



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Δ Ι Π Λ Ω Μ Α Τ Ι Κ Η Ε Ρ Γ Α Σ Ι Α

ΑΝΔΡΕΟΥ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ

ΜΙΛΤΙΑΔΟΥΣ ΝΙΚΟΛΑΣ

Επίδραση της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος των επιφανειακών σεισμικών μετατοπίσεων κατά μήκος του ρήγματος.



Επιβλέπουσα: Θ. ΠΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ

ΑΘΗΝΑ

ΙΟΥΛΙΟΣ 2012



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Δ Ι Π Λ Ω Μ Α Τ Ι Κ Η Ε Ρ Γ Α Σ Ι Α

ΑΝΔΡΕΟΥ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ

ΜΙΑΤΙΑΔΟΥΣ ΝΙΚΟΛΑΣ

**Επίδραση της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος των
επιφανειακών σεισμικών μετατοπίσεων κατά μήκος του ρήγματος.**

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ ΘΕΟΔΩΡΑ (επιβλέπουσα)

ΑΝΤΩΝΙΟΥ ΜΑΡΙΑ

ΛΟΥΠΑΣΑΚΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ

ΑΘΗΝΑ

ΙΟΥΛΙΟΣ 2012



Εικόνα εξωφύλλου: Η κύρια διάρρηξη στην πηγή στο Παζάρι της Αταλάντης (Σκούφος, 1894). Η πόλη της Αταλάντης έχει σήμερα επεκταθεί στην περιοχή αυτή και δεν διατηρείται το κτίσμα που φαίνεται στη φωτογραφία. Οι δύο στρατιώτες χρησιμεύουν ως κλίμακα, φανερώνοντας τη μεγάλη μετάθεση της επιφάνειας (αλλουβιακού κώνου) που παρήγαγε η διάρρηξη.

Copyright © Ανδρέου Παναγιώτης – Μιλτιάδους Νικόλας, 2012

Με επιφύλαξη κάθε δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το παρόν κείμενο αποτελεί τη διπλωματική εργασία των τελειόφοιτων φοιτητών της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων – Μεταλλουργών (Μ.Μ.Μ.) Ανδρέου Παναγιώτη και Μιλτιάδους Νικόλα, με θέμα «Επίδραση της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος των επιφανειακών σεισμικών μετατοπίσεων κατά μήκος του ρήγματος» το οποίο κατατέθηκε στην ακόλουθη Τριμελή Εξεταστική Επιτροπή:

Ροντογιάννη Θεοδώρα, Αν. Καθηγήτρια Σχολής Μ.Μ.Μ. (Επιβλέπουσα)

Αντωνίου Μαρία, Επίκ. Καθηγήτρια Σχολής Μ.Μ.Μ.

Λουπασάκης Κωνσταντίνος, Λέκτορας Σχολής Μ.Μ.Μ.

Αντικείμενο της διπλωματικής εργασίας αποτέλεσε η συσχέτιση του μεγέθους των επιφανειακών σεισμικών μετατοπίσεων με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά των περιοχών στις οποίες αυτές εκδηλώθηκαν. Συγκεκριμένα, μελετήθηκαν οι περιοχές Αταλάντης (σεισμοί 1894), Στρατωνίου-Ιερισσού Χαλκιδικής (σεισμός 1932), και Καλαμάτας (σεισμός 1986) όπου είχαμε επαρκή στοιχεία για την έρευνα των μετατοπίσεων, καθώς και στις περιοχές Σπάρτης (σεισμός 464 π.Χ), Λάρισσας (σεισμός 1941), Καρδίτσας (σεισμός 1954), Μαγνησίας (σεισμός 1980), και Αιγίου (σεισμός 1995) όπου τα στοιχεία για εδαφικές διαρρήξεις ήταν περιορισμένα. Σημειώνεται ότι οι σημαντικοί σεισμοί της Θεσσαλονίκης (1978) και του Κορινθιακού κόλπου (1981) μελετήθηκαν στο πλαίσιο προηγούμενης διπλωματικής εργασίας της Σχολής μας. Η συγκεκριμένη έρευνα έχει εκτός από θεωρητικό και κυρίως πρακτικό ενδιαφέρον, γιατί με βάση τις καταγραφές και την εμπειρία που αποκομίζουμε τόσο από τους σεισμούς της Ελλάδας όσο και άλλων σεισμικών χωρών παγκοσμίως, μπορούμε να εκτιμήσουμε αντίστοιχα μεγέθη που αφορούν μελλοντικούς σεισμούς και να τα χρησιμοποιήσουμε σαν βάση για το σχεδιασμό και την κατασκευή μεγάλων τεχνικών και αναπτυξιακών έργων.

Στο 1^ο κεφάλαιο της εργασίας γίνεται εισαγωγή στη γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου και στην αλπική ορογένεση, ενώ στη συνέχεια περιγράφονται τα κύρια μορφοτεκτονικά στοιχεία και η ενεργός τεκτονική του Ελληνικού τόξου.

Στο 2^ο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα γενικά χαρακτηριστικά και οι βασικοί τύποι των ρηγμάτων. Ακολουθούν οι ορισμοί και τα κριτήρια ως προς το διαχωρισμό των ρηγμάτων με βάση την ενεργότητά τους και δίνονται εμπειρικές σχέσεις για τη συσχέτιση του

μεγέθους των σεισμών και των σεισμικών μετατοπίσεων. Τέλος, αναφέρονται τα μεγαλύτερα σεισμικά ρήγματα που ενεργοποιήθηκαν στην Ελλάδα.

Στο 3^ο κεφάλαιο δίνονται συνοπτικά οι εισαγωγικές έννοιες των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, με τη χρήση των οποίων συντάχθηκαν οι χάρτες της παρούσας διπλωματικής και αναπτύσσεται η διαδικασία της ψηφιοποίησης που ακολουθήθηκε .

Στα κεφάλαια 4, 5 και 6 δίνονται αντίστοιχα τα γεωλογικά, γεωμορφολογικά και τεκτονικά-νεοτεκτονικά στοιχεία των περιοχών μελέτης και τα γενικότερα σεισμολογικά δεδομένα καθώς και λεπτομερή στοιχεία για τους συγκεκριμένους σεισμούς που μελετήθηκαν.

Στο 7^ο κεφάλαιο γίνεται αναφορά σε σεισμικά ρήγματα στον Ελληνικό χώρο όπου δεν βρέθηκαν επαρκεί στοιχεία για περαιτέρω έπεξεργασία και ανάλυση.

Στο 8^ο κεφάλαιο γίνεται η ανάλυση και η επεξεργασία των στοιχείων σε κάθε περιοχή, και εξετάζεται το μέγεθος των μετατοπίσεων ανάλογα με τα λιθολογικά χαρακτηριστικά των γεωλογικών σχηματισμών τους οποίους επηρέασαν οι σεισμικές διαρρήξεις.

Στο 9^ο κεφάλαιο, τέλος, παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα εργασία.

Για την υλοποίηση της εργασίας αυτής θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την επιβλέπουσα, αν. καθηγήτρια κ. Θεοδώρα Ροντογιάννη, που μας ανέθεσε το θέμα της διπλωματικής και από την οποία είχαμε συνεχή καθοδήγηση και ενδιαφέρουσες επιστημονικές συζητήσεις. Ευχαριστίες οφείλονται επίσης στα μέλη της Επιτροπής επ. καθ. Καθηγήτρια κ. Μαρία Αντωνίου και τον λέκτορα κ. Κωνσταντίνο Λουπασάκη, για τις χρήσιμες συμβουλές και τις παρατηρήσεις τους.

Ιδιαίτερα θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την Δρ. Ευδοξία Λυκούδη για την πολύτιμη βοήθεια που μας πρόσφερε και για τις ώρες που αφιέρωσε σε όλα τα στάδια της διπλωματικής εργασίας και κυρίως σε ότι αφορά τη χρήση των Γεωγραφικών συστημάτων Πληροφοριών.

Τέλος, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τις οικογένειες μας για την αγάπη, την ενίσχυση και την υπομονή τους όλα τα χρόνια των σπουδών μας.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εκδήλωση επιφανειακών διαρρήξεων και μετατοπίσεων κατά μήκος των ρηγμάτων, κατά τη διάρκεια ισχυρού σεισμού, έχει σαν αποτέλεσμα την ενίσχυση των καταστροφών λόγω επιβάρυνσης που προκαλούν επιπρόσθετα των σεισμικών δονήσεων και οι εδαφικές παραμορφώσεις. Το μέγεθος των σεισμικών μετατοπίσεων μπορεί να εκτιμηθεί με βάση υπάρχουσες εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος και την μετατόπιση, σχέσεις όμως που δεν λαμβάνουν υπόψη το είδος των γεωλογικών σχηματισμών που διασχίζει το ρήγμα.

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι να διερευνήσει την επίδραση των τοπικών χαρακτηριστικών και κυρίως της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος της συνσεισμικής μετατόπισης κατά μήκος των ρηγμάτων. Για την εκτίμηση των διαφορών που παρατηρούνται στην μετατόπιση αυτή μελετήθηκαν διάφοροι σεισμοί του Ελληνικού χώρου, ελπίζοντας να συνεχιστεί μια συστηματική έρευνα στο θέμα αυτό και να ληφθούν υπόψη τα συμπεράσματά της στην αξιολόγηση των ρηγμάτων, στοιχείο που περιλαμβάνεται στις προκαταρκτικές μελέτες για την κατασκευή ενός τεχνικού ή αναπτυξιακού έργου καθώς καθώς και στον αστικό σχεδιασμό.

Οι κυριότεροι σεισμοί που μελετήθηκαν είναι οι ακόλουθοι:

- Σεισμοί Αταλάντης 1894, μεγέθους $M=7.0$ έως $M=7.2$, όπου σημειώθηκαν σεισμικές μετατοπίσεις της τάξεως των 150 cm.
- Σεισμός Ιερισσού 1932, μεγέθους $M=7.0$ με μετατοπίσεις μέχρι και 180 cm.
- Σεισμός Καλαμάτας 1986, μεγέθους $M=6.2$, με μικρού μεγέθους μετατοπίσεις (έως 20 cm), κυρίως κοντά στο Ελαιοχώρι.

Στο πλαίσιο της εργασίας αυτής έγινε συλλογή, επεξεργασία, διαχείριση και αξιολόγηση των πληροφοριών που αφορούν τόσο τη γεωλογική και τεκτονική δομή όσο και το μέγεθος των σεισμικών μετατοπίσεων που έχουν καταγραφεί σε κάθε περιοχή, με τη χρήση τεχνικών G.I.S και του λογισμικού Arcmap, που οδήγησαν στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την επίδραση των γεωλογικών χαρακτηριστικών στο μέγεθος των σεισμικών μετατοπίσεων.

ABSTRACT

«Influence of the lithology of the geological formations to the magnitude of surface displacement along the seismic fault»

The occurrence of surface rupturing and displacement along the faults, during strong earthquakes, result on the elevated destruction due to the additional ground deformation. The magnitude of the coseismic displacement can be estimated on the basis of existed empirical relationships between the earthquake magnitude, the length of the fault and the seismic displacement, relationships that ignore the lithologies affected by the fault.

The purpose of this thesis was to investigate the effect of the geological characteristics and especially of the lithology of the geological formations on the magnitude of the coseismic displacement along the reactivated faults. For the determination of possible observed differentiations, a number of earthquakes were studied, hoping that a systematic research will be continued in this domain, as fault evaluation is included among the preliminary studies for the construction of big engineering projects or urban design as well.

The main considered earthquakes are the following:

- The Atalanti earthquakes of 1894, of magnitude $M=7.0$ and $M=7.2$, which caused surface displacement of the order of 150 cm.
- The Ierissos earthquake of 1932, of magnitude $M=7.0$, associated with displacement of 180 cm.
- The Kalamata earthquake of 1986, of magnitude $M=6.2$, with small scale displacement (max.20 cm), near Elaiochori.

This work was based on the collection, processing, management and evaluation of the information concerning the geological and tectonic structure as well as the magnitude of seismic displacements occurred in each region, by the use of GIS techniques and Arcmap software, leading to conclusions on the strong relation between the geological characteristics and the variations of the seismic displacements along the same fault.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	i
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	iii
ABSTRACT	iv
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ – ΑΛΠΙΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΣΗ	5
1.1 Γενικά	5
1.2 Το ελληνικό τόξο	9
2 ΡΗΓΜΑΤΑ.....	14
2.1 Γενικά	14
2.2 Ενεργά ρήγματα και σεισμικές μετατοπίσεις	16
2.3 Σεισμική επικινδυνότητα (Ε.Α.Κ.)	22
2.4 Προβλήματα στο σεισμοτεκτονικό συσχετισμό	27
2.5 Σεισμικά ρήγματα του Ελληνικού χώρου	28
3 ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΓΙΑ ΤΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS). 32	
3.1 Γενικά	32
3.2 Βασικές κατηγορίες εφαρμογών και Πλεονεκτήματα των ΓΣΠ	32
3.3 Arcmap.....	34
3.4 Διαδικασία ψηφιοποίησης	36
4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ	42
4.1 Γεωμορφολογία της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης.....	42
4.2 Γεωλογική Δομή	44
4.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή	47
4.4 Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας	49
4.5 Ρήγμα Αταλάντης	52
5 ΠΕΡΙΟΧΗ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ - ΡΗΓΜΑ ΣΤΡΑΤΩΝΙΟΥ-ΙΕΡΙΣΣΟΥ	55

5.1	Γεωμορφολογία.....	55
5.2	Γεωλογική δομή.....	55
5.3	Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή	58
5.4	Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας	59
5.5	Ρήγμα Ιερισσού.....	64
6	ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ.....	67
6.1	Γεωμορφολογία.....	67
6.2	Γεωλογική δομή.....	69
6.3	Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή	70
6.4	Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας	71
6.5	Ρηξιγενείς ζώνες Καλαμάτας.....	76
7	ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΕ ΑΛΛΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ	78
8	ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΛΙΘΟΛΟΓΙΑΣ ΜΕ ΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΕΙΣ	82
8.1	Σεισμοί Αταλάντης	83
8.2	Σεισμοί Στρατωνίου - Ιερισσού	84
8.3	Σεισμός Καλαμάτας.....	85
8.4	Άλλοι σεισμοί	86
8.5	Συσχέτιση σεισμικής μετατόπισης με τις λιθολογικές ομάδες.....	86
9	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	89
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	91
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	98
	ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ (3).....	98

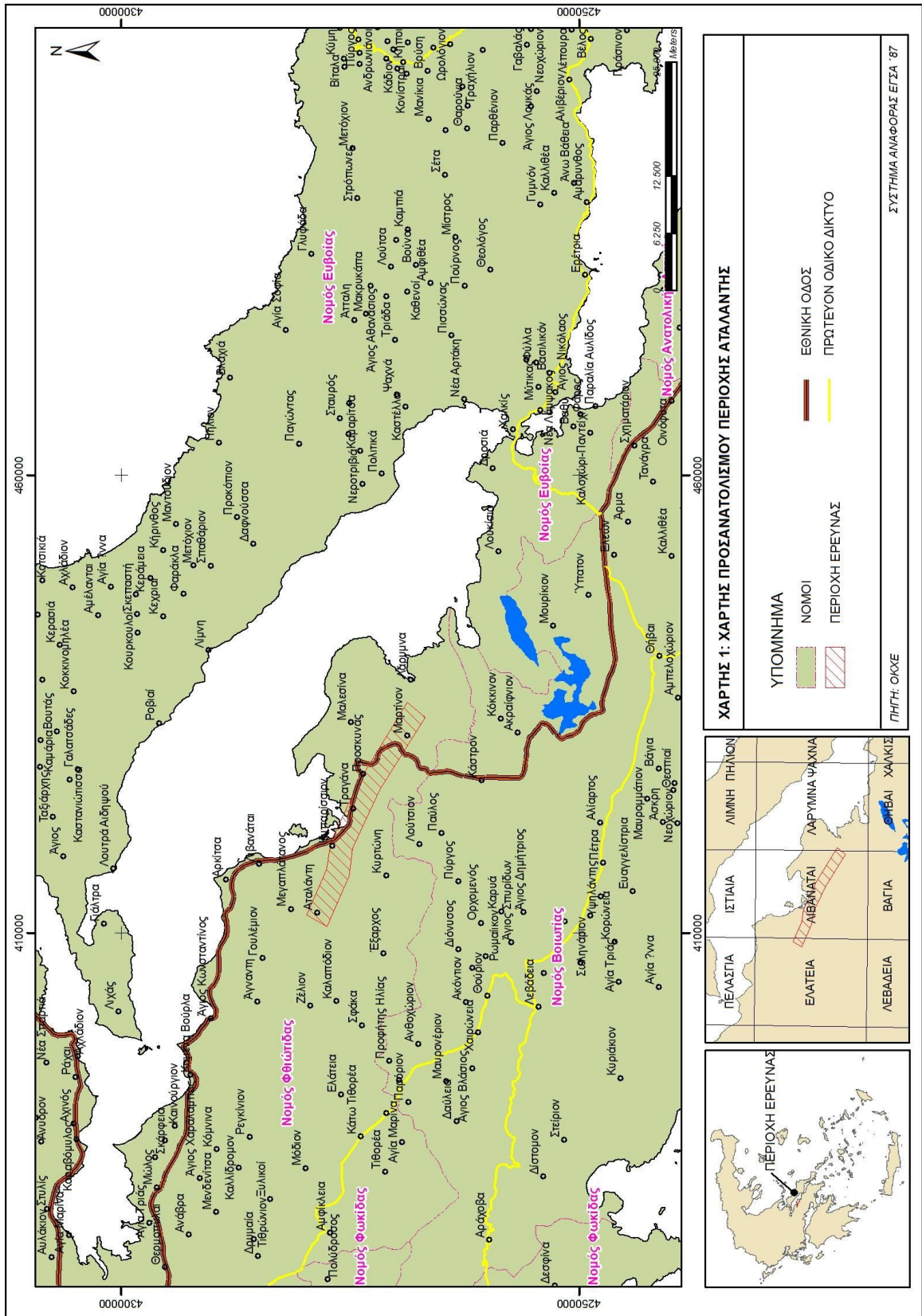
ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο σχεδιασμός αλλά και η κατασκευή τεχνικών έργων πλησίον ενεργών ρηγμάτων είναι φαινόμενο ιδιαίτερα σύνηθες στη χώρα μας και αποτελεί πλέον ένα από τα ακανθώδη θέματα της αντισεισμικής μηχανικής. Ενδεικτικό είναι το γεγονός ότι οι περισσότεροι αντισεισμικοί κανονισμοί, συμπεριλαμβανομένου και του ΕΑΚ 2000, αποφεύγουν να ορίσουν το εύρος της επικίνδυνης για δόμηση ζώνης εκατέρωθεν του ίχνους του ενεργού ρήγματος, αλλά απαιτούν ρητά την εκτέλεση ειδικής έρευνας και μελέτης. Είναι πολύ σημαντικό τα ενεργά αυτά ρήγματα να μελετώνται συστηματικά και να γίνεται αξιόπιστη εκτίμηση με γεωλογικά, γεωφυσικά, σεισμολογικά και γεωτεχνικά δεδομένα, ώστε η αντιμετώπιση των προβλημάτων που αυτά μπορεί να προκαλέσουν να είναι αποτελεσματική.

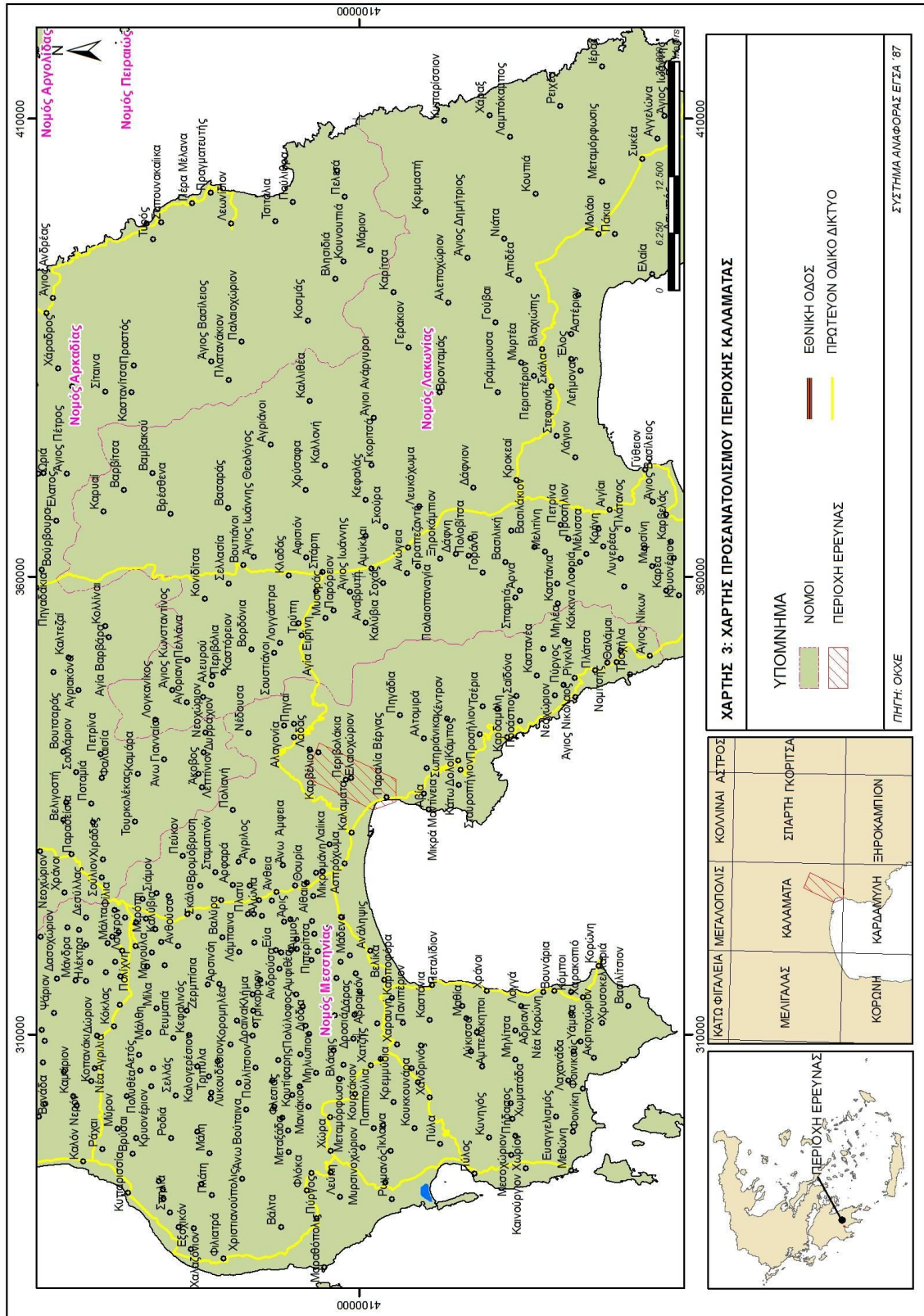
Σημαντικό στοιχείο της αξιολόγησης ενός ρήγματος αποτελεί η πιθανότητα δημιουργίας επιφανειακών διαρρήξεων κατά μήκος του καθώς και το μέγεθος της μετατόπισης που συμβαίνει σε περίπτωση σεισμικής ανάδρασης του. Το μέγεθος της μετατόπισης αυτής δίνεται από διάφορες εμπειρικές λογαριθμικές σχέσεις, οι οποίες το συνδέουν με το μήκος του ρήγματος και προφανώς με το μέγεθος του σεισμού.

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι να διερευνήσει την επίδραση των τοπικών χαρακτηριστικών και κυρίως της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος της συνσεισμικής μετατόπισης των ρηγμάτων. Για την εκτίμηση των διαφορών που παρατηρούνται στην μετατόπιση αυτή μελετήθηκαν ορισμένοι σεισμοί του Ελληνικού χώρου, οι κυριότεροι από τους οποίους είναι:

- Αταλάντης 1894 (Εικόνα 1)
- Ιερισσού 1932 (Εικόνα 2)
- Καλαμάτας 1986 (Εικόνα 3)



Εικόνα 1. Χάρτης προσανατολισμού της περιοχής Αταλάντης. Με τα πλαίσια σημειώνονται οι περιοχές μελέτης.



Εικόνα 3. Χάρτης προσανατολισμού της περιοχής Καλαμιάτας. Με τα πλαίσια σημειώνονται οι περιοχές μελέτης.

1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ – ΑΛΠΙΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΣΗ

1.1 Γενικά

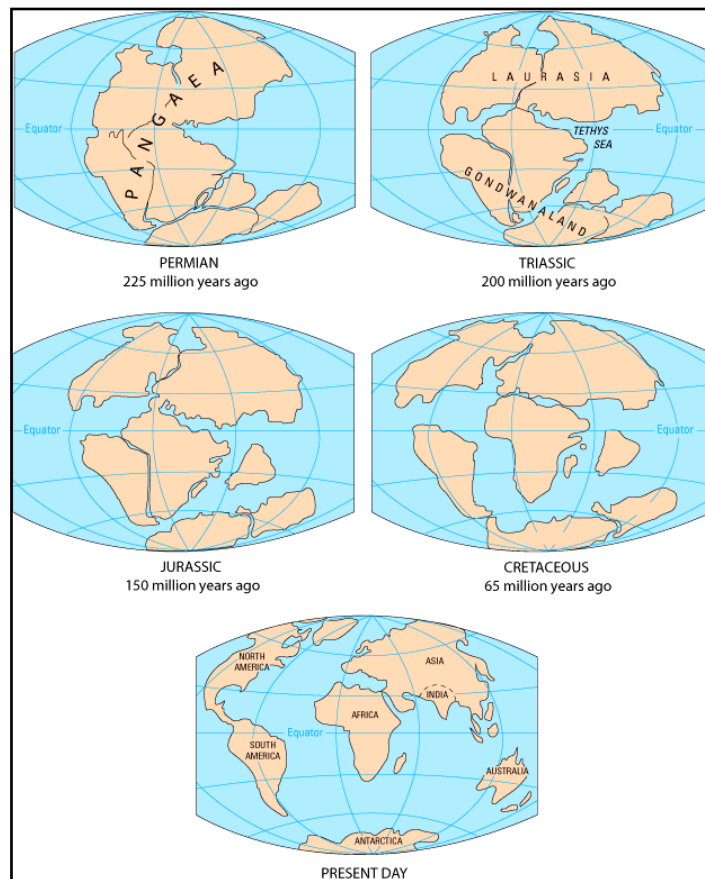
Ο Ελληνικός χώρος, όπως και ολόκληρη η Ευρώπη (Ιταλία, Άλπεις, Βαλκανική Χερσόνησος) καθώς και η Βόρεια Αφρική (Άτλας, όρη της Αλγερίας και της Τυνησίας), είναι δημιούργημα του Αλπικού γεωτεκτονικού κύκλου που έλαβε χώρα στο Μεσοζωικό και στο Τριτογενές. Οι οροσειρές της Νότιας ή Νέας Ευρώπης ανήκουν στην ορεινή αλυσίδα που αρχίζει από τα Πυρηναία και τις Βετίδες οροσειρές στην Ιβηρική χερσόνησο, περιλαμβάνει τις οροσειρές των Άλπεων, τα Καρπάθια, τα όρη της Βαλκανικής χερσονήσου (Διναρίδες και Ελληνίδες), την οροσειρά του Πόντου, τον Καύκασο, τις Ταυρίδες οροσειρές, τα όρη του Ζάγκρου του Ιράν, τα όρη του Αφγανιστάν και καταλήγει στα Ιμαλάια και την Κίνα.

Η Αλπική ορογένεση οφείλεται στην σύγκρουση των δύο μεγάλων ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών, της Ευρασίας και της Γκοντβάνα, οι οποίες χωρίζονταν από τον ωκεανό της Τηθύος. Η σύγκρουση αυτή προκάλεσε και την πτύχωση των ιζημάτων που είχαν αποθεθεί στην Τηθύ, τα οποία μαζί με τμήματα του κατεστραμμένου ωκεάνιου πυθμένα της, συγκολλήθηκαν στον ηπειρωτικό φλοιό των περιθωρίων των δύο ηπειρωτικών πλακών και σχημάτισαν τις αλυσίδες ορέων του Αλπικού Ορογενετικού Συστήματος. Ο ωκεανός της Τηθύος είχε ήδη δημιουργηθεί από τη διάρρηξη της Παναγίας (Εικόνα 4), η οποία πριν από 250 εκατομμύρια χρόνια αποτελούσε μία ενιαία ήπειρο.

Σύμφωνα με τις σύγχρονες απόψεις, η εξαφάνιση της Τηθύος δεν προήλθε από μια γενική και ενιαία σύγκλιση της Ευρασίας με τη Γκοντβάνα, αλλά από τη διαδοχική αποκόλληση μικρότερων ή μεγαλύτερων ηπειρωτικών τεμαχίων από αυτή (Κιμμέρια, Ινδίες, Αραβική και Απουλία μικροπλάκα). Θεωρείται ότι πρώτα αποσπάστηκαν από την Γκοντβάνα τα «Κινεζικά τεμάχια», τα οποία δημιούργησαν τις αντίστοιχες οροσειρές στην Κίνα και την Ινδοκίνα. Στη συνέχεια αποσπάστηκε η Κιμμέρια ήπειρος που συγκολλήθηκε στην Ευρασία στις περιοχές του Θιβέτ, Ιμαλαΐων, Αφγανιστάν, Ιράν, Βόρειας Τουρκίας, Πελαγονικής και Ελληνικής Ενδοχώρας δημιουργώντας τις Κιμμερίδες οροσειρές (Εικόνα 5). Τέλος, αποσπάστηκε από τη Γκοντβάνα η Ινδική, η Αραβική και η Απουλία πλάκα, οι οποίες με τη συγκόλλησή τους στην Ευρασία σχημάτισαν τις Αλπικές οροσειρές. Κύρια αιτία της όλης αυτής διαδικασίας ήταν το άνοιγμα του Ατλαντικού ωκεανού, που άρχισε κατά το Άνω Ιουρασικό το προκάλεσε τη βαθμιαία απομάκρυνση της Αφρικής από τη

Νότια Αμερική, με αποτέλεσμα τη σχετική κίνηση της Αφρικής προς την κατεύθυνση της Ευρασίας.

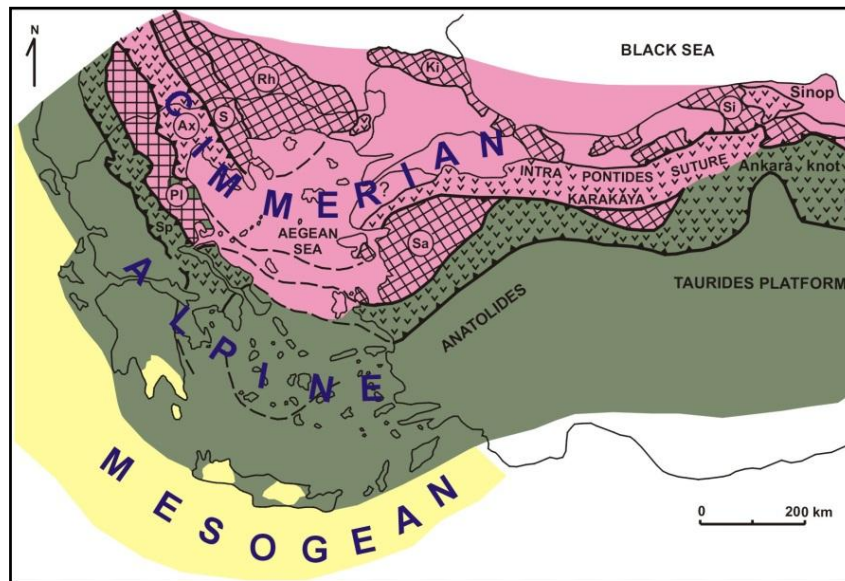
Η Αλπική Ορογενετική ζώνη διαμορφώθηκε τελικά κατά την περίοδο του Κρητιδικού–Παλαιογενούς από την κίνηση της Απουλίας ηπειρωτικής μικροπλάκας και την ενσωμάτωσή της στην Κιμμερική-Ευρασιατική ήπειρο. Όλες οι τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρα στο Κρητιδικό-Παλαιογενές με τη σύγκλιση Απουλίας-Κιμμερικής, την καταστροφή του ενδιάμεσου ωκεανού της Νεοτηθύος, την τοποθέτηση των οφιολίθων και την τελική ηπειρωτική σύγκρουση των πλακών που κατέληξε στη συγκόλληση της Απουλίας στην ενιαία πλέον Αλπική-Κιμμερική-Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα.



Εικόνα 4. Στάδια εξέλιξης της Πανγαίας από την περίοδο του Περμιού έως σήμερα

Η νεότερη Μεσογειακή Ορογενετική ζώνη διαμορφώθηκε κατά την περίοδο του Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου από τη συνεχιζόμενη υποβύθιση της Μεσογειακής-Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ενιαία Αλπική-Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα.

Η Μεσογειακή ζώνη δημιουργήθηκε από μια ισχυρή τεκτονική παραμόρφωση στο εξωτερικό τμήμα του Αλπικού Ορεγενετικού τόξου και αποτέλεσε το τελικό συμπλήρωμα του Ελληνικού Ορογενούς. Σημειώνεται ότι η εικόνα της κατανομής των Κιμμερικών ηπειρωτικών τεμαχών και των οφιολιθικών συρραφών βασίζεται στις εργασίες Mountrakis 1986 και 1994.



Εικόνα 5. Οι τρεις ζώνες του Ελληνικού Ορογενούς και η ανατολική επέκτασή τους (από Μουντράκη, 2010)

Οι Ελληνικές οροσειρές υποδιαιρούνται σε γεωτεκτονικές ζώνες, η κάθε μία από τις οποίες χαρακτηρίζεται από μια ορισμένη στρωματογραφική διαδοχή των γεωλογικών σχηματισμών, από ιδιαίτερους λιθολογικούς χαρακτήρες και έχει επηρεαστεί από συγκεκριμένες τεκτονικές φάσεις. Τα στοιχεία αυτά εξαρτώνται κυρίως από την παλαιογεωγραφική θέση της κάθε ζώνης, τις γεωδυναμικές διεργασίες αλλά και την τεκτονική της παραμόρφωση.

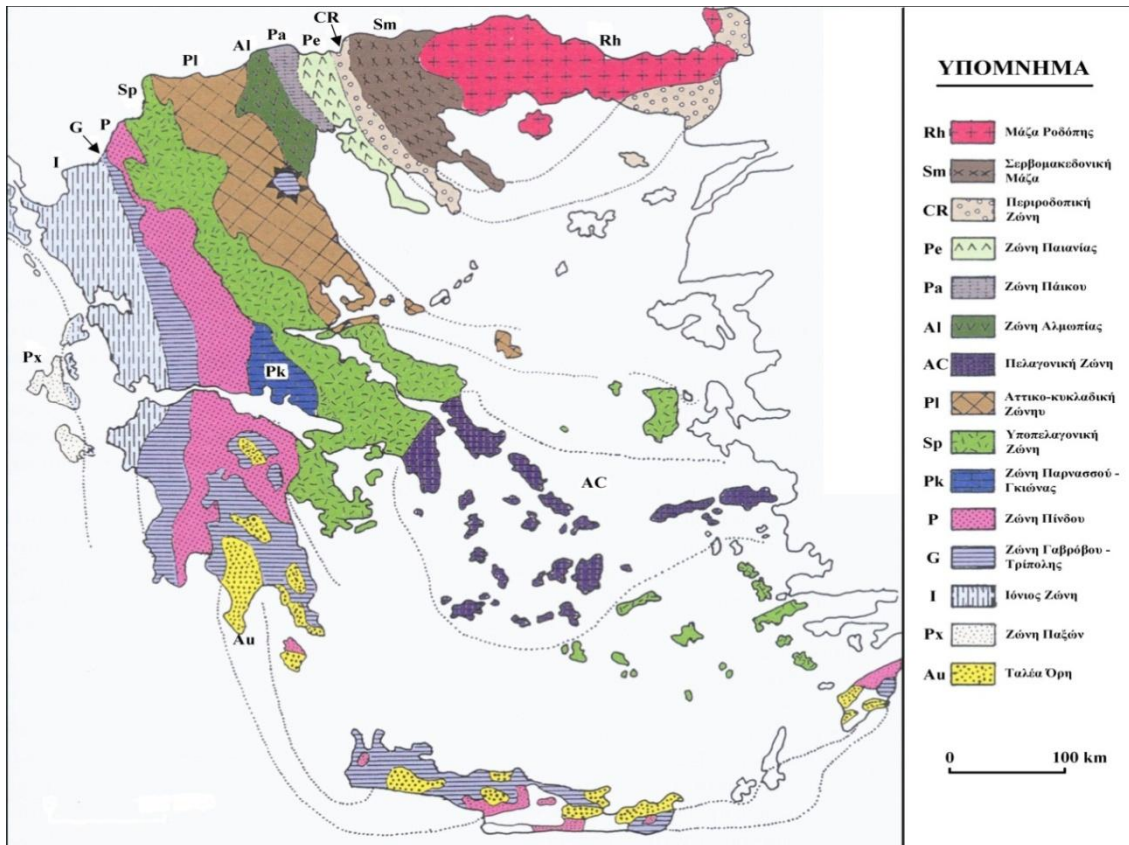
Οι γεωτεκτονικές ζώνες στον ελληνικό χώρο, ή πιο απλά οι Ελληνίδες ζώνες, είναι από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά οι εξής (Εικόνα 6):

- Η μάζα της Ροδόπης (Rh)
- Η Σερβομακεδονική μάζα (Sm)
- Η Περιοδοπική ζώνη(CR)

- Η ζώνη Αξιού (Υποδιαιρούμενη στις υποζώνες Παιονίας (Pe), Πάϊκου (Pa) και Αλμωπίας (Al))
- Η Πελαγονική ζώνη (Pl)
- Η Αττικοκυκλαδική μάζα (Ac)
- Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη Ανατολικής Ελλάδας (Sp)
- Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας (Pk)
- Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου (P)
- Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης (G)
- Η Ιόνιος ή Αδριατικοϊόνιος ζώνη (I)
- Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία (Px)

Εκτός από τις παραπάνω ζώνες, αναφέρονται ακόμη σαν διακριτές γεωτεκτονικές μονάδες ή ενότητες, η Ενότητα «Τάλας όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι» (Au) που πιθανώς ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, καθώς και η Ενότητα Βοιωτίας, που πιθανώς είναι τμήμα της Υποπελαγονικής ζώνης.

Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την Ελληνική Ενδοχώρα, οι ζώνες Περιοδοπική, Αξιού, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται Εσωτερικές Ελληνίδες και οι ζώνες Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Ιόνιος και Παξών ονομάζονται Εξωτερικές Ελληνίδες.



Εικόνα 6. Γεωτεκτονικές ζώνες του ελληνικού χώρου (από Μουντράκη, 2010)

1.2 Το ελληνικό τόξο

Βασικό τεκτονικό γνώρισμα του Ελληνικού χώρου είναι το Ελληνικό τόξο (Hellenic Arc). Το Ελληνικό τόξο ή τόξο του Αιγαίου αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας, τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο, και της Αφρικανικής πλάκας, τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου (Εικόνα 7 και 8). Οι δύο αυτές πλάκες συγκλίνουν μεταξύ τους με ταχύτητα της τάξεως των 2.5 - 3.5 cm/year, με συνέπεια τη βύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου – λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας – κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου. Η βύθιση της Αφρικανικής πλάκας έχει διαπιστωθεί και έχει καθορισθεί από τον προσδιορισμό των εστιών και των μηχανισμών γένεσης των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι διατάσσονται σε μια κεκλιμένη ζώνη, τη ζώνη Benioff. Η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας υπολογίστηκε από τη χαρτογράφηση των σεισμών ότι είναι 35° προς BBA και η βυθιζόμενη πλάκα έχει φθάσει σε βάθος περί τα 200 km (Parazachos & Comninakis 1969, 1971).

Το Ελληνικό τόξο συγκροτείται από τα εξής κύρια μορφοτεκτονικά στοιχεία :

- Την Ελληνική περιφερειακή τάφρο (Hellenic Trench), η οποία δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών. Πρόκειται για ένα σύστημα βαθιών υποθαλάσσιων βυθισμάτων (βάθη 2000-5000m), το οποίο εκτείνεται από το Ιόνιο Πέλαγος μέχρι τα νότια της Κρήτης και της Ρόδου. Το μέγιστο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο πέλαγος. Αυτό είναι και το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου.
- Το νησιώτικο τόξο, το οποίο αποτελείται από μια σειρά διαδοχικών νησιών, όπως τη Ρόδο, την Κρήτη, τα Κύθηρα και την Πελοπόννησο. Τοποθετείται παράλληλα ως προς την περιφερειακή τάφρο και σε μικρή απόσταση από αυτήν. Το τόξο αυτό δημιουργείται από την παραμόρφωση και την ανύψωση ιζηματογενών, κυρίως, πετρωμάτων του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας. Γι' αυτό το λόγο το τόξο αυτό ονομάστηκε από την αρχή από τους γεωφυσικούς ως «Εξωτερικό ιζηματογενές τόξο» με την ευρεία του έννοια και για τον Ελληνικό χώρο περιλαμβάνει τις Δυτικές Εξωτερικές οροσειρές της ηπειρωτικής Ελλάδας, την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα.
- Την οπισθοτάφρο, η οποία είναι μια θαλάσσια λεκάνη μικρότερου βάθους από την περιφερειακή τάφρο (μέγιστο βάθος 2000m περίπου). Η λεκάνη αυτή βρίσκεται μπροστά από το νησιώτικο τόξο, πάνω στην Ευρασιατική πλάκα και στον ελληνικό χώρο ταυτίζεται κυρίως με το Κρητικό πέλαγος.
- Το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, το οποίο βρίσκεται στο εσωτερικό μέρος και αποτελείται από τα ενεργά και Πλειο-Τεταρτογενή ηφαίστεια της Σαντορίνης, της Μήλου, της Νισύρου, των Μεθάνων, της Κρομμυονίας, των Λιχάδων, της Κώ, της Πάτμου, της Αντιπάρου και της Ψαθούρας. Τα ηφαίστεια αυτά συνδέονται με τη βύθιση και την τήξη της Αφρικανικής πλάκας σε βάθος περίπου 150km, πίσω από το μέτωπο σύγκλισης των πλακών.

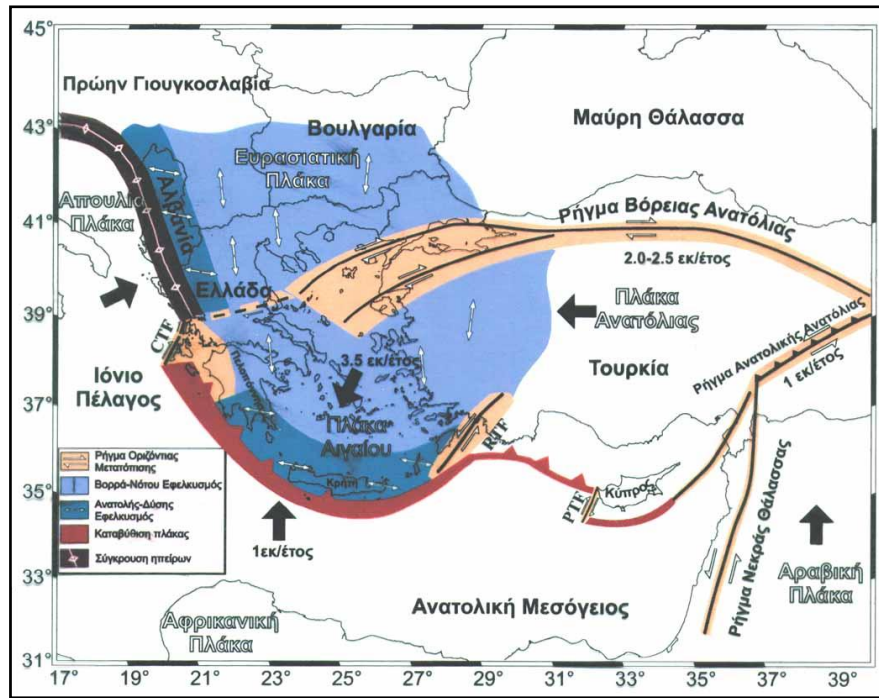
Τα τελευταία χρόνια έχει προγραμματισθεί, μέσω ερευνητικών προγραμμάτων, μία σειρά βαθιών γεωτρήσεων και μία σειρά σεισμικών τομών με υποθαλάσσιους σειсмоγράφους στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου και έτσι θα υπάρξουν νέα, πληρέστερα στοιχεία σχετικά με την κίνηση των πλακών αλλά και τη δομή και την εξέλιξη του ελληνικού τόξου γενικότερα. Όσον αφορά στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, βασικό της μορφοτεκτονικό γνώρισμα αποτελεί η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, με βάθος 1.500m περίπου, η οποία αποτελεί συνέχεια του μεγάλου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας .

Τέλος, ένα μορφολογικό χαρακτηριστικό τεκτονικής σημασίας σχετιζόμενο με το χώρο του Αιγαίου αποτελεί η Μεσογειακή ράχη. Η μεσογειακή ή ελληνική εξωτερική ράχη είναι μια υποθαλάσσια έξαρση του φλοιού που διασχίζει την Ανατολική Μεσόγειο νότια από την Ελληνική περιφερειακή τάφρο, παράλληλα στο Ελληνικό τόξο.

Σεισμολογικές και διάφορες γεωλογικές (νεοτεκτονικές) έρευνες απέδειξαν ότι στο εξωτερικό, κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου ασκούνται ισχυρές συμπιεστικές τάσεις που έχουν ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση των ιζημάτων στην περιφερειακή τάφρο, αλλά και στο εξωτερικό κράσπεδο του ιζηματογενούς τόξου. Οι παραμορφώσεις αυτές είναι κυρίως ανάστροφα ρήγματα που διαπιστώνονται μέσα στα νέα θαλάσσια ιζήματα νότια της Κρήτης και της Πελοποννήσου με γεωφυσικές μεθόδους και βαθιές γεωτρήσεις, αλλά και με υπαίθριες παρατηρήσεις πάνω στα πετρώματα των Ιόνιων νησιών.



Εικόνα 7. Βασικά μορφοτεκτονικά στοιχεία του Ελληνικού τόξου



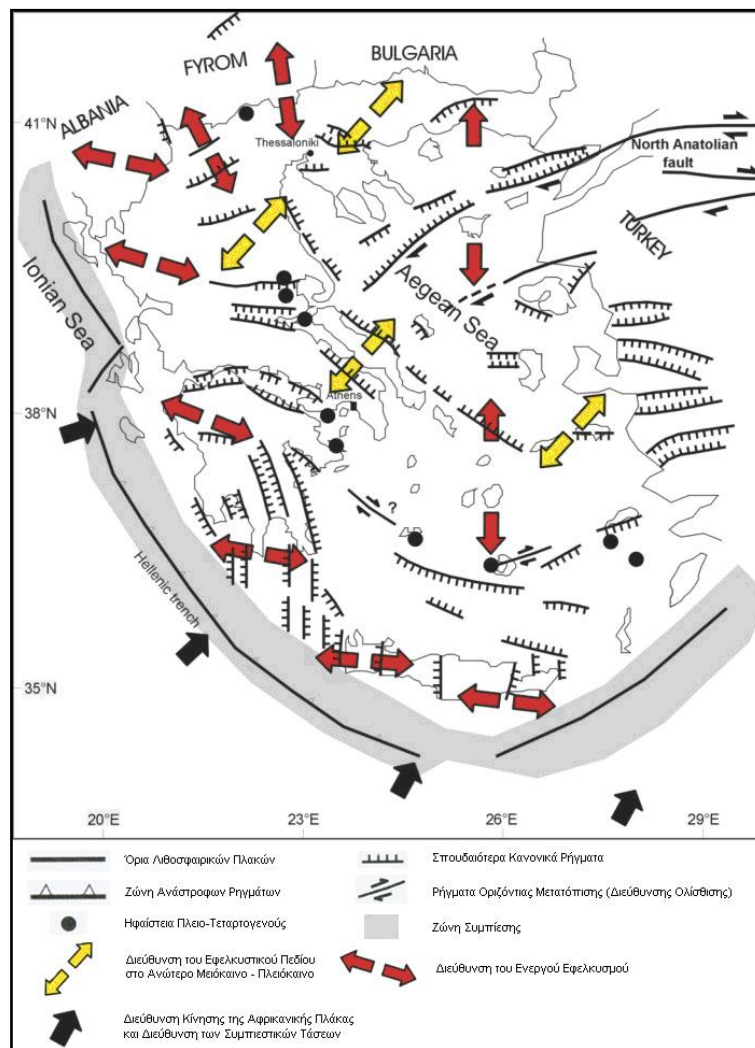
Εικόνα 8. Η ενεργός γεωδυναμική κατάσταση του Ελληνικού τόξου (από Παπαζάχο και Παπαζάχου, 1997)

Αντίθετα, σε όλο το χώρο εσωτερικά του Ελληνικού τόξου από την Κρήτη μέχρι τη Μακεδονία - Θράκη σε ολόκληρο το Αιγαίο και τον ηπειρωτικό χώρο, ασκούνται εφελκυστικές τάσεις. Αυτό διαπιστώνεται τόσο από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, όσο και από γεωλογικές παρατηρήσεις, αλλά και από insitu μετρήσεις των τάσεων που ασκούνται ενεργά στα πετρώματα. Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις έχουν γενική διεύθυνση Β-Ν και προκαλούν κανονικά ρήγματα, με γενική κυρίως διεύθυνση Α-Δ. Οι ίδιες εφελκυστικές τάσεις μπορούν να επαναδραστηριοποιήσουν ακόμη και παλαιότερα ρήγματα άλλων διευθύνσεων, που είχαν δημιουργηθεί σε άλλες γεωλογικές περιόδους. Πρόκειται, κυρίως, για κανονικά ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, αποτέλεσμα εφελκυστικής τεκτονικής της περιόδου Ανωτέρου Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου. Επαναδραστηριοποιούνται, επίσης, συχνά και παλαιότερα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης διεύθυνσης Α-Δ ή ΒΑ-ΝΔ ως κανονικά, λόγω του εφελκυσμού Β-Ν. Αποτέλεσμα των ασκούμενων εφελκυστικών τάσεων και των κανονικών ρηγμάτων που αυτές προκαλούν, είναι η εμφάνιση τεκτονικών τάφρων και τεκτονικών κεράτων τόσο κατά τη διεύθυνση Α-Δ, όσο και παράλληλα και ακτινωτά στο Ελληνικό τόξο. Υπάρχουν σεισμολογικές μελέτες (Papazachos et al. 1986) που διαπιστώνουν ότι κατά μήκος μιας ζώνης πλάτους μερικών χιλιομέτρων αμέσως

εσωτερικά του Ελληνικού τόξου, ο εφελκυσμός έχει διεύθυνση Α-Δ, κάθετη στο τόξο (Εικόνα 9).

Εξαιρέση αποτελούν τα ρήγματα στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου, τα οποία εμφανίζονται με ισχυρή οριζόντια δεξιόστροφη συνιστώσα, διότι αποτελούν την προς Δυσμάς προέκταση του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας. Ορισμένα άλλα ανάλογα ρήγματα στο χώρο του Κεντρικού Αιγαίου αποτελούν επίσης κλάδους της προέκτασης του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας.

Η Ελληνική τάφρος στη βορειοδυτική της απόληξη τέμνεται από το δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού Κεφαλονιάς/Λευκάδας, βόρεια του οποίου η Ευρασιατική πλάκα συγκρούεται με την πλάκα της Απουλίας.



Εικόνα 9. Κύρια χαρακτηριστικά της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού τόξου (από Μουντράκη, 2010)

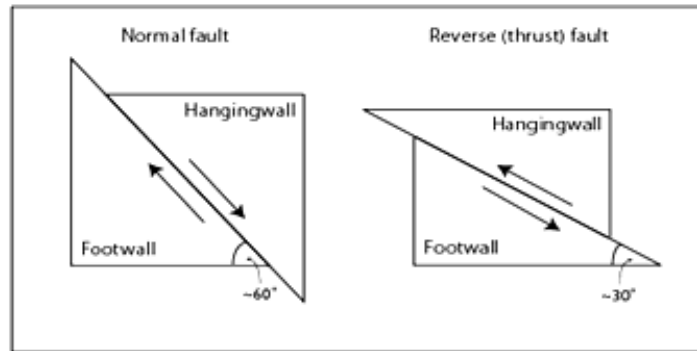
2 ΡΗΓΜΑΤΑ

2.1 Γενικά

Ρήγμα (fault) είναι η απότομη διακοπή της συνέχειας των πετρωμάτων λόγω θραύσης, κατά μήκος μιας επιφάνειας διάρρηξης και η οποία συνοδεύεται από σχετική μετατόπιση των δύο πλευρών εκατέρωθεν της επιφάνειας αυτής. Η μετατόπιση γίνεται πάνω στην επιφάνεια διάρρηξης, οι δε δύο πλευρές ονομάζονται ρηξιτεμάχη (faultblocks) ή απλά τεμάχη του ρήγματος (blocks).

Τα ρήγματα οφείλονται κατά κύριο λόγο στις ορογενετικές δυνάμεις που αναπτύσσονται κατά τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών. Όταν, λόγω των κινήσεων αυτών, οι τάσεις που αναπτύσσονται στα πετρώματα υπερβούν το όριο θραύσης τους, τότε τα πετρώματα διαρρηγνύονται και αρχίζει σχετική κίνηση μεταξύ των δύο εκατέρωθεν τεμαχών. Συνήθως τα ρήγματα εμφανίζονται πολλαπλά σε μια περιοχή, οπότε και γίνεται λόγος για ζώνη ρηγμάτων ή ρηξιγενή ζώνη. Από τα δύο τεμάχη του πετρώματος που χωρίζονται από το ρήγμα, το τέμαχος που βρίσκεται προς τη φορά κλίσης του ρήγματος, δηλαδή υπέρκειται του ρήγματος, ονομάζεται υπερκείμενο τέμαχος ή οροφή (hanging wall), ενώ το τέμαχος που βρίσκεται αντίθετα από τη φορά κλίσης του ρήγματος, δηλαδή υπόκειται του ρήγματος, ονομάζεται υποκείμενο τέμαχος ή δάπεδο (foot wall) (Εικόνα 10). Η επιφάνεια που προκύπτει από τις σχετικές μετακινήσεις των δύο τεμαχών ονομάζεται κατοπτρική επιφάνεια (επειδή σε πολλές περιπτώσεις είναι σχεδόν λεία), κάτοπτρο ή «καθρέφτης» του ρήγματος. Στο κάτοπτρο του ρήγματος και υπό την προϋπόθεση ότι αυτό δεν έχει υποστεί έντονη διάβρωση, παρατηρούνται σχεδόν πάντα οι γραμμές ολίσθησης, οι οποίες αποτυπώνουν την κίνηση των τεμαχών πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια. Σχηματίζονται από την τριβή σκληρών υλικών (κόκκων χαλαζία, κροκαλών κ.ά.), τα οποία λόγω της αντίθετης κίνησης των δυο τεμαχών εκατέρωθεν του ρήγματος, σύρθηκαν πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια. Όπως είναι φυσικό, στο επίπεδο του ρήγματος τα πετρώματα θρυμματίζονται δημιουργώντας μια ζώνη από θραύσματα, η οποία ονομάζεται ζώνη μυλωνιτίωσης.

Τις περισσότερες φορές το ρήγμα συνοδεύεται από μετάπτωση, δηλαδή κάθοδο του ενός τεμαχούς ως προς το άλλο. Η σχετική υψομετρική διαφορά μεταξύ των δύο τεμαχών ονομάζεται άλμα του ρήγματος. Ολίσθηση (slip) καλείται η σχετική μετατόπιση δύο σημείων εκατέρωθεν της επιφάνειας διάρρηξης, τα οποία πριν τη μετατόπιση συνέπιπταν.



Εικόνα 10. Οροφή και δάπεδο ρήγματος σε κανονικό και ανάστροφο ρήγμα.

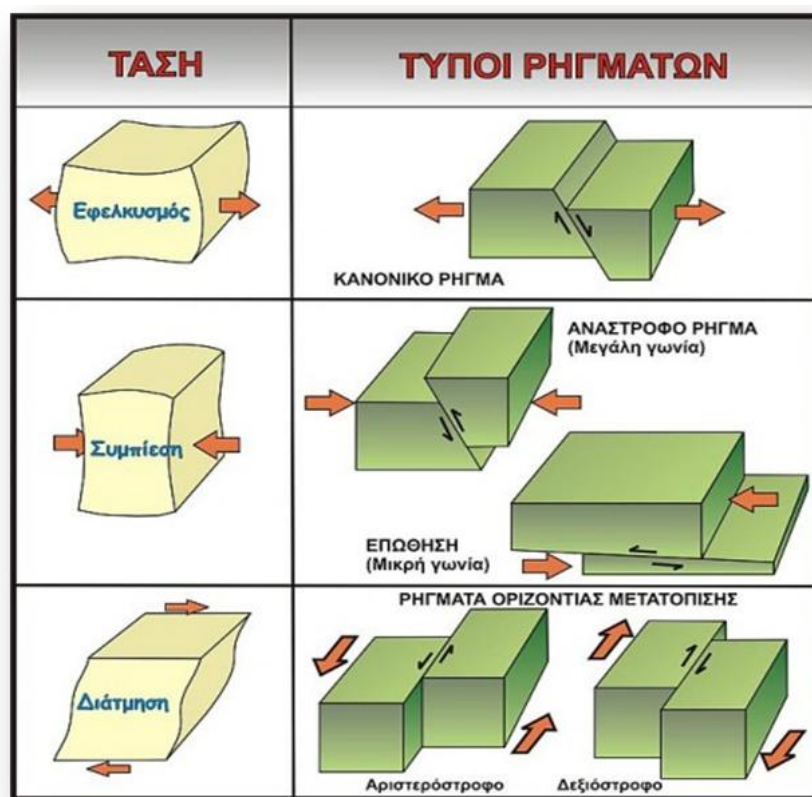
Μία από τις βασικότερες ταξινομήσεις των ρηγμάτων βασίζεται στην κίνηση εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας, η οποία πρέπει πάντοτε να θεωρείται ως σχετική. Έτσι, ανάλογα με την τροχιά ολίσθησης τα ρήγματα διαιρούνται σε:

- Ρήγματα ολίσθησης κατά κλίση (dip-slip faults): στα ρήγματα αυτά η μετατόπιση έχει γίνει παράλληλα προς τη φορά κλίσης του ρήγματος. Ανάλογα με την απόκλιση ή τη σύγκλιση οροφής και δαπέδου, χωρίζονται σε Κανονικά ή ορθά ρήγματα (normal faults) στα οποία το δάπεδο του ρήγματος ανυψώνεται και η οροφή βυθίζεται, και σε Ανάστροφα ρήγματα (reverse faults) στα οποία, σε αντίθεση με τα κανονικά, παρατηρείται ανύψωση της οροφής και βύθιση του δαπέδου.
- Ρήγματα ολίσθησης κατά παράταξη (strike-slip faults): Είναι τα ρήγματα στα οποία η μετατόπιση έχει γίνει παράλληλα προς την παράταξη του ρήγματος. Τα ρήγματα αυτά διακρίνονται με τη σειρά τους σε αριστερόστροφα (left-lateral/sinistral) και δεξιόστροφα (right-lateral/dextral). Δεξιόστροφα είναι αυτά στα οποία, αν θεωρήσουμε το ένα τμήμα σταθερό, το άλλο έχει μετατοπιστεί προς τα δεξιά του. Το αντίθετο ισχύει για τα αριστερόστροφα.
- Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (oblique-slip faults): Σε αυτή την περίπτωση το άνωσμα της ολίσθησης σχηματίζει μετρήσιμη γωνία με την παράταξη ή τη φορά κλίσης του ρήγματος.

Θα πρέπει εδώ να σημειωθεί ότι υπάρχουν κατηγορίες ρηγμάτων που προέρχονται από μεικτούς κινηματικούς χαρακτήρες και ονοματίζονται αντίστοιχα με μεικτό τρόπο, π.χ. η

ορολογία πλαγιοκανονικό ρήγμα αντιστοιχεί σε ρήγμα με πλάγια και κανονική συνιστώσα κίνησης.

Στην εικόνα 11 απεικονίζονται οι βασικοί τύποι ρηγμάτων και οι τεκτονικές τάσεις που τα δημιουργούν. Παρατηρούμε ότι οι εφελκυστικές δυνάμεις δημιουργούν κανονικά ρήγματα, οι συμπιεστικές δυνάμεις δημιουργούν ανάστροφα ρήγματα και από διατμητικές τάσεις έχουμε τη δημιουργία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Διακρίνουμε στην κατηγορία των ανάστροφων ρηγμάτων, ανάλογα με τη γωνία κλίσης της ρηξιγενούς επιφάνειας, τα εφριπτευτικού χαρακτήρα ανάστροφα ρήγματα (με κλίση $>45^\circ$) και τα επωθητικού χαρακτήρα ανάστροφα ρήγματα (με κλίση $<45^\circ$).



Εικόνα 11. Βασικοί τύποι ρηγμάτων και αντίστοιχες τεκτονικές τάσεις.

2.2 Ενεργά ρήγματα και σεισμικές μετατοπίσεις

Ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολυάριθμων ρηγμάτων, μικρού σχετικά μήκους, τα περισσότερα από τα οποία είναι κανονικά. Πολλά από αυτά τα ρήγματα λειτούργησαν στο παρελθόν κατά τη διάρκεια εκατομμυρίων ή εκατοντάδων χιλιάδων ετών και σήμερα παρουσιάζονται χωρίς δυναμική. Αντίθετα, νεότερης κυρίως γεωλογικής ηλικίας ρήγματα επαναδραστηριοποιούνται κατά ορισμένα χρονικά

διαστήματα (κανονικά ή μη) και προκαλούν τους σεισμούς. Τα ρήγματα αυτά ονομάζονται ενεργά ρήγματα.

Διάφοροι επιστημονικοί οργανισμοί, υπηρεσίες ή μεμονωμένοι ερευνητές έχουν ορίσει ένα ρήγμα ως ενεργό όταν έχει παρουσιάσει σεισμική (ή ασεισμική) δραστηριοποίηση: α) σε 10.000 χρόνια, β) σε 35.000 χρόνια, γ) σε 150.000 χρόνια, δ) περισσότερο από μια φορά τα τελευταία 500.000 χρόνια, και συνδέεται αποδεδειγμένα με καταγραμμένα σεισμικά επίκεντρα. ή ε) τέλος, στη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Οι ορισμοί αυτοί έχουν αποκτήσει σε χώρες έντονα σεισμικές (ΗΠΑ, Ιαπωνία, Νέα Ζηλανδία) και νομική σημασία και λαμβάνονται σοβαρά υπόψη για τις κατασκευές μεγάλων τεχνικών έργων, αγωγών ενέργειας, την πολεοδομική επέκταση κ.λ.π.

Η Διεθνής Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας θεωρεί ένα ρήγμα ενεργό αν:

- Παρουσιάζει τεκμήρια κίνησης στο πρόσφατο Τεταρτογενές
- Υπάρχουν τοπογραφικές ενδείξεις για πρόσφατη επιφανειακή διάρρηξη
- Συνδέεται άμεσα με σεισμούς καταγραμμένους με σεισμολογικά όργανα
- Παρουσιάζει ασεισμική ολίσθηση ή έχει μια αποδεδειγμένα δομική σχέση με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα, έτσι ώστε η κίνηση του ενός μπορεί να προκαλέσει την κίνηση του άλλου.

Με βάση την Ιαπωνική πρακτική η οποία εστιάζει κυρίως στο μέγεθος της μετατόπισης των ρηγμάτων και στο σύγχρονο και μελλοντικό ρυθμό ολίσθησης τους, τα ρήγματα κατατάσσονται σε:

- Ρήγματα με πολύ υψηλή δραστηριότητα. Οι ποιοί ενεργές ζώνες ρηγμάτων είναι εκείνες στις οποίες παρατηρείτε μια σειρά σεισμών μεγάλων μεγεθών, παρουσιάζουν τους υψηλότερους ρυθμούς ολίσθησης, ανάλογους με εκείνους που παρατηρήθηκαν κατά μήκος των περιθωρίων των περισσότερων λιθοσφαιρικών πλακών, των ποιο πολλών ρηγμάτων μετασχηματισμού και του κύριου συστήματος των ρηγμάτων και έχουν ρυθμό ολίσθησης $> 1 \text{ cm} / \text{έτος}$.
- Ρήγματα με υψηλή δραστηριότητα. Η ταξινόμηση των ρυθμών μεταξύ 1 cm και $0,1 \text{ cm}/\text{έτος}$ όπου ακολουθεί τους ορισμούς της υψηλής δραστηριότητας της Διεθνούς Επιτροπής Ατομικής Ενέργειας. Αυτή η κλίμακα ρυθμών χαρακτηρίζει πολλά κύρια ρήγματα με μήκη από πολύ μεγάλα ως μέτρια και γενικά καθορίζεται εξαιτίας των πολλών γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών που χαρακτηρίζουν τα ενεργά ρήγματα.

Το διάστημα επαναδραστηριοποίησης για σεισμούς μεγέθους $M=7$ σε ένα δεδομένο τμήμα κατά μήκος των ρηγμάτων, συνήθως μετριέται σε εκατοντάδες ή χιλιάδες χρόνια. Τέτοιες υψηλές ταχύτητες ολίσθησης πρέπει να μελετούνται για τις πιο πολλές μηχανικές κατασκευές, κι αν ακόμα το διάστημα επαναδραστηριοποίησης μπορεί να είναι μεγαλύτερο από την αναμενόμενη ζωή της κατασκευής

- Ρήγματα με μέτρια δραστηριότητα. Η ταξινόμηση των ρυθμών μεταξύ $0,1\text{cm}/\text{έτος}$ και $0,01\text{cm}/\text{έτος}$ ορίζεται ως μέτρια. Αυτή η κλίμακα ρυθμών περιλαμβάνει ρήγματα που γενικά έχουν καλά αναπτυγμένα τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της δραστηριότητάς τους. Το διάλειμμα επαναδραστηριοποίησης σε ένα δεδομένο σημείο του ρήγματος μεταξύ σεισμών μεγέθους $M=7$ ή μεγαλύτερου, γενικά μετριέται σε πολλές δεκάδες χιλιάδες χρόνια μέχρι εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια. Αυτός ο μέτριος ρυθμός επαναδραστηριοποίησης είναι πιο μεγάλος από την αναμενόμενη ζωή των περισσότερων μηχανικών κατασκευών, αλλά πρέπει να μελετάται για τις περισσότερες δομές.
- Ρήγματα με χαμηλή δραστηριότητα. Η ταξινόμηση των αριθμών μεταξύ $0,01\text{ cm}/\text{έτος}$ και $0,001\text{ cm}/\text{έτος}$ θεωρείται χαμηλή. Σε αυτή την κλίμακα ρυθμών μετατόπισης, οι γεωμορφολογικές δραστηριότητες είναι γενικά σποραδικές, αβάσιμες ή ελλιπείς. Το διάστημα επανάληψης μεταξύ σεισμών μεγέθους $M=7$ ή μεγαλύτερων, σε ένα ορισμένο τμήμα του ρήγματος γενικά μετριέται σε πολλές δεκάδες χιλιάδες χρόνια μέχρι εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια. Το επιτρεπόμενο μηχανικό όριο για τα ρήγματα αυτής της κλίμακας είναι γενικά περιορισμένο μόνο για σημαντικές δομές, όπως οι πυρηνικοί σταθμοί και τα φράγματα που είναι ζωτικής σημασίας κατασκευές.
- Ρήγματα με άκρως χαμηλή δραστηριότητα ή ανενεργά. Αυτή η κλίμακα δραστηριότητας περιλαμβάνει ρυθμούς μικρότερους από $0,001\text{ cm}/\text{έτος}$. Αντιπροσωπεύει ρυθμούς παραμορφώσεων τεσσάρων ή περισσότερων τάξεων μεγέθους χαμηλότερους απ' ό,τι αυτούς των ζωνών των πολύ υψηλής δραστηριότητας και περιλαμβάνει τα ρήγματα που έχουν πολύ χαμηλούς ρυθμούς δράσης ή ρήγματα που είναι γεωλογικά ανενεργά.

Σε ότι αφορά τον ελληνικό χώρο, μπορούμε να θεωρήσουμε ένα ρήγμα ενεργό όταν αποδεδειγμένα έχει δράσει τα τελευταία 500.000 χρόνια (από το Μέσο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα). Στο διάστημα αυτό, δεν έχει σημειωθεί μεγάλη αλλαγή στο τεκτονικό μοντέλο, δηλαδή στο είδος και τον προσανατολισμό των τεκτονικών τάσεων που

επηρεάζουν πολλές από τις ενεργές περιοχές της χώρας, οπότε αναμένεται να είναι ανάλογος και ο τρόπος της μελλοντικής κίνησης ενός ρήγματος (Ροντογιάννη 2006).

Σύμφωνα με τα παραπάνω είναι φανερό ότι ο ασφαλής χαρακτηρισμός ενός ρήγματος ως ενεργού από τις ενόργανες σεισμικές καταγραφές, που υπάρχουν μόνο για το διάστημα των τελευταίων 100 περίπου ετών, δεν είναι αρκετά αξιόπιστος. Έτσι για την καλύτερη προσέγγιση του προβλήματος και την κατά το δυνατόν ασφαλέστερη αναγνώριση των ενεργών ρηγμάτων μιας περιοχής έρευνας, χρησιμοποιούνται εκτός από τα σεισμολογικά και γεωλογικά κριτήρια, καθώς και γεωφυσικά και ιστορικά δεδομένα, τα οποία συνοψίζονται ως εξής:

▪ **Γεωλογικά κριτήρια**

Ένα ρήγμα μπορεί να χαρακτηριστεί γεωλογικά ενεργό όταν αποδεδειγμένα επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν, δηλαδή όταν έχει δραστηριοποιηθεί τουλάχιστον μία φορά κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές. Αυτό διαπιστώνεται άμεσα με την ηλικία των σχηματισμών που επηρεάζει. Όταν δηλαδή το ρήγμα κόβει σχηματισμούς του Ανώτερου Πλειστόκαινου ή και νεότερους, τότε χαρακτηρίζεται ως γεωλογικά ενεργό ρήγμα. Υπάρχουν όμως και έμμεσοι τρόποι για να διαπιστωθεί αν ένα ρήγμα είναι γεωλογικά ενεργό, όπως είναι τα πρόσφατα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά που ενδεχόμενα συνοδεύουν το ενεργό ρήγμα. Τέτοια είναι: αναβαθμίδες τεκτονικής προέλευσης, νεοτεκτονικά εξάρματα, νεοσχηματισθείσες τεκτονικές κοιλάδες, απότομη αλλαγή διεύθυνσης χειμάρρων, τεκτονικά πρηνή με μεγάλες κλίσεις (απότομες πλαγιές), κυματοειδής διάταξη πρόσφατων ιζημάτων που οφείλεται σε τεκτονικά αίτια, τριγωνικές επιφάνειες κ.ά.

Αλλά επικουρικά στοιχεία για την ένδειξη της ενεργού δράσης ενός ρήγματος είναι η ύπαρξη θερμομεταλλικών πηγών ή ατιμίδων κατά μήκος αυτού. Επίσης η ανάπτυξη γεωθερμικών πεδίων στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος, καθώς και φαινόμενα έντονης διάβρωσης που εμφανίζονται στο υπερυψωμένο τέμαχος του ρήγματος, τα οποία όμως δεν είναι απαραίτητα, μονοσήμαντα, να χαρακτηρίζουν πάντοτε ενεργά ρήγματα.

- **Σεισμοϊστορικά κριτήρια**

Πληροφορίες από ιστορικές πηγές για μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς που συνδέονται επίσης με μετακινήσεις ρηγμάτων (άλματα) , κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις εδαφών, αλλαγές ροής χειμάρρων ή πηγών κ.ά. αποτελούν τις πλέον σοβαρές ενδείξεις για το χαρακτηρισμό ως ενεργού μιας περιοχής. Αν μάλιστα οι πληροφορίες είναι τόσο ακριβείς και μπορούν να συνδυαστούν με προϋπάρχοντα ρήγματα, τότε μπορούν να καθορίσουν με σαφήνεια ενεργά ρήγματα.

- **Γεωφυσικά κριτήρια**

Γεωφυσικά δεδομένα, όπως βαρυτομετρικές ανωμαλίες ή ακριβείς υπολογισμοί της δομής του φλοιού της γης διάφορων σεισμοτεκτονικών τεμαχών, συμβάλλουν ουσιαστικά στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής μιας περιοχής. Κυρίως όμως τα σεισμολογικά στοιχεία είναι εκείνα που μπορούν με ακρίβεια να καθορίσουν τη θέση ενεργών ρηγμάτων.

