

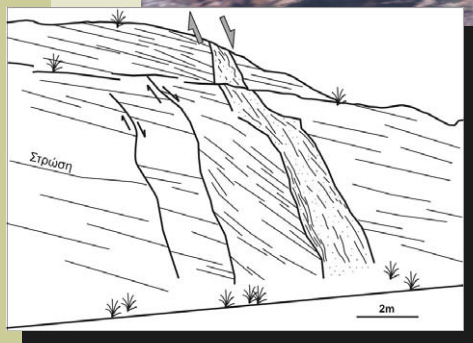
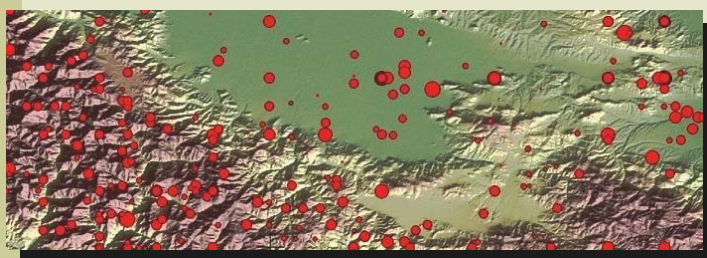


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

Μ.Π.Σ. Τεκτονική & Στρωματογραφία

Βαλκανιώτης Σωτήρης
Γεωλόγος

Μελέτη των ενεργών ρηγμάτων της Δυτικής Θεσσαλίας



Θεσσαλονίκη 2005

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ – ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

ΒΑΛΚΑΝΙΩΤΗΣ ΣΩΤΗΡΗΣ

ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ
ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ
ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΒΑΛΚΑΝΙΩΤΗΣ ΣΩΤΗΡΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΠΑΥΛΙΔΗΣ ΣΠΥΡΙΔΩΝ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, Α.Π.Θ.

CAPUTO RICCARDO, ΑΝ.ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, DI.S.G.G., UNIVERSITY OF BASILICATA, ΙΤΑΛΙΑ

ΓΚΑΝΑΣ ΑΘΑΝΑΣΙΟΣ, ΔΡ. ΓΕΩΛΟΓΟΣ, Γ' ΕΡΕΥΝΗΤΗΣ, ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ
ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ, ΕΘΝΙΚΟ ΑΣΤΕΡΟΣΚΟΠΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Μετά την ολοκλήρωση της διατριβής αυτής αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω όλους όσους με βοήθησαν με οποιοδήποτε τρόπο κατά την διάρκεια της εκπόνησής της.

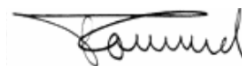
Ευχαριστώ ειλικρινά τον Καθηγητή μου κ. Σπύρο Παυλίδη για την ανάθεση του θέματος και την πολύτιμη βοήθειά και καθοδήγησή του καθ'όλη τη διάρκεια της διατριβής. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της τριμελούς επιτροπής, τον Αν. Καθηγητή Riccardo Caputo και τον Δρ. Αθανάσιο Γκανά, για την συμπαράστασή τους και τις υποδείξεις τους, καθώς και για τις παρατηρήσεις και επισημάνσεις τους τόσο στο αρχικό όσο και στο τελικό κείμενο της διατριβής. Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω και τους Καθηγητή κ. Ε. Βαβλιάκη και τον Δρ. Γεωλόγο Α. Χατζηπέτρο για τις συζητήσεις και παρατηρήσεις τους πάνω σε θέματα μορφοτεκτονικής και νεοτεκτονικής, και τη συνεργασία και βοήθειά τους καθόλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Τις θερμότερες ευχαριστίες μου προς τους πολύ καλούς μου φίλους και συνάδελφους μεταπτυχιακούς φοιτητές, Αγγελική Βλάχου-Βλαχοπούλου και Χρήστο Μυριούνη. Χωρίς τη συμπαράσταση και τη βοήθεια τους δεν θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές και φίλους Δ. Βογιατζή, Γ. Γεωργιάδη, Σ. Σμπόρα, Α. Μιχαηλίδου, Ι. Δημητριάδη, Σ. Αυγερινά, Γ. Παπαθανασίου, Μ. Κατριβάνο, Α. Ζερβοπούλου, Κ. Ξανθοπούλου. Επίσης, τον καλό φίλο Αποστόλη Γεωργολόπουλο για την βοήθεια και στήριξη του στα πρώτα στάδια της εργασίας υπαίθρου, καθώς και το Β. Λιάρo για τη συνοδεία του στο υπαίθρο.

*«What will history say in passing its verdict on me?
If I am successful here, then everybody else will
claim all the glory. . . . But if I fail, then everybody
will be after my blood.»*

*Field Marshal Rommel,
Προσωπικό ημερολόγιο,
16 Απριλίου, 1944*

A handwritten signature in dark ink, appearing to read 'Rommel', with a long horizontal stroke extending to the left.

ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ

Γ.Υ.Σ. = Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού

Ι.Γ.Μ.Ε. = Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών

DEM = Digital Elevation Model

ED50 = European Datum 1950

ETM = Enhanced Thematic Mapper

GPS = Global Positioning System

HAGS = Hellenic Army Geographic Service

M_s = Επιφανειακό μέγεθος

M_w = Μέγεθος ροπής

PGA = Peak Ground Acceleration

RGB = Red Green Blue

RMSE = Root Mean Square Error

SLAR = Side-Looking Airborne Radar

SRL = Surface Rupture Length

SRTM = Shuttle Radar Topography Mission

TM = Thematic Mapper

USGS = United States Geological Survey

UTM = Universal Transverse Mercator

WGS 84 = World Geodetic System 1984

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
2. ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	7
2.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	7
2.2. ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	9
2.3. ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	14
3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ – ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ.....	19
3.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΤΟΞΟ.....	19
3.2. ΕΝΕΡΓΑ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ.....	21
3.3. ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	22
4. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ.....	28
4.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	28
4.2. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΟΥ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ.....	28
4.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΑΚΡΙΒΕΙΑΣ.....	31
4.4. ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ.....	33
5. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ.....	39
5.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	39
5.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	39
5.3. ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΕ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ – ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	44
6. ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑ.....	46
6.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	46
6.2. ΡΗΞΙΓΕΝΕΙΣ ΖΩΝΕΣ – ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ.....	47
6.2.1 Ρηξιγενής ζώνη Μαυρομματίου – Φαναρίου.....	47
6.2.2 Ρηξιγενείς ζώνες Βλοχού – Φύλλου.....	58
6.2.3 Ρηξιγενής ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας.....	61

6.2.4 Ρηξιγενής ζώνη Ξυνιάδος.....	66
6.2.5 Ρηξιγενής ζώνη Σμολιώτικου.....	70
6.2.6 Υπόλοιπα ρήγματα.....	74
6.3. ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	84
7. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ.....	93
7.1. ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ.....	93
7.2. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	96
7.2.1 Υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση γεωλογικά δεδομένα.....	96
7.2.2 Ισχυρές εδαφικές κινήσεις – Σεισμικά σενάρια.....	99
8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	101
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	103
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	114
Συντεταγμένες ρηγμάτων.....	114

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

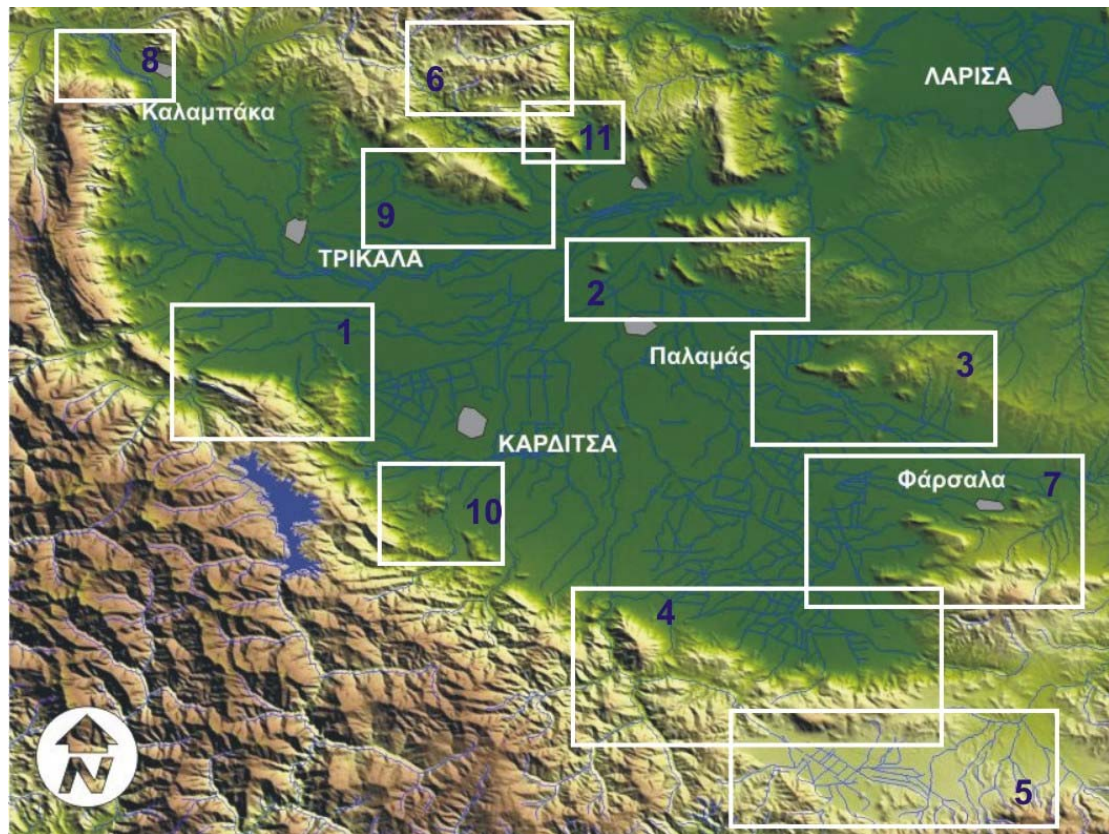
Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στον κλάδο ειδίκευσης «Τεκτονική και Στρωματογραφία». Η ανάθεσή της έγινε από το Τμήμα Γεωλογίας με πρόταση από τον Καθηγητή του Α.Π.Θ. κ. Σ. Παυλίδη, ο οποίος και ήταν ο κύριος επιβλέπων αυτής. Τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής ήταν ο Αν. Καθηγητής κ. R. Caruso και ο Δρ. Γεωλόγος κ. Α. Γκανάς.

Στόχος της εργασίας αυτής, είναι η νεοτεκτονική και γεωλογική μελέτη των ενεργών ρηγμάτων της Δυτικής Θεσσαλίας (Τρίκαλα, Καρδίτσα). Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει κυρίως την πεδιάδα Τρικάλων – Καρδίτσας αλλά και τα περιβάλλοντα υψώματα, και περιλαμβάνει τμήματα που ανήκουν στους νομούς Τρικάλων, Καρδίτσας, Λάρισας και Φθιώτιδας. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε αρχικά γεωλογική, μορφολογική και νεοτεκτονική διερεύνηση της περιοχής και στη συνέχεια αξιολόγηση και ανάλυση τοπογραφικών δεδομένων, δορυφορικών εικόνων και αεροφωτογραφιών της περιοχής. Πραγματοποιήθηκε επί τόπου έρευνα στην περιοχή μελέτης, και στη συνέχεια επεξεργασία και ανάλυση της μορφοτεκτονικής των ρηγμάτων με τη χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών και μελέτη των αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων.

Από πλευράς οργάνωσης η διατριβή αποτελείται από οχτώ κεφάλαια. Μετά την παρούσα εισαγωγή στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη γεωλογική δομή της περιοχής έρευνας. Στο τρίτο κεφάλαιο συνοψίζεται το νεοτεκτονικό καθεστώς του Ελληνικού χώρου και της Θεσσαλίας, και γίνεται μια γενική αναφορά για τα ενεργά κανονικά ρήγματα του Ελληνικού χώρου. Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη χρήση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου στον εντοπισμό και αποτύπωση ενεργών ρηγμάτων και παρουσιάζονται αναλυτικά το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου που χρησιμοποιήθηκε. Στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη χρήση δορυφορικών εικόνων στον εντοπισμό και αποτύπωση ενεργών ρηγμάτων και παρουσιάζονται οι δορυφορικές εικόνες LANDSAT που χρησιμοποιήθηκαν. Στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται αναλυτικά τα ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης. Επίσης, συνοψίζονται τα μορφολογικά και κινηματικά τους χαρακτηριστικά, συγκρίνονται με τα θεωρητικώς αναμενόμενα από εμπειρικές σχέσεις και εξάγονται συμπεράσματα.

Το έβδομο κεφάλαιο αναφέρεται στην σεισμοτεκτονική της Δυτικής Θεσσαλίας. Σ' αυτό το κεφάλαιο εξετάζεται η ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα της περιοχής, ενώ γίνεται εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τα νέα γεωλογικά στοιχεία των ρηγμάτων. Υπολογίζεται το σεισμικό δυναμικό των ρηγμάτων με τη χρήση εμπειρικών τύπων που συσχετίζουν το μέγεθος σεισμού με το μήκος του ρήγματος. Τέλος στο όγδοο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη διατριβή αυτή. Στο παράρτημα που συνοδεύει το κείμενο δίνονται οι γεωγραφικές συντεταγμένες των ρηγμάτων που εξετάζονται στο κείμενο, όπως αυτά ψηφιοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσης διατριβής. Στον ένθετο χάρτη εκτός κειμένου, παρουσιάζεται το σύνολο των ρηγμάτων της παρούσας εργασίας.

Τα σχήματα και οι φωτογραφίες του κειμένου, όταν δεν αναφέρεται η πηγή προέλευσής τους, είναι του συγγραφέα.



Σχήμα 1.1. Η περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας. Σημειώνονται οι περιοχές που εξετάζονται, με τη σειρά που εμφανίζονται στο κείμενο. 1-Μαυρομμάτι, 2-Βλοχός, 3-Φύλλο, 4-Λεοντάρι/Ανάβρα, 5-Ξυνιάδα, 6-Σμολιώτικος, 7-Φάρσαλα, 8-Διάβα, 9-Παλιοσαμαρίνα, 10-Καλλίθηρο, 11-Αχλαδοχώρι.

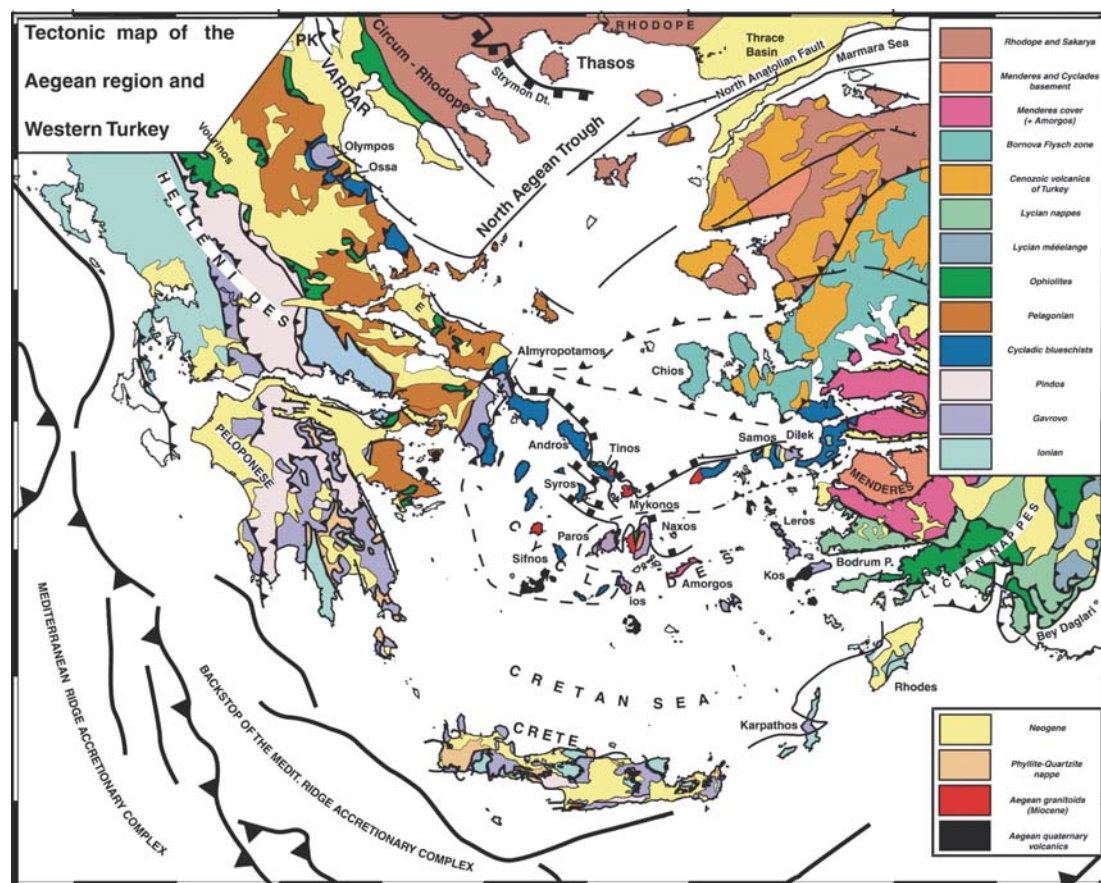
Figure 1.1. Western Thessaly area. White boxes shows areas examined in the text, numbered by appearance order. 1 – Mavrommati, 2 – Vlochos, 3 – Fyllo, 4 – Leontari/Anavra, 5 – Xyniada, 6 – Smoliotikos, 7 – Farsala, 8 – Diava, 9 – Paleosamarina, 10 – Kallithiro, 11 – Achladochori.

2. ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

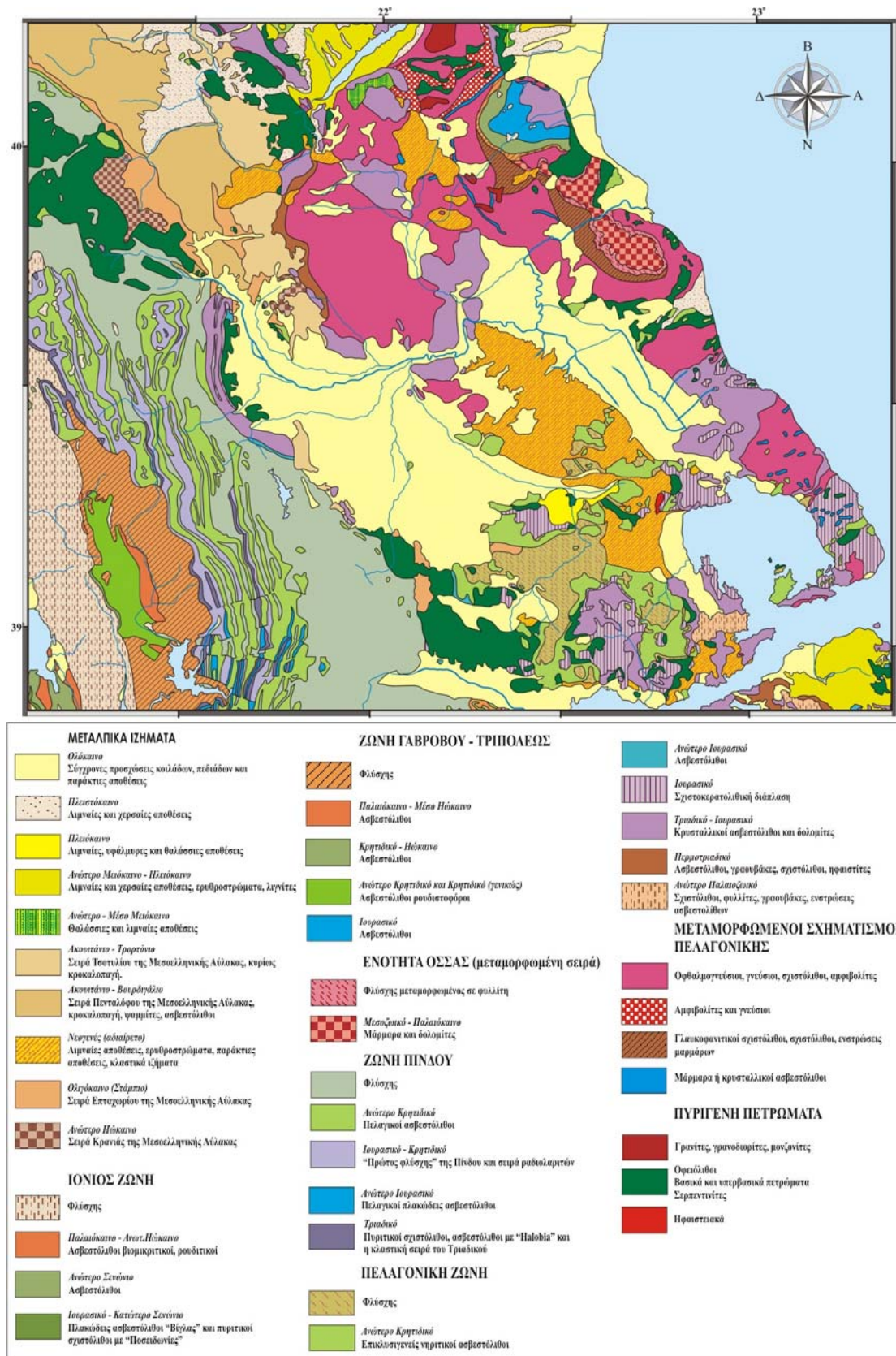
Η λεκάνη της Δυτικής Θεσσαλίας αποτελεί μια Νεογενή λεκάνη, η οποία δημιουργήθηκε λόγω του μεταλπηκού εφελκυσμού σε μια διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ. Οι σχηματισμοί του υποβάθρου της Δυτικής Θεσσαλίας ανήκουν στις γεωτεκτονικές ζώνες της Πελαγονικής/Υποπελαγονικής, της ζώνης Κόζιακα ή Ενότητας Δυτικής Θεσσαλίας και της ζώνης Ωλονού – Πίνδου. Ακολουθώντας το γενικό προσανατολισμό του Ελληνικού ορογενούς, οι παραπάνω ζώνες είναι επωθημένες η μια επάνω στην άλλη, με μια διεύθυνση από ανατολικά προς δυτικά, σε ανεστραμμένη συχνά, στρωματογραφική σειρά.

Υπερκείμενοι των αλπηκών σχηματισμών, βρίσκονται οι μολλασικοί σχηματισμοί της Μεσοελληνικής Αύλακας. Οι σχηματισμοί αυτοί εμφανίζονται, κυρίως, στο βόρειο τμήμα της περιοχής και τις παρυφές της λεκάνης, με τη νοτιότερη εμφάνισή τους στην περιοχή Δομοκού – Ξυνιάδος. Το κύριο τμήμα της λεκάνης αποτελείται από εκτεταμένες αποθέσεις Πλειοκαινικών – Τεταρτογενών ιζημάτων, με πάχος που ξεπερνάει τα 500 m και με μια σταδιακή μετάβαση από λιμναίο περιβάλλον στο Πλειόκαινο έως τις σημερινές ποταμοχερσαίες αποθέσεις.



Σχήμα 2.1. Γεωτεκτονικός χάρτης του Ελληνικού χώρου. Από Jolivet et al. (2004).

Figure 2.1. Geotectonic map of the Aegean region. After Jolivet et al. (2004).



Σχήμα 2.2. Γενικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Θεσσαλίας. Τροποποιημένος από IGME (1984)
Figure 2.2. Generalized geologic map of Thessaly region. Modified after IGME (1984)

2.2. ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Πελαγονική Ζώνη

Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται στη Δυτική Μακεδονία στα όρη Βόρας, Βέρνο, Βέρμιο, στα Πιέρια, στην ευρύτερη περιοχή του Ολύμπου καθώς και στην Ανατολική και Βόρεια Θεσσαλία και στο Πήλιο. Καταλαμβάνει τμήμα της Βόρειας Εύβοιας και στην συνέχεια κάμπτεται και εμφανίζεται στις Σποράδες

- **Παλαιοζωικό κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο.** Τα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου καταλαμβάνουν πολύ μεγάλη έκταση στην Πελαγονική και αποτελούν το κύριο δομικό στοιχείο της ζώνης. Ειδικά στη Βόρεια Θεσσαλία και στη Δυτική Μακεδονία το υπόβαθρο παρουσιάζει σχετική ομοιομορφία πετρολογικών τύπων και συγκροτείται από διμαρμαρυγιακούς όρθο- και παραγνεύσιους, που κατά θέσεις είναι οφθαλμοειδείς, και γνευσιοσχιστόλιθους με παρεμβολές αμφιβολιτικών σχιστόλιθων και αμφιβολιτών (Savoyat & Λαλεχός 1969a, Mountrakis 1986).
- **Γνευσιωμένοι γρανίτες του Άνω Λιθανθρακοφόρου.** Σε όλη την έκταση της Πελαγονικής, μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου απαντώνται μεγάλοι γρανιτικοί όγκοι. Αποτελούν μαγματικές διεισδύσεις, Άνω παλαιοζωικής ηλικίας, μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου και συνοδεύονται από φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής και μιγματίωσης (Mountrakis 1986).
- **Περμοτριάδικές μετα-ήφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες.** Υπερκείμενα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου αποτέθηκαν ιζήματα που αποτελούν μια κλαστική ηφαιστειο-ιζηματογενή σειρά πάχους 200m περίπου που περιλαμβάνει ηφαιστειακά υλικά, όξινες και βασικές λάβες και τόφφους. Η ηλικία απόθεσης των ιζημάτων είναι Πέρμια και Κάτω Τριαδική, ενώ αντίστοιχη είναι και η ηλικία απόθεσης των ηφαιστειακών υλικών. Οι περμοτριάδικές ακολουθίες αποτελούνται από φυλλίτες, μετα-πελίτες, μετα-αρκόζες, χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους, μετα-ψαμμίτες, χαλαζιακά μετα-κροκαλοπαγή, από φακούς ερυθρωτών - τεφρών ανακρυσταλλωμένων ασβεστόλιθων και λατυπτοπαγών ασβεστολίθων, ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, μετα-ρυόλιθους και μετα-τόφφους. Αυτές οι περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες βρίσκονται κυρίως κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής ζώνης και αντιπροσωπεύουν την ιζηματογένεση της ηπειρωτικής κατωφέρειας που αναπτυσσόταν κατά τη διάρκεια του Περμοτριάδικου ως αποτέλεσμα της ηπειρωτικής διάρρηξης που εξελισσόταν στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Τα ηφαιστειακά υλικά που παρεμβάλλονται μεταξύ των ιζημάτων προέρχονται από την ηφαιστειακή δραστηριότητα που συνόδευσε την ηπειρωτική διάρρηξη, η οποία και οδήγησε στην ανάπτυξη της ωκεάνιας περιοχής δυτικά της Πελαγονικής (Κίλιας & Μουντράκης 1989).
- **Ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού.** Στρωματογραφικά ανώτερα των περμοτριάδικων ακολουθιών βρίσκονται τα νηριτικά ανθρακικά ιζήματα της Πελαγονικής ζώνης που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Τριαδικού και του Ιουρασικού και καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις της ζώνης. Το δυτικό ανθρακικό κάλυμμα είναι αυτόχθονο και η απόθεσή του έγινε από το Μέσο Τριαδικό μέχρι το Κάτω Κρητιδικό σε συμφωνία πάνω στα Περμοτριάδικά μετακλαστικά ιζήματα. Αποτελείται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους λευκούς, τεφρούς, μαύρους, λατυπτοπαγείς, ταινιωτούς, πλακώδεις, λεπτοπλακώδεις, άστρωτους καθώς και ελάχιστες παρεμβολές λεπτών πηλιτικών ενστρώσεων, ενώ το συνολικό πάχος του καλύμματος υπολογίζεται στα 600-800 m (Brunn 1956, Mountrakis 1986). Παρατηρείται μια βαθμιαία μεταβολή, στο δυτικό ανθρακικό κάλυμμα, από τα ανατολικά

προς τα δυτικά από καθαρά νηριτικές σε βαθύτερες ιζηματολογικές φάσεις (ημιπελαγικές – πελαγικές).

- **Επικλυσιογενή ιζήματα του Μέσο – Άνω Κρητιδικού.** Η επίκλυση μπορεί να θεωρηθεί ότι άρχισε από το Κενομάνιο – Τουρόνιο του Μέσου Κρητιδικού, αλλά σε ορισμένες περιοχές άρχισε αργότερα κατά το Σαντώνιο ή Μαιστρίχτιο του Άνω Κρητιδικού (Mercier 1968). Η στρωματογραφία των επικλυσιογενών ιζημάτων του Μέσο – Άνω Κρητιδικού από τα παλαιότερα προς τα νεότερα στρώματα είναι: **Κροκαλοπαγή, μικρολατυποπαγή και μαργαίκοι ασβεστόλιθοι** ηλικίας Κενομάνιου – Τουρόνιου, **μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθοι** ηλικίας Σαντωνίου – Καμπανίου, **συμπαγείς ασβεστόλιθοι** με απολιθώματα *Orbitoides media* του Μαιστριχτίου, **φλύσχης** που στην αρχή είναι σχιστώδης ασβεστιτικός, εξελίσσεται σε ασβεστοπηλιτικός – ψαμμιτικός και καταλήγει πηλτικός - κροκαλοπαγής ηλικίας Άνω Μαιστριχτίου – αρχές Παλαιοκαίνου(;).



Σχήμα 2.3. Συνοπτική λιθοστρωματογραφική – τεκτονική στήλη της Πελαγονικής ζώνης (Τροποποιημένη από Mountrakis 1986).

Figure 2.3. Combined lithostratigraphic column of Pelagonian zone (Modified after Mountrakis 1986).

Υποπελαγονική ζώνη

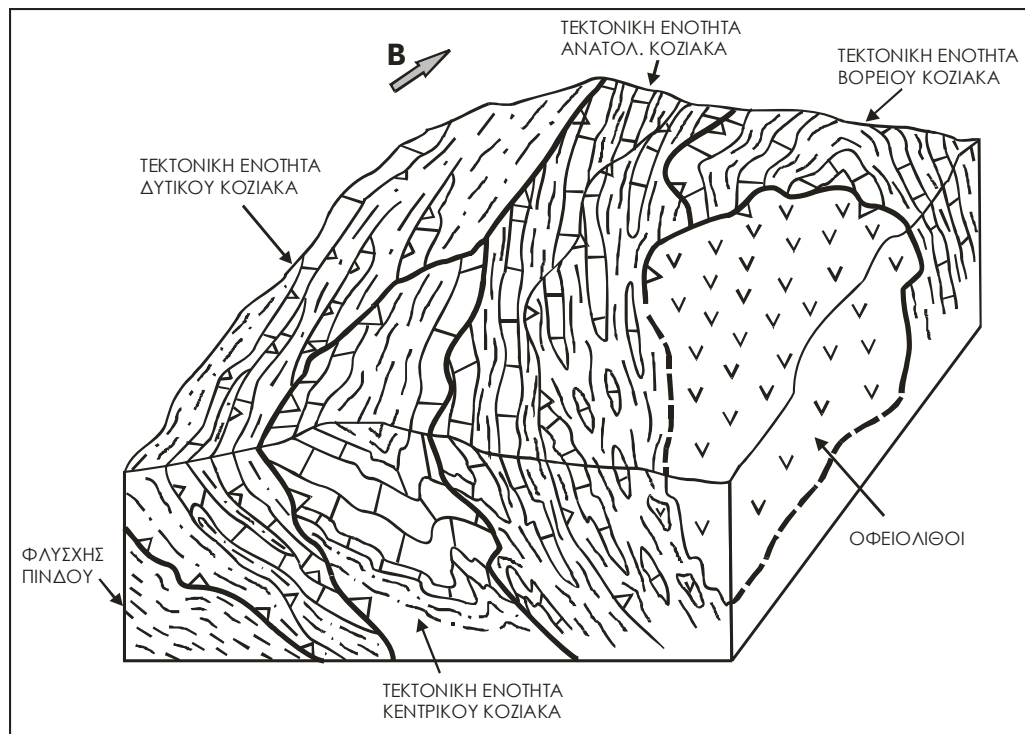
Η Υποπελαγονική ζώνη (γνωστή και ως Ζώνη Ανατολικής Ελλάδος) καταλαμβάνει το δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής, στο όριο με τη ζώνη Πίνδου και την Ζώνη Κόζιακα ή Δυτικής Ελλάδος. Εκτείνεται από τη Θεσσαλία έως την Κρήτη. Στην περιοχή μελέτης, εμφανίζεται στην περιοχή Όρθρυς – Δομοκού και στους Κεντρικούς Λόφους. Η στρωματογραφική της διάρθρωση είναι παρόμοια με την Πελαγονική, με την απουσία του Παλαιοζωικού υποβάθρου. Στη βάση βρίσκεται η μετάφαισταιο-ιζηματογενής σειρά του Περμίου-Τριαδικού, και η ιζηματογένεση τελειώνει στο Παλαιόκαινο με το φλύσχη.

Σχηματισμοί της Ενότητας Δυτικής Θεσσαλίας – Κόζιακα

- **Φλύσξης.** Εναλλαγές χονδρόκοκκων ψαμμιτικών στρωμάτων πάχους 10-80 εκ. και πηλιτικών στρωμάτων πάχους 5-40 εκ., με ορισμένες παρεμβολές μαργαϊκών ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών τα οποία προέρχονται από μεταμορφωμένα και οφειολιθικά πετρώματα. Προς τα ανώτερα στρώματα παρατηρούνται ολισθόλιθοι (Άγριος Φλύσξης) από Τριαδικούς ασβεστολίθους, οφειολίθους και Άνω Κρητιδικούς ασβεστολίθους. Η αρχή της ιζηματογένεσης του φλύσχη τοποθετείται στο Παλαιόκαινο ενώ το τέλος της στο Μέσο-Ανώτερο Ηώκαινο (Aubouin 1959). Εμφανίζεται κατά μήκος των δυτικών παρυφών του Κόζιακα και το πάχος του πρέπει να υπερβαίνει τα 100m (Λέκκας 1988).
- **Σχηματισμός Ερυθρών Πηλιτών Αμυγδαλής.** Στρώματα ερυθρών-ερυθρωπών πηλιτών πάχους 3-10 εκ. με παρεμβολές λεπτών οριζόντων μικρολατυτοπαγών ασβεστολίθων με θραύσματα ραδιολαρίτων και οφειολίθων οι οποίες μειώνονται σταδιακά προς τα πάνω. Η ηλικία τους είναι Παλαιόκαινο και το πάχος τους κυμαίνεται από 6-20 m. Προς τα άνω εξελίσσονται κανονικά στο φλύσχη της Ενότητας Δυτικής Θεσσαλίας με σταδιακές παρεμβολές στρωμάτων σκουρόχρωμων λεπτόκοκκων ψαμμιτών, στους ανώτερους ορίζοντες. Η τυπική θέση εμφάνισης του σχηματισμού βρίσκεται στο χωριό Αμυγδαλή (Papanikolaou & Sideris 1979) ενώ εμφανίζεται και στα χωριά Κοτρώνι, Ελάτη και στο όρος Θυμίαμα (Λέκκας 1988).
- **Σχηματισμός Ασβεστολίθων Θυμιάματος.** Ερυθροί-λευκοί πελαγικοί και κατά θέσεις μικρολατυτοπαγείς ασβεστολίθοι πάχους περίπου 60 m. Οι μικρολατύπες προέρχονται από οφειολίθους, ραδιολαρίτες, κερατολίθους, ερυθρούς πηλίτες και θραύσματα ρουδιστών, έχουν μέγεθος μέχρι 2 εκ. και σε αρκετούς ορίζοντες παρουσιάζουν κοκκομετρική ταξινόμηση. Η ηλικία τους με βάση την μικροπανίδα είναι Ανώτερο Κρητιδικό (Κενομάνιο – Μαιστρίχτιο). Προς τα άνω εξελίσσονται κανονικά στο σχηματισμό Ερυθρών Πηλιτών Αμυγδαλής (Λέκκας 1988). Εμφανίζονται κατά μήκος των δυτικών παρυφών του Κόζιακα με πλέον χαρακτηριστικές εμφανίσεις στο όρος Θυμίαμα και στο ύψωμα Παλαιόκαστρο.
- **Κλαστικός Σχηματισμός Πόρτης.** Εναλλαγές στρωμάτων ψαμμιτών, πηλιτών, μαργαϊκών ασβεστολίθων, κερατολίθων και ραδιολαρίτων με παρεμβολές σε ορισμένες θέσεις οφειολιθικών τεμαχών μεγέθους ως και 30 εκ. και αποστρογγυλεμένων ογκολίθων από ωολιθικούς-μικρολατυτοπαγείς ασβεστολίθους ηλικίας Δογγέριου - Μάλμιου. Οι ψαμμίτες είναι χονδρο-μεσόκοκκοι, το πάχος των στρωμάτων τους είναι 10-40 εκ. και το υλικό τους προέρχεται κυρίως από οφειολιθικά πετρώματα και ραδιολαρίτες. Σε πολλές θέσεις παρατηρήθηκαν και τουρβιδιτικοί ορίζοντες (Λέκκας 1988). Προς τα ανώτερα στρώματα επικρατούν σκουρόχρωμοι μεσόκοκκοι ψαμμίτες με ενδιαστρώσεις ασβεστολίθων οι οποίοι εξελίσσονται στη συνέχεια στο

Σχηματισμό Ασβεστολίθων Θυμιάματος. Η ηλικία του σχηματισμού, ο οποίος είχε ονομασθεί «Βοιωτικός Φλύσχος» (Jaeger 1979), με βάση τη μικροπανίδα είναι Τιθώνιο – Άλβιο, το δε πάχος εκτιμάται στα 80-200 m. Εμφανίζεται κατά μήκος των δυτικών παρυφών του νότιο τμήματος του Κόζιακα.

- **Σχηματισμός Ραδιολαριτών – Πηλιτών Κόζιακα.** Πρόκειται για τον σχηματισμό που επικρατεί στην οροσειρά του Κόζιακα. Χαρακτηρίζεται από την εντυπωσιακή παρουσία ραδιολαριτών, πηλιτών και κερατολίθων και από ιδιόμορφες εμφανίσεις ανθρακικών και οφειολιθικών πετρωμάτων είτε ως ενδιαστρώσεις είτε ως ολισθόλιθοι (Aubouin 1959, Λέκκας 1988). Συγκεκριμένα οι ραδιολαρίτες, πηλίτες και κερατόλιθοι αποτελούν τους βασικούς λιθολογικούς τύπους του σχηματισμού και υπερέχουν από άποψης πάχους και έκτασης εμφανίσεων. Οι ραδιολαρίτες-πηλίτες εναλλάσσονται μεταξύ τους, έχουν ερυθρό-ερυθροκαφέ χρώμα, πάχος στρωμάτων 5-15 εκ. και περιέχουν κατά θέσεις άφθονα ραδιολάρια, ενώ οι κερατόλιθοι εμφανίζονται ως επί το πλείστον πλησίον της επαφής με τα ασβεστολιθικά και οφειολιθικά μέλη του σχηματισμού. Η βάση του σχηματισμού τοποθετείται στο Λαδίνιο, ενώ η οροφή του στο Τιθώνιο – Βαλανζίνιο. Το πάχος κυμαίνεται από 400-700m. Εμφανίζεται σε όλο το μήκος του κεντρικού και ανατολικού τμήματος της οροσειράς του Κόζιακα.
- **Σχηματισμός Ασβεστολίθων Κόζιακα.** Λευκοί, υπόλευκοι παχυστρωματώδεις ως άστρωτοι ασβεστόλιθοι, οι οποίοι κατά θέσεις γίνονται μικρολατυποπαγείς. Η ηλικία τους εκτιμάται σε Άνω Τριαδικό έως Δογγέριο – Μάλμιο (Λέκκας 1988). Το πάχος δεν είναι σταθερό και κυμαίνεται από 40-150 m. Προς τα άνω εξελίσσεται κανονικά σε εναλλαγές ραδιολαριτών – πηλιτών, ενώ πλευρικά μεταβαίνει ή έχει άμεση συγγενετική σχέση με τα μέλη Ασβεστολίθων Βόρειου Κόζιακα, Ασβεστολίθων Αγίου Γεωργίου, Πολύμεικτων Λατυποπαγών Μαυροματίου και Ασβεστολίθων Προφήτη Ηλία του Σχηματισμού Ραδιολαριτών – Πηλιτών.
- **Σχηματισμός Ασβεστολίθων Πορταϊκού.** Λευκοί – ερυθρωποί λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι με ενδιαστρώσεις πυριτόλιθων οι οποίες μειώνονται σταδιακά προς τα άνω. Πρόκειται για απολιθωματοφόρους μικρίτες Νορίου ηλικίας, με κωνόδοντα (Λέκκας 1988). Προς τα άνω εξελίσσονται κανονικά σε μεσοστρωματώδεις νηριτικούς ασβεστολίθους Ιουραϊκής ηλικίας, ενώ πλευρικά μεταβαίνουν στο μέλος Ασβεστολίθων Βιτουμά του Σχηματισμού Ραδιολαριτών – Πηλιτών. Η τυπική θέση εμφάνισης τους είναι στο φαράγγι του Πορταϊκού ποταμού όπου υπάρχουν ωραίες φυσικές τομές του σχηματισμού.
- **Κλαστικός Σχηματισμός Πύλης.** Εναλλαγές τεφρόχρωνων φαμμιτικών σχηματισμών πάχους 5-20 εκ., ερυθρών πηλιτικών στρωμάτων, μαργαϊκών ασβεστολιθικών στρωμάτων και λεπτών στρωμάτων σπαρίτη, οι οποίες εξελίσσονται προς τα άνω στο σχηματισμό Ασβεστολίθων Πορταϊκού (Λέκκας 1988). Τα κορυφαία στρώματα έχουν ηλικία Κατώτερο Νόριο, το δε πάχος ξεπερνά τα 25 m. Εμφανίζεται στη βόρεια όχθη του Πορταϊκού ποταμού, δίπλα στο Βυζαντινό μοναστήρι της Πόρτα Παναγιάς.



Σχήμα 2.4. Στερεοδιάγραμμα της γενικής γεωλογικής δομής του όρους Κόζιακα. Τροποποιημένο από Λέκκα (1988).

Figure 2.4. Stereo-diagram showing the general geologic structure of Koziakas Mountain. Modified after Lekkas (1988).

Οφειόλιθοι της Δυτικής Ελλάδος

Στο δυτικό και νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης απαντώνται οι οφειολιθικές εμφανίσεις του Κόζιακα και της Όθρυς, που ανήκουν στη δυτική ζώνη των οφειολιθικών πετρωμάτων του Ελληνικού χώρου.

Οι οφειολιθικές εμφανίσεις του Κόζιακα συνιστούν ένα ελλειπές οφειολιθικό σύμπλεγμα με ένα χαρακτηριστικό οφειολιθικό ετερογενή σχηματισμό (οφειολιθικό *mélange*) στη βάση του (Πομώνης 2003). Το οφειολιθικό *mélange* αποτελεί ένα πολύχρωμο χαοτικό σχηματισμό από θραύσματα πετρωμάτων διαφόρων μεγεθών και λιθολογιών, τόσο από το οφειολιθικό σύμπλεγμα όσο και από τους γειτονικούς λιθότυπους. Τα θραύσματα αυτά συνδέονται μεταξύ τους με τεκτονικές επαφές, ωστόσο παρατηρούνται και ιζηματογενείς δομές, προσδίδοντας έναν τεκτονο-ιζηματογενή χαρακτήρα στο οφειολιθικό *mélange*. Τα θραύσματα αυτά αποτελούνται κυρίως από σερπεντινίτες, γάββρους, δολερίτες, pillow-λάβες, αμφιβολίτες, ραδιολαρίτες, ασβεστολίθους, αργιλικούς σχίστες και ψαμμίτες. Στη βάση της ενότητας, αλλά και μέσα στο *mélange*, υπάρχει ένα μεταμορφικό πέλμα, το οποίο αποτελείται από αμφιβολίτες και κατακερματισμένους μεταπηλίτες, με ηλικία σχηματισμού 161-174 εκατομμύρια χρόνια (Πομώνης 2003). Τα κατώτερα μέλη της οφειολιθικής ενότητας αποτελούνται από σερπεντινιωμένους περιδοίτες (χαρτζβουργίτες, λερζόλιθους, πλαγιόκλαστομινείς λερζόλιθους), σερπεντινίτες, στους οποίους διεισδύουν γαββρικές και πλαγιογρανιτικές φλέβες με κύριες διευθύνσεις BA – ΝΔ και Β – Ν έως ΒΒΔ – ΝΝΑ. Τα ανώτερα μέλη συνίστανται από δολερίτες και βασάλτες, οι οποίοι καλύπτονται από πλούσιους σε οξείδια-Mn κερατόλιθους.



Σχήμα 2.5. Εμφάνιση του οφειολιθικού μέlange του Κόζιακα σε τεχνητή τομή κατά μήκος του δρόμου Μπελέτσι – Μουζάκι. Ch – κερατόλιθοι/ραδιολαρίτες, s – σερπεντινίτες, p – περιδοτίτες.

Figure 2.5. Ophiolitic mélangé outcrop along the Beletsí – Mouzaki road. Ch – cherts/radiolarites, s – serpentinites, p – peridotites.

Οι οφειόλιθοι της περιοχής Ανάβρας – Δομοκού αποτελούν και αυτοί ένα τεκτονικό συνωθύλευμα σερπεντινιτών και περιδοτιτών μαζί με ένα οφειολιθικό μέlange παρόμοιο αυτού του Κόζιακα. Το οφειολιθικό μέlange αποτελείται από τεμάχη βασαλτών, κερατόλιθων και σερπεντινωμένων περιδοτιτών, όπως και θραύσματα αμφιβολιτικών μετα-γάββρων (Dijkstra et al. 2001). Στο ανατολικό τμήμα, οι περιδοτίτες έρχονται σε τεκτονική επαφή με μια ενότητα γάββρων, βασαλτών και ραδιολαριτών. Οι οφειόλιθοι καλύπτονται από τους επικλυσίγενείς Ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους της Υποπελαγονικής.

2.3. ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Μεσοελληνική Αύλακα

Η Μεσοελληνική αύλακα αναπτύσσεται στο γεωλογικό χώρο ανάμεσα στην Υποπελαγονική ζώνη (στη μεγαλύτερη έκταση) και τη ζώνη Πίνδου και έχει ως Αλπικό υπόβαθρο κυρίως οφειολιθικές μάζες μεγάλου πάχους, αλλά και ασβεστόλιθους του Μεσοζωικού. Στη Μεσοελληνική αύλακα αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου – Μεικοκαίνου μεταλπικά, μολασσικού τύπου ιζήματα με προμήθεια του υλικού ιζηματογένεσης από τις αναδυόμενες οροσειρές Πίνδου και Πελαγονικής που την περιβάλλανε. Η ιζηματογένεση γινόταν κύρια κοντά στο επίπεδο της θάλασσας με αποτέλεσμα να αποθέτονται στην αύλακα άλλοτε θαλάσσια ιζήματα, άλλοτε λιμναία και άλλοτε χερσαία ποταμοχειμάρρια. Οι εναλλαγές αυτές στην ιζηματογένεση οφείλονται στη συνεχή βύθιση της αύλακας, που έδινε την ευκαιρία στη θάλασσα να εισβάλλει, και στη συνέχεια την πλήρωση της λεκάνης με αποτέλεσμα να αποφράσσεται και να λειτουργεί σαν κλειστή λιμνοθάλασσα ή λίμνη με αποθέσεις λιμναίες ή ποταμοχειμάρριες (Brunn 1956, Καλλέργης 1970).



Σχήμα 2.6. Επαφή των σχηματισμών Πενταλόφου – Μετεώρων (b) και Τρίκαλων (a) βόρεια του χωριού Ρίζωμα, Τρίκαλα.

Figure 2.6. Contact between Pentalofos – Meteora formation (b) and Trikala formation (a), north of Rizoma village, Trikala.

- **Σειρά Κρανιας.** Κροκαλοπαγή και λατυτοπαγή, θαλάσσια επικλυσιογενή που επικάθονται στο αλπικό υπόβαθρο κυρίως στους οφειόλιθους. Περιλαμβάνει το **σχηματισμό Ριζώματος** (Άνω Ηώκαινο – Κάτω Ολιγόκαινο) με αργιλικούς σχιστόλιθους και μάργες (Bizon et al. 1968). Η ηλικία τους είναι Ανωηκαινική, και το πάχος τους υπολογίσθηκε 200 m.
- **Σειρά Επταχωρίου - Μητρόπολης.** Στρώματα μαργών, συνολικού πάχους 600m, μέσα στα οποία υπάρχουν λιγνιτικά κοιτάσματα. Πρόκειται κυρίως για ιζήματα λιμναία, ηλικίας Άνω Ολιγοκαίνου (Brunn 1956, Savoyat & Λαλεχός 1972, Λέκκας 1988).



Σχήμα 2.7. Κροκαλοπαγή και ψαμμίτες του Σχηματισμού Πενταλόφου-Μετεώρων στο χωριό Σαρακήνα, Τρίκαλα.

Figure 2.7. Conglomerates and sandstone beds of Pentalofos-Meteora formation, in Sarakina village, Trikala.

- **Σειρά Πενταλόφου – Μετεώρων.** Η όλη σειρά διακρίνεται: α) στα κατώτερα κροκαλοπαγή των Μετεώρων που είναι πολύμικτα με χαρακτηριστική διασταυρούμενη στρώση και πιθανόν είναι υποθαλάσσιοι κώνοι κορημάτων, β) τα ανώτερα κροκαλοπαγή (πάνω στα οποία οικοδομήθηκαν τα μοναστήρια

των Μετεώρων) που περιλαμβάνουν και ενστροφές ψαμμιτών και μαργών. Η συνολική σειρά Πενταλόφου - Μετεώρων έχει πάχος 3000 m και είναι κυρίως θαλάσσιας φάσης με επίδραση όμως και της ποταμοχειμνάριας μεταφοράς και ιζηματογένεσης (Ori & Roveri 1987). Εμφανίζεται στο νότιο τμήμα της περιοχής ως **σχηματισμός Καναλίων** (Λέκκας 1988). Η ηλικία της είναι Ακουιτάνιο.

- **Σειρά Τσοτυλίου.** Πάνω στη σειρά των κροκαλοπαγών επικάθεται μια νέα σειρά λιμναίας φάσης με μάργες και λιγνιτικά κοιτάσματα, πάχους 600 m, και ηλικίας Άνω Ακουιτανίου- Βουρδιγαλίου (Κάτω Μειόκαινο). Στην περιοχή Καρδίτσας εμφανίζεται ως **σχηματισμός Φαναρίου** (Savoyat & Λαλεχός 1969b, Λέκκας 1988) και περιλαμβάνει κυρίως πηλίτες και ψαμμίτες, όπως και στη περιοχή Τρικάλων – Καλαμπάκας ως **σχηματισμός Τρικάλων** (Βουρδιγάλιο).



Σχήμα 2.8. Εμφάνιση του Σχηματισμού Τρικάλων στον λόφο Προφήτη Ηλία της πόλης των Τρικάλων. Διακρίνονται εναλλαγές μαργών και μαργαικών – ψαμμιτικών ασβεστολίθων.

Figure 2.8. Outcrop of Trikala Formation, at the base of Profitis Elias hill, in Trikala. The Formation is consisted of alterations of marls and marly/sandstone limestones.

- **Σειρά Όντριας.** Περιλαμβάνει από κάτω προς τα πάνω ψαμμίτες, ασβεστόλιθους, μάργες και ψαμμιτομαργαικούς ασβεστόλιθους με παρεμβολές στην ανώτερη στάθμη των λιγνιτικών στρωμάτων. Η απόθεση έγινε στο Βουρδιγάλιο, και στο Ελβέτιο (Μέσο Μειόκαινο) και είναι κυρίως θαλάσσιας φάσης με παρεμβολές και της λιμναίας, όπως φαίνεται από τα κοιτάσματα του λιγνίτη (Brunn 1956, Savoyat & Λαλεχός 1969a, Savoyat & Λαλεχός 1972).



