splitting in VSP data from the Geysers, California. *Geophysical Research Letters*, 15(10), 1085–1088. doi/10.1029/GL015i010p01085
- Shih, X. R., Meyer, R. P. and Schneider, F. (1989). An automated, analytical to determine shear-wave method splitting, 165, 271–278.
- Skourlis, K. and Doutsos, T. (2003). The Pindos Fold-and-thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 891-903.
- Soter, S. and Katsonopoulou, D. (2011). Submergence and uplift of settlements in the area of Helike, Greece, from the Early Bronze Age to late antiquity. *Geoarchaeology*, 26(4), 584–610. doi:10.1002/gea.20366
- Spingos, I., Kaviris, G., Millas, C., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., 2020. Pytheas: An open-source software solution for local shear-wave splitting studies. *Comput. Geosci.* 134, 104346. doi: 10.1016/j.cageo.2019.104346
- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A. A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. M. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Baumont, D., Bungum, H., Fah, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J. M., Scotti, O., Zivcic, M., Albin, P., Batlo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D. and Giardini, D. (2012). The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, 17(2), 523–544. doi:10.1007/s10950-012-9335-2
- Sun, Z. and Jones, M. (1993). VSP multi-algorithm shear-wave anisotropy study. *CREWES Research Report* 5, 5.

- Tai, L.-X., Gao, Y., Ma, K.-F., Lee, E.-T., Shi, Y.-T. and Lin, H.-I. (2011). Crustal Anisotropy in North Taiwan from Shear-Wave Splitting. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(5), 627–636. doi:10.1002/cjg2.1646
- Taylor, B., Weiss, J. R., Goodliffe, A. M., Sachpazi, M., Laigle, M. and Hirn, A. (2011). The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophysical Journal International*(185), 1189-1219. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Teanby, N., Kendall, J.-M., van der Baan, M., 2004. Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis. *Bulliten Seismol. Soc. Am.* 94, 453–463. doi: 10.1785/0120030123
- Tommasi, A., Tikoff, B. and Vauchez, A. (1999). Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2), 173–186. doi:10.1016/S0012-821X(99)00046-1
- Triantaphyllou, M. V. (2013). Calcareous nannofossil dating of Ionian and Gavrovo flysch deposits in the External Hellenides Carbonate Platform (Greece): Overview and implications. *Tectonophysics*, 595-596, 235-249.
- Tsiamis, C., Poulakou-Rebelakou, E. and Marketos, S. (2013). Earthquakes and plague during Byzantine times: can lessons from the past improve epidemic preparedness?. *Acta Medico-Historica Adriatica*, 11(1), 55–64.
- Tsimi, C., Ganas, A., Soulakellis, N., Kairis, O. and Valmis, S. (2007). Morphotectonics of the Psathopyrgos active fault, Western Corinth Rift, Central Greece. *Proceedings of the 11th International Congress. XXXX*. Athens: Bulletin of the Geological Society of Greece.
- Valcke, S. L. A., Casey, M., Lloyd, G. E., Kendall, J.-M. and Fisher, Q. J. (2006). Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Geophysical Journal International*, 166(2), 652–666. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02987.x
- Wild, P. (2011). Practical applications of seismic anisotropy. *First Break*, 29(May), 117–124.
- Wild, P. and Crampin, S. (1991). The range of effects of azimuthal isotropy and EDA anisotropy in sedimentary basins. *Geophysical Journal International*, 107(3), 513–529. doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb01412.x
- Zatsepin, S.V. and Crampin, S. (1995). The metastable poro-reactive and interactive rock mass: anisotropic poro-elasticity. *65th Annual International SEG Meeting, Houston, Expanded Abstracts*, 918–921
- Zatsepin, S. and Crampin, S. (1997). Modelling the compliance of crustal rock—I. Response of shear-wave splitting to differential stress. *Geophysical Journal International*, 129, 477–494.
- Zheng, Z. (2000). Seismic anisotropy due to stress-induced cracks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(1-2), 39–49. doi:10.1016/S1365-1609(99)00090-8
- Καβύρης, Γ. (2003). *Μελέτη ιδιοτήτων σεισμικών πηγών ανατολικού Κορινθιακού Κόλπου*. Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Κατσικάτσος, Γ. Χ. (1992). *Γεωλογία της Ελλάδας*. Πάτρα.
- Μουντράκης, Δ. Μ. (1985). *Γεωλογία της Ελλάδας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Παπανικολάου, Δ. Ι. (1986). *Γεωλογία της Ελλάδας*. Αθήνα: Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

- Παπανικολάου, Δ. Ι., & Σίδερης, Χ. Ι. (2010). *Γεωλογία: Η επιστήμη της Γης* (4η εκδ.). Αθήνα: Εκδόσεις Πατάκη.
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ. (2003). *Οι Σεισμοί της Ελλάδας* 3^η εκδ.). Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Σπίγγος, Ι., 2015. Μελέτη Σεισμικής Ανισοτροπίας στην Ευρύτερη Περιοχή του Αιγίου, Δ. Κορινθιακός Κόλπος, κατά την περίοδο εκδήλωσης σμηνοσειράς, Μάιος – Αύγουστος 2013. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.