- **Σεισμολογικά κριτήρια**

Μεγάλοι ή ακόμη και μικροί σεισμοί, τα επίκεντρα και τα εστιακά βάθη των οποίων είναι καθορισμένα ακριβώς από μεγάλο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών, μπορούν να ορίσουν τη θέση ενεργών ρηγμάτων. Επίσης σεισμικές ακολουθίες (προσεισμοί, μετασεισμοί, σμηγοσεισμοί) συνδέονται άμεσα με ενεργά ρήγματα, τη γεωμετρία των οποίων μάλιστα μπορούν να την καθορίσουν με ικανοποιητική ακρίβεια. Τέλος μικροσεισμοί ($1.5 \leq M \leq 3$) που είναι υπολογισμένοι με δίκτυο σειсмоγράφων μεγάλης ευαισθησίας ή από δίκτυο φορητών σειсмоγράφων εγκατεστημένων σε μικρή περιοχή (2-5 km γύρω από τα ρήγματα) καθορίζουν με ικανοποιητική ακρίβεια τα ενεργά ρήγματα. Αντίθετα όμως, η έλλειψη σεισμών δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως κριτήριο για τον καθορισμό ενός ρήματος ως μη ενεργού.

- **Παλαιοσεισμολογικά κριτήρια**

Οι παλαιοσεισμολογικές μέθοδοι, όπου μπορούν να εφαρμοσθούν, παρέχουν πολύ αξιόπιστα δεδομένα και αποδείξεις για το χαρακτηρισμό των ενεργών ρηγμάτων με ποσοτικές παραμέτρους, όπως το είδος των παλαιοσεισμών, τα άλματα των ρηγμάτων και ο ρυθμός ολίσθησης τους.

Με βάση τα κριτήρια που προαναφέρθηκαν, τα ρήγματα ταξινομούνται σε τέσσερις κατηγορίες με τους αντίστοιχους χαρακτηρισμούς.

α) Σεισμικά ρήγματα

Είναι τα ρήγματα στα οποία υπάρχουν σύγχρονες ή ιστορικές καταγραφές και μαρτυρίες για την εκδήλωση κατά μήκος τους επιφανειακών διαρρήξεων κατά τη διάρκεια σεισμού.

β) Ενεργά ρήγματα

Είναι εκείνα που έχουν μετατόπιση πρόσφατους γεωλογικούς σχηματισμούς ή παρουσιάζουν μικρή αλλά συνεχή μετακίνηση των δύο τεμαχών τους (creep), η οποία διαπιστώνεται με γεωδαιτικές μετρήσεις. Τα ενεργά ρήγματα συνήθως τέμνουν πρόσφατα ιζήματα ή ηφαιστειακά πετρώματα Τεταρτογενούς ηλικίας (κυρίως Ανωτέρου Πλειστοκαίνου και Ολοκαίνου) και είναι συνδεδεμένα με πρόσφατες γεωμορφολογικές δομές ή με την εκδήλωση θερμών πηγών. Τέλος, έχουν άμεση σχέση με την κατανομή των επικέντρων σεισμών και μικροσεισμών ή ακόμη και ιστορικών σεισμών.

γ) Δυνητικώς ενεργά ρήγματα

Χαρακτηρίζονται εκείνα που διαθέτουν μικρό βαθμό συσχέτισης με την κατανομή των επικέντρων μεγάλων σεισμών ή συνηθέστερα συνδέονται μόνο με μικροσεισμούς. Επίσης, πρόκειται για ρήγματα για τα οποία δεν υπάρχουν ιστορικές πληροφορίες για σεισμούς και εδαφικές διαρρήξεις και μετακινήσεις, επηρεάζουν νέα ιζήματα, αλλά δε φαίνεται να έχουν επαναδραστηριοποιηθεί στο πολύ πρόσφατο παρελθόν. Τέλος, πρόκειται για εκείνα τα ρήγματα όπου τα νέα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας του εδάφους με τα οποία συνδέονται (π.χ. κατοπτρικές επιφάνειες) έχουν διαβρωθεί ή δεν διακρίνονται ευκρινώς.

δ) Κοινά ή άγνωστης δραστηριότητας ρήγματα

Χαρακτηρίζονται εκείνα για τα οποία σεισμολογικές, ιστορικές και γεωλογικές ενδείξεις για επαναδραστηριοποίησή τους στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν δεν υπάρχουν.

Προφανώς τα ρήγματα αυτής της κατηγορίας δεν είναι απαραίτητο να λαμβάνονται υπόψη κατά το σχεδιασμό τεχνικών έργων, παρά μόνο ως επιφάνειες ασυνέχειας. Η περίπτωση μελλοντικής ενεργοποίησής τους εμφανίζεται σχεδόν μηδενική.

Οι παραπάνω χαρακτηρισμοί προφανώς και δεν είναι απόλυτοι, λόγω του ότι αναφέρονται στη Γη και τις φυσικές δυνάμεις, που είναι σε πολλές περιπτώσεις απρόβλεπτες. Για το χαρακτηρισμό ενός ρήγματος ως ενεργού μόνο με γεωλογικά κριτήρια πρέπει κανείς να είναι πολύ προσεκτικός και να μην αποκλείει εύκολα ρήγματα, καθώς ορισμένα που είχαν χαρακτηριστεί στο παρελθόν ως τεκτονικά αδρανή, αιφνιδίασαν στη συνέχεια.

2.3 Σεισμική επικινδυνότητα (Ε.Α.Κ.)

Ένας από τους βασικότερους λόγους που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον τα ενεργά ρήγματα μιας περιοχής είναι η θεμελίωση τεχνικών κατασκευών (κτίρια, γέφυρες, δρόμοι, υπόγεια δίκτυα ηλεκτρισμού, φράγματα, σήραγγες) πάνω ή και κοντά σε αυτά. Έτσι, για την αποφυγή αστοχιών των κατασκευών από τη δόμηση πάνω σε ρήγματα, πολλές χώρες έχουν θεσπίσει ειδική νομοθεσία. Η νομοθεσία αυτή περιλαμβάνει ζώνες απαγόρευσης δόμησης πάνω στα ρήγματα και σε απόσταση από αυτά που διαφέρει ανά χώρα και ζώνες ειδικών συνθηκών δόμησης καθώς απομακρυνόμαστε από αυτά.

Υπάρχει ανάλογη νομοθεσία και για την Ελλάδα στον Νέο Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό ΕΑΚ-2000 (ΦΕΚ 2184Β/20-12-1999) και στην τροποποίηση και συμπλήρωση του (ΦΕΚ781/18-6-2003) σε αντίστοιχο κεφάλαιο για την γειτνίαση ενεργών σεισμοτεκτονικών ρηγμάτων και τον καθορισμό ζωνών προστασίας για τις κατασκευές. Η νομοθεσία αυτή δεν είναι ιδιαίτερα σαφής για τον καθορισμό ζωνών αλλά επιβάλλει την σύνταξη ειδικής μελέτης ανάλογα με την περίπτωση επικινδυνότητας των ρηγμάτων.

Συγκεκριμένα, σύμφωνα με τον ΕΑΚ 2000 - ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5.1.2 - Γειτνίαση Ενεργών Σεισμοτεκτονικών Ρηγμάτων:

- Ο χαρακτηρισμός ρηγμάτων ως σεισμικώς ενεργών θα γίνεται με βάση σειсмоϊστορικά και σεισμοτεκτονικά δεδομένα και θα λαμβάνεται υπόψη και το πιθανό μέγεθος τυχόν σεισμικής διάρρηξης. Η επισήμανση και ο χαρακτηρισμός σεισμοτεκτονικών ρηγμάτων αποτελεί εν γένει αντικείμενο ειδικής μελέτης που αφορά στην ευρύτερη περιοχή οικοδόμησης και όχι σε μεμονωμένα κτίρια. Τέτοια

διερεύνηση αποτελεί απαραίτητο στοιχείο για την οικιστική ανάπτυξη μίας περιοχής και υπόκειται σε έλεγχο και έγκριση της πολιτείας. Διερεύνηση για ύπαρξη σεισμικώς ενεργών ρηγμάτων δεν απαιτείται εν γένει μέσα σε οικιστικά ανεπτυγμένες περιοχές, εκτός αν υφίστανται ισχυρές ενδείξεις περί του αντιθέτου, βασιζόμενες σε επίσημους γεωλογικούς -τεκτονικούς χάρτες.

- Σε περιπτώσεις στις οποίες συντρέχουν ειδικοί λόγοι δόμησης στην άμεση γειτονία σεισμοτεκτονικών ρηγμάτων που θεωρούνται σεισμικώς ενεργά, η δόμηση επιτρέπεται μόνον ύστερα από ειδική σεισμική - γεωλογική - γεωτεχνική - στατική μελέτη. Στην μελέτη αυτή θα διερευνώνται οι επιπτώσεις της γειτνίασης του ρήγματος και θα λαμβάνονται μέτρα για την αποτελεσματική αντιμετώπισή τους. Η σεισμική δράση σχεδιασμού στην άμεση γειτονία τέτοιων ρηγμάτων θα λαμβάνεται αυξημένη τουλάχιστον κατά 25% σε σχέση με την οριζόμενη στο κεφάλαιο 2.

Είναι ευνόητο ότι σε ό,τι αφορά τα έργα που γίνονται στην Ελλάδα, εκτός από τις διεθνείς και ελληνικές προδιαγραφές πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη η εμπειρία από τα αποτελέσματα και τις επιπτώσεις των σεισμών στο χώρο μας ή σε περιοχές με παρόμοιο σεισμοτεκτονικό καθεστώς. Τα ενεργά ρήγματα θα πρέπει να λαμβάνονται σοβαρά υπόψη στον αντισεισμικό σχεδιασμό, ακόμη και αν τα υπάρχοντα σεισμολογικά στοιχεία δείχνουν σαφώς χαμηλότερους δείκτες και συντελεστές – όπως συνέβη στην περίπτωση των ανεπάντεχων σεισμών του Kobe Ιαπωνίας, ή της Κοζάνης – Γρεβενών (1995) και Αθήνας (1999). Η διεθνής επιστημονική κοινότητα πλέον δέχεται ότι είναι προτιμότερη και ασφαλέστερη η σωστή θεμελίωση σε περιοχές που γνωρίζουμε την ύπαρξη, τη γεωμετρία και σεισμική ιστορία των ρηγμάτων, ενώ αντίθετα είναι περισσότερο επικίνδυνο να σχεδιάζουμε κατασκευές σε περιοχές με ελλιπή γεωλογική γνώση.

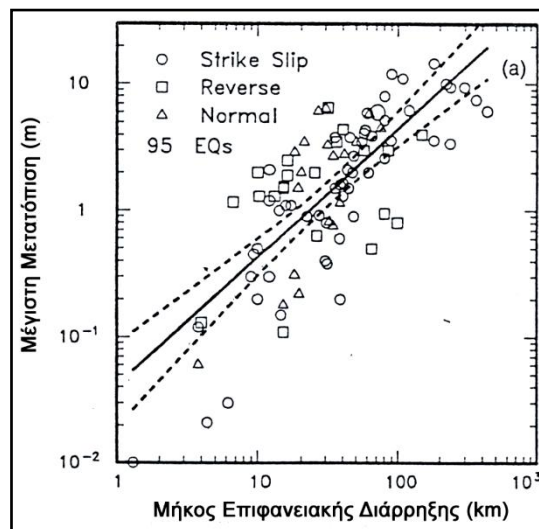
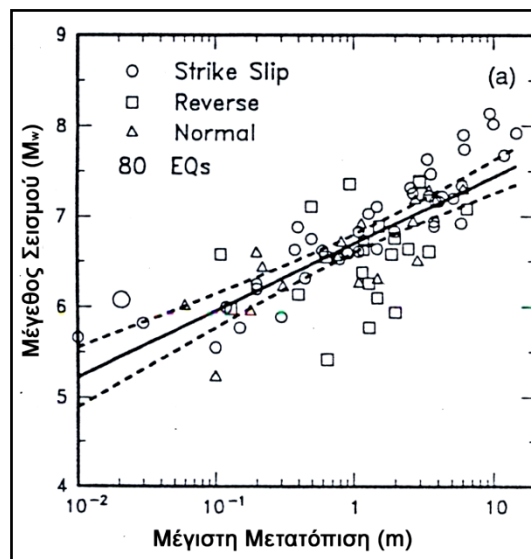
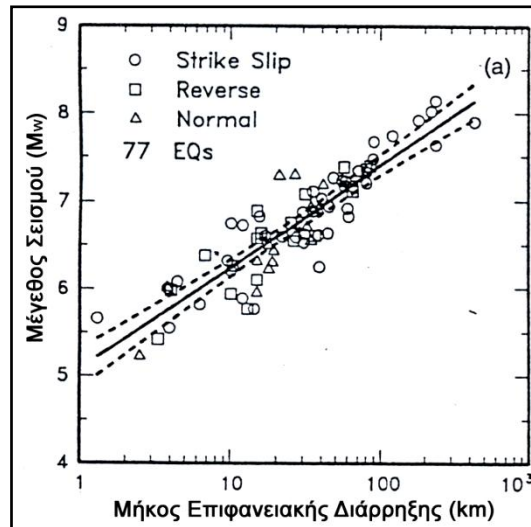
Σύμφωνα με τα παραπάνω, η σεισμική επικινδυνότητα, ως η αναμενόμενη εκδήλωση ενός μελλοντικού σεισμού, είναι μία από τις βασικότερες σεισμικές παραμέτρους που θα πρέπει να εξετάζεται και να εκτιμάται κατάλληλα. Για τον υπολογισμό του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{max}) ενός μελλοντικού σεισμικού γεγονότος χρησιμοποιούνται ορισμένες εμπειρικές σχέσεις, οι οποίες συνδέουν το μέγεθος ενός σεισμού με το μήκος και πλάτος διάρρηξης, καθώς και τη μέγιστη και μέση σεισμική μετατόπιση (Πίνακας 1 και 2, και Εικόνες 12α, 12β και 12γ).

Αναφορά	Εξίσωση
Wyss and Brune (1968)	$ML = 1.9 \log L(\text{cm}) - 6.7$ California-Nevada $M_c = 3-6$
Enescu (1977)	$\log L(\text{cm}) = 0.38 M_s + 3.85$ περιοχή Vrancea $\log S(\text{cm}^2) = 0.76 M_s + 7.42$ Ρουμανία
Ambraseys and Zatopek	$M_s = 0.88 \log L(\text{km}) + 5.62$ Τουρκία $M_s = 5.8-8.0$
Bollinger (1968)	$M_s = 0.79 \log(Km) + 6.04$ $M_s = 5-8$
King and Knopoff (1968, 1969)	$\log(LD2) = 2.24 M_s - 4.99$ $M_s = 5.5-8.5$ L(cm) $\log(LD) = 1.70 M_s - 3.47$ D(cm)max
Chinnery (1969)	$M_s = 0.57 \log(LD2) + 0.84$ $M_s = 3-8$ L(cm) $M_s = 1.04 \log D + 4.96$ D(cm) W(cm) $M_s = 0.79 \log(LDW) - 4.74$ Strike slip
Housner (1970)	$\log L(\text{Km}) = 0.43 M_s - 1.54$ $M_s < 6.4$ $\log L(\text{Km}) = 0.87 M_s - 4.45$ $M_s > 6.4$
Schick (1970)	$M_s = 2 \log L(\text{Km}) + 3.5$ Γερμανία
Shebalin (1971)	$\log L(\text{Km}) = 0.5 M_s - 1.8$ $\log W(\text{Km}) = 0.3 M_s - 0.25$ logh -0.5
Ozawa (1972)	$M_s = 0.76 \log L(\text{Km}) + 6.35$ Kyoto, Ιαπωνία
Douglas and Ryall (1975)	$\log L(\text{Km}) = 0.395 M_s - 1.454$ $M_s < 6.4$ Nevada $\log L(\text{Km}) = 0.9 M_s - 4.673$ $M_s > 6.4$
Matsuda (1975)	$\log D(\text{m}) = 0.6 M_s - 4.0$ Ιαπωνία $\log L(\text{Km}) = 0.6 M_s - 2.9$
McKeown (1975)	$\log L(\text{cm}) = 0.56 M_c + 2.73$ Nevada
Nikonov (1975)	$M_s - 0.97 \log L(\text{Km}) + 6.3$ Ασία $M_s = 6-8.5$ $M_s = 0.9 \log D(\text{cm}) + 5.43$
Patwardham et al. (1975)	$\log L(\text{Km}) = (M_s - 2.88) / 2.7$ $M_s < 6.4$ $\log L(\text{Km}) = (M_s - 5.13) / 1.11$ $M_s > 6.0$
Drimmel (1979)	$M_s = 2 \log L(\text{Km}) + 1.7$ Alps $M_s < 7$
Wyss (1979)	$M_s = \log L W(\text{Km}^2) + 4.15$ $M_s > 5.6$
Kiratzis et al. (1985)	$\log L(\text{Km}) = 0.61 M_s - 2.55$ για Ελλάδα και για σεισμούς $5.8 < M_s < 7.5$
Pavlidis et al. 2000	$M_s = 0.6 \log L + 5.89$ Αιγαίο για σεισμούς $6 < M_s < 7.0$

Πίνακας 1. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μήκους ρήγματος (L) και μεγέθους σεισμού (Ms) για διάφορες περιοχές.

WC94	AJ98	PC04	P04
Wells & Coppersmith (1994)	Ambraseys & Jackson (1998)	Pavlidis & Caputo (2004)	Papazachos et al. (2004)
Κανονικά ρήγματα Παγκόσμια δεδομένα	Κανονικά ρήγματα Ανατολική Μεσόγειος	Κανονικά ρήγματα Ευρύτερη περιοχή Αιγαίου	Κανονικά ρήγματα Παγκόσμια δεδομένα
$M_w=4.86+1.32\log(SRL)$	$M_s=5.13+1.14\log(L)$	$M_s=0.9\log(SRL)+5.48$	$\log(L)=0.50M-1.86$
$\log(MD)=-5.9+0.89*M_w$		$M_s=0.59\log(MVD)+6.75$	$\log MD=0.72M-2.82$
$\log(AD)=-4.45+0.63*M_w$			
M _w = Μέγεθος ροπής			
SRL= Μήκος ρήματος			
MD= Μέγιστη κατακόρυφη μετατόπιση			
AD= Μέση κατακόρυφη μετατόπιση			

Πίνακας 2. Εμπειρικές σχέσεις για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας όπως έχουν δοθεί από 4 διαφορετικές ερευνητικές ομάδες.



Εικόνες 12α, 12β και 12γ. Διαγράμματα εμπειρικών σχέσεων μεταξύ του μεγέθους σεισμού (M_w), του μήκους επιφανειακής διάρρηξης (SRL σε Km) και της μέγιστης μετατόπισης (MD σε m) για όλους τους τύπους των ρηγμάτων (από Wells & Coppersmith, 1994).

2.4 Προβλήματα στο σεισμοτεκτονικό συσχετισμό

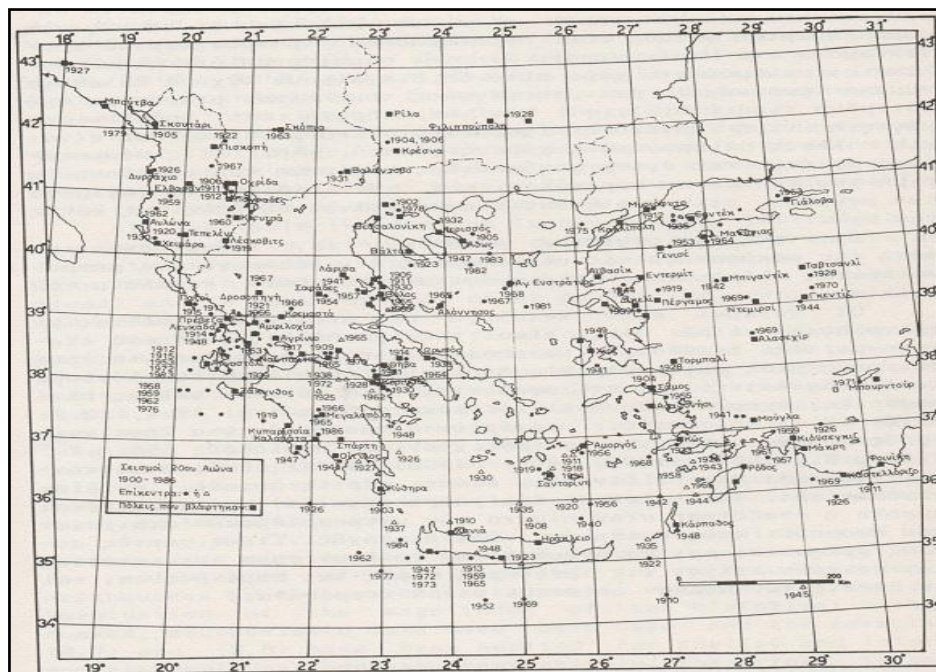
Η σχέση μεταξύ της σεισμικότητας και της γεωλογικής δομής είναι προφανής, γιατί οι περισσότεροι σεισμοί συμβαίνουν σε περιοχές όπου υπάρχουν ενεργά ρήγματα. Αλλά ο συσχετισμός μεταξύ των ρηγμάτων και των σεισμικών γεγονότων μπορεί να μην είναι πάντοτε δυνατός για τους παρακάτω λόγους (Allen et al. 1965):

- Τα σεισμικά γεγονότα στο βάθος μπορεί να μην αντικατοπτρίζονται αμέσως στην επιφανειακή μορφολογία.
- Η καταγραφείσα σεισμική ιστορία μιας περιοχής μπορεί να μην περικλείει μεγάλο χρονικό διάστημα, έτσι ώστε να μπορεί να αναπαραστήσει την πραγματική σεισμικότητα.
- Οι σεισμοί μπορεί να μην επαναλαμβάνονται σε προϋπάρχουσες διαρρήξεις.
- Από τα γεωλογικά στοιχεία και μόνο είναι δύσκολο να ερμηνευθεί το πόσο πρόσφατη είναι η μετατόπιση στο ρήγμα, και επομένως είναι δύσκολο να ερμηνευθεί ο βαθμός 'δραστηριότητας' του ρήγματος.
- Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών σε μερικές περιοχές μπορεί να είναι πιο πολύπλοκοι από ότι συνήθως περιγράφονται με την απλή θεωρία της ελαστικότητας.
- Η σεισμική ολίσθηση (σταδιακή ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος χωρίς αυτή να συνοδεύεται από σεισμούς) μπορεί επίσης να είναι μια σημαντική τεκτονική διεργασία.
- Μεγάλοι σεισμοί μπορούν να συμβούν σε ρήγματα που κόβουν την επιφάνεια της Γης, αλλά επίσης μπορούν να συμβούν και σε 'τυφλά' (θαμμένα) ρήγματα, κυρίως κάτω από πτυχωμένους σχηματισμούς. Αυτοί είναι γνωστοί ως 'κρυμμένοι σεισμοί'.
- Υπάρχουν μερικές (λίγες και ασθενείς) απόψεις ότι οι σεισμοί δεν προκαλούνται από διαρρήξεις. Έτσι αν αυτό γίνει αποδεκτό, δεν υπάρχει λόγος για ένα τέτοιο συσχετισμό, μεταξύ των ρηγμάτων και των και των σεισμικών γεγονότων.

2.5 Σεισμικά ρήγματα του Ελληνικού χώρου

Η Ελλάδα διασχίζεται από πολλά ενεργά ρήγματα, στη δράση των οποίων κατά τα τελευταία 2 εκατομμύρια χρόνια οφείλεται κυρίως η πολυσύνθετη μορφολογία της χώρας, οι θερμές πηγές της αλλά και οι σεισμοί. Τα περισσότερα από τα γνωστά ενεργά ρήγματα του ηπειρωτικού ελλαδικού χώρου έχουν μήκος 10 - 15 χιλιόμετρα και εκτείνονται μέσα στο φλοιό σε αντίστοιχα βάθη 5 έως 15 χιλιομέτρων. Από πρακτική πλευρά αυτό σημαίνει ότι όταν ενεργοποιηθούν δίνουν κατά κανόνα σεισμούς μεγέθους $M=6$ έως $M=7$ βαθμών της κλίμακας Richter (συνηθέστερο μέγεθος μέχρι $M=6.5$). Η σημασία της αναγνώρισης και αξιολόγησης αυτών των ρηγμάτων είναι μεγάλη για τη μελέτη της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας της χώρας. Στη Ελλάδα, μετά τους σεισμούς που έπληξαν τα δύο μεγάλα αστικά κέντρα (Θεσσαλονίκη-1978 και Αθήνα-1981 και 1999) άρχισε να αναγνωρίζεται η σημασία των ενεργών ρηγμάτων και η συστηματική μελέτη τους με μεθόδους και τεχνικές ανάλογες με αυτές της διεθνούς επιστημονικής εμπειρίας.

Η γεωγραφική κατανομή των πιο πρόσφατων σεισμικών γεγονότων, τα οποία συνοδεύονται από μεταβολές που έχουν παρατηρηθεί στα εδάφη και τα νερά όχι μόνο της επικεντρικής περιοχής αλλά και των γύρω περιοχών, φαίνεται στην εικόνα 13.



Εικόνα 13. Επικέντρα και σεισμοί του 20ου αιώνα (από Παπαζάχο, 1989).

Σε όλους τους μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς συμβαίνουν σημαντικές μεταβολές στη επιφάνεια της Γής, ώστε να εκδηλώνονται διάφορα φαινόμενα, όπως είναι τα επιφανειακά ίχνη των σεισμογόνων ρηγμάτων (εδαφικές διαρρήξεις), υδρολογικές μεταβολές, κατολισθήσεις και άλλα δευτερογενή φαινόμενα.

Η μελέτη αυτών των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων παρουσιάζει και πρακτικό ενδιαφέρον, γιατί ορισμένα από αυτά προκαλούν πολλές σοβαρές και σημαντικές καταστροφές στις τεχνικές κατασκευές που βρίσκονται στην επικεντρική περιοχή, εκτός από τις βλάβες που προκαλεί η ίδια η σεισμική δόνηση.

Οι μεταβολές που έχουν παρατηρηθεί στα εδάφη της επικεντρικής περιοχής πολλών επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρο περιοχών, αποτελούν επιπλέον στοιχεία που επηρεάζουν σημαντικά τη σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής. Οι εδαφικές μεταβολές είναι, όπως αναφέρθηκε, εδαφικές διαρρήξεις (πρωτογενείς ή δευτερογενείς), καταπτώσεις βράχων, κατολισθήσεις ή καθιζήσεις εδαφών, ρευστοποιήσεις εδαφών και ανυψώσεις ή καταβυθίσεις ακτών.

Οι υδρολογικές διαταραχές του νερού της ξηράς είναι συνήθως μεταβολές στη παροχή και το χημισμό των πηγών, μεταβολές στη στάθμη πηγαδιών και γεωτρήσεων, αύξηση συνήθως της θερμοκρασίας θερμών πηγών και αλλαγές της κοίτης ποταμών και χειμάρων.

Οι διαρρήξεις στην επιφάνεια μπορεί να αποτελούν επιφανειακές εκδηλώσεις του σεισμογόνου ρήγματος ή να είναι δευτερογενή φαινόμενα βαρύτητας. Όταν οι ρωγμές αυτές αποτελούν επιφανειακές εκδηλώσεις της μετατόπισης στο σεισμογόνο ρήγμα, παρουσιάζουν άλματα της τάξης πολλών εκατοστών ή και λίγων μέτρων ακόμη και το συνολικό τους μήκος είναι της τάξης αρκετών χιλιομέτρων.

Πτώσεις βράχων και κατολισθήσεις παρατηρήθηκαν στην επικεντρική περιοχή σχεδόν όλων των μέτριων και ισχυρών σεισμών. Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρονται δεκάδες παραδείγματα όπου διακρίνονται οι κατολισθήσεις που συνδέονται άμεσα με το σεισμογόνο ρήγμα και εκείνες που βρίσκονται μακριά από αυτό και οι οποίες οφείλονται αποκλειστικά στη ισχυρή δόνηση και στις μεγάλες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης στην επικεντρική περιοχή.

Οι ανυψώσεις και καταβυθίσεις ακτών είναι επίσης συνηθισμένο φαινόμενο υποθαλάσσιων σεισμών. Αντίστοιχα σε ηπειρώτικες περιοχές παρατηρούνται συχνά ανυψώσεις και καθιζήσεις εδαφών. Σε αρκετές περιπτώσεις κανονικών ρηγμάτων του

Ελληνικού χώρου, παρατηρήθηκε βύθιση του κατερχόμενου τεμάχους του ρήγματος κατά ορισμένα εκατοστά (10-30 cm) έως και λίγα μέτρα (0.5-2 m), άμεσα μετρήσιμη επί του ρήγματος ή έμμεσα προσδιοριζόμενη με Γεωδαιτικές μεθόδους ή Συμβολομετρία δορυφορικών εικόνων.

Οι καταστρεπτικοί σεισμοί λοιπόν που εκδηλώνονται σε κάθε σημείο του πλανήτη αποτελούν πηγές πολύτιμων πληροφοριών για την αντισεισμική θωράκιση και τη μείωση της σεισμικής επικινδυνότητας. Υπάρχουν αρκετά παραδείγματα δόμησης, από την Ελλάδα αλλά και από τον παγκόσμιο χώρο, πάνω ή κοντά σε σεισμικά ρήγματα που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια σεισμού ή ακόμη και ασεισμικά. Η μελέτη αυτών των περιπτώσεων μπορεί να βοηθήσει στην ανάπτυξη μέτρων προστασίας και τεχνογνωσίας για την ελαχιστοποίηση των προβλημάτων.

Οι σημαντικότερες επιφανειακές εκδηλώσεις σεισμικών ρηγμάτων στον Ελληνικό χώρο, με χρονολογική σειρά από τις παλαιότερες προς τις νεότερες, αναφέρονται κατά τους παρακάτω σεισμούς:

- Ελίκης-Αιγίου (1861), M=6.7
- Αταλάντης (1894), M=7.0
- Στρατωνίου (1932), M=7
- Λιμνών Θεσσαλονίκης (1978), M=6.5
- Ανατολικού Κορινθιακού Κόλπου (1981), M=6.7
- Ακαρνανίας (1983), M=5.4
- Καλαμάτας (1986), M=6.0
- Κοζάνης-Γρεβενών (1995), M=6.6
- Αιγίου (1995), M=6.2
- Αθήνας (1999), M=5.9

Από τους σεισμούς αυτούς μελετήθηκαν οι εδαφικές διαρρήξεις των σεισμών της Αταλάντης-1894 (M=7 και M=7.2), Στρατωνίου-Ιερισσού-1932 (M=7) και ο σεισμός της Καλαμάτας-1986 (M=6.2), για τους οποίους οι συστηματικές και λεπτομερείς μελέτες έδωσαν πολύτιμα συμπεράσματα για αντίστοιχα μελλοντικά γεγονότα. Αρκετά λιγότερα ήταν τα στοιχεία που βρέθηκαν για τους σεισμούς Σπάρτης (σεισμός 464 π.Χ), Λάρισσας (σεισμός 1941), Καρδίτσας (σεισμός 1954), Μαγνησίας (σεισμός 1980), και Αιγίου

(σεισμός 1995). Το γεγονός αυτό οφείλεται είτε σε ανεπαρκείς ή αβέβαιες καταγραφές είτε σε εξαιρετικά μικρή σεισμική μετατόπιση οπότε και δεν είναι αξιοποιήσιμα τα αντίστοιχα δεδομένα, στα οποία όμως γίνεται αναφορά. Τυχόν λεπτομερέστερη μελλοντική αναζήτηση, από άλλους επιστήμονες ελπίζουμε να συνεχίσει την συγκεκριμένη έρευνα.

Καταλήγοντας, τα στοιχεία που αφορούν τις σεισμικές μετατοπίσεις κατά μήκος των ρηγμάτων αξιολογήθηκαν σε σχέση με τη λιθολογία των γεωλογικών σχηματισμών που αυτά κόβουν και στατιστικά διερευνήθηκαν οι σχέσεις του μεγέθους της μετατόπισης σε κάθε διαφορετικό σχηματισμό. Για την αποτύπωση και ερμηνεία των γεωλογικών και τεκτονικών στοιχείων έγινε χρήση των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (GIS) για τα οποία δίνονται παρακάτω εισαγωγικές έννοιες.

3 ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΓΙΑ ΤΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS)

3.1 Γενικά

Όπως αναφέρθηκε, για την κατασκευή των θεματικών χαρτών χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πρόγραμμα ArcMap το οποίο στηρίζεται σε πρότυπα των Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων (ΓΣΠ), (GIS-Geographical Information Systems).

Ένα λογισμικό ΓΣΠ έχει τις εξής ιδιότητες:

- την ψηφιοποίηση δεδομένων: εισαγωγή σημείων, γραμμών, πολυγώνων, χαρακτηριστικών ιδιοτήτων και στατιστικών.
- την αποθήκευση δεδομένων: αποθήκευση πολλαπλών χαρακτηριστικών ανά πολύγωνο, συσχετισμό αριθμητικών και γραφικών δεδομένων.
- την επεξεργασία δεδομένων: εντοπισμό σφαλμάτων, συνδυασμό και τακτοποίηση των δεδομένων μέσα στην αντίστοιχη βάση, μετατροπή των συντεταγμένων της ψηφιοποίησης σε πραγματικές συντεταγμένες (ανάλογα με την προβολή), ένωση δύο ή περισσότερων χαρτών, επιλογή τμήματος μιας περιοχής και καταχώριση σε ξεχωριστό αρχείο.
- την ανάλυση δεδομένων: δημιουργία πολυγώνων γύρω από σημεία ή γραμμές, μέτρηση μηκών και εκτάσεων, δυνατότητα εφαρμογής μοντέλων, στατική επεξεργασία κτλ.
- την εξαγωγή δεδομένων: στην οθόνη, σε εκτυπωτές, σε ψηφιακή μορφή, δυνατότητα έκθεσης διαγραμμάτων, πολυγώνων κτλ.

Έτσι το ΓΣΠ, είναι μια ολοκληρωμένη συλλογή από προϊόντα λογισμικού και παρέχει μια πλατφόρμα για διαδικασίες χωρικής ανάλυσης, διαχείρισης δεδομένων και απεικόνισης.

3.2 Βασικές κατηγορίες εφαρμογών και Πλεονεκτήματα των ΓΣΠ

Η τεχνολογία των ΓΣΠ θεωρείται απαραίτητη για την μελέτη και την ανάλυση της γήινης επιφάνειας, τη μελέτη και ανάλυση του τρόπου ζωής απειλούμενων ειδών και την παρακολούθηση και προστασία περιοχών ιδιαίτερης περιβαλλοντικής ευαισθησίας.

Μερικές από τις βασικές κατηγορίες εφαρμογών είναι οι ακόλουθες:

- Ο σχεδιασμός και προγραμματισμός χρήσεων γης
- Η παρακολούθηση και η προστασία του περιβάλλοντος
- Η καταγραφή της ιδιωτικής και δημόσιας ακίνητης περιουσίας
- Ο πολεοδομικός και χωροταξικός σχεδιασμός
- Ο σχεδιασμός δικτύων κοινής ωφέλειας (ΔΕΗ, ΟΤΕ, ύδρευση, αποχέτευση)

Τα ΓΣΠ όπως και κάθε εργαλείο μελέτης έχουν τόσο πλεονεκτήματα όσο και μειονεκτήματα. Αυτά είναι τα ακόλουθα (Moore & Chow, 1987):

1. Τα δεδομένα διατηρούνται σε ψηφιακή μορφή με αποτέλεσμα αφενός μεν να καταλαμβάνουν μικρό χώρο, αφετέρου δε να είναι εύχρηστα.
2. Οι γεωγραφικές βάσεις δεδομένων είναι ποσοτικές πληροφορίες οι οποίες είναι δυνατόν να καταχωρούνται κατά οποιαδήποτε γεωγραφική μονάδα ή διάταξη, για παράδειγμα, κατά δήμο, κατά τοπογραφικό φύλλο χάρτη, κατά νομό.
3. Γεωγραφικές βάσεις δεδομένων είναι δυνατόν να δημιουργηθούν για οποιοδήποτε αντικείμενο, χαρακτηριστικό, ιδιότητα ή συνδυασμό των πιο πάνω δεδομένων.
4. Υπάρχοντα δεδομένα είναι δυνατόν να ενσωματωθούν – με ή χωρίς αλλαγές και επεξεργασία- στη βάση δεδομένων εφόσον είναι κατά χώρο προσανατολισμένα.
5. Είναι εφικτός ο γρήγορος και επαναλαμβανόμενος αναλυτικός έλεγχος ή θεωρητικών μοντέλων για την εκτίμηση επιστημονικών κριτηρίων.
6. Οι διάφορες μορφές εξαγομένων αποτελεσμάτων παράγονται πολύ γρήγορα, αποτελούνται από μεμονωμένα ή σύνθετα θέματα, για οποιαδήποτε θέση της βάσης δεδομένων και σε οποιαδήποτε κλίμακα.
7. Είναι δυνατή η εύκολη ενημέρωση της βάσης δεδομένων, πράγμα που επιτρέπει τον αποτελεσματικό εντοπισμό και την ανάλυση των αλλαγών που έγιναν σε δυο ή περισσότερες περιόδους.
8. Πολλές μορφές ανάλυσης πραγματοποιούνται με πολύ μικρότερο κόστος από ότι με τις κλασσικές μεθόδους π.χ. ο υπολογισμός των κλίσεων ενός τοπογραφικού χάρτη.
9. Όλες οι αναλύσεις γίνονται κατά αντικειμενικό τρόπο και τα αποτελέσματα παράγονται αυτόματα.