Σχήμα 2.9. Συνθετικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μολασσικών σχηματισμών (Τροποποιημένες από Λέκκα 1988).

Figure 2.9. Composite lithostratigraphic columns of molassic formations (Modified after Lekkas 1988).



Σχήμα 2.10. Στρώματα του σχηματισμού Φαναρίου με κλίση προς Β, στο δρόμο Καρδίτσα – Μουζάκι, κοντά στο Φανάρι.

Figure 2.10. Fanari formation molassic beds, dipping north, exposed in roadcut near Fanari.

Νεογενείς Αποθέσεις

- **Σχηματισμός Πετρωτού.** Εμφανίζεται στην περιοχή Δομοκού, με πάχος <100 m, και αποτελείται από συνεκτικά κροκαλοπαγή, σε εναλλαγές με ψαμμίτες και λεπτόκοκκα ιζήματα (Caruto 1990).
- **Σχηματισμός Λεονταρίου.** Εναλλαγές ψαμμιτών με κροκαλοπαγή, με φλυσχοειδείς φάσεις σε ορισμένα σημεία. Εμφανίζεται στην περιοχή ανάμεσα στα χωριά Κέδρος και Γαβράκια, στα νότια περιθώρια της πεδιάδος (Caruto 1990).
- **Πλειόκαινο.** Οι Πλειοκαινικοί σχηματισμοί εμφανίζονται κυρίως στους Κεντρικούς Λόφους της Θεσσαλίας, στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης. Αποθέσεις του Πλειοκαίνου έχουν επίσης συναντηθεί σε γεωτρήσεις στην πεδιάδα της Δυτικής Θεσσαλίας. Αποτελούνται κυρίως από ποτάμια και λιμναία λεπτόκοκκα ιζήματα, με μεγάλη συχνότητα πλευρικών μεταβολών και εναλλαγών.
- **Τεταρτογενές.** Τα Τεταρτογενή ιζήματα αποτελούν τον κύριο όγκο των πεδιάδων Τρικάλων και Καρδίτσας. Μεγάλου πάχους (>400 m) και μεγάλης εξάπλωσης, αποτελούνται από ποταμοχειμάρριες και αλλουβιακές αποθέσεις. Στα περιθώρια της πεδιάδος της Δυτικής Θεσσαλίας και στους Κεντρικούς Λόφους συναντώνται ορισμένες αποθέσεις ερυθροστρωμάτων, που τοποθετούνται, πιθανώς, στο Α. Πλειστόκαινο (Caruto 1990).

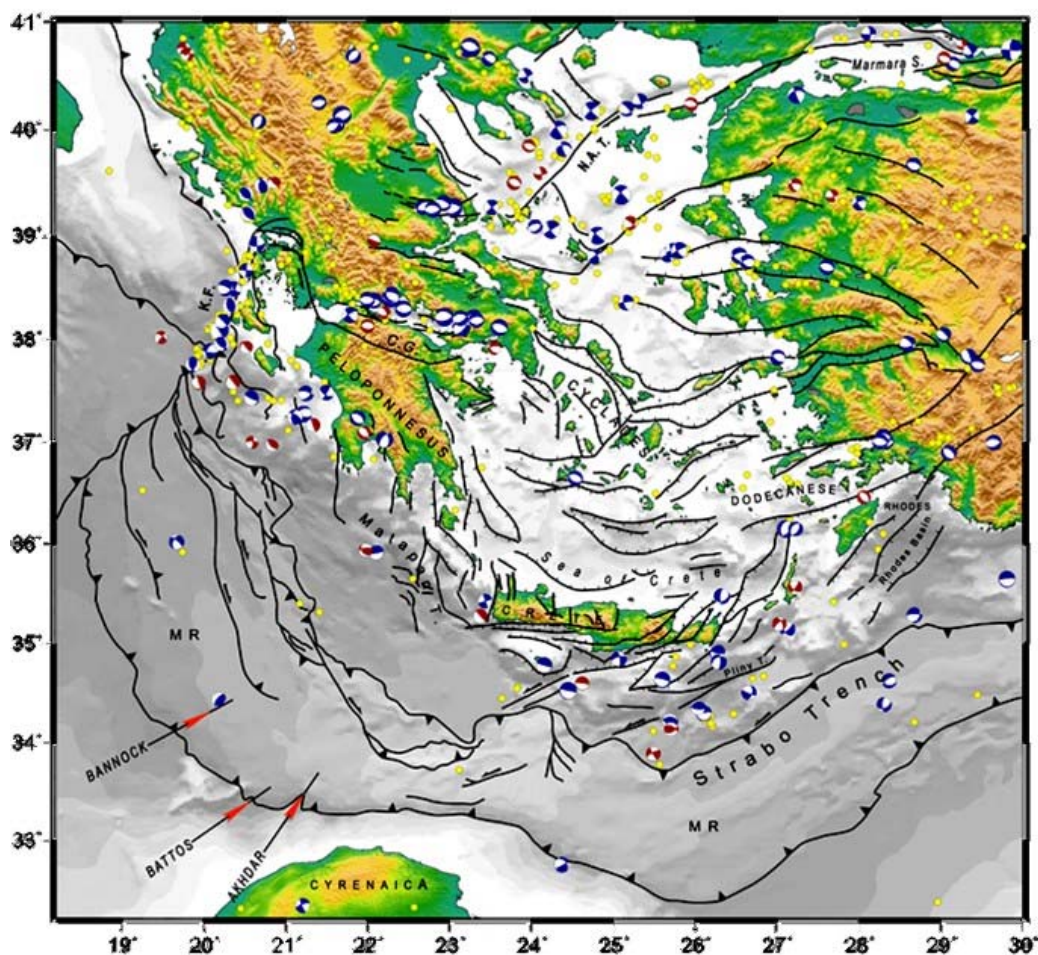


Σχήμα 2.11. Ερυθροστρώματα. Λατομεία Πετρόπορου, Τρίκαλα.
Figure 2.11. Red beds. Petroporo quarries, Trikala.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ – ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

3.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΤΟΞΟ

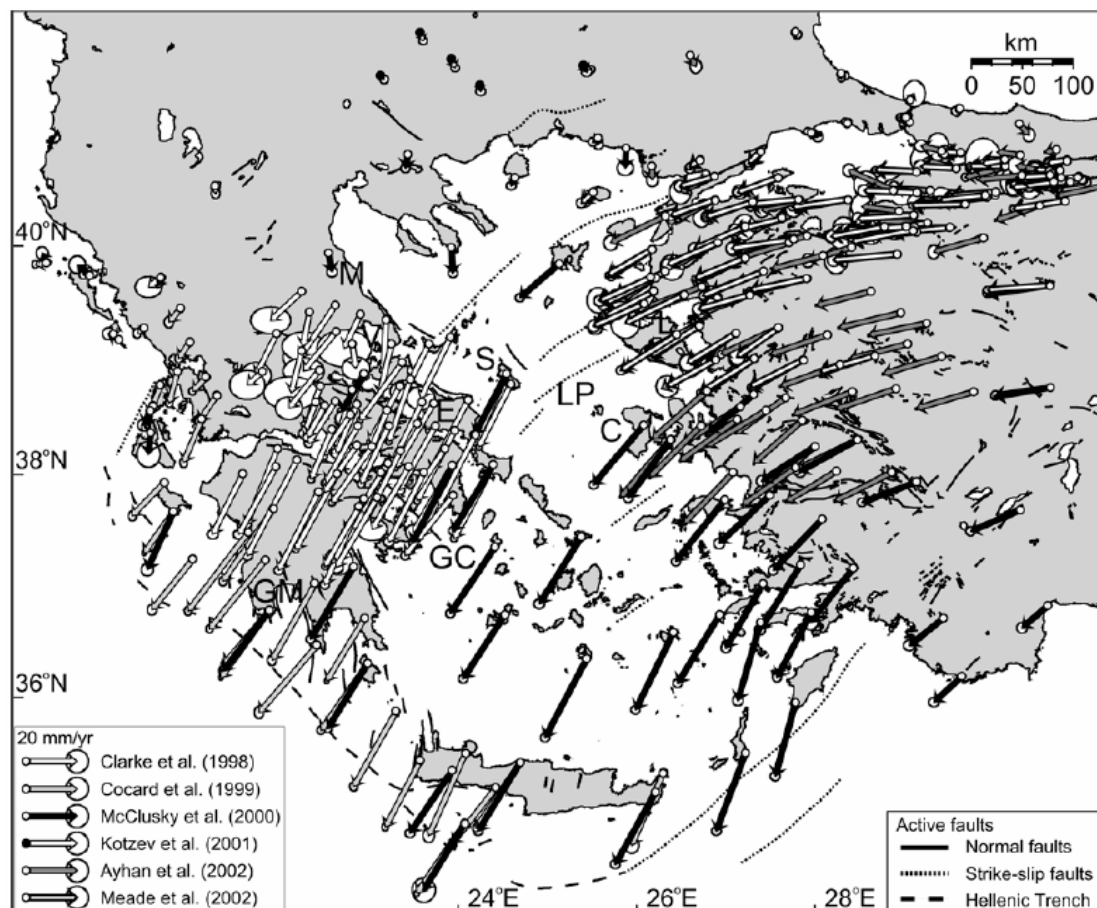
Από το Μέσο – Άνω Μειόκαινο έως σήμερα, στην περιοχή όπισθεν του Ελληνικού Τόξου (Σχήμα 3.1) επικρατεί ένα εφελκυστικό καθεστώς (Mercier 1981, Angelier et al. 1982, Mercier et al. 1987, Doutsos & Kokkalas 2001) οφειλόμενο στην μετανάστευση προς νότιοδυτικά της ζώνης καταβύθισης. Στο σημερινό τεκτονικό καθεστώς, όπως αυτό καταδεικνύεται με βάση γεωδεδετικά δεδομένα, την ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα και τις μελέτες των ενεργών ρηγμάτων, οι σημαντικότερες ενεργές δομές είναι το Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και ο Κορινθιακός Κόλπος. Το Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας εμφανίζει ρυθμό ολίσθησης (*slip rate*) 24mm year^{-1} μέσω δεξιόστροφης οριζόντιας κίνησης (McClusky et al. 2000) και είναι ενεργό εδώ και 5 έως 10 εκ. χρόνια (Barka 1992). Η προς δυσμάς συνέχισή του μέσω του Κόλπου του Σάρου και της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου έλαβε χώρα πιθανότατα μετά το Άνω Πλειόκαινο (3,5 – 5 εκ. χρ.) (Armijo et al. 1999). Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια ενεργή τεκτονική τάφρο η οποία διανοίχτηκε πριν από 1,7 – 1 εκ.χρ. (Doutsos & Piper 1990), πιθανότητα την ίδια περίοδο που η προέκταση του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας πλησίασε στον ηπειρωτικό Ελληνικό χώρο.



Σχήμα 3.1. Το Ελληνικό Τόξο με τις κύριες ενεργές τεκτονικές δομές της περιοχής του Αιγαίου (Kreemer & Chamot-Rooke 2004).

Figure 3.1. The Hellenic Arc and the main active tectonic structures of the Aegean region (Kreemer & Chamot Rooke 2004).

Το εφελκυστικό καθεστώς στην περιοχή όπισθεν του Τόξου έχει μεταβληθεί σημαντικά κατά την περίοδο αυτή. Τη σημαντικότερη μεταβολή αποτέλεσε η μετάβαση από έναν εφελκυσμό διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ για την περίοδο Μειόκαινο – Πλειστόκαινο σε έναν εφελκυσμό Β – Ν από το Μέσο Πλειστόκαινο έως σήμερα (Mercier et al. 1987).



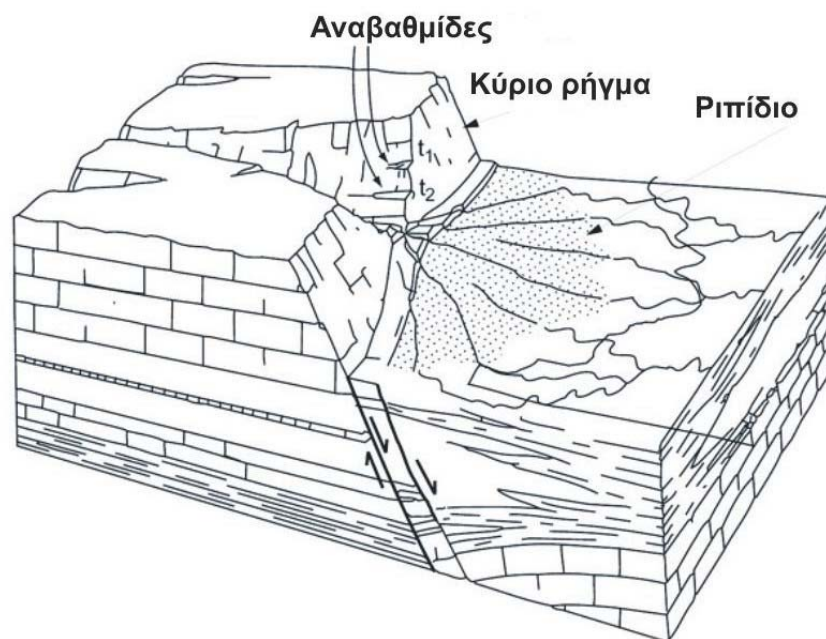
Σχήμα 3.2. Μετατόπιση σύμφωνα με σταθερή Ευρασία από μετρήσεις GPS στο χώρο του Αιγαίου (Nyst & Thatcher 2004).

Figure 3.2. GPS velocity field relative to stable Eurasia, obtained from measurements in the Aegean region (Nyst & Thatcher 2004). C, Chios; E, Evia; GC, Gulf of Corinth; GM, Gulf of Messinia; L, Lesbos; LP, Lesbos-Psara Trough; M, Magnesia; S, Skyros; V, Volos.

Προκειμένου να συμπληρωθούν τα κενά στη γνώση του σημερινού τεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή του Αιγαίου, πραγματοποιήθηκε μια πλειάδα ερευνητικών προγραμμάτων τα οποία έκανα χρήση του GPS (**Global Positioning System**) προκειμένου να μετρηθεί με ακρίβεια η παραμόρφωση του φλοιού (Billiris et al. 1991, Le Pichon et al. 1995, Davies et al. 1997, Clarke et al. 1998, Cocard et al. 1999, Briole et al. 2000, McClusky et al. 2000, Kotzev et al. 2001). Για την περιοχή μελέτης (Κεντρική – Δυτική Θεσσαλία) οι παρατηρήσεις δείχνουν έναν εφελκυσμό διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ με τιμές μετατόπισης (velocity) $13 - 19 \text{ mm year}^{-1}$ και ένα μέσο ρυθμό για την Κεντρική Ελλάδα $\sim 15 \text{ mm yr}^{-1}$, από τα οποία τουλάχιστον τα 10 mm yr^{-1} στον Κορινθιακό Κόλπο. Η πληθώρα των γεωδαιτικών δεδομένων οδήγησε σε μια σειρά από νέες προσπάθειες για την αναθεώρηση και την πιο λεπτομερή μελέτη της παραμόρφωσης στην περιοχή του Αιγαίου με τη χρήση νέων μοντέλων (Thatcher 2003, Jenny et al. 2004, Kreemer & Chamot-Rooke 2004, Kreemer et al. 2004, Flerit et al. 2004, Nyst & Thatcher 2004).

3.2. ΕΝΕΡΓΑ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

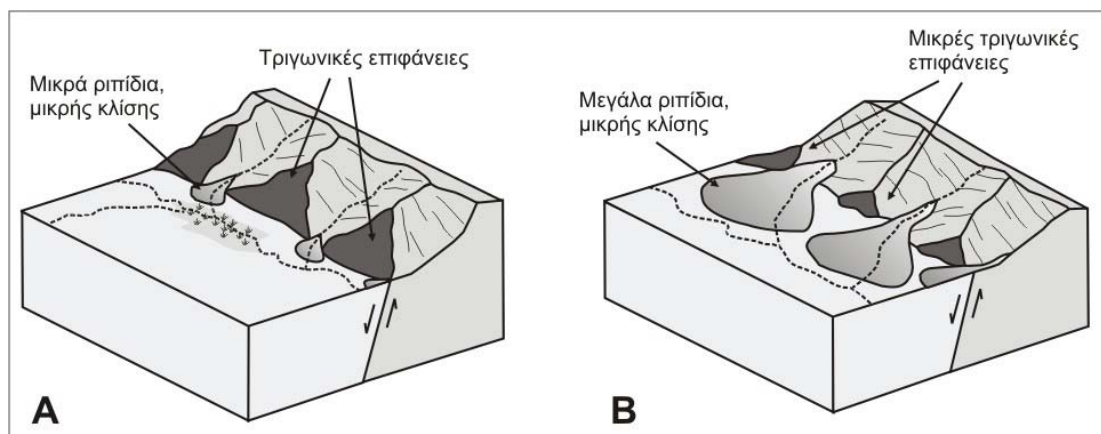
Η συντριπτική πλειοψηφία των ενεργών ρηγμάτων του ηπειρωτικού Ελληνικού χώρου αποτελείται από κανονικά – πλαγιοκανονικά ρήγματα, διεύθυνσης κυρίως Δ – Α και ΔΒΔ – ΑΝΑ, καθώς και ΒΑ – ΝΔ σε μεγάλο τμήμα της Βόρειας Ελλάδος (Angelier 1979, Mercier et al. 1987, Pavlides & Mountrakis 1987, Roberts & Jackson 1991, Caputo & Pavlides 1993, Roberts & Koukouvelas 1996). Τα νεοτεκτονικά κανονικά ρήγματα του Ελληνικού χώρου σχηματίζουν ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες αποτελούνται από επί μέρους τμήματα (**segments**) μήκους όχι μεγαλύτερο από 10-20 km (Roberts & Jackson 1991, Armijo et al. 1996, Poulimenos & Doutsos 1996, Roberts 1996, Roberts & Koukouvelas 1996, Goldsworthy et al. 2002). Η συνηθέστερη συνιστώσα ολίσθησης είναι συνήθως κανονική, σχεδόν κατακόρυφη, με εξαίρεση τα άκρα των ρηγμάτων όπου γίνεται πιο πλάγια (Roberts 1996, Roberts & Koukouvelas 1996). Καθώς η πλειοψηφία των ρηγμάτων αυτών αναπτύσσεται σε ασβεστολιθικά πετρώματα, δημιουργείται μια σειρά ιδιόμορφων ζωνών διάρρηξης στα πετρώματα αυτά, με ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, με αποτέλεσμα να ονομαστούν και ως ρήγματα 'Αιγαικού' τύπου (**Aegean-type faults**). Οι ζώνες αυτές διάρρηξης περιλαμβάνουν μια ιδιαίτερη ζωνώδη ανάπτυξη και περιλαμβάνουν εντυπωσιακές ρηξιγενείς επιφάνειες με παράλληλη δημιουργία συνοδών ζωνών διακλάσεων και τεκτονικών λατυποπαγών - breccia (Vita-Finzi & King, 1985, Hancock & Barka 1987, Stewart & Hancock 1988 & 1990, Jackson & McKenzie 1999). Οι ρηξιγενείς ζώνες αυτές που αναπτύσσονται σε ασβεστολιθικά πετρώματα αποτελούν και τις πιο ανεπτυγμένες και εύκολα αναγνωρίσιμες, σε αντίθεση με αυτές που αναπτύσσονται σε χαλαρά Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα ή σε σχηματισμούς όπως ο φλύσχος.



Σχήμα 3.3. Μορφολογία που δημιουργείται από ένα ενεργό κανονικό ρήγμα (Τροποποιημένο από Keller & Pinter 2002).

Figure 3.3. Landforms associated with an active normal fault (modified after Keller & Pinter 2002).

Τα ενεργά κανονικά ρήγματα δημιουργούν μια χαρακτηριστική μορφολογία, η οποία περιλαμβάνει ρηξιγενή πρηνή, τριγωνικές επιφάνειες (triangular facets), αλλουβιακά ριπίδια κατά μήκος του ρήγματος, αναβαθμίδες και διαβρωσιγενείς μορφές στο ανυψωμένο τέμαχος, κάμψη και μεταβολή των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου κ.α. (Σχήμα 3.3 και 3.4).



Σχήμα 3.4. Μορφολογία κανονικών ρηγμάτων υψηλού ρυθμού ολίσθησης (A) και χαμηλού ρυθμού ολίσθησης (B) (Τροποποιημένο από Keller & Pinter 2002).

Figure 3.4. Morphology of rapidly deforming (A) and slowly deforming (B) normal faults (modified after Keller & Pinter 2002).

3.3. ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Ένα σημαντικό γνώρισμα των ενεργών ρηγμάτων είναι ο διαχωρισμός τους σε τμήματα (**fault segments**) τα οποία δραστηριοποιούνται μεμονωμένα ή σε συνδυασμό μεταξύ τους. Καθώς το αντικείμενο της παρούσας μελέτης είναι η έρευνα των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής της Δυτικής Θεσσαλίας και η σεισμική επικινδυνότητα που αυτά παρουσιάζουν, γίνεται μια εκτενής αναφορά στην τμηματοποίηση των ρηγμάτων (**fault segmentation**) η οποία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη σεισμική συμπεριφορά των ρηγμάτων.

Τα περισσότερα μεγάλα ενεργά ρήγματα έχουν εμφανίσει ιστορικές σεισμικές διαρρήξεις σε ισχυρούς σεισμούς που καλύπτουν μόνο ένα τμήμα του συνολικού μήκους τους. Οι επιφανειακές διαρρήξεις συνήθως τερματίζονταν σε γεωμετρικές ή δομικές αλλαγές κατά μήκος των ρηγμάτων, κάτι που οδήγησε τους πρώτους ερευνητές (Allen 1968) να υποθέσουν ότι τα ρήγματα διαχωρίζονται σε επί μέρους τμήματα. Επομένως, σύμφωνα με την υπόθεση αυτή, η σεισμική διάρρηξη σε μια ρηξιγενή ζώνη περιορίζεται στο συγκεκριμένο τμήμα του ρήγματος στο οποίο ξεκίνησε. Μεταγενέστερες έρευνες, και κάτω από το πρίσμα του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού (**characteristic earthquake** – Schwartz & Coppersmith 1984), έδειξαν ότι αφού η διάρρηξη περιορίζεται σε ένα συγκεκριμένο τμήμα γνωστού μήκους, τότε θα μπορούσε να προβλεφθεί το μέγεθος του σεισμού που είναι ικανό ένα ρήγμα να δώσει, όταν είναι γνωστές οι διαστάσεις του. Η διαπίστωση αυτή έδωσε νέες προοπτικές στην έρευνα για τη σεισμική επικινδυνότητα (Schwartz & Coppersmith 1986).

Ο όρος ‘τμήμα’ (segment) πρωταρχικά βασίστηκε στις παρατηρήσεις ιστορικών σεισμικών διαρρήξεων, όπως του 1857 και 1906, του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Σε αντίθεση, τα περισσότερα τμήματα που προσδιορίστηκαν μεταγενέστερα βασίζονταν σε καθαρά γεωλογικά ή δομικά κριτήρια, με την υπόθεση ότι θα παρουσιάσουν παρόμοια συμπεριφορά και σε περίπτωση σεισμικής διάρρηξης. Η σύγχυση και η ποικιλία στον καθορισμό των τμημάτων οφείλεται στο ότι τα ρήματα είναι γεωμετρικά και μηχανικά τμηματοποιημένα σε μια πλειάδα κλιμάκων (Schwartz & Sibson 1989). Τα τμήματα μπορεί να αντιπροσωπεύουν την επαναλαμβανόμενη

σεισμική διάρρηξη κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος σε ένα μεγάλο ρήγμα και να έχουν μήκος μερικές δεκάδες ή εκατοντάδες χιλιόμετρα, μπορεί να αντιπροσωπεύουν κομμάτι μιας διάρρηξης σχετιζόμενης με ένα μεμονωμένο γεγονός διάρρηξης με μήκος μερικά μόνο χιλιόμετρα ή, τέλος, να αποτελούν τοπικές ανομοιογένειες κατά μήκος της επιφάνειας ενός ρήγματος και να έχουν μήκος μερικές δεκάδες ή εκατοντάδες μέτρα (Schwartz & Coppersmith 1989, McCalpin 1996).

Κατηγορίες τμημάτων

Τμήματα ρηγμάτων τα οποία έχουν παρουσιάσει επιφανειακές σεισμικές διαρρήξεις δύο ή περισσότερες φορές μπορούν να οριστούν ως σεισμικά τμήμα (**earthquake segments**) (dePolo et al. 1989, 1991). Τα στοιχεία για τον ορισμό τους ως σεισμικά τμήματα μπορεί να προέρχονται είτε από ιστορικές αναφορές διαρρήξεων (Σχήμα 3.6) είτε από παλαιοσεισμολογικές μελέτες που δείχνουν ότι πολλαπλές προϊστορικές διαρρήξεις είναι περιορισμένες στο συγκεκριμένο τμήμα (Machette et al. 1992, McCalpin 1996).

Απουσία των παραπάνω δεδομένων, που είναι η συνήθης περίπτωση, οδηγεί στην χρήση μιας ποικιλίας στατικών γεωμετρικών ή γεωλογικών κριτηρίων για τον διαχωρισμό του ρήγματος σε τμήματα (Πίνακας 3.1). Στην περίπτωση αυτή θα πρέπει να αναφέρεται τι τύπο τμήματος αποτελεί και με ποίον τρόπο έγινε ο διαχωρισμός αυτός. Για καθαρά περιγραφικούς σκοπούς, οι Machette και McCalpin προτείνουν (McCalpin 1996, σελ. 470) τη χρήση του όρου **fault section** αντί του **fault segment**.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1. Τύποι τμημάτων ρηγμάτων και κριτήρια ορισμού τους (τροποποιημένο από McCalpin 1996).

TABLE 3.1. Types of fault segments and characteristics used to define them (modified after McCalpin 1996).

Τύπος τμήματος	Κριτήρια ορισμού
Σεισμικό – Earthquake	Όρια ιστορικών διαρρήξεων 1) Όρια προϊστορικών διαρρήξεων ορισμένα από χρονολογημένους παλαιοσεισμούς
Συμπεριφοράς – Behavioral	2) Τμήματα ορισμένα από αλλαγές ρυθμού ολίσθησης, ρυθμό επανάληψης, τύπο μετατόπισης, πολυπλοκότητα δομής ρήγματος, ερπυσμό.
Δομικό – Structural	Τμήματα περιορισμένα από διακλαδώσεις ρηγμάτων ή διαστάυρωση με άλλα ρήγματα / πτυχές. 1) Περιορισμένο από Τεταρτογενείς λεκάνες ή ηφαιστειακά πεδία
Γεωλογικό – Geologic	2) Περιορισμό σε συγκεκριμένο υπόβαθρο 3) Περιορισμένο από γεωφυσικές ανωμαλίες 4) Γεωμορφολογικοί δείκτες
Γεωμετρικό – Geometric	Τμήματα ορισμένα από αλλαγές στον προσανατολισμό του ρήγματος, επικαλύψεις, διαχωρισμούς ή κενά στη ρηγμάτωση

Ταξινόμηση σύμφωνα με τους dePolo et al. 1989 & 1991 και Knuepfer 1989.

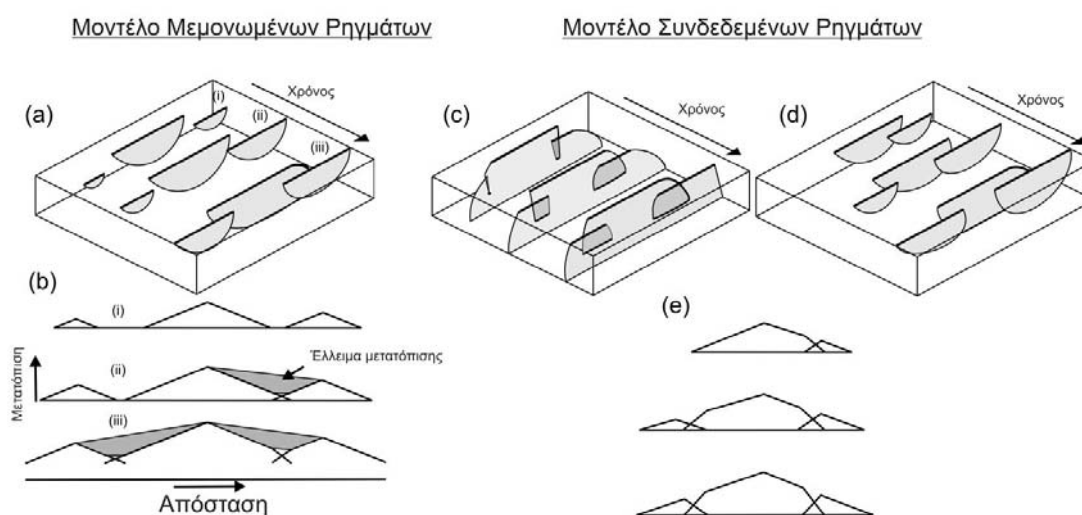
Όρια Τμημάτων

Το όριο ενός τμήματος (segment boundary) ορίζεται ως το κομμάτι ενός ρήγματος όπου τουλάχιστον δυο (κατά προτίμηση διαδοχικές) ρηξιγενείς ζώνες τερματίζουν (Wheeler 1989). Τα όρια τμημάτων αποτελούν περιοχές περίπλοκης δομής και μπορεί να παρουσιάζουν σημαντικές διαστάσεις, έως και 20 – 40 % του μήκους των παράπλευρων τμημάτων (McCalpin 1996). Υπάρχουν πολυάριθμοι τύποι και χαρακτηριστικά των ορίων τμημάτων, η λεπτόμερης παρουσίαση των οποίων δεν είναι σκόπιμη στην παρούσα μελέτη (Schwartz & Coppersmith 1984, Knuepfer 1989, Wheeler 1989, Machette et al. 1991 & 1992).

Συμπεριφορά – Ανάπτυξη Τμημάτων

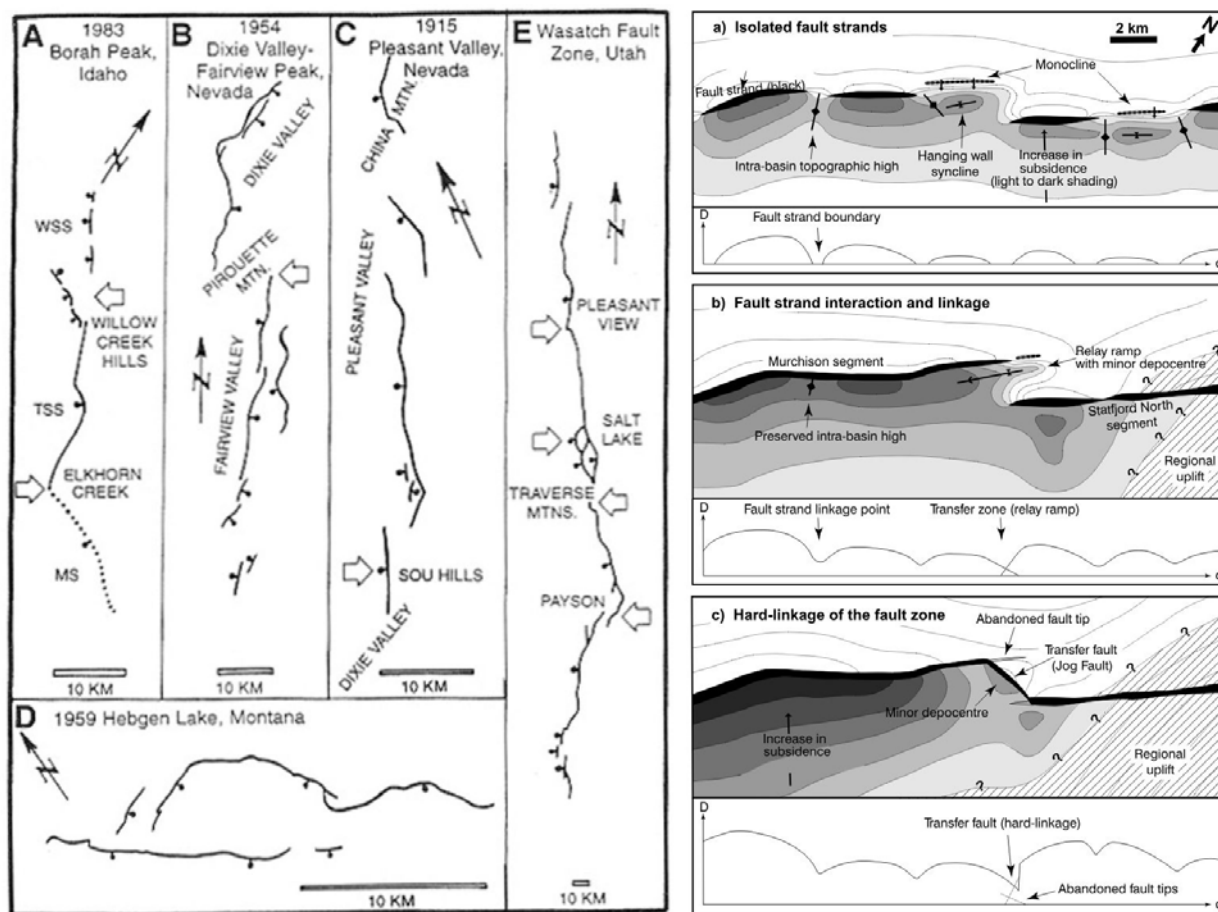
Σύμφωνα με τη θεωρία της τμηματοποίησης των ρηγμάτων, εάν αυτή είναι σωστή, θα έπρεπε οι ιστορικές σεισμικές διαρρήξεις να περιορίζονται σε μεμονωμένα τμήματα, τα οποία είναι αναγνωρίσιμα με βάση γεωλογικά ή γεωμετρικά κριτήρια. Σε αντίθεση, παρατηρήσεις από την περιοχή Basin & Range των ΗΠΑ (dePolo et al. 1989 & 1991, Slemmons 1995) αλλά και από τον υπόλοιπο κόσμο, έδειξαν ότι όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M > 7$ διέρρηξαν πολλαπλά γεωμετρικά ή γεωλογικά τμήματα. Το αποτέλεσμα είναι ότι τα γεωμετρικά ή γεωλογικά τμήματα δεν αποτελούν πάντοτε σεισμικά τμήματα, ιδιαίτερα στις περιοχές κανονικών ρηγμάτων (dePolo et al. 1991).

Επομένως, η συμπεριφορά των τμημάτων κατά τη διάρκεια σεισμικών γεγονότων αποτελεί μια περίπλοκη διαδικασία, η οποία δεν είναι ακόμη πλήρως γνωστή (Crone & Haller 1991, McCalpin 1996, Schlische & Anders 1996).



Σχήμα 3.5. Μοντέλα σχηματισμού συστοιχιών τμηματοποιημένων ρηγμάτων (Walsh et al. 2003).

Figure 3.5. Models of formation of segmented fault arrays (Walsh et al. 2003).



Σχήμα 3.6. Αριστερά: Επιφανειακές ιστορικές διαρρήξεις κανονικών ρηγμάτων στο Basin & Range των ΗΠΑ. Τα βέλη σημειώνουν τα όρια των τμημάτων (Wheeler 1989). Δεξιά: Τρία στάδια της εξέλιξης μιας ρηξιγενούς ζώνης κανονικών ρηγμάτων, με αλληλεπίδραση και συνένωση των τμημάτων. Οι σκούροι τόνοι δείχνουν αυξημένη καταβύθιση (Young et al. 2001). **Figure 3.6.** Left: Historical normal fault ruptures in Basin & Range, USA. Arrows indicate persistent segment boundaries (Wheeler 1989). Right: Three main stages in the evolution of a normal-fault zone, showing interaction and linkage of separate fault segments. Dark gray tones indicate increased subsidence (Young et al. 2001).

	1	2A	2B	3
Κάθετη άποψη				
Άποψη από το Κ.Τ. προς το ρήγμα				
Κλίση κατερχόμενου τεμάχους				
Τοπογραφική τομή ανερχόμενου τμήματος				
Συνολική μετατόπιση				
Πάχος στρωμάτων Κ.Τ.				
Τομή				

Σχήμα 3.7 (προηγούμενη σελίδα). Χαρακτηριστικά που σχετίζονται με τέσσερις περιπτώσεις επεκτεινόμενων τμημάτων με επικάλυψη. Στην πρώτη σειρά απεικονίζονται οι ισοϋψείς του πάχους των ιζημάτων στο κατερχόμενο τέμαχος (Τροποποιημένο από Anders & Schlische 1994).

Figure 3.7 (previous page). Features associated with four cases of overlapping, propagating normal faults. Top row shows contours of the basement-sediment interface of the hanging wall (Modified after Anders & Schlische 1994).

4. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ

4.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα Ψηφιακά Μοντέλα Αναγλύφου (**DEM** – Digital Elevation Models) έχουν χρησιμοποιηθεί σε μεγάλο βαθμό τα τελευταία χρόνια, με σκοπό την παρατήρηση και χαρτογράφηση μορφολογικών και τεκτονικών δομών και την χωρική τους κατανομή (Murphy 1993, Wdowinski & Zilberman, 1997, Goldsworthy & Jackson 2000, Le Gall et al. 2000, Ganas et al. 2001a, Michetti et al. 2001, Goldsworthy et al. 2002, Jordan 2003, Hooper et al. 2003, Ganas et al. 2005). Μεγάλος αριθμός μελετών έδειξε τη σχέση που υπάρχει μεταξύ της μορφολογίας και της παραμόρφωσης του φλοιού:

- Τα υψομετρικά δεδομένα αποτελούν βασικό στοιχείο στην μοντελοποίηση της ανάπτυξης των ρηγμάτων και την τμηματοποίηση τους (**fault segmentation**).
- Στην κεντρική Ελλάδα (Leeder & Jackson 1993, Armijo et al. 1996, Ganas 1997, Roberts & Ganas, 2000, Ganas et al. 2004) και σε άλλες ταφρογενείς περιοχές όπως το Basin and Range (Jackson & Leeder 1994), τα πρηνή των κανονικών ρηγμάτων τοποθετούνται στη βάση των ορεινών μετώπων.
- Στο εσωτερικό των ταφρογενών περιοχών, η τοπογραφία μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική της μετατόπισης των ρηγμάτων (Roberts & Ganas 2000).
- Συστηματικές μεταβολές του άλματος των ρηγμάτων συσχετίζονται με τοπογραφικές μεταβολές στο ανερχόμενο τέμαχος (Roberts et al. 2002).

Τα παραπάνω παρέχουν τους απαραίτητους περιορισμούς για την τεκτονική ερμηνεία των DEM.

4.2. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΟΥ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ

Η ολοένα και αυξανόμενη χρήση των Η/Υ στην γεωλογική έρευνα και η αλματώδης ανάπτυξη των υπολογιστικών δυνατοτήτων έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη μιας μεγάλης ποικιλίας μεθοδολογιών κατασκευής των ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου. Αυτές περιλαμβάνουν κυρίως την ψηφιοποίηση τοπογραφικών χαρτών, την απ'ευθείας συλλογή υψομετρικών δεδομένων από αερομεταφερόμενους και δορυφορικούς δέκτες (RadarSat, SLAR, SRTM, LIDAR κ.α) αλλά και μεθόδους αυτόματης εξαγωγής των DEM από στερεοσκοπικά ζεύγη αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων (π.χ. SPOT).

Για την κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της παρούσης μελέτης έγινε ψηφιοποίηση σε Η/Υ 12 τοπογραφικών χαρτών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:50.000. Χρησιμοποιήθηκαν τα φύλλα 'ΑΓΡΑΦΑ', 'ΔΟΜΟΚΟΣ', 'ΚΑΛΑΜΠΑΚΑ', 'ΚΑΡΔΙΤΣΑ', 'ΛΑΡΙΣΑ', 'ΛΕΟΝΤΑΡΙΟΝ', 'ΜΟΥΖΑΚΙΟΝ', 'ΣΟΦΑΔΕΣ', 'ΤΡΙΚΑΛΑ', 'ΦΑΡΚΑΔΟΝΑ', 'ΦΑΡΣΑΛΑ' και 'ΦΟΥΡΝΑ'. Κάθε φύλλο χάρτη έχει διαστάσεις 15'x15' και ισοδιάσταση ισοϋψών 20 m, με βοηθητικές ισοϋψείς των 10 m σε πεδινά τμήματα. Πραγματοποιήθηκε γεωαναφορά (**georeference**) των χαρτών στο προβολικό σύστημα European Datum 1950 και στη συνέχεια μετατροπή των συντεταγμένων στο προβολικό σύστημα WGS84. Το υπόμνημα των χαρτών αναφέρει ακρίβεια στο υψόμετρο της τάξης των 5m για την κλίμακα 1:50.000. Τα υψομετρικά δεδομένα συμπληρώθηκαν με την προσθήκη ενός δεύτερου DEM, το οποίο εξάχθηκε από τα ψηφιακά δεδομένα της αποστολής **Shuttle Radar Topography Mission** της NASA, με μέγεθος εικονοστοιχείου (pixel) 90 m και ακρίβειας 6m στο υψόμετρο. Η προμήθεια των δεδομένων SRTM έγινε από το Κέντρο EROS της Αμερικάνικης Γεωλογικής Υπηρεσίας (EROS Data Center, USGS, Sioux Falls, Denver US). Αν και τα δεδομένα του SRTM παρουσιάζουν κενά σε απότομες μορφολογικές περιοχές και μεγάλη διασπορά της ακρίβειας σε υδάτινους όγκους και πεδινά τμήματα, η προσθήκη τους βελτίωσε την ποιότητα του ψηφιακού

μοντέλου αναγλύφου στο ορεινό τμήμα της Πίνδου και ενίσχυσε την απεικονιστική δυνατότητα στα χαμηλά υψώματα της Θεσσαλικής πεδιάδας.

Το τελικό ψηφιακό μοντέλο που προέκυψε από τις παραπάνω διεργασίες αποτελεί μια αρκετά ρεαλιστική απεικόνιση της τοπογραφίας της Δυτικής Θεσσαλίας. Η πλειοψηφία των μορφολογικών χαρακτηριστικών της περιοχής είναι εμφανή, ενώ υπάρχει και αρκετά καλή συσχέτιση του υδρογραφικού δικτύου με τη μορφολογία.

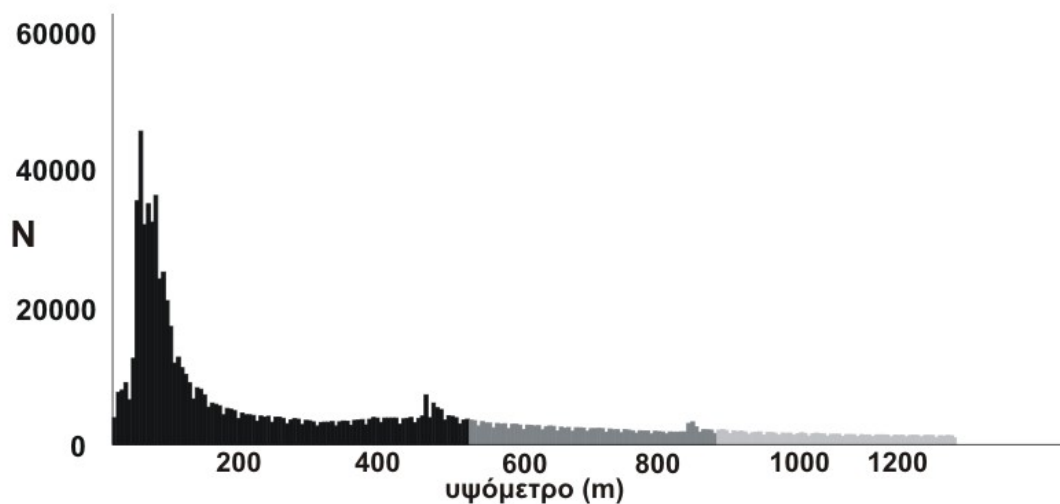
Ορισμένα μειονεκτήματα που παρουσιάζονται είναι η σχεδόν επίπεδη απεικόνιση του πεδινού κεντρικού τμήματος, καθώς η διακριτική ανάλυση του τελικού DEM δεν επιτρέπει την απεικόνιση υψομετρικών μεταβολών της τάξης των 1-2 m, και η απεικόνιση μιας σχεδόν κατακόρυφης μορφολογίας σε ορισμένα ορεινά απόκρημνα τμήματα, λόγω της μη δυνατότητας ακριβούς ψηφιοποίησης των ισούψων στα τμήματα αυτά (για παράδειγμα, ορισμένα τμήματα της ανατολικής πλαγιάς του Κόζιακα και το βόρειο πρηνές του φαραγγιού της Πύλης).

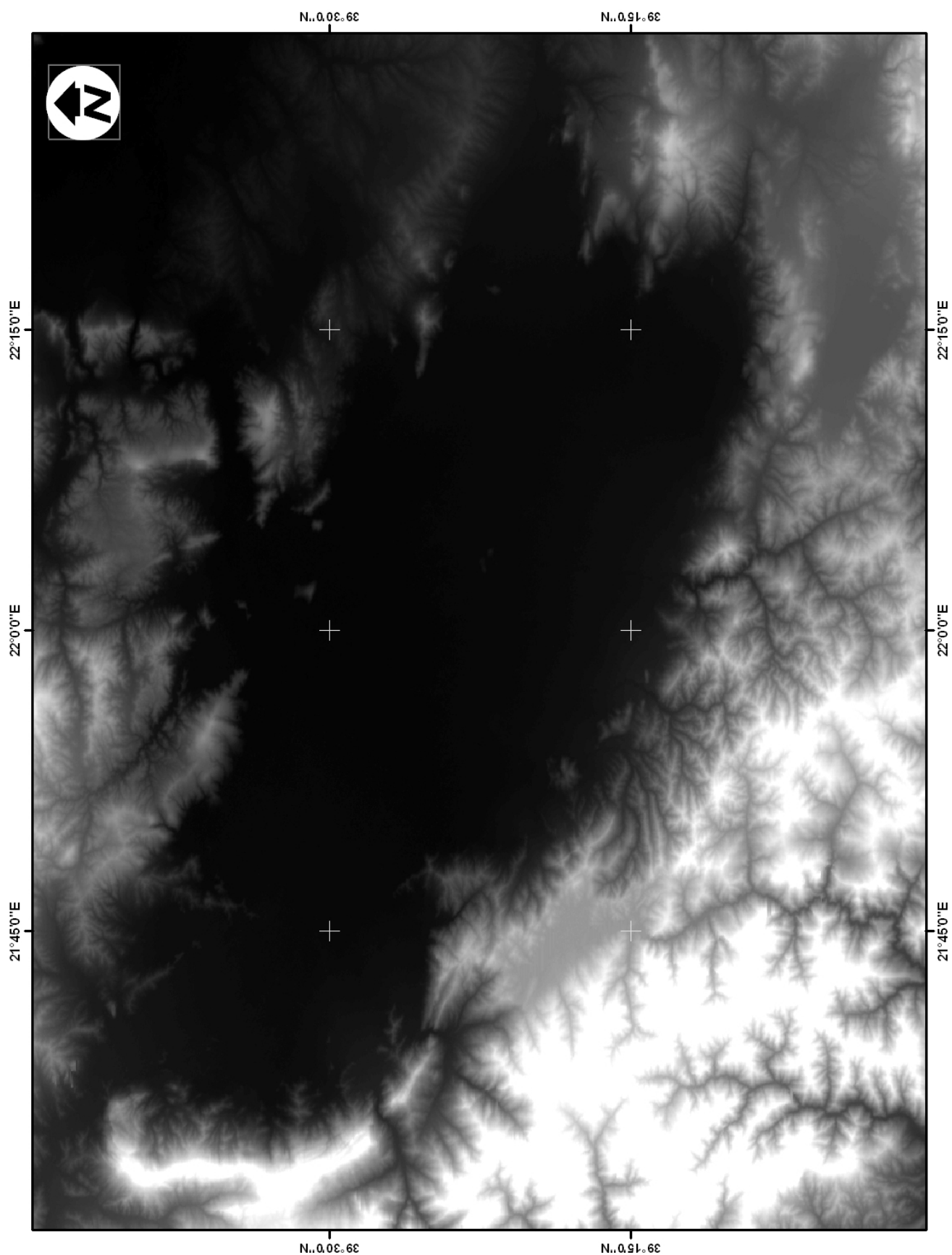
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1. Στατιστικά στοιχεία του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου.

Το μέγεθος του αρχείου είναι 1201 στήλες (X) με 901 σειρές (Y). Το βάθος δεδομένων (Pixel depth) είναι 16bit (unsigned).

COUNT	MEAN	SIZE	CLASSES	ST.DEV	MIN	MAX
1082101	446m	0.00083°	0	414m	57m	2169m

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2. Ιστόγραμμα του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου.





Σχήμα 4.1 (προηγούμενη σελίδα). Το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου της περιοχής μελέτης. Η διαβαθμισμένη απεικόνιση του αναγλύφου είναι σε κλίμακα του γκρι, με πιο σκούρους τόνους στα πεδινά τμήματα και πιο ανοικτούς τόνους στα ορεινά.

Figure 4.1 (previous page). The Digital Elevation Model of this study. Elevation is displayed in grayscale. High elevations are shown as bright pixels, while low elevations as dark.

4.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΑΚΡΙΒΕΙΑΣ

Η κατακόρυφη υψομετρική ακρίβεια του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου εκτιμήθηκε με βάση 60 διαφορετικά σημεία ελέγχου (5 για κάθε τοπογραφικό φύλλο κλίμακας 1:50.000), βασισμένα στο Εθνικό Δίκτυο Τριγωνισμού της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) των υψομέτρων υπολογίστηκε σε **12,45 m**.

Τύπος υπολογισμού μέσου τετραγωνικού σφάλματος:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum z_i^2}{n}}$$
, όπου $z_i = z_{dem} - z_{map}$ (z_{dem} το υψόμετρο του σημείου παρατήρησης και z_{map} το αντίστοιχο στο χάρτη) και n ο συνολικός αριθμός των σημείων ελέγχου (60)

Η ακρίβεια του DEM θεωρείται ικανοποιητική για την μελέτη της περιοχής. Το μέσο υψόμετρο είναι περίπου 400-450 m, ενώ αρκετές κορυφές στο ορεινό τμήμα της οροσειράς της Πίνδου ξεπερνούν τα 2000 m υψόμετρο, επομένως το σφάλμα αποτελεί το 2% της μορφολογίας. Ορισμένοι λόγοι στους οποίους πιθανώς να οφείλεται το σφάλμα είναι (Ganas 1997):

- Η σοβαρότερη πηγή του σφάλματος πιθανώς είναι οι διαφορές στις συντεταγμένες μεταξύ των διαφορετικών προβολικών συστημάτων που χρησιμοποιήθηκαν. Τα σημεία ελέγχου προέρχονται από τους τοπογραφικούς χάρτες της Γ.Υ.Σ. που χρησιμοποιούν το προβολικό σύστημα European Datum 1950, ενώ τα δεδομένα SRTM της NASA, καθώς και το τελικό ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, χρησιμοποιούν το σύστημα World Geodetic System 1984 (WGS84).
- Το απότομο ανάγλυφο στις ορεινές περιοχές. Η κλίμακα των τοπογραφικών χαρτών είναι αρκετά μικρή για την απεικόνιση απότομων και υψηλών πλαγιών, με αρκετό σφάλμα στην τοποθέτηση του σημείου ελέγχου. Επίσης, τα σημεία ελέγχου που χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση του σφάλματος είναι σχετικά λίγα για μια τέτοιας έκτασης περιοχή, με σημαντικούς ορεινούς όγκους.
- Η ελλιπής κάλυψη του πεδινού τμήματος, λόγω της ισοδιάστασης (10-20 m) των τοπογραφικών χαρτών της Γ.Υ.Σ., καθώς και η μεγάλη διασπορά των τιμών των δεδομένων SRTM στο ίδιο τμήμα.
- Ένα απροσδιόριστο ποσοστό σφάλματος εισάγεται στον υπολογισμό του αναγλύφου λόγω του μεγέθους εικονοστοιχείου του DEM (30X30 m), το οποίο έχει ως αποτέλεσμα μια εξομάλυνση των υψομετρικών τιμών.

Υπολογισμός ακρίβειας του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της Δυτικής Θεσσαλίας

Μέσο Τετραγωνικό Σφάλμα 12,45 m

Σημείο ελέγχου	Φύλλο	DEM (m)	1:50.000 (m)	Σφάλμα (m)	Σημείο ελέγχου	Φύλλο	DEM (m)	1:50.000 (m)	Σφάλμα (m)
Παλιοσαμαρίνα	Τρίκαλα	704	716	12	Πετρωτό	Σοφάδες	258	275	17
Δραγάσια	Τρίκαλα	660	676	16	Καππαδοκικό	Σοφάδες	122	125	3
Γλεπή	Τρίκαλα	874	884	10	Φυλλήιον Όρος	Σοφάδες	289	297	8
Ορφανός	Τρίκαλα	619	630	11	Κοσκινάς	Σοφάδες	89	93	4
Μοναχή Οξυά	Τρίκαλα	1105	1115	10	Λάιου Μνήμα	Σοφάδες	155	160	5
Στέρνα	Καλαμπάκα	767	781	14	Γρίβας	Φάρσαλα	516	521	5
Κακκοράχη	Καλαμπάκα	1788	1817	29	Μαυρόπετρες	Φάρσαλα	212	224	12
Καψάλα	Καλαμπάκα	277	289	12	Άνω Αμπέλια	Φάρσαλα	282	285	3
Ουρανός	Καλαμπάκα	443	459	16	Καλόγηρος	Φάρσαλα	294	303	9
Πέτρα	Καλαμπάκα	391	400	9	Αετόλοφος	Φάρσαλα	253	263	10
Τιπάνιον	Φαρκαδώνα	313	327	14	Γέρω Βασίλη	Άγραφα	976	989	13
Χονδρή Ράχη	Φαρκαδώνα	292	307	15	Γερακοβούνι	Άγραφα	347	361	14
Καλλιθέα	Φαρκαδώνα	362	367	5	Τσαγκαβέλα	Άγραφα	832	847	15
Αγία Παρασκευή	Φαρκαδώνα	686	690	4	Μαυρορράχη	Άγραφα	1412	1408	-4
Ακαμάτης	Φαρκαδώνα	442	450	8	Καπροβούνι	Άγραφα	1430	1445	15
Κλαδάρες	Λάρισα	487	504	17	Αφωρισμένη	Φουρνά	1786	1810	24
Μάνδρες	Λάρισα	175	176	1	Πύργος	Φουρνά	1088	1101	13
Πάτωμα	Λάρισα	278	293	15	Τούρλα	Φουρνά	1797	1827	30
Πρόχωμα	Λάρισα	71	76	5	Φίτρα	Φουρνά	1215	1225	10
Αλεπότρυπα	Λάρισα	145	147	2	Άνεμος	Φουρνά	1066	1079	13
Γράβος	Μουζάκι	1280	1297	17	Καναράδες	Λεοντάρι	793	810	17
Ίταμος	Μουζάκι	1110	1132	22	Κρανόρραχη	Λεοντάρι	572	584	12
Παλαιομονάστηρον	Μουζάκι	361	374	13	Πλατειά Ράχη	Λεοντάρι	648	657	9
Αγκώνας	Μουζάκι	1796	1805	9	Γραμματικό	Λεοντάρι	112	118	6
Καστανιά	Μουζάκι	1253	1268	15	Ομπρέλλα	Λεοντάρι	695	704	9
Τσάμπουρο	Καρδίτσα	600	609	9	Ριζόρραχη	Δομοκός	617	621	4
Σαλιάγα	Καρδίτσα	337	345	8	Κυδώνιο	Δομοκός	525	533	8
Κοκκοριάκος	Καρδίτσα	1002	1010	8	Βούβαλος	Δομοκός	1092	1102	10
Προάστιο	Καρδίτσα	94	101	7	Οχυρό	Δομοκός	792	799	7
Μητρόπολις	Καρδίτσα	135	140	5	Γόλινες	Δομοκός	677	687	10

RMSE = 12.454584

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.3 (προηγούμενη σελίδα). Υπολογισμός ακρίβειας του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της Δυτικής Θεσσαλίας, με βάση σημεία ελέγχου από Εθνικό Δίκτυο Τριγωνισμού της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) υπολογίζεται σε 12,45 m.

TABLE 4.3 (previous page). Western Thessaly Digital Elevation Model accuracy assessment, using checkpoints derived from the National Triangulation Network of the Hellenic Army Geographic Service. Root Mean Square Error of elevations of all checkpoints is 12,45 m.

4.4. ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ

Το τελικό DEM, που προέκυψε από την παραπάνω διαδικασία, μας προσφέρει τη δυνατότητα ποιοτικής αλλά και ποσοτικής ανάλυσης των μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης. Άλλωστε, η μορφολογία και το ανάγλυφο που δημιουργείται από τα νεοτεκτονικά και ενεργά ρήγματα αποτελεί ένα από τα χαρακτηριστικά που χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση και αποτύπωσή τους (Leeder & Jackson 1993, Ganas 1997, Goldsworthy & Jackson 2000, Ganas et al. 2001b, Audin et al. 2003, Ganas et al. 2005).

Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιήθηκε η παρακάτω μεθοδολογία:

- Δημιουργία και ερμηνεία του χάρτη κατανομής κλίσεων αναγλύφου (**slope map**)
- Δημιουργία τομών μορφολογικών κλίσεων
- Εξαγωγή χάρτη σκιασμένου αναγλύφου (**shaded relief map**) από το DEM
- Δημιουργία μορφολογικών τομών κάθετα και παράλληλα στις ρηξιγενείς ζώνες
- Χρησιμοποίηση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου ως υπόβαθρο για τη δημιουργία τρισδιάστατων απεικονίσεων με την δορυφορική εικόνα LANDSAT, αλλά και αεροφωτογραφιών της Γ.Υ.Σ.

Για τη δημιουργία του χάρτη μορφολογικών κλίσεων χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος που περιέχεται στο εργαλείο Spatial Analyst του ArcMap. Πιο συγκεκριμένα, ο πλήρης λογαριθμός που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της κλίσης είναι ο:

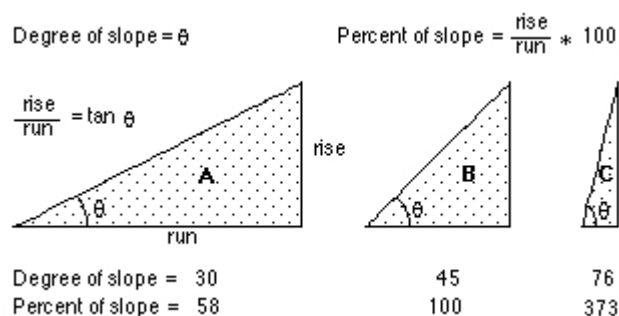
$$\text{rise_run} = \text{SQRT}(\text{SQR}(\text{dz}/\text{dx}) + \text{SQR}(\text{dz}/\text{dy}))$$

$$\text{degree_slope} = \text{ATAN}(\text{rise_run}) * 57.29578$$

$$(\text{dz}/\text{dx}) = ((a + 2d + g) - (c + 2f + i)) / (8 * x_mesh_spacing)$$

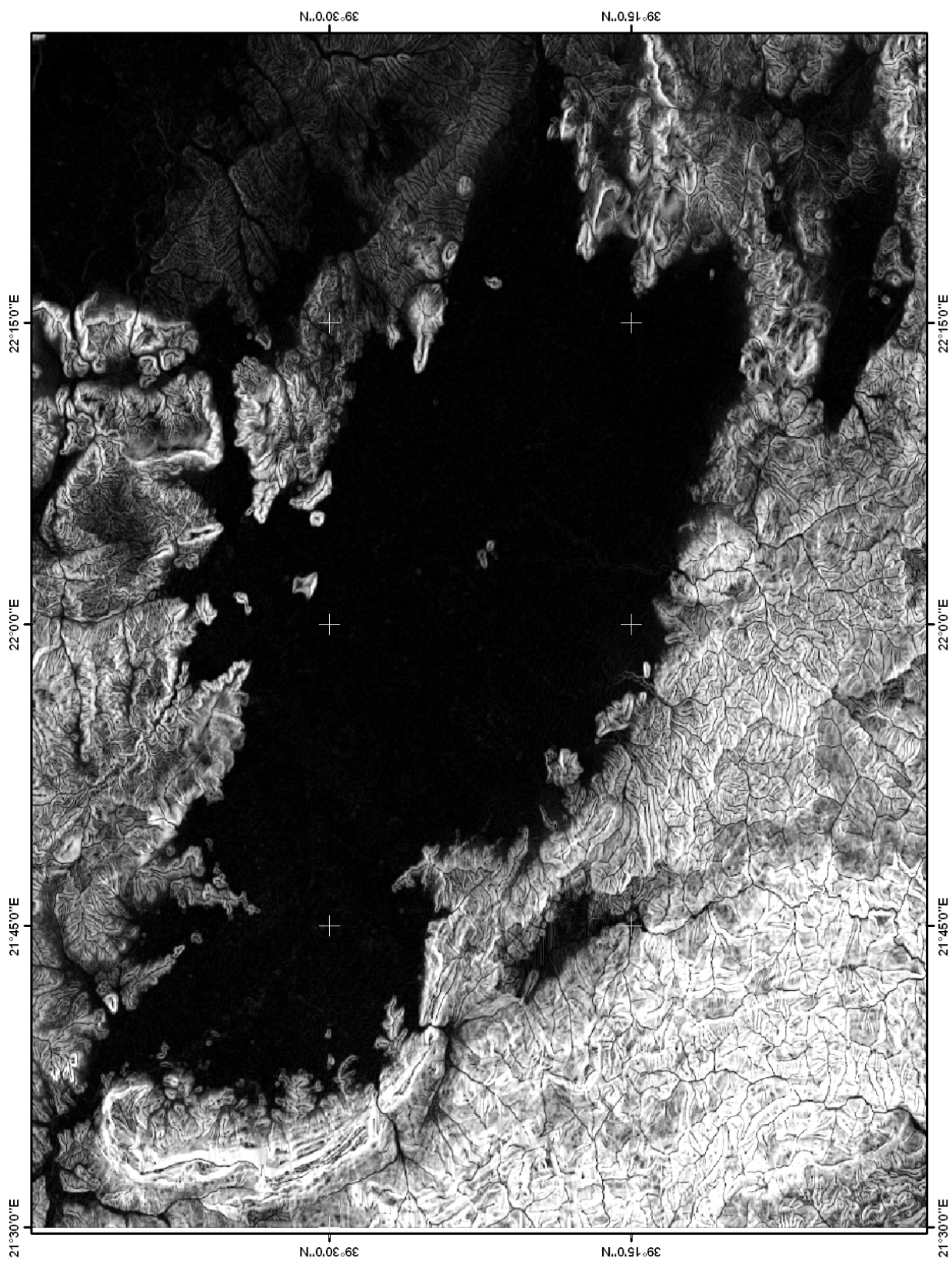
$$(\text{dz}/\text{dy}) = ((a + 2b + c) - (g + 2h + i)) / (8 * y_mesh_spacing)$$

όπου για τον υπολογισμό των d χρησιμοποιείται μετακινούμενο παράθυρο 3x3 (με τιμές a έως i).



Σχήμα 4.2. Υπολογισμός της γωνίας κλίσης του αναγλύφου, όπως εφαρμόζεται στο Spatial Analyst (Burrough 1986).

Figure 4.2. Slope calculation methodology used by Spatial Analyst (Burrough 1986).



Σχήμα 4.3 (προηγούμενη σελίδα). Χάρτης κατανομής μορφολογικών κλίσεων της περιοχής μελέτης. Οι περιοχές με μεγαλύτερη κλίση απεικονίζονται με πιο άσπρο χρώμα.

Figure 4.3 (previous page). Slope map of area. Areas in white have slope angles more than 20°.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.4. Στατιστικά στοιχεία του χάρτη μορφολογικών κλίσεων.

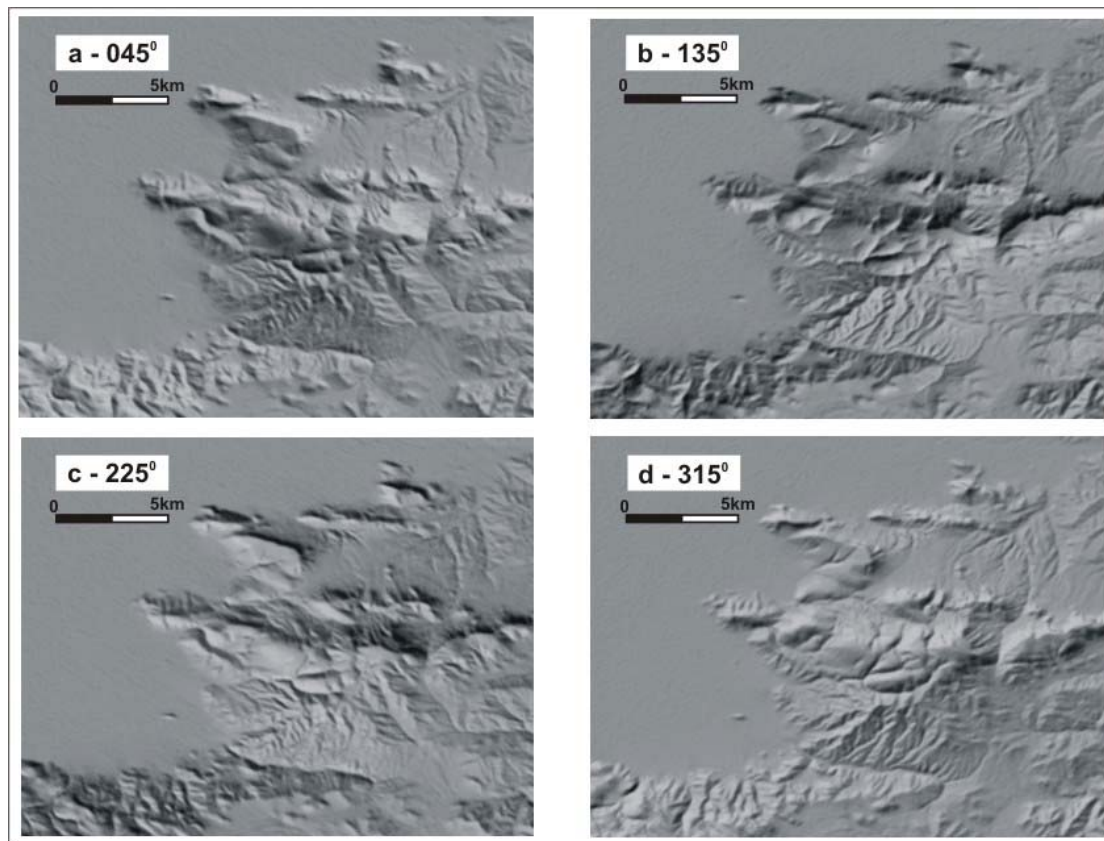
Το μέγεθος του αρχείου είναι 1201 στήλες (X) με 901 σειρές (Y). Το βάθος δεδομένων (Pixel depth) είναι 32bit.

MEAN	SIZE	CLASSES	ST.DEV	MIN	MAX
16.579°	0.00083°	0	16.69°	0.00	79.40°

Η δημιουργία απεικονίσεων σκιασμένου αναγλύφου (*hillshade*) από το DEM, χρησιμοποιεί μια δοσμένη θέση του ήλιου με σκοπό τη μοντελοποίηση της σκίασης που δημιουργεί στο ανάγλυφο. Για τη σωστή κατασκευή και ερμηνεία των απεικονίσεων αυτών, απαιτείται η εισαγωγή των απαραίτητων στοιχείων θέσης του ήλιου (γωνία ύψους σε μοίρες και αζιμούθιο) και η κατανόηση των περιορισμών που θέτει η ποικιλία των παραμέτρων αυτών. Η θέση και το ύψος του ηλίου έχει δραματικά αποτελέσματα στην απεικόνιση απότομων μορφολογικών επιφανειών, όπως είναι τα ρηξιγενή πρηνή, οι κατολισθήσεις και οι κοιλάδες (Gold 2004).

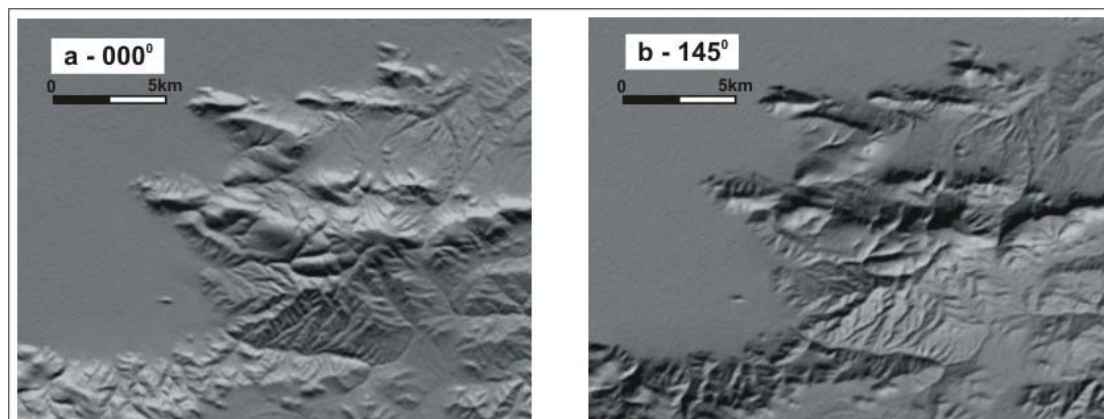
Υψηλές τιμές ύψους του ήλιου καταλήγουν σε απεικονίσεις με ελάχιστα αναγνωρίσιμα στοιχεία. Η εισαγωγή, επομένως, των απαραίτητων δεδομένων έχει άμεση σχέση με το επιθυμητό αποτέλεσμα. Για την διάκριση, για παράδειγμα, ρηγμάτων με προσανατολισμό Δ-Α και κλίση προς Β, προτιμούνται τιμές ύψους 35-50° και διευθύνσεις >90° και <270°. Ανάλογα, για την ενίσχυση της απεικόνισης χαμηλών μορφολογιών, θα χρησιμοποιηθεί μικρό ύψος ήλιου (<35°).

Για τον Ελληνικό χώρο, οι διευθύνσεις του ήλιου κυμαίνονται από 130° – 240°. Οι τιμές αυτές, πέραν του ρεαλισμού που παρέχουν στις απεικονίσεις, προσφέρουν και υψηλότερη δυνατότητα διάκρισης μορφολογικών επιφανειών με γενική παράταξη Δ – Α και κλίση προς Β, όπως για παράδειγμα η πλειοψηφία των νεοτεκτονικών ρηγμάτων στον κυρίως Ελληνικό χώρο. Αντίθετα, αντίστοιχες επιφάνειες που κλίνουν προς νότο και επιφάνειες με προσανατολισμό Β – Ν δεν διακρίνονται το ίδιο καθαρά. Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιούνται διάφορες τιμές θέσης του ήλιου, για καλύτερη ανάλυση και ερμηνεία, αλλά και λόγω της ύπαρξης ρηγμάτων και μορφολογικών επιφανειών διαφόρων προσανατολισμών. Για το ύψος του ηλίου, προτιμήθηκε η σταθερή χρήση των 45°, παρά μια γενικότερη τάση χρήσης απεικονίσεων χαμηλού ύψους (*low-angle* ή *early morning views*, 30-35°) για εντοπισμό νεοτεκτονικών ρηγμάτων. Διαπιστώθηκε (σχήμα X.) ότι στις απεικονίσεις αυτές η έντονη σκίαση που δημιουργείται προκαλεί απόκρυψη της μορφολογίας που βρίσκεται στη σκιασμένη περιοχή, με αποτέλεσμα να μην είναι διακριτά σημαντικά στοιχεία του αναγλύφου.



Σχήμα 4.4. Απεικονίσεις σκιασμένου αναγλύφου της περιοχής του Ναρθάκιου Όρους, με σταθερή τιμή ύψους του ηλίου 45° . Διακρίνονται ρήγματα προσανατολισμού Δ-Α ως σκουρόχρωμες σκιασμένες επιφάνειες. Είναι χαρακτηριστική η διαφοροποίηση που παρουσιάζεται στην απεικόνιση από τη μεταβολή του αζιμούθιου του ήλιου.

Figure 4.4. Hillshade images of Narthakio Mount region, with sun elevation value 45° . Fault scarps striking W-E are clearly seen as dark shaded areas. Sun azimuth has a dramatic effect on the visualization of the relief.



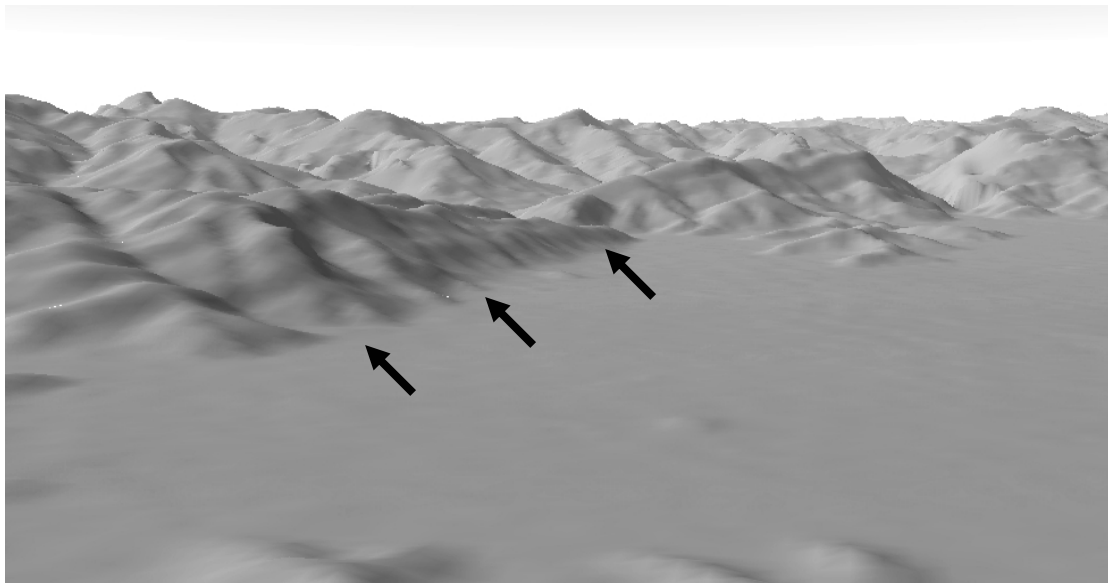
Σχήμα 4.5. Απεικονίσεις σκιασμένου αναγλύφου της περιοχής του Ναρθάκιου Όρους, όπως προηγουμένως, αλλά με γωνία ύψους του ηλίου 35° . Η χαμηλή γωνία έχει ως αποτέλεσμα την σκίαση μεγάλων επιφανειών της περιοχής και να καθίσταται έτσι δυσκολότερη η διάκριση μορφολογικών χαρακτηριστικών.

Figure 4.5. Hillshade images of Narthakio Mount region, as in previous figure, but with a lower sun elevation value of 35° . Low angle sun creates greater shaded areas, resulting in difficulties of recognizing morphological features.



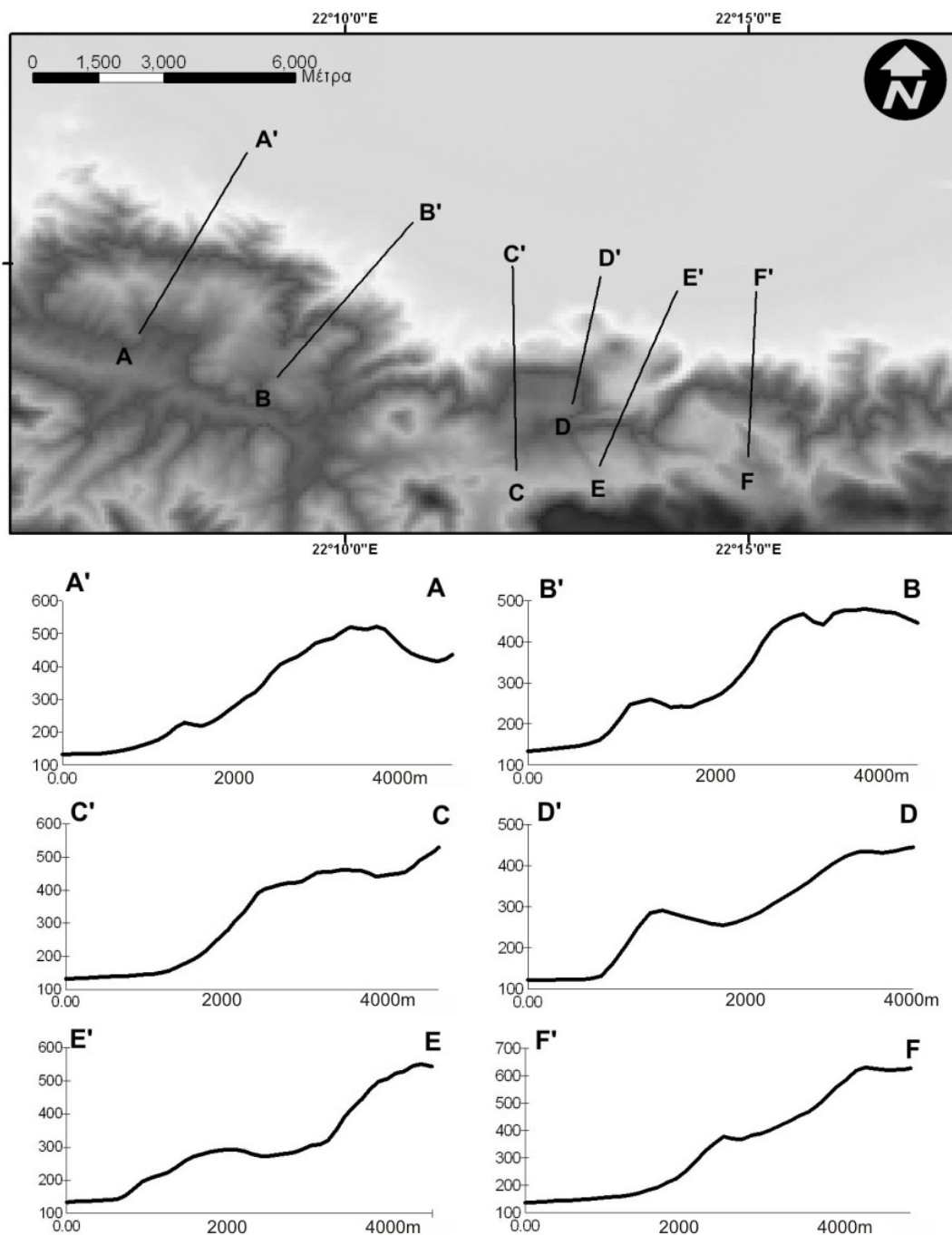
Σχήμα 4.6. Τρισδιάστατη απεικόνιση του ρήγματος Σμολιώτικου (με μαύρα βέλη το ίχνος του ρήγματος). Διακρίνεται η χαρακτηριστική ημι-ελλειψοειδής μορφή του ανερχόμενου τέμαχος, καθώς και διαφορετικές γενιές τριγωνικών επιφανειών. Άποψη από ΒΑ.

Figure 4.6. 3D visualization of Smoliotikos fault (black arrows indicating fault trace). Characteristic half-dome shape of footwall morphology is clearly identified along with multiple generations of triangular facets. View from NE.



Σχήμα 4.7. Τρισδιάστατη απεικόνιση του ρήγματος Μαυρομματίου. Άποψη προς ΔΝΔ. Το ίχνος του ρήγματος (με μαύρα βέλη) ακολουθεί τη βάση των υψωμάτων με προσανατολισμό Δ – Α και έχει δημιουργήσει μια χαρακτηριστική μορφολογία στο ανυψωμένο τέμαχος.

Figure 4.7. 3D visualization of mavrommati fault. View to WSW. Fault trace (black arrows) follows the base of the hills with a W - E orientation and has created a distinguishing footwall morphology.



Σχήμα 4.8. Αυτοματοποιημένη κατασκευή μορφολογικών τομών χρησιμοποιώντας το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Ρήγιγενής ζώνη Λεονταρίου - Ανάβρας, τμήμα Λεονταρίου και Βελεσιωτών, στο νότιο τμήμα της πεδιάδας της Δυτικής Θεσσαλίας.

Figure 4.8. Topographic profile extraction from the digital elevation model. Leontari - Anavra Fault Zone, Leontari and Velessiotetes segments, in the southern part of Western Thessaly plain.

5. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ

5.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η χρήση δορυφορικών εικόνων αποτελεί ένα βασικό εργαλείο της σύγχρονης γεωλογικής έρευνας. Μια από τις χρήσεις τους είναι και ο εντοπισμός και η αποτύπωση νεοτεκτονικών ρηγμάτων λόγω της ιδιαίτερης μορφολογίας που δημιουργούν στο ανάγλυφο (Ganas 1997, Ganas et al. 2001b).

Σήμερα είναι διαθέσιμες δορυφορικές εικόνες από μια πληθώρα συστημάτων (LANDSAT, SPOT, ERS, IRS, IKONOS, EnviSat, Space Shuttle κ.α.). Οι εικόνες LANDSAT και SPOT χρησιμοποιούνται κατά κόρον στις γεωεπιστήμες, με αποτέλεσμα να υπάρχει πληθώρα πληροφοριών και μεθοδολογιών για τη χρήση τους.

5.2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιούνται δυο δορυφορικές εικόνες, μια Landsat 5TM και μια Landsat 7ETM+. Η προμήθεια των εικόνων έγινε από το EROS Data Center (Sioux Falls, Denver) του U.S.G.S. Οι δύο εικόνες καλύπτουν την ίδια περιοχή, αλλά έχουν ληφθεί από διαφορετικό σαρωτή και έχουν μια χρονική διαφορά 8 ετών (TM – 1992, ETM+ – 2000). Στον παρακάτω πίνακα δίνονται τα στατιστικά στοιχεία των δύο εικόνων.

ΠΙΝΑΚΑΣ 5.1. Στατιστικά στοιχεία των εικόνων LANDSAT της παρούσης μελέτης

Ημερομηνία λήψης: 1992-09-02 Landsat 5 TM

Scene ID: 10110600046, Path/Row: 184/033F, pixel size 28.5x28.5

Sun elevation =49 Sun azimuth =131, UTM WGS84, 34N

Μέγεθος εικόνας: 6920x 5960

Band	MEAN	ST.DEV	MIN	MAX
TM1	69.85	11.06	43	254
TM2	30.00	08.54	1	155
TM3	32.22	14.25	1	224
TM4	54.78	25.61	1	254
TM5	64.67	38.69	1	254
TM6	153.23	11.73	1	254
TM7	28.68	19.56	1	254

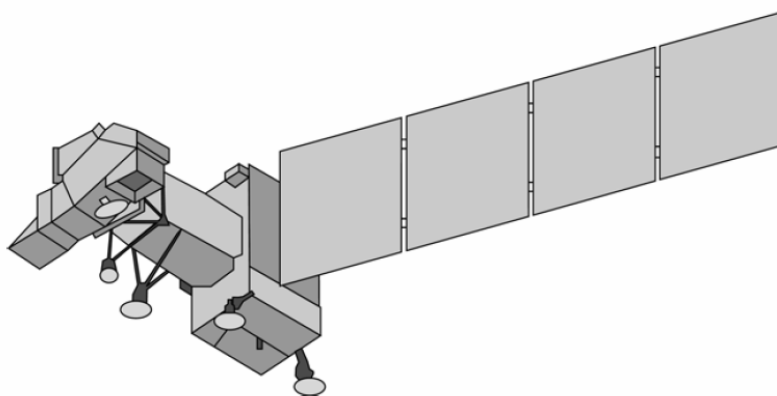
Ημερομηνία λήψης: 2000-06-28 Landsat 7 ETM+

Path/Row: 184/033F, pixel size 28.5x28.5 (14.25x14.25 band8)

Sun elevation =65 Sun azimuth =121, UTM WGS84, 34N

Μέγεθος εικόνας: 7738x8714 (TM) 17428x15476 (Pan)

Band	MEAN	ST.DEV	MIN	MAX
TM1	89.36	16.27	16	255
TM2	74.07	20.35	2	255
TM3	75.54	33.75	1	255
TM4	75.15	31.27	1	255
TM5	100.67	51.17	1	255
TM7	41.26	43.76	1	255
TM8	63.96	22.47	1	255

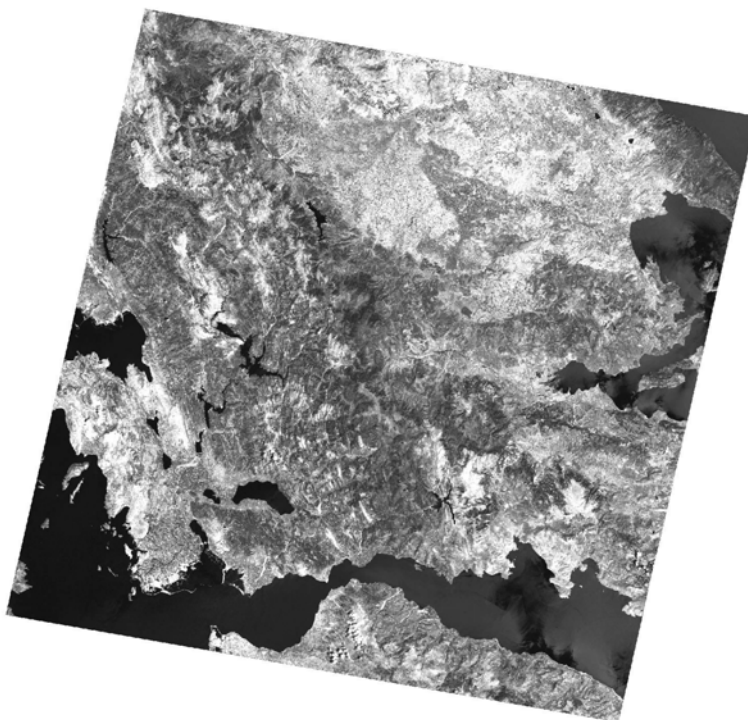


Σχήμα 5.1. Ο δορυφόρος Landsat 7 με τον σαρωτή ETM+.

Figure 5.1. The Landsat 7 satellite with the ETM+ sensor.

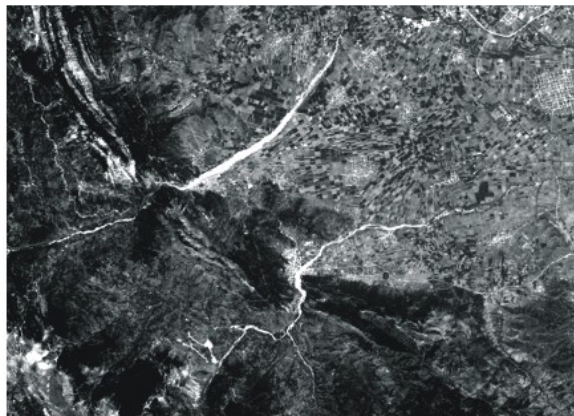
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.2. Χαρακτηριστικά των απεικονιστών TM και ETM+ (Lillesand & Kiefer 1999)

Band	TM	ETM+
1	.45-.52 μm blue	.45-.52 μm blue
2	.52-.6 μm green	.53-.61 μm green
3	.63-.69 μm red	.63-.69 μm red
4	.76-.9 μm NIR	.75-.9 μm NIR
5	1.55-1.75 μm SWIR	1.55-1.75 μm SWIR
6	10.4-12.5 μm TIR	10.4-12.5 μm TIR
7	2.08-2.35 μm SWIR	2.1-2.35 μm SWIR
8		.52-.9 μm panchromatic

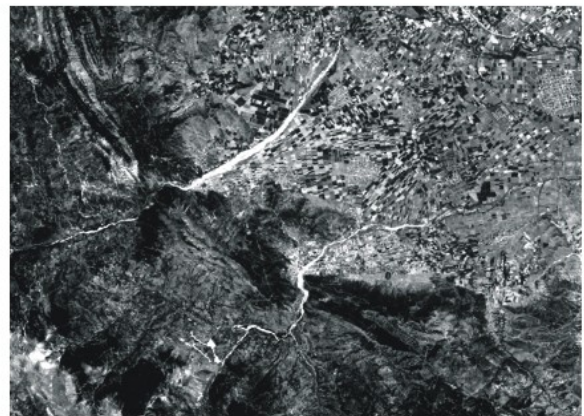


Σχήμα 5.2. Η εικόνα LANDSAT 7 ETM+ (Path 184, Row 033F) που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη.

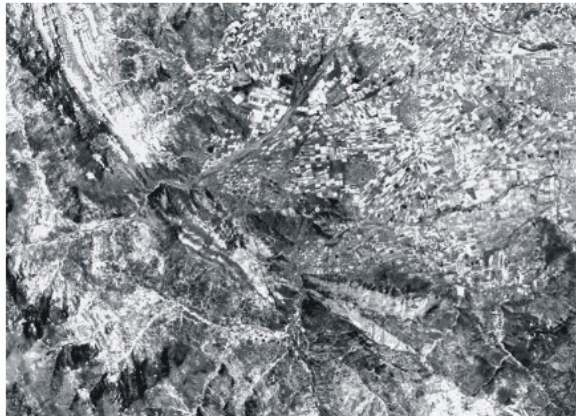
Figure 5.2. LANDSAT 7 ETM+ (Path 184, Row 033F) scene used in this study.



Band 1



Band 3



Band 4



Band 5



Band 7

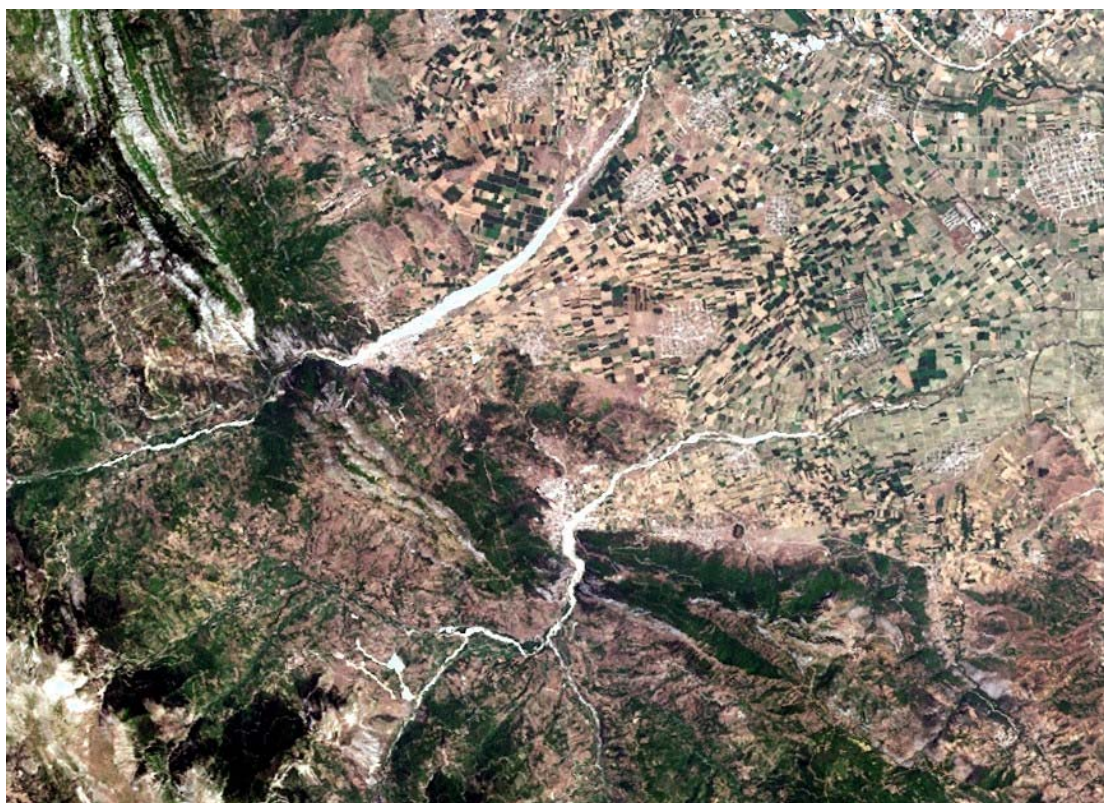


Band 8

Σχήμα 5.3. Τμήμα της εικόνας του σαρωτή ETM+, όπου απεικονίζεται η περιοχή του Νότιου Κόζιακα και του Ίταμου. Διακρίνονται οι διαφορές ανάμεσα στις μπάντες, με το ανάγλυφο να είναι πιο ευδιάκριτο στις υπέρυθρες συχνότητες (4-7) και στην παν-χρωματική (8). Το ρήγμα Μαυρομματίου διακρίνεται καθαρά ως σκιασμένη επιφάνεια με προσανατολισμό Δ-Α, στο κάτω τμήμα των εικόνων. Διάσταση εικόνων 30x20 km περίπου.

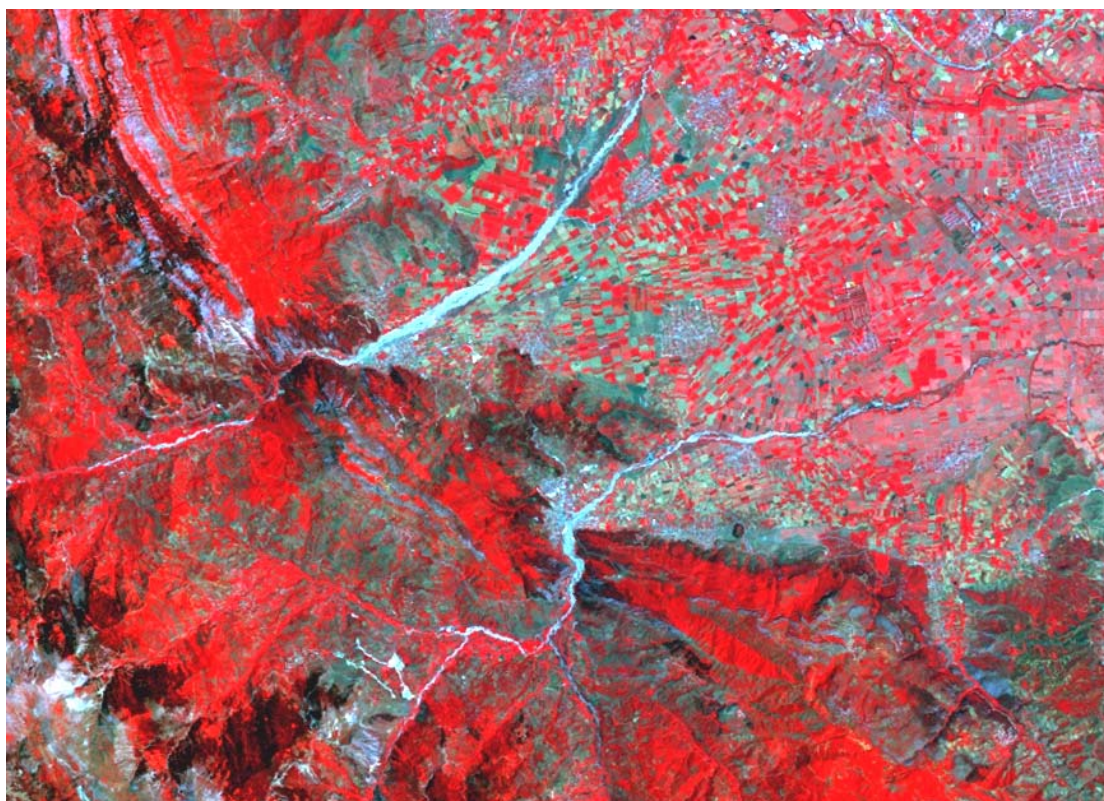
Figure 5.3. Part of ETM+ sensor scene, showing South Koziakas and Itamos mountains. Differences between the reflective bands are visible, with landform topography depicted better in the infrared bands (4-7) and in panchromatic (8). Mavrommati Fault is clearly seen as a shading lineation trending W-E, in the lower part of images. Size of images approximately 30x20 km.

Οι παραπάνω δορυφορικές εικόνες χρησιμοποιήθηκαν για τον οπτικό εντοπισμό και αναγνώριση των ρηγμάτων, αλλά και ως υπόβαθρο σε χάρτες, στην διόρθωση και ανανέωση γεωγραφικών δεδομένων της περιοχής και στη δημιουργία τρισδιάστατων απεικονίσεων. Για το σκόπό αυτό δημιουργήθηκαν σύνθετες απεικονίσεις (**RGB composites**), με τον συνδυασμό διάφορων συχνοτήτων, όπως η ψευδοέγχρωμη (**false-color composite**), ορατού φάσματος (**natural color**) – που προσομοιάζει περισσότερο την πραγματική εικόνα, κ.α. Οι σύνθετες αυτές απεικονίσεις προσφέρουν μια πιο ρεαλιστική προσομοίωση της περιοχής και συμβάλλουν με την αναγνώριση στοιχείων για το ανάγλυφο, τη λιθολογία, τη βλάστηση και την τεκτονική που δεν είναι ορατά σε απλές εικόνες. Παραδείγματα δίνονται στα παρακάτω σχήματα.



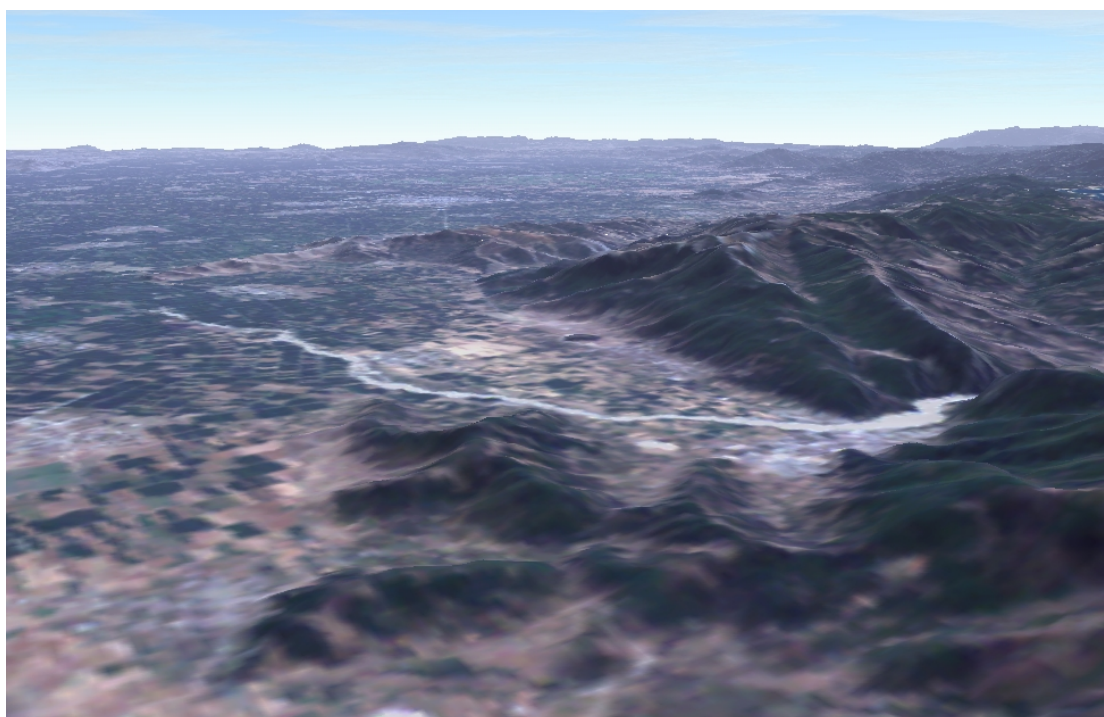
Σχήμα 5.4. Σύνθετη απεικόνιση με συνδυασμό των συχνοτήτων 3,2,1. Κάλυψη περιοχής ίδια με το προηγούμενο σχήμα.

Figure 5.4. RGB composite image using bands 3,2,1. Area coverage same as in previous figure.



Σχήμα 5.5. Η ίδια εικόνα σε ψευδοέγχρωμη (false color) απεικόνιση με συνδυασμό των συχνοτήτων 4,3,1.

Figure 5.5. Same image as a false-color composite combining bands 4,3,1.



Σχήμα 5.6. Τρισδιάστατη απεικόνιση με τη χρήση σύνθετης εικόνας RGB321. Περιοχή Παλαιομονάστηρου - Μουζακίου, άποψη από ΒΔ.

Figure 5.6. 3D view using RGB321 composite. Paleomonastiro and Mouzaki area, view from NW.

5.3. ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΕ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ – ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Τα ενεργά και νεοτεκτονικά κανονικά ρήγματα, μέσου – μεγάλου μεγέθους, έχουν σημαντικές διαστάσεις (>5 km, συνήθως 10 – 30 km) και δημιουργούν μεταβολές στο ανάγλυφο ορατές από δορυφορικές εικόνες. Έτσι, τα ρήγματα αυτά μπορούν να εντοπιστούν και να αποτυπωθούν, ιδίως εάν πρόκειται για δομές σημαντικού μεγέθους, με τη βοήθεια των δορυφορικών εικόνων που προαναφέρθηκαν.

Ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα αποτελεί η διάκριση των ενεργών ρηγμάτων από άλλες δομές. Αυτές οι άλλες δομές μπορεί να αποτελούν ρήγματα που έχουν δράσει σε παλαιότερο καθεστώς τάσεων, λιθολογικά όρια, γεωλογικοί σχηματισμοί όπως φλέβες, κορυφογραμμές και όρια υδρολογικών λεκανών, ποταμοί και ρέματα, αλλαγές στη βλάστηση και ανθρωπογενείς δομές (δρόμοι, καλλιεργημένες εκτάσεις κ.α.) (Philip 1996, Ganas 1997, Lillesand & Kiefer 1999).

Επομένως, προκειμένου να γίνει ο εντοπισμός των ενεργών ρηγμάτων και των επιμέρους τμημάτων τους, είναι απαραίτητη η γνώση των κύριων δομικών και μορφολογικών χαρακτηριστικών τους. Το μήκος των ρηγμάτων σε περιοχές εφελκυσμού σπάνια ξεπερνάει τα 40 – 50 km (Jackson & White 1989, Jackson 2002), ενώ στον Ελληνικό χώρο, πληθώρα μελετών (Roberts & Jackson 1991, Roberts & Koukouvelas 1996, Poulimenos & Doutsos 1996, Ambraseys & Jackson 1998, Goldsworthy et al. 2002, Ganas et al. 2004, Pavlides & Caputo 2004) έχει δείξει ότι τα επιμέρους τμήματα των ρηγμάτων (**fault segments**) παρουσιάζουν ένα μήκος περίπου 8 – 15 km ή και λιγότερο, συνθέτοντας πολλές φορές ρηξιγενείς ζώνες μηκούς 25 - 35 km. Ο προσανατολισμός με το ενεργό πεδίο τάσεων αποτελεί ένα ακόμη κριτήριο διάκρισης. Για την περιοχή της Κεντρικής Ελλάδος – Θεσσαλίας, όπου ο εφελκυσμός παρουσιάζει προσανατολισμό περίπου Β – Ν, θα πρέπει να αναμένεται ότι οι ενεργές δομές θα παρουσιάζουν μια γενική διάταξη Δ – Α. Άλλα κριτήρια είναι οι δομές αυτές να παρουσιάζουν μικρές τιμές του δείκτη δαντέλωσης (**sinuosity ratio**), να ελέγχουν την ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου και να αποτελούν τα όρια ενεργών αποθετικών λεκανών.