10. Μια πληθώρα υπολογιστικών εργαλείων(πολλαπλά επίπεδα χαρτών, μετρήσεις πάνω στους χάρτες κτλ) δίνουν τη δυνατότητα ποικιλίας αλλαγών στη βάση δεδομένων και την παράλληλη εύκολη ενημέρωσή της.
11. Είναι δυνατός ο συσχετισμός και η ταυτόχρονη προβολή και αλλαγή γραφικών και μη γραφικών (π.χ. ιδιότητες) πληροφοριών.

3.3 Arcmap

Το Arcmap είναι λογισμικό που συναντάται στα Γεωγραφικά Πληροφοριακά Συστήματα και χρησιμοποιείται για την απεικόνιση, τη διαχείριση, τη δημιουργία και την ανάλυση γεωγραφικών δεδομένων. Με τη χρήση του Arcmap γίνεται κατανοητό το γεωγραφικό περιεχόμενο των δεδομένων μας, επιτρέποντας μας να δούμε σχέσεις μεταξύ των δεδομένων.

Με το Arcmap, μπορούμε:

Να δημιουργήσουμε χάρτες και να αλληλεπιδράσουμε με τα δεδομένα με την παραγωγή αναφορών και διαγραμμάτων, την εκτύπωση και την ενσωμάτωση των χαρτών σε άλλα έγγραφα και εφαρμογές.

Να εξοικονομήσουμε χρόνο χρησιμοποιώντας πρότυπα χαρτών για να δώσουμε ένα συνεπές ύφος στους χάρτες μας.

Να δημιουργήσουμε μοντέλα διαδικασιών, scripts και διαγράμματα ροής για να οπτικοποιήσουμε και να αναλύσουμε τα δεδομένα μας.

Να διαβάσουμε, να εισάγουμε και να διαχειριστούμε περισσότερα από 70 διαφορετικά είδη δεδομένων και μορφοτύπων, Συμπεριλαμβανομένου δημογραφικών στοιχείων, εγκαταστάσεων, αρχεία CAD, εικόνες, δικτυακές εφαρμογές, πολυμέσα και με τα δεδομένα.

Να έχουμε καλύτερη και αποτελεσματικότερη επικοινωνία δημοσιεύοντας και κοινοποιώντας τα γεωγραφικά μας δεδομένα και το δυναμικό μας περιεχόμενο σε άλλους.

Να χρησιμοποιούμε εργαλεία, όπως τα Find, Identify, Measure και Hyperlink, για να βρούμε και να εκμεταλλευτούμε πληροφορίες που δεν είναι διαθέσιμες όταν δουλεύουμε με κλασσικούς (αναλογικούς) εκτυπωμένους χάρτες

Να λαμβάνουμε καλύτερες αποφάσεις και να επιλύουμε γρηγορότερα προβλήματα.

Το Arcmap είναι μια desktop εφαρμογή που μας επιτρέπει να πραγματοποιούμε βασική απεικόνιση, υποβολή ερωτημάτων, επεξεργασία και ανάλυση των δεδομένων.

Ανάλογα με τι χαρακτηριστικά χρειάζεται κανείς, μπορεί να επιλέξει μεταξύ τριών επιπέδων αδειοδότησης του ArcGIS Desktop (ArcInfo, ArcEditor, ArcView).

Τα κύρια χαρακτηριστικά του Arcmap είναι:

Δημιουργία χαρτών – Με τη χρήση προκαθορισμένων προτύπων χαρτών εξοικονομείται χρόνος και γίνεται εύκολα η παραγωγή ομοιόμορφων και συνεπών χαρτών.

Χωρικά ερωτήματα – Υποβολή ερωτημάτων στα δεδομένα μας και λύση περίπλοκων προβλημάτων μέσα από μια ποικιλία εργαλείων: διαδραστική μέτρηση αποστάσεων, εύρεση στοιχείων στο χάρτη, επιλογή δεδομένων με βάση την τοποθεσία ή κάποιο χαρακτηριστικό τους, από επιλογή όλων, πρόσβαση στις ιδιότητες των επιπέδων μέσα από το κουτί διαλόγου του Identify, και πολλά άλλα.

Βασική μοντελοποίηση και ανάλυση – Μοντελοποιούμε χωρικές συσχετίσεις, μετρούμε πως τα στοιχεία μέσα σε μια συλλογή δεδομένων σχετίζονται μεταξύ τους στο χώρο, και γίνεται παρουσίαση των αποτελεσμάτων μας μέσα από αναφορές και διαγράμματα.

Απλή επεξεργασία στοιχείων και ενοποίηση δεδομένων – Δημιουργούμε και επεξεργαζόμαστε σημειακά, γραμμικά και πολυγωνικά στοιχεία και τα χαρακτηριστικά τους.

Χρησιμοποιούμε μια μεγάλη συλλογή από είδη δεδομένων που περιλαμβάνουν δημογραφικά στοιχεία, εγκαταστάσεις, CAD αρχεία, εικόνες, δικτυακές εφαρμογές, και πολυμέσα.

Έτοιμες προς χρήση συλλογές δεδομένων —ξεκινούμε την απεικόνιση και την ανάλυση άμεσα με τα ενσωματωμένα δεδομένα της ESRI και το Maps Media Kit, που ενημερώνονται κάθε χρόνο και έχουν προ-διαμορφωθεί ώστε να δουλεύουν συγκεκριμένα με το λογισμικό της ESRI.

3.4 Διαδικασία ψηφιοποίησης

Για τη δημιουργία των ψηφιακών γεωλογικών χαρτών της περιοχής έρευνας χρησιμοποιήθηκαν ως υπόβαθρο οι γεωλογικοί χάρτες του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000, και συγκεκριμένα τα φύλλα ΛΙΒΑΝΑΤΑΙ και ΛΑΡΥΜΝΑ για την περιοχή Αταλάντης, ΣΤΑΥΡΟΣ, ΣΤΡΑΤΟΝΙΚΗ, ΙΕΡΙΣΣΟΣ και ΑΡΝΑΙΑ για την περιοχή Στρατωνίου-Ιερισσού, και το φύλλο ΚΑΛΑΜΑΤΑ για την περιοχή Καλαμάτας.

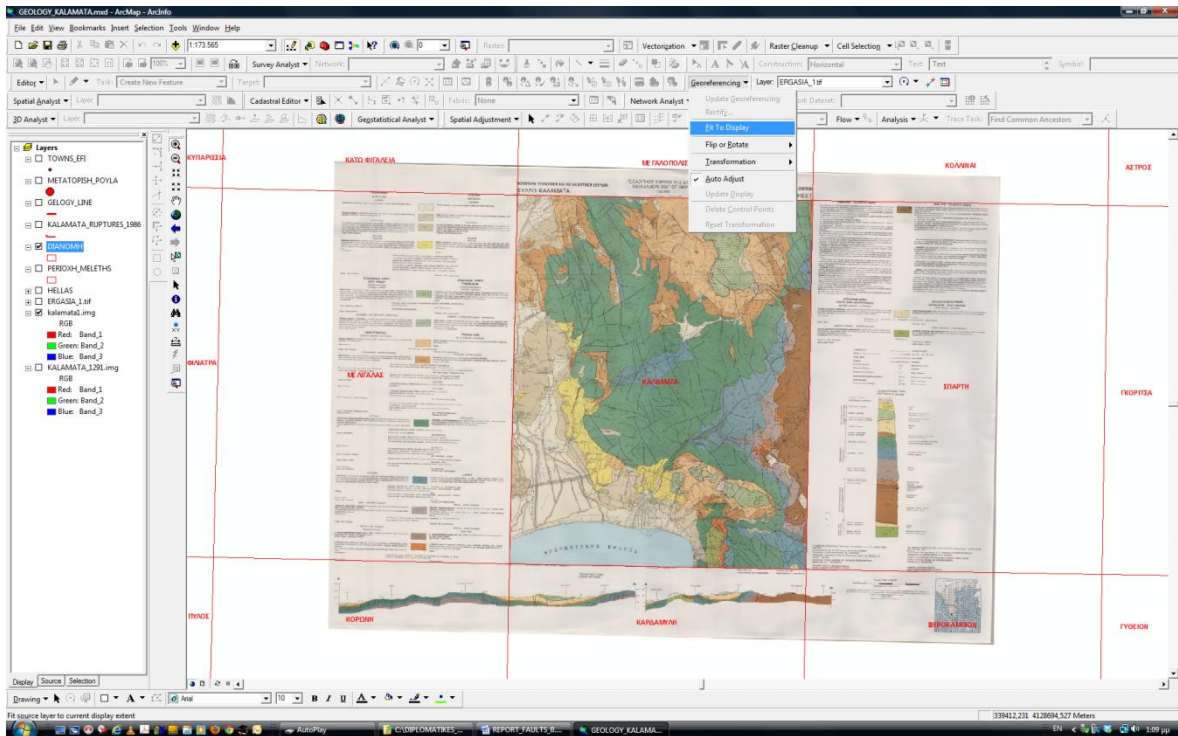
Τα φύλλα αποθηκεύτηκαν σε ψηφιακή μορφή (jpg) και ψηφιοποιήθηκαν οι περιοχές έρευνας. Στη συνέχεια έγινε περαιτέρω επεξεργασία με συμπλήρωση νέων στοιχείων (όπως σεισμικά επίκεντρα, ρήγματα κ.ά.), τροποποίηση (αλλαγή γεωλογικών ορίων) και ενοποίηση των γεωλογικών σχηματισμών και σύνθεση με τα υπόλοιπα γεωλογικά φύλλα.

Η γεωαναφορά όλων των γεωλογικών φύλλων έγινε στο προβολικό σύστημα Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς του 1987 (ΕΓΣΑ '87), καθώς αυτό είναι το πιο ευρέως χρησιμοποιούμενο σύστημα αναφοράς στην Ελλάδα έως σήμερα, το οποίο προέκυψε από συνδυασμό κλασικών και δορυφορικών μετρήσεων. Αφετηρία του είναι τριγωνομετρικό σημείο στο Διόνυσο Αττικής, ενώ χρησιμοποιεί το γεωκεντρικό ΕΕΠ GRS 80 και την εγκάρσια Μερκατορική προβολή μιας ζώνης, με κεντρικό μεσημβρινό ($\lambda = 240$ προς Greenwich) αυτόν που διέρχεται από το Διόνυσο Αττικής, άξονα τετμημένων τον ισημερινό, προσθετική σταθερά (False Easting) $E_0 = 500.000$ m και συντελεστή κλίμακας στον κεντρικό μεσημβρινό $m_0 = 0.9996$.

Με τον όρο γεωαναφορά εννοούμε το σύνολο των απαραίτητων στροφών και μεταθέσεων του χάρτη στο επίπεδο ώστε να προκύψει προβολή του κάθε σημείου του χάρτη στο επιθυμητό σύστημα αναφοράς.

Για να πραγματοποιηθεί η γεωαναφορά, αρχικά όλα τα φύλλα των χαρτών εισήχθησαν ξεχωριστά στο περιβάλλον του λογισμικού ArcMap.

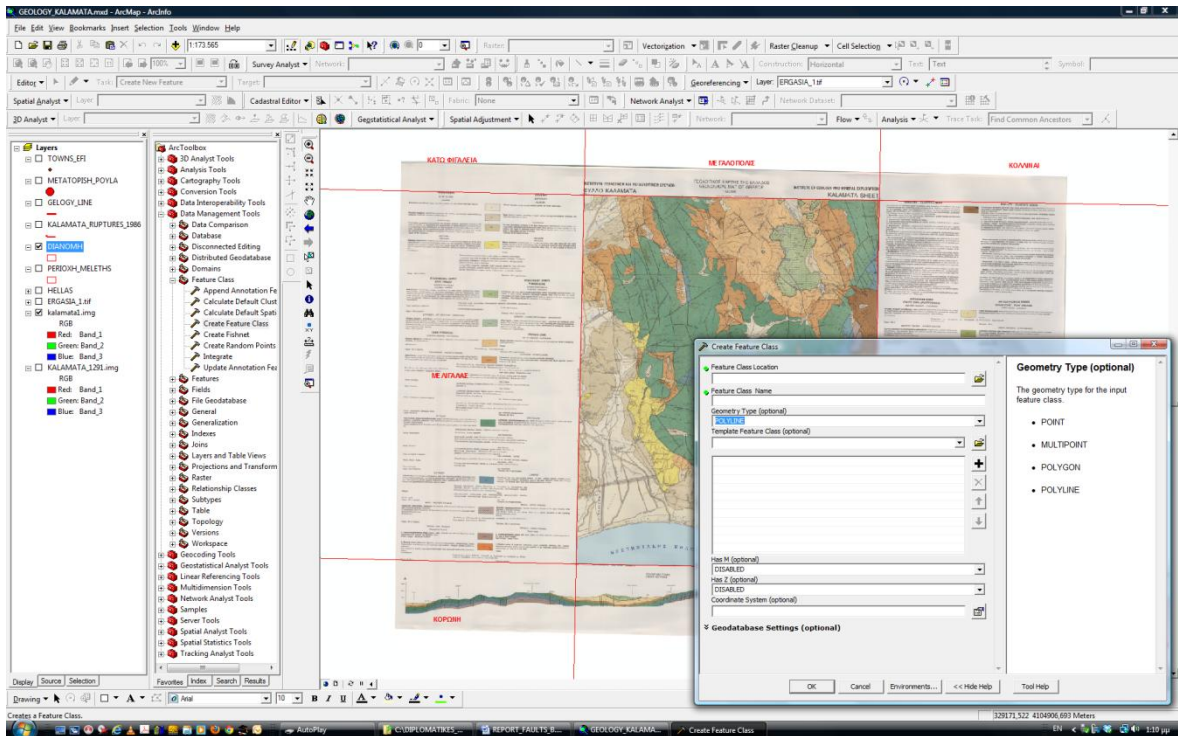
Η γεωαναφορά έγινε την εντολή georeferencing με βάση ενός αρχείου (shape file) της διανομής των χαρτών, κλίμακας 1:50.000 (Εικόνα 14).



Εικόνα 14. Γεωαναφορά γεωλογικών φύλλων με τη χρήση του Arcmap.

Μετά το τέλος της γεωαναφοράς δημιουργήσαμε τα shape files για την κάθε οντότητα (Εικόνα 15).

Για τη δημιουργία ενός νέου αρχείου (shape file) διαλέγουμε από το ArcToolbox (εργαλειοθήκη του Arcmap) το εργαλείο Data Management Tools και στη συνέχεια επιλέγουμε την Create Feature Class όπου εμφανίζεται ένα παράθυρο για τη δημιουργία της οντότητας. Στο παράθυρο αυτό δίνουμε το όνομα στην οντότητα που θα αντιπροσωπεύει το shape file, προσδιορίζουμε τον τύπο οντότητας και το σύστημα αναφοράς.



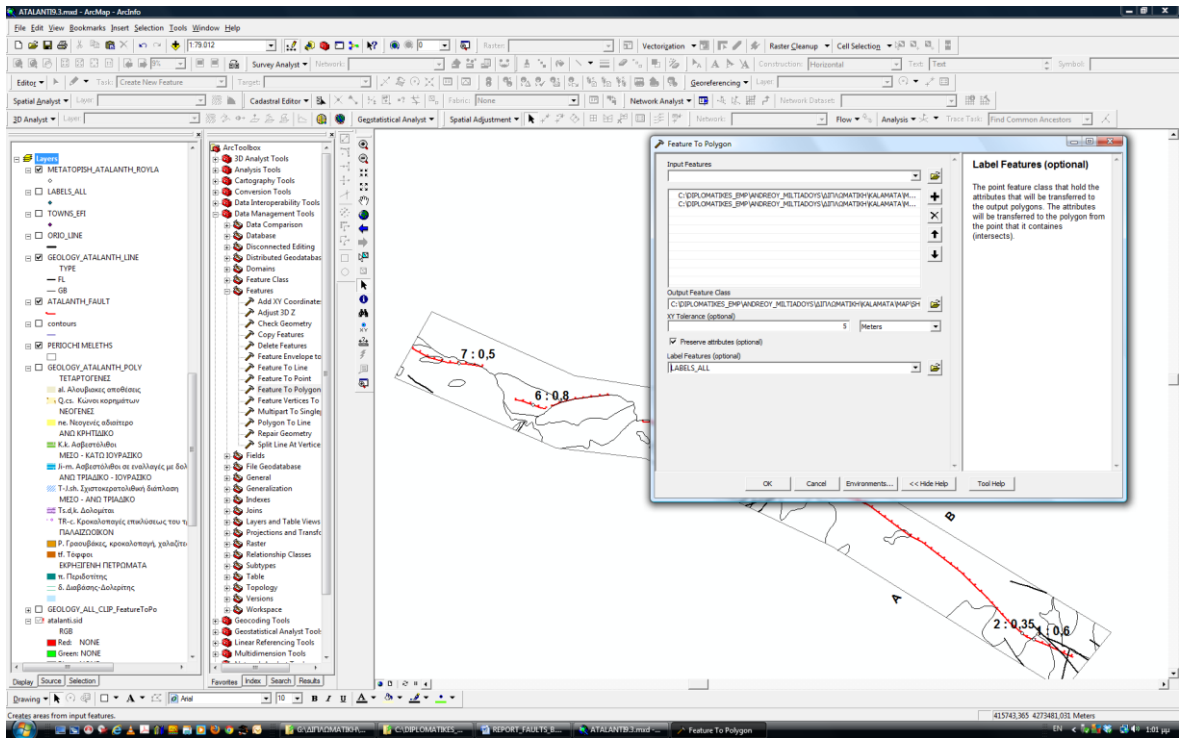
Εικόνα 15. Δημιουργία shape file στο Arcmap.

Ο ψηφιακός γεωλογικός χάρτης είναι αποτέλεσμα ψηφιοποίησης τριών τύπων οντοτήτων:

Σημειακή οντότητα (point). Αναπαριστούν στοιχεία που έχουν συγκεκριμένη θέση στο χάρτη και εντοπίζονται ως σημεία (π.χ. Σημεία μέτρησης μετατοπίσεων εδαφικών διαρρήξεων).

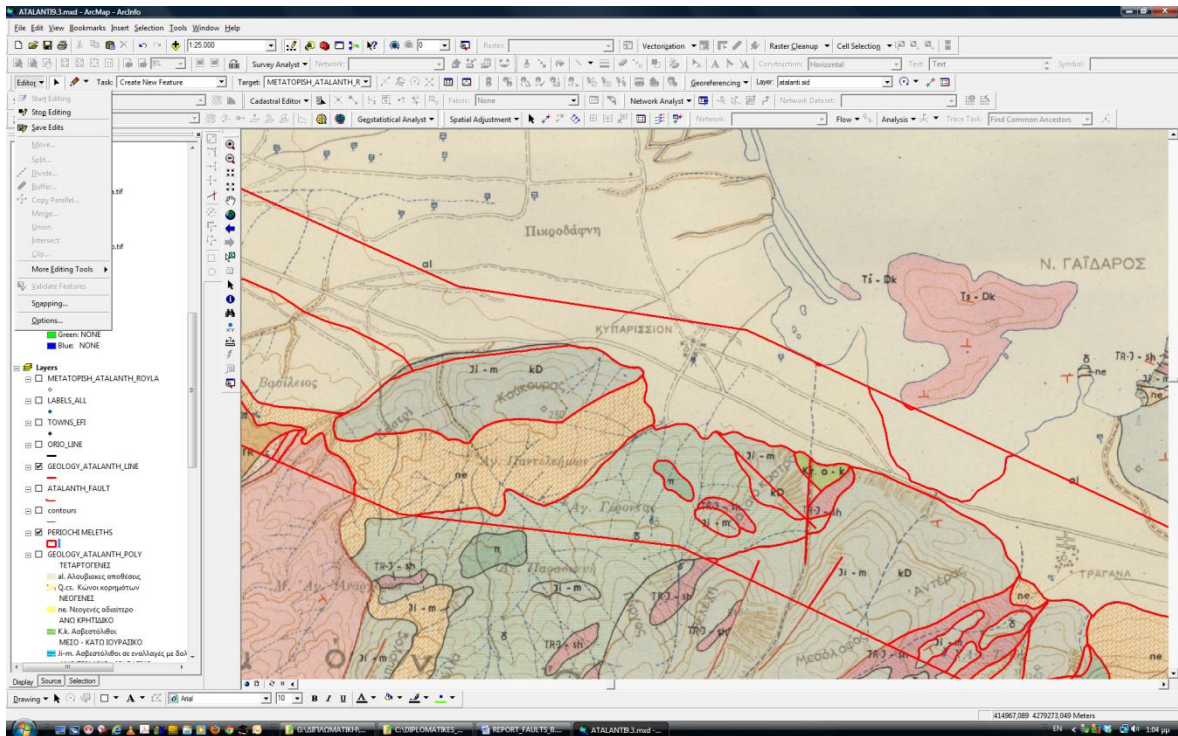
Γραμμική οντότητα (polyline). Χρησιμοποιούνται για να αναπαραστήσουν τα γραμμικά στοιχεία του χάρτη. Στην περίπτωση μας γραμμικές οντότητες είναι τα γεωλογικά όρια, τα ρήγματα, οι τεκτονικές επαφές, οι επωθήσεις και οι εφιπτεύσεις. Στον πίνακα attribute table του αρχείου των ρηγμάτων εισήχθηκε η στήλη type όπου φαίνεται ο τύπος των τεκτονικών γραμμών.

Πολυγωνική οντότητα (polygone). Αναπαριστούν δεδομένα τα οποία έχουν χωρική υπόσταση και καλύπτουν μεγάλες περιοχές στο χάρτη, οπότε μπορούν να ψηφιοποιηθούν και να αναπαρασταθούν ως μεγάλα πολύγωνα (γεωλογικοί σχηματισμοί). Τα πολύγωνα προέκυψαν από την επεξεργασία των γεωλογικών ορίων (polyline), με χρήση της εντολής Feature to Polygon του ArcToolbox (Εικόνα 16).



Εικόνα 16. Δημιουργία πολυγώνου από γραμμική οντότητα με τη χρήση του Arcmap.

Για να ξεκινήσει η ψηφιοποίηση πρέπει να εισαχθούν οι γεωαναφερόμενοι ψηφιακοί χάρτες και τα αρχεία (shape files) σε ένα Project (.mxd). Στη συνέχεια αρχίζουμε την ψηφιοποίηση του χάρτη με την εντολή start editing, όπου στο file της εντολής target επιλέγεται το επιθυμητό shape file που θα ψηφιοποιηθεί. Το μαρκάρισμα της κάθε οντότητας (γραμμικής, πολυγωνικής) ξεκάνει με ένα κλικ και τελειώνει με διπλό κλικ και αυτόματα προσχωρείται στο πίνακα όπου στη συνέχεια συμπληρώνεται ο τύπος γραμμής στο οποίο αντιστοιχεί. Για να σταματήσει η διαδικασία ψηφιοποίησης επιλέγουμε από τον Editor την εντολή Stop Editing. Με δεξί κλικ και επιλογή open attribute table επεξεργαζόμαστε το πίνακα περιγραφών του shape file και μπορούμε να προσθέσουμε στήλες ή να εισάγουμε στοιχεία για κάθε αντικείμενο που έχει ψηφιοποιηθεί π.χ. κατηγοριοποίηση ρηγμάτων, σύμβολα γεωλογικών σχηματισμών κ.ά. (Εικόνα 17).

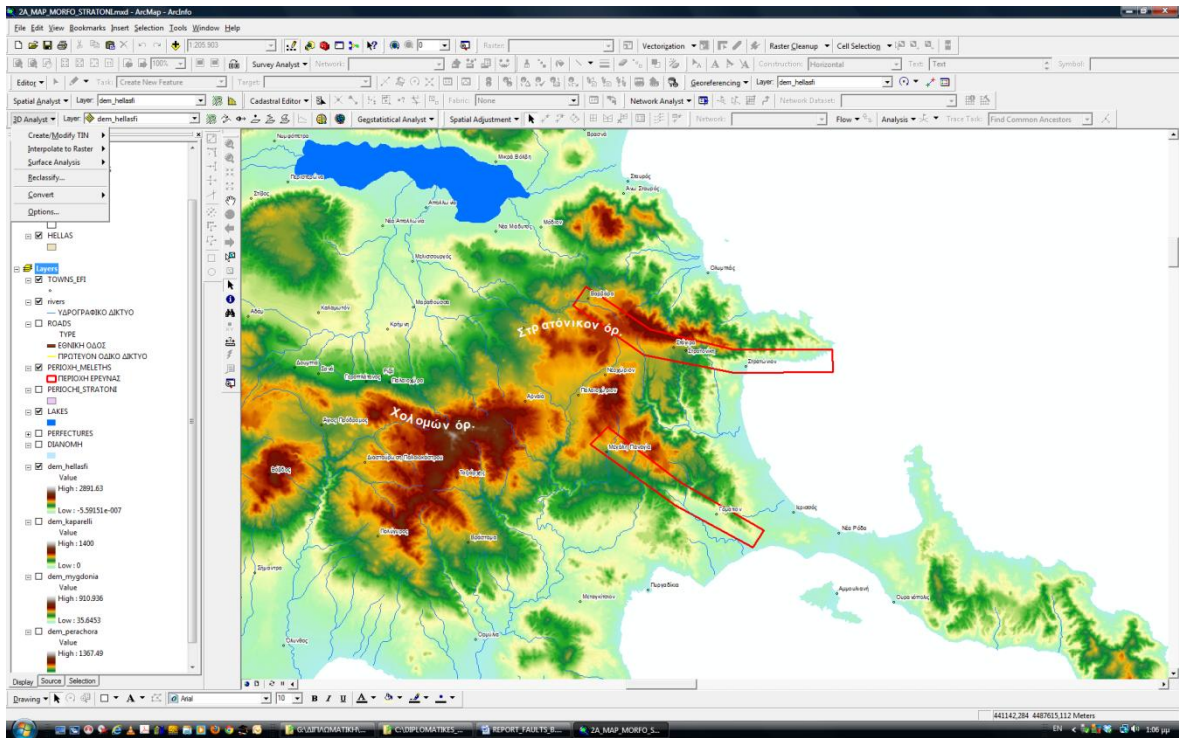


Εικόνα 17. Έναρξη - διακοπή διαδικασίας ψηφιοποίησης με τη χρήση του Arcmap.

Ο Μορφολογικός χάρτης (ανάγλυφος) προέκυψε από το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (Digital Elevation Model/DEM) (βήμα κανάβου 25m).

Στη δομή κανάβου (raster) ο χώρος υποδιαιρείται σε φατνία/κελιά (cells) τα οποία διαμορφώνουν μια ψηφιδωτή δομή. Η ψηφιδωτή δομή δεδομένων χρησιμοποιείται σε περιπτώσεις που το χωρικό φαινόμενο που αποτυπώνεται χαρακτηρίζεται ως συνεχής μεταβλητή (π.χ. το υψόμετρο του εδάφους) ή σε περιπτώσεις που στο ΣΓΠ θέλουμε να ενσωματώσουμε μια δορυφορική εικόνα ή μια σαρωμένη αεροφωτογραφία. (Εικόνα 18).

Τέλος ο κάθε θεματικός χάρτης εξάγεται σε μορφή αρχείου εικόνας, με την εντολή Export Map (από το μενού File), έτσι ώστε στη συνέχεια να εισαχθεί και να απεικονιστεί στην παρούσα εργασία. Το ArcMap, δίδει τη δυνατότητα να εξαχθεί ένας θεματικός χάρτης σε διάφορους τύπους αρχείων εικόνας (.jpeg, .tiff, .bmp και άλλους), μεταβάλλοντας ανάλογα κάθε φορά την ποιότητα και ανάλυση της εικόνας αυτής.



Εικόνα 18. Κατασκευή μορφολογικού χάρτη με τη χρήση του Arcmap.

4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ

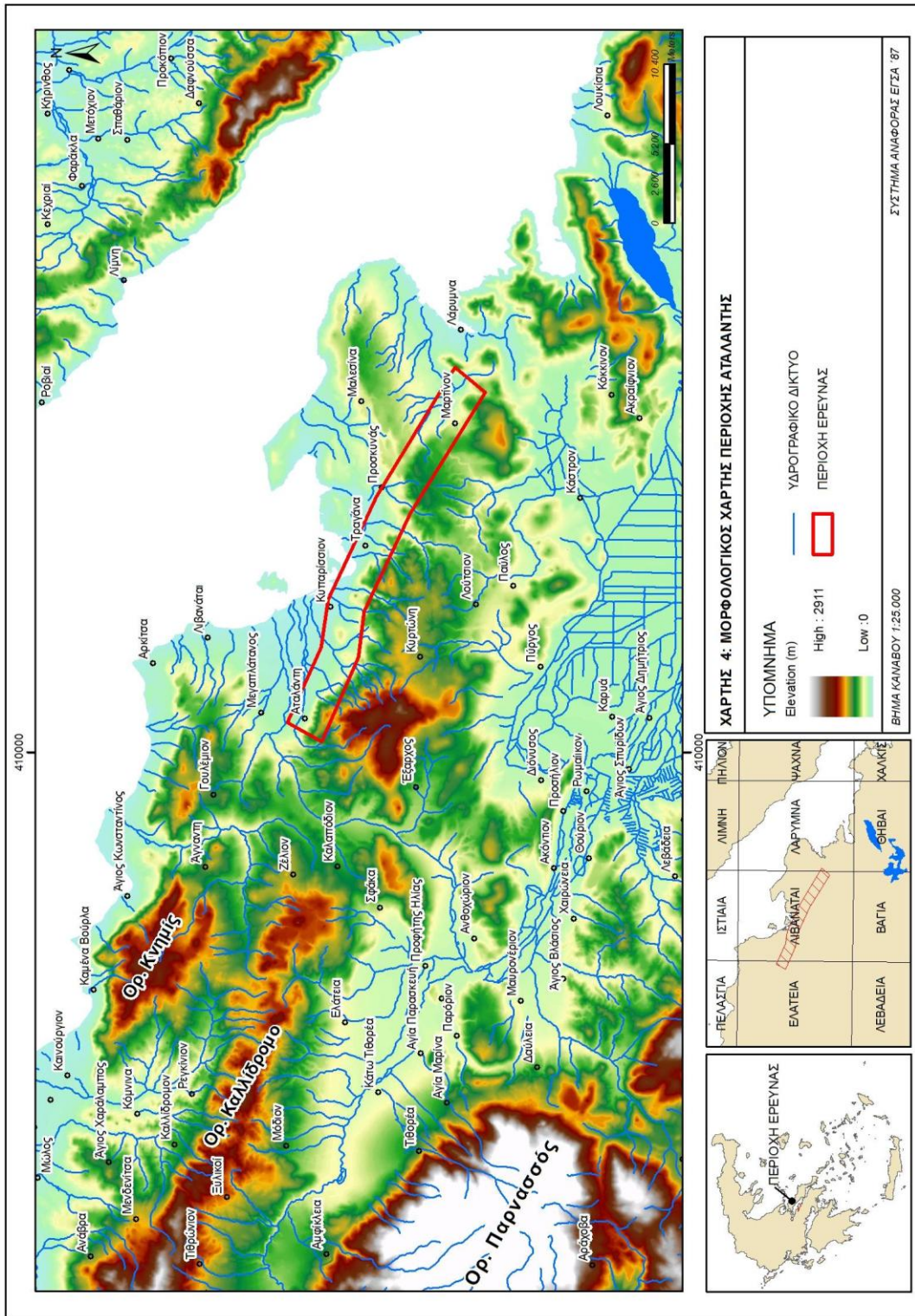
4.1 Γεωμορφολογία της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης

Βασικό χαρακτηριστικό της περιοχής είναι ότι αποτελείται τόσο από εκτεταμένη πεδιάδα, που αναπτύσσεται λίγο υψηλότερα από την επιφάνεια της, θάλασσας, όσο και από υψηλότερες τοπογραφικά θέσεις και εκτάσεις που αποτελούν τα ορεινά και ημιορεινά τμήματα της.

Η υψομετρική διαφορά του χαμηλότερου (ύψος της θάλασσας) με το υψηλότερο σημείο είναι 663 m (ύψωμα «Ρόδα» νότια της πόλης της Αταλάντης). Το ύψωμα Ρόδα ανήκει στο όρος Χλωμό (με μέγιστο ύψος 1079 m), στο οποίο ανήκουν και τα χαμηλότερα ορεινά υψώματα Κουρκουράς και Παλαιόκαστρο, που αποτελούν τα προς νότο κράσπεδα της πεδινής έκτασης της Αταλάντης (Εικόνα 19).

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής υπάρχουν υψώματα που προβάλλουν σαν αποκομμένοι ορεινοί όγκοι (Προφήτης Ηλίας και Κορυφούλα) που ανήκουν στο όρος Κνημιάς (με μέγιστο ύψος 338 m), το οποίο μαζί με το Καλλίδρομο (μέγιστο ύψος 1399 m) και το Χλωμό αποτελούν ορειογραφικό τρίγωνο.

Τα προς νότο όρια της περιοχής είναι σχεδόν αποκλειστικά ορεινού χαρακτήρα με μέση υψομετρική στάθμη 400 m, ενώ τα όρια στις άλλες πλευρές είναι σύνθετα (με εξαίρεση εκείνα προς τη θάλασσα) που διέρχονται από ορεινές, ημιορεινές και πεδινές εκτάσεις. Σαν όριο της πεδινής έκτασης της περιοχής (πεδιάδα της Αταλάντης) θεωρούμε κατά προσέγγιση την ισοϋψή καμπύλη των 100 m (Αγγελίδης, 1991).



Εικόνα 19. Μορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης.

4.2 Γεωλογική Δομή

Υπόβαθρο της περιοχής Αταλάντης αποτελούν οι σχηματισμοί της Υποπελαγονικής ζώνης, οι οποίοι συμμετείχαν στην Αλπική ορογένεση. Προς το τέλος της, στον ευρύτερο χώρο, σύμφωνα με τις απόψεις διαφόρων ερευνητών, εγκαθίσταται κλειστή λεκάνη, στην οποία αποτέθηκαν μεταλλικά ιζήματα σε περιβάλλον που δεν επικοινωνούσε πάντα με τη θάλασσα. Τα προϊόντα απόθεσης προέρχονται από τα γύρω πετρώματα που αποτελούσαν τις παρακείμενες οροσειρές.

Τα πετρώματα που αποτέλεσαν και αποτελούν πηγή τροφοδοσίας της λεκάνης είναι από τα αρχαιότερα στα νεότερα:

- Παλαιοζωϊκής ηλικίας σχηματισμοί που αποτελούνται από σχιστόλιθους, γραουβάκες, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή.
- Τριαδικής και Ιουρασικής ηλικίας δολομίτες, ασβεστόλιθους, σχιστοκερατόλιθους και οφιολιθικά πετρώματα (γάββροι, διαβάσες, περιδοτίτες, σερπεντίνες)
- Ασβεστόλιθοι ηλικίας Κρητιδικού, και
- Φλύσχης.

Οι νεογενούς ηλικίας αποθέσεις που αποτέθηκαν μετά την περίοδο δημιουργίας της λεκάνης αποτελούνται από μάργες, ασβεστιτικές μάργες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, αργίλους, ψαμμούχες μάργες, κοιτάσματα λιγνίτη και κροκαλοπαγή. Η αποσάθρωση των ανωτέρων σχηματισμών τροφοδοτεί, συμπληρωματικά με τα προϊόντα αποσάθρωσης των σχηματισμών παλαιότερης ηλικίας που αναφέρθηκαν παραπάνω, τη σημερινή χερσαία λεκάνη.