Για τον εντοπισμό των ενεργών ρηγμάτων μπορεί να υιοθετηθεί μια σειρά από μορφολογικά χαρακτηριστικά κριτήρια. Σημαντικό ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι διαβρωσιγενείς δομές που εμφανίζονται στο ανερχόμενο τέμαχος (**footwall**) του ρήγματος, όπως η έντονη κατά βάθος διάβρωση και οι λεκάνες τύπου **wine-glass** (Wallace 1978), καθώς και οι δομές του κατερχόμενου (**hangingwall**) τεμάχους, όπως η παρουσία αλλουβιακών ριπιδίων και οι έντονες διαφορές ανακλαστικότητας στις δορυφορικές εικόνες που παρουσιάζουν τα χαλαρά ιζήματα στο μέτωπο του ρήγματος με τους σχηματισμούς του υποβάθρου στο ανερχόμενο τέμαχος. Οι ενεργές τεκτονικές δομές δημιουργούν συχνά τροποποίηση της μορφής του υδρογραφικού δικτύου και της ροής σε αυτό. Έτσι, φαινόμενα όπως η πειρατεία ρεμάτων, η αναστροφή της ροής, η καμπή ρεμάτων, η μεταβολή του τύπου του υδρογραφικού δικτύου είναι συνήθη κατά μήκος του ίχνους του ρήγματος.

Στον παρακάτω Πίνακα 5.3 παρουσιάζεται μια σύνοψη των χαρακτηριστικών που χρησιμοποιούνται στην αναγνώριση κανονικών ρηγμάτων με βάση δορυφορικές εικόνες.

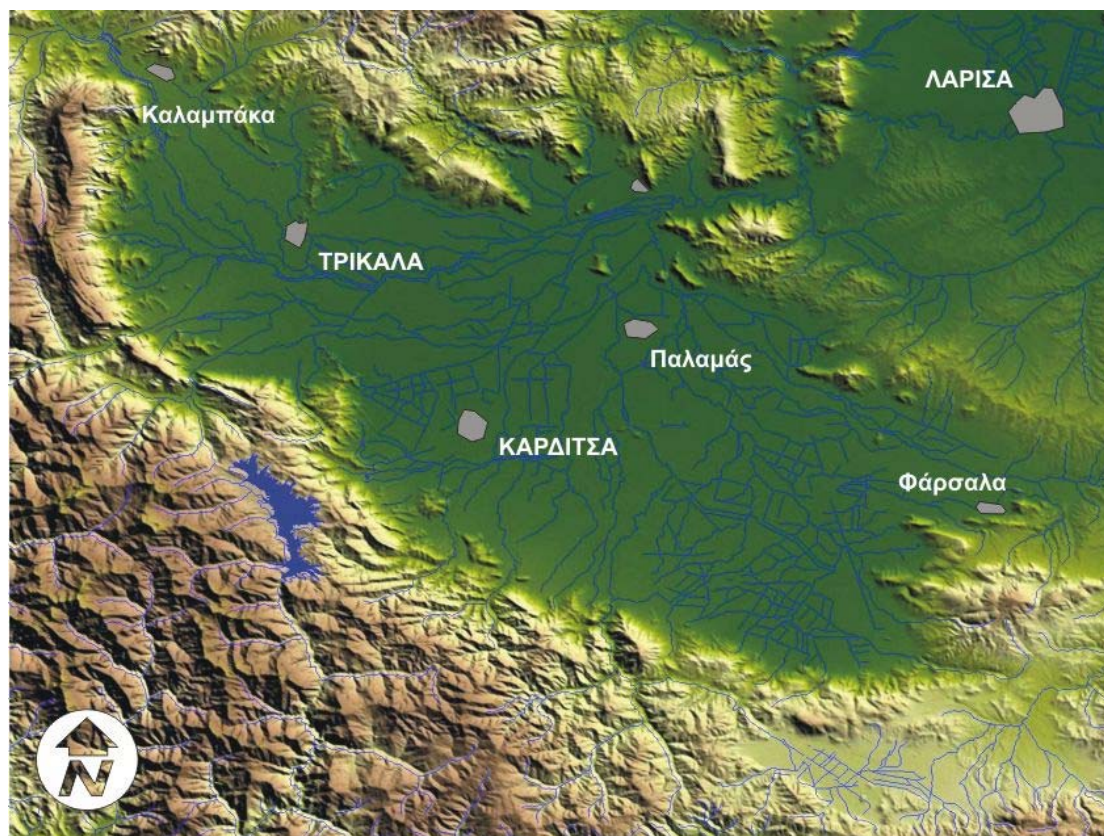
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.3. Κριτήρια οπτικού εντοπισμού κανονικών ρηγμάτων σε δορυφορικές εικόνες, για το Βόρειο ημισφαίριο (Από Ganas 1997)

Διεύθυνση ρήγματος	Χαρακτηριστικά εικόνας TM
B – N και BA – NA	1. Έντονα γραμμικό μέτωπο ορεινού όγκου (mountain front) 2. Κύριοι κλάδοι του υδργραφικού δικτύου παράλληλοι στο γραμμικό μέτωπο 3. Παράλληλοι κώνοι αλλουβιακών ριπιδίων, διατεταγμένοι κατά μήκος του μετώπου 4. Τεμαχισμός κλιτύων και ανερχόμενου τεμάχους: τριγωνικές επιφάνειες και κοιλάδες σχήματος V
A – Δ και BA – NΔ , Με αντίθετο προσανατολισμό	5. Σκιασμένες περιοχές ελλειπτικού σχήματος 6. Οι σκιάσεις τερματίζουν και στα δύο άκρα του ρήγματος 7. Ράχες και κοιλάδες κάθετα στη σκιασμένη περιοχή (διαβρωσιγενείς δομές του ανερχόμενου τεμάχους)
A – Δ και BA – NΔ , Με κλίση προς την κατεύθυνση του ήλιου	8. Έντονα φωτεινές λωρίδες – γραμμώσεις 9. Οι λωρίδες αυτές τερματίζουν και στα δύο άκρα του ρήγματος

6. ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑ

6.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η περιοχή μελέτης αποτελείται από τη λεκάνη της Δυτικής Θεσσαλίας και το περιθώριο της, καθώς και μεγάλο τμήμα της πεδιάδας της Ξυνιάδος, των Κεντρικών Λόφων και το ημι-ορεινό τμήμα ανάμεσα στην Καλαμπάκα και τον Τύρναβο. Περιλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα των Νομών Τρικάλων και Καρδίτσας, καθώς και τμήματα των Νομών Λαρίσης και Φθιώτιδος. Η περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας (Σχήμα 6.1) είναι μια λίγο μελετημένη περιοχή του Ελληνικού χώρου όσον αφορά την ενεργό τεκτονική, σε σχέση με την Ανατολική Θεσσαλία και περιοχές όπως ο Κορινθιακός Κόλπος, η Μυγδονία Λεκάνη, η λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας – Κοζάνης, κ.α. Η πιο ολοκληρωμένη έρευνα για τη νεοτεκτονική και την ενεργό τεκτονική της Δυτικής Θεσσαλίας υπάρχει από τον Caputo (1990), χωρίς όμως να καλύπτει πλήρως το συγκεκριμένο τμήμα, και η οποία εστιάζεται περισσότερο στην Ανατολική Θεσσαλία. Υπάρχει ακόμη ένας περιορισμένος αριθμός εργασιών (Papastamatiou & Mouyaris 1986, Papadopoulos 1992, Caputo & Pavlides 1993, Mountrakis et al. 1993, Caputo 1994 & 1995, Hatzfeld et al. 1999, Papazachos et al. 2001).



Σχήμα 6.1. Η περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας.
Figure 6.1. West Thessaly region.

Στην παρούσα μελέτη γίνεται προσπάθεια να εντοπιστούν και να προσδιοριστούν νέα ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα της περιοχής, και να επαναπροσδιοριστούν ρήγματα παλαιότερων εργασιών (κυρίως Caputo 1990), με σκοπό να αποκτηθεί μια πιο πλήρη και συνοπτική εικόνα της ενεργού τεκτονικής της περιοχής και να γίνει μια πιο ρεαλιστική προσέγγιση της σεισμικής επικινδυνότητας.

6.2. ΡΗΞΙΓΕΝΕΙΣ ΖΩΝΕΣ – ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

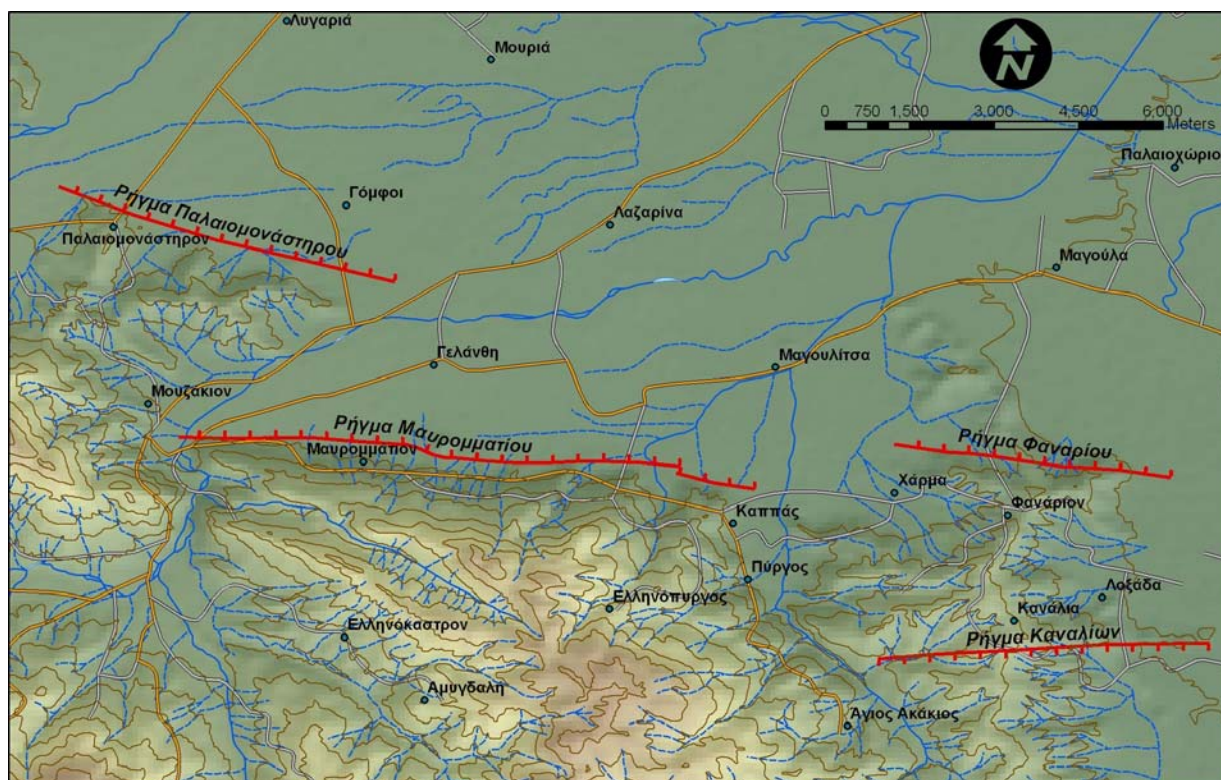
6.2.1 Ρηξιγενής ζώνη Μαυρομματίου – Φαναρίου

Στο δυτικό περιθώριο της λεκάνης της Δυτικής Θεσσαλίας εκτείνεται το αλλουβιακό πεδίο που σε μεγάλο μέρος αποτελείται από το ριπίδιο του Πορταϊκού ποταμού, ο οποίος εισέρχεται από την Πίνδο στην πεδιάδα μέσα από τα Στενά της Πύλης. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί της ζώνης Κόζιακα / Δυτικής Ελλάδος (Aubouin 1959, Καλλέργης 1970, Papanikolaou & Sideris 1979) σχηματίζουν την επιβλητική κορυφογραμμή του Κόζιακα και του Ιτάμου που περιβάλλουν το πεδινό τμήμα. Η κορυφογραμμή σχηματίζει μορφή 'Γ' με την καμπή στα Στενά της Πύλης. Το νότιο τμήμα (Ιταμος 1132 m και Ελληνόπυργος 838 m) έχει προσανατολισμό ΒΔ – ΝΑ και Δ- Α και οριοθετείται στα βόρεια από μια σειρά νεοτεκτονικών ρηγμάτων παρόμοιας διεύθυνσης. Τα ρήγματα αυτά αποτελούν τη ρηξιγενή ζώνη Μαυρομματίου – Φαναρίου, γενικής διεύθυνσης Δ – Α, η οποία περιλαμβάνει την περιοχή από τα Στενά της Πύλης έως, ανατολικά, τα υψώματα Φαναρίου και Καναλίων της Καρδίτσας. Το υπόβαθρο αποτελείται σχεδόν στο μεγαλύτερο μέρος από τους σχηματισμούς της ζώνης Κόζιακα / Δυτικής Ελλάδος, οφειολιθικούς σχηματισμούς και τα μολλασικά στρώματα των υψωμάτων της περιοχής Φαναρίου / Καναλίων (Σχήμα 6.3). Προγενέστερες μελέτες υπάρχουν μόνο για το ανατολικό τμήμα (Λέκκας 1988, Caruto 1990), στις οποίες αποτυπώνονται τα νεοτεκτονικά κανονικά ρήγματα, τα οποία έχουν δραστηριοποιηθεί από το Άνω Μειόκαινο έως σήμερα, με ταυτόχρονη μεταβολή της διεύθυνσης τους από ΒΔ – ΝΑ σε Δ – Α. Για το δυτικό τμήμα (Πύλη – Μουζάκι – Μαυρομάτι) δεν υπάρχουν στοιχεία, παρά μόνο ένα μικρό κανονικό ρήγμα Δ – Α (απροσδιόριστης ηλικίας) στην περιοχή Μαυρομματίου στον γεωλογικό χάρτη κλίμακας 1:50.000 του Λέκκα (1988), και ένα ενεργό (?) ρήγμα ίδιας διεύθυνσης που δίνει ο Caruto (1990) στο χάρτη των ενεργών δομών της Θεσσαλίας, χωρίς όμως να δίνει λεπτομέρειες στο κείμενο. Μάλιστα, το ίδιο ρήγμα επαναλαμβάνουν και οι Hatzfeld et al. (1999) και οι Goldsworthy et al. (2002), χωρίς να δίνονται παραπάνω στοιχεία, ενώ οι τελευταίοι το ονομάζουν αυθαίρετα και ως 'Karditsa Fault' (Goldsworthy et al. 2002, σελ. 603).

Στην παρούσα μελέτη, εντοπίζονται και αποτυπώνονται τρία (3) κύρια νέα ενεργά ρήγματα (Σχήμα 6.2), τα οποία συνιστούν τη ρηξιγενή ζώνη Μαυρομματίου – Φαναρίου. Πρόκειται για τα ρήγματα Παλαιομονάστηρου, Μαυρομματίου και Φαναρίου, με σημαντικότερη και μεγαλύτερη δομή το ρήγμα του Μαυρομματίου. Επισημάνεται επίσης και το ρήγμα Καναλίων ως πιθανή ενεργή δομή λόγω του προσανατολισμού του (N90), ο οποίος ταιριάζει με το υπάρχον καθεστώς εφελκυσμού Β – Ν / ΒΒΑ – ΝΝΑ.

Το οφειολιθικό ύψωμα του Παλαιομονάστηρου (374 m) οριοθετείται στα βόρεια από το πιθανό **ρήγμα του Παλαιομονάστηρου**. Το (πιθανά ενεργό) κανονικό ρήγμα του Παλαιομονάστηρου κλίνει προς Β με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ και μήκος 5000 m, δεν εμφανίζει σαφείς ρηξιγενείς επιφάνειες στα βασαλτικά πετρώματα του υποβάθρου, και είναι τοποθετημένο παράλληλα ως προς το ρήγμα του Μαυρομματίου, με το οποίο μάλιστα εμφανίζει και κάποια αλληλεπικάλυψη (*overlap*). Η ύπαρξη της γράμμωσης, όμως, σε συνδυασμό με τον προσανατολισμό με βάση το υπάρχον εφελκυστικό καθεστώς, την παράλληλη διάταξη με το ρήγμα Μαυρομματίου, τον έλεγχο της ροής της κοίτης του Πορταϊκού ποταμού και μικρότερων ρεμάτων υπο-παράλληλων με το ρήγμα, την οριθέτηση τοπικής λεκάνης με Τεταρτογενή ιζήματα και του Τεταρτογενούς βυθίσματος μεταξύ Τρικάλων – Καρδίτσας (Caruto 1990, Caruto & Pavlides 1993) – όλα διεύθυνσης Δ – Α, μας επιτρέπουν να μιλάμε για ένα πιθανό ενεργό ρήγμα διεύθυνσης ΔΒΔ – ΑΝΑ / Δ – Α. Δυτικά τερματίζει στον Πορταϊκό ποταμό, ανατολικά της Πύλης, και προς ανατολικά στον Πάμισο ποταμό έξω από τη Γελάνθη.

Το κύριο ρήγμα της ζώνης, αλλά και ένα από τα πιο εντυπωσιακά και καλά ανεπτυγμένα ενεργά ρήγματα της Δυτικής Θεσσαλίας, είναι το κανονικό **ρήγμα του Μαυρομματίου**. Εκτείνεται σε μήκος 8000 m, από το Μουζάκι στα ανατολικά, διασχίζει το Μαυρομμάτι και τερματίζει στον Καππά. Πιθανή συνέχεια του ρήγματος πιο ανατολικά, νότια του Φαναρίου, δεν έγινε δυνατόν να εντοπιστεί. Το ρήγμα εμφανίζει προσανατολισμό σχεδόν καθαρά Δ – Α (N90) με τοπικές μεταβολές του προσανατολισμού έως N100. Το ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος σχηματίζει μια εντυπωσιακή μορφολογική επιφάνεια ύψους 400 – 500 m (ύψωμα Ελληνόπυργου) ενώ στο κατερχόμενο τμήμα δημιουργεί ένα τοπικό βύθισμα ανάμεσα στο Μουζάκι και το Χάρμα, με παράλληλη ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου ως προς τον άξονα του βυθίσματος. Το ρήγμα είναι ευδιάκριτο τόσο σε δορυφορικές εικόνες LANDSAT όσο και σε τοπογραφικούς χάρτες.



Σχήμα 6.2. Μορφολογικός χάρτης των ρηγμάτων της ρηξιγενούς ζώνης Μαυρομματίου – Φαναρίου. Με μπλέ σημειώνονται οι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου από τα φύλλα 1:50.000 της ΓΥΣ, και με πορτοκαλί και γκρι χρώματα το κύριο οδικό δίκτυο.

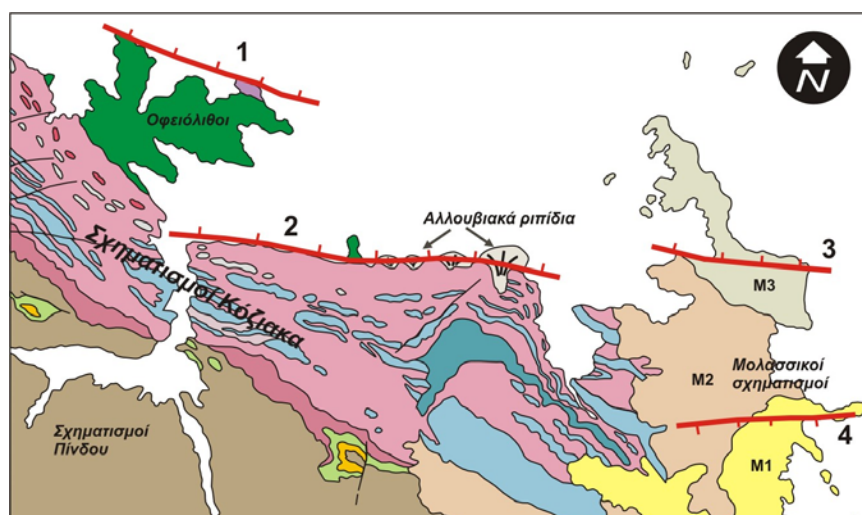
Figure 6.2. Relief map of the Mavrommati – Fanari fault zone faults. Drainage features are shown in blue and orange and grey lines show the main road network.

Η ζώνη διάρρηξης του ρήγματος Μαυρομματίου περιλαμβάνει παράλληλες ρηξιγενείς επιφάνειες, με παλαιότερης ηλικίας αυτές που βρίσκονται πιο κοντά στο μορφολογικό μέτωπο του υψώματος του Ελληνόπυργου. Το φαινόμενο αυτό της μετανάστευσης του ρήγματος προς το εσωτερικό της λεκάνης (**basin-ward migration**) έχει παρατηρηθεί στο σύνολο του Ελληνικού χώρου (Goldsworthy & Jackson 2001) και αποτελεί μια σύνηθη διαδικασία για τα κανονικά ρήγματα. Η νεότερη επιφάνεια βρίσκεται μερικές δεκάδες μέτρα μπροστά από το απότομο μορφολογικό πρानές, σχηματίζοντας μικρά πρानή (scarps) ύψους >5-10 m, τα οποία είναι ευδιάκριτα σε τοπογραφικούς χάρτες, αεροφωτογραφίες αλλά και στο ύπαιθρο. Η πιο χαρακτηριστική εμφάνιση του μορφολογικού αυτού πρανούς είναι στο εσωτερικό του οικισμού του Μαυρομματίου, τον οποίο διασχίζει σε ολόκληρο το μήκος του, με ύψος περίπου 1 m. Παρόμοια scarps ύψους >0.5 m είναι ευδιάκριτα

και στα αλλουβιακά ριπίδια που τοποθετούνται ανατολικά από το Μαυρομμάτι. Η μορφολογική επιφάνεια του ρήγματος περιλαμβάνει μια ποικιλία μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών που δείχνουν την ενεργό δραστηριότητά του. Αυτές περιλαμβάνουν ορισμένες καλά ορισμένες τριγωνικές επιφάνειες ύψους 60-80 m (π.χ. θέση Πλατώνας), χαρακτηριστικά παράλληλα μορφολογικά πρηνή που δείχνουν την παράλληλη διάταξη των ρηξιγενών επιφανειών, αλλουβιακά ριπίδια κατά μήκος του μετώπου του ρήγματος (με πιο ανεπτυγμένο αυτό του ρέματος Γραλιστιώτη στον Ελληνόπυργο) κ.α. Ευδιάκριτες ρηξιγενείς επιφάνειες δεν έγινε δυνατό να εντοπιστούν κατά μήκος του ρήγματος, κάτι που πιθανότατα οφείλεται στη λιθολογική σύσταση και ανομοιογένεια του υποβάθρου στο ανερχόμενο τεμάχος.

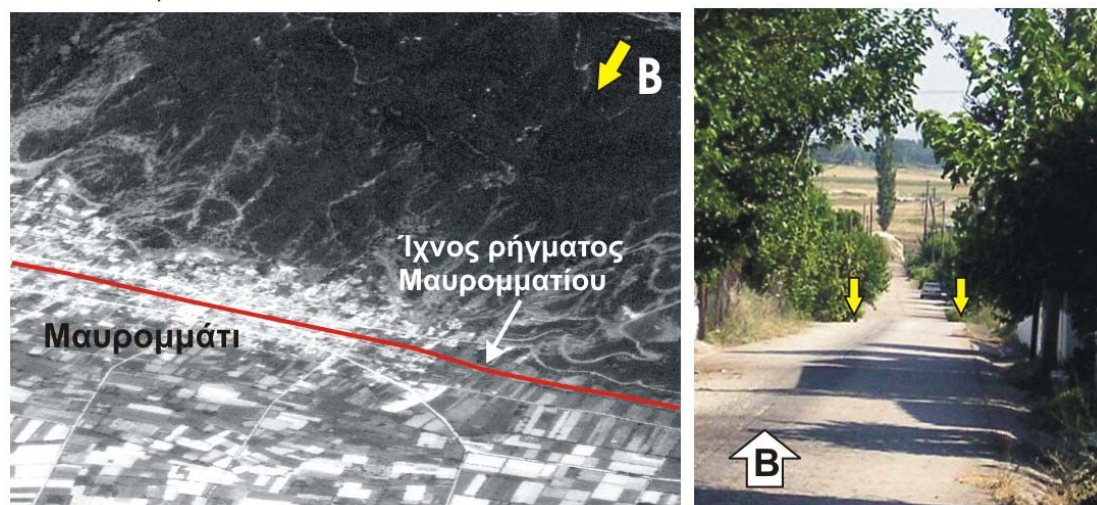
Στην πλαγιά αμέσως δυτικά από τη θέση Πλατανιστός, εντοπίστηκε παλαιοκατολίσθηση μεγάλων διαστάσεων, ευδιάκριτη σε αεροφωτογραφίες της ΓΥΣ (λήψης 1981) αλλά και στο ύπαιθρο. Η κατολίσθηση (*παλαιοκατολίσθηση* ή *λανθάνουσα – dormant - κατολίσθηση*, Varnes 1978), πιθανός συνδυασμός κυκλικής ολίσθησης και στοιβάδας κορημάτων (*Translational slide + Debris avalanche*, Varnes 1978 και Highland & Johnson 2004), είναι άγνωστης ηλικίας, πιθανότατα πρόσφατης ιστορικής, και δεν έγινε δυνατόν να συσχετιστεί όμως με κάποιο γεγονός δραστηριοποίησης του ρήγματος. Η παρουσία της, όμως, δείχνει την έντονη γεωμορφολογική δραστηριότητα του μορφολογικού πρηνούς, που οφείλεται στο ρήγμα.

Στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος, στο ανατολικό άκρο του οικισμού του Μαυρομματίου, τοποθετείται το μικρό ύψωμα 186, από σχηματισμούς του υποβάθρου (οφειολιθικό mélange, Λέκκας 1988 και παρατηρήσεις υπαίθρου), το οποίο διακόπτει την τοπογραφική συνέχεια του ρήγματος. Το πιθανότερο σενάριο είναι το κομμάτι αυτό να αποτελεί υπόλειμμα των σχηματισμών στο κατερχόμενο τέμαχος οι οποίοι καταβυθίστηκαν από την δραστηριοποίηση του. Εάν συσχετιστεί με τη σειρά των χαμηλών υψωμάτων (150-250 m) από οφειολίθους τα οποία είναι τοποθετημένα στους πρόποδες του υπόλοιπου τμήματος της περιοχής του Κόζιακα, τότε μπορούμε να προσδιορίσουμε μια πιθανή μέγιστη μετατόπιση στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος 150 – 200 m. Η τιμή αυτή αν αναχθεί σε μια πιθανή ηλικία του ρήγματος από το Μέσο Πλειστόκαινο έως σήμερα, μας δίνει έναν ρυθμό ολίσθησης **0.15 – 0.2 mm yr⁻¹**, τιμή παρόμοια με αυτή αντίστοιχων ενεργών ρηγμάτων χαμηλής δραστηριότητας του Ελληνικού χώρου.



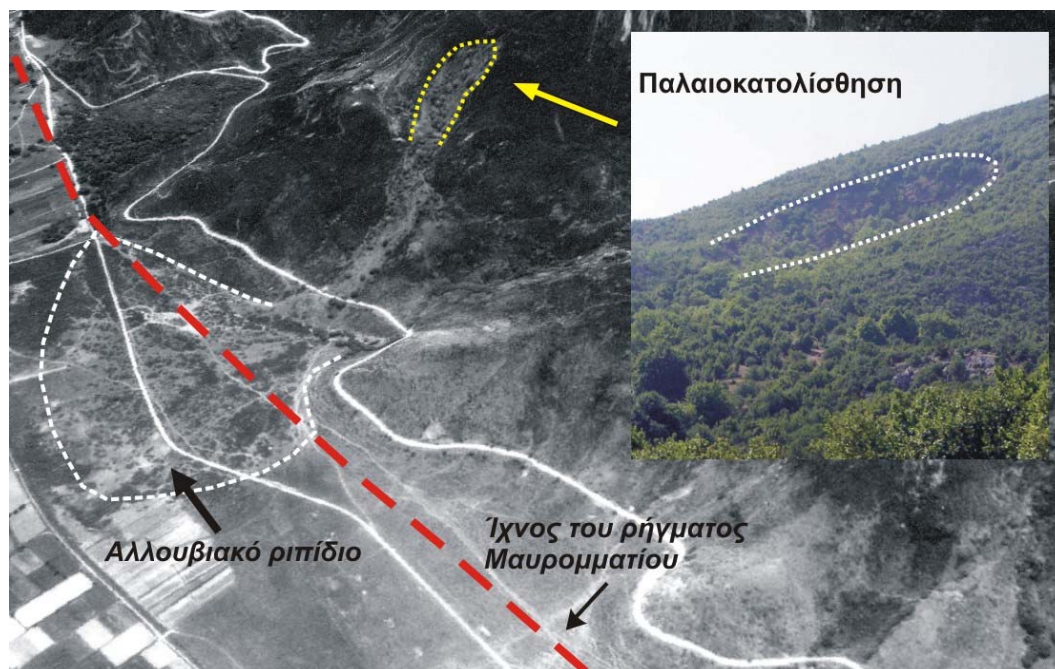
Σχήμα 6.3. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Μαυρομματίου – Φαναρίου. 1: Ρήγμα Παλαιομονάστηρου, 2: Ρήγμα Μαυρομματίου, 3: Ρήγμα Φαναρίου, 4: Ρήγμα Καναλίων (Στοιχεία από Λέκκα 1988 και παρατηρήσεις υπαίθρου).

Figure 6.3. Geologic map of Mavrommati – Fanari area. 1: Palaiomonastiro Fault, 2: Mavrommati Fault, 3: Fanari Fault, 4: Kanalia Fault (Data from Λέκκας 1988 and field observations).



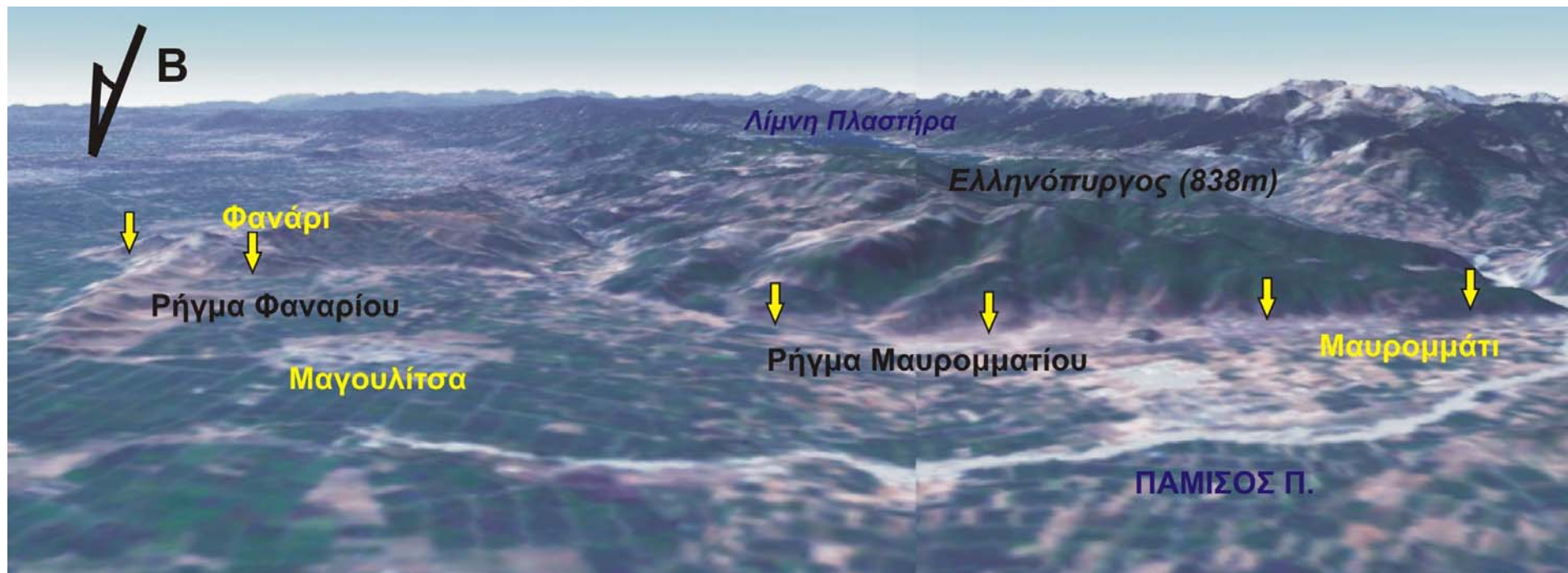
Σχήμα 6.4. Τρισδιάστατη απεικόνιση με επικάλυψη αεροφωτογραφίας της Γ.Υ.Σ. στο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Σημειώνεται το ίχνος του ρήγματος Μαυρομματίου στο τμήμα που διασχίζει το χωριό Μαυρομμάτι (αριστερά). Το ίχνος του ρήγματος σχηματίζει ένα χαρακτηριστικό scarp ύψους 0.5 – 1 m, το οποίο είναι ορατό σε ολόκληρο το μήκος του μέσα στον οικισμό (δεξιά).

Figure 6.4. 3D visualization using aerial imagery of the H.G.S. draped on the digital elevation model. Red line shows the Mavrommati Fault trace crossing Mavrommati village (Left). The fault trace creates a characteristic small scarp with a 0.5 -1 m height, follow across the settlement (right).



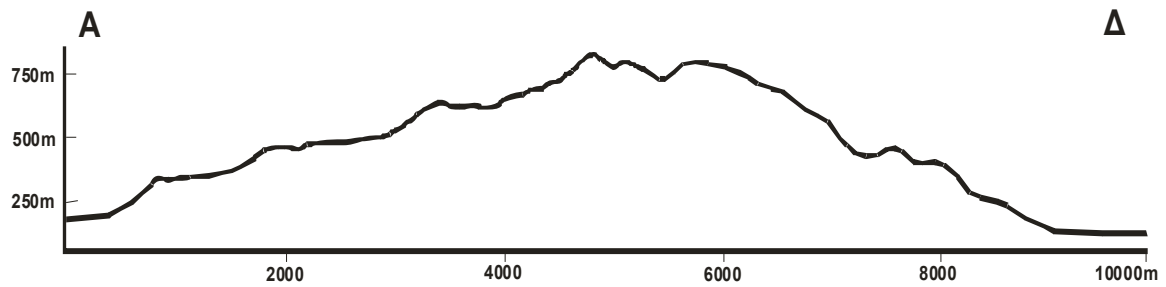
Σχήμα 6.5. Η παλαιοκατολίσθηση κοντά στον Ελληνόπυργο, το ίχνος του ρήγματος του Μαυρομματίου και αλλουβιακό ριπίδιο. Στην ένθετη φωτογραφία η παλαιοκατολίσθηση σήμερα (Ιούνιος 2005). Αποψη προς ΝΑ. Τρισδιάστατη απεικόνιση με χρήση α/φ και του DEM.

Figure 6.5. Paleolandslide near Ellinopirgos, Mavrommati fault trace and alluvial fan. Inset picture shows paleolandslide as today (June 2005). View towards SE. 3D visualization using aerial imagery and DEM.



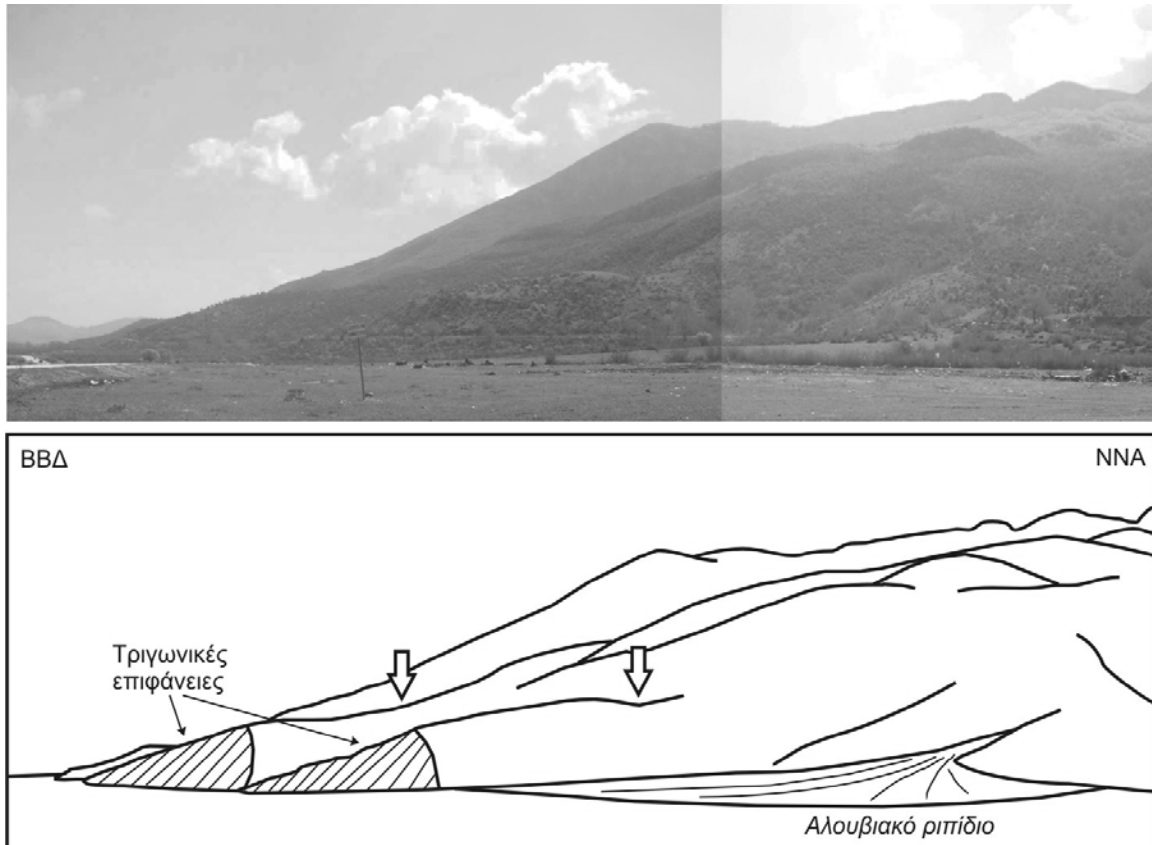
Σχήμα 6.6. Τρισδιάστατη πανοραμική απεικόνιση των ρηγμάτων Φαναρίου και Μαυρομματίου με τη χρήση της εικόνας LANDSAT 7ETM (RGB321) και του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου. Τα κίτρινα βέλη σημειώνουν το ίχνος των ρηγμάτων. Εντυπωσιακή είναι η μορφολογία του ρήγματος του Μαυρομματίου.

Figure 6.6. 3D panoramic perspective of Fanari and Mavrommati faults, using the LANDSAT 7ETM scene (RGB321) draped on the digital elevation model. Yellow arrows indicate fault traces. Mavrommati fault's impressive scarp dominates the landscape.



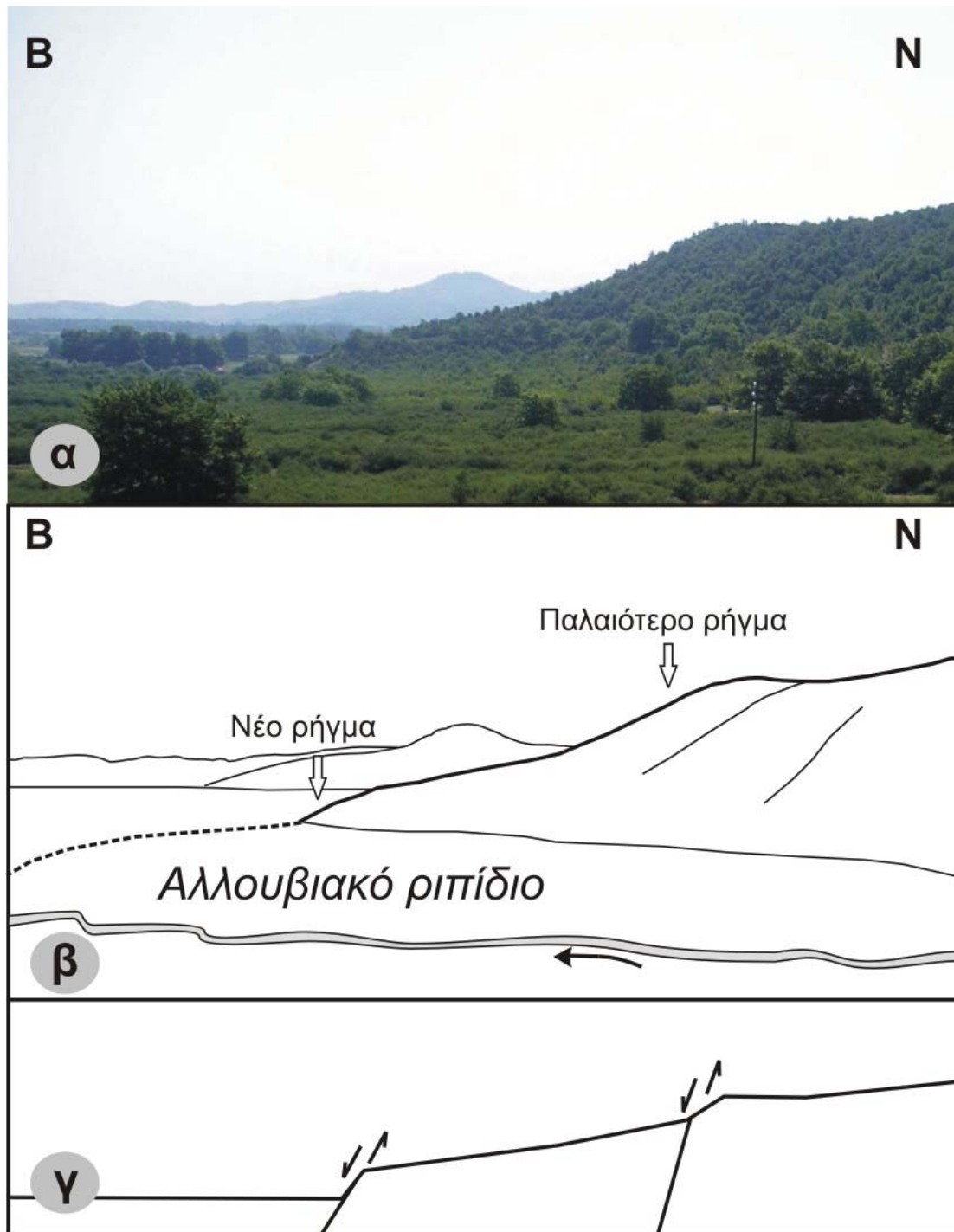
Σχήμα 6.7. Μορφολογική τομή (κατακόρυφη ανύψωση x3) κατά μήκος του ανυψωμένου τεμάχους του ρήγματος Μαυρομματίου. Το υψηλότερο σημείο είναι η κορυφή Ελληνόπτργος (838 m).

Figure 6.7. Footwall topography along strike of Mavrommati fault (vertical exaggeration x3). Highest point is Ellinopirgos summit (838 m).



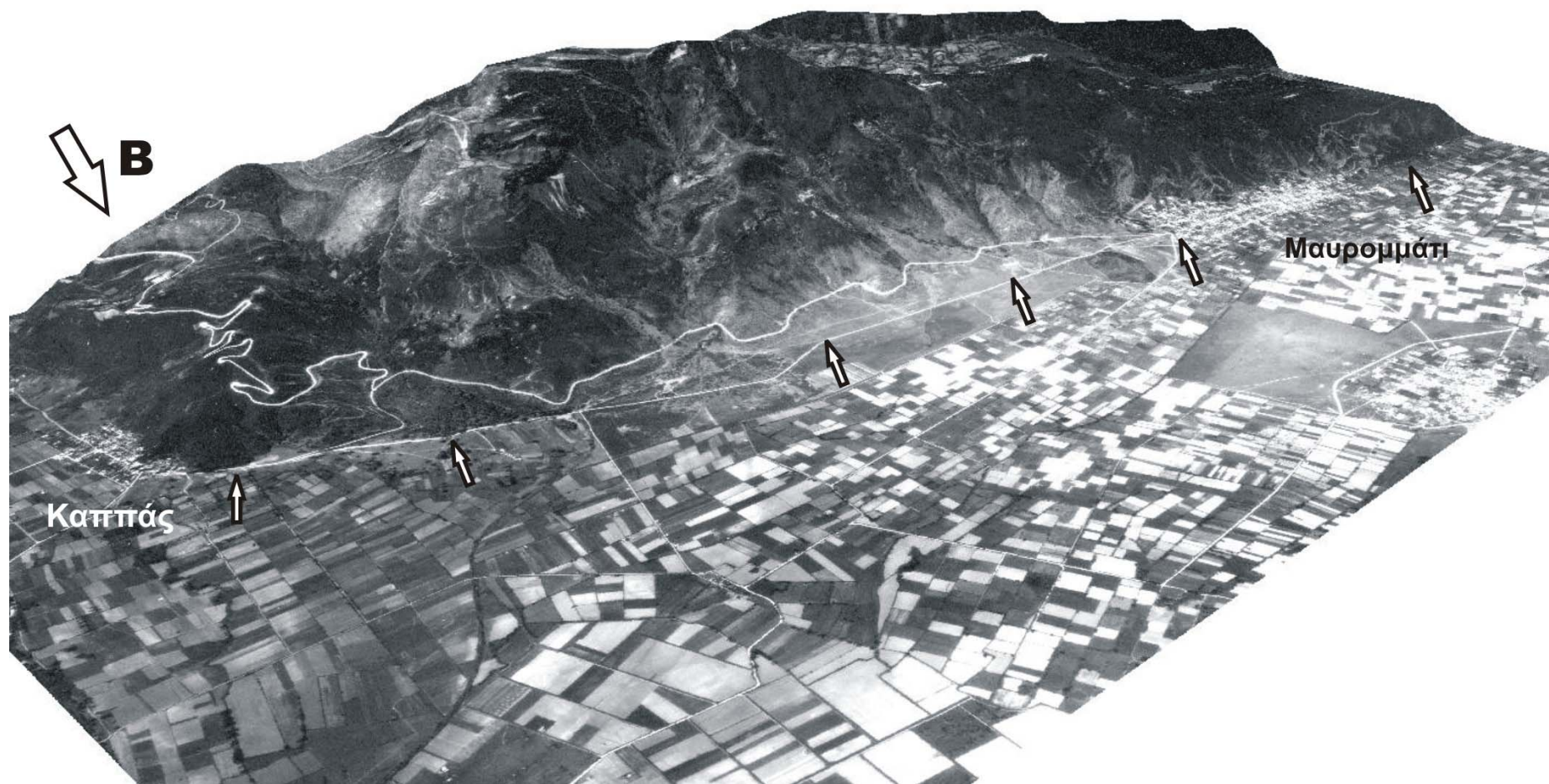
Σχήμα 6.8α. Τριγωνικές επιφάνειες και μορφολογικά στοιχεία του ρήγματος Μαυρομματίου. Με βέλη σημειώνεται η θέση της παλιότερης επιφάνειας του ρήγματος. Άποψη από το Μουζάκι, δυτικό άκρο του ρήγματος.

Figure 6.8a. Triangular facets and morphologic features of Mavrommati fault scarp. Arrows indicate the trace of the older fault plane. View from Mouzaki town, western part of fault.



Σχήμα 6.8β. Άποψη (α) του πρανούς του ρήγματος Μαυρομματίου, κοντά στο ανατολικό άκρο. Διακρίνονται οι δυο διαφορετικές γενιές ρηξιγενών πρανών (β και ερμηνευτικό σχήμα γ).

Figure 6.8b. View (a) of Mavrommati fault scarp, in its eastern part. Two different fault scarp generations are visible (b and simplified scetch c).



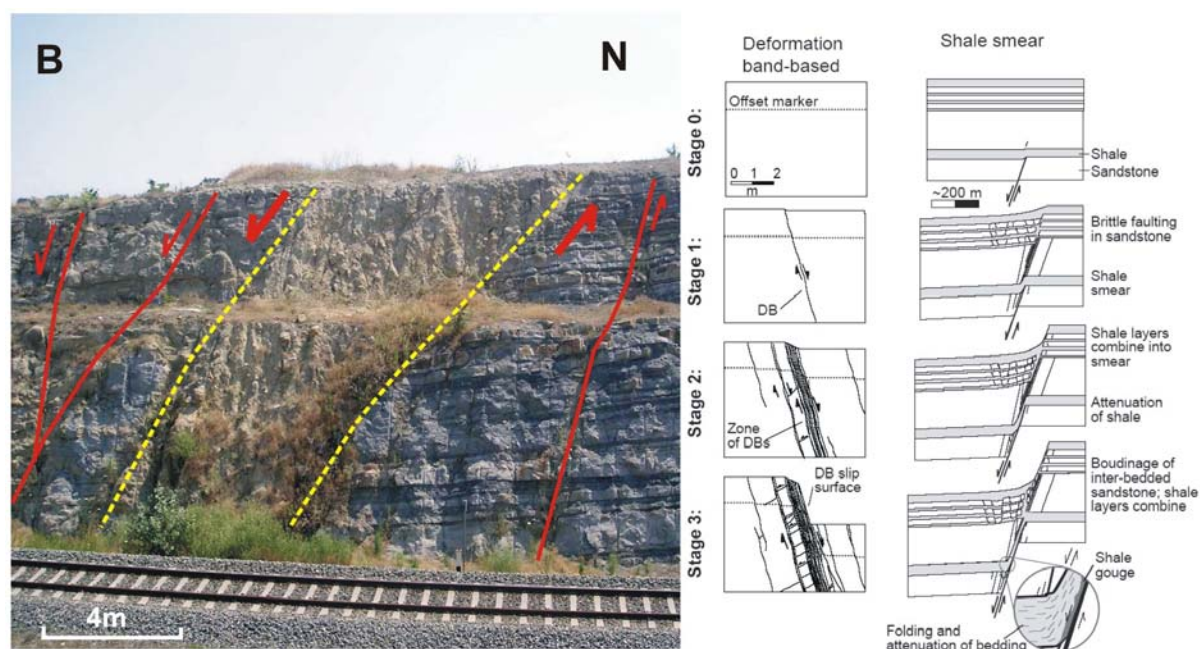
Σχήμα 6.9. Πανοραμική άποψη του ρήγματος Μαυρομματίου από ΒΒΑ. Φωτομωσαϊκό αεροφωτογραφιών της Γ.Υ.Σ. και ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου.
Figure 6.9. Panoramic view of Mavrommati fault from NNE. Mosaicked aerial images by H.G.S. draped on the digital elevation model.



Σχήμα 6.10. Το μορφολογικό πραινές κατά μήκος του ανατολικού μέρους του ρήγματος Μαυρομματίου, κοντά στο δρόμο προς Ελληνόπυργο,. Με βέλη σημειώνονται οι θέσεις αλλαγής της κλίσης του ρηξιγενούς πραινούς.

Figure 6.10. Fault scarp along the eastern part of Mavrommati fault, near the road intersection for Ellinopirgos. Arrows indicate slope inclination changes.

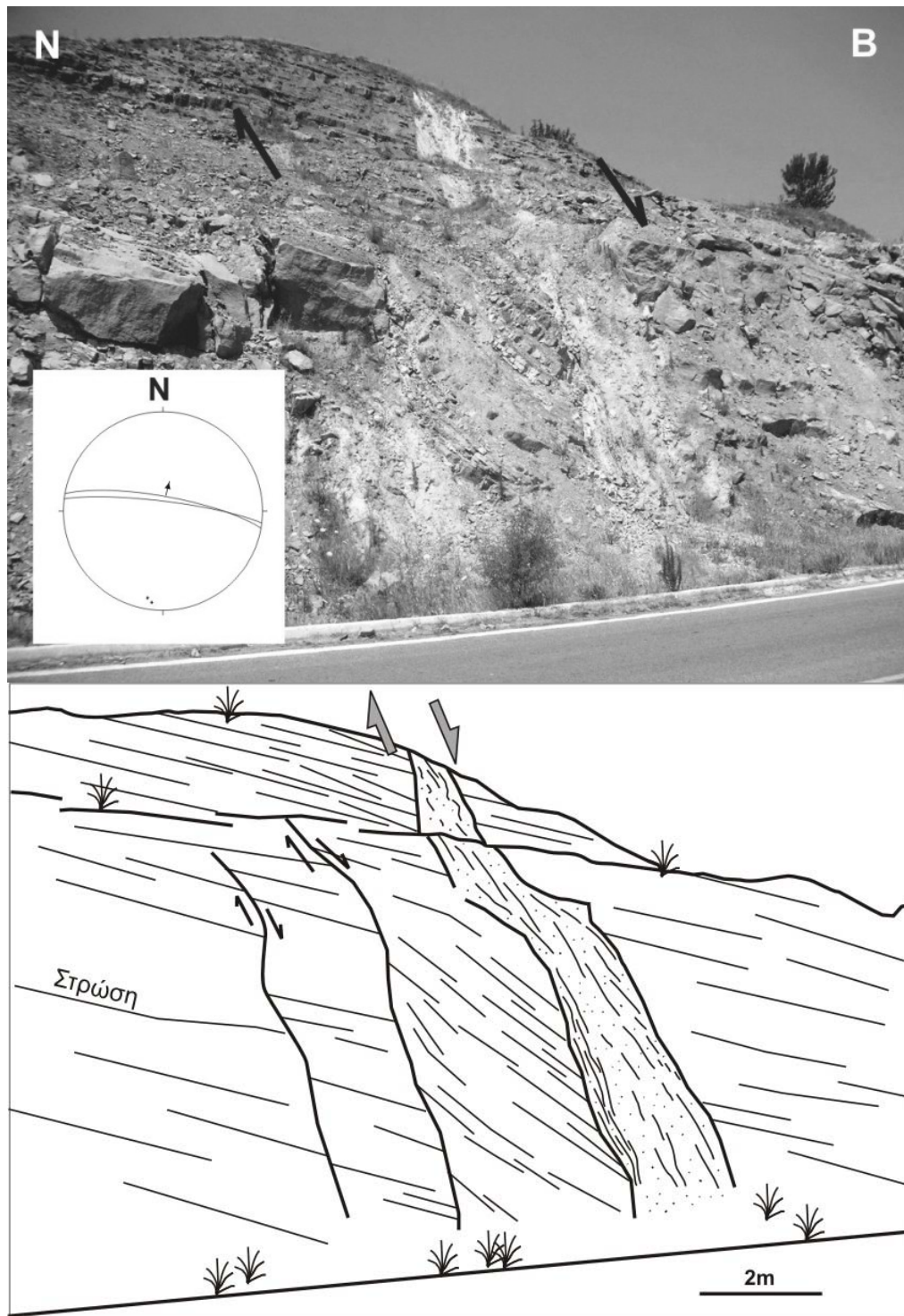
Ανατολικά του ρήγματος του Μαυρομματίου, στα μολασσικά υψώματα Φαναρίου – Καναλίων, εντοπίστηκε το ενεργό **ρήγμα Φαναρίου**. Στοιχεία για πρόσφατα ρήγματα διεύθυνσης Δ – Α στους λόφους αυτούς υπήρχαν από παλαιότερα (Caruto 1990). Το κανονικό ρήγμα του Φαναρίου, έχει διεύθυνση Δ-Α έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (N90-100°), και μήκος περίπου 4000 με 5000 m. Λόγω της σχετικά μικρής ηλικίας του ρήγματος αλλά και των χαλαρών μολασσικών πετρωμάτων, το ρήγμα δεν εμφανίζει κάποια σημαντική μορφολογία.



Σχήμα 6.11. Αριστερά: Η ζώνη διάρρηξης του ρήγματος του Φαναρίου στην τομή της σιδηροδρομικής γραμμής. Με κίτρινο σημειώνεται η κύρια ζώνη, πληρωμένη από χαλαρό τεκτονισμένο υλικό, και με κόκκινο τα δευτερεύοντα ρήγματα. Δεξιά: Δημιουργία ρηγμάτων σε εναλλαγές ψαμμιτικών – αργιλικών στρωμάτων (Davatzes 2003).

Figure 6.11. Left: Fanari fault shear zone as viewed in artificial trench of railroad line near Fanari. Yellow line borders the main shear zone filled with tectonic loose material, and with red lines secondary fractures and faults. Right: Deformation mechanisms of fault formation in sandstone-shale alterations (Davatzes 2003).

Η χαρακτηριστικότερη θέση εμφάνισης του ρήγματος εντοπίστηκε στα νέα τεχνητά πρανή της σιδηροδρομικής γραμμής, αμέσως βορειότερα του παλαιού Σ.Σ. Φαναρίου. Στη θέση αυτή το ρήγμα σχηματίζει μέσα στις εναλλαγές ψαμμιτικών – αργιλικών στρωμάτων μια ζώνη διάρρηξης (shear zone) πάχους 5-6 m, πληρωμένης από χαλαρό κλαστικό υλικό και μικρά περιστρεμμένα τεμάχια πετρώματος, συνοδευόμενη από δευτερεύουσες παράλληλες διαρρήξεις έμπροσθεν και όπισθεν της ζώνης.



Σχήμα 6.12. Το δυτικό τοίχωμα της παραπάνω θέσης. Διακρίνεται η ζώνη διάρρηξης η οποία περιέχει και αναλλοίωτα τεμάχια του περιβάλλοντος πετρώματος, τα οποία έχουν περιστραφεί από την κίνηση του ρήγματος. Στο στερεοδιάγραμμα απεικονίζονται μετρήσεις της ρηξιγενούς επιφάνειας στην ίδια θέση.

Figure 6.12. The west wall of the site shown in the previous figure. Shear zone is easily identified, containing even whole bedrock blocks rotated by the fault movement. Stereonet diagram shows measurements of the fault plane in the same site.

6.2.2 Ρηξιγενείς ζώνες Βλοχού – Φύλλου

Δυο ενεργά ρήγματα σημαντικών διαστάσεων με χαρακτηριστική παρόμοια μορφολογική ανάπτυξη είναι τα ρήγματα Βλοχού και Φύλλου (Σχήμα 6.14), τα οποία τοποθετούνται στο ανατολικό περιθώριο της λεκάνης της Δυτικής Θεσσαλίας.

Στις νοτιοδυτικές παρυφές του Όρους Τίτανος, αμέσως νοτιότερα της κοίτης του Πηνειού ποταμού, βρίσκεται το **ρήγμα του Βλοχού**. Το κανονικό ρήγμα του Βλοχού αποτελεί μια ρηξιγενή ζώνη μήκους 12000 με 19000 m, με κλίση προς N και ανάπτυξη σε διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ (N95-N100°). Κατά μήκος της ζώνης αυτής, το ρήγμα διαχωρίζεται (Σχήμα 6.13Α) σε μικρότερα τμήματα (segments), με κυριότερα τα τμήματα Πέτρινου (δυτικό) και Μεταμόρφωσης (ανατολικό). Προηγούμενη αναφορά για το ρήγμα αυτό υπάρχει μόνο από τον Caputo (1990), ο οποίος σημειώνει στη θέση αυτή ένα πιθανό ανώνυμο ρήγμα. Παρά την απουσία σημαντικών ρηξιγενών επιφανειών κατά μήκος του ρήγματος, το χαρακτηριστικό που μας επιτρέπει να το αποτυπώσουμε ως μια (πιθανή) ενεργή τεκτονική δομή (πέραν της συμβατότητας του προσανατολισμού του με το υπάρχον ενεργό εφελκυστικό πεδίο) είναι η εντυπωσιακή μορφολογία του ανερχόμενου τεμάχους. Το ανερχόμενο τέμαχος αποτελείται από μια σειρά απότομων υψωμάτων του υποβάθρου της Πελαγονικής (Τιτάνιο 327 m, Στρογγυλοβούνι 312 m, Μακρυβούνι 385 m, Δρακότρυπα 180 m) τα οποία περιβάλλονται από το πεδινό τμήμα.

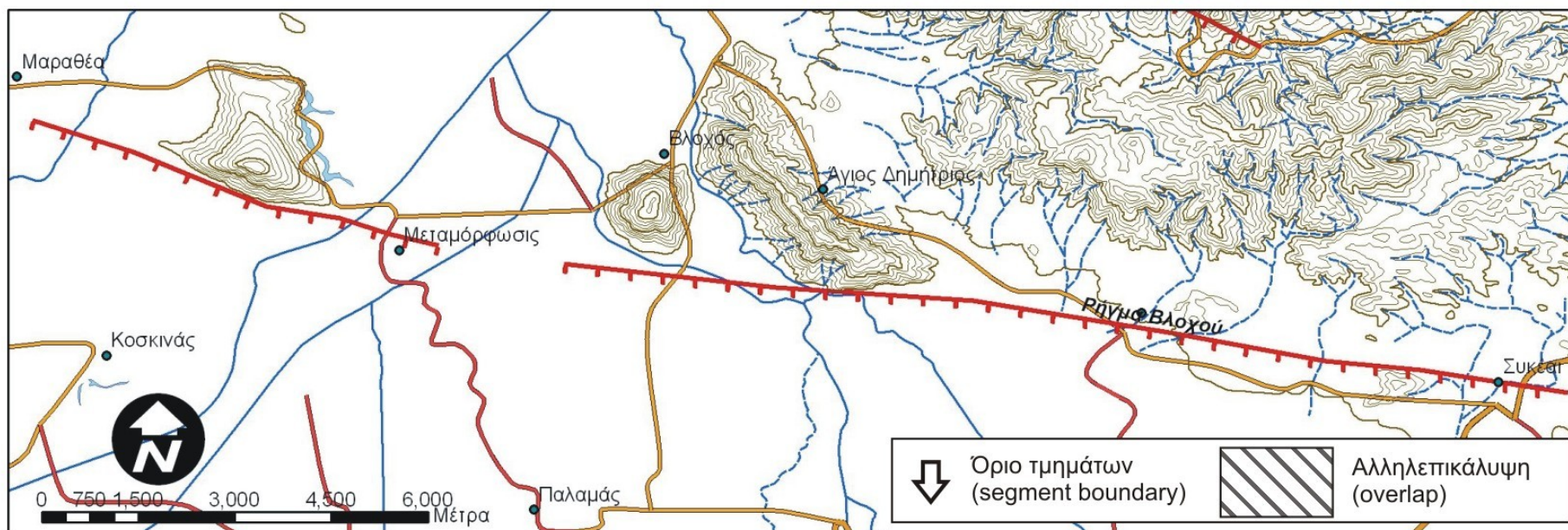
Νοτιότερα του ρήγματος του Βλοχού, και σε σχεδόν παράλληλη διάταξη με αυτό, βρίσκεται το ενεργό κανονικό **ρήγμα του Φύλλου**. Μαζί με αυτό του Βλοχού, το ρήγμα του Φύλλου είναι ένα από τα μεγαλύτερα ρήγματα της περιοχής μελέτης. Για πρώτη φορά το ρήγμα αναφέρεται ως ενεργό από τον Caputo (1990) με μικρότερο μέγεθος και την ονομασία 'ρήγμα Κρήνης'. Με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ (N100°) και κλίση προς N, εκτείνεται για περίπου 15000 – 17000 m, αποτελείται από μια σειρά από τμήματα (segments). Εδώ το διαχωρίζουμε (Σχήμα 6.13Β) σε δύο κύρια τμήματα, Φύλλου (δυτικό) και Κρήνης (ανατολικό). Όπως και το ρήγμα του Βλοχού, έτσι και το ρήγμα του Φύλλου εμφανίζει χαρακτηριστική μορφολογία του ανερχόμενου τεμάχους, το οποίο αποτελείται από μια σειρά απότομων υψωμάτων του υποβάθρου με σημαντικότερο το εντυπωσιακό Φύλληϊον Όρος (300 και 531 m), στην κορυφή του οποίου βρίσκονται τα ερείπια του ομώνυμου αρχαίου οχυρού (απ' όπου δίνουμε και την ονομασία *ρήγμα Φύλλου*).



Σχήμα 6.13. Πανοραμική του δυτικού τμήματος του Φύλλιου Όρους. Άποψη προς ΑΒΑ.
Figure 6.13. Panoramic view of the western part of Fyllion Mount. View to ENE.

Σχήμα 6.14 (επόμενες σελίδες). Χάρτης των ρηγμάτων Βλοχού (Α) και Φύλλου (Β), με τα διάφορα σενάρι τμηματοποίησης. Απεικονίζεται επίσης το υδρογραφικό δίκτυο από τα φύλλα 1:50.000 της ΓΥΣ. Ισοψείς καμπύλες ανά 20 m.

Figure 6.14 (next pages). Map showing Vlochos (A) and Fyllo (B) active normal faults, showing segmentation scenarios. Drainage features from 1:50.000 topographic maps of HGS. Contour interval 20 m.



Σενάριο 1



Σενάριο 2



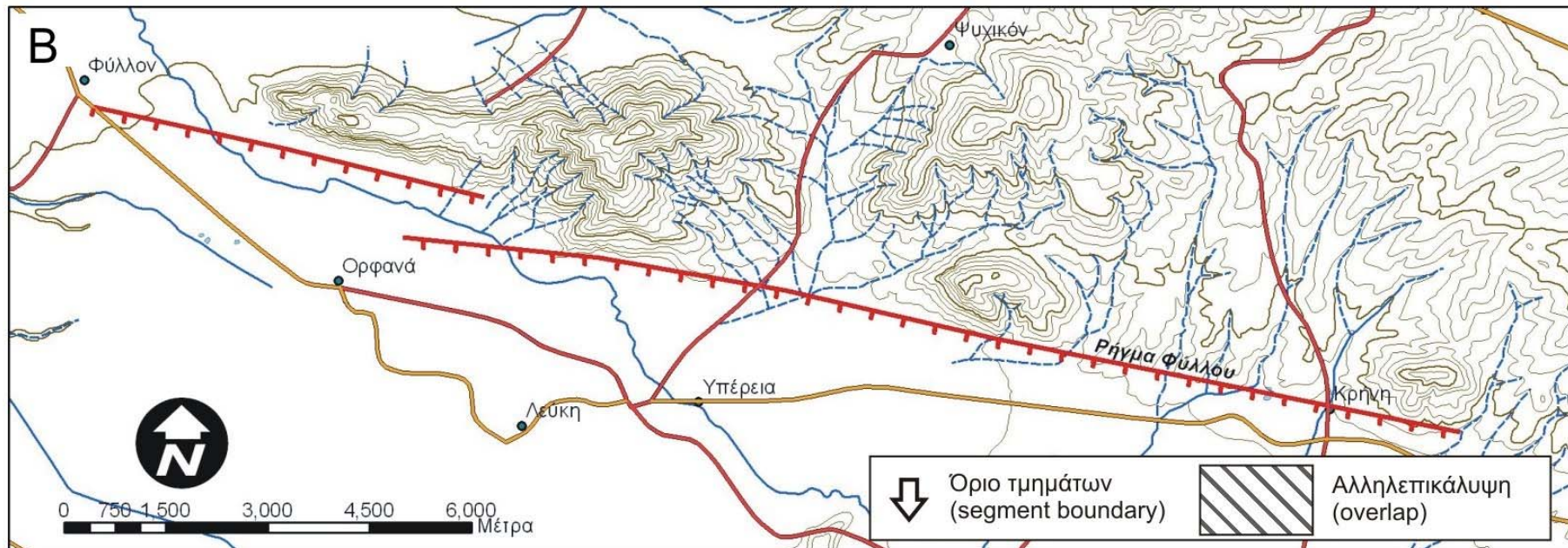
Σενάριο 3



Σενάριο 4



A



Σενάριο 1



Σενάριο 2



Σενάριο 3



6.2.3 Ρηξιγενής ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας

Στο νότιο περιθώριο της πεδιάδας της Δυτικής Θεσσαλίας βρίσκεται η ρηξιγενής ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας, η οποία είναι αρκετά γνωστή λόγω του καταστροφικού σεισμού των Σοφάδων του 1954. Σε προγενέστερες μελέτες, η ζώνη αυτή αντιμετωπίζεται ως ενιαίο ρήγμα ονομαζόμενο κυρίως ρήγμα Σοφάδων, ρήγμα Δομοκού ή Σύστημα ρηγμάτων Δομοκού (Papastamatiou & Mouyiariis 1986, Caputo 1995, Hatzfeld et al. 1999, Goldsworthy & Jackson 2000, Goldsworthy et al. 2002). Η ζώνη αυτή θεωρείται ότι δραστηριοποιήθηκε το 1954 και έδωσε τον σεισμό των Σοφάδων, στις 30 Απριλίου 1954 με μέγεθος $M_s = 6.8$ (Papastamatiou & Mouyiariis 1986, Ambraseys & Jackson 1990, Caputo 1990, Ambraseys & Jackson 1998). Παρουσιάστηκαν επιφανειακές διαρρήξεις με μέση μετατόπιση ~ 1 m (Papastamatiou & Mouyiariis 1986, Pavlides & Caputo 2004). Οι κύριες διαρρήξεις μήκους 2 -3 km εμφανίστηκαν στην περιοχή της Κάτω Αγόριανης (Εκκάρα), ενώ μεταγενέστερες ερμηνείες αποδίδουν συνολική διάρρηξη της τάξης των 30 km (Ambraseys & Jackson 1990, Pavlides 1993).

Η ζώνη διάρρηξης περιλαμβάνει τέσσερα κανονικά ρήγματα με κλίση προς Β, σε en échelon διάταξη, σε μια διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ, τα οποία αποτελούν γεωμετρικά και γεωλογικά τμήματα (segments) της ζώνης. Πρόκειται για τα ρήγματα (από δυτικά προς ανατολικά) Κέδρου, Λεονταρίου, Βελεσιωτών και Θαυμακού (Σχήμα 6.15).



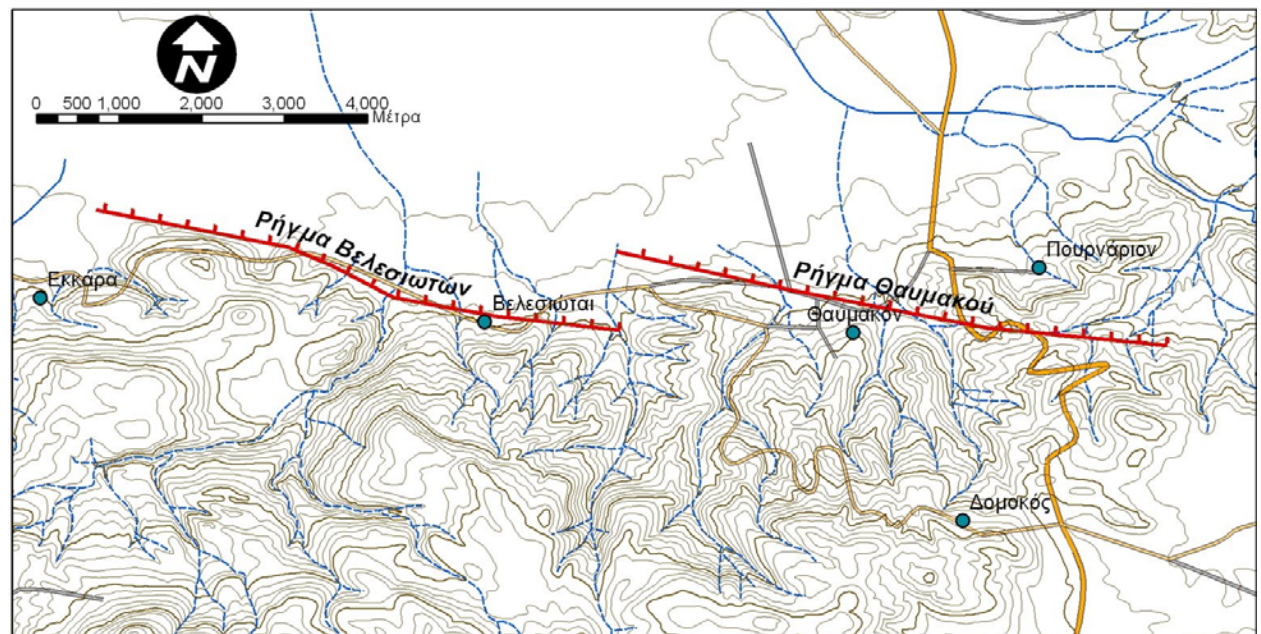
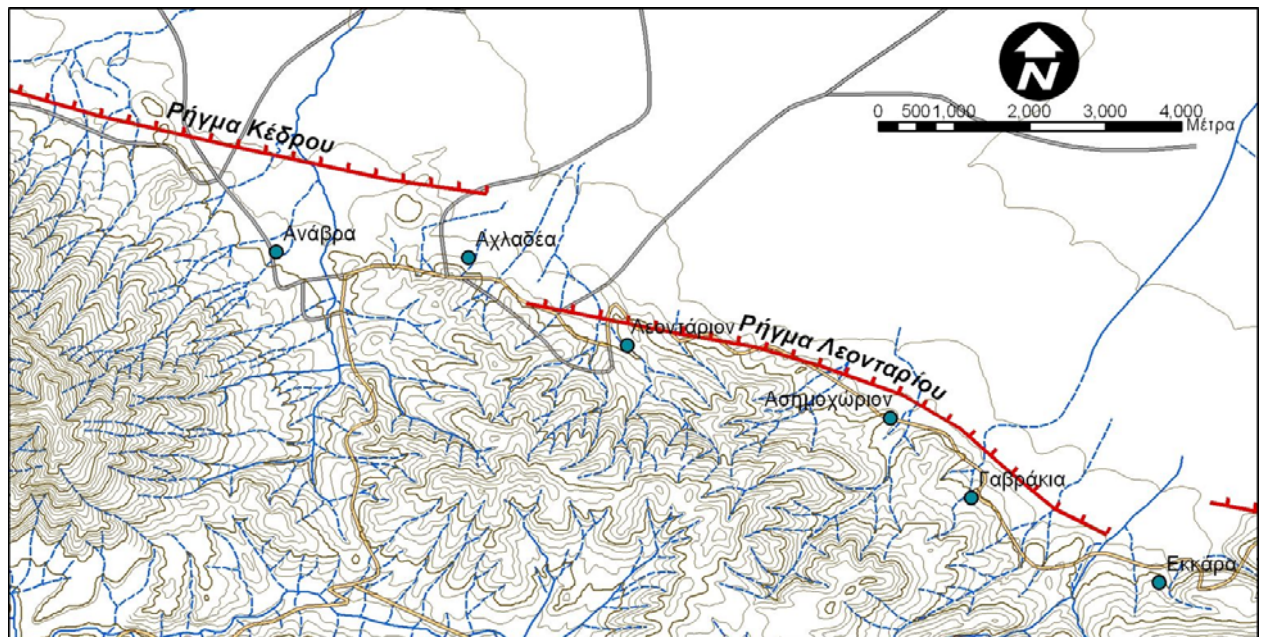
Σχήμα 6.15. Η ρηξιγενής ζώνη Ανάβρας – Λεονταρίου.

Figure 6.15. Anavra – Leontari fault zone.

Το **ρήγμα του Κέδρου** αποτελεί το δυτικό άκρο της ρηξιγενούς ζώνης ξεκινώντας από το χωριό Κέδρος, με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ έως Δ – Α ($N90-N100^\circ$), μήκος περίπου 7000 m και τερματίζει λίγο πάνω από την Ανάβρα, οριοθετώντας το πεδινό τμήμα. Οι Ambraseys & Jackson (1990) αναφέρουν επιφανειακές διαρρήξεις για το σεισμό του 1954, που πιθανώς σχετίζονται με το ρήγμα αυτό. Μια σημαντική αλληλεπικάλυψη (overlap) με το ρήγμα του Λεονταρίου είναι πιθανή, εάν το ρήγμα που αναφέρει ο Caputo (1990) νότια της Ανάβρας αποτελεί συνέχεια αυτού του Λεονταρίου.

Ξεκινώντας δυτικά από το χωριό Λεοντάρι (και πιθανώς ακόμη δυτικότερα εάν ισχύει η παραπάνω υπόθεση), το **ρήγμα του Λεονταρίου** συνεχίζει, με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ, για μήκος 6500 – 7000 m έως την Εκκάρα (Κάτω Αγόριανη), αποκτώντας πιο ΒΔ - ΝΑ διεύθυνση μετά το χωριό Γαβράκια. Η διάταξη του ρήγματος μπορεί να είναι αρκετά πιο περίπλοκη, περιλαμβάνοντας en echelon τμήματα Δ – Α διεύθυνσης (Caputo 1990). Το ρήγμα εμφανίζει μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά ενεργού ρήγματος, όπως έντονο ανάγλυφο, μετατόπιση νεογενών σχηματισμών, τριγωνικές επιφάνειες κ.α. Το παλαιότερο ρήγμα (Πλειόκαινο – Μέσο

Τεταρτογενές) εμφανίζεται πιο εσωτερικά, οριοθετώντας τους αλπικούς σχηματισμούς από τα στρώματα του Σχηματισμού Λεονταρίου (Caruto 1990).



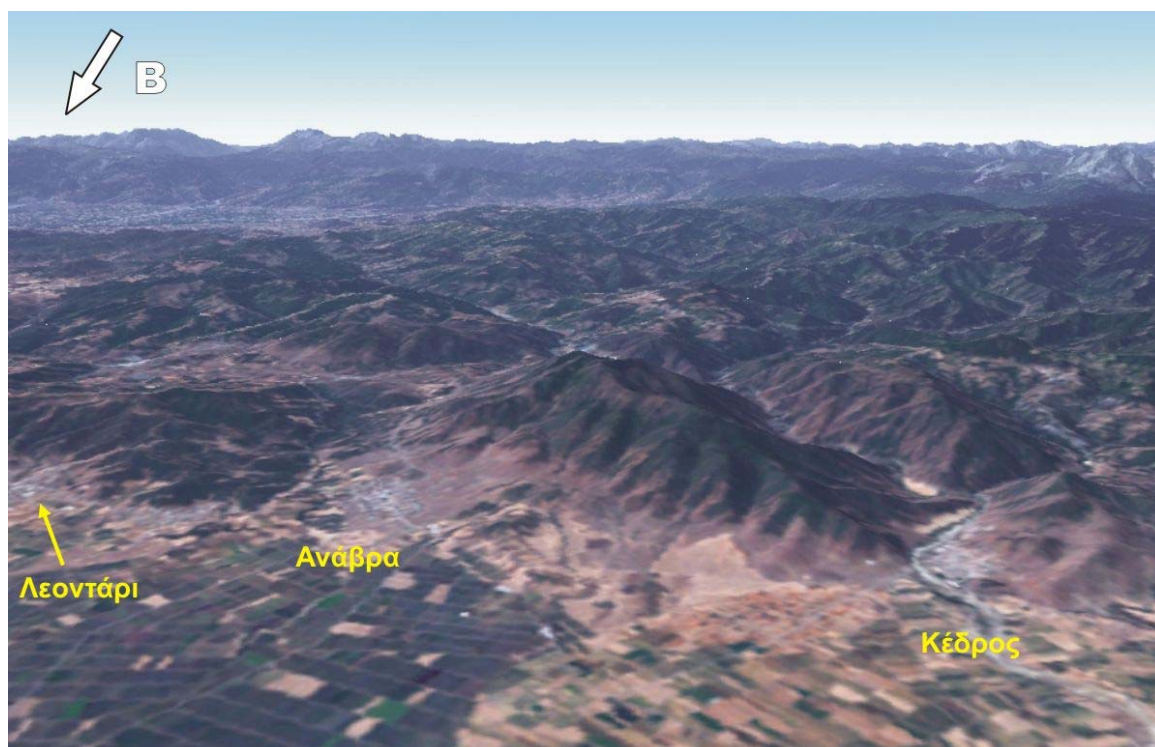
Σχήμα 6.16. Λεπτομερής χάρτης των ρηγμάτων Κέδρου και Λεονταρίου (επάνω) και Βελεσιωτών και Θαυμακού (κάτω) της ρηξιγενούς ζώνης Λεονταρίου - Ανάβρας. Απεικονίζεται επίσης το υδρογραφικό δίκτυο από τα φύλλα 1:50.000 της ΓΥΣ. Ισουψείς καμπύλες ανά 20 m.
Figure 6.16. Detailed map of Kedros and Leontari faults (upper part) and Velesiotes and Thaumako faults (lower part) of the Leontari – Anavra fault zone. Drainage features from 1:50.000 topographic maps of HGS. Contour interval 20 m.

Το μικρό βύθισμα της Εκκάρας (Κάτω Αγόριανης) αντιπροσωπεύει το όριο (segment boundary) μεταξύ των ρηγμάτων Λεονταρίου και Βελεσιωτών. Παρόμοιου τύπου όριο τμημάτων παρατηρείται σε πληθώρα κανονικών ρηγμάτων του Ελληνικού χώρου (Παυλίδης et al. 2004).

Το **ρήγμα Βελεσιωτών** και το **ρήγμα Θαυμακού** αποτελούν το ανατολικό τμήμα. Χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερα ευθύγραμμη ανάπτυξη του μορφολογικού προνού τους και έλεγχο του υδρογραφικού δικτύου. Έχουν διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ (N100°) και εμφανίζουν μήκη 5500 – 6000 m και 5000 – 5500 m, αντίστοιχα.

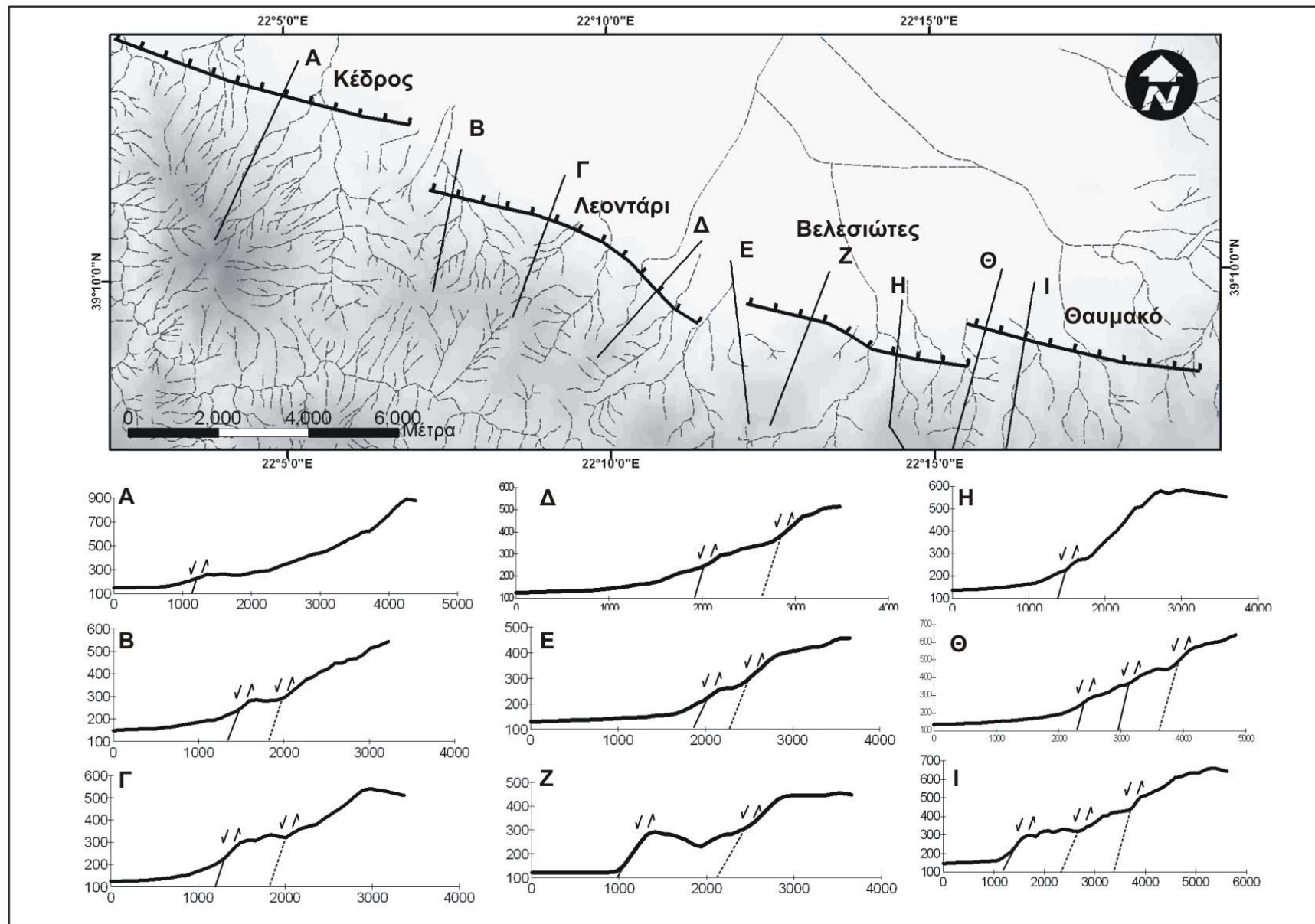
Τα ρήγματα αυτά, ενώ μεμονωμένα εμφανίζουν μικρά σχετικά μήκη και αντίστοιχα μεγάλες μετατοπίσεις για το μέγεθος τους, φαίνεται ότι αποτελούν συνενωμένα τμήματα (linked segments).

Η ρηξιγενής αυτή ζώνη θεωρείται ότι δραστηριοποιήθηκε στο σύνολό της κατά το σεισμό του 1954, με μια αμφιβολία για το ρήγμα Θαυμακού. Επομένως, τα τμήματα αυτά δεν αποτελούν σεισμικά τμήματα (earthquake segments) με μεμονωμένη σεισμική συμπεριφορά. Η έλλειψη ικανών αναφορών επιφανειακής διάρρηξης για το 1954 πιστεύεται ότι οφείλεται σε πιθανή μη κανονική κατανομή της μετατόπισης κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης, με αποτέλεσμα σε πολλά να σημεία να μην υπάρχει παρατηρήσιμη διάρρηξη ή η μετατόπιση να είναι σχετικά μικρή (<10 - 20 cm) ώστε να μην γίνει αντιληπτή. Επίσης, ένα σενάριο αποτελεί η (πιθανή) σημαντικού μεγέθους μετα-σεισμική παραμόρφωση (**post-seismic deformation**), ένα γνωστό φαινόμενο σε σεισμούς παγκοσμίως, η οποία έλαβε χώρα τις επόμενες ημέρες ή εβδομάδες. Υπάρχουν στοιχεία που τεκμηριώνουν το φαινόμενο αυτό για το σεισμό του 1954. Αναφορές αυτόπτων μαρτύρων (Papastamatiou & Mouyiaris 1986) σημειώνουν ότι σε σημείο όπου η σιδηροδρομική γραμμή διέσχιζε την διάρρηξη του ρήγματος, λίγο έξω από τους Βελεσιώτες, η γραμμή χρειαζόταν καθημερινή επιδιόρθωση επί μια τουλάχιστον εβδομάδα, καθώς έσπαζε συνεχώς.



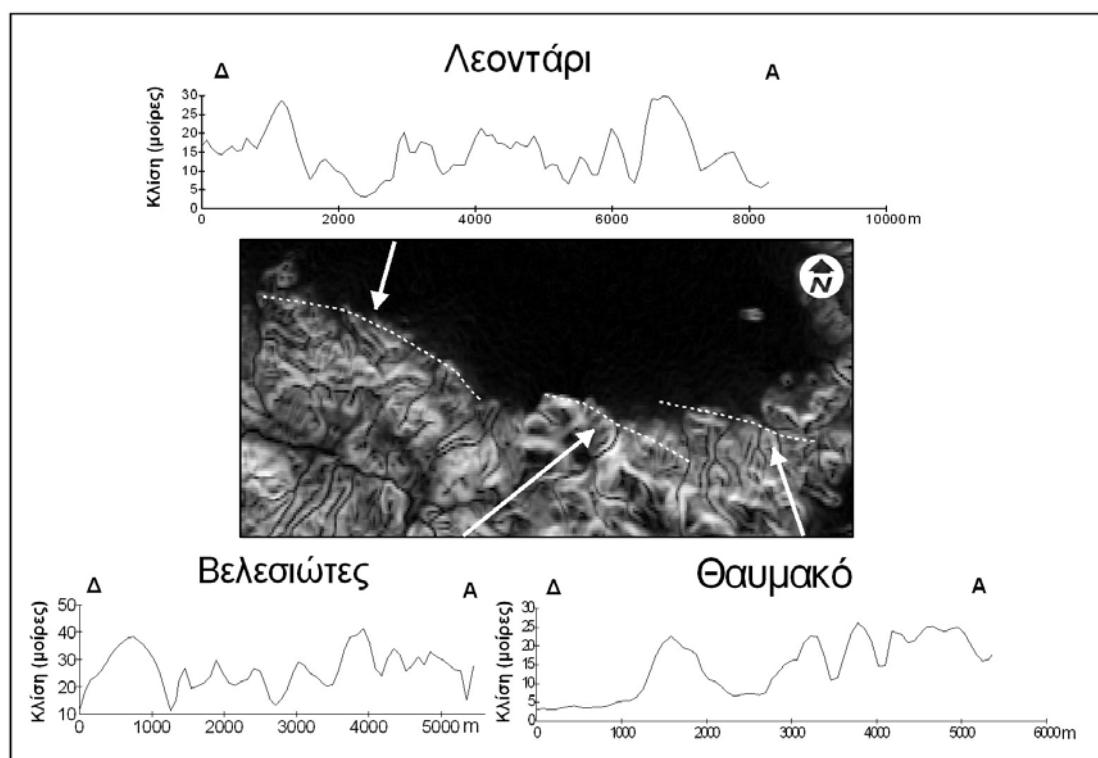
Σχήμα 6.17. Τρισδιάστατη απεικόνιση με χρήση της εικόνας LANDSAT 7 ETM (RGB321) και του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου. Άποψη της περιοχής Ανάβρας, με το ρήγμα Κέδρου (στο κέντρο) και Λεονταρίου (αριστερά) να οριοθετούν το πεδινό τμήμα.

Figure 6.17. 3D visualization using the LANDSAT 7 ETM scene (RGB321) draped on the digital elevation model. View of Kedros fault (center) and Leondari fault (left).



Σχήμα 6.18 (προηγούμενη σελίδα). Μορφολογικές τομές (κατακόρυφη ανύψωση x4) κατασκευασμένες από το DEM, κάθετα στα ρήγματα Κέδρου, Λεονταρίου, Βελεσιωτών και Θαυμακού. Το μορφολογικό πρυνές που σχηματίζουν τα ρήγματα είναι εμφανές στις περισσότερες τομές, ιδιαίτερα στα ρήγματα Λεονταρίου και Βελεσιωτών, ενώ διακρίνονται και παλαιότερα ρηξιγενή πρυνή (με διακεκομμένες γραμμές).

Figure 6.18 (previous page). Topographic profiles (vertical exaggeration x4) extracted from DEM, across Kedros, Leontari, Velesiotes and Thaumako faults. Fault scarps are distinguishable in most profiles, especially for Leontari and Velesiotes faults. Older fault scarps are also visible (dotted lines).



Σχήμα 6.19. Προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρυνούς κατά μήκος των ρηγμάτων, με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Δίνονται τα προφίλ για τα ρήγματα Λεονταρίου, Βελεσιωτών και Θαυμακού. Η μέση τιμή της κλίσης κυμαίνεται στις 18-20° για το ρήγμα Λεονταρίου, 25° για το ρήγμα Βελεσιωτών και 15-16° στο ρήγμα Θαυμακού. Οι μεγαλύτερες τιμές κλίσης εντοπίζονται στο ρήγμα Βελεσιωτών (ασβεστολιθικό υπόβαθρο) ενώ στο ρήγμα Λεονταρίου (Κροκαλοπαγή, αργιλικά, ψαμμίτες, άμμοι) οι κλίσεις είναι πιο μειωμένες.

Figure 6.19. Slope profiles along the fault scarp, extracted from the slope map created from the DEM. Profiles for Leontari, Velesiotes and Thaumako faults are given. Slope angle mean values cluster around 18-20° along Leontari fault, 25° for Velesiotes fault and 15-16° for Thaumako fault. Velesiotes faults sections shows high values of slope angles (limestone bedrock) and in Leontari fault (Conglomerates, clays, sandstones, sands) slope angles are lower.

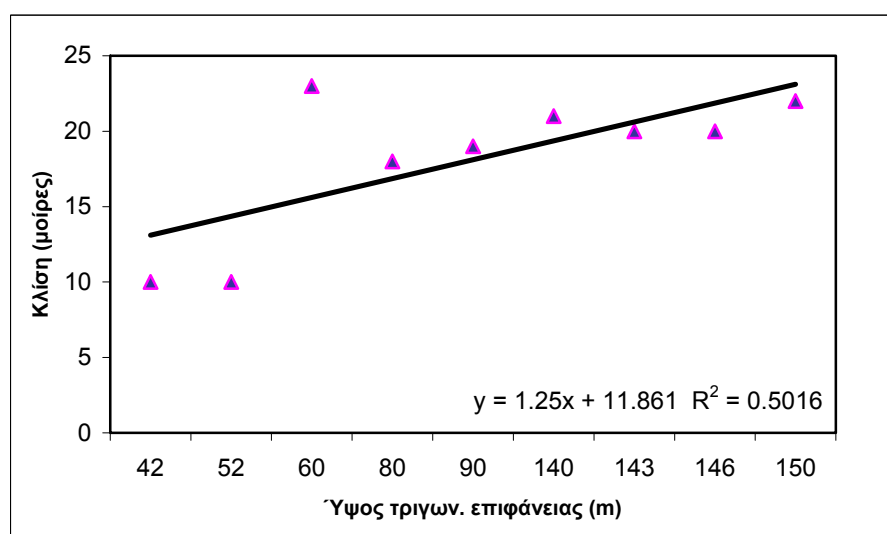
6.2.4 Ρηξιγενής ζώνη Ξυνιάδος

Στο νότιο άκρο της περιοχής μελέτης βρίσκεται η λεκάνη της Ξυνιάδος, η οποία αποτελεί την αποξηραμένη έκταση του παλιότερου έλους. Στην λεκάνη της Ξυνιάδος εντοπίστηκαν δυο νέα ενεργά κανονικά ρήγματα και δυο πιθανά ενεργά κανονικά ρήγματα. Τα ρήγματα αυτά είναι του Αγίου Στεφάνου, της Ξυνιάδος, της Μελιταίας και της Νέας Μάκρισης.

Το **ρήγμα του Αγίου Στεφάνου**, με συνολικό μήκος περίπου 13000 m, έχει διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ (N100-N140°), κλίνει προς Β – ΒΑ, και χωρίζεται σε δύο πιθανά τμήματα (με βάση τα γεωμετρικά και μορφολογικά του χαρακτηριστικά), του Περιβολίου (βόρειο) και του Αγίου Στεφάνου (νότιο). Το ρήγμα του Αγίου Στεφάνου περιλαμβάνει αρκετά καλά ανεπτυγμένες τριγωνικές επιφάνειες (triangular facets) με διαστάσεις 40 έως 160 m ύψος (Σχήμα 6.21). Ανάλυση των τριγωνικών επιφανειών στο τμήμα του Αγίου Στεφάνου, όπου παρουσιάζουν τυπική εμφάνιση (Σχήμα 6.21, αρίθμηση 1-9, από ΒΔ προς ΝΑ) έδειξε ότι αυτές παρουσιάζουν μέση τιμή κλίσης 10° – 24°, με μια μέση τιμή περίπου στις 20°. Αν εξαιρεθούν οι δυο πρώτες τριγωνικές επιφάνειες (1-2), από τις οποίες η πρώτη μάλιστα ανήκει μάλλον στο τμήμα Περιβολίου, φαίνεται μια σταθερή διακύμανση της τιμής της μέσης κλίσης, τόσο κατά μήκος του ρήγματος όσο και με βάση το ύψος της επιφάνειας (Πίνακας 6.1 και Σχήμα 6.20).

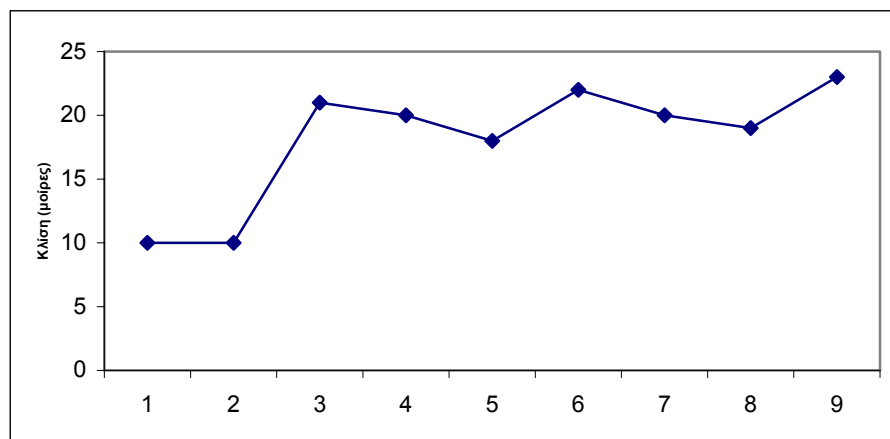
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.1. Τριγωνικές επιφάνειες στο τμήμα Αγίου Στεφάνου.

No	Κορυφή (m)	Βάση (m)	Ύψος (m)	Οριζόντιο μήκος (m)	Κλίση (°)
1	532	490	42	250	10
2	544	492	52	290	10
9	560	500	60	140	23
5	580	500	80	245	18
8	580	490	90	255	19
3	640	500	140	360	21
7	640	497	143	400	20
4	638	492	146	420	20
6	650	500	150	370	22



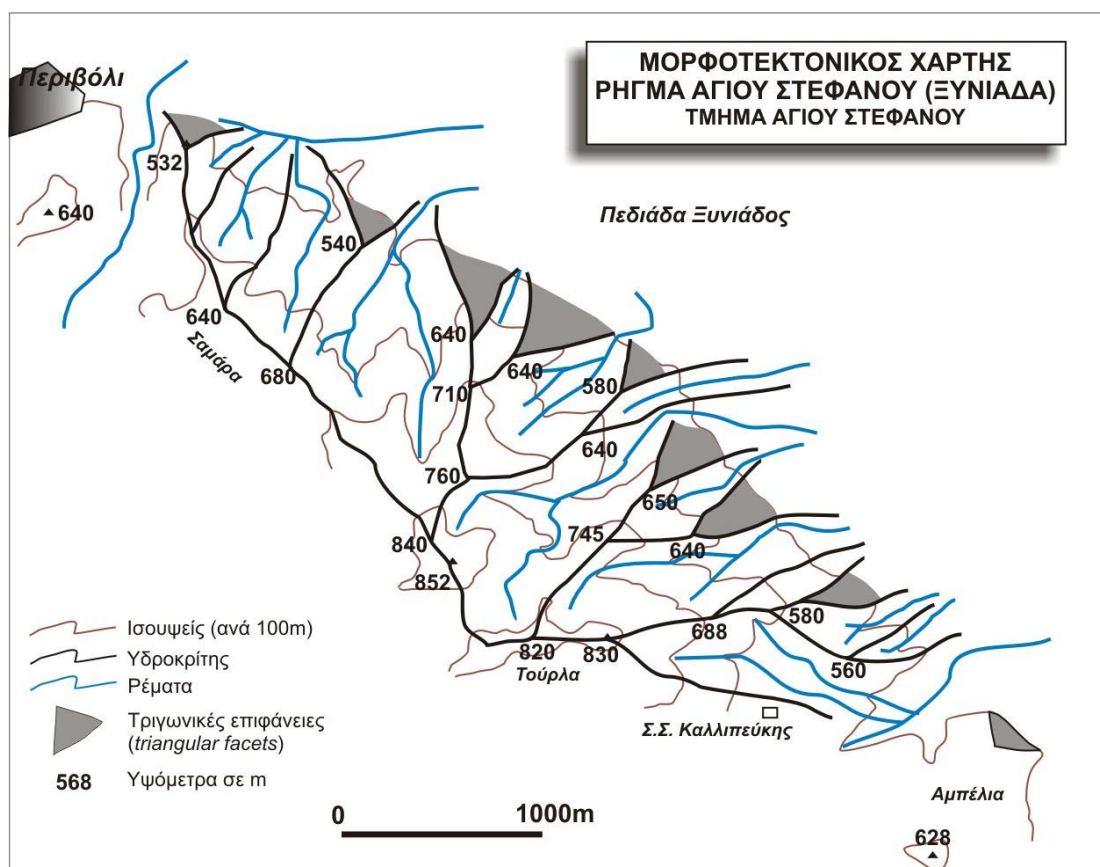
Σχήμα 6.20 (Α) (βλ. επόμενη σελίδα)

Figure 6.20 (A) (see next page)



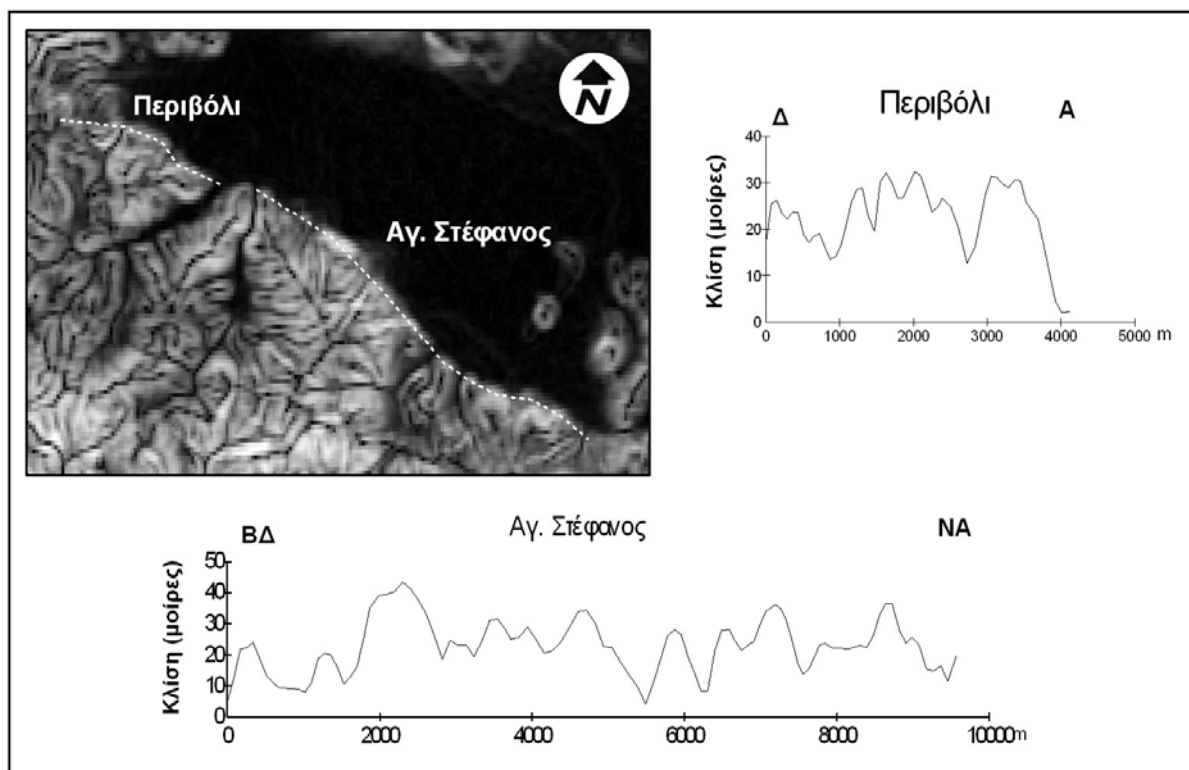
Σχήμα 6.20 (B). Ανάλυση των κλίσεων των τριγωνικών επιφανειών του ρήγματος Αγίου Στεφάνου (για το τμήμα Αγίου Στεφάνου, σχήμα 6.21). A: οι τιμές των μέσων κλίσεων των τριγωνικών επιφανειών με βάση το ύψος τους. B: η κατανομή των μέσων κλίσεων κατά μήκος του τμήματος (Από βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά).