Οι σχηματισμοί Τεταρτογενούς ηλικίας (των παλαιότερων βαθμίδων) που προήλθαν από τα υλικά αποσάθρωσης όλων των προηγούμενων σχηματισμών και συναντώνται στις υψηλότερες τοπογραφικά θέσεις της λεκάνης στις παρυφές της πεδιάδας, τροφοδοτούν επίσης τα χαμηλότερα τμήματα της. Για αυτούς, κύριο χαρακτηριστικό είναι η ανομοιογένεια και ο ικανοποιητικός βαθμός ανοχής. Πρόκειται για αργίλους, αργιλούχους άμμους, κορήματα κλιτύων και συνεκτικά κροκαλοπαγή.

Οι μορφοτεκτονικές ενότητες της ευρύτερης περιοχής, σύμφωνα με τον Παλυβό (2001), είναι οι ενότητες Χλωμού-Ρόδων, Κυρτώνης-Μαρτίνου, Μαλεσίνας – Λάρυμνας και ενότητα ποταμού Άσσου (Εικόνα 20).

- Ενότητα Χλωμού – Ρόδων

Η ενότητα αυτή περιλαμβάνει το ψηλότερο ανάγλυφο της περιοχής μελέτης, δηλαδή τη μάζα του όρους Χλωμού (1079 m) και του όρους Ρόδα (663 m). Λιθολογικά συνίσταται από τα τριαδικο-ιουρασικά ανθρακικά πετρώματα της Υποπελαγονικής, τους ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμούς βάσης της ενότητας αυτής, που δεν εμφανίζονται πουθενά αλλού στην περιοχή μελέτης (αντίστοιχη εμφάνιση υπάρχει μόνο στην περιοχή Γολεμίου-Μελιδονίου στην Κνημίδα). Η γεωμετρία της ενότητας Χλωμού-Ρόδων ελέγχεται σαφέστατα προς ΒΑ και ΒΔ από νεοτεκτονικές ρηξιγενείς ζώνες. Τα νοτιοδυτικά περιθώριά της συμπίπτουν με σημαντική τεκτονική ασυνέχεια, ενώ προς νοτιοανατολικά υπάρχει σαφές μορφολογικό όριο, το οποίο όμως δεν είναι σαφές εάν ελέγχεται τεκτονικά.

- Ενότητα Κυρτώνης - Μαρτίνου

Ανατολικά της μάζας του Χλωμού (δηλαδή της ενότητας Χλωμού-Ρόδων) καταγράφεται σημαντική μορφολογική αλλαγή με τη μετάβαση σε μια περιοχή σημαντικά χαμηλότερων υψομέτρων αλλά και γενικότερα διαφορετικών γεωμορφολογικών και λιθολογικών χαρακτηριστικών, την ενότητα Κυρτώνης- Μαρτίνου. Το προς Β και ΒΑ όριο της ενότητας αυτής είναι η ρηξιγενής ζώνη της Αταλάντης (το κεντρικό και μέρος του ΝΑ τμήματός της). Προς νοτιοδυτικά και νότια, η ενότητα Κυρτώνης παρουσιάζει σχετικά ηπιότερη μετάβαση προς την περιοχή της Κωπαΐδας, ενώ στα νοτιοανατολικά φαίνεται ότι η οριοθέτησή της είναι νεοτεκτονική.

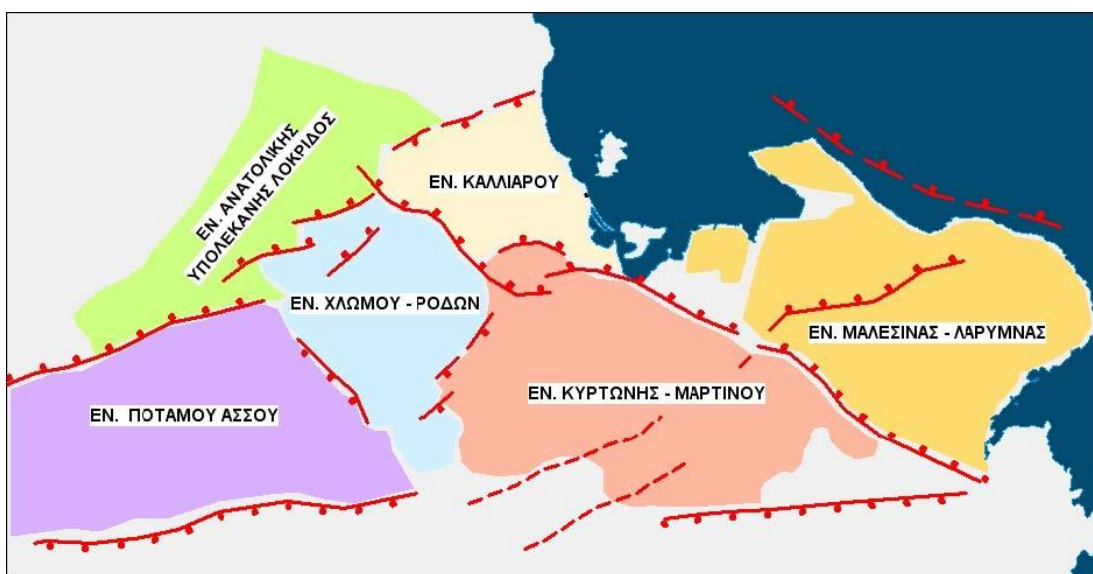
- Ενότητα Μαλεσίνας

Η χερσόνησος της Μαλεσίνας αποτελεί μια διακριτή ενότητα. Προς νότια και νοτιοδυτικά οριοθετείται από την ρηξιγενή ζώνη της Αταλάντης και πιθανότατα από παράλληλα σε αυτή ρήγματα στην πλευρά του Ευβοϊκού κόλπου (Ganas & Buck, 1998). Προς βορειοδυτικά και νοτιοανατολικά, τα φυσικογεωγραφικά όρια της ενότητας αυτής είναι οι κόλποι της Αταλάντης και της Λάρυμνας. Από απόψεως λιθολογίας, η ενότητα Μαλεσίνας χαρακτηρίζεται από εκτεταμένη εμφάνιση του λιμναίου Πλειοκαίνου (Rondoyanni 1984), χρονολογημένες στο ανώτερο Πλειόκαινο (Αναγνώστου κ.α., 1988), και μόνον σχετικά περιορισμένες εμφανίσεις του αλπικού υποβάθρου.

- Ενότητα Άσσου

Η ενότητα του Άσσου οριοθετείται από ρηξιγενείς ζώνες καθώς και από τη μάζα του όρους Χλωμού. Στην ενότητα αυτή έχουμε εκτεταμένη εμφάνιση των ανώτερων αλπικών λιθολογιών, δηλαδή της σχιστοκερατολιθικής διάπλαση και οφιολίθους, με υπερκείμενους τους κρητιδικούς ασβεστολίθους και τον φλύσχη.

Το ανάγλυφο της ενότητας, με εξαίρεση τον προφήτη Ηλία Σφάκας, αναπτύσσεται σε σημαντικά χαμηλότερη στάθμη σε σχέση με την ενότητα Χλωμού, με σχετικά εξομαλυσμένης μορφολογίας υψώματα που φθάνουν μέχρι τα 550 m περίπου. Τα υψώματα στο εσωτερικό της ενότητας αντιστοιχούν αποκλειστικά σε υπολείμματα ασβεστολίθων, και πετρωμάτων πολύ ανθεκτικότερων της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης και των οφιολίθων, που πάντοτε σχετίζονται με τοπογραφικές ταπεινώσεις - ένδειξη επικράτησης των εξωγενών διεργασιών (ποτάμια διάβρωση και διεργασίες κλιτύων) στη διαμόρφωση του αναγλύφου κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές.



Εικόνα 20. Μορφοτεκτονικές ενότητες ευρύτερης περιοχής Αταλάντης (Παλυβός Ν. 2001)

4.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή

Η ευρύτερη περιοχή έχει υποστεί όλες τις τεκτονικές κινήσεις που σημειώθηκαν στην Υποπελαγονική (ή κατά άλλους Πελαγονική) ζώνη.

Τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής είναι:

- Οι πτυχώσεις με μεγάλη ακτίνα καμπυλότητας, με άξονα ΔΒΔ – ΑΝΑ, και εύρος συγκλίλων ή αντικλίλων από 5 – 15 km (Aubuin, 1959).
- Τα ρήγματα, με δύο κύρια συστήματα διευθύνσεων Β - Ν (ΒΒΔ-ΝΝΑ) και Α - Δ (ΑΝΑ-ΔΒΔ).

Με βάση τις πολυάριθμες νεοτεκτονικές μελέτες που έχουν γίνει στην περιοχή, λόγω του μεγάλου ενδιαφέροντος του ρήγματος της Αταλάντης, από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα, η γεωδυναμική της εξέλιξη ήταν η ακόλουθη :

α) Κατά το Μειόκαινο επικρατούσαν στη ευρύτερη περιοχή εφελκυστικές τεκτονικές τάσεις με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν εκεί ρήγματα κανονικού τύπου (Philip, 1974; Rondoyanni, 1984).

β) Κατά τη περίοδο μεταξύ Ανώτερου Μειόκαινου και Κατώτερου Πλειόκαινου (προ $5-7 \times 10^6$ έτη) η τεκτονική δράση δημιούργησε συμπιεστικές τάσεις με συνέπεια ρήγματα ανάστροφου τύπου (Philip, 1974).

γ) Κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο - Ανώτερο Πλειόκαινο, επικρατεί τεκτονική δραστηριότητα εφελκυστικών τάσεων με ρήγματα κανονικού τύπου, των οποίων οι διευθύνσεις είναι κυρίως μεταξύ Β 60° Δ και Β 70° Δ. (Pechoux et al. 1973).

δ) Η περίοδος μεταξύ Ανώτερου Πλειόκαινου και Κατώτερου Πλειστόκαινου, που εντοπίζεται στο διάστημα από πριν περίπου 2×10^6 έτη μέχρι πριν από 7×10^5 περίπου έτη, χαρακτηρίζεται από τεκτονική δράση με συμπιεστικές τάσεις που εκδηλώνονται με ανάστροφα ρήγματα και συνιζηματογενείς πτυχώσεις (Pechoux et al., 1973; Philip 1974).

ε) Την τελευταία περίοδο, από 7×10^5 περίπου έτη μέχρι και σήμερα, στη ευρύτερη περιοχή επανέρχεται περίοδος σημαντικής δραστηριότητας εφελκυστικού τύπου με κανονικά ρήγματα, από επαναδραστηριοποίηση παλαιότερων ρηγμάτων ή τη δημιουργία νέων. Συνέπεια της παραπάνω δραστηριότητας είναι και η σεισμικότητα που παρατηρείται από τους αρχαίους χρόνους μέχρι σήμερα στη ευρύτερη περιοχή.

Η ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου αποτελεί μια τεκτονική τάφρο, η οποία διαμορφώθηκε στη διάρκεια του Τεταρτογενούς από τη δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (Roberts and Jackson, 1991). Τα ρήγματα Θερμοπυλών, Καμένων Βούρλων, Αγίου Κωνσταντίνου, Αρκίτσας, Αταλάντης και Καλλιδρόμου παρουσιάζουν μορφοτεκτονικά και γεωλογικά στοιχεία τα οποία υποδεικνύουν πρόσφατη δραστηριότητα και μπορούν να χαρακτηριστούν ως ενεργά. Οι διευθύνσεις των ενεργών και πιθανά ενεργών ρηγμάτων (ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ) συμπίπτουν με τη διεύθυνση του σύγχρονου εφελκυσμού στον χώρο του Αιγαίου (Lemeille, 1977; Rondoyanni 1984; Ganas et al. 1996; Papazachos and Kiratzi, 1996; Παυλίδης κ.α., 1999; Pantosti et al., 2001), ενώ αναφέρονται και πιθανές ενεργές ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (Kranis et al., 2001). Τα παραπάνω ρήγματα δεν συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς κατά την ιστορική περίοδο, εκτός από τα ρήγματα της περιοχής των Θερμοπυλών που πιθανώς έδωσαν το σεισμό του 426 π.Χ. (Papaioannou et al. 2004), καθώς και το ρήγμα της Αταλάντης.

Η σεισμική ακολουθία του 1894 περιελάμβανε δυο ισχυρούς σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου, με εκτιμώμενο μέγεθος $M_s = 6.4$ και $M_s = 6.9$ (Ambraseys and Jackson, 1990) ή $M_s = 6.6$ και 7.0 σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003). Το επίκεντρο του πρώτου σεισμικού γεγονότος τοποθετείται στην περιοχή Μαλεσίνας-Μαρτίνου, ενώ το δεύτερο βορειότερα, προς την θέση της πόλης της Αταλάντης (Ambraseys and Jackson, 1990; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Γκανάς et al., 2004). Σε περιγραφές της εποχής (Papavassiliou, 1894; Phillipson, 1894; Skouphos, 1894; Μητσόπουλος, 1895), αλλά και μεταγενέστερες αναφορές, βασισμένες σε αυτές της εποχής (Richter, 1958; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003), το μήκος του ρήγματος που διερρήχθη αναφέρεται ότι ξεπερνά τα 50 km. Οι διαστάσεις αυτές δεν ανταποκρίνονται στην πραγματικότητα, καθώς είναι γνωστό ότι τα ενεργά κανονικά ρήγματα στον ηπειρωτικό Ελληνικό χώρο δύσκολα ξεπερνούν σε μήκος τα 15-20 km (Roberts and Jackson, 1991; Poulimenos and Doutsos, 1996; Pavlides και Caputo, 2004) ενώ ορισμένα δευτερογενή φαινόμενα εδαφικής παραμόρφωσης του 1894 περιγράφονται στις ιστορικές πηγές λανθασμένα ως συν-σεισμικές επιφανειακές διαρρήξεις.

4.4 Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή, όπως παρουσιάζονται στους χάρτες που δημιουργήθηκαν, με βάση τους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ, ΛΑΡΥΜΝΑ και ΛΙΒΑΝΑΤΑΙ κλίμακας 1:50.000, περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω, από τους νεότερους προς τους παλαιότερους (Εικόνα 21).

ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ

Αλλουβιακές αποθέσεις (al): Ασύνδετα υλικά, άμμοι και κροκάλες στις κοίτες των ποταμών και των χειμάρρων, προσχώσεις με χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, ερυθρογή με κροκαλολατυποπαγή και υλικά χειμαρρωδών αναβαθμίδων, ύψους έως και 3m.

Κώνοι κορημάτων(Q.cs): Παλαιοί κώνοι κορημάτων.

ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ

Νεογενές αδιαίτερο (ne): Κυρίως Πλειόκαινο. Μάργες, άργιλοι, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι. Επίσης Νεογενές λιμναίο με λιγνίτες.

ΜΕΣΟΖΩΙΚΟ

Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι (K.k): Πλακώδεις μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και συμπαγείς ασβεστόλιθοι με απολιθώματα.

Σχιστοκερατολιθική διάπλαση με οφιολίθους και σερπεντίνες (TRJ-sh): Ηλικία Ιουρασική κυρίως, εν μέρει άνω τριαδική στα κατώτερα μέλη. Σύστημα αργιλικών σχιστολίθων, κερατολίθων και μαργαϊκών ασβεστολίθων σε λεπτά εναλλασσόμενα στρώματα. Πλακώδεις και συμπαγείς ασβεστόλιθοι με τη μορφή φακοειδών στρωμάτων ή εναλλασσόμενοι με τους σχιστοκερατόλιθους.

Δολομίτης συμπαγής (Ts-Dk): Λευκός συνήθως, ενίοτε τεφρός. Συχνά παρουσιάζει λεπτοταλαιωτήν υφήν από την αναλλαγή λεπτών στρώσεων σκουρόχρωμου ασβεστολίθου ή δολομίτη. Στους βαθύτερους ορίζοντες (όρος Κνημιάς και Χλωμό) ασβεστολίθοι σκοτεινόχρωμοι, ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι και ψαμμίτες ηλικίας Άνω και Μέσου Τριαδικού.

ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΡΙΑΔΙΚΟ

Δολομίτες (Ts.d,k): Παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, που εξελίσσονται προς τα πάνω, σε μεσο-παχυστρωματώδεις υπολεύκους δολομιτικούς ασβεστόλιθους.

Κροκαλοπαγές επικλύσεως (TR-C): Αποτελείται από κροκάλες ποικίλης σύστασης με αργίλοασβεστιτική συγκολλητική ύλη. Επίκειται με γωνιακή ασυμφωνία στο Παλαιοζωικό.

ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟ (ΛΙΘΑΝΘΡΑΚΟΦΟΡΟ-ΠΕΡΜΙΟ)

Λιθανθρακοπέρμια στρώματα (P): Γραουβάκες, κροκαλοπαγή, χαλαζίτες, σχιστόλιθοι, μάργες, ψαμμίτες, κερατοφυρικοί τόφφοι. Περιέχουν λεπτά στρώματα ή τραπέζες ασβεστολίθου.

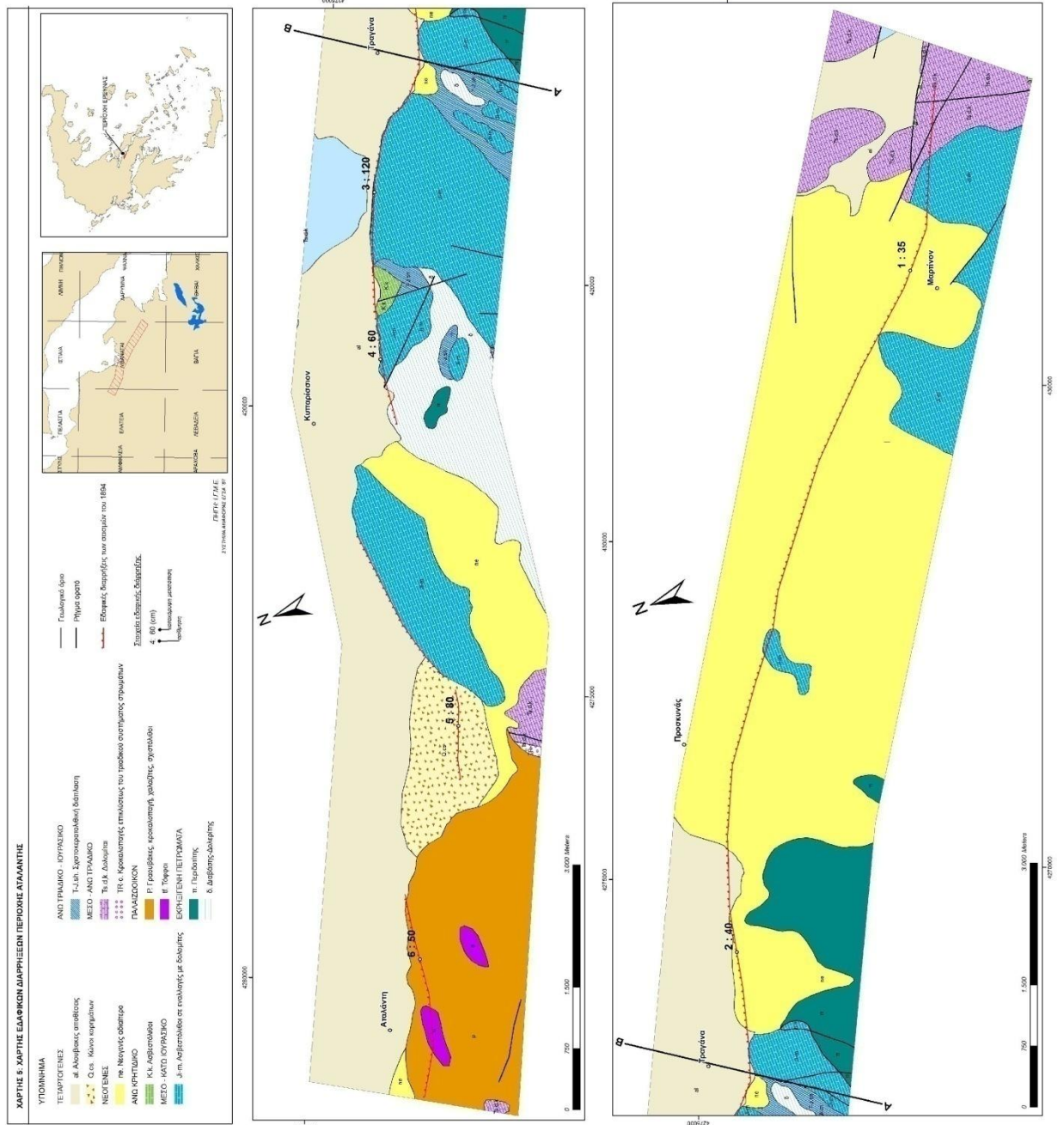
Τόφφοι (tf).

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ (Με ηλικία τοποθετήσεως ΑΝΩΤΕΡΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ-ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ)

Περιδοτίτες (π)

Διαβάσης-Δολερίτης (δ)

Ασβεστόλιθοι (Ji-m.k): Τεφρόχροοι, μεσο-παχυστρωματώδεις του Κατωτέρου Ιουρασικού.



Εικόνα 21. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Αιταλάντης.

4.5 Ρήγμα Αταλάντης

Το ρήγμα της πόλης της Αταλάντης είναι ένα ενεργό κανονικό ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ έως ΑΝΑ-ΔΒΔ και κλίσης προς Β-ΒΑ. Μετρήσεις ρηξιγενών επιφανειών κατά μήκος του ρήγματος έδωσαν τιμές κλίσης 60-72°. Το ρήγμα διέρχεται από τη νότια πλευρά της πόλης, στους πρόποδες του όρους Χλωμό και σχεδόν ταυτίζεται με τις σεισμικές διαρρήξεις του 1894.

Το ρήγμα είναι τμήμα μιας ευρύτερης ρηξιγενούς ενεργού ζώνης που αρχίζει από το ρέμα του Καραγκιόζη, βορείως της πόλης της Αταλάντης, συνεχίζει προς Ασπρόρεμα - Κυπαρίσσι και φθάνει μέχρι το Μαρτίνο και πιθανά τη Λάρυμνα.

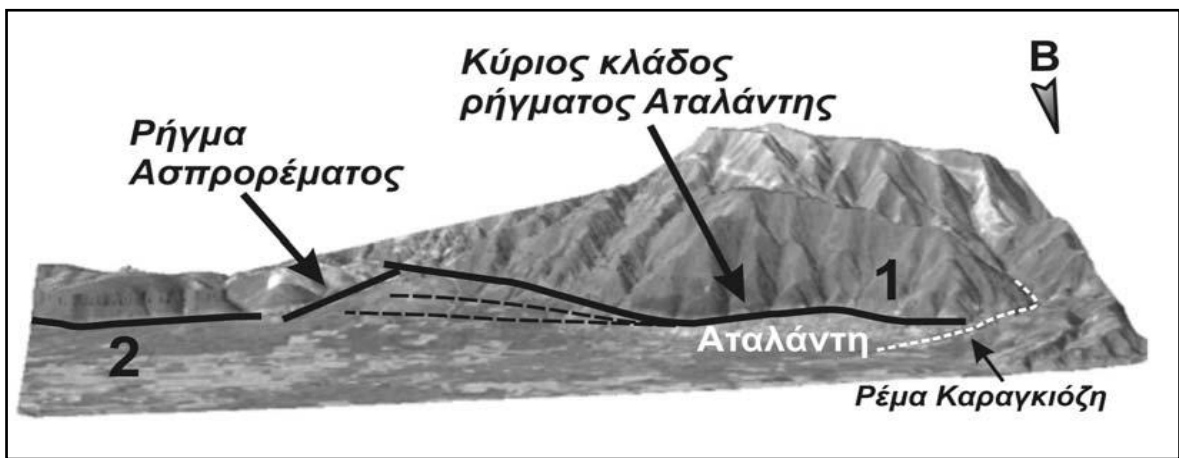
Το συνολικό μήκος της ζώνης αυτής δεν ξεπερνά τα 30 km ενώ υποδιαιρείται σε πέντε, τουλάχιστον, επιμέρους τμήματα (Ganas et al., 1998): της Αταλάντης (1), του Κυπαρισσίου - Αλμύρας (2), της Τραγάνας - Προσκυνά (3), του Μαρτίνου (4) και της Λάρυμνας (5). Η υποδιαίρεση της ρηξιγενούς ζώνης της Αταλάντης στα συγκεκριμένα επί μέρους τμήματα έγινε με βάση έρευνες υπαίθρου και μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά σε δορυφορικές εικόνες, αεροφωτογραφίες και τοπογραφικούς χάρτες. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό αποτέλεσε η παρουσία εγκάρσιων ρηγμάτων, διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ, διακόπτοντας τη συνέχεια των επί μέρους ρηγμάτων, το σημαντικότερο από τα οποία αποτελεί το ρήγμα του Ασπρορέματος (Εικόνα 22).

Το πλαγιοκανονικό ρήγμα του Ασπρορέματος (Εικόνα 23), διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (N30°) και κλίσης προς ΒΔ, αποτελεί το όριο στο οποίο τερματίζεται προς ανατολικά το τμήμα του ρήγματος της πόλης της Αταλάντης, σχηματίζοντας μια κάμψη προς ΝΑ. Την κάμψη αυτή ακολουθεί η παλαιότερη επιφάνεια του ρήγματος, στο όριο υποβάθρου μεταλλικών ιζημάτων, ενώ οι νεότερες διακλαδώσεις της απόληξης του ρήγματος παρουσιάζονται μετατοπισμένες βορειότερα, σε παράλληλη διάταξη, και διασχίζουν τις πρόσφατες αποθέσεις του αλλουβιακού ριπιδίου του Ασπρορέματος με διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ.

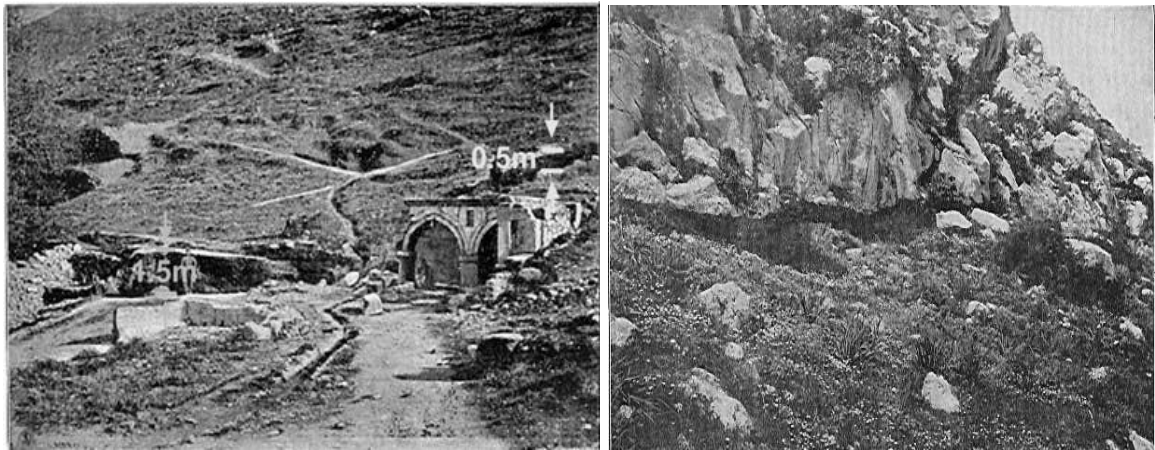
Χαρακτηριστικές φωτογραφίες και σκίτσα της εποχής από τις επιφανειακές μετατοπίσεις κατά μήκος του ρήγματος της Αταλάντης, δίνονται στις εικόνες 24 και 25.



Εικόνα 22. Λειασμένη ρηξιγενής (κατοπτρική) επιφάνεια του ρήγματος του Ασπρορέματος (από Παλυβό, 2001).



Εικόνα 23. Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, σε συνδυασμό με δορυφορική εικόνα της περιοχής της πόλης της Αταλάντης. Απεικονίζεται ο κύριος κλάδος (1) του ρήγματος της Αταλάντης, ο οποίος διαχωρίζεται από το τμήμα Κυπαρίσσι-Αλμύρα (2) μέσω του ρήγματος του Ασπρορέματος. Με διακεκομμένη γραμμή σημειώνονται οι νεώτερες διακλαδώσεις του ρήγματος της Αταλάντης στις αλλουβιακές αποθέσεις (από Παλυβό, 2001).



Εικόνα 24. *Αριστερά:* Φωτογραφία (Skouphos 1894) των συν-σεισμικών διαρρήξεων στη θέση 'Βρύση Παζάρι' της Αταλάντης (σημερινός προσφυγικός συνοικισμός). Διακρίνεται η διαφορά της μετατόπισης στο υπόβαθρο (δεξιά) και στους χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς (αριστερά). *Δεξιά:* Φωτογραφία εποχής (Skouphos 1894) στην οποία φαίνεται η συν-σεισμική μετατόπιση του 1894, κατά μήκος της ρηξιγενούς επιφάνειας στην Αλμύρα.



Εικόνα 25. Σκίτσο υπαίθρου στο οποίο απεικονίζονται εδαφικές διαρρήξεις του σεισμού της 27^{ης} Απριλίου στην περιοχή της πόλης της Αταλάντης, στα νοτιοανατολικά της πόλης (από Skouphos 1894).

5 ΠΕΡΙΟΧΗ ΧΑΛΚΙΑΙΚΗΣ - ΡΗΓΜΑ ΣΤΡΑΤΩΝΙΟΥ-ΙΕΡΙΣΣΟΥ

5.1 Γεωμορφολογία

Στην περιοχή μελέτης δεσπόζει ο ορεινός όγκος του Στρατονικού και στην ευρύτερη περιοχή του όρους Χολομώντα. Στα ανατολικά οριοθετείται από τον κόλπο της Ιερισσού και στα νότια από τον Σιγγιτικό Κόλπο. Οι δύο ορεινοί όγκοι παρουσιάζουν ιδιαίτερο φυσικό κάλλος και παρά τις συνεχείς και μακρόχρονες ανθρώπινες δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή, ιδιαίτερα λόγω και του μεταλλευτικού ενδιαφέροντος που αυτή παρουσιάζει, το τοπίο συνολικά δεν παρουσιάζει σημαντικές μορφολογικές αλλαγές.

Χαρακτηριστικά του είναι οι ομαλές κλίσεις κλιτύων, οι οποίες καταλήγουν στην πεδινή περιοχή της Ιερισσού. Παρά τις ομαλές κλιτείς, οι μισγάγκειες που φιλοξενούν τα υδατορρέυματα της περιοχής είναι απότομες, με χαρακτηριστικά χαράδρας. Όσον αφορά στην περιοχή της Ιερισσού το μεγαλύτερο τμήμα της είναι παράκτιο με χαμηλό ανάγλυφο που σε μερικές θέσεις στα δυτικά γίνεται λοφώδες (Εικόνα 26).

5.2 Γεωλογική δομή

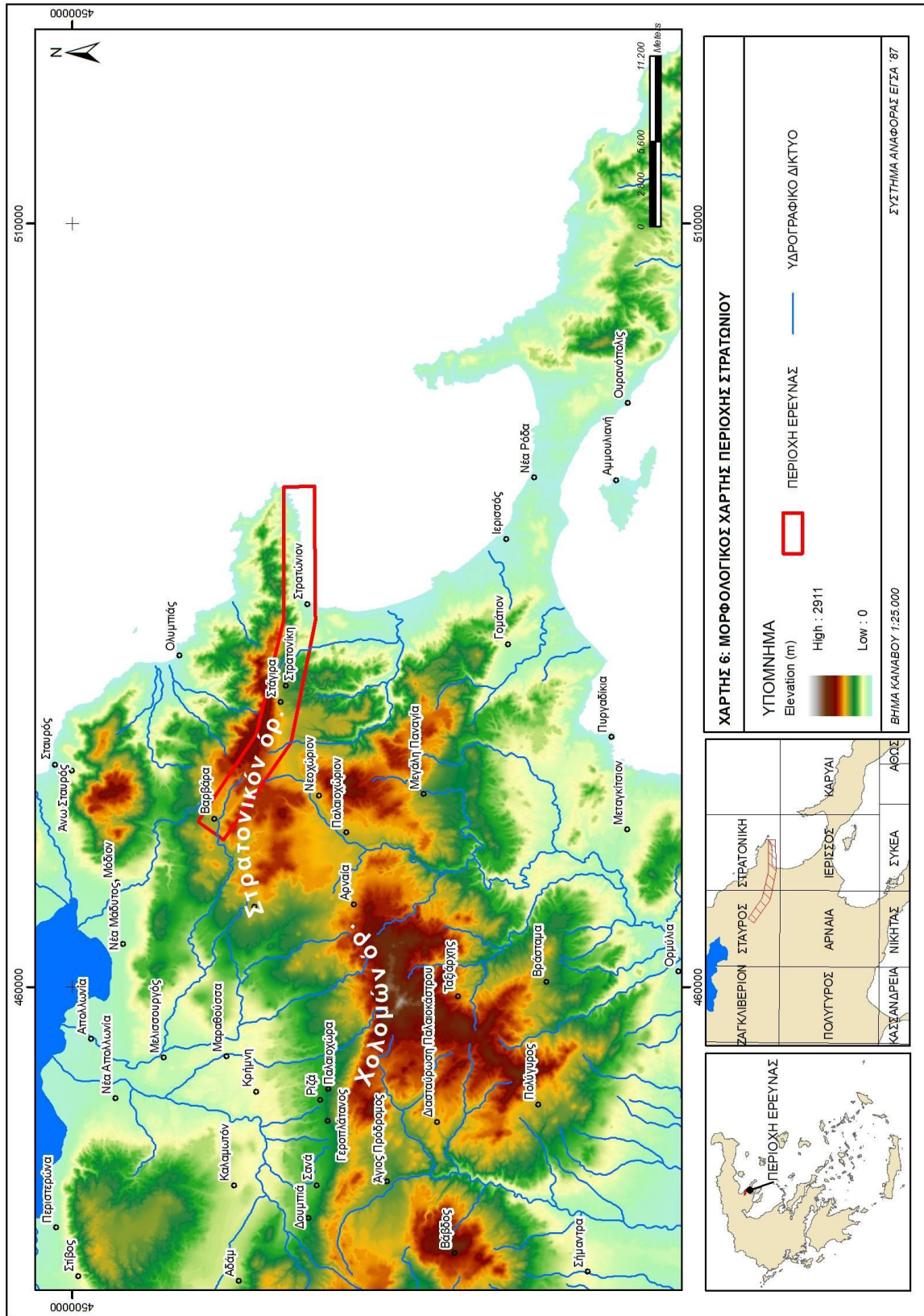
Η περιοχή Στρατωνίου-Ιερισσού ανήκει γεωτεκτονικά στη Σερβομακεδονική μάζα, η οποία δομείται από κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα, με διεισδύσεις εκρηξιγενών πετρωμάτων και τεκτονικές παρεμβολές οφιολίθων. Οι σχηματισμοί της Σερβομακεδονικής μάζας έχουν προσληφθεί από την Ερκύνια ορογένεση, χωρίς να αποκλείεται και η περίπτωση οι σχηματισμοί της μάζας αυτής να έχουν πτυχωθεί και από παλαιότερες ορογενετικές φάσεις. Παράλληλα είναι βέβαιο ότι η μάζα αυτή επαναδραστηριοποιήθηκε κατά τη διάρκεια των αλπικών πτυχώσεων.

Οι Kockel & Walther (1968) διέκριναν τη Σερβομακεδονική μάζα στην Ενότητα των Κερδυλλίων, που είναι η κατώτερη, και την ενότητα του Βερτίσκου, που είναι η ανώτερη. Κατά αυτούς η επαφή των δύο αυτών Ενοτήτων είναι σύμφωνη, με αποτέλεσμα οι Ενότητες αυτές να αποτελούν μια σειρά σχηματισμών συνολικού πάχους 8km περίπου. Αντίθετα, κατά άλλους μελετητές μεταξύ των Ενοτήτων αυτών υπάρχει τεκτονική επαφή, το είδος της οποίας δεν είναι εύκολο να εξακριβωθεί.

Η σειρά των Κερδυλλίων είναι η κατώτερη σειρά της Σερβομακεδονικής και αποτελείται κυρίως από βιοτιτικούς γνεύσιους διακοπτόμενους από τρεις ορίζοντες μαρμάρων. Η

σειρά του Βερτίσκου είναι η ανώτερη σειρά της Σερβομακεδονικής μάζας και η λιθοστρωματογραφική της στήλη αποτελείται από τους εξής σχηματισμούς: διμαρμαρυγιακούς γνεύσιους, διμαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μάρμαρα, βιοτιτικοούς γνεύσιους, αμφιβολίτες και άλλα μεταβασικά πετρώματα.