Figure 6.20 (B). Analysis of Agios Stefanos fault triangular facets (concerning Ag. Stefanos segment – figure 6.21). A: Mean slope values of triangular facets plotted against facet height. B: Distribution of facets mean slope values along the fault trace (from northwest to southeast).



Σχήμα 6.21. Μορφοτεκτονικός χάρτης τμήματος του ρήγματος του Αγίου Στεφάνου που κατασκευάστηκε με βάση τοπογραφικούς χάρτες και δορυφορικές εικόνες.

Figure 6.21. Morphotectonic map of the Agios Stefanos segment, made with the use of topographic maps and satellite images.

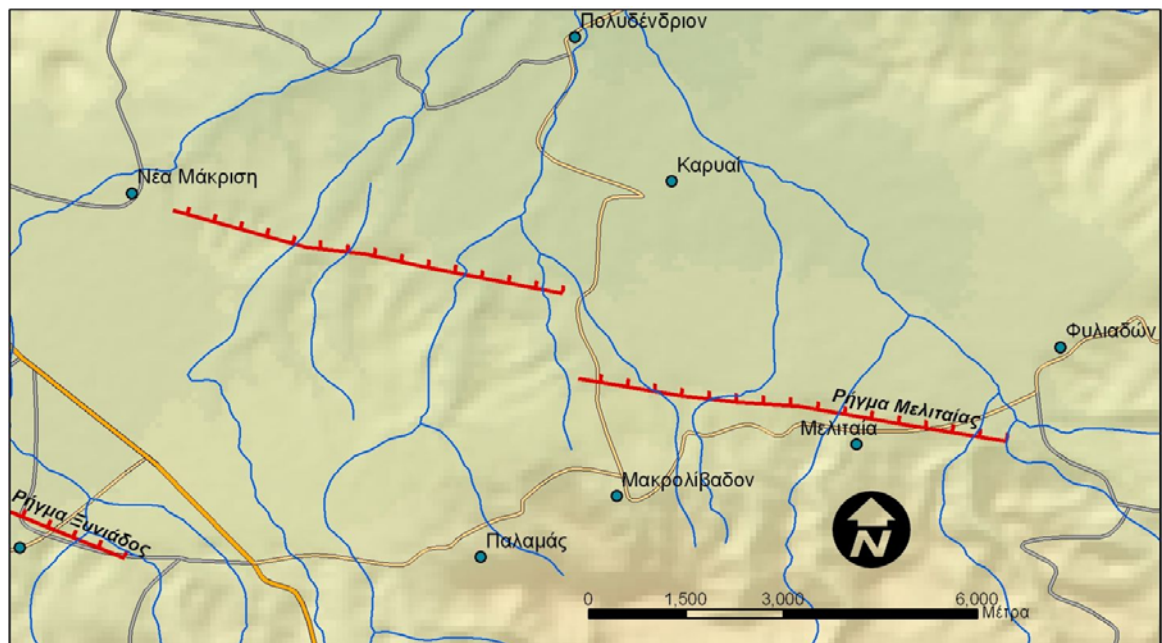
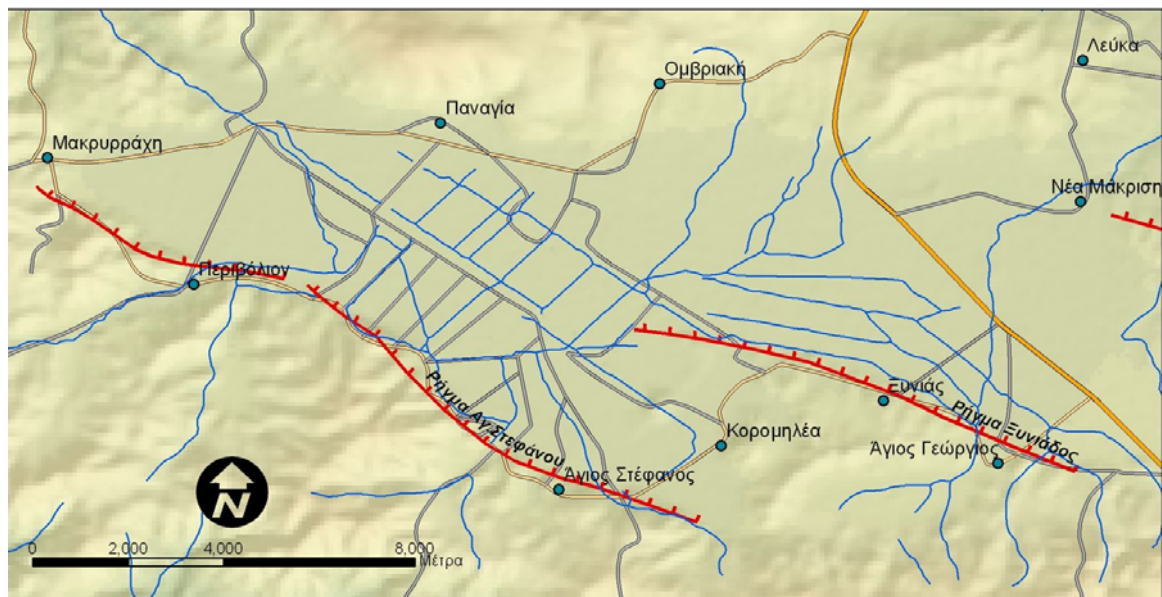


Σχήμα 6.22. Προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρσανούς κατά μήκος των ρηγμάτων, με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Δίνονται τα προφίλ για τα τμήματα Περιβολίου και Αγ. Στεφάνου, του ρήγματος Αγίου Στεφάνου. Οι μέση τιμή των κλίσεων κυμαίνεται περίπου στις 20-22° κατά μήκος και των δύο τμημάτων.

Figure 6.22. Slope profiles along the fault scarp, extracted from the slope map created from the DEM. Profiles for Perivoli and Agios Stefanos segments (Agios Stefanos fault) are given. Mean value of slope angles is clustered around 20-22° for both segments.

Το ρήγμα του Αγίου Στεφάνου είναι τοποθετημένο σε en echelon διάταξη με το **ρήγμα της Ξυνιάδος** (διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ και μήκος 7500 – 8000 m), με το οποίο εμφανίζει σημαντική αλληλεπικάλυψη με μια step-over δομή ανάμεσα στον Άγιο Στέφανο και την Κορομηλιά. Η ύπαρξη ρηγμάτων στο βόρειο περιθώριο της λεκάνης της Ξυνιάδος, σε διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ ή Δ – Α, δεν έγινε δυνατόν να πιστοποιηθεί, καθώς η περιοχή δεν ερευνήθηκε στο ύπαιθρο.

Πιο ανατολικά, εντοπίζονται τα πιθανά ρήγματα **Μελιταίας** και **Νέας Μάκρης**, με διεύθυνση N90-N100° και μήκη 5000 – 6000 m το καθένα. Τα ρήγματα αυτά εμφανίζουν μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά όπως ανυψωμένο τέμαχος με έντονη διάβρωση, οριοθέτηση τοπικών βυθισμάτων πληρωμένων με πρόσφατα (Τεταρτογενή / Ολοκαινικά) ιζήματα και έλεγχο του υδρογραφικού δικτύου.

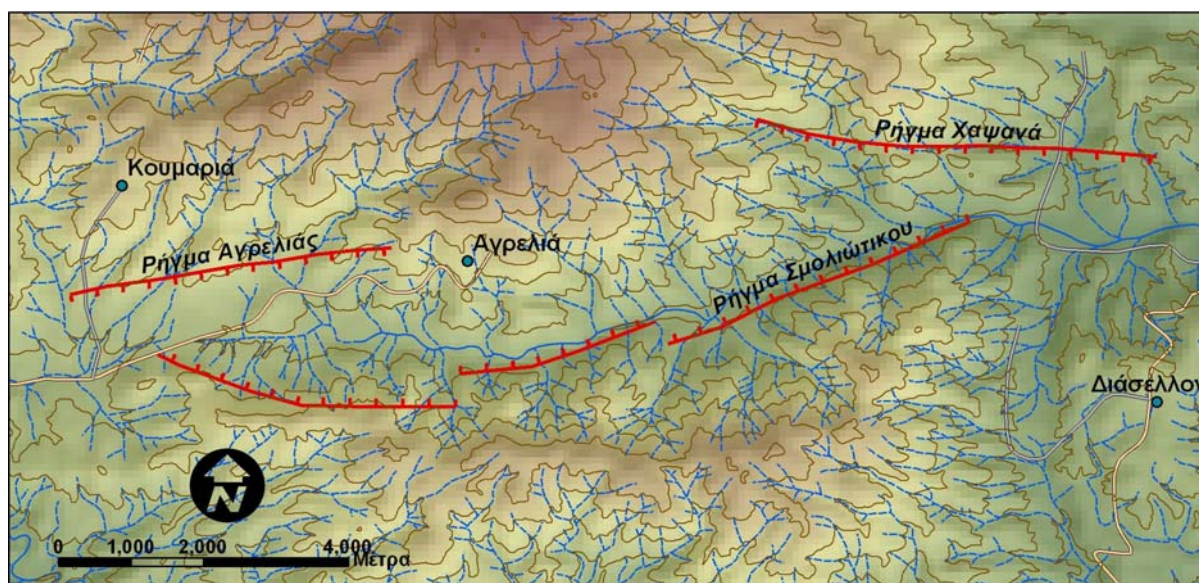


Σχήμα 6.23. Λεπτομερής χάρτης των ρηγμάτων Αγίου Στεφάνου και Ξυνιάδος (επάνω), και Μελιταίας και Νέας Μάκρισης (κάτω) της ρηξιγενούς ζώνης Ξυνιάδος. Απεικονίζεται επίσης το υδρογραφικό δίκτυο από τα φύλλα 1:50.000 της ΓΥΣ. Ισοψείς καμπύλες ανά 20 m.

Figure 6.23. Detailed map of Agios Stefanos and Ksiniada faults (upper part) and Meliteia and Nea Makrissi faults (lower part) of the Ksiniada fault zone. Drainage features from 1:50.000 topographic maps of HGS. Contour interval 20 m.

6.2.5 Ρηξιγενής ζώνη Σμολιώτικου

Η ημι-ορεινή περιοχή του Πελαγονικού υποβάθρου που τοποθετείται ανάμεσα στη Δεσκάτη και τη Φαρκαδώνα, αποτελεί μια άγνωστη έως τώρα περιοχή όσον αφορά τη νεοτεκτονική δομή της. Ακόμη και η λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής παραμένει ελλιπής έως σήμερα. Στο τμήμα αυτό, εντοπίστηκε μια πιθανή ρηξιγενής ζώνη, σημαντικών διαστάσεων, στην περιοχή της Αγρελιάς γύρω από το Σμολιώτικο¹ ρέμα, μέσα από την εξέταση μορφολογικών στοιχείων και του υδρογραφικού δικτύου.

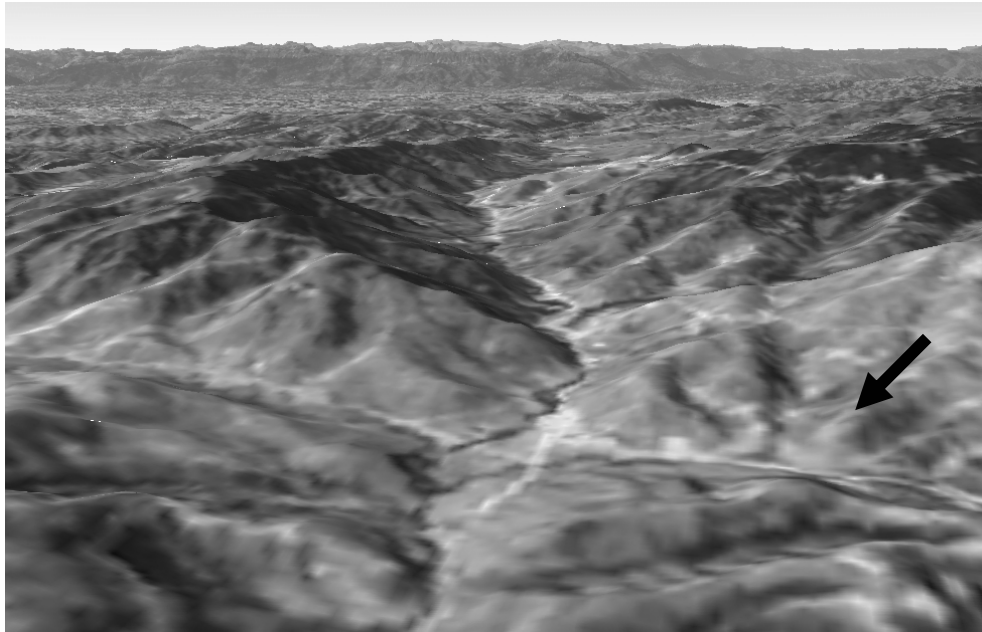


Σχήμα 6.24. Η ρηξιγενής ζώνη του Σμολιώτικου. Ισοψείς ανά 100m.
Figure 6.24. Smoliotikos fault zone. Contour interval 100m.

Η κύρια δομή της ρηξιγενής ζώνης φαίνεται να είναι το **ρήγμα του Σμολιώτικου**. Το ρήγμα αυτό, διεύθυνσης ΔΝΔ – ΑΒΑ έως ΝΔ – ΒΑ, τοποθετείται παράλληλα με την κοιλάδα του Σμολιώτικου ρέματος. Στο μορφολογικό πραινές του ανερχόμενου τεμάχους (κορυφογραμμή Ψηλή Αλατισιά 860 m, Λυκοζάρι 920 m και Αγ. Βασίλειος 820 m) αναπτύσσονται χαρακτηριστικές μικρές κοιλάδες τύπου wine-glass.

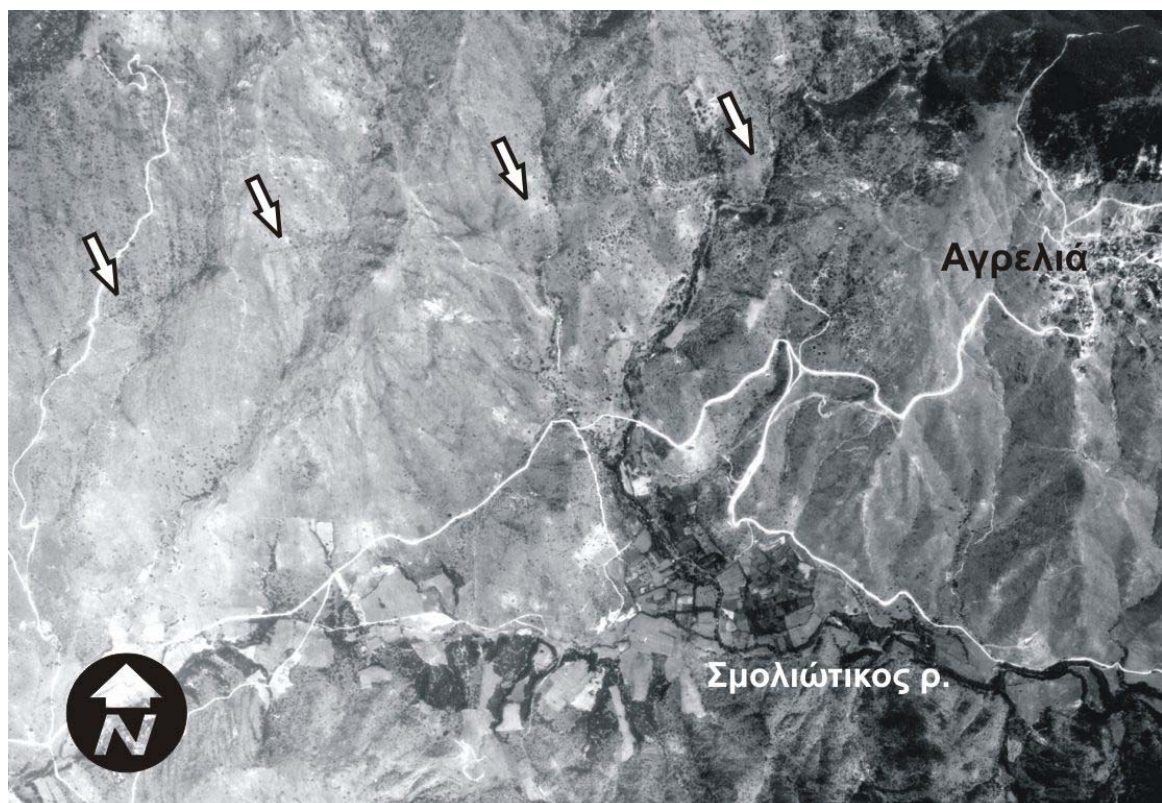
Στο αριστερό τμήμα της κοιλάδας του Σμολιώτικου εντοπίστηκαν τα ρήγματα Αγρελιάς και Χαψανά. Το **ρήγμα της Αγρελιάς** διακρίνεται σε αεροφωτογραφίες ως χαρακτηριστική επιμήκης γράμμωση διεύθυνσης N80-N90° με διαφορά τόνου, ενώ παράλληλα μετατοπίζει το ανάγλυφο, σχηματίζοντας ένα μορφολογικό πραινές ύψους ~40-50 m στην πλαγιά του υψώματος. Το **ρήγμα του Χαψανά** (άγνωστης κινηματικής, πιθανά κανονικό), διεύθυνσης Δ – Α / ΔΒΔ – ΑΝΑ, βρίσκεται ανατολικά του χωριού Αγρελιά. Το ίχνος του ρήγματος διακρίνεται από την μεταβολή και έλεγχο του υδρογραφικού δικτύου, προκαλώντας χαρακτηριστικές κάμψεις και πειρατείες ρεμάτων (stream piracy).

1) Το όνομα 'Σμολιώτικος' του ρέματος προέρχεται από την παλαιά ονομασία του χωριού Αγρελιά (Ν.Τρικάλων) που είναι 'Σμόλια'. Η λέξη σμόλια είναι σλαβικής προέλευσης και πιθανολογείται ότι προέρχεται από την ονομασία σλαβικής φυλής της Ανατολικής Ευρώπης



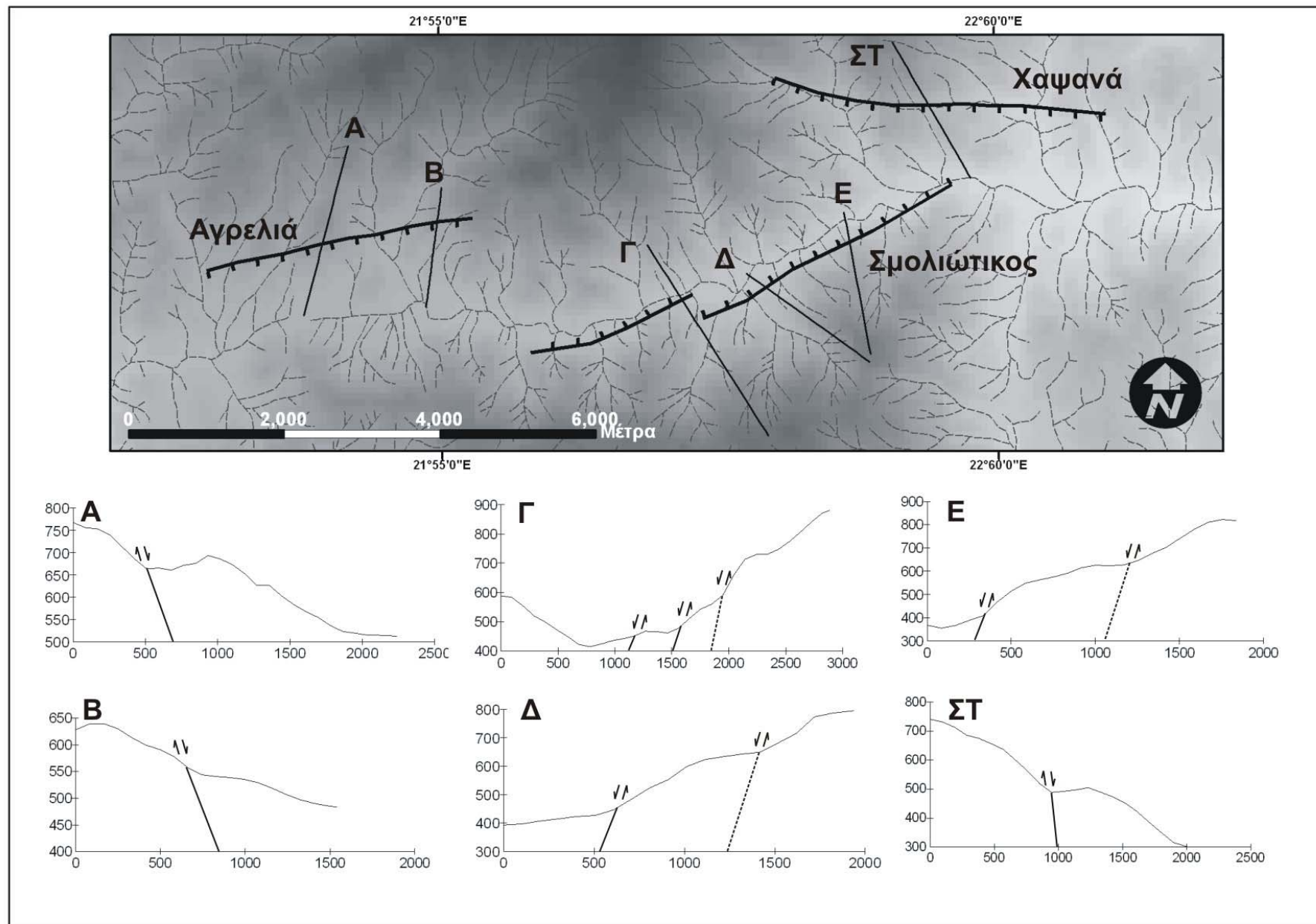
Σχήμα 6.25. Τρισδιάστατη απεικόνιση με τη χρήση εικόνας LANDSAT 7 ETM (RGB321) και του DEM. Άποψη προς δυτικά της κοιλάδας του Σμολιώτικου. Με βέλος σημειώνεται το ρήγμα Χαψανά.

Figure 6.25. 3D visualization using the LANDSAT 7 ETM scene and the digital elevation model. View to west of the Smoliotikos valley. Arrow indicates Chapsana fault trace.



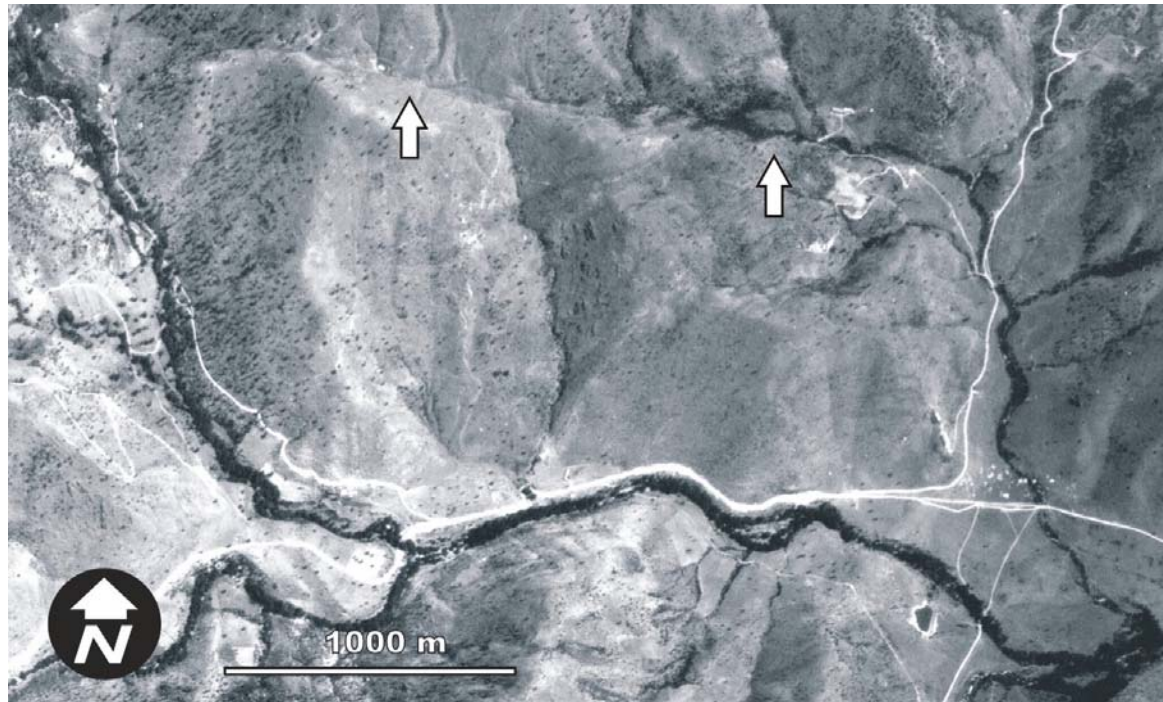
Σχήμα 6.26. Το ίχνος του ρήγματος (λευκά βέλη) της Αγρελιάς, όπως αυτό διακρίνεται σε αεροφωτογραφία της Γ.Υ.Σ. (λήψη 1981).

Figure 6.26. Agrelia fault trace (white arrows) visible on aerial imagery of HGS (taken in 1981).



Σχήμα 6.27 (προηγούμενη σελίδα). Μορφολογικές τομές κατασκευασμένες από το DEM, κάθετα στα ρήγματα Αγρελιάς, Σμολιώτικου και Χαψανά. Το μορφολογικό πραινές που σχηματίζουν τα ρήγματα είναι εμφανές στις περισσότερες τομές, ενώ διακρίνονται και παλαιότερα ρηξιγενή πραινά (με διακεκομμένες γραμμές).

Figure 6.27 (previous page). Topographic profiles extracted from DEM, across Agrelia, Smoliotikos and Chapsana faults. Fault scarps are distinguishable in most profiles. Older fault scarps are also visible (dotted lines).



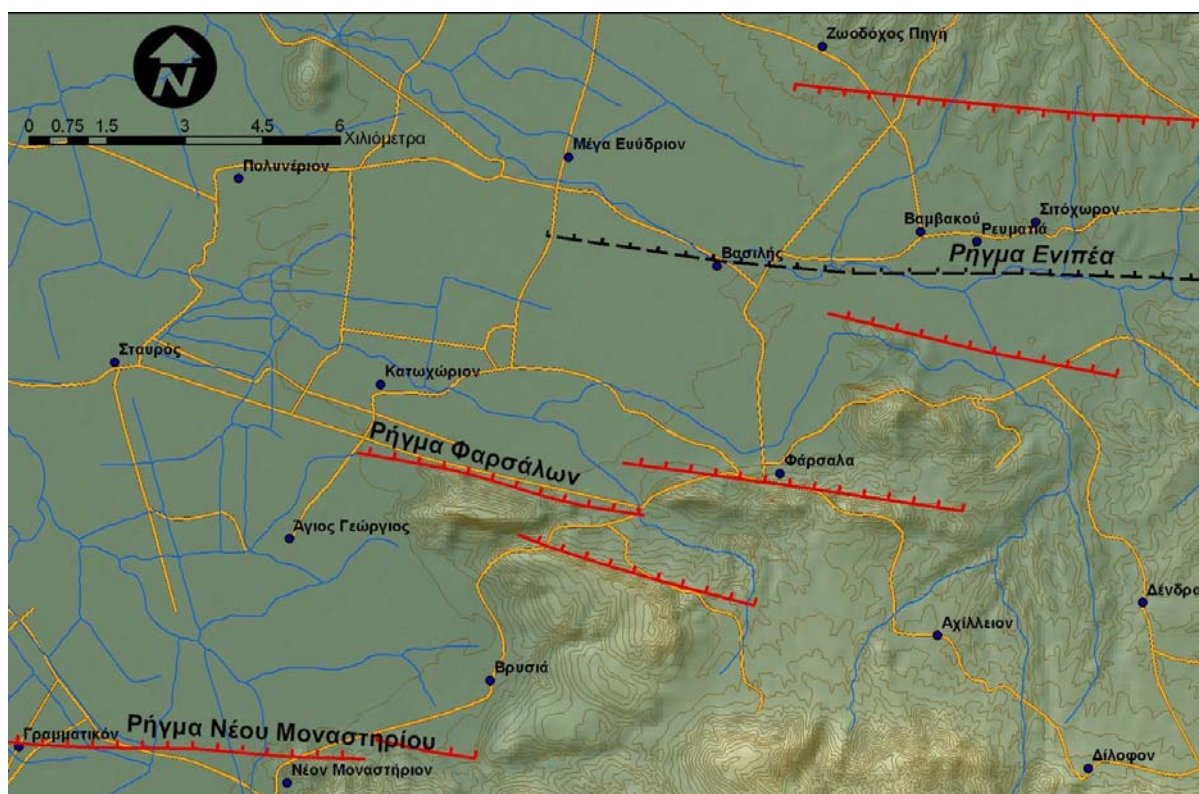
Σχήμα 6.28. Το ίχνος του ρήγματος (λευκά βέλη) του Χαψανά, όπως αυτό διακρίνεται σε αεροφωτογραφία της Γ.Υ.Σ. (λήψη 1981).

Figure 6.28. Chapsana fault trace (white arrows) visible on aerial imagery of HGS (taken in 1981).

6.2.6 Άλλα ρήγματα

Εντοπίστηκαν επίσης, αρκετά ακόμη νέα ενεργά ή πιθανά ενεργά κανονικά ρήγματα στην περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας.

Το νοτιοανατολικό περιθώριο της πεδιάδας της Δυτικής Θεσσαλίας αποτελεί μια έντονα τεκτονισμένη περιοχή, με αρκετά νεοτεκτονικά και ενεργά κανονικά ρήγματα (Caputo 1990, Caputo & Pavlides 1993, Mountrakis et al. 1993). Ενεργά ρήγματα, όπως το **ρήγμα Νέου Μοναστηρίου**, το **ρήγμα των Φαρσάλων**, το ρήγμα Αμπέλια (Caputo 1990), κ.α., αναπτύσσονται σε παράλληλη διάταξη με διεύθυνση Δ – Α και ΔΒΔ – ΑΝΑ, με την πλειοψηφία να κλίνουν προς Β. Η πιο νεότερη από τις δομές αυτές πιστεύεται ότι είναι το πιθανό **ρήγμα του Ενιπέα**. Το ρήγμα αυτό πιστεύεται ότι αναπτύσσεται μέσα στα αλλουβιακά ιζήματα, κατά μήκος της κοίτης του Ενιπέα ποταμού, με πιθανές διαστάσεις έως και 15000 m. Αν και δεν έχει επιφανειακή εμφάνιση, η παρουσία ενός υπεδαφικού βυθίσματος με μεγάλο πάχος ιζημάτων που έδειξαν πρόσφατες λεπτομερείς γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (Μαριολάκος et al. 2001), υποδεικνύουν την παρουσία μιας σημαντικής ενεργής τεκτονικής δομής.



Σχήμα 6.29. Χάρτης των ενεργών ρηγμάτων που απαρτίζουν την περιοχή Φαρσάλων – Ενιπέα.
Figure 6.29. Map of active faults of Farsala – Enipeas area.

Στην περιοχή του βορειοδυτικού τμήματος της πεδιάδας της Δυτικής Θεσσαλίας, δεν εντοπίστηκαν κάποιες ενεργές τεκτονικές δομές. Το **ρήγμα της Διάβας** αποτελεί την εξαίρεση, καθώς πρόκειται για ένα πιθανό ενεργό κανονικό ρήγμα, διεύθυνσης Δ – Α έως ΔΒΔ – ΑΝΑ (N90-N100°). Το ρήγμα οριοθετεί τις βόρειες παρυφές του όρους Κόζιακα, με την κοίτη του Πηνειού ποταμού να διέρχεται από το κατερχόμενο τμήμα του στα βόρεια.



Σχήμα 6.30. Τρισδιάστατη απεικόνιση με τη χρήση εικόνας LANDSAT 7 ETM (RGB321) και του DEM. Άποψη του ρήγματος της Διάβας, στις βόρειες παρυφές του Κόζιακα.

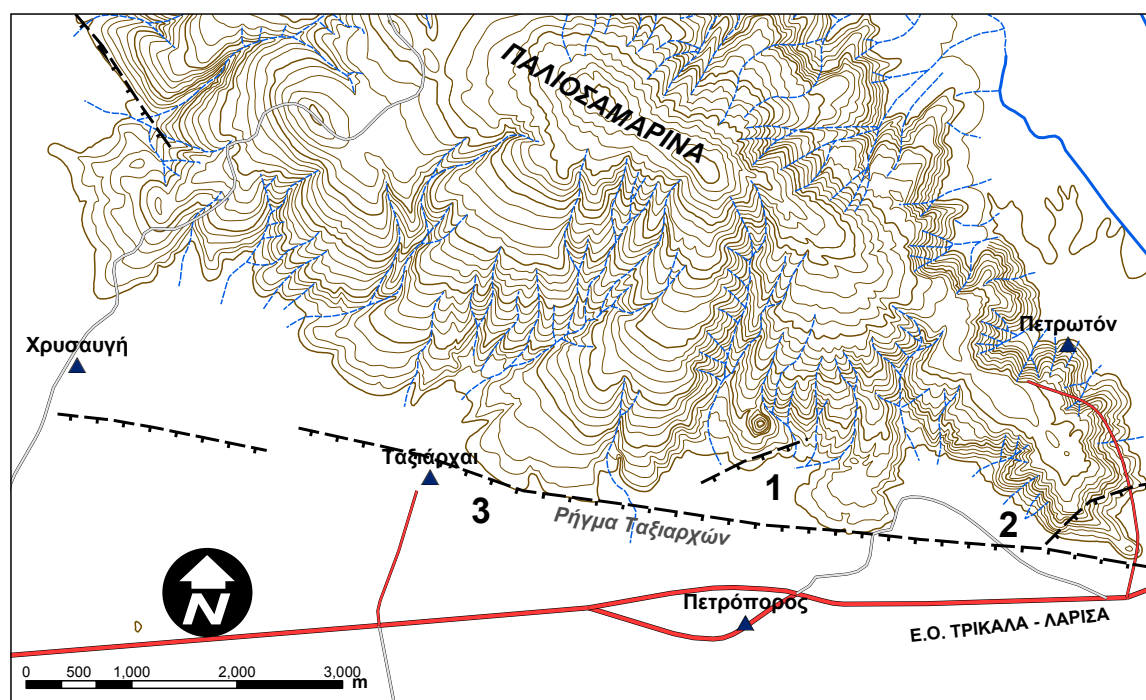
Figure 6.30. 3D visualization using the LANDSAT 7 ETM scene and the digital elevation model. View of Diava fault in the northern end of Koziaikas mountain.

Το **ρήγμα του Δαμασίου** αναφέρεται από τον Caputo (1990) ως πιθανό ρήγμα. Με μήκος 8500 – 9000 m, διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ (N110-N140°) και ιδιαίτερα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά, όπως καλά ανεπτυγμένες τριγωνικές επιφάνειες και έντονο μορφολογικό πρυνές ύψους 200 m, πιθανώς συνδέεται με το **ρήγμα της Λάρισας**, το οποίο ίσως να είναι συνέχεια του πρώτου.

Στην περιοχή νοτιοδυτικά της Καρδίτσας, στα περιθώρια της πεδιάδος, η νεοτεκτονική δομή δεν έγινε δυνατόν να εξακριβωθεί με ασφάλεια. Προτείνονται τρία πιθανά ενεργά κανονικά ρήγματα (**Ρήγμα Αχλαδοχωρίου**, **ρήγμα Καλλιθήρου** και **ρήγμα Κρύας Βρύσης**) βασισμένα αποκλειστικά σε μορφολογικά κριτήρια.

Για την περιοχή των Τρικάλων, η κατάσταση παραμένει ασαφής. Παρά τη λεπτομερή έρευνα δεν έγινε δυνατόν να διαπιστωθεί με σιγουριά η ύπαρξη κάποιου μεγάλου ενεργού ρήγματος. Η υπόθεση για ένα κύριο κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΔΒΔ – ΑΝΑ στα νότια της Παλιοσαμαρίνας (**ρήγμα Ταξιαρχών**) παραμένει ως το πιο ρεαλιστικό σενάριο, χωρίς να έχει ακόμη τεκμηριωθεί επαρκώς παρά κάποιες σοβαρές ενδείξεις. Μελλοντική έρευνα ίσως να ξεκαθαρίσει την κατάσταση. Κατά μήκος των νότιων προπόδων του υψώματος Παλιοσαμαρίνα εντοπίστηκαν στο ύπαιθρο δυο ομάδες ρηξιγενών επιφανειών, χωρίς αυτές να σχηματίζουν κάποια καλά καθορισμένη ρηξιγενή ζώνη. Η πρώτη, εμφανίζει διεύθυνση Δ – Α έως ΔΒΔ – ΑΝΑ (N90°-100°) και κλίση προς νότια, με κατακόρυφη κανονική συνιστώσα. Εμφανίσεις των ρηξιγενών επιφανειών αυτών συναντώνται κυρίως κοντά όριο υποβάθρου (Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Πελαγονικής) και Τεταρτογενών ιζημάτων του πεδινού τμήματος, όπως για παράδειγμα γύρω από την δολίνη των Ταξιαρχών (θέση 3 στο σχήμα 6.31). Η δεύτερη ομάδα αποτελείται από πιο καλά ανεπτυγμένες ρηξιγενείς επιφάνειες διεύθυνσης ΝΔ – ΒΑ έως ΔΝΔ – ΑΒΑ (N130 – 150°). Πρόκειται προφανώς για τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που αναφέρουν οι Caputo (1990) και Caputo & Pavlides (1993), με

άγνωστη περίοδο δραστηριοποίησης, πιθανότατα πριν το Μειόκαινο. Στις επιφάνειες αυτές διακρίνεται η παλιότερη γενιά γραμμών ολίσθησης, η οποία δείχνει σχεδόν καθαρή οριζόντια κίνηση (pitch ~ 5 – 10° Δ), αλλά το ενδιαφέρον είναι ότι παρουσιάζουν επναδραστηριοποίηση με μια νέα γενιά γραμμών ολίσθησης, σχεδόν κατακόρυφης (pitch 78 – 85° Δ) κανονικής κίνησης (θέσεις 1 και 2 στο σχήμα 6.31). Ρηξιγενείς δομές που δείχνουν έναν εφελκυσμό ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης αναφέρονται και από τον Caputo (1990) σε ορισμένα σημεία της Θεσσαλίας. Ο εφελκυσμός αυτός ερμηνεύτηκε ως ένα πεδίο τάσης 2^{ης} τάξης, σύγχρονο με το εφελκυστικό πεδίο Β – Ν (Caputo 1991, Caputo & Pavlides 1993).



Σχήμα 6.31. Η περιοχή νότια της Παλιοσαμαρίνας με το πιθανό ρηξιγενές σύστημα των Ταξιάρχων. Σημειώνονται, επίσης, τα ρήγματα ΝΔ – ΒΑ παράταξης. Ισουψείς ανά 20 m, με μπλε γραμμές το υδρογραφικό δίκτυο. Με μαύρες διακεκομμένες γραμμές τα πιθανά ρήγματα.

Figure 6.31. Area south of Paliosamarina, with the possible Taxiarches fault system. SW – NE striking faults are also shown on the map. Contour interval 20 m, blue lines indicate drainage network and dashed black lines indicate possible normal faults.



Σχήμα 6.32. Επιφάνειες παλαιών strike-slip ρηγμάτων (N140–145°) οι οποίες εμφανίζουν πρόσφατη επαναδραστηριοποίηση ως καθαρά κανονικά ρήγματα (pitch ~80°). Αγία Παρασκευή, Πετρόπορο Τρικάλων. Θέση 1 στο σχήμα 6.31.

Figure 6.32. Fault surfaces of old strike-slip faults (N140–145°) showing recent reactivation as pure dip-slip normal faults (pitch ~80°). Agia Paraskevi, Petroporo, Trikala. Site No 1 in figure 6.31.



Σχήμα 6.32. (συνέχεια).

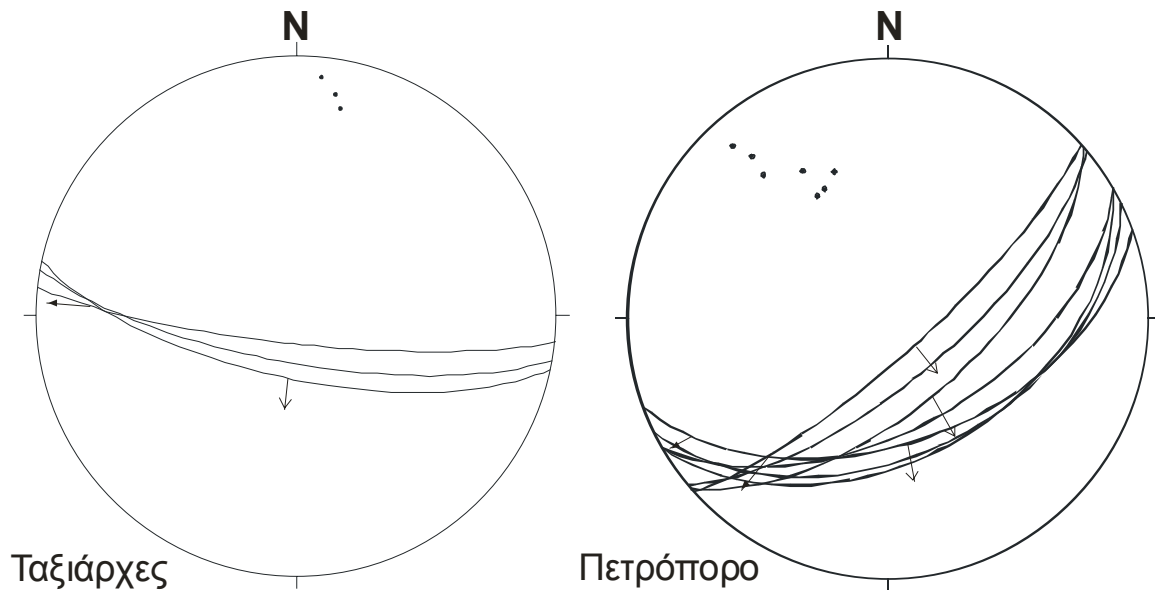
Figure 6.32. (continued).



Σχήμα 6.32. (συνέχεια).
Figure 6.32. (continued).



Σχήμα 6.32. (συνέχεια).
Figure 6.32. (continued).



Σχήμα 6.33. Μετρήσεις ρηξιγενών επιφανειών στην Παλιοσαμαρίνα. Με βέλη τα διανύσματα κίνησης των γραμμών ολίσθησης.

Figure 6.33. Field measurements of fault surfaces in Paliosamarina area. Arrows indicate direction and sense of movement of tectonic striations.



Σχήμα 6.34. Γραμμές ολίσθησης σε ρηξιγενή επιφάνεια κανονικού ρήγματος. Το βέλος δείχνει την διεύθυνση και φορά κίνησης. Θέση 1 στο σχήμα 6.31.

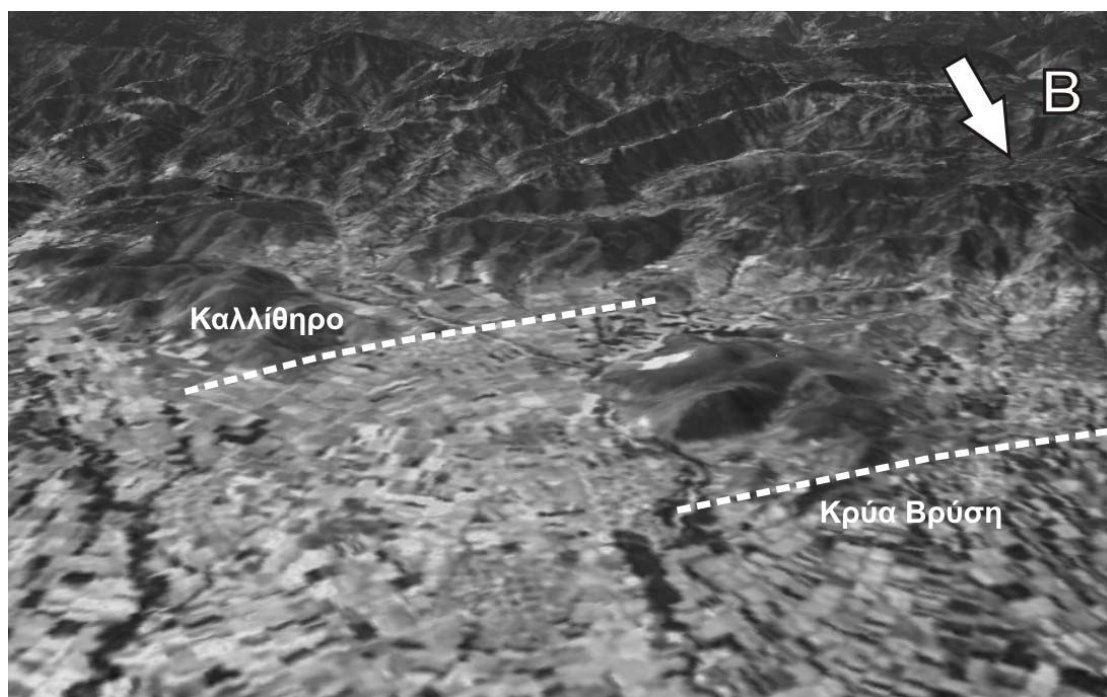
Figure 6.34. Striations on normal fault surface. Arrow shows direction and sense of movement. Site No 1 in figure 6.31.



Σχήμα 6.35. Ρηξιγενής επιφάνεια διεύθυνσης ΔΝΔ – ΑΒΑ / ΝΔ – ΒΑ ($N110^{\circ}-120^{\circ}$) κοντά στο Πετρόπορο.
Figure 6.35. Fault surface cutting bedrock ($N110^{\circ}-120^{\circ}$), near Petroporo.



Σχήμα 6.36. Ρηξιγενείς επιφάνειες κοντά στα λατομεία Πετρόπορου (βλέπε κείμενο).
Figure 6.36. Fault planes near Petroporo quarries (for details see text).



Σχήμα 6.37. Τα πιθανά ρήγματα Καλλίθηρου και Κρύας Βρύσης, νοτιοδυτικά της Καρδίτσας. Εικόνα LANDSAT με DEM.

Figure 6.37. Possible Kallithiro and Krya Vrysi faults, southwest of Karditsa city. LANDSAT image drapped on DEM.



Σχήμα 6.38. Το ίχνος του ρήγματος (λευκά βέλη) του Αχλαδοχωρίου, όπως αυτό διακρίνεται σε αεροφωτογραφία της Γ.Υ.Σ. (λήψη 1982). Διακρίνεται η στρώση των σχηματισμών του υποβάθρου με παράταξη ΒΔ – ΝΑ.

Figure 6.38. Achladochori fault trace (white arrows) visible on aerial imagery of HGS (taken in 1982). Bedding of bedrock formations is visible with a NW – SE strike.

ΠΙΝΑΚΑΣ 6.2. Χαρακτηριστικά των ενεργών και πιθανά ενεργών ρηγμάτων της Δυτικής Θεσσαλίας.

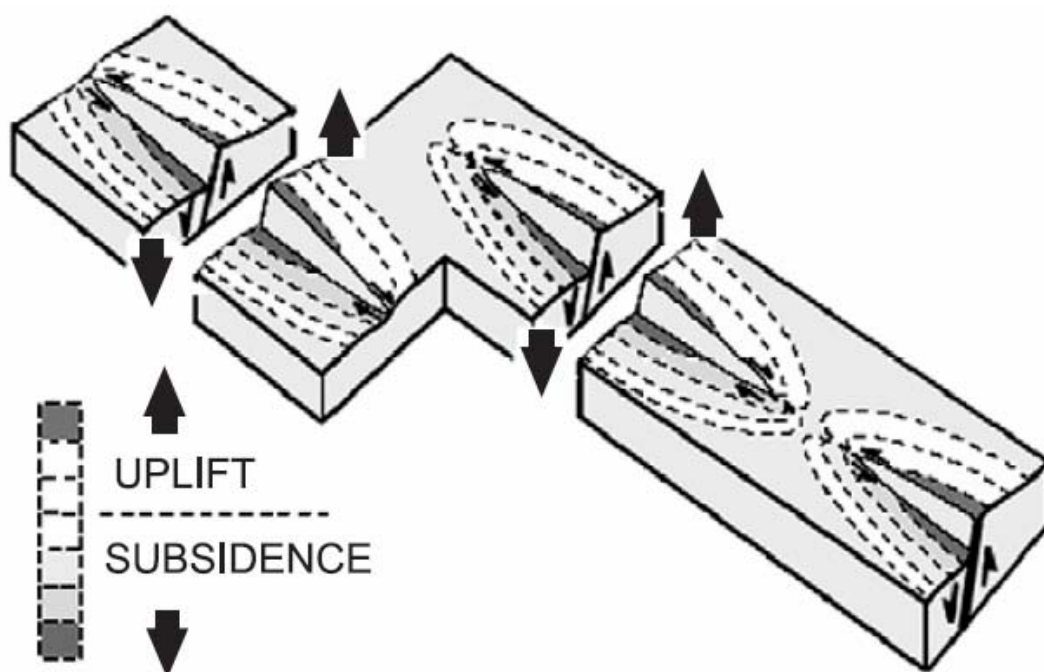
	Ρήγμα	Κατάσταση	Διεύθυνση	Μήκος (m)	Μορφολογικό πρανές (scarp)	Τριγωνικές επιφάνειες	Τριγωνικές επιφάνειες – ύψος (m)
1	Ρήγμα Παλαιομονάστηρου	Ενεργό	N120	5000	80-100	Όχι	-
2	Ρήγμα Μαυρομματίου	Ενεργό	N90	8000	400-500	Ναι	60-80
3	Ρήγμα Φαναρίου	Ενεργό	N90-100	4000-5000	50-100	Όχι	-
4	Ρήγμα Καναλιών	Ενεργό (πιθανό)	N90	4500-6000	30-100	Όχι	-
5	Ρήγμα Αγίου Στεφάνου	Ενεργό	N100-N140	13000-13500	80-200	Ναι	40-160
	<i>Τμήμα Αγ. Στεφάνου</i>	Ενεργό	N100-N140	8200-9500	80-200	Ναι	100-160
	<i>Τμήμα Περιβολίου</i>	Ενεργό	N100-N130	5000	80-150	Ναι	40-60
6	Ρήγμα Ξυνιάδος	Ενεργό	N100-N120	7800-9000	40-80	Όχι	-
7	Ρήγμα Μελιταίας	Ενεργό (πιθανό)	N95-N100	5500-6500	100-160	Όχι	-
8	Ρήγμα Νέας Μάκρης	Ενεργό (πιθανό)	N100	5000-6200	40-60	Όχι	-
9	Ρήγμα Φύλλου	Ενεργό	N100	15000-17000	100-300	Όχι	-
	<i>Τμήμα Φύλλου</i>	Ενεργό	N100	4500-6000	150-200	Όχι	-
	<i>Τμήμα Κρήνης</i>	Ενεργό	N100	12500-13500	100-300	Όχι	-
10	Ρήγμα Βλοχού	Ενεργό	N95-N100	13000-19000	60-200	Όχι	-
	<i>Τμήμα Μεταμόρφωσης</i>	Ενεργό	N95-N100	5000-6500	200	Όχι	-
	<i>Τμήμα Πέτρινου</i>	Ενεργό	N95-N100	13000-15000	60-100	Όχι	-
11	Ρήγμα Δαμασίου	Ενεργό (πιθανό)	N120-N140	8500-10000	100-200	Ναι	60-80
12	Ρήγμα Διάβας	Ενεργό (πιθανό)	N90-N100	4300-5500	50-100	Όχι	-
13	Ρήγμα Κέδρου	Ενεργό	N90-N100	7000	100-150	Όχι	-
14	Ρήγμα Λεονταρίου	Ενεργό	N90-N120	6800-7000	100-200	Ναι(?)	60(?)
15	Ρήγμα Βελεσιωτών	Ενεργό	N100	5500-6000	150-200	Ναι(?)	60(?)
16	Ρήγμα Θαυμακού	Ενεργό	N100	5000-5500	150	Όχι	-
17	Ρήγμα Αγρελιάς	Ενεργό (πιθανό)	N80	4000-5000	40-50	Όχι	-
18	Ρήγμα Χαφανά	Ενεργό (πιθανό)	N90-N80	4500-5000	40-60	Όχι	-
							-
19	Ρήγμα Σμολιώτικου Α	Ενεργό (πιθανό)	N80-N70	6000-6500	200-300	Όχι	-
	Ρήγμα Σμολιώτικου Β	Ενεργό (πιθανό)	N80-N90	3500-4000	60-80	Όχι	-

	Ρήγμα	Κατάσταση	Διεύθυνση	Μήκος (m)	Μορφολογικό πρανές (scarp)	Τριγωνικές επιφάνειες	Τριγωνικές επιφάνειες – ύψος (m)
20	Ρήγμα Αχλαδοχωρίου	Ενεργό (πιθανό)	N90-N100	4500-5000	50-60	Όχι	-
21	Ρήγμα Καλλίθηρου	Ενεργό (πιθανό)	N90-N100	7000-8500	100-150	Όχι	-
22	Ρήγμα Κρύας Βρύσης	Ενεργό (πιθανό)	N90-N95	5500-6000	80-100	Όχι	-
23	Ρήγμα Ταξιαρχών	Ενεργό	N90-N100	8500-13000	80-200	Όχι	-
24	Ρήγμα Παλαιόπυργου	Ενεργό	N100-N110	5500-7000	20-80	Όχι	-
25	Ρήγμα Ενιπέα	Ενεργό	N90-N100	12000-15000	-	Όχι	-
26	Ρήγμα Φαρσάλων	Ενεργό	N100	11000-12000	100-300	Ναι(?)	80(?)
	<i>Τμήμα Φαρσάλων</i>	Ενεργό	N100	6500-7000	100-200	Όχι	-
	<i>Τμήμα Πλάκας</i>	Ενεργό	N100	6000-6500	100-300	Ναι(?)	80(?)
27	Ρήγμα Νέου Μοναστηρίου	Ενεργό	N90-N100	7000-10000	40-80	Όχι	-

6.3. ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Χρησιμοποιώντας τα συνοπτικά μορφολογικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης, γίνεται μια εκτίμηση των μορφολογικών και κινηματικών χαρακτηριστικών των ρηγμάτων αυτών (ύψος πρηνούς, μετατόπιση, κ.α.). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται κυρίως μορφολογικές τομές, τόσο κάθετα στα ρήγματα όσο και παράλληλα στο μέτωπό τους (κατά μήκος του ανερχόμενου τεμάχους - **footwall profiles**). Η εξαγωγή των τομών έγινε από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου.

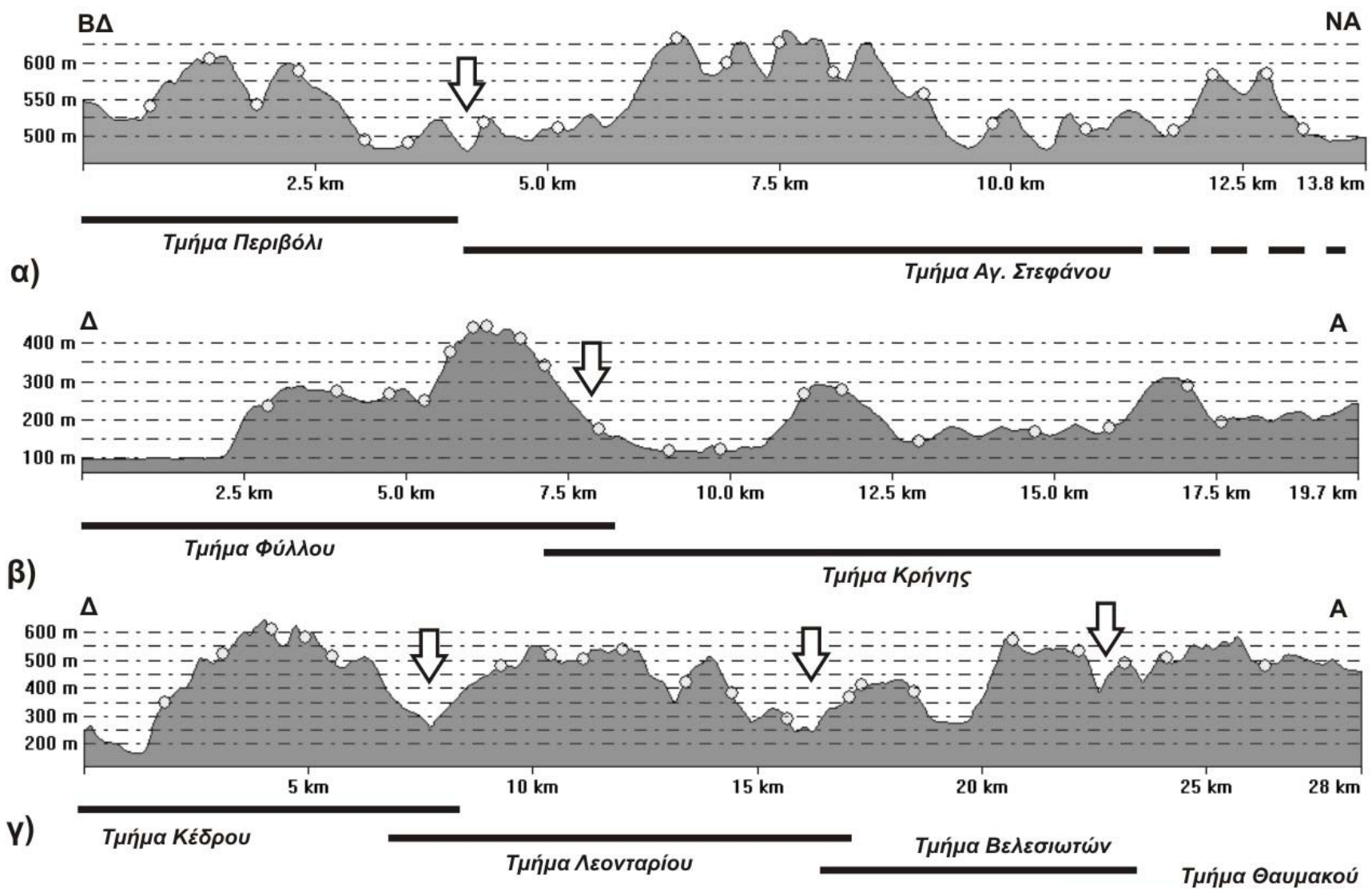
Οι μηκοτομές παράλληλα στα ρήγματα δείχνουν την μετατόπιση του ανερχόμενου τεμάχους, και αποτελούν συνήθως ένα μέσο διαχωρισμού του ρήγματος σε τμήματα, βασιζόμενοι στη λογική ότι η μετατόπιση αυξάνει προς το κέντρο του τμήματος (segment) και σβήνει προς τα άκρα (Σχήμα 6.39).



Σχήμα 6.39. Θεωρητικό σχήμα που απεικονίζει τη συνολική μετατόπιση λόγω κανονικών ρηγμάτων (Watterson 1986, Barnett et al. 1987).

Figure 6.39. Scetch showing cumulative displacement due to normal faulting (Watterson 1986, Barnett et al. 1987).

Παράδειγμα εφαρμογής των μηκοτομών για τον διαχωρισμό σε τμήματα δίνεται στο παρακάτω Σχήμα 6.40, για τα ρήγματα Αγίου Στεφάνου, Φύλλου και Λεοντάρι – Ανάβρα. Παρατηρείται κάποιος συσχετισμός της μορφολογίας για τα περισσότερα τμήματα, με τα όρια των τμημάτων (segment boundaries) να τοποθετούνται σε τοπογραφικά χαμηλά σημεία. Παρ'όλα αυτά, οι διαφορές που παρατηρούνται θεωρείται ότι οφείλονται σε: α) λιθολογικές διαφορές στο ανερχόμενο τέμαχος, β) προϋπάρχουσα μορφολογία και γ) αλληλεπίδραση (**fault interaction**) μεταξύ των επί μέρους τμημάτων (Roberts et al. 2002, Ganas et al. 2005).



Σχήμα 6.40 (προηγούμενη σελίδα). Τοπογραφικές τομές κατά μήκος των ρηγμάτων, που απεικονίζουν το ανάγλυφο του ανερχόμενου τεμάχους (footwall topography), για τα ρήγματα α) Αγίου Στεφάνου, β) Φύλλου και γ) Λεονταρίου – Ανάβρας. Στο κάτω μέρος κάθε τομής δίνονται τα εύρη των επι μέρους τμημάτων. Με βέλη σημειώνονται τα όρια των τμημάτων (segment boundaries).

Figure 6.40 (previous page). Morphologic profiles along fault scarps, displaying footwall elevation, for α) Agios Stefanos fault, β) Fyllo fault and γ) Leontari – Anavra fault. Bars at the lower part of profiles represent segment width. Arrows indicate segment boundaries.

Επίσης, κατασκευάστηκαν τομές κάθετα στα ρήγματα, προκειμένου να εξαχθούν στοιχεία για το μορφολογικό πραινές τους. Παραδείγματα δίνονται στο Σχήμα 6.44. Σχεδόν η πλειοψηφία των ρηγμάτων παρουσιάζει μορφολογικό πραινές ύψους μεγαλύτερο από 40 m (Πίνακας 6.2), ενώ ορισμένα προσεγγίζουν τα 300 – 400 m. Χρησιμοποιώντας την υπόθεση ότι τα πραινά των ρηγμάτων δημιουργήθηκαν από την ανύψωση του ανερχόμενου τμήματος λόγω σεισμικών κινήσεων, μπορούμε να προσεγγίσουμε ορισμένα κινηματικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων. Αυτό γίνεται θεωρώντας ότι το ύψος του πραινούς στο υπόβαθρο αντιπροσωπεύει τη συσσωρευτική μετατόπιση του ρήγματος, στο βαθμό που αυτό εντοπίζεται στο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (Ganas et al. 2005). Τα αποτελέσματα αυτά συγκρίνονται με τις θεωρητικές τιμές μετατόπισης στα ρήγματα, όπως αυτές υπολογίζονται μέσω εμπειρικών σχέσεων μήκους ρήγματος – μετατόπισης (Schlische et al. 1996, Morewood & Roberts 2002).

ΠΙΝΑΚΑΣ 6.3. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μήκους ρήγματος και μετατόπισης

Schlische et. al. (1996)	$d=0.03 * L^{1.06}$
Morewood & Roberts (2002)	$d = 0.07 * L$

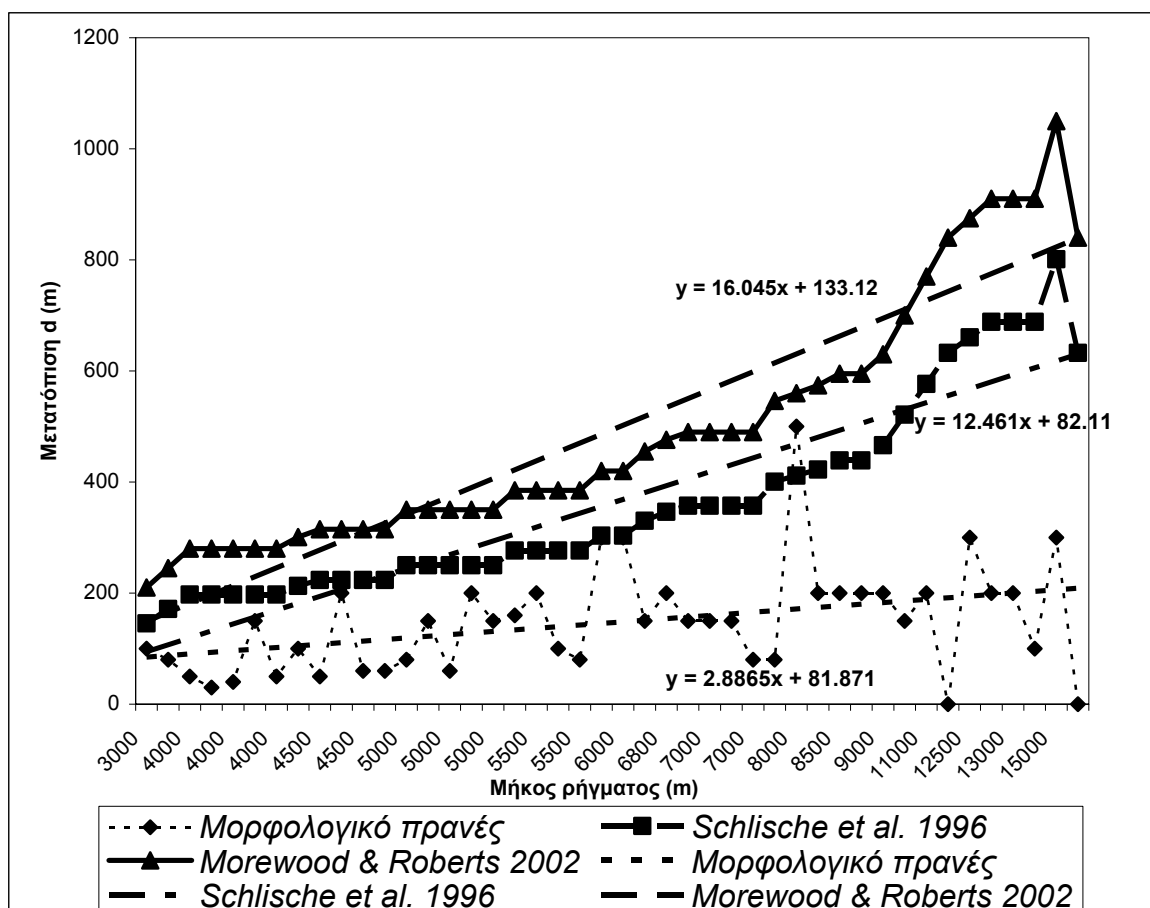
d =μετατόπιση (σε m) L =μήκος ρήγματος (σε m)

Τα αποτελέσματα δείχνουν σημαντική απόκλιση μεταξύ των παρατηρήσεων (μορφολογικά πραινά) και της θεωρητικά αναμενόμενης μετατόπισης. Η απόκλιση αυτή πιθανώς να οφείλεται σε μια ποικιλία παραγόντων αλλά και στη στατιστική και εμπειρική φύση των θεωρητικών αυτών σχέσεων. Άλλωστε, ένα μεγάλο τμήμα της μετατόπισης δεν είναι πάντα ορατό στην επιφάνεια, και αυτό συνήθως υποβαθμίζεται λόγω των χαμηλών ρυθμών ολίσθησης σε συνδυασμό με την ταχεία διάβρωση του ανερχόμενου τεμάχους και την ιζηματογένεση στο κατερχόμενο τέμαχος. Η διαφορά μεταξύ των τιμών από Schlische et al. (1996) και των παρατηρήσεων κυμαίνεται σε μία μέση τιμή 196 m, και 324 m για τις τιμές από Morewood & Roberts (2002), με τη μεταξύ τους διαφορά να είναι 128 m (μέση τιμή).

Σε αντίθεση, για ορισμένα ρήγματα [ρήγματα Μαυρομματίου και Σμολιώτικου, και τμήματα Φύλλου (Φύλλο) και Μεταμόρφωσης (Βλοχός)] παρατηρείται σχεδόν ταύτιση των τιμών μεταξύ παρατηρήσεων και εμπειρικών σχέσεων. Μικρότερη, αλλά σημαντική, ταύτιση παρουσιάζουν και τα ρήγματα Αγίου Στεφάνου, Βελεσιωτών και Θαυμακού.

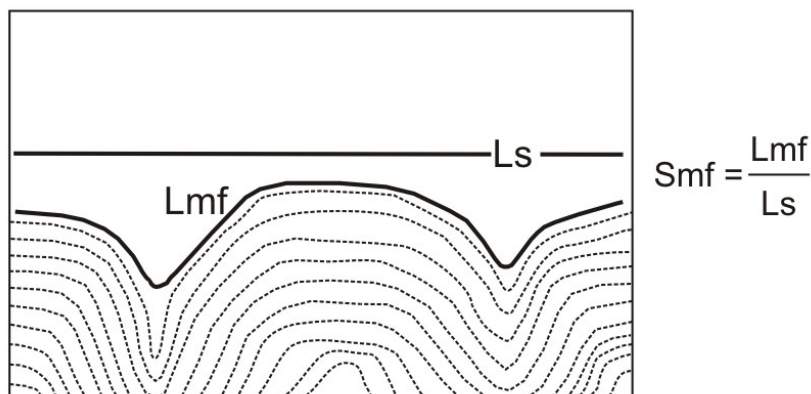
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.4. Σύνοψη μορφολογικών και κινηματικών χαρακτηριστικών των ρηγμάτων.

Ρήγμα	Μήκος (m)	Πρανές (m)	d (m) Schlische et. al. 1996	d (m) Morewood & Roberts 2002
Ρήγμα Παλαιομονάστηρου	5000	80	250	350
Ρήγμα Μαυροματίου	8000	500	412	560
Ρήγμα Φαναρίου	4000	50	197	280
Ρήγμα Καναλίων	4500	50	224	315
Ρήγμα Αγίου Στεφάνου	13000	200	688	910
Τμήμα Αγ. Στεφάνου	8200	200	422	574
Τμήμα Περιβολίου	5000	150	250	350
Ρήγμα Ξυνιάδος	7800	80	401	546
Ρήγμα Μελιταίας	5500	160	277	385
Ρήγμα Νέας Μάκρισης	5000	60	250	350
Ρήγμα Φύλλου	15000	300	801	1050
Τμήμα Φύλλου	4500	200	224	315
Τμήμα Κρήνης	12500	300	660	875
Ρήγμα Βλοχού	13000	200	688	910
Τμήμα Μεταμόρφωσης	5000	200	250	350
Τμήμα Πέτρινου	13000	100	688	910
Ρήγμα Δαμασίου	8500	200	439	595
Ρήγμα Διάβας	4300	100	213	301
Ρήγμα Κέδρου	7000	150	357	490
Ρήγμα Λεονταρίου	6800	200	346	476
Ρήγμα Βελεσιωτών	5500	200	277	385
Ρήγμα Θαυμακού	5000	150	250	350
Ρήγμα Αγρελιάς	4000	50	197	280
Ρήγμα Χαψανά	4500	60	224	315
Ρήγμα Σμολιώτικου Α	6000	300	303	420
Ρήγμα Σμολιώτικου Β	3500	80	171	245
Ρήγμα Αχλαδοχωρίου	4500	60	224	315
Ρήγμα Καλλίθηρου	7000	150	357	490
Ρήγμα Κρύας Βρύσης	5500	100	277	385
Ρήγμα Ταξιάρχων	8500	200	439	595
Ρήγμα Παλαιόπυργου	5500	80	277	385
Ρήγμα Ενιπέα	12000	-	632	840
Ρήγμα Φαρσάλων	11000	200	577	770
Τμήμα Φαρσάλων	6500	150	330	455
Τμήμα Πλάκας	6000	300	303	420
Ρήγμα Νέου Μοναστηρίου	7000	80	357	490



Σχήμα 6.41. Σύγκριση των τιμών μετατόπισης d από τις παρατηρήσεις (μορφολογικά πρανή στο DEM) και τις εμπειρικές σχέσεις των Schlische et al. (1996) και Morewood & Roberts (2002).
Figure 6.41. Comparison of displacement values obtained by morphologic data (fault scarps in DEM) and empirical relationships by Schlische et al. (1996) and Morewood & Roberts (2002).

Σημαντικό μορφοτεκτονικό δείκτη των ενεργών ρηγμάτων αποτελεί η δαντέλωση στους πρόποδες των βουνών (**mountain-front sinuosity**) (Keller & Pinter 2002). Η δαντέλωση (Smf) υπολογίζεται από τη σχέση $Smf = Lmf / Ls$, όπου Lmf το μήκος του μετώπου κατά μήκος του ρήγματος (συνήθως χρησιμοποιείται μια από τις ισοϋψείς του τοπογραφικού χάρτη) και Ls το μήκος μιας ευθείας γραμμής κατά μήκος του μετώπου (Σχήμα 6.42). Τιμές του δείκτη Smf κοντά στην μονάδα (1) δείχνουν έντονη δραστηριότητα του ρήγματος και το χαρακτηρίζουν ως πιο ενεργό από ρήγματα με μεγαλύτερο δείκτη.

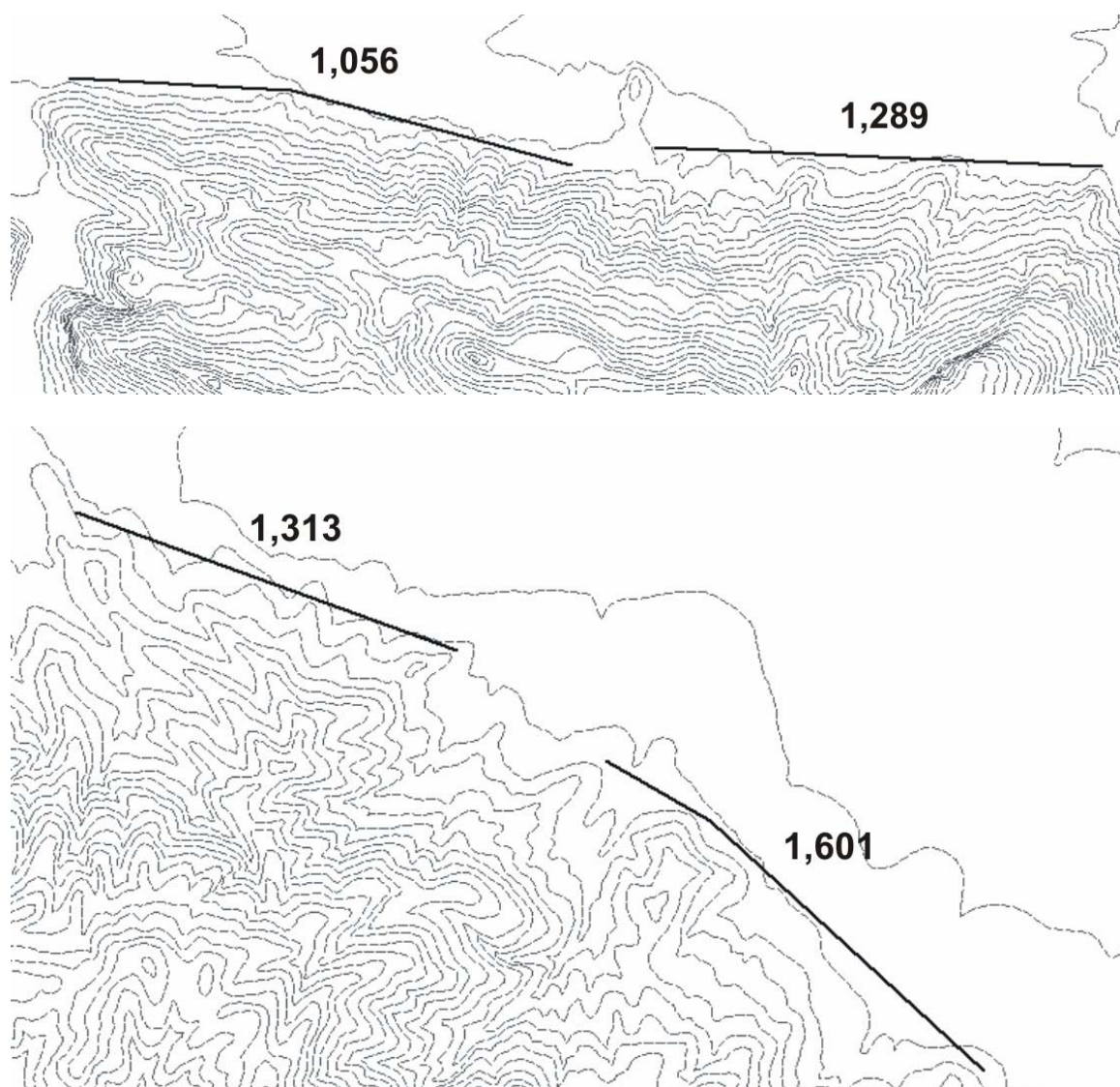


Σχήμα 6.42. Υπολογισμός της δαντέλωσης (sinuosity) κατά μήκος ενός ρήγματος.
Figure 6.42. Calculation of mountain-front sinuosity along a fault.

ΠΙΝΑΚΑΣ 6.5. Δείκτης δαντέλωσης για ρήγματα της περιοχής μελέτης

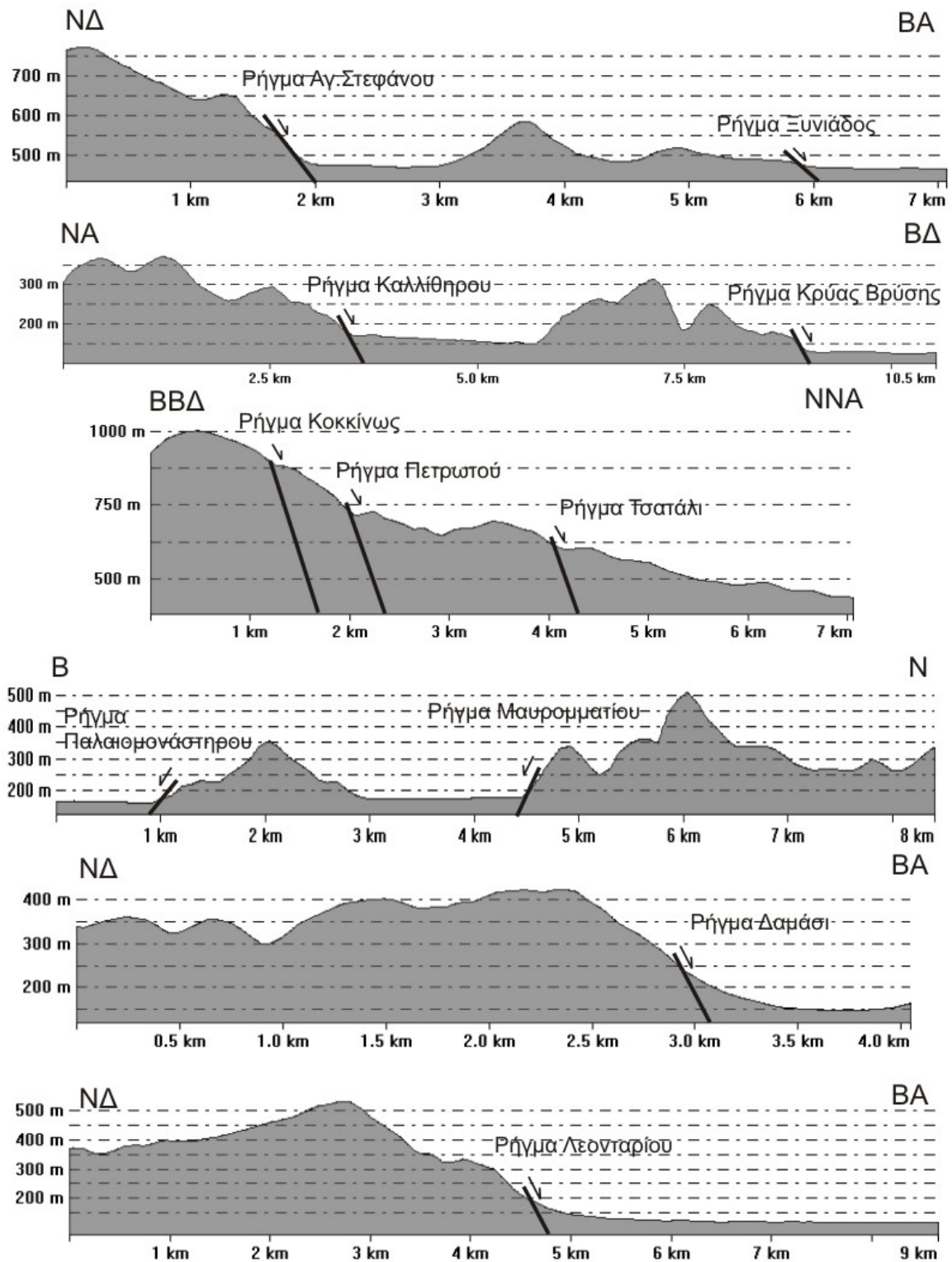
Ρήγμα	Lmf (m)	Ls (m)	Sm
Μαυρομάτι	3200	3030	1.056
	3300	2560	1.289
Λεοντάρι	2850	2170	1.313
	4290	2680	1.601
Βελεσιώτες	1720	1420	1.211
	1560	1100	1.418
	2440	2070	1.179
Θαυμακό	2300	1470	1.565
Φύλλο	6320	5100	1.239
	8800	3850	2.286
Σμολιώτικος	3860	3060	1.261
	2960	2000	1.480
Δαμάσι	2560	1860	1.376
	4100	2850	1.439
Διάβα	3520	3170	1.110
Φάρσαλα	5020	4400	1.141
Αγ. Στέφανος	3840	3520	1.091
Ξυνιάδα	2780	2180	1.275
Μελιταία	2650	2390	1.109

Με βάση τη παραπάνω μεθοδολογία και χρησιμοποιώντας τοπογραφικά δεδομένα από τους χάρτες 1:50.000 της Γ.Υ.Σ., υπολογίστηκαν τιμές του δείκτη δαντέλωσης για τα ρήγματα της περιοχής μελέτης, σε όσα τμήματα ήταν δυνατόν (Πίνακας 6.5). Οι τιμές κυμαίνονται σε χαμηλά επίπεδα (1,1 – 1,6 για την πλειονότητα). Αρκετά ρήγματα παρουσιάζουν ιδιαίτερα μικρές τιμές δαντέλωσης (Μαυρομμάτι, Βελεσιώτες, Διάβα, Φάρσαλα, Μελιταία κ.α.), οι οποίες χαρακτηρίζουν ως ενεργά τα παραπάνω ρήγματα.



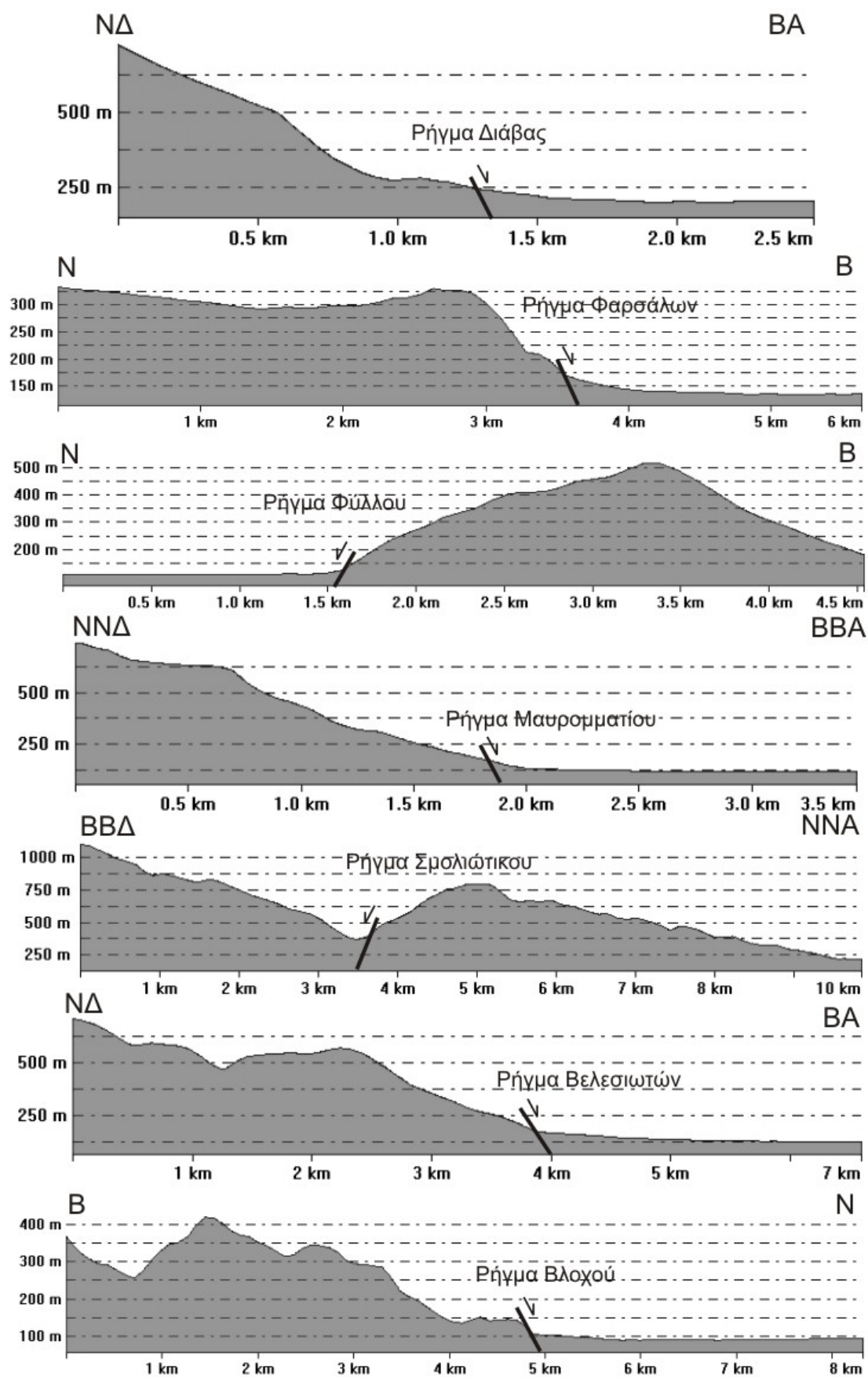
Σχήμα 6.43. Υπολογισμός δείκτη δαντέλωσης για το ρήγμα Μαυρομματίου (επάνω) και Λεονταρίου (κάτω). Ισουψείς ανά 20 m.

Figure 6.43. Mountain-front sinuosity for Mavrommati fault (upper part) and Leontari fault (lower part). Contour interval 20 m.



Σχήμα 6.44. Τοπογραφικές τομές κάθετα στα μορφολογικά πρηνή των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης. Οι τομές εξάχθηκαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου.

Figure 6.44. Topographic profiles across fault scarps of study area. Profiles extracted from digital elevation model.



Σχήμα 6.44. (συνέχεια)
Figure 6.44. (continued)

7. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

7.1. ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Ο Ελληνικός χώρος αποτελεί μια περιοχή έντονης και ισχυρής σεισμικής δραστηριότητας. Το μεγαλύτερο μέρος αυτής επικεντρώνεται κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, στον Κορινθιακό Κόλπο και στο Βόρειο Αιγαίο, με σημαντική δραστηριότητα και στο σύνολο του υπόλοιπου χώρου. Η περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας εμφανίζει μια μέτρια έως χαμηλή ενόργανη σεισμικότητα τα τελευταία 100 έτη (Σχήμα 7.1), από σχεδόν αποκλειστικά επιφανειακούς σεισμούς με μηχανισμούς γένεσης που δείχνουν εφελκυσμό (Hatzfeld et al. 1999, Kiratzi & Louvari 2003), ενώ πτωχή σε αναφορές είναι η ιστορική δραστηριότητα, η οποία περιορίζεται σε μια σειρά σεισμών του 16^{ου} – 18^{ου} αιώνα και στον πρόσφατο (1954) σεισμό των Σοφάδων, τον ισχυρότερο καταγεγραμμένο σεισμό της περιοχής (Ambraseys & White 1997, Ambraseys 2001, Παπαζάχος & Παπαζάχου 2002, Papadimitriou & Karakostas 2003, Caputo 2005).

Στη συνέχεια δίνεται μια συνοπτική περιγραφή των ιστορικών σεισμών που αναφέρονται για την περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας (Ambraseys & Jackson 1990, Παπαζάχος & Παπαζάχου 2002):

510 π.Χ., Φάρσαλα

Σύμφωνα με τον Παπαϊωάννου (1984) ιστορικοί αναφέρουν την καταστροφή της αρχαίας Φαρσάλου. Αν και δεν γίνεται ρητή αναφορά, η καταστροφή πιθανολογείται ότι οφείλεται σε κάποιο ισχυρό σεισμό.

1544, 24 Απριλίου, Πύλη

Πρόσφατη ιστορική έρευνα (Γουγουλάκη – Ζιώζια 1994) αναφέρει την πρόκληση σοβαρών ζημιών στη μονή Δούσικου (Πύλη Τρικάλων) από ισχυρό σεισμό. Αναφορά στον ίδιο σεισμό γίνεται και σε επιγραφή του θησαυροφυλακίου της μονής Μεγάλου Μετεώρου στα Μετέωρα. Ζημιές στο μοναστήρι της Ολυμπιώτισσας (Ελασσόνα) την ίδια χρονική περίοδο αποδίδονται από τους Παπαζάχο & Παπαζάχου (2002) στον ίδιο σεισμό, αν και προφανώς πρόκειται για διαφορετικό γεγονός. Πιθανή πηγή του σεισμού είναι κάποιο από τα ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης Μαυρομματίου – Φαναρίου, τα οποία βρίσκονται κοντά στην Πύλη.

1621, 26 Μαρτίου - 1661, 30 Μαρτίου – 1674, 25 Ιανουαρίου – 1735, 1 Σεπτεμβρίου

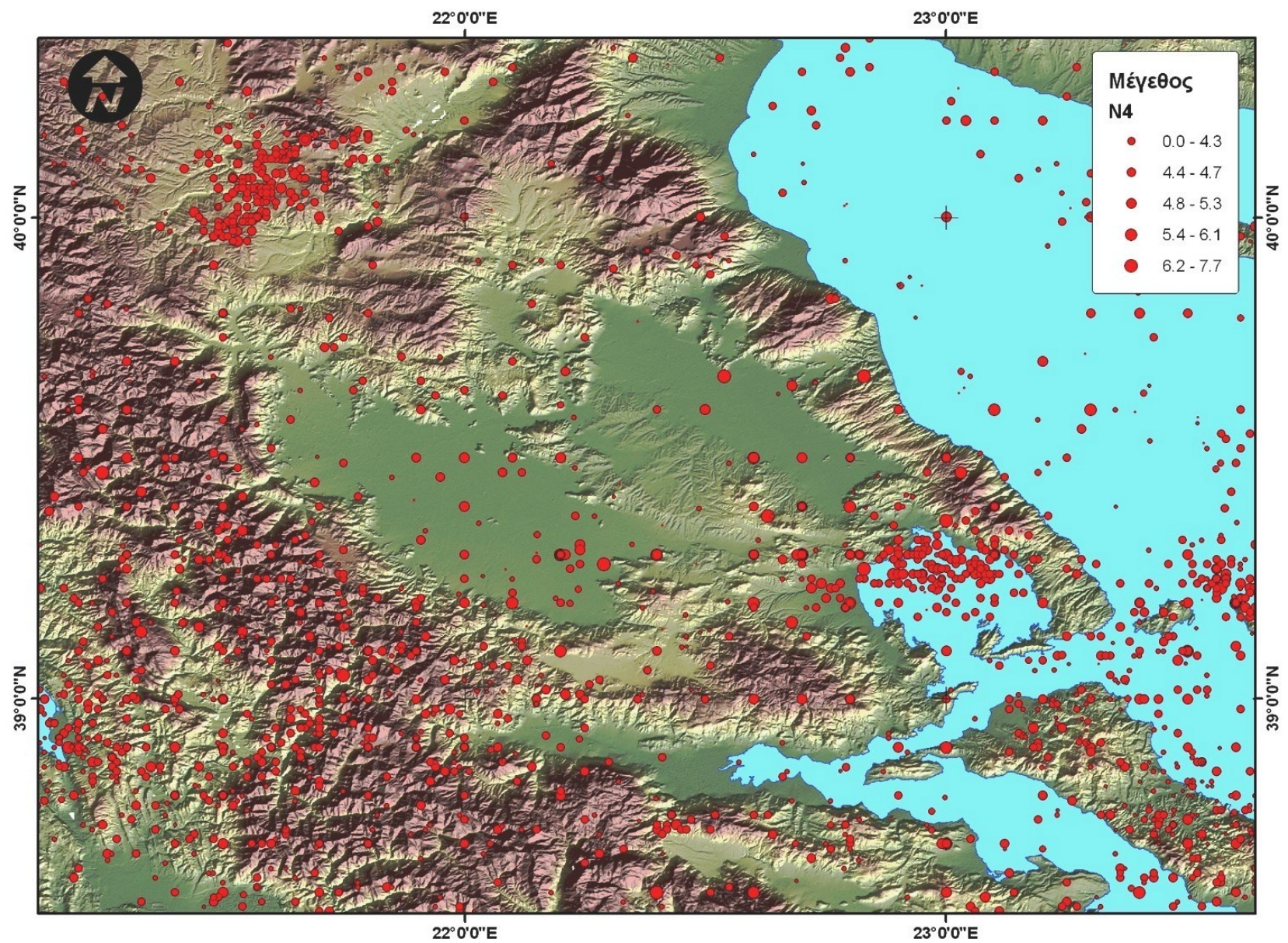
Οι παραπάνω τέσσερις σεισμοί αναφέρονται σε ενθυμήσεις των μονών Βαρλαάμ και Στεφάνου των Μετεώρων, χωρίς να είναι δυνατόν να εξαχθούν ακριβή στοιχεία για αυτούς.

1787, 19 Ιουνίου

Ισχυρός σεισμός έγινε αισθητός με μεγάλη ένταση και κάποιες ζημιές στη μονή Δούσικου στην Πύλη Τρικάλων (Γουγουλάκη – Ζιώζια 1994).

1954, 30 Απριλίου

Προκειται για τον ισχυρότερο ιστορικό σεισμό της Θεσσαλίας. Το μέγεθος του ήταν Ms=6.8 (Ambraseys & Jackson 1990, Ambraseys 2001). Σκοτώθηκαν 25 άτομα και τραυματίστηκαν 157. Η κωμόπολη των Σοφάδων καταστράφηκε σχεδόν ολοκληρωτικά, ενώ σοβαρές ζημιές προκλήθηκαν στους νομούς Καρδίτσας, Λάρισας, Τρικάλων, Μαγνησίας και Φθιώτιδας. Επιφανειακές διαρρήξεις παρουσιάστηκαν, με κυριότερες αυτές της Κάτω Αγόριανης (Εκκάρα), με μήκος 3 – 5 km και μετατόπιση 0,3 – 0,9 m (Papastamatiou & Mouyiariis 1986).



Σχήμα 7.1 (προηγούμενη σελίδα). Κατανομή επικέντρων σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας για το διάστημα 1910 – 2003. Πηγή δεδομένων: Κατάλογος Εργαστηρίου Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Figure 7.1 (previous page). Earthquake epicenters in Thessaly area between 1910 and 2003. Data from the catalogue of Laboratory of Geophysics, Department of Geology, A.U.Th.

Διαρρήξεις παρουσιάστηκαν σε αρκετά σημεία της ρηξιγενούς ζώνης Λεονταρίου – Ανάβρας από τον Κέδρο ως τους Βελεσιώτες (Ambraseys & Jackson 1990), διασχίζοντας σε δύο τουλάχιστον θέσεις τη σιδηροδρομική γραμμή, ενώ από μαρτυρίες (Ε. Βαλκανιώτη, προσωπ. επικοινων. 2005) πιθανολογείται η εμφάνιση διαρρήξεων και στο χωριό Λεοντάρι. Αναφορές αυτόπτων μαρτύρων (Papastamatiou & Mouyiaris 1986) σημειώνουν ότι σε σημείο όπου η σιδηροδρομική γραμμή διέσχισε την διάρρηξη του ρήγματος, λίγο έξω από τους Βελεσιώτες, η γραμμή χρειαζόταν καθημερινή επιδιόρθωση επί μια τουλάχιστον εβδομάδα, καθώς έσπαζε συνεχώς (πιθανή μετα-σεισμική παραμόρφωση – **post-seismic deformation**). Μεταγενέστερες ερμηνείες αποδίδουν μια συνολική διάρρηξη της τάξης των 30 km (Ambraseys & Jackson 1990, Pavlides 1993). Η ρηξιγενής ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας θεωρείται ότι δραστηριοποιήθηκε στο σύνολό της κατά το σεισμό του 1954, με μια αμφιβολία για το ρήγμα Θαυμακού.



Σχήμα 7.2. Επιφανειακές διαρρήξεις στην Κάτω Αγόριανη (Εκκάρα). (Papastamatiou & Mouyiaris 1986).

Figure 7.2. Surface faulting in Kato Agoriani (Ekkara). (Papastamatiou & Mouyiaris 1986).

7.2. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

7.2.1 Υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση γεωλογικά δεδομένα

Προκειμένου να υπολογιστεί η σεισμική επικινδυνότητα για την περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας, χρειάζεται να εκτιμηθεί το μέγεθος σεισμού που μπορούν να δώσουν τα ενεργά ρήγματα της περιοχής και οι τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η ύπαρξη εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος, μας επιτρέπουν την εκτίμηση του γνωρίζοντας τις διαστάσεις του ρήγματος.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.1. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μεγέθους σεισμού και μήκους ρήγματος

Wells & Coppersmith (1994)	$M_w = 4,86 + 1,32\log (SRL)$
Ambraseys & Jackson (1998)	$M_s = 5,13 + 1,14\log (L)$
Pavlidis & Caputo (2004)	$M_s = 0,9\log (SRL) + 5,48$

M_w =μέγεθος ροπής SRL =μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km)
 M_s =επιφανειακό μέγεθος L =μήκος ρήγματος (σε km)

Οι τιμές του εκτιμώμενου μήκους των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν για να εξαχθούν από τους παραπάνω τύπους τα μεγέθη σεισμού που μπορεί να δώσει το καθένα. Για πιο λεπτομερή προσέγγιση χρησιμοποιήθηκαν και οι αντίστοιχες σχέσεις που δίνουν το ανώτερο και κατώτερο εύρος τιμών, που δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.2. Ανώτερο και κατώτερο όριο τιμών των εμπειρικών σχέσεων

Wells & Coppersmith (1994)	$M_w = 4,52 + 1,06\log (SRL)$ (l) $M_w = 5,2 + 1,58\log (SRL)$ (u)
Ambraseys & Jackson (1998)	$\pm 0,15 M_s$
Pavlidis & Caputo (2004)	$M_s = 1,42\log (SRL) + 4,36$ (l) $M_s = 1,21\log (SRL) + 5,48$ (u)

M_w =μέγεθος ροπής SRL =μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km)
 M_s =επιφανειακό μέγεθος L =μήκος ρήγματος (σε km)
 l =κατώτερο όριο u =ανώτερο όριο τιμών

ΠΙΝΑΚΑΣ 7.3. Θεωρητικά αναμενόμενες τιμές για το μέγιστο μέγεθος σεισμού (M) για τα διάφορα ρήγματα και μήκη τους.

Ρήγμα	Μήκος (km)	W&C 94			A&J 98			P&C 04		
		l	m	u	l	m	u	l	m	u
Ρήγμα Παλαιομονάστηρου	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Μαυρομματίου	8	5.5	6.1	6.6	6.1	6.2	6.4	5.6	6.4	6.6
Ρήγμα Φαναρίου	4	5.2	5.7	6.2	5.7	5.8	6.0	5.2	6.1	6.2
Ρήγμα Καναλίων	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Αγίου Στεφάνου	13	5.7	6.3	7.0	6.3	6.4	6.6	5.9	6.6	6.8
<i>Τμήμα Αγ. Στεφάνου</i>	9	5.5	6.1	6.7	6.1	6.2	6.4	5.7	6.4	6.6
<i>Τμήμα Περιβολίου</i>	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Ξυνιάδος	8	5.5	6.1	6.6	6.1	6.2	6.4	5.6	6.4	6.6
Ρήγμα Μελιταίας	5,5	5.3	5.8	6.4	5.9	6.0	6.2	5.4	6.2	6.4
Ρήγμα Νέας Μάκρσης	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Φύλλου	15	5.8	6.4	7.1	6.4	6.5	6.7	6.0	6.7	6.9
<i>Τμήμα Φύλλου</i>	5,5	5.3	5.8	6.4	5.9	6.0	6.2	5.4	6.2	6.4
<i>Τμήμα Κρήνης</i>	12	5.7	6.3	6.9	6.3	6.4	6.6	5.9	6.6	6.8
Ρήγμα Βλοχού	14	5.7	6.4	7.0	6.3	6.4	6.6	6.0	6.6	6.9
<i>Τμήμα Μεταμόρφωσης</i>	6	5.3	5.9	6.4	5.9	6.0	6.2	5.5	6.3	6.4
<i>Τμήμα Πέτρινου</i>	13	5.7	6.3	7.0	6.3	6.4	6.6	5.9	6.6	6.8
Ρήγμα Δαμασίου	9	5.5	6.1	6.7	6.1	6.2	6.4	5.7	6.4	6.6
Ρήγμα Διάβας	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Κέδρου	7	5.4	6.0	6.5	6.0	6.1	6.3	5.6	6.3	6.5
Ρήγμα Λεονταρίου	7	5.4	6.0	6.5	6.0	6.1	6.3	5.6	6.3	6.5
Ρήγμα Βελεσιωτών	6	5.3	5.9	6.4	5.9	6.0	6.2	5.5	6.3	6.4
Ρήγμα Θαυμακού	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Ρηξιγενής ζώνης <i>Λεονταρίου - Ανάβρας</i>	25	6.0	6.7	7.4	6.6	6.7	6.9	6.3	6.9	7.2
Ρήγμα Αγρελιάς	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Χαφανά	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Σμολιώτικου	8	5.5	6.1	6.6	6.1	6.2	6.4	5.6	6.4	6.6
Ρήγμα Αχλαδοχωρίου	5	5.3	5.8	6.3	5.8	5.9	6.1	5.4	6.2	6.3
Ρήγμα Καλλίθηρου	8	5.5	6.1	6.6	6.1	6.2	6.4	5.6	6.4	6.6
Ρήγμα Κρύας Βρύσης	6	5.3	5.9	6.4	5.9	6.0	6.2	5.5	6.3	6.4
Ρήγμα Ενιπέα	13	5.7	6.3	7.0	6.3	6.4	6.6	5.9	6.6	6.8

Ρήγμα Φαρσάλων	11	5.6	6.2	6.8	6.2	6.3	6.5	5.8	6.5	6.7
Τμήμα Φαρσάλων	7	5.4	6.0	6.5	6.0	6.1	6.3	5.6	6.3	6.5
Τμήμα Πλάκας	6	5.3	5.9	6.4	5.9	6.0	6.2	5.5	6.3	6.4
Ρήγμα Νέου Μοναστηρίου	8	5.5	6.1	6.6	6.1	6.2	6.4	5.6	6.4	6.6

l = κατώτερη τιμή, *m* = μέση τιμή, *u* = ανώτερη τιμή

Από τα παραπάνω αποτελέσματα, διαπιστώνουμε ότι οι τιμές που προκύπτουν από τη σχέση των Ambraseys & Jackson (1998), που χρησιμοποιεί δεδομένα από τον Ελληνικό και τον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου, φαίνονται ρεαλιστικότερες (εμφανίζουν διαφορά περίπου $M_s = 0.3$ μεταξύ ανώτερης και κατώτερης τιμής, ενώ στις υπόλοιπες δύο η διαφορά είναι της τάξης του $M_s = 1$) σε σύγκριση με αυτές των Wells & Coppersmith (1994) (η σχέση των οποίων έχει προκύψει από παγκόσμια δεδομένα με αποτέλεσμα τη μεγαλύτερη διασπορά των τιμών) και των Pavlides & Caputo (2004), η οποία βασίζεται μόνο σε δεδομένα ιστορικών διαρρήξεων του ευρύτερου Ελληνικού χώρου.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, συμπεραίνεται ότι τα ενεργά ρήγματα της Δυτικής Θεσσαλίας έχουν τη δυνατότητα να δώσουν σεισμούς μεγέθους $M_s = 5.8 - 6.7$, με την πλειοψηφία να κυμαίνεται μεταξύ $M_s = 5.9 - 6.2$. Το μεγαλύτερο σεισμικό δυναμικό εμφανίζει η περίπτωση της διάρρηξης του συνολικού μήκους της ρηξιγενούς ζώνης Λεονταρίου – Ανάβρας ($M_s = 6.7 - 6.9$), μέγεθος που έρχεται σε συμφωνία με το σεισμό του 1954. Ισχυρούς σεισμούς είναι ικανά να δώσουν και άλλα ρήγματα, όπως του Φύλλου ($M_s = 6.5$), του Βλοχού ($M_s = 6.4$), του Αγίου Στεφάνου ($M_s = 6.4$) και του Ενιπέα ($M_s = 6.4$).