Η διάκριση των δύο σειρών στηρίχθηκε βασικά σε ορισμένες λιθολογικές διαφορές αυτών, όπως ο βαθμός μεταμόρφωσης των πετρωμάτων που θεωρήθηκε χαμηλότερος στη σειρά του Βερτίσκου, και η μεγάλη παρουσία μαρμάρων συχνά σε οριζόντες μεγάλου πάχους στη σειρά των Κερδυλίων. Μέσα στα πετρώματα της σειράς Βερτίσκου παρεμβάλλονται επίσης τεκτονικά σχιστοποιημένα σερπεντινικά σώματα που απουσιάζουν από τη σειρά Κερδυλίων.



Εικόνα 26. Μορφολογικός χάρτης της περιοχής Στρατωνίου.

5.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή

Η περιοχή υφίσταται συνεχή τεκτονική δράση από το Παλαιοζωικό μέχρι τις τελευταίες φάσεις της Αλπικής πτύχωσης, οι οποίες τοποθετούνται στα όρια μεταξύ Ηωκαίνου και Ολιγοκαίνου. Η περιοχή χαρακτηρίζεται από κανονικά ρήγματα, τα οποία συνδέονται και με τη δημιουργία τεκτονικών τάφρων και κεράτων. Η νεοτεκτονική δράση στην ευρύτερη περιοχή άρχισε κατά το Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο, ενώ μια δεύτερη σημαντική τεκτονική δραστηριότητα εμφανίστηκε τουλάχιστον κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, όπως διαπιστώνεται από τη κατανομή των ιζημάτων του Πλειο-τεταρτογενούς και από τα πολυάριθμα ρήγματα που επηρεάζουν αυτά τα ιζήματα, καθώς επίσης από την παρουσία μεγάλων χαρακτηριστικών ρηγμάτων, στα όρια μεταξύ του υποβάθρου και των προσφάτων ιζημάτων (Pavlidis & Kiliias 1987). Σε πολλές περιπτώσεις στα ρήγματα αυτά εκτός από κανονική κίνηση παρατηρείται και σημαντική οριζόντια συνιστώσα.

Τα μεγάλα ρήγματα που δεσπόζουν στον ευρύτερο χώρο της βορειοανατολικής Χαλκιδικής παρουσιάζουν τρεις γενικές διευθύνσεις (Mountrakis, 2004; Pavlidis & Kiliias, 1987): ένας μεγάλος αριθμός από αυτά προσανατολίζονται σε μία ΒΔ-ΝΑ ως ΒΒΔ- ΝΝΑ κατεύθυνση, ένα δεύτερο σύστημα έχει διεύθυνση περίπου Α-Δ ως ΔΒΔ-ΑΝΑ και ένα τρίτο σύστημα έχει ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, ενώ μερικά ρήγματα τείνουν περίπου σε μία Β-Ν κατεύθυνση. Οι σύγχρονες εφελκυστικές τάσεις έχουν γενική διεύθυνση Β-Ν και συνδέονται με ανάδραση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης κυρίως Α-Δ (Εικόνα 27).

Σύμφωνα με τους Pavlidis & Kiliias (1987) δομές που ανήκουν στο ΔΒΔ-ΑΝΑ και Α-Δ σύστημα χαρακτηρίζονται από κανονικά ρήγματα με γραμμώσεις που έχουν γωνία κλίσεως 70° και 90° π.χ. το κανονικό ρήγμα της Ιερισσού με διεύθυνση $B95^\circ$, κλίση 77° Ν και γράμμωση (pitch) 84° Δ. Δομές που ανήκουν στο ΒΔ-ΝΑ σύστημα αποτελούνται κυρίως από κανονικά ρήγματα που δείχνουν μερικές φορές δύο ομάδες γραμμώσεων, ένα με κινήσεις κλίσης ολίσθησης (οι γωνίες κλίσεως κυμαίνονται μεταξύ 65° - 85°) και ένα δεύτερο με ευδιάκριτο αριστερόστροφο οριζόντιο άλμα ρήματος που έχει κλίση μεταξύ 40° - 65° π.χ. το μεγάλο κανονικό, αριστερόστροφο ρήγμα του Γοματίου, με διεύθυνση $B130^\circ$, κλίση 65° ΝΔ και γράμμωση (pitch) 50° ΝΑ. Δομές που ανήκουν στις ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεις δείχνουν ένα κανονικό χαρακτήρα με δεξιόστροφα οριζόντια άλματα.



Εικόνα 27. Χάρτης με τα μεγάλα ενεργά ρήγματα του Βόρειου Ελληνικού Χώρου, και τις διευθύνσεις των εφελκυστικών τάσεων που υπολογίστηκαν από σεισμολογικά δεδομένα (πράσινα βέλη) και από τεκτονικές μετρήσεις (μαύρα βέλη) (από Mountrakis et al., 2004).

5.4 Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας

Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή παρουσιάζονται στους χάρτες που δημιουργήθηκαν, με βάση τους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ, κλίμακας 1:50.000, φύλλα ΣΤΑΥΡΟΣ, ΣΤΡΑΤΟΝΙΚΗ, ΙΕΡΙΣΣΟΣ και ΑΡΝΑΙΑ (Εικόνα 28). Η αναλυτική περιγραφή των σχηματισμών δίνεται παρακάτω.

ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ

ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Αλλουβιακές αποθέσεις (al).

Ιζήματα παράκτιων λιμνών και λιμνοθαλασσών (H.lg): άμμοι και αμμούχες άργιλοι.

Παράκτιες αποθέσεις (cd,dn): κυρίως θίνες και αναχώματα ακτών.

Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων (Q.cs₁): διαφορετικής ηλικίας.

Κατώτερη βαθμίδα του κατώτερου συστήματος αναβαθμίδων (H.t.c): κυρίως άμμοι και κροκάλες.

ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ

Σύστημα αναβαθμίδων (Pt.t1.c): άμμοι, ψηφίδες, κροκάλες μικρής συνοχής.

Πλειστοκαινικές αποθέσεις αδιαίρετες (Pt): αναβαθμίδες, συγκολλημένα πλευρικά κορήματα κυρίως ερυθρού χρώματος και τεμαχισμένοι κώνοι κορημάτων.

ΜΕΣΟΖΩΙΚΟ

ΤΡΙΑΔΙΚΟ – ΜΕΣΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ

Φυλλίτες (T-Jm.ph): σκοτεινότεροι έως μαύροι, γραφιτικοί, με μικρές ενστρώσεις χαλαζίτη.

Ασβεστόλιθοι ανακρυσταλλωμένοι, μάρμαρα, χαλαζιακά σερικιτικά μάρμαρα και ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι (T-Jm.mr): παχυστρωματώδεις έως λεπτοστρωματώδεις, με ενστρώσεις μαύρων φυλλιτών.

Κεροστιλβικός-βιοτιτικός πορφύρης (πφ.η): με πολυάριθμες διοριτικές αποφύσεις και φλέβες.

ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΗ ΜΕΤΡΩΜΑΤΑ (ΧΩΡΙΣ ΣΧΙΣΤΟΤΗΤΑ)

ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ

Πιζονιτικός-κεροστιλβικός-βιοτιτικός διορίτης (η): σκοτεινότεφος, μεσο- λεπτόκοκκος, που διατέμνεται από φλέβες πορφύρη και έχει συχνή διάσπαρτη μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη.

Κεροστιλβικός γρανοδιορίτης Στρατωνίου (γ.η): τεφρός, λεπτό- έως μεσόκοκκος, με διάσπαρτη μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη και διεισδύσεις διοριτικών φλεβών.

γ.η1: Υδροθερμική εξαλλοίωση των πορφυριτικών σωρών και των γειτονικών πετρωμάτων.

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΚΑΙ ΣΧΙΣΤΩΔΗ

Πλαγιокλαστικός-μικροκλινικός γνεύσιος (gn-Mz): λεπτοστρωματώδης ή με οφθαλμοειδή ιστό.

Skarns: Άλως απλιτικών φλεβών και παρείσακτων κοιτών που διατέμνουν τα γειτονικά πετρώματα. Μεταμόρφωση επαφής.

ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ ΜΑΖΑ

ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟ

Σηματοπισμός Βερτίσκου

Διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι (gn2): σκοτεινότεφροι ή καστανοί, λεπτό-έως μεσόκοκκοι, με τοπικές μεταβάσεις προς γνευσίους. Συχνές πηγματοειδείς φλέβες και παρείσακτες κοίτες
Μάρμαρα (mr): λευκά έως γαλαζωπά, αδρόκοκκα, σε φακούς και στρώματα.

Σηματοπισμός Κερδυλίων

Ορίζοντας μαρμάρων (mr1): μάρμαρα χονδρόκοκκα, παχυστρωματώδη με ενστρώσεις βιοτιτικού γνευσίου, κερροστιλβικού σχιστολίθου και αμφιβολιτών.

Βιοτιτικοί γνεύσιοι (gn.bi): σκοτεινότεφροι, λεπτόκοκκοι γνεύσιοι, με αφθονες παρείσακτες κοίτες και φλέβες και τοπικά μάζες πηγματοειδών και σχιστωδών απλιτικών γρανιτών.

(gn.bi1): Άλως απλιτικών φλεβών και παρείσακτων κοιτών που διατέμνουν τα γειτονικά πετρώματα.

ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟ (ή παλαιότερο)

Ούραλιτιωμένος, πηγματιτικός γάββρος (θ.πγ): που μεταπίπτει περιφερειακά σε χονδρόκοκκους αμφιβολίτες.

Αμφιβολίτες (ab): σκοτεινοπράσινοι ή μαύροι σε λεπτά στρώματα με καλή στρώση, λεπτό-έως μεσόκοκκοι, με ενστρώσεις ακτινολιθικών πετρωμάτων, μικρών φακών υπερβασικών, βιοτιτικού γνευσίου.

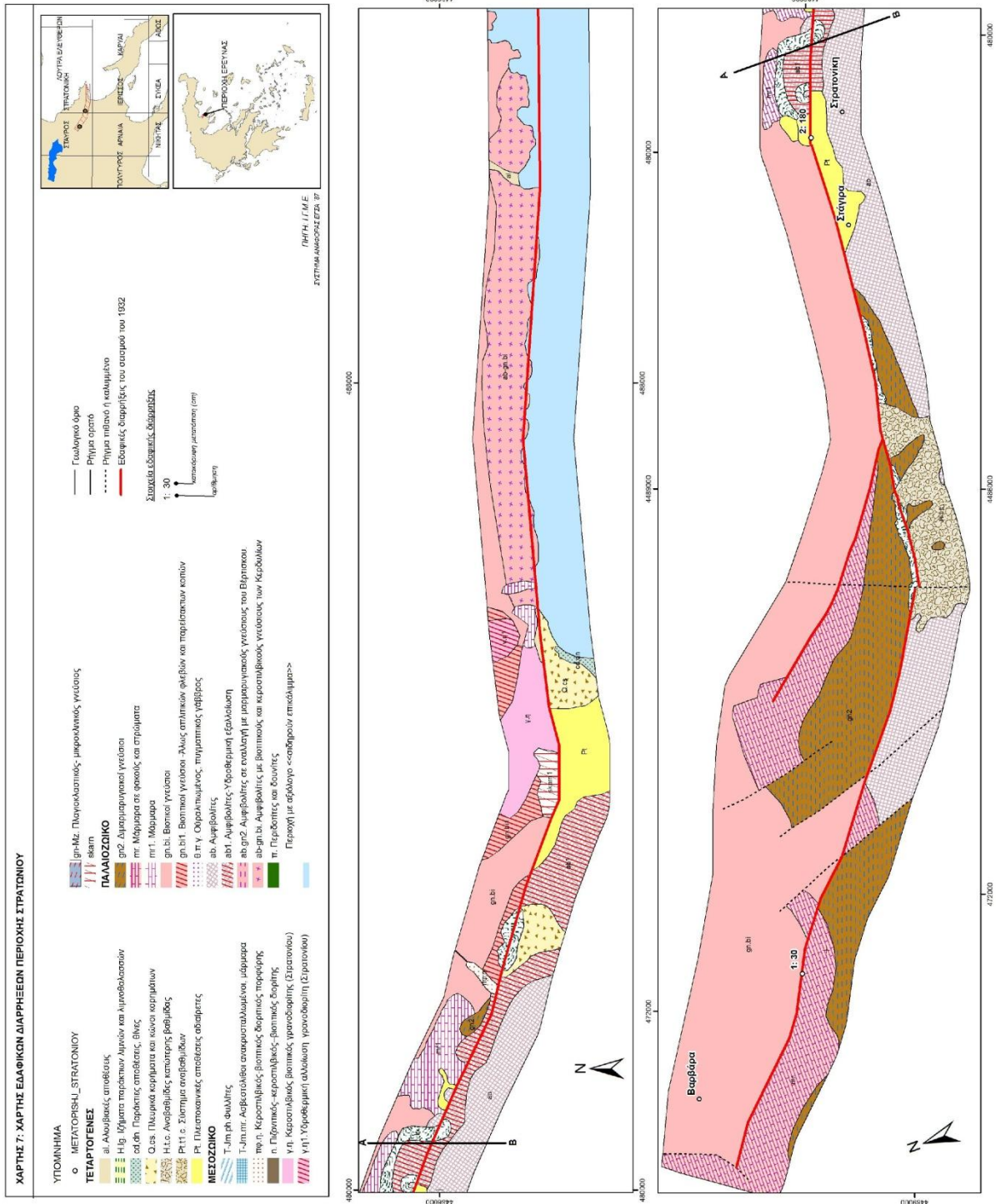
ab1: Υδροθερμική εξαλλοίωση των πορφυριτικών σωρών και των γειτονικών πετρωμάτων.

Αμφιβολίτες (ab) που εναλλάσσονται με διμαρμαρυγιακούς γνέυσιους (gn2) του σχηματισμού Βέρτισκου (ab - gn2).

Αμφιβολίτες (ab) εναλλασσόμενοι με βιοτιτικούς γνέυσιους και κεροστιλβικούς γνέυσιους του σχηματισμού Κερδυλίων (gn.bi).

Περιδοτίτες και δουνίτες (π): γενικά σερπεντινωμένοι σε ταλκικούς σχιστόλιθους ενώ στα όρια σε ακτινολιθικούς σχιστόλιθους.

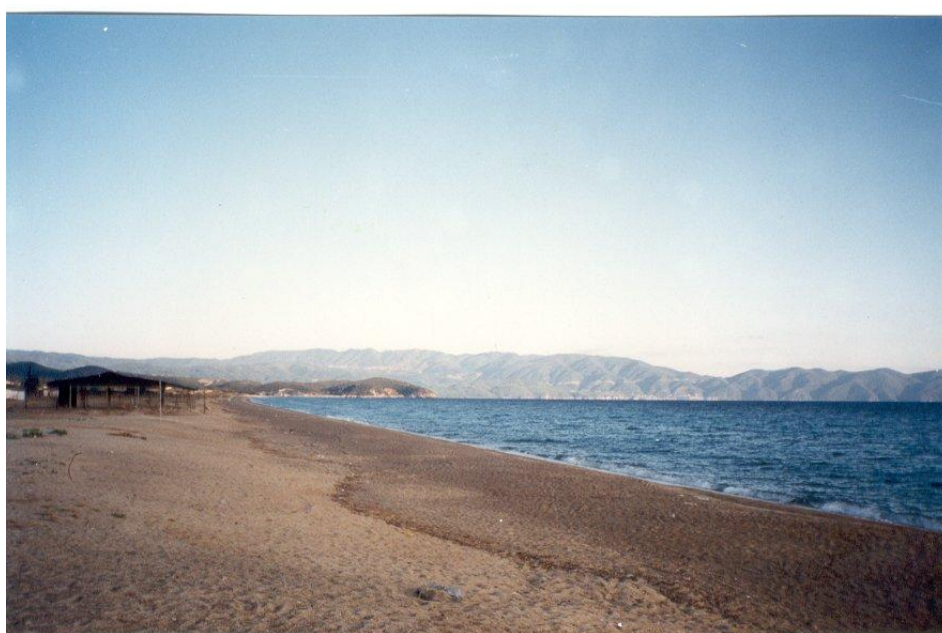
Περιοχή με αξιόλογο «σιδηρούν επικάλυμμα» (Ir).



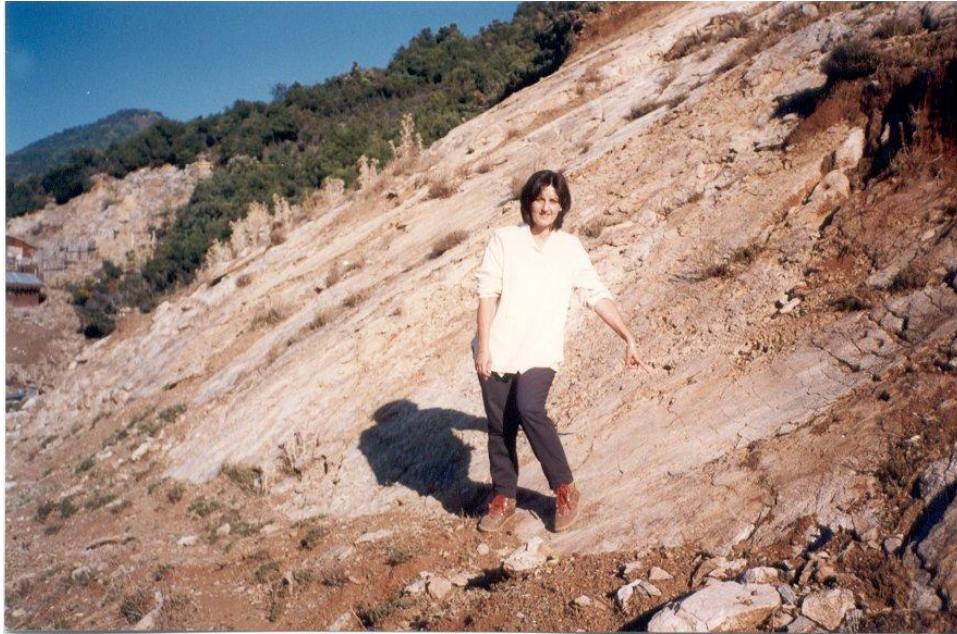
Εικόνα 28. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Ιερισσού

5.5 Ρήγμα Ιερισσού

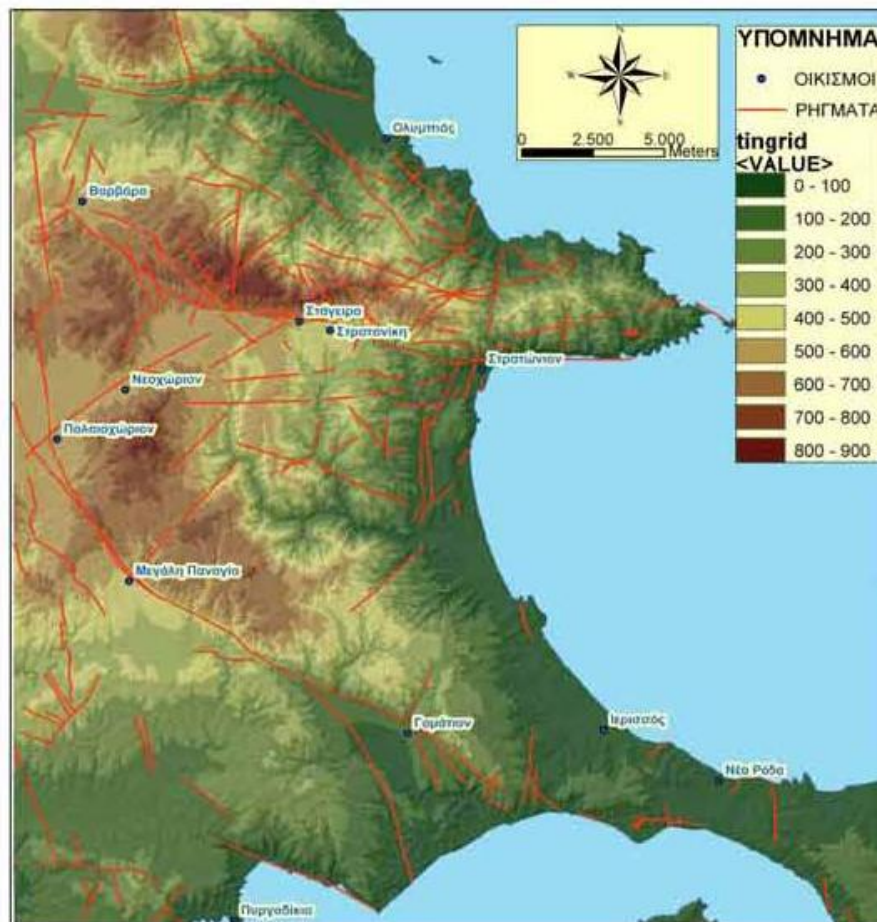
Το ρήγμα Ιερισσού είναι μία μεγάλη ρηξιγενής γραμμή γενικής διεύθυνσης Α – Δ, μήκους μεγαλύτερου των 30 km περίπου (εκ των οποίων 15 km στην ξηρά) (Εικόνες 29 και 30). Αποτελεί σε σημαντικό του μήκος και το χαρτογραφικό όριο της κατώτερης ενότητας Κερδυλλίων με την ανώτερη ενότητα Βερτίσκου της Σεβομακεδονικής μάζας και με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Βόλβης - Γοματίου (Dixon & Dimitriadis 1985). Το ρήγμα διέρχεται από τα χωριά Στάγειρα, Στρατονίκη και Στρατώνι (Εικόνα 31) και στα Δυτικά φαίνεται να ενώνεται με το ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρήγμα Βαρβάρας, το οποίο λόγω αυτής της αλλαγής στην παράταξη διαφοροποιείται ως ένα ανεξάρτητο τμήμα ρήγματος. Το ρήγμα του Ιερισσού παρουσιάζει μετάπτωση του νότιου τεμάχους και αποτελεί το προς Βορρά φυσικό όριο του κόλπου της Ιερισσού, αφού διαχωρίζει γεωμορφολογικά την περιοχή σε δύο τμήματα: το βόρειο που χαρακτηρίζεται από το υψηλό ανάγλυφο του Στρατωνικού όρους, του οποίου οι νότιες πλευρές συμπίπτουν με το ρήγμα του Ιερισσού και το νότιο όπου αναπτύσσεται ένα χαμηλό και ομοιόμορφο ανάγλυφο με εκτενές υδρογραφικό δίκτυο (Pavlidis & Tranos 1991).



Εικόνα 29. Μακρινή άποψη του ρήγματος Στρατωνίου



Εικόνα 30. Τμήμα της κατοπτρικής επιφάνειας του ρήγματος Στρατωνίου

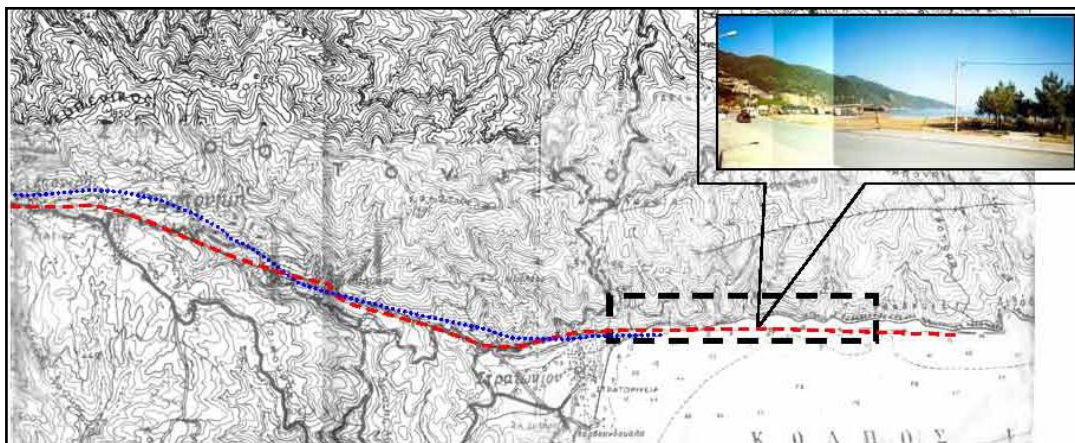


Εικόνα 31. Τοπογραφικό ψηφιακό μοντέλο με τις εμφανίσεις ρηγμάτων στην περιοχή της βορειοανατολικής Χαλκιδικής (από Μιχαηλίδου, 2005).

Κατά μήκος του ρήγματος, και μόνο στο χώρο της άμεσης ζώνης αυτού, παρατηρούνται αρκετές, σημαντικές σε πάχος, τεταρτογενείς αποθέσεις συνεκτικών πλευρικών κορημάτων ερυθρού χρώματος με γωνιώδη τεμάχια από τα πετρώματα του υποβάθρου, που πρέπει να οφείλονται στην νεοτεκτονική δράση του ρήγματος (Εικόνα 32). Άλλωστε το ρήγμα του Στρατωνίου συνδέεται με τη σεισμική ακολουθία του σεισμού της Ιερισσού του 1932, που είχε μέγεθος κύριου σεισμού (M 7.0) (Φλώρας, 1933; Μαραβελάκης, 1933; Georgalas & Galanopoulos, 1953; Pavlides & Tranos, 1991). Τα ίχνη της νέας δραστηριοποίησης του ρήγματος στο σεισμό της Ιερισσού χαρτογραφήθηκαν από τους Μαραβελάκη (1933), Georgalas & Galanopoulos (1953) και πιο πρόσφατα από τους Pavlides & Tranos (1991) (Εικόνα 33).



Εικόνα 32. Τεταρτογενείς αποθέσεις συνεκτικών πλευρικών κορημάτων ερυθρού χρώματος με γωνιώδη τεμάχια από τα πετρώματα του υποβάθρου (Μιχαηλίδου, 2005).



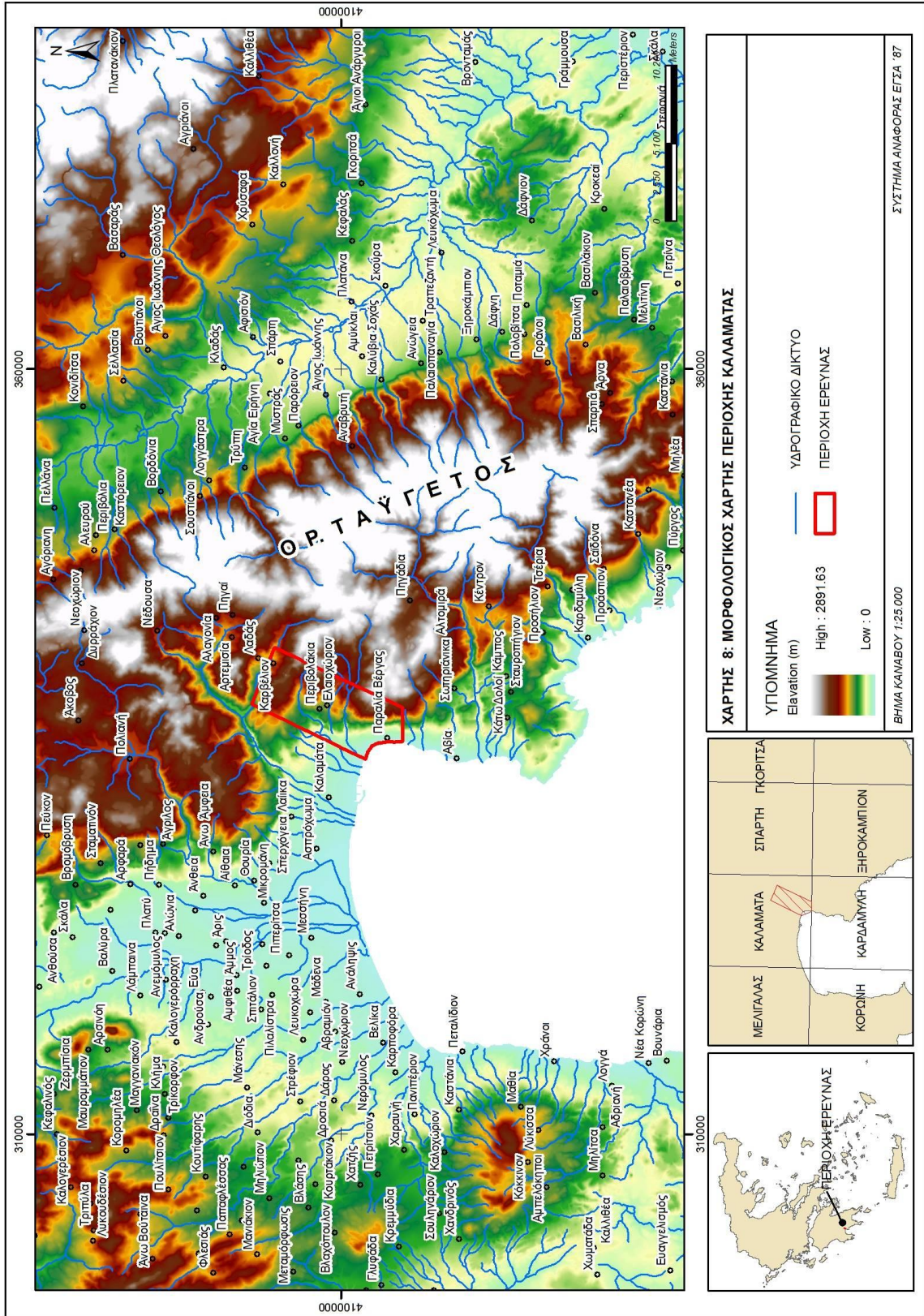
Εικόνα 33. Χάρτης της ευρύτερης περιοχής όπου με κόκκινο χρώμα ορίζεται το γεωλογικό ρήγμα του Στρατωνίου και με μπλε οι κύριες εδαφικές ρωγμές κατά το σεισμό του 1932 (από Παυλίδης 2001).

6 ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

6.1 Γεωμορφολογία

Στην ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας, στο ανατολικό τμήμα της Μεσσηνίας κυριαρχεί ο ορεινός όγκος του Ταΰγετου, με υψηλότερες κορυφές του τον Προφήτη Ηλίας (2.407 m), τη Νεραΐδοβούνα (2.025 m) και την Ξεροβούνα (1.852 m). Στο δυτικό τμήμα της υψώνονται τα χαμηλά όρη της Κυπαρισσίας (Αγία Βαρβάρα, 1.218 m), οι χαμηλότερες προεκτάσεις των οποίων προσεγγίζουν το νοτιότατο ακρωτήριο Ακρίτας (Εικόνα 34).

Στο κέντρο του νομού, απλώνεται η πεδιάδα της Μεσσηνίας, η οποία διασχίζεται από πολλά ποτάμια, μικρά συνήθως, με μεγαλύτερο από όλα τον Πάμισος, ο οποίος πηγάζει από τις δυτικές πλαγιές του Ταΰγετου, αποχετεύει τη μεσσηνιακή πεδιάδα και εκβάλλει στον Μεσσηνιακό κόλπο. Η περιοχή των εκβολών του είναι βαλτώδης. Στον Μεσσηνιακό κόλπο, εκβάλλει επίσης ο Βέλικας, που πηγάζει από τα βουνά της Κυπαρισσίας, ενώ στην παραλία της Καλαμάτας εκβάλλει ο ορμητικός και χειμαρρώδης ο Νέδων ή Ποτάμι της Καλαμάτας. Χαρακτηριστικό στοιχείο της ακτογραμμής της Μεσσηνίας είναι ο βαθύς Μεσσηνιακός κόλπος, στον μυχό του οποίου βρίσκεται η Καλαμάτα.



Εικόνα 34. Μορφολογικός χάρτης περιοχής Καλαμάτας

6.2 Γεωλογική δομή

Η ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας δομείται από γεωλογικούς σχηματισμούς που ανήκουν γεωτεκτονικά σε τρεις διαφορετικές ζώνες, της Πίνδου, της Γαβρόβου-Τρίπολης και της Ιονίου.

Ο παλαιογεωγραφικός χώρος της ζώνης Πίνδου ήταν μια βαθιά θαλάσσια αύλακα ανατολικά του υβώματος της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης. Σύμφωνα με τις νεότερες απόψεις ο ηπειρωτικός φλοιός της πινδικής περιοχής, κατά το Μεσοζωικό, λεπτύνθηκε σημαντικά χωρίς όμως η περιοχή αυτή να αποκτήσει ωκεάνιο πυθμένα. Η ζώνη της Πίνδου είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στη ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, με μορφή ενός τεράστιου τεκτονικού καλύμματος, το οποίο, σε μερικές περιπτώσεις, έχει προελάσει ακόμα δυτικότερα και έχει φτάσει μέρι και την Ιόνια ζώνη.

Οι σχηματισμοί της Πίνδου, λόγω της πλαστικότητας τους τους χαρακτηρίζει, είναι έντονα πτυχωμένοι και λεπιωμένοι, κυρίως στο δυτικό τμήμα της ζώνης αυτής και, γενικά, στο μέτωπο του πινδικού τεκτονικού καλύμματος. Τα παλιότερα στρώματα της πινδικής σειράς σχηματισμών που έχουν βρεθεί είναι ηλικίας Μέσου Τριαδικού, ενώ είναι άγνωστο το προαλπικό (παλαιοζωικό) υπόβαθρο των σχηματισμών της ζώνης.

Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της Πελοποννήσου, ενώ εμφανίζεται επίσης στο χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων με μορφή τεκτονικών παραθύρων. Η ζώνη αυτή έχει αναφερθεί από μερικούς ερευνητές και ως δύο χωριστές ενότητες ή υποζώνες, την υποζώνη Γαβρόβου-Πύλου και τη υποζώνη Τρίπολης, χωρίς όμως για τη διάκριση αυτή να αναφέρονται βασικές διαφορές μεταξύ αυτών των ενότητων.

Ο χώρος στον οποίο αποτέθηκαν τα ιζήματα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης αποτελούσε μια τεράστια υποθαλάσσια πλατφόρμα ανάμεσα στις δύο θαλάσσιες αύλακες, την Ιόνια και την Πινδική. Στο χώρο αυτόν, από το Μέσο-Ανώτερο Τριαδικό μέχρι και το Ηώκαινο, λάμβανε χώρα νηριτική και υφαλογόνα ιζηματογένεση με ασβεστόλιθους και δολομίτες, με τοπικές ανωμαλίες, όπως είναι η λόγω ρηγμάτων πρόσκαιρη και τοπική βύθωση της θάλασσας, με αποτέλεσμα αυτή να γίνεται κατά θέσεις πελαγική (Τάταρης, 1964; Fleury, 1980).

Η ανθρακική ιζηματογένεση στη ζώνη αυτή ήταν συνεχής, με εξαίρεση μιας μικρής διάρκειας διακοπής κατά το Μέσο Ηώκαινο, οπότε συνέβη, κατά θέσεις, χέρσευση του παλαιογεωγραφικού χώρου, με αποτέλεσμα τη γένεση μικρών βωξιτικών κοιτασμάτων. Μετά την ανθρακική ιζηματογένεση, στη βάση του Ολιγοκαίνου άρχισε η απόθεση του φλύσχη, που συνεχίστηκε μέχρι το Μέσο Ολιγόκαινο στο ανατολικό της τμήμα και μέχρι το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Κατώτερο Μειόκαινο στο δυτικό.

Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης στη κεντρική και νότια Πελοπόννησο είναι επωθημένη πάνω στην Ενότητα των Plattenkalk, που θεωρείται ως μεταμορφωμένη Ιόνια ζώνη. Ο ορογενετικός τεκτονισμός έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές, διάστημα κατά το οποίο έλαβε χώρα επίσης η επώθηση του πινδικού τεκτονικού καλύμματος πάνω στο ανατολικό τμήμα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης. (Thiebault et al., 1982)

Η συνθετική στρωματογραφική επαλληλία της σειράς των Plattenkalk (μεταμορφωμένη Ιόνιος ζώνη), όπως αυτή έχει διαμορφωθεί από την συσχέτιση των επι μέρους στρωματογραφικών τομών που έχουν πραγματοποιηθεί στην Πελοπόννησο, αρχίζει με μοσχοβιτικούς, χλωριτικούς και χαλαζιακούς σχιστόλιθους, κρυσταλλικούς δολομίτες και παχυστρωματώδεις δολομιτικούς ασβεστόλιθους, ορίζοντα στον οποίο αποδίδεται ανωτριάδικη-κατωϊουρασική ηλικία και συσχετίζεται με τους δολομίτες και τους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα της μη μεταμορφωμένης σειράς σχηματισμών της Ιόνιας ζώνης.

Ακολουθούν κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι με μαύρους πυριτόλιθους, και μία σειρά μαρμάρων με βολβούς και διαστρώσεις πυριτόλιθων και με στρώματα άσπρων χαλαζιτών στα βαθύτερα στρωματογραφικά μέλη τους. Στη συνέχεια απαντώνται στρώματα πολύχρωμων μαρμάρων και τέλος ο φλύσχος.

6.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική δομή

Η τεκτονική παραμόρφωση που έχει υποστεί η ευρύτερη περιοχή είναι πολύ έντονη και εκφράζεται τόσο με πτυχές και λεπιώσεις, όσο και με ρήγματα και διακλάσεις. Μπορούν να διακριθούν δύο κύριες φάσεις παραμόρφωσης, η αλπική και η μεταλπική (νεοτεκτονική) (Σωτηρόπουλος κ.α., 2004).

Κατά την αλπική φάση παραμόρφωσης επικρατούν οι εφαπτομενικού χαρακτήρα κινήσεις με γενική φορά κίνησης από τα ανατολικά προς τα δυτικά, με αποτέλεσμα στις πιο εύπλαστες λιθολογίες (ίλυόλιθους, μάργες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, πλακώδεις ασβεστόλιθους κ.λ.π.) να δημιουργούνται κλειστές πτυχές, με άξονες διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Οι πιο δύσκαμπτες λιθολογίες θραύονται, με αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικών ασυνεχειών (διακλάσεων και ρηγμάτων) με κύρια διεύθυνση εγκάρσια σε αυτή των πτυχών δηλαδή ΒΑ-ΝΔ.

Κατά το νεοτεκτονικό στάδιο παραμόρφωσης κυριάρχησαν οι κατακόρυφες κινήσεις με αποτέλεσμα της δημιουργία τεκτονικών κεράτων και βυθισμάτων, καθώς και μεγάλων ρηξιγενών ζωνών, πολλές από τις οποίες είναι ενεργές.

6.4 Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας

Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή παρουσιάζονται στους χάρτες που δημιουργήθηκαν, με βάση το γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ, κλίμακας 1:50.000, φύλλο ΚΑΛΑΜΑΤΑ (Εικόνα 35). Η αναλυτική περιγραφή των σχηματισμών δίνεται παρακάτω.

ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ

ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Αλλουβιακές αποθέσεις(al): κυρίως κροκάλες, χαλίκια και καταθέσεις αμμούχες άργιλοι.

Πλευρικά κορήματα(H.sc): χαλαρά έως συνεκτικά από λατύπες κρυσταλλικών ασβεστολίθων, με ανθρακικό συνδετικό υλικό και ερυθρές άργιλοι.

ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ

Αναβαθμίδες (χερσαίες) (Pt.t): αποτελούνται από ερυθρές αργίλους, αργιλούχες άμμους με διάσπαρτες λατύπες και παρεμβολές από κροκαλοπαγή, τα οποία επικρατούν στη βάση. Τοπικά τα στοιχεία αυτά είναι αδιαβάθμητα και πολύ συνεκτικά με αργιλικό ή ανθρακικό συνδετικό υλικό.

ΝΕΟΓΕΝΕΣ

ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ

Θαλάσσιοι σχηματισμοί (Pl.m.k): Στη βάση τους επικρατούν τα κροκαλοπαγή και ακολουθούν ανοικτότεφρες μάργες με διασταυρωμένες στρώσεις. Κατά θέσεις εμφανίζονται μαργαϊκοί έως ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι ή ορίζοντες «κογχυλιάτη λίθου».

ΕΠΩΘΗΜΕΝΕΣ ΣΕΙΡΕΣ

ΖΩΝΗ ΠΙΝΔΟΥ

ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ (ΤΟΥΡΩΝΙΟ-ΣΕΝΩΝΙΟ)

Ασβεστόλιθοι(K7.δ.k): λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, με διαστρώσεις και κονδύλους πυριτολίθων, με παρεμβολές στρωμάτων μαργών πάχους μερικών χιλιοστών.

ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ – ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ

«Πρώτος φλύσσης» - κερατόλιθοι (J-K.fi): Εναλλαγές αργιλομαργαϊκών στρωμάτων ερυθρού χρώματος και ψαμμιτών («πρώτος φλύσσης»). Ο σχηματισμός αυτός μεταβαίνει προς τα κάτω σε ερυθρούς κερατολίθους που εναλλάσσονται με μάργες και ψαμμίτες. Κατά θέσεις απαντούν λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι.

ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΗΣ

ΑΝΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ-ΟΛΙΓΟΚΑΙΝΟ

Φλύσσης αδιαίρετος(ft): εναλλαγές τεφρών μαργών, ψαμμιτών με ενστρώσεις ή φακούς ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών.

Φλύσσης(fi): μικρή εμφάνιση αργιλοψαμμιτικού φλύσση που μπορεί να χαρακτηριστεί σαν φλυσχοειδές και στρώματα μετάβασης των υποκείμενων ασβεστολίθων προς το φλύσση που αποτελούνται από μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.

ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ-ΑΝΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ

Ασβεστόλιθοι (Em-Pc.k): βιτουμενιούχοι, μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, μερικές φορές δολομιτωμένοι.

ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ

Ασβεστόλιθοι και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι (K.k): μέσο- έως παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, με φλέβες ασβεστίτη και εντρώσεις λατυποπαγών ασβεστολίθων στους κατώτερους ορίζοντες.

ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ

Ασβεστόλιθοι (J.k): μέσο -εως παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, δολομιτικοί, κρυσταλλικοί (μέχρι μάρμαρα) με εντρώσεις λατυποπαγών ασβεστολίθων στα ανώτερα μέλη.

ΜΕΣΟ-ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΡΙΑΔΙΚΟ

Δολομιτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες (Tm-s.k,d): στα ανώτερα μέλη επικρατούν δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ενώ στα κατώτερα δολομίτες.

ΠΕΡΜΙΟ-ΚΑΤ. ΤΡΙΑΔΙΚΟ

Στρώματα Τυρού

Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά (P?.tf): τόφοι, λάβες, τοφφίτες και κλαστικά ιζήματα σε μικρές εμφανίσεις στην περιοχή του Καλάθιου όρους.

Περμική σειρά ανθρακικών ιζημάτων (P.mr): λεπτοστρωματώδεις βιτουμενιούχοι ασβεστόλιθοι, με αργιλικούς σχιστόλιθους και φλέβες γεμάτες με ασβεστίτη.

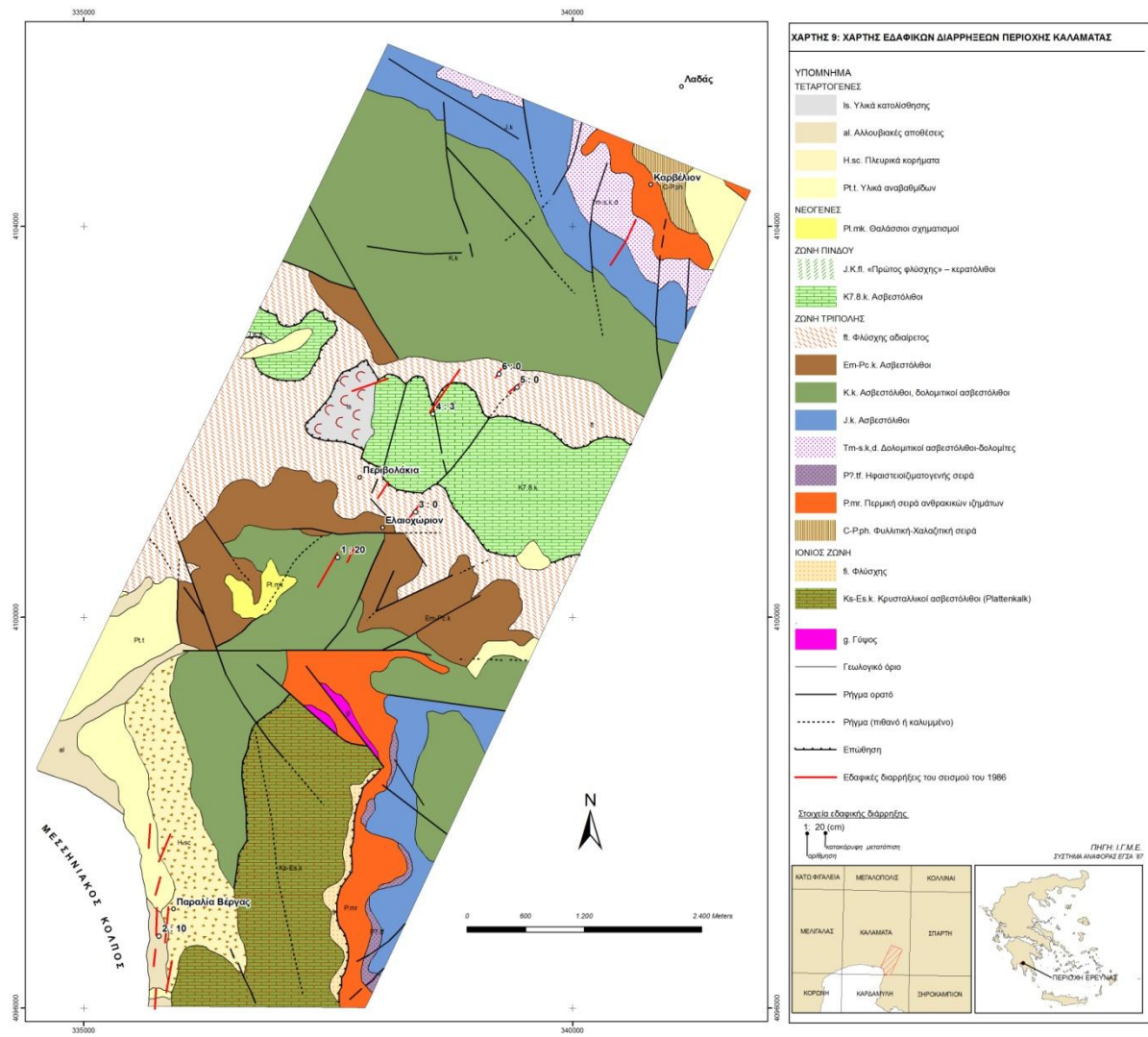
Φυλλιτική - Χαλαζιτική Σειρά (C-P?.ph): Υπόκειται τεκτονικά των στρωμάτων Τυρού ή των ανθρακικών πετρωμάτων της ζώνης Τριπόλεως. Αποτελείται κυρίως από σχιστόλιθους που εναλλάσσονται με χαλαζίτες, μετακροκαλοπαγή, μεταβασάλτες, μάρμαρα και σε μία θέση παρεμβάλλεται σερπεντινίτης.

Γύψοι (g): τεκτονικής προέλευσης εμφανίσεις γύψου.

ΙΟΝΙΟΣ ΖΩΝΗ (Plattenkalk)

ΑΝΩΤΕΡΟ ΣΕΝΟΝΙΟ-ΑΝΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ

Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι (πλακώδεις ασβεστόλιθοι) (Ks-Es.k): τεφρόλευκοι, μικροκοκκώδεις, μικρολατυποπαγείς, λεπτο- εως μεσοστρωματώδεις, με λεπτές ενστρώσεις ή βολβούς πυριτολίθων.



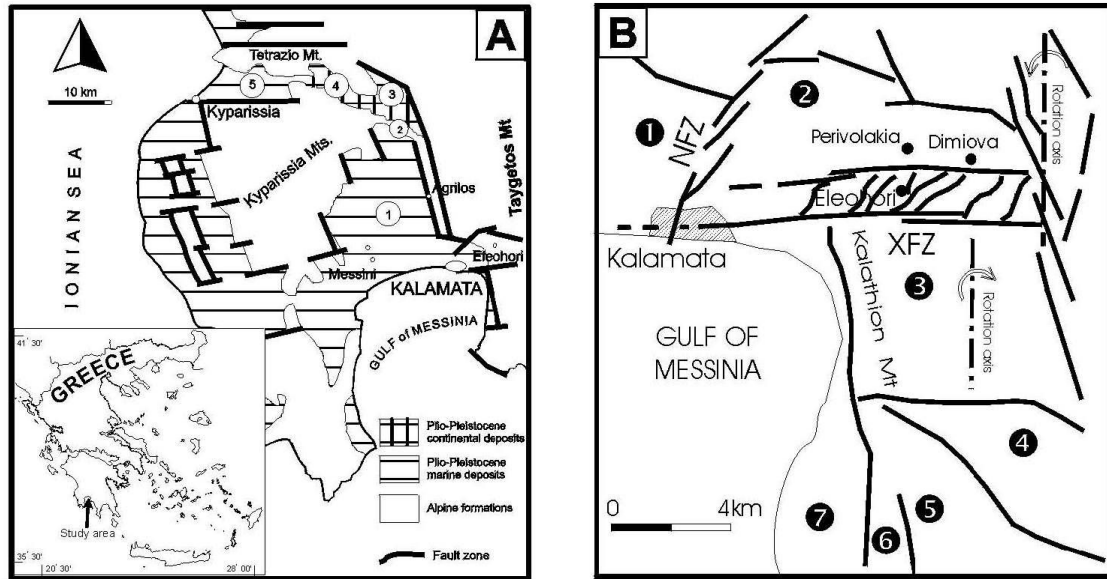
Εικόνα 35. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Καλαμάτας.

6.5 Ρηξιγενείς ζώνες Καλαμάτας

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο ανατολικό περιθώριο του μεγάλου τεκτονικού βυθίσματος Καλαμάτας – Κυπαρισσίας, το οποίο αποτελεί την προς βορρά προέκταση του Μεσσηνιακού κόλπου και αντιπροσωπεύει μια πρώτης τάξης νεοτεκτονική μακροδομή της οποίας τα περιθώρια καθορίζονται από μεγάλες και σύνθετες ρηξιγενείς ζώνες. Τόσο στο εσωτερικό, όσο και στα περιθώρια του μεγάλου αυτού βυθίσματος αναπτύσσονται δεύτερης τάξης μακροδομές, δηλαδή μικρότερα τεκτονικά βυθίσματα ή κέρατα, που οριοθετούνται και αυτά από μεγάλα ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες.

Το Ελαιοχώρι, περιοχή ενδιαφέροντος λόγω της εμφάνισης των σεισμικών διαρρήξεων του 1986, βρίσκεται στη μεταβατική ρηξιγενή ζώνη που αναπτύσσεται κυρίως κατά μήκος του ρέματος του Ξερίλα και χωρίζει τη δεύτερης τάξης νεοτεκτονική μακροδομή του τεκτονικού κέρατος του Καλάθιου όρους προς Νότο, από την αντίστοιχης τάξης νεοτεκτονική μακροδομή του τεκτονικού βυθίσματος Δίμιοβας-Περιβολακίων προς Βορρά (Εικόνα 36). Πρόκειται για μια ρηξιγενή ζώνη που αποτελείται από ένα αριθμό παράλληλων μεγάλων ρηγμάτων με κλιμακωτή διάταξη και διεύθυνση Α-Δ. Το μεγαλύτερο συνολικό άλμα παρατηρείται στο δυτικό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης, όπου πρέπει να υπερβαίνει τα 2000 m, ενώ μειώνεται όσο προχωράμε προς τα ανατολικά.

Τα ενεργά ρήγματα στην περιοχή δημιουργούν έντονο ανάγλυφο (Εικόνα 37), εμφανίζουν κατοπτρικές επιφάνειες με κλίση μεγαλύτερη από 70° και γραμμές προστριβής, σε ορισμένες περιπτώσεις. Συχνά χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη τεκτονικού λατυποπαγούς, σχηματίζοντας συνήθως μια χαλαρωμένη ζώνη μεγάλου πλάτους.



Εικόνα 36. (Α) Οι πρώτης και δεύτερης τάξεως νεοτεκτονικές μακροδομές στην ευρύτερη περιοχή Καλαμάτας-Κυπαρισσίας και (Β) λεπτομέρεια του χάρτη με τις μικρότερες δομές στην περιοχή Καλαμάτας-Ελαιχωρίου (από Mariolakos & Fountoulis, 1998)



Εικόνα 37. Αποψη του μετώπου του ενεργού ρήγματος του Καλάθιου όρους, ανατολικά της Καλαμάτας, με το απότομο ανάγλυφο και τις χαρακτηριστικές τριγωνικές όψεις.

7 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΕ ΑΛΛΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Εκτός από τους τρεις παραπάνω σεισμούς για τους οποίους υπήρχαν στοιχεία λεπτομερέστερα για τις εδαφικές μετατοπίσεις, καθώς και για τους σεισμούς της Θεσσαλονίκης (1978) και Κορινθιακού κόλπου (1981), οι οποίοι μελετήθηκαν στο πλαίσιο προηγούμενης διπλωματικής εργασίας της Σχολής μας (Καλογεράς, Η. 2011), αρκετά λιγότερα ήταν τα στοιχεία που βρέθηκαν για τους σεισμούς της Σπάρτης (464 π.Χ), Λάρισσας (1941), Καρδίτσας (1954), Μαγνησίας (1980), και Αιγίου (1995). Το γεγονός αυτό οφείλεται είτε σε ανεπαρκείς ή αβέβαιες καταγραφές είτε σε εξαιρετικά μικρή σεισμική μετατόπιση οπότε και δεν είναι αξιοποιήσιμα τα αντίστοιχα δεδομένα, στα οποία όμως γίνεται αναφορά παρακάτω. Τυχόν λεπτομερέστερη μελλοντική αναζήτηση, από άλλους επιστήμονες ελπίζουμε να συνεχίσει την συγκεκριμένη έρευνα.

ΣΠΑΡΤΗ, 464 π.Χ. (M= 7.0)

Από κείμενα των Διοδώρου Σικελιώτη, Αιλιανού, Πλούταρχου, Στράβωνα και Πausανία προκύπτει ότι έγιναν μεγάλοι σεισμοί οι οποίοι κατέστρεψαν από τα θεμέλια την πόλη της Σπάρτης. Μόνο 5 σπίτια έμειναν όρθια και σκοτώθηκαν περισσότεροι από 20.000 άνθρωποι. Παρατηρήθηκαν ρωγμές στο έδαφος και κατολισθήσεις βράχων από τον Ταύγετο. Σε στοά, όπου γυμνάζονταν έφηβοι και παιδιά, σκοτώθηκαν από την πτώση του γυμναστηρίου οι έφηβοι, ενώ γλύτωσαν τα παιδιά, γιατί λίγο προ του σεισμού έφυγαν να κυνηγήσουν ένα λαγό που εμφανίστηκε. Ο τάφος των εφήβων ονομάστηκε «Σεισματίας». Οι Λακεδαιμόνιοι ζήτησαν από τους Αθηναίους βοήθεια, ενώ οι είλωτες έφυγαν και πήγαν στην Ιθώμη. Οι σεισμοί κράτησαν επί πολύ χρόνο (Γεωργιάδης 1904).

Αναφέρεται ότι στις σεισμικές διαρρήξεις παρατηρήθηκε μετατόπιση που έφθανε τα 4 m, η μεγαλύτερη που έχει αναφερθεί ποτέ στην Ελλάδα, όμως η αξιοπιστία του μεγέθους αυτού αμφισβητείται.

ΛΑΡΙΣΑ, 1941 (M=6.3)

Εκτός από τη πόλη της Λάρισσας, σημαντικές βλάβες έπαθαν και τα γειτονικά χωριά Γερακάρη, Ελευθέριο, Νέσσων, Ορτά, Νεχάλη, Πλατύκαμπος, Γλαύκη, Χάλκη. Στη πόλη

της Λάρισας, το 10% των σπιτιών καταστράφηκε εντελώς, το 60% έπαθε σοβαρότατες ζημιές και το 30% μικρότερες βλάβες. Σκοτώθηκαν στη Λάρισα περίπου 40 άτομα και τραυματίστηκαν περίπου 100. Εμφανίστηκε επιφανειακό ίχνος ρήγματος συνολικού μήκους 12km το οποίο είχε ΝΑ-ΒΔ διεύθυνση, ξεκινούσε από το Ασημάκι, μεταξύ του Πλατύκαμπου και Ελευθέριου, και κατέληγε κοντά στη Φαλάνη. Παρατηρήθηκαν και μικρότερες διαρρήξεις παράλληλες προς τη κύρια διάρρηξη, όπως εκείνη στη περιοχή Γκιούλπερι. Παρατηρήθηκαν επίσης φαινόμενα ρευστοποίησης σε ορισμένα μέρη, όπως στο Αλκαζάρ της Λάρισας.

Στη Λάρισα η αριστερή όχθη του Πηνειού έπαθε καθίζηση και μέρος της κατολίσθησε στη κοίτη. Παρατηρήθηκε διάρρηξη στο έδαφος από τη γέφυρα του Πηνειού μέχρι το Αλκαζάρ πλάτους 10 cm (Μαραβελάκης 1941 και 1943). Σύμφωνα με το Γαλανόπουλο (1950), ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές καταστροφές στη πόλη, γιατί βρήκε τα κτίρια εξασθενημένα από τους βομβαρδισμούς των Γερμανών. Ο Παπαϊωάννου (1981, 1988^α) δε θεωρεί ως αιτία των μεγάλων καταστροφών τους βομβαρδισμούς που προηγήθηκαν, γιατί προ του σεισμού οι βομβαρδισμοί δεν ήταν μεγάλης έκτασης και είχαν ως στόχο το σιδηροδρομικό σταθμό. Μεγάλοι βομβαρδισμοί στη πόλη έγιναν από τους Γερμανούς τον Απρίλιο του 1941 λίγο πριν καταληφθεί η πόλη. Αυτός πιστεύει ότι οι μεγάλες βλάβες οφείλονται στη μεγάλη σεισμική επικινδυνότητα του εδάφους και στη κακή κατασκευή των οικοδομών.

ΚΑΡΔΙΤΣΑ (Σοφάδες), 1954 (M=7.0)

Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές βλάβες στους νομούς Καρδίτσας, Λάρισας, Φθιώτιδας, Μαγνησίας και Ευρυτανίας. Συνολικά καταστράφηκαν 6599 οικοδομές, βλάφθηκαν σοβαρά 9514 και ελαφρά 12920. Σκοτώθηκαν 25 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 157. Οι μεγαλύτερες βλάβες παρατηρήθηκαν στο νομό Καρδίτσας όπου η κωμόπολη Σοφάδες καταστράφηκε σχεδόν ολοκληρωτικά. Οι μεγαλύτερες ενστάσεις παρατηρήθηκαν στα χωριά Σοφάδες, Πασχαλίτσα, Νέο Ικόνιο, Ασημοχώρι, Φύλλο, Γραμματικό, Οθωμανικό, Μαυραχάδες, Γεφύρια, Καζνέσι, Κυψέλη, Λεοντάρη, Παραπράσταινα, του νομού Καρδίτσας, στα Φάρσαλα, Άνω Δουβλάτα, Βαμβακού, Δρίσκολη, Αμπέλια του νομού Λάρισας και στην Εκκάρρα, Αγόριανη, και Δομοκό της Φθιώτιδας.

Παρατηρήθηκαν διαρρήξεις του εδάφους σε διάφορα μέρη απο τις οποίες η σημαντικότερη ήταν αυτή στην Εκκάρρα (Κάτω Αγόριανη) που είχε μήκος 5 km και διεύθυνση ΒΒΔ με πτώση του ανατολικού τμήματος κατά 30-70 cm. Στα άκρα της

διάρρηξης ακολούθησε Α-Δ διεύθυνση με πτώση του βορείου τμήματος κατά 1 m περίπου. Η διάρρηξη αυτή έκοψε την σιδηροδρομική γραμμή που περνούσε από την περιοχή αυτή. Μικρότερη διάρρηξη με διεύθυνση Α-Δ παρατηρήθηκε και κοντά στο χωριό Βελισσιώτες, όπου επίσης κόπηκε η σιδηροδρομική γραμμή. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και υδρογεωλογικές μεταβολές σε διάφορους τόπους (Παπασταματίου και Μουγιάρης, 1986).

ΜΑΓΝΗΣΙΑ(Αλμυρός), 1980 (M=6.5)

Πρόκειται για καταστρεπτικό σεισμό στον Παγασητικό κόλπο. Προκλήθηκαν καταστροφές στους νομούς Μαγνησίας, Φθιώτιδας και Λάρισας. Συνολικά καταστράφηκαν 5222 οικοδομές, έπαθαν σημαντικές βλάβες 14726 και ελαφρές 10688. Τραυματίστηκαν 24 άνθρωποι. Στη Νέα Αγχίαλο παρατηρήθηκαν μικρές εδαφικές ρωγμές οι οποίες είχαν διεύθυνση Α-Δ. Οι ρωγμές θεωρούνται επιφανειακές εκδηλώσεις δευτερευόντων μικρών ρηγμάτων τα οποία δημιουργήθηκαν στα ιζήματα και είναι παράλληλα προς το σεισμογόνο ρήγμα το οποίο δεν παρατηρήθηκε στην επιφάνεια (Parazachos et al., 1983). Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στον Αλμυρό, την Νέα Αγχίαλο και το Αϊδίσι.

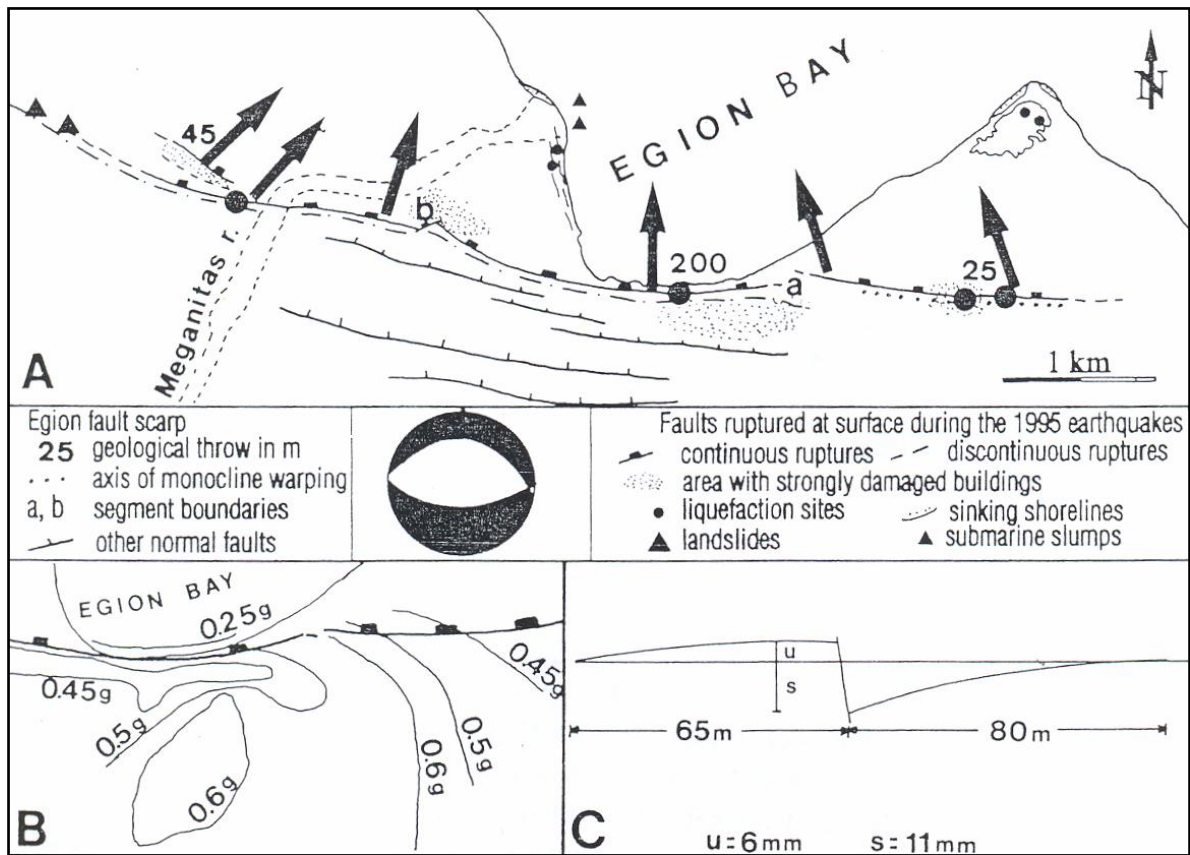
ΑΙΓΙΟ, 1995 (M= 6.4)

Ο σεισμός επηρέασε τις ζωές 150.000 ανθρώπων, 26 έχασαν τη ζωή τους και 200 τραυματίστηκαν. Οι άστεγοι ανήλθαν στους 2.100, αφού συνολικά 1.849 κτίρια έπαθαν σοβαρές βλάβες και 1.756 ελαφρές στο Αίγιο και τα γύρω χωριά.

Σημειώθηκαν εδαφικές διαρρήξεις με ελάχιστη μετατόπιση, της τάξεως χιλιοστών. Το ρήγμα του Αιγίου, με συνολικό μήκος 12 km, είναι το βορειότερο χερσαίο ρήγμα μιας σειράς πέντε ρηγμάτων που οριοθετούν την λεκάνη του δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Το κατακόρυφο άλμα του ρήγματος φτάνει από 25 m ανατολικά της πόλης του Αιγίου στα 200 m στο κέντρο του ρήγματος και μειώνεται στα 45 m γύρω από το χωριό του Αγίου Κωνσταντίνου (Κουκουvelas 1997), (Εικόνα 38).

Από την τοποθέτηση τοπογραφικών σταθμών κάθετα στο συνσεισμικό ίχνος του ρήγματος συμπεραίνεται ανύψωση της βάσης του ρήγματος και ταπείνωση της οροφής του. Αυτή η αναλογία ανύψωσης βάσης /ταπείνωσης της οροφής είναι 1:2. Η συνσεισμική αυτή

μετατόπιση διπλασιάζεται κατά την περίοδο της πιο έντονης μετασεισμικής δραστηριότητας.



Εικόνα 38. **A.** Συνοπτικά δεδομένα των επιφανειακών διαρρήξεων κατά την διάρκεια του σεισμού του Αιγίου. Τα έντονα βέλη δείχνουν την διεύθυνση του ρήγματος του Αιγίου (Roberts και Κουκουβέλας, 1996) και οι έντονες κουκίδες δείχνουν επιλεγμένες περιοχές που έγιναν γεωδαιτικές μετρήσεις κοντά στο ρήγμα. Υπολογισμένα μέγιστα της επιτάχυνσης του εδάφους από την περιοχή του Αιγίου (Boukonalas et al, 1996). **C.** Συνοπτικά δεδομένα από τους Γεωδαιτικούς σταθμούς κατά μήκος του ρήγματος του Αιγίου. Η καταβύθιση της οροφής του ρήγματος ($s=11\text{mm}$) και η ανύψωση της βάσης του ρήγματος ($u=6\text{mm}$) δείχνει μια αναλογία $(s/u)\approx 2$ (από Κουκουβέλας, 1997)

8 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΛΙΘΟΛΟΓΙΑΣ ΜΕ ΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΕΙΣ

Οι εμπειρικές σχέσεις, που αναφέρθηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο, οι οποίες συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος και το μέγεθος της μετατόπισης, δίνουν μέση και μέγιστη τιμή για αυτή, αλλά (όντας γενικές) δεν λαμβάνουν υπόψη τη λιθολογία των σχηματισμών στους οποίους αναπτύσσεται το ρήγμα. Η συστηματική και λεπτομερής μελέτη, όμως, των ενεργών ρηγμάτων απαιτεί τη διερεύνηση της επίδρασης της λιθολογίας των γεωλογικών σχηματισμών στο μέγεθος της σεισμικής μετατόπισης κατά μήκος αυτών. Τα τελευταία χρόνια γίνονται λεπτομερείς μελέτες που αφορούν την διάδοση των διαρρήξεων από το γεωλογικό υπόβαθρο προς τους εδαφικούς σχηματισμούς, η οποία εξαρτάται και από το είδος του ρήγματος, διαδικασία που οπωσδήποτε επηρεάζει το πλάτος της ζώνης της παραμόρφωσης και το μέγεθος της επιφανειακής μετατόπισης. Αυτές όμως περιορίζονται σε τοπικό επίπεδο και δεν εξετάζουν τις μεταβολές στο συνολικό μήκος του ρήγματος.

Στην παρούσα διπλωματική, με το σκεπτικό του συσχετισμού της λιθολογίας με τη μετατόπιση σε ευρύτερη κλίμακα, μελετήθηκαν οι σεισμοί της Αταλάντης (1894), της Ιερισσού (1932) και της Καλαμάτας (1986), ενώ αναζητήθηκαν στοιχεία και για άλλους σεισμούς του ελλαδικού χώρου κατά τους οποίους υπήρξε εκδήλωση επιφανειακών διαρρήξεων. Αναφέρεται εδώ ότι σε προηγούμενη διπλωματική εργασία της Σχολής μας, μελετήθηκαν οι επιφανειακές διαρρήξεις των σεισμών του Κορινθιακού κόλπου (1981) που αφορούσαν ποικίλες λιθολογίες με αντίστοιχες διαφορές στα μεγέθη των μετατοπίσεων, καθώς και της Θεσσαλονίκης (1978), οι οποίες ήταν μικρότερου μεγέθους και αφορούσαν παρόμοιες λιθολογίες.

Για την εξαγωγή συμπερασμάτων, συντάχθηκαν, σε περιβάλλον GIS, τρεις γεωλογικοί χάρτες σε μια ζώνη πλάτους 500 m εκατέρωθεν των εδαφικών διαρρήξεων και σημειώθηκαν πάνω σε αυτούς οι ακριβείς θέσεις των μετρήσεων των σεισμικών μετατοπίσεων. Οι χάρτες αυτοί, που παρουσιάστηκαν ήδη παραπάνω (Εκόνες 21, 28 & 35) είναι :

- Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Αταλάντης, με τα σεισμικά ρήγματα και τις αντίστοιχες μετατοπίσεις.

- Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Στρατωνίου-Ιερισσού με τα σεισμικά ρήγματα και τις αντίστοιχες μετατοπίσεις.
- Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Καλαμάτας με τα σεισμικά ρήγματα και τις αντίστοιχες μετατοπίσεις.

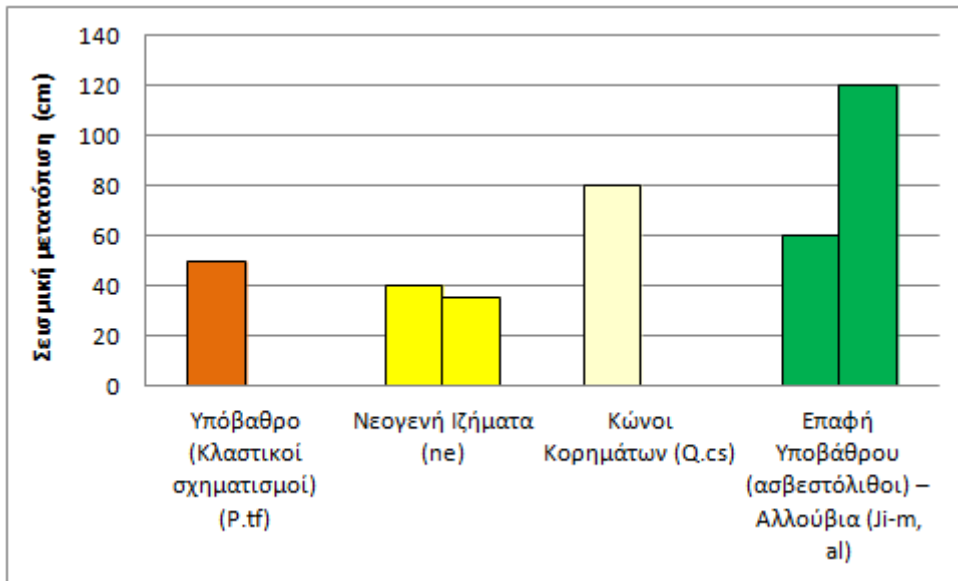
Στη συνέχεια έγιναν πίνακες αντιστοίχισης των γεωλογικών σχηματισμών με τις σεισμικές μετατοπίσεις ανά περιοχή καθώς και ομαδοποίηση του συνόλου των δεδομένων ανάλογα με τις λιθολογίες (Πίνακες 3, 4 & 5).