7.2.2 Ισχυρές εδαφικές κινήσεις – Σεισμικά σενάρια

Όπως και παραπάνω, στην εκτίμηση του μεγέθους σεισμού για κάθε ρήγμα, με τον ίδιο τρόπο μπορούν να υπολογιστούν οι τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης (επιτάχυνση, ταχύτητα, μετατόπιση), διαδικασία πολύ σημαντική στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Έχουν προταθεί πολυάριθμοι εμπειρικοί τύποι που συσχετίζουν την εδαφική κίνηση με το μέγεθος του σεισμού και τις γεωτεχνικές συνθήκες (για μια πλήρη κάλυψη και αναφορά των παραπάνω βλέπε Ambraseys & Bommer 1995, Douglas 2001 και Douglas 2003) από τις οποίες αρκετές με δεδομένα του Ελληνικού χώρου (Ambraseys & Bommer 1991, Skarlatoudis et al. 2003). Με τον τρόπο αυτό μπορούν να δοκιμαστούν εύκολα κάποια σεισμικά σενάρια σε ρήγματα, με χρήση των μεγεθών που υπολογίστηκαν με τις παραπάνω μεθόδους, και να γίνει μια εύκολη και συνοπτική εκτίμηση της κατανομής των ισχυρών εδαφικών κινήσεων.

Παρακάτω δίνεται ένα παράδειγμα εφαρμογής για την περιοχή μελέτης. Με γνωστές τις διαστάσεις και τη θέση του ρήγματος, δοκιμάστηκε ένα σενάριο ενεργοποίησης του ρήγματος Μαυρομματίου με ένα σεισμό μεγέθους $M_s = 6.2$, το οποίο υπολογίστηκε με τη χρήση των εμπειρικών σχέσεων. Χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό ArcInfo για την εξαγωγή του απλού μοντέλου κατανομής της εδαφικής επιτάχυνσης, το οποίο περιορίστηκε στο πεδινό τμήμα της περιοχής για απλούστευση του μοντέλου (θεώρηση υποβάθρου από χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς). Στο σχήμα (7.3) που δίνεται χρησιμοποιείται η σχέση των Ambraseys & Bommer (1991).

$$\text{Log}(a) = -0,87 + 0,217 \cdot (M_s) - \log(r) - 0,00117 \cdot (r)$$

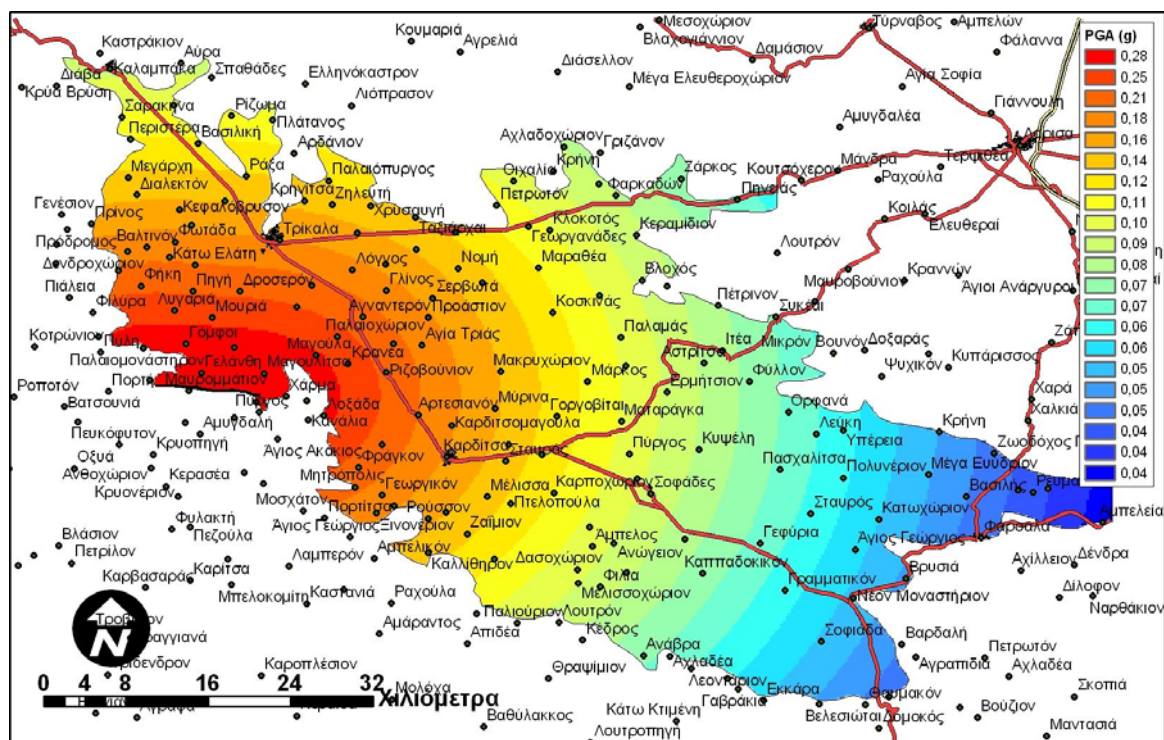
$$\text{όπου } r = (d^2 + h^2)^{1/2}$$

d = απόσταση από το ρήγμα (επιφανειακή ή υποκεντρική)

h = εστιακό βάθος

a = εδαφική επιτάχυνση

Παρόμοια ή πιο πολύπλοκα σενάρια μπορούν να γίνουν εύκολα και γρήγορα με τη χρήση προγραμμάτων ΓΣΠ, αξιοποιώντας έτσι τα αποτελέσματα της νεοτεκτονικής έρευνας.



Σχήμα 7.3. Κατανομή της εδαφικής επιτάχυνσης στη Δυτική Θεσσαλία για σενάριο ενεργοποίησης του ρήγματος του Μαυρομματίου ($M_s = 6.2$).

Figure 7.3. Map showing ground acceleration in a scenario of Mavrommati fault activation ($M_s = 6.2$).

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής της Δυτικής Θεσσαλίας. Εντοπίστηκαν πολλά νέα ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα, ενώ επανεξετάστηκαν ρήγματα που έχουν μελετηθεί και προταθεί στο παρελθόν. Πέραν από την έρευνα πεδίου, η χρήση τοπογραφικών χαρτών, λεπτομερών ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου, δορυφορικών εικόνων και αεροφωτογραφιών συνέβαλλε σημαντικά στον εντοπισμό και τη μελέτη των ρηγμάτων. Πιο συγκεκριμένα:

1. Έγινε ψηφιοποίηση τοπογραφικών χαρτών, εξαγωγή και ανάλυση ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου, ενώ χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικές εικόνες LANDSAT (TM και ETM+) της περιοχής, καθώς και πλήθος αεροφωτογραφιών διαφόρων κλιμάκων της Γ.Υ.Σ., οι οποίες σαρώθηκαν σε ψηφιακή μορφή, γεωαναφέρθηκαν και συνδυάστηκαν με τα παραπάνω δεδομένα.
2. Για τα ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης προσδιορίστηκαν τα κύρια χαρακτηριστικά τους (διεύθυνση, ρηξιγενείς επιφάνειες, μήκη και μορφοτεκτονικά στοιχεία που δείχνουν πρόσφατη δραστηριότητα). Τα μορφολογικά και κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων της περιοχής συνοψίζονται και συγκρίνονται με τα θεωρητικώς αναμενόμενα μέσω εμπειρικών σχέσεων.
3. Η πλειοψηφία των ρηγμάτων βρίσκεται σε συμφωνία με τον ενεργό εφελκυστικό πεδίο, έχοντας προσανατολισμό κυρίως $\Delta - A$ και $\Delta B \Delta - A N A$, με ορισμένα να εμφανίζουν προσανατολισμό $B \Delta - N A$ και $\Delta N \Delta - A B A$. Η παρατήρηση αυτή δείχνει α) ότι το πεδίο τάσεων παρουσιάζει σημαντικές μεταβολές (μέσα σε κάποια όρια, όμως) και β) τα ρήγματα που δραστηριοποιούνται σε ένα πεδίο τάσεων δεν είναι μόνο αυτά που έχουν τον ακριβή προσανατολισμό, αλλά και παλαιότερα ρήγματα με μερικώς διαφορετική διεύθυνση. Τα αποτελέσματα έρχονται σε συμφωνία και συμπληρώνουν παλιότερες έρευνες για την περιοχή (Caputo 1990, Caputo & Pavlides 1993).
4. Η πιο χαρακτηριστική ενεργή δομή της Δυτικής Θεσσαλίας είναι το κανονικό ρήγμα του Μαυρομματίου. Το ρήγμα εμφανίζει τα περισσότερα από τα μορφολογικά χαρακτηριστικά που ορίζουν ένα ενεργό κανονικό ρήγμα. Το νεότερο μορφολογικό πραινές (scarp), ύψους $\sim 1 - 1.5$ m, που σχηματίζει κατά μήκος μεγάλου μέρους του μήκους του δείχνει πρόσφατη δραστηριοποίηση του, χωρίς όμως να συνδέεται με κάποιον γνωστό ιστορικό σεισμό. Μελλοντική παλαιοσεισμολογική έρευνα στο ρήγμα του Μαυρομματίου θα δώσει χρήσιμα στοιχεία για παλαιοσεισμικά γεγονότα και τη συμπεριφορά του. Εντυπωσιακά και μεγάλων διαστάσεων είναι και τα ρήγματα Βλοχού και Φύλλου.
5. Η ρηξιγενής ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας, η οποία αποτελείται από τα ρήγματα Κέδρου - Λεονταρίου - Βελεσιωτών - Θαυμακού, θεωρείται ότι δραστηριοποιήθηκε στο συνολικό της μήκος κατά το σεισμό του 1954. Αναφέρεται για πρώτη φορά η υπόθεση της σημαντικής μετα-σεισμικής παραμόρφωσης που έλαβε χώρα για αρκετές ημέρες μετά το σεισμό, και η οποία ίσως εξηγεί εν μέρει το πρόβλημα της απουσίας σημαντικών επιφανειακών διάρρηξεων.
6. Η περιοχή των Αντιχασίων ανάμεσα στη Λάρισα και τα Τρίκαλα αποτελεί μια φτωχά μελετημένη νεοτεκτονικά περιοχή, η οποία όμως φιλοξενεί πολυάριθμες και σημαντικές ενεργές ρηξιγενείς δομές. Ο εντοπισμός της ρηξιγενούς ζώνης του Σμολιώτικου αποτελεί το πρώτο βήμα στη μελέτη της περιοχής.

7. Νότια της Παλαιοσμαρίνας, ανάμεσα στην πόλη των Τρικάλων και τη λεκάνη της Οιχαλίας (Νεοχώρι) τοποθετείται μια πιθανή ενεργή ρηξιγενή ζώνη (ρηξιγενής ζώνη Ταξιάρχων). Αν και δεν υπάρχουν σαφή μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά, η γεωμετρία του βυθίσματος με ανάπτυξη Δ – Α ανάμεσα σε Τρίκαλα και Καρδίτσα και η ύπαρξη πρόσφατων ρηξιγενών επιφανειών με κανονική (normal dip-slip) κίνηση στο ασβεστολιθικό υπόβαθρο, υποδεικνύουν την ύπαρξη μιας ρηξιγενούς ζώνης πολύπλοκης γεωμετρίας.
8. Με βάση το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, κατασκευάστηκαν τομές κάθετα στα ρήγματα, προκειμένου να εξαχθούν στοιχεία για το μορφολογικό πραινές τους. Οι παρατηρήσεις συγκρίθηκαν με τις θεωρητικές τιμές μετατόπισης στα ρήγματα, όπως αυτές υπολογίζονται μέσω εμπειρικών σχέσεων μήκους ρήγματος – μετατόπισης. Τα αποτελέσματα δείχνουν σημαντική απόκλιση μεταξύ των παρατηρήσεων (μορφολογικά πραινέ) και της θεωρητικά αναμενόμενης μετατόπισης. Η απόκλιση αυτή πιθανώς να οφείλεται σε μια ποικιλία παραγόντων αλλά και στη στατιστική και εμπειρική φύση των θεωρητικών αυτών σχέσεων.
9. Ανάλυση των τριγωνικών επιφανειών στο ρήγμα του Αγίου Στεφάνου (Ξυνιάδα), όπου παρουσιάζουν τυπική εμφάνιση, έδειξε ότι αυτές παρουσιάζουν μέση τιμή κλίσης $10^{\circ} - 24^{\circ}$, με μια μέση τιμή περίπου στις 20° . Φαίνεται μια σταθερή διακύμανση της τιμής της μέσης κλίσης των τριγωνικών επιφανειών, τόσο κατά μήκος του ρήγματος όσο και με βάση το ύψος της επιφάνειας.
10. Κατασκευάστηκαν προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πραινούς κατά μήκος των ρηγμάτων, με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, με διακύμανση της μέσης τιμής της κλίσης μεταξύ 15° και 25° για τα περισσότερα. Η τιμές αυτές φαίνεται να σχετίζονται με τη λιθολογία του ανερχόμενου τεμάχους και το ρυθμό ανύψωσης του (uplift rate) όπως δείχνουν παρόμοιες παρατηρήσεις για ρήγματα του Ελληνικού χώρου (Ganas et al. 2005).
11. Χρησιμοποιώντας τοπογραφικά δεδομένα από τους χάρτες 1:50.000 της Γ.Υ.Σ., υπολογίστηκαν τιμές του δείκτη δαντέλωσης (*mountain-front sinuosity*) για τα ρήγματα της περιοχής μελέτης, σε όσα τμήματα ήταν δυνατόν. Οι τιμές κυμαίνονται σε χαμηλά επίπεδα ($1,1 - 1,6$ για την πλειονότητα των ρηγμάτων) Αρκετά ρήγματα παρουσιάζουν ιδιαίτερα μικρές τιμές δαντέλωσης (Μαυρομμάτι, Βελεσιώτες, Διάβα, Φάρσαλα, Μελιταία κ.α.), οι οποίες χαρακτηρίζουν ως ενεργά τα παραπάνω ρήγματα.
12. Τα αποτελέσματα από τη χρήση εμπειρικών σχέσεων συσχέτισης του μεγέθους σεισμού με το μήκος του ρήγματος, έδωσαν για τα ρήγματα της Δυτικής Θεσσαλίας δυναμικό γένεσης σεισμών μεγέθους $M_s = 5.8 - 6.5$ και $M_s = 6.7 - 6.8$ για τη ρηξιγενή ζώνη Λεονταρίου – Ανάβρας.
13. Τα ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα της Δυτικής Θεσσαλίας δεν παρουσιάζουν τόσο σαφή τεκτονικά και μορφολογικά στοιχεία όπως άλλα ρήγματα του Ελληνικού χώρου. Ένα αίτιο ίσως είναι οι χαμηλοί ρυθμοί μετατόπισης (slip rate) των ρηγμάτων αυτών και μεγάλη περίοδος επανάλληψης για τη δραστηριοποίησή τους. Επίσης, ο εφελκυσμός στην περιοχή πιθανότατα διαχέεται σε μεγάλο αριθμό ρηγμάτων αντί να συγκεντρώνεται σε ορισμένα ρήγματα, με αποτέλεσμα οι ρυθμοί μετατόπισης να είναι αρκετά μικροί.
14. Η μεγάλη περίοδος επανάλληψης για τα ρήγματα του ηπειρωτικού Ελληνικού χώρου, η οποία συνήθως είναι μερικές εκατοντάδες χρόνια ή ακόμη περισσότερο, και η απουσία ιστορικών δεδομένων για τη σεισμική δραστηριότητα καθιστά αναγκαία την παλαιοσεισμολογική μελέτη τους, ώστε να ερευνηθεί η συμπεριφορά τους και να εκτιμηθεί η σεισμική επικινδυνότητα για την περιοχή της Δυτικής Θεσσαλίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Allen C.R. (1968) The tectonic environments of seismically active and inactive areas along San Andreas Fault system. In: *Dickinson W.R. and Grantz A. (eds) Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Pub., Geol. Sci., 11, 70-80.*

Ambraseys N.N. (2001) Reassessment of earthquakes, 1900–1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophys. J. Int.*, **145**, 471-485.

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.

Ambraseys N.N. and Bommer J. (1991) The attenuation of ground accelerations in Europe. *J. Earth. Eng. & Struct. Dyn.*, **20**, 1179-1202.

Ambraseys N.N. and Bommer J.J. (1995) Attenuation relations for use in Europe: An overview. In: *Elnashai A.S. (ed) Proceedings of 5th SECED Conference on European Seismic Design Practice*, 67-74.

Ambraseys N.N. and White D. (1997) The seismicity of the Eastern Mediterranean region 550-1 BC: a re-appraisal. *J. Earthq. Eng.*, **1**, 603-632.

Ambraseys N.N. and Jackson J.A. (1998) Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406.

Anders M.H. and Schlische R.W. (1994) Overlapping Faults, Intrabasin Highs, and the Growth of Normal Faults. *J. Geology*, **102**, 165-180.

Angelier J. (1979) Recent Quaternary tectonics in the Hellenic Arc: examples of geological observations on land. *Tectonophysics*, **52**, 267-275.

Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E. and Huchon P. (1982) The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis, *Tectonophysics*, **65**, 159–196.

Armijio R., Meyer B., King G.C.P., Rigo P. and Papanastassiou D. (1996) Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, **126**, 11– 53.

Armijo P., Meyer B., Hubert A. and Barka A. (1999) Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, **27**, 267–270.

Aubouin J. (1959) Contribution a l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Helleniques*, **10**, 525p.

Audin L., Herail G., Riquelme R., Darrozes J., Martinod J. and Font E. (2003) Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. *J. Quat. Sci.*, 18(8), 681-694.

Barka A. (1992) The North Anatolian fault zone. *Ann. Tecton.*, 6, 164–195.

Barnett J.A.M., Mortimer J., Rippon J.H., Walsh J.J. and Watterson J. (1987) Displacement geometry in the volume containing a single normal-fault. *AAPG Bulletin*, 71, 925– 937.

Billiris H. et al. (1991) Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, 350, 124–129.

Bizon G., Bizon J.-J., Lalechos N. and Savoyat E. (1968) Présence d'Eocene transgressif en Thessalie. Indécences sur la paléogéographie régionale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 10, 36-38.

Briole, P. et al. (2000) Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, 105, 25.605–25.625.

Brunn J. (1956) Contribution a l'étude Géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 7, 285p.

Burrough P.A. (1986) *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. Oxford University Press, New York, p.50.

Γουγουλάκη – Ζιώζια Ε. (1994) Αξιοσημείωτα σεισμολογικά, καιρικά και άλλα φαινόμενα στην περιοχή των Τρικάλων από τον ΙΣΤ' ως τον ΙΘ' αιώνα, όπως μαρτυρούνται απόδιάφορες ενθυμήσεις. *Τρικαλινά*, 14, 404-436.

Caputo R. (1990) Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene – Quaternary basins of Thessaly (Central Greece). *Ph.D. Thesis, Aristotle Univ. Thessaloniki*.

Caputo R. (1991) Recent tectonics along the Active Nea Anchialos Fault Zone (Central Greece). In: Savascin M. and Eronat H. (eds.) *Proc. Int. Earth Sci. Congr. Aegean Regions, Izmit October 1- 5, 1990. Vol. 2*, 13-27.

Caputo R. (1994) A possible seismic gap in Northern Thessaly, Greece as inferred from geologic data. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXX/5, 263-272.

Caputo R. (1995) Inference of a seismic gap from geological data: Thessaly (Central Greece) as a case study. *Ann. Geofis.*, 38, 1–19.

Caputo R. (2005) Comment on 'Episodic occurrence of strong (Mw6.2) earthquakes in Thessalia area (central Greece)' by E.E. Papadimitriou and V.G. Karakostas [Earth Planet. Sci. Lett. 215 (2003) 395–409]. *Earth and Planetary Science Letters*, 231, 347–352.

Caputo R. and Pavlides S. (1993) Late Cainozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central – northern Greece). *Tectonophysics*, 223, 339-362.

Caputo R., Helly B., Pavlides S. and Papadopoulos G. (2004) Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault (Thessaly, Central Greece). *Tectonophysics*, *in press*.

Clarke P.J., Davies R., England P., Parsons B., Billiris H., Paradissis D., Veis G., Cross P., Denys P., Ashkenazi V., Bingley R., Kahle H., Muller M-V. and Briole P. (1998) Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.*, 135, 195-214.

Cocard, M. et al. (1999) New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 39–47.

Crone A.J. and Haller K.M. (1991) Segmentation and the coseismic behaviour of Basin and Range normal faults: examples from Eastern-Central Idaho and South-Western Montana, USA. *J. Struct. Geol.*, 13, 151-164.

Davatzes N.C. (2003) Fault architecture as a function of deformation mechanism in clastic rocks with an emphasis in sandstone. *Thesis, Department of Geological and Environmental Science, Stanford University*, 185p.

Davies, R., England P., Parsons B., Billiris H., Paradissis D., and Veis G. (1997) Geodetic strain of Greece in the interval 1892– 1992. *J. Geophys. Res.*, 102, 24.571– 24.588.

dePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Aymand W.H. (1989) Historical Basin and Range province surface faulting and fault segmentation. In: *Schwartz & Sibson (eds.) Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Terminations. US Geol. Surv. Open File Report 89-315*, 131-162.

dePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Ramelli A.R. (1991) Historical surface faulting in the Basin and Range province, Western Nirth America: implications for fault segmentation. *J. Struct. Geol.*, 13, 123-136.

Dijkstra A.H., Drury M.R. and Vissers R.L.M. (2001) Structural petrology of Plagioclase Peridotites in the west Othris Mountains (Greece): Melt Impregnation in Mantle Lithosphere. *J. Petrology*, 42(1), 5-24.

Douglas J. (2001) A comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000). *ESEE Report No. 01-1, January 2001, Department of Civil Engineering, Imperial College, London*, 144p.

Douglas J. (2003) Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth-Science Reviews*, 61, 43-104.

Doutsos T. and Piper D.J.W. (1990) Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages of continental rifting. *Bull. Geol. Soc. Am*, 102, 812-829.

Doutsos T. and Kokkalas S. (2001) Stress and deformation patterns in the Aegean region. *J. Struct. Geol.*, 23, 455-472.

Flerit F., Armijo R., King G. and Meyer B. (2004) The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347-362.

Ganas A. (1997) Fault segmentation and seismic hazard assessment in the Gulf of Evia rift, central Greece. *PhD thesis, The University of Reading, Reading, UK*.

Ganas A., Papadopoulos G. and Pavlides S.B. (2001a) The 7th September 1999 Athens 5.9 Ms earthquake: remote sensing and digital elevation model inputs towards identifying the seismic fault. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 191- 196.

Ganas A., Lagios E. and Stavrakakis G. (2001b) Computer techniques for imaging earthquake deformation using satellite data and digital elevation models. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIV/5, 2033-2038.

Ganas A., Pavlides S.B., Valkaniotis S., Sboras S., Papaioannou S., Alexandris G.A., Plessa A. and Papadopoulos G.A. (2004) Active fault geometry and kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece. *Journal of Structural Geology*, 26, 2103-2118.

Ganas A., Pavlides S.B. and Karastathis V. (2005) DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65, 301-319.

Gold D.R. (2004) A Comparative Study of Aerial Photographs and LIDAR Imagery for Landslide Detection in the Puget Lowland, Washington. *Washington Department of Natural Resources, Division of Geology and Earth Resources, Open File Report 2004-6*, 76p.

Goldsworthy M. and Jackson J. (2000) Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. *Geological Society Journal*, 157, 967- 981.

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

Goldsworthy M., Jackson J. and Haines J. (2002) The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618.

Hancock P. and Barka A. (1987) Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Struct. Geol.*, 9, 419-427.

Hatzfeld D., Ziazia M., Kementzetzidou D., Hatzidimitriou P., Panagiotopoulos D., Makropoulos K., Papadimitriou P. and Deschamps A. (1999) Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian fault and their implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.*, 137, 891-908.

Highland L. and Johnson M. (2004) Landslide Types and Processes. *USGS Fact Sheet 2004-3072*, 4p.

Hooper D.M., Bursik M.I. and Webb F.H. (2003) Application of high-resolution, interferometric DEMs to geomorphic studies of fault scarps, Fish Lake Valley, Nevada-California, USA. *Remote Sensing of Environment*, 84, 255-267.

IGME (1984) Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα 1:500.000, Αθήνα.

Jackson J.A. (2002) Faulting, Flow, and the Strength of the Continental Lithosphere. *International Geology Review*, 44, 1-23.

Jackson J.A. and McKenzie D. (1999) A hectare of fresh striations on the Arkitsa fault, central Greece. *J. Struct. Geol.*, 21, 1-6.

Jackson J.A. and White N.J. (1989) Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *J. Struct. Geology*, 11, 15-36.

Jackson, J. and Leeder M. (1994) Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*. 16, 1041- 1059.

Jaeger P. (1979) Géologie du Massif du Koziakas et de la chaîne du Pinde face a Mouzaki (Grèce continentale). *Thèse 3^{me} cycle, Paris 6 Univ.*, 146p.

Jenny S., Goes S., Giardini D. and Kahle H-G. (2004) Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the Eastern Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 157, 1331-1347.

Jolivet L., Rimmelé G., Oberhänsli R., Goffé B. and Candan O. (2004) Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian Nappes and the Menderes Massif, geodynamic implications. *Bull. Geol. Soc. France*, 175, 217-238.

Jordan G. (2003) Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. *Earth Surf. Process. Landforms*, 28, 807-822.

Καλλέργης Γ. (1970) Υδρογεωλογική έρευνα υπολεκάνης Καλαμπάκας (Δυτ. Θεσσαλία). *Γεωλ. Γεωφ. Μελ. ΙΓΕΥ*, XIV/1, 197p.

Κίλιας Α. και Μουντράκης Δ. (1989) Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXIII/1, 29-46.

Kiratzí A. and Louvari E. (2003) Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *J. Geodynamics*, 36, 251-274.

Knuepfer P.L.K. (1989) Implications of the characteristics of end-points of historical surface fault ruptures for the nature of fault segmentation. In: *Schwartz & Sibson (eds.) Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Terminations. US Geol. Surv. Open File Report 89-315*, 193-228.

Kotzev, V. Nakov R., Burchfiel B.C., King R., and Reilinger R. (2001) GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998. *J. Geodyn.*, 31, 189–200.

Kreemer C. and Chamot-Rooke N. (2004) Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophys. J. Int.*, 157, 1377-1392.

Kreemer C., Chamot-Rooke N. and Le Pichon X. (2004) Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225, 329-346.

Le Gall B., Tiercelin J.-J., Richert J.-P., Gente P., Sturchio N.C., Stead D. and Le Turdu C. (2000) A morphotectonic study of an extensional fault zone in a magma-rich rift: the Baringo Trachyte Fault System, central Kenya Rift. *Tectonophysics*, 320, 87-106.

Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R. and Veis G. (1995) Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe. *J. Geophys. Res.*, 100, 12.675–12.690.

Leeder M.R. and Jackson J. (1993) The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from western United States and central Greece. *Basin Research*, 5, 79–102.

Λέκκας Ε. (1988) Γεωλογική δομή και γεωδυναμική εξέλιξη της οροσειράς του Κόζιακα (Δυτική Θεσσαλία). *Γεωλ. Μονογραφίες*, 1, Γεωλογικό Τμήμα, ΕΚΠ, 282p.

Lillesand T.M. and Kiefer R.W. (1999) *Remote Sensing and Image Interpretation*. 4th edition, John Wiley and Sons, Inc., New York, NY, 1999, 724p.

Machette M.N., Personius S.F., Nelson A.R., Schwartz D.P. and Lund W. (1991) The Wasatch Fault zone, Utah – Segmentation and history of Holocene earthquakes. *J. Struct. Geol.*, 13, 137-150.

Machette M.N., Personius S.F. and Nelson A.R. (1992) Paleoseismology of the Wasatch fault zone: A summary of recent investigations, interpretations and conclusion. In: *Gori P.L. and Hays W.W. (eds.) Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk along the Wasatch Front, Utah. Us Geol. Surv. Prof. Paper 1500-A, A1-A71.*

Μαριολάκος Η., Λέκκας Σ., Παπαδόπουλος Τ., Αλεξόπουλος Α., Φουντούλης Ι., Αλεξόπουλος Ι., Σπυρίδωνος Ε., Μπαντέκας Ι., Μαριολάκος Δ. και Ανδρεαδάκης Ε. (2001) Υπεδαφική τεκτονική δομή στη λεκάνη Φαρσάλων (Θεσσαλία) ως καθοριστικός παράγων διαμόρφωσης των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής. *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXXIV/5, 1851-1858.

McCalpin J.P. (ed) (1996) *Paleoseismology*. Academic Press, 588p.

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav V., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N. and Veis G. (2000) Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105, 5695–5719.

McKenzie D.P. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.

McKenzie D. (1978) Active tectonics of the Alpine-Himalaya belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.

Mercier J. (1968) Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l' étude du metamorphism et l' évolution magmatique des zones internes des Hellénides. *Thèse, Paris, 1966, Ann. Geol. Pays Hellen.*, 20, 1-792.

Mercier J.-L. (1981) Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru – north Bolivia. *Phil. Trans. Royal Soc. London, A* 300, 337-355.

Mercier J.L., Sorel D. and Simeakis K. (1987) Change in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the present. *Ann. Tecton.*, 1, 20–39.

Michetti A.M., Ferrelli L., Esposito E., Porfido S., Blumetti A.M., Vittori E., Serva L. and Roberts G.P. (2001) Ground effects during the 9 September 1998, Mw=5.6, Lauria earthquake and the seismic potential of the aseismic Pollino Region in Southern Italy. *Seismological Research Letters*, 71, 31– 46.

Morewood N.C. and Roberts G.P. (2002) Surface observations of active normal fault propagation: implications for growth. *Journal of the Geological Society*, 159, 263– 272.

Mountrakis D. (1986) The Pelagonian zone in Greece. A polyphase- deformed fragment of Kimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335-347.

Mountrakis D., Kiliadis A., Pavlides S., Zouros N., Spyropoulos N., Tranos M. and Soulakellis N. (1993) Field study of the Southern Thessaly highly active fault zone. *Proc. 2nd Congr. Hell. Geoph. Union, Florina, May 1993, Greece. Vol. 2, 603-614.*

Murphy W. (1993) Remote Sensing of active faults: case studies from southern Italy. *Z. Geomorphol. N. F., Suppl. Bd. 94, 1–23.*

Nyst M. and Thatcher W. (2004) New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.*, 109, 1-23.

Ori G.G. and Roveri M. (1987) Geometries of Gilbert-type deltas and large channels in the Meteora conglomerate, Meso-Hellenic basin (Oligomiocene), Central Greece. *Sedimentology*, 34(5), 845-859.

Papadimitriou E.E. and Karakostas V.G. (2003) Episodic occurrence of strong (Mw6.2) earthquakes in Thessalia area (central Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 395-409.

Papadopoulos G.A. (1992) Rupture zones of strong earthquakes in the Thessalia region, Central Greece. *XXIII General Assembly Europ. Seismol. Commis. Prague, September 1992. Proceedings vol. 2, 337–340.*

Παπαϊωάννου Ι. (1984) Ο πρώτος ιστορικά μαρτυρούμενος σεισμός της Θεσσαλίας, το 510 π.Χ. στα Φάρσαλα και Κραννώνα. *Εφημ. Ελευθερία*, 12 Φεβρουαρίου 1984, Λάρισα.

Papanikolaou D. and Sideris Ch. (1979) Sur la signification des zones ultrapindique et béotienne d'après la géologie de la région de Karditsa: l'unité de Thessalie Occidentale. *Ecl. Geol. Helv.*, 72/1, 251-261.

Papastamatiou D. and Mouyaris N. (1986) The earthquake of April 30, 1954, in Sophades (Central Greece). *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 87, 885-895.

Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου Κ. (2002) Οι Σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 320p.

Papazachos B.C., Mountrakis D.M., Papazachos C.B., Tranos M.D., Karakaisis G.F. and Savvaidis A.S. (2001) The faults that caused the known strong earthquakes in Greece and surrounding areas during 5th century B.C.

up to present. 2nd Conf. Earthq. Eng. Eng. Seism., 27-30 Sept. 2001, Thessaloniki. Vol. 1, 17-26.

Pavlidis S. (1993) Active faulting in multi-fractured seismogenic areas: examples from Greece. *Z. Geomorph. N.F.*, 94, 57-72.

Pavlidis S. and Mountrakis D. (1987). Extensional tectonics of north-west Macedonia, Greece, since the Late Miocene. *J. Struct. Geol.*, 9, 385–392.

Pavlidis S. and Caputo R. (2004) Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics* 380, 159– 188.

Παυλίδης Σ.Β., Βαλκανιώτης Σ., Κεραμυδάς Δ., Σμπόρας Σ. και Α. Γκανάς (2004) Το Ενεργό Ρήγμα της Αταλάντης – Επανεκτίμηση με νέα γεωλογικά δεδομένα. *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXXVI/4, 1560 – 1567.

Philip G. (1996) Landsat Thematic Mapper data analysis for Quaternary tectonics in parts of the Doon valley, NW Himalaya, India. *Int. J. Remote Sensing*, 17(1), 143-153.

Πομώνης Γ.Π. (2003) Οι οφιόλιθοι της Οροσειράς του Κόζιακα: Γεωλογική μελέτη – Πετρογενετική Εξέλιξη – Γεωτεκτονική Ερμηνεία. *Διδ. Διατρ., Τμήμα Γεωλογίας, Παν. Πατρών*, 328p.

Poulimenos G. and Doutsos T. (1996) Barriers on seismogenic faults in Central Greece. *J. Geodynamics*, 22, 119-135.

Roberts S. and Jackson J. (1991) Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Roberts, Yielding and Freeman (eds), *The Geometry of Normal Faults. Geological Society of London Special Publication* 56, 125-142.

Roberts G.P. (1996) Variations in fault slip directions along active and segmented normal fault systems. *J. Struct. Geol.*, 18, 835-845.

Roberts G. and Koukouvelas I. (1996) Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth Fault System: implications for models of fault growth. *Annali di Geophisica*, XXXIX, 619-646.

Roberts G.P. and Ganas A. (2000) Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data. *Journal of Geophysical Research*. 105, 23443–23462.

Roberts G.P., Michetti A.M., Cowie P., Morewood N.C. and Papanikolaou I. (2002) Fault slip-rate variations during crustal-scale strain localisation, central Italy. *Geophysical Research Letters* 29, 1168, doi:10.1029/2001GL013529.

Savoyat E. και Λαλεχός Ν. (1969a) Φύλλο Τρίκαλα. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμ. 1:50.000, ΙΓΕΥ.

Savoyat E. και Λαλεχός N. (1969b) Φύλλο Καρδίτσα. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμ. 1:50.000, ΙΓΕΥ.

Savoyat E. και Λαλεχός N. (1972) Φύλλο Καλαμπάκα. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμ. 1:50.000, ΙΓΕΥ.

Schlische R.W. and Anders M.H. (1996) Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: *Beratan, K.K. (ed) Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Publication 303, p. 183-203.*

Schlische R.W. Young S.S., Ackermann R.V. and Gupta A. (1996) Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, 24, 683–686.

Schwartz D.P. and Coppersmith K.J. (1984) Fault behaviour and characteristic earthquakes – Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.

Schwartz D.P. and Coppersmith K.J. (1986) Seismic hazards: new trends in analysis using geologic data. In: *Wallace R.E. (ed.) Active Tectonics: Studies in Geophysics. Natl. Acad. Press, Washington D.C., 245p.*

Schwartz D.P. and Sibson R.H. (eds.) (1989) Fault segmentation and controls of rupture initiation and terminations. *US Geol. Surv. Open File Report 89-315, 447p.*

Skarlatoudis A., Papazachos C., Margaris B., Theodulidis N., Papaioannou Ch., Kalogeras I., Scordilis M. and Karakostas V. (2003) Empirical Peak Ground-Motion Predictive Relations for Shallow Earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(6), 2591-2603.

Slemmons D.B. (1995) Complications in making paleoseismic evaluations in the Basin & Range province, western United States. In: *Serva & Slemmons (eds.) Perspectives in Paleoseismology. Assoc. Eng. Geol. Spec. Pub. 6, 19-34.*

Stewart I.S. and Hancock P.L. (1988) Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, 1, 139-153.

Stewart I.S. and Hancock P.L. (1990) Brecciation and fracturing within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. In: *Knipe R.J. and Rutter E.H. (eds.) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geological Society Special Publication No. 54, 105-112.*

Stewart I.S. and Hancock P.L. (1991) Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *J. Struct. Geol.*, 13(2), 191-204.

Thatcher W. (2003) GPS Constraints on the Kinematics of Continental Deformation. *Intern. Geology Review*, 45, 191-212.

Varnes D.J. (1978) Slope movement types and processes. In: *Schuster R.L. and Krizek R.J. (eds.) Landslides — Analysis and control. National Research Council, Washington, D.C., Transportation Research Board, Special Report 176*, 11–33.

Vita-Finzi C. and King G.C.P. (1985) The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A314, 379-407.

Wallace R.E. (1978) Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North – central Nevada. *J. Research US Geol. Survey*, 6(5), 637-650.

Walsh J.J., Bailey W.R., Childs C., Nicol A. and Bonson C.G. (2003) Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *J. Struct. Geol.*, 25, 1251-1262.

Watterson J. (1986) Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 365– 373.

Wdowinski S. and Zilberman E. (1997) Systematic analyses of the large-scale topography and structure across the Dead Sea Rift. *Tectonics*, 16, 409– 424.

Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. America*, 84, 974-1002.

Wheeler R.L. (1989) Persistent segment boundaries on basin-range normal faults. In: *Schwartz D.P. and Sibson R.H. (eds) Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. US Geol. Surv. Open File Rep.*, 89-315, 432-444.

Young M.J., Gawthorpe R.L. and Hardy S. (2001) Growth and linkage of a segmented normal-fault zone: the Late Jurassic Murchinson-Statfjord North Fault, northern North Sea. *J. Struct. Geol.*, 23, 1933-1952.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Συντεταγμένες των ρηγμάτων που μελετήθηκαν, με βάση την ψηφιοποίηση τους που έγινε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Στην τρίτη στήλη σημειώνεται το υψόμετρο (σε m) του σημείου, από το DEM.

Προβολικό σύστημα UTM ζώνη 34N, WGS 84

Ρήγμα Αγ. Στεφάνου - Α

603714.48	4324466.85	471.59
603103.93	4324602.67	496.98
602590.44	4324667.88	481.44
602012.49	4324763.10	516.69
601562.16	4324901.12	546.09
601288.03	4325041.43	551.98
600915.44	4325365.42	571.79
600567.16	4325669.19	584.42
600219.70	4325911.34	534.53
599889.05	4326092.07	572.65
599702.41	4326284.92	594.20
599669.73	4326335.88	596.75

Ρήγμα Αγ.Στεφάνου - Β

610520.96	4319470.86	493.48
609246.88	4320018.21	475.89
608779.40	4320206.96	468.46
608296.47	4320354.43	487.45
607530.31	4320703.55	513.16
607052.66	4321056.66	507.87
606362.03	4321756.25	535.21
605726.21	4322559.39	543.79
605227.79	4323282.21	536.77
604725.83	4323676.23	498.66
604271.29	4324122.27	483.97
604100.37	4324325.50	469.22

Ρήγμα Αγγελιάς

575591.83	4396252.52	551.10
575985.30	4396367.85	573.52
576582.28	4396476.39	563.04
577036.80	4396591.72	627.97
577409.91	4396673.12	582.09
577749.11	4396720.61	542.90
578217.20	4396829.15	548.97
578563.17	4396883.42	588.37
578997.34	4396930.91	701.65

Ρήγμα Αχλαδοχωρίου

583605.69	4389673.00	403.56
584094.13	4389578.03	498.70
584935.34	4389449.13	471.47
585444.13	4389401.65	420.62
586075.03	4389381.29	280.16
586672.01	4389293.10	206.93
587180.81	4389198.13	170.86
587425.03	4389123.51	149.93

Ρήγμα Βλοχού - Α

586053.63	4375205.87	87.89
587261.91	4374732.12	88.77
587914.48	4374389.26	88.09
588875.51	4373897.72	90.89
589758.68	4373730.86	87.02
590369.23	4373486.64	89.60
590952.65	4373317.04	86.00

Ρήγμα Βλοχού - Β

592473.27	4373052.43	87.52
595021.39	4372724.45	87.90
597392.90	4372547.85	90.52
599789.64	4372068.50	92.69
601631.35	4371664.84	101.00
602766.65	4371538.70	127.68
604557.90	4371210.72	106.15

Ρήγμα Βελεσιωτών

608794.96	4333955.32	214.42
607638.98	4334112.45	196.48
606662.56	4334325.69	195.45
606090.18	4334696.05	199.77
605663.70	4334920.51	144.71
603845.56	4335346.99	137.35

Ρήγμα Δαμασίου - Α

595063.69	4398193.57	139.50
594561.68	4398512.41	143.49
594080.02	4398763.42	150.05
593388.07	4399095.83	148.53
592838.57	4399319.70	146.76
592275.51	4399516.43	152.03

Ρήγμα Δαμασίου - Β

598028.25	4395290.06	184.16
597471.97	4395825.99	176.84
596847.85	4396382.27	167.54
596284.79	4396843.57	158.42
595816.70	4397243.82	150.07
595545.34	4397542.32	147.83
594982.28	4398044.32	149.80

Ρήγμα Δαμασίου - Γ

599201.86	4394279.26	153.95
598740.56	4394604.89	175.06
598333.52	4395032.28	196.56

Ρήγμα Διάβας

553958.70	4393303.29	194.47
552870.06	4393449.19	207.29
551657.96	4393628.76	209.14
551051.91	4393729.77	237.30
550221.39	4394010.34	234.54
549615.35	4394223.58	277.25

Ρήγμα Ενιπέα

628777.62	4353903.71	159.37
626532.25	4354004.63	149.07
623958.91	4354080.32	144.74
620906.21	4354080.32	138.00
618408.55	4354307.37	131.53
614952.20	4354811.95	122.95

Ρήγμα Θαυμακού		
613951.56	4333851.61	337.87
612243.11	4334038.96	238.00
610366.26	4334471.63	199.34
608750.90	4334908.37	150.00

Ρήγμα Καλλιίθρου		
579847.14	4348078.55	148.89
578343.42	4348186.93	162.00
576907.44	4348376.59	163.31
575701.76	4348620.43	164.32
574387.70	4348932.01	182.03
572789.15	4349460.35	273.17

Ρήγμα Καναλιών		
566888.05	4360346.20	302.04
567660.80	4360435.96	343.34
568828.41	4360518.90	393.75
569947.46	4360622.34	201.24
571437.67	4360667.05	103.25

Ρήγμα Καρδίτσας		
592082.50	4359294.76	100.00
587929.24	4359495.26	98.06
581770.97	4359896.26	99.99
578190.58	4360239.98	98.92
575125.76	4360726.92	96.92
572461.95	4361185.21	95.90

Ρήγμα Κέδρου		
596360.93	4339327.20	148.67
595344.90	4339503.31	159.29
593787.00	4339909.72	160.95
592378.11	4340302.58	175.96
591240.16	4340708.99	183.20
589777.09	4341250.87	183.87

Ρήγμα Κρύας Βρύσης		
577801.54	4352847.10	128.73
576501.03	4352725.17	130.14
575485.01	4352630.34	126.88
574631.55	4352603.25	131.03
573656.16	4352684.53	145.96
572315.01	4352860.64	160.36

Ρήγμα Λάρισας		
610330.83	4389935.99	80.52
609269.08	4390226.98	78.97
608403.95	4390455.06	78.20
607350.07	4390816.84	92.76
606768.07	4391013.46	104.83
606099.57	4391155.03	94.00
605509.71	4391288.73	89.10
604982.77	4391390.97	100.44

Ρήγμα Λάρισας		
616661.98	4387317.01	84.25

615608.10	4387741.71	93.31
614286.82	4388221.46	83.02
613036.32	4388748.40	93.81
612226.24	4389125.91	85.64
611581.33	4389409.05	75.01
611070.12	4389558.48	74.52

Ρήγμα Λάρισας		
622065.10	4385814.84	77.70
620869.65	4386176.62	82.89
619697.80	4386640.64	83.22
618620.32	4386900.18	78.78
617912.49	4387088.93	81.67
616984.44	4387277.69	83.26

Ρήγμα Λεονταρίου		
602795.70	4334898.67	189.21
602251.87	4335234.76	165.10
601724.38	4335784.70	177.13
601275.46	4336278.51	168.40
600669.41	4336716.22	158.36
599838.89	4337086.58	176.57
599143.06	4337333.49	175.72
598357.44	4337501.84	188.24
596786.20	4337883.42	209.84

Ρήγμα Μαυροματίου - Α		
564147.95	4363790.24	125.83
563614.16	4363852.19	126.84
563188.30	4363872.84	129.27
562865.50	4363876.25	134.61
562388.63	4363842.25	132.55
561963.07	4363826.78	138.09
561480.94	4363865.17	146.21
561082.92	4363916.31	149.17
560909.76	4363927.01	170.05
560773.83	4363962.13	166.74
560557.72	4364081.07	154.35
560402.90	4364140.18	152.91
559611.87	4364206.44	158.66
559059.48	4364262.53	164.83
558418.73	4364251.66	165.91
557983.84	4364236.33	173.74
557455.17	4364250.50	182.13
557263.31	4364261.14	183.60

Ρήγμα Μαυροματίου - Β		
565174.67	4363400.13	124.55
564605.80	4363505.99	123.92
564095.63	4363669.57	127.79

Ρήγμα Μελιταίας		
627243.65	4322584.95	514.79
626012.86	4322815.48	529.82
624739.77	4323081.29	500.82
623971.96	4323140.68	504.42
623315.40	4323219.77	506.18

622070.63 4323468.57 490.49

Ρήγμα Νέας Μάκρσης

621869.20 4324770.75 461.62
620204.47 4325156.38 464.63
619490.75 4325342.19 471.50
618778.42 4325438.68 456.10
617965.88 4325712.54 492.67
617167.34 4325986.69 484.60

Ρήγμα Νέου Μοναστηρίου - Α

613597.63 4344782.55 143.70
612734.11 4344912.67 142.88
611657.67 4345137.42 123.43

Ρήγμα Νέου Μοναστηρίου - Β

611468.41 4344770.72 147.74
609930.63 4344818.04 115.58
608168.11 4344971.82 109.68
606216.32 4344995.48 108.77
605033.41 4345054.62 110.75
603306.37 4345232.06 111.16

Ρήγμα Ξυνιάδος

616668.50 4320610.21 534.18
615618.82 4321139.31 504.76
614504.59 4321708.70 534.98
613776.84 4322160.52 510.60
613018.62 4322509.22 491.46
612284.78 4322837.79 496.00
611399.84 4323092.36 468.66
610596.06 4323276.25 464.87
609953.38 4323400.81 455.12
609423.58 4323475.63 452.41

Ρήγμα Παλαιομονάστηρου

560209.99 4367018.69 142.22
559009.11 4367366.61 142.34
557752.12 4367736.97 155.55
556607.36 4368174.68 175.63
555586.06 4368657.27 187.18

Ρήγμα Παλαιόπυργου

565768.97 4384665.71 121.71
567204.72 4384314.75 123.07
568651.11 4383825.53 96.96
569704.00 4383442.66 97.95
570937.69 4383027.89 96.05
572096.93 4382528.03 96.59

Ρήγμα Σμολιώτικου - Α

585115.97 4397409.72 307.30
584104.03 4396816.23 413.96
583077.61 4396325.50 402.48
582486.64 4395925.20 404.96
581933.47 4395696.62 449.48

Ρήγμα Σμολιώτικου - Β

581797.91 4396003.47 411.84
580982.16 4395583.78 433.83
580494.89 4395373.13 452.84
579728.72 4395262.38 516.30

Ρήγμα Ταξιαρχών

575372.45 4381171.07 94.72
576550.88 4380912.94 94.39
577504.85 4380576.25 104.51
578526.15 4380441.57 93.81
579805.59 4380250.78 90.95
580557.54 4380194.66 114.61
581275.82 4380116.10 91.95
581836.98 4380071.20 88.44
582465.47 4380026.31 89.86
583419.44 4379857.97 93.16
585001.90 4379857.97 90.94
586214.00 4379857.97 89.42
586831.28 4379869.19 90.10
587807.69 4379700.84 88.53

Ρήγμα Τυρνάβου

611624.44 4395172.85 93.40
608027.78 4395592.73 209.93
606630.76 4395608.25 343.78
605792.55 4395716.91 162.94
604907.78 4396027.36 115.90
604519.72 4396136.01 215.15
603821.21 4396337.81 144.03
603122.70 4396632.73 116.37
602300.01 4397020.79 148.38
601166.87 4397533.03 195.05

Ρήγμα Φαναρίου

570885.84 4363654.21 93.62
570175.74 4363782.17 109.32
569816.89 4363805.82 145.46
569387.16 4363828.85 126.30
568915.11 4363921.43 200.04
568397.21 4364013.63 136.79
568125.80 4364054.26 125.25
567817.06 4364073.06 117.73
567077.87 4364201.06 115.16

Ρήγμα Φαρσάλων - Α

623025.44 4349539.12 269.54
619947.51 4349993.24 231.83
617929.20 4350270.75 152.16
616440.70 4350472.59 136.21

Ρήγμα Φαρσάλων - Β

616863.89 4349463.15 162.21
615660.99 4349645.73 159.23
614962.87 4349817.58 148.23
613706.27 4350193.48 124.29
613180.00 4350322.37 129.05

612632.25	4350429.77	117.90
611300.47	4350666.05	115.60

Ρήγμα Φαρσάλων - Γ

619001.18	4347723.24	294.47
617336.45	4348152.85	312.15
616015.41	4348528.76	281.87
614995.09	4348850.96	270.52
614425.86	4349087.24	239.92

Ρήγμα Φύλλου - Α

601940.41	4364687.09	97.39
604169.23	4364084.49	102.86
606428.28	4363408.55	113.85

Ρήγμα Φύλλου - Β

605513.46	4362801.07	103.96
607767.33	4362534.51	114.87
609908.63	4362081.06	111.49
612313.05	4361408.85	117.85
617642.01	4360111.68	186.95

Ρήγμα Χαψανά

582845.90	4398729.50	559.04
583408.96	4398532.76	480.43
583904.19	4398431.01	489.01
584392.63	4398376.73	536.82
584860.71	4398376.73	481.80
585274.53	4398397.09	422.59
585654.43	4398369.95	373.28
586061.46	4398369.95	314.41
587101.03	4398260.80	348.32