8.1 Σεισμοί Αταλάντης

Με βάση τις περιγραφές των εδαφικών παραμορφώσεων του σεισμού, διαπιστώνεται ότι κατά μήκος του ρήγματος της Αταλάντης μεγάλες σχετικά μετατοπίσεις σημειώθηκαν σε αποθέσεις κώνων κορημάτων και οι μεγαλύτερες όλων (120 cm) στην επαφή του ασβεστολιθικού υποβάθρου με τις αλλουβιακές αποθέσεις της πεδιάδας της Αταλάντης (Πίνακας 3 και Εικόνα 39). Για το σεισμό αυτό αναφέρονται μετατοπίσεις έως και 150 cm στην ακτή, στοιχεία όμως γενικά, οπότε και δεν λήφθηκαν υπόψη.

Γεωλογικοί Σχηματισμοί	Μετατόπιση (cm)
Υπόβαθρο (κλαστικοί σχηματισμοί) (P.tf)	50
Νεογενή ιζήματα (ne)	40, 35
Κώνοι κορημάτων (Q.cs)	80
Επαφή υποβάθρου (ασβεστόλιθοι) – αλλουβίων (Ji-m, al)	60, 120

Πίνακας 3. Καταγραφή σεισμικών μετατοπίσεων για την περιοχή Αταλάντης.



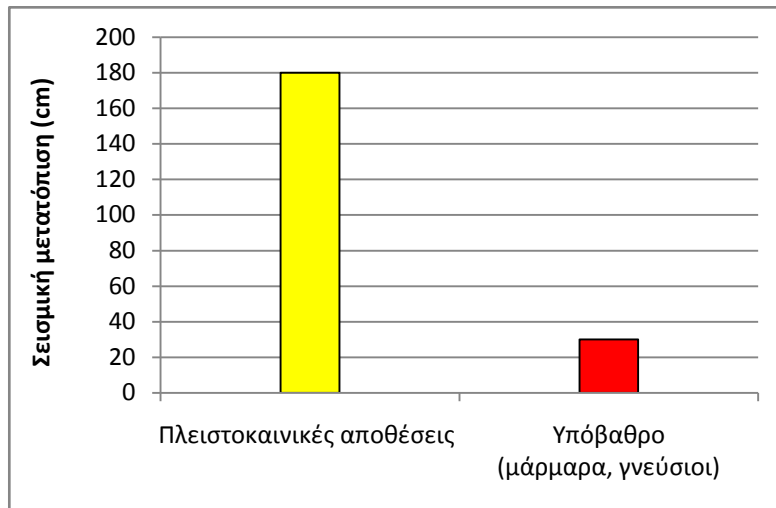
Εικόνα 39. Σύσχετιση μετατόπισης με τις λιθολογίες.

8.2 Σεισμοί Στρατωνίου - Ιερισσού

Για το σεισμό αυτό, αν και νεώτερος, δεν υπάρχουν στοιχεία σε πολλές θέσεις (Πίνακας 4 και Εικόνα 40). Διαπιστώνεται μεγάλη διαφορά στο μέγεθος της μετατόπισης μεταξύ των σχηματισμών κατά μήκος του ρήγματος του Στρατωνίου Αταλάντης, από 30 cm 180 cm στις πλειστοκαινικές αποθέσεις. Επειδή για το μήκος του σεισμικού ρήγματος το δεύτερο μέγεθος θεωρείται υπερβολικό, πιθανώς να έχει ενισχυθεί από φαινόμενα ολίσθησης του ρηξιγενούς πρσανούς στο οποίο έγινε η μέτρηση.

Γεωλογικοί Σχηματισμοί	Μετατόπιση (cm)
Πλειστοκαινικές αποθέσεις (Pt)	180
Υπόβαθρο (μάρμαρα, γνεύσιοι)	30

Πίνακας 4. Καταγραφή σεισμικών μετατοπίσεων για τη περιοχή Ιερισσού.



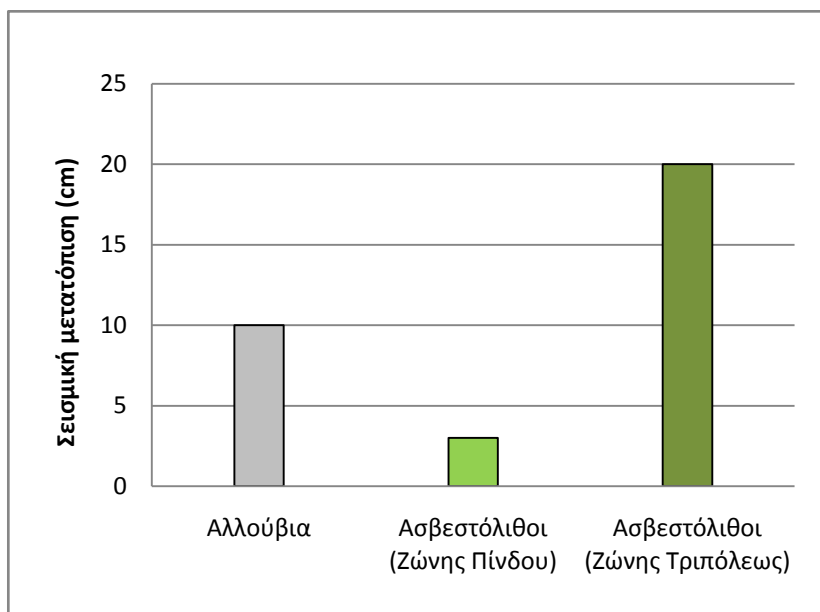
Εικόνα 40. Συσχέτιση μετατόπισης – γεωλογικών σχηματισμών.

8.3 Σεισμός Καλαμάτας

Ο μικρός αριθμός των μετρήσεων στο σεισμό της Καλαμάτας οφείλεται στα μικρά μεγέθη μετατοπίσεων που παρατηρήθηκαν και όχι σε έλλειψη στοιχείων (Πίνακας 5 και Εικόνα 41). Η μεγαλύτερη σχετικά μετατόπιση (20 cm) στους ασβεστόλιθους οφείλεται στο γεγονός της ταύτισης με την κύρια επιφανειακή διάρρηξη κοντά στο Ελαιοχώρι, ενώ οι μετατοπίσεις στις αλλουβιακές αποθέσεις είναι μικρότερες λόγω της διάχυσης της παραμόρφωσης σε ένα αριθμό παράλληλων εδαφικών ρωγμών.

Γεωλογικοί Σχηματισμοί	Μετατόπιση (cm)
Αλούβια (al)	10
Ασβεστόλιθοι (Ζώνης Πίνδου) (K.7.8.k)	3
Ασβεστόλιθοι (Ζώνης Τριπόλεως) (K.k)	20

Πίνακας 5. Καταγραφή σεισμικών μετατοπίσεων για τη περιοχή Καλαμάτας



Εικόνα 41. Συσχέτιση μετατόπισης – γεωλογικών σχηματισμών

8.4 Άλλοι σεισμοί

Για τους υπόλοιπους σεισμούς υπάρχουν γενικές πληροφορίες και αναφορά ενός μεγέθους μόνο μετατόπισης, οπότε δεν μπορούν να γίνουν συγκρίσεις κατά μήκος του ίδιου ρήγματος.

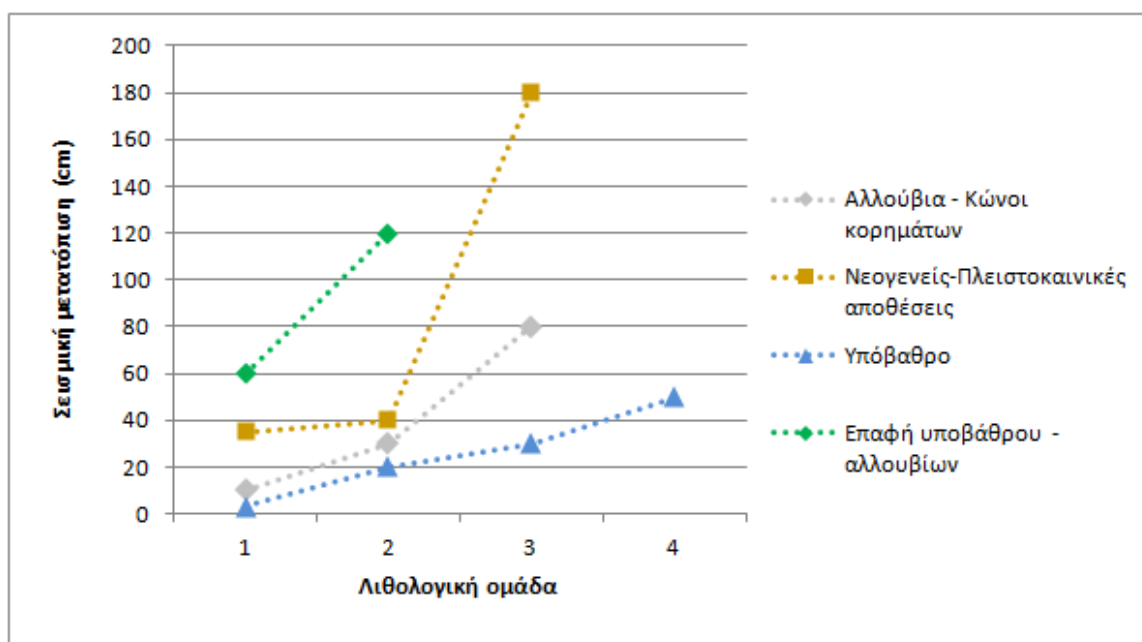
8.5 Συσχέτιση σεισμικής μετατόπισης με τις λιθολογικές ομάδες

Από την ομαδοποίηση των μετατοπίσεων και λιθολογιών και για τους τρεις σεισμούς (Πίνακας 6 και Εικόνα 42) είναι εμφανής η διαφοροποίηση της μετατόπισης κατά μήκος των σεισμικών ρηγμάτων σε σχέση με τους γεωλογικούς σχηματισμούς που αυτά επηρεάζουν. Οι μεγαλύτερες μετατοπίσεις παρατηρούνται στη διεπιφάνεια υποβάθρου και αλλουβίων, και οι μικρότερες στους σχηματισμούς του υποβάθρου. Σημειώνεται ότι σε γενικές γραμμές, χωρίς να ληφθεί υπόψη και η επίδραση της μορφολογίας της κάθε θέσης ότι η μετατόπιση στο υπόβαθρο είναι το 30% περίπου της μετατόπισης στο όριο του υποβάθρου με τις πρόσφατες αποθέσεις. Αντίστοιχη εικόνα έδωσε και ο Καλογεράς (2012), ο οποίος αναφέρει αντίστοιχες διαφοροποιήσεις μεταξύ αλλουβίων-κώνων κορημάτων και υποβάθρου. Σημειώνεται εδώ ότι η μόνη τιμή που δεν συμβαδίζει με τη

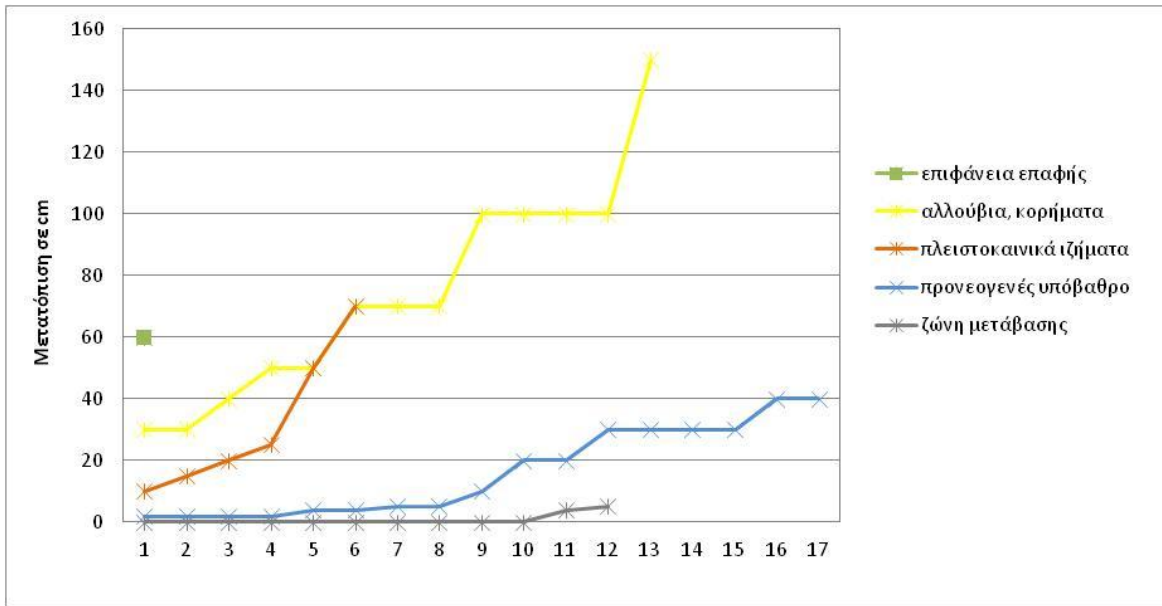
διαπίστωση αυτή αφορά τις πλειστοκαινικές αποθέσεις της περιοχής του Στρατωνίου, για την οποία αναφέρθηκε σχετικός προβληματισμός.

α/α	Λιθολογικές ομάδες	Σεισμική μετατόπιση (cm)			
		10	30	80	
1	Αλλούβια - Κώνοι κορημάτων	10	30	80	
2	Νεογενείς-Πλειστοκαινικές αποθέσεις	35	40	180	
3	Υπόβαθρο	3	20	30	50
4	Επαφή υποβάθρου - αλλουβίων	60	120		

Πίνακας 6. Ομαδοποίηση σεισμικών μετατοπίσεων και λιθολογιών και για τις τρεις περιοχές μελέτης



Εικόνα 42. Συσχέτιση μεγέθους μετατόπισης και ενοποιημένων γεωλογικών σχηματισμών (σεισμοί Κορινθιακού κόλπου)



Εικόνα 43. Συσχέτιση μεγέθους μετατόπισης και ενοποιημένων γεωλογικών σχηματισμών (σεισμοί Κορινθιακού κόλπου) (Καλογεράς, Η., 2012)

9 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η δομή, η αναγνώριση, η αποτύπωση και η εκτίμηση της ενεργότητας και επικινδυνότητας ενός γεωλογικού ρήγματος είναι μια πολύπλοκη διαδικασία, αλλά απαραίτητη και επιβεβλημένη από τις προδιαγραφές του ΟΑΣΠ (Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας) και τον Eurocode 8, στο πλαίσιο του αστικού σχεδιασμού και της κατασκευής μεγάλων τεχνικών και αναπτυξιακών έργων. Η πρακτική αυτή ακολουθείται στην Ελλάδα αλλά και σε όλες τις σεισμικά ενεργές χώρες παγκοσμίως.

Ο βαθμός επικινδυνότητας των ενεργών ρηγμάτων μπορεί να καθοριστεί ποσοτικά και σε συνδυασμό με σεισμολογικά στοιχεία να εκτιμηθεί σε ένα ικανοποιητικό βαθμό η μελλοντική τους δράση. Μετά τον χαρακτηρισμό ενός ρήγματος ως ενεργού και επομένως επικίνδυνου για μία περιοχή, ιδιαίτερα κρίσιμο παράγοντα στην αξιολόγηση του αποτελεί το μέγεθος της σεισμικής μετατόπισης κατά μήκος του, επειδή η αντίστοιχη εδαφική παραμόρφωση επηρεάζει άμεσα τις κατασκευές που βρίσκονται πάνω ή κοντά σε αυτό. Υπάρχουν εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος ενός σεισμού με το μήκος του ρήγματος και τη σεισμική μετατόπιση, οι οποίες προέκυψαν από τις παρατηρήσεις και καταγραφές επιφανειακών σεισμικών διαρρήξεων και οι οποίες συνήθως χρησιμοποιούνται στις περιπτώσεις που είναι γνωστό από τη γεωλογική χαρτογράφηση το μήκος του ρήγματος.

Επειδή όμως έχει παρατηρηθεί ότι ακόμη και κατά μήκος του ίδιου ρήγματος το μέγεθος της μετατόπισης δεν είναι ενιαίο σε όλες τις θέσεις που παρατηρούνται εδαφικές διαρρήξεις, στην παρούσα διπλωματική εργασία διερευνήθηκε η επίδραση της γεωλογικής δομής και της λιθολογίας των σχηματισμών που επηρεάστηκαν από το ρήγμα στο μέγεθος της μετατόπισης και η σχετική διαφοροποίηση της. Η έρευνα αφορούσε επιφανειακές σεισμικές διαρρήξεις σε κανονικά ρήγματα, που αποτελούν και την πλειονότητα των ενεργών ρηγμάτων της Ελλάδας (στον ηπειρωτικό χώρο). Συγκεκριμένα μελετήθηκαν οι επιφανειακές διαρρήξεις που εκδηλώθηκαν με τους σεισμούς Αταλάντης (1894), Στρατωνίου-Ιερισσού (1932) και Καλαμάτας (1986). Αναζητήθηκαν επίσης στοιχεία για ένα αριθμό άλλων σεισμών, αλλά λόγω αυτά ήταν αποσπασματικά και δεν μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για περαιτέρω επεξεργασία.

Από την επεξεργασία των στοιχείων προκύπτει ότι:

- Οι σεισμικές ρωγμές στο μεγαλύτερο μέρος τους ακολούθησαν τα ίχνη προϋπαρχόντων ρηγμάτων, εκτός από τις περιπτώσεις που αυτές ήταν πιο διάσπαρτες, όταν συναντούσαν μη συνεκτικά τεταρτογενή ιζήματα.
- Οι καταγραφείσες σεισμικές μετατοπίσεις έχουν μέγεθος που συμφωνεί με αυτό που προβλέπεται από τις εμπειρικές σχέσεις, ανάλογα με το μέγεθος του σεισμού και το μήκος του ρήγματος που ενεργοποιήθηκε.
- Η επίδραση της γεωλογικής δομής κάθε περιοχής, σε ότι αφορά κυρίως τη λιθολογία των γεωλογικών σχηματισμών (στις περισσότερες περιπτώσεις και αντίστοιχη της ηλικίας τους) επηρεάζει σημαντικά το μέγεθος των επιφανειακών μετατοπίσεων.
- Οι μετατοπίσεις αυτές, κατά μήκος του ίδιου ρήγματος, μειώνονται σε ποσοστό μέχρι και 70% από τις μη συνεκτικές τεταρτογενείς αποθέσεις (μη συνεκτικοί πρόσφατοι σχηματισμοί) στα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου.
- Η επιφανειακή σεισμική μετατόπιση φαίνεται να αποκτά τη μεγαλύτερη τιμή της όταν οι εδαφικές ρωγμές εμφανίζονται στο όριο του υποβάθρου με τις τεταρτογενείς αποθέσεις
- Εξαίρεση σε αυτό αποτέλεσε η περίπτωση του σεισμού της Καλαμάτας, όπου στις αλλουβιακές αποθέσεις οι μετατοπίσεις ήταν μικρότερες, αλλά στις θέσεις αυτές, η παραμόρφωση εξαπλώθηκε σε μεγαλύτερη ζώνη με τη δημιουργία παράλληλων ρωγμών.
- Η ομαδοποίηση των στοιχείων και των τριών σεισμών επιβεβαιώνει το κύριο συμπέρασμα ότι το μέγεθος της επιφανειακής σεισμικής μετατόπισης διαφοροποιείται σημαντικά ανάλογα με τις λιθολογίες που αυτή επηρεάζει.
- Σημειώνεται τέλος η παρούσα έρευνα πρέπει να συνεχιστεί με την αξιολόγηση των επιφανειακών παραμορφώσεων και άλλων σεισμικών ρηγμάτων όχι μόνο του ελληνικού χώρου αλλά και ευρύτερα, ώστε να εισέλθει και ο παράγοντας της λιθολογίας στις εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος και την μετατόπιση, σχέσεις πολύτιμες στο θέμα του αντισεισμικού σχεδιασμού.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, 101, 663-708.
- Angelier, J., (1977) (Sur l' evolution tectonique depuis le Miocene superieur d' un arc insulaire mediterraneen: l' arc egeen). *Revue. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, Tome XIX.
- Aubouin, J., (1959) : Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. These, sciences, Univ. Paris, 1958 et *Ann geol. Pays hellen* 10, 1-525, Athenes.
- Aubouin, J., (1959). (Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie), Premiere These, *Ann. Geol. Des pays Helleniques*, Tome X.
- Blumenthal, M., (1933): Zur Kenntnis der Querprofils des zentralen und nordlichen Peloponnes. *N. jrb Miner. Geol. Und Palaont.*, 70B, 449-514, Stuttgart.
- Celet, P., (1962). (Contribution a l' etude geologique de Parnasse – Ghiona et d' une partie des regions meridionales de la Grece continentale). *Ann. Geol. Des pays Helleniques*, Tome XIII.
- Celet, P., Dercourt, A., (1960). (Les terrains neogenes de Locride, leur situation geologique et leur age) *Ann. Soc. Geol. Nord*, Tome LXXX.
- Chatzidimitriadis, E., Kiliass, A., & Staikopoulos, G (1985). Nuovi Aspetti per la Geologia e Tettonica del Masiccio Serbomacedone e dell Regioni Adiasenti della Grecia del Nord. *Boll della Soc. Italiana*, 104, (in press).
- Dercourt, J., (1964): Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnese septentrional. *Ann. Geol. Pays hellen.*, 15, 1-418, Athenes.
- Dercourt, J., (1970). (L' expansion oceanique actuelle et fossile, ses implications geotectoniques). *Bull. Soc. Geol. De France* (7), XII, n^o2
- Fleury, J., (1980) : Les zones de Gavrovo – Tripollitza et du Pinde – Olonos (Grece continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un basin dans leur cadre alpin. *Soc. Geol. Nord Publ.* n^o 4, 651 p., Lille.

Ganas, A., Buck, V.A., 1998. A model for tectonic subsidence of the Allai archaeological site, Lokris, central Greece. Proceedings of the 8th International Congress of the Geological Society of Greece.

Ganas, A., Roberts, G.P and Memou, T., (1998). Segment boundaries, the 1894 ruptures and strain patterns along the Atalanti fault, central Greece. *J. Geodynamics*, 26 no. 2-4, 461-468

Ganas, A., Wadge, G. and White, K., (1996). Fault segmentation and Tectonic Geomorphology in Eastern Central Greece from satellite data. 11th ERIM Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas, 27-29 February 1996, Vol. 1, 119-128.

<http://diocles.civil.duth.gr/links/home/database/messinia/pr37ge.pdf>

http://www.geo.auth.gr/ege2004/articles/SG13_192.pdf

http://www.stratoni.net/files/mpe_hellas_gold/Parartima_X.pdf

Kockel F., Mollat H., Walther H.W., Αντωνιάδης Π., Ιωαννίδης Κ. (1978), Γεωλογικός Χάρτης Ελλάδος, Φύλλο Στρατονίκη, Κλίμακα 1:50.000. Ι.Γ.Μ.Ε.

Kockel F., Mollat H., Αντωνιάδης Π., Walther H.W., Leube A., Guy M. (1976), Γεωλογικός Χάρτης Χαλκιδικής, Κλίμακα 1:100.000. Ι.Γ.Μ.Ε.

Koukouvelas, I.K. and Doutsos, T.T., (1996). Implications of structural segmentation during earthquakes: the 1995 Egeon earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of structural Geology* 18, 1381-1388.

Kranis, H., Palyvos, N., Livaditis, G. and Maroukian, H., (2001). The Hyambolis zone: Geomorphological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIV/1, 251-257.

Lemeille, F., (1977). Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord orientale: Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride et dans les Sporades du Nord (Skyros). Thesis, Université de Paris-Sud Orsay, 257 p.

Mariolakos I. and Fountoulis I. (1991). Neotectonic macrofolds in the area of Filiatra (W. Messinia, Peloponnesus, Greece), *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/3, 19-38, (in Greek with English abstract).

- Mariolakos I., Fountoulis I., Marcopoulou-Diacantoni A. and Mirkou M.R. 1994. Some remarks on the kinematic evolution of Messinia Province (SW Peloponnesus) during the Pleistocene based on Neotectonic Stratigraphic and Paleoecological observations. – *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 76, p 371-380, Munster.
- Mariolakos, I., & Fountoulis, I., (1998). Is it safe to build on fault surfaces in a seismically active area? The case of Eleohori village (Southwestern Peloponnesos, Greece). Proc. 8th Int. IAEG Congress, 665-670
- Mc Kenzie 1972 (Active tectonics of the Mediterranean Region). *Journ. Roy. Astr. Soc.*, 30, p. 109 – 185.
- Mercier, J. L., Carey - Gailhardis, E., Mouyaris, N. Simeakis, K., Roundouyannis, Th. & Ch. Anghelidhis., (1983). Structural analysis of recent and active faultw and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthguakes (Northern Greece). *Tectonics*, vol. 2, n. 6, 577-600.
- Mercier., J. L., Delibasis N., Gauthier A., Jarrice J.J., Lemeille F., Philip H., Sebrier M., Sorel D. (1979) . (La neotectonique de l' arc egeen). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.* 21. 67-92.
- Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F. and Stavrakakis, G., 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti Earthquake Surface Ruptures, Central Greece. *Bull. Seism. Soc. America*, 91, 4 ,760-780.
- Papaoiannou, I., Papadopoulos, G. and Pavlides, S., 2004. The earthquake of 426BC in N. Evoikos Gulf revisited: amalgamation of two different strong earthquake events? 10th G.S.G. Congress, 15-17 April 2004, Thessaloniki. Extended abstracts vol., 535-536.
- Papavassiliou, M.S., 1894. On the earthquakes of Lokris (Greece) April 1894. *C. R. Ac. Scienc. Paris, T, CXIX:1.*
- Papazachos B.C., Panagiotopoulos, D.G., Tsapanos, T.M., Mountrakis, D.M. and Dimopoulos, G.Ch. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region on central Greece. “*Geophys. J. Royal Astr. Soc.*”, 75, 155-168 1983.
- Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A., Hatzidimitriou, P. M., and Karacostas, B. G. (1986), Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models. 2nd Wegener/Medlas Conference, Athens, May 14-16, 1986).

- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis (1969/1970), Geophysical features of the Greek island arc and the Eastern Mediterranean ridge, in C.R. Seances de la Conference Reunie a Madrid.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis (1971), “Geophysical and tectonic features of the Aegean arc”, J. Geophys.
- Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, Tectonophysics, 253, 129-153.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Hatzidimitriou, P.M., Kiriakidis, E.C., Kiratzi, A.A., Panagiotopoulos, D.G., Papadimitriou, E.E., Papaioannou, Ch.A., Pavlidis, S.B. and Tzanis, E.P Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece 1902 – 1981. “Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki”, 4 126 pp., 1982.
- Pavlidis, S. - Kiliadis, A. (1987). “Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece)”, Annales Tectonic, Vol. I- n. 2: 97-104.
- Pavlidis, S. B. & M. D. Tranos. (1991). «Structural characteristics of two Strong earthquakes in the North Aegean: Ierissos (1932) and Agios efstratios (1968)». J.Sruct. Geol. 13, 2:205-214.
- Pavlidis, S.B. and Caputo, R., 2004. Magnitude versus fault’s surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. Tectonophysics, 380, 3-4, 159-188.
- Pechoux., P., Pegoraro O., Philip H., Mercier J.L., (1973). (Deformations pliocenes et quaternaries en compretion et en extention syr les rivages du golfe Maliaque et le canal d’ Atalanti (mer Egee, Grece)).C.R. Acad. Sci, Paris, ser. D. T.276.
- Philip, H., (1974). (Etude neotectonique des rivages egeens en Locride et en Eubee nord – occidental (Grece). These 3e cycle Acad. De Mompellier, Univ. Sci., Technique du Languedoc.
- Philippon (1891-1892) : Der Pelopponnes 642 S. Berlin (Friedlander).
- Philippon, A. (1898) : La tectonique de l’ Egeide. Ann de Geogr., 7,112-141, Paris
- Phillipson, A., 1894. Das diesjährige Erdbeben in Lokris. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 21: 3p.

- Poulimenos, G. and Doutsos, T., 1996. Barriers on seismogenic faults in Central Greece. *J. Geodynamics*, 22, 119-135.
- Renz (1940): *Die Tektonik der griechischen Gebirge*. Pragm. Akad. Athinon, 8, 171 S., Athen.
- Renz, C., (1949) : *Die Tektonik der griechischen Gebirge*. Pragm. Akad. Athinon, 8, 171 S., Athen.
- Richter, C.F., (1958). *Elementary Seismology*. Freeman, San Fransisco, 768 p.
- Roberts, S. and Jackson, J.A., (1991). Active normal faulting in Central Greece: an overview. In: Roberts, Yielding and Freeman (eds), *The Geometry of Normal Faults*, Geol. Sc. Spec. Publ., 56, 125-142.
- Rondogianni – Tsambaoy Th., (1984). (Etude neotectonique des rivages occdenaux du canal d’ Atalanti.). These 3e cycle. Universite de Paris – Sud.
- Shebalin, N.V. (Editor). *Atlas of Isoseismals. Part III. “UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan region»*, Skopje 1974b.
- Skouphos, T., 1894. Die swei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894. *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin*, 24, 409-474.
- Thiebault, F., (1982) : *L’evolution geodynamique de Hellenides extremes en Peloponnese meridional (Greces)*. Soc. Geol. Nord. Publ. no 6, 574 p., Lille.
- V. Jacobshagen 1986 (*Geologie von Griechenland*). Brerlin. Gebruder Borntraeger.
- Αγγελίδης Χ., 1991 (Τεχνικογεωλογική Έρευνα Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης. Αθήνα).
- Αναγνώστου, Χ., Λέκκας, Σ., Μπουροδήμος, Γ. & Γάτος, Θ., 1988. Μικροφασική ανάλυση νεογενών αποθέσεων στον όρμο της Λάρυμνας (Φθιώτιδα), Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τόμος XX/2, σελ. 53-62, Αθήνα.
- Γεωργιάδης, Σ. Α. (1904). *Περί σεισμών και κατασκευής αντισεισμικών οικοδομημάτων*. 246 σελ., Αθήνα.
- Γεωργίου Χ. Κατσικάτσου, Αθήνα (1992).
- Γκανάς, Α., Καραστάθης, Β., Άγαλος, Α., Λεοντογιαννάκος, Γ. & Παυλίδης, Σ., 2004. Διερεύνηση μοντέλων διέγερσης των σεισμών του 1894 στο ρήγμα της Αταλάντης με μεταφορά στατικών τάσεων. 10ο Συνέδριο της Ε.Γ.Ε., 15-17 Απριλίου 2004, Θεσσαλονίκη. Τόμος Εκτεταμένων Περιλήψεων, 60-61.

- ΔΓΙΑΑ 1954, Παπασταματίου Δ και Μουγιάρης Ν Ο σεισμός των Σοφάδων της 30^{ης} Απρίλη 1954- Παρατηρήσεις υπαίθρου του Γιάννη Παπασταματίου. «ΓΓΜΕ, Γεωλ. Και Γεωφ. Μελέτες, Τόμ. Έκτος Σειράς», 341-362, 1986.
- ΕΔΑΦΟΣ Σύμβουλοι Μηχανικοί ΕΠΕ, Υπερείδου 9, 105 58, Αθήνα 2004. (Η σημασία της τεκτονικής και της υδρογεωλογίας για τη κατολίπηση της Τσάκωνας Αρκαδίας).
- Καλογεράς Η., (2012). Διπλωματική Εργασία «Συσχέτιση του μεγέθους σεισμικών μετατοπίσεων με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων στον Ελληνικό χώρο.»
- Κισκυρά, Δ., (1963-1964) : Τεκτονικές έρευνες στη Πελοπόννησο και ιδιαίτερα στη ζώνη Ωλονού – Πίνδου. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 5 (2), 1-21, Αθήνα).
- Μαραβελάκης Μ. Ι. Γεωλογική και μακροσεισμική σπουδή του ερημωτικού σεισμού της Λαρίσης της 1^{ης} Μαρτίου 1941. «Τριακονταπενταετηρίδα του καθηγητού Ν. Κρητικού 1907 – 1942» , 27, 176 – 193, 1941, 1943.
- Μαράτος, Γ., (1972). Γεωλογία της Ελλάδος. Τόμος 1
- Μαρίνος, Γ., (1951). Λιγνιτοφόρος Λεκάνη Λοκρίδος (Αταλάντης), Γεωλογικές αναγνωρίσεις. Υπουργείο Συντονισμού, Υπηρεσία Ερευνών Υπεδάφους, Έκθεση 9.
- Μαρίνος, Γ., (1958). (Περί της κατά γεωτεκτονικές ζώνες διαίρεσως της Ανατολικής Ελλάδος). Δελτ. Ελλ. Γεωλογικής Εταιρίας, Τόμος 3.
- Μαριολάκος Η. (1976). (Γεωλογία της Ελλάδος).
- Μητσόπουλος, Κ., (1895). Ο Μέγας Σεισμός της Λοκρίδος εν Απριλίω 1894. Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήνα, 40p.
- Μιχαηλίδου Α., Χατζηπέτρος Α., Παυλίδης Σ., (2005). Ποσοτική ανάλυση - Μορφοτεκτονικοί δείκτες για τις περιοχές των ρηγμάτων Στρατωνίου –Βαρβάρας και Γοματίου - Μεγάλης Παναγίας (Ανατολική Χαλκιδική). Ημερίδα -1η Συνάντηση της Επιτροπής Γεωμορφολογίας της Ε.Γ.Ε., Θεσ/νίκη.
- Μουντράκης, Δ., (1985). (Γεωλογία της Ελλάδας), Θεσσαλονίκη.
- Παλυβός Ν., (2001). «Γεωμορφολογική Μελέτη της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης Φθιωτίδος». Αθήνα.
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., (2003). Σεισμοί της Ελλάδος, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη, 295p.

- Παπαζάχου Βασίλη, Παπαζάχου Κατερίνα. Θεσσαλονίκη (1989). Οι σεισμοί της Ελλάδας.
- Παπανικολάου, Δ., (1986). (Γεωλογία της Ελλάδας), Εκδόσεις Επτάλοφος. Αθήνα.
- Παυλίδης Σ.Β., Βαλκανιωτής Σ., Γκανάς Α. , Κεραμυδάς Δ. και Συμποράς Σ. Το ενεργό ρήγμα της Αταλάντης – Επανεκτίμηση με νέα Γεωλογικά δεδομένα., Τομέας Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ 541 24 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Λόφος Νυμφών, Αθήνα..
- Παυλίδης, Σ., Τσάπανος, Θ., Κόραβος, Γ., Μιχαηλίδου, Α., Χατζηπέτρος, Α., . Μελέτη Περιβαλλοντικών Επιπτώσεων Μεταλλευτικών – Μεταλλουργικών Εγκαταστάσεων της Εταιρείας Ελληνικός Χρυσός στη Χαλκιδική).
- Ροντογιάννη Θ., 2006 Γεωλογικές Χαρτογραφήσεις και Τεκτονική ανάλυση. Σημειώσεις, Ε.Μ.Π
- Σωτηρόπουλος Λ., Λυμπέρης Ε., Σιγάλας Α., Ντουρούπη Α., Προβιά Κ. & Ντουνιάς Γ.
- Τάταρης, Α., (1964). Η μεσοηωκαινική βωξίται της ζώνης Τριπόλεως και τα ενδοηωκαινικά τεκτονικά γεγονότα. Δελτ. Ελλ .Γεωλ. Εταιρ., 5, 36-58 Αθηναί.
- Φουντούλης Ι., Λαδάς Ι., Σπυρίδωνος Ε. και Μαριολάκος Η. Τομέας Δυναμικής-Τεκτονικής-Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιο Αθηνών. 157 84 Αθήνα.
- Χατζηπέτρος Α., Μιχαηλίδου Α., Τσάπανος Θ., Παυλίδης Σ., (2005). Μορφοτεκτονική - Σεισμοτεκτονική μελέτη του ρήγματος Στρατωνίου και Γοματιου (Αν. Χαλκιδικής). Επιστημονική Συνεδρία της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας: Γεωλογία της Θράκης – Σεισμοτεκτονική του ΒΑ Αιγαίου.
- Χατζηπέτρος, Α.(1998). «Παλαιοσεισμολογική-Μορφοτεκτονική μελέτη και Μηχανική συμπεριφορά των συστημάτων ενεργών διαρρήξεων, Μυγδονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης-Γρεβενών», Διδ. Διατριβή, Θεσσαλονίκη. Σελ. 118-128.
- Ψώνης, Κ., (1981). Επι της παρουσίας Πέρμο(:) – κατωτριάδικών στρωμάτων ως υποβάθρου της Σειράς των Πλακωδών Ασβεστολίθων (plattenkalk) εις τον Ταύγετον. Περιγραφή μιας συνεχούς τομής. Ann. Geol. Pays hellen. 30 (2), 579-587, Athenes.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ (3)