



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ
ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ
ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΩΝ
ΠΙΕΡΙΩΝ
GEOMETRY AND KINEMATICS OF
DEFORMATION OF THE PELAGONIAN
NAPPE IN PIERIA MOUNTAIN

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΕΛΙΝΑ Κ. ΣΠΥΡΙΔΟΥ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2015

ΕΛΙΝΑ Κ. ΣΠΥΡΙΔΟΥ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ
ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΩΝ ΠΙΕΡΙΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών “Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον”
Τομέας Γεωλογίας
Ημερομηνία προφορικής εξέτασης: 10-12-2015

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΚΙΛΙΑΣ ΑΔΑΜΑΝΤΙΟΣ, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., επιβλέπων
καθηγητής.

ΠΑΥΛΙΔΗΣ ΣΠΥΡΙΔΩΝ, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., Μέλος
Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.

ΤΡΑΝΟΣ ΜΑΡΚΟΣ, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.,
Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν^ο

© Ελίνα Κ. Σπυρίδου, 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΩΝ ΠΙΕΡΙΩΝ

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

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

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την ολοκλήρωση της διατριβής ειδίκευσης θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους μου συμπαραστάθηκαν και με βοήθησαν με την παρότρυνση και τις συμβουλές τους.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να εκφράζω την ευγνωμοσύνη μου και τις θερμές ευχαριστίες μου στον επιβλέποντα καθηγητή μου, κ. Αδαμάντιο Κίλια για την τεράστια υπομονή και επιμονή του. Καθ' όλη τη διάρκεια της διατριβής μου οι συμβουλές του ήταν πολύτιμες και πολύ χρήσιμες οι επιστημονικές παρατηρήσεις και υποδείξεις του.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Αντώνιο Κορωναίο και την Κορίνα Πυτερά για την βοήθειά τους στην φωτογράφιση με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο των δειγμάτων που συνέλεξα.

Η χαρτογράφηση της περιοχής έγινε σε συνεργασία με τη συνάδελφο Μαρία Μιχαήλ, την οποία και ευχαριστώ, με την καθοδήγηση και συμβουλή του καθηγητή Α. Κίλια.

Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω την Θωμαΐδου Ευφημία για την άμεση βοήθεια και τις συμβουλές που μου έδωσε.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, τον Καθηγητή κ. Σπυρίδων Παυλίδη και τον αναπληρωτή Καθηγητή κ. Μάρκο Τρανό για την κριτική ανάγνωση της διατριβής μου.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και την αγάπη μου προς τον σύζυγό μου Γιώργο, τους γονείς μου Κωνσταντίνο και Ελένη και τον αδερφό μου Βλαδίμηρο για την κατανόηση και την υπομονή τους. Χωρίς αυτούς δεν θα είχα καταφέρει να υλοποιήσω σημαντικό μέρος της εργασίας. Επίσης, τους φίλους μου, γεωλόγους και μη, για την υποστήριξή τους.

Περιεχόμενα

A. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΦΟΡΑ	5
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
1.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	5
1.2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	6
1.3. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΑΛΠΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ.....	7
1.4. ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ.....	7
1.5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ.....	8
1.6. ΑΠΟΨΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	10
B. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ	13
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	13
3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	21
3.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ.....	21
3.2. ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	21
3.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ	23
3.4. ΜΥΛΟΝΙΤΗΣ – ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΧΑΛΑΖΙΑ.....	31
3.5. ΜΕΘΟΔΟΣ C – ΑΞΟΝΩΝ ΧΑΛΑΖΙΑ	35
3.6. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ – ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ	38
3.7. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	54
Γ. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	65
4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ	65
Δ. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	70

A. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΦΟΡΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης μελετάει την παραμόρφωση και κινηματική του Πελαγονικού καλύμματος, στην οροσειρά των Πιερίων. Ο κύριος στόχος της διατριβής είναι η μελέτη των τεκτονικών στοιχείων στην ευρύτερη περιοχή του Λιβαδίου. Με βάση τη μελέτη της γεωμετρίας και κινηματικής των τεκτονικών δομών και γενικότερα της παραμόρφωσης των γεωλογικών σχηματισμών μπορούμε να κατανοήσουμε καλύτερα την εξέλιξη της παραμόρφωσης και τη σχέση της με τις διεργασίες της υποβύθισης, της ηπειρωτικής σύγκρουσης, και της ανύψωσης και εμφάνισης των υποβυθιζόμενων πετρωμάτων σε έναν ορογενετικό κύκλο. Επομένως, η ανάλυση και κινηματική της παραμόρφωσης, καθώς και η σχέση τεκτονικής – μεταμόρφωσης σε συνδυασμό με υπάρχοντα γεωχρονολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα, στα πετρώματα του Πελαγονικού καλύμματος στην ευρύτερη περιοχή της οροσειράς Πιερίων, μας επιτρέπει να διαμορφώσουμε την γεωμετρία, κινηματική και ιστορία της παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης του Πελαγονικού καλύμματος κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης. Έτσι, από το Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό έως σήμερα αναγνωρίσαμε έξι τεκτονικά – παραμορφωτικά γεγονότα, $D_1 - D_6$, τα οποία σχετίζονται με την σύγκλιση της Απουλίας και Ευρωπαϊκής πλάκας κατά την Αλπική ορογένεση. Στα D_1 , D_2 και D_4 γεγονότα καταγράφεται συμπίεση και πάχυνση της λιθόσφαιρας που σχετίζεται με ηπειρωτική σύγκρουση και υποβύθιση, ενώ στα D_3 , D_5 και D_6 παρατηρείται έκταση που σχετίζεται με εκταφή των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

1.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Το πρώτο στάδιο της μελέτης αφορά στη γεωλογία υπαίθρου. Περιέλαβε χαρτογράφηση και γεωλογικές τομές. Στο στάδιο αυτό συλλέχθηκαν γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία όπως κλίσεις στρωμάτων και μετρήσεις αξόνων και αξονικών επιπέδων πτυχών και κατευθύνσεων κλίσεως ρηγμάτων, με τη χρήση πυξίδας τύπου CLAR. Επίσης, συλλέχθηκαν δείγματα από την περιοχή μελέτης, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την μικροσκοπική παρατήρηση και μελέτη των C-αξόνων του χαλαζία.

Το δεύτερο στάδιο αφορά στη μελέτη των δειγμάτων που συλλέχθηκαν, μικροσκοπική και μακροσκοπική. Η προσέγγιση της κίνησης του καλύμματος στηρίζεται στην έρευνα μικροτεκτονικών στοιχείων σε πλαστικά παραμορφωμένα πετρώματα της περιοχής. Η απεικόνιση C-αξόνων προσανατολισμένων κρυστάλλων

χαλαζία σε στερεογραφική προβολή, που μετρήθηκαν οπτικώς στην τράπεζα Fedogow, σε λεπτές τομές προσανατολισμένων δειγμάτων, αποτέλεσε την κύρια μέθοδο της παρούσας εργασίας.

Το τρίτο στάδιο αφορά στη σύνθεση των στοιχείων υπαίθρου για την κατασκευή γεωλογικών τομών και ενός νέου γεωλογικού χάρτη κλίμακας 1:20.000 της περιοχής Λιβάδι και την εξαγωγή συμπερασμάτων για την τεκτονική της περιοχής.

1.2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η ευρύτερη περιοχή μελέτης και το χωριό Λιβάδι υπάγονται στο δήμο Ελασσόνας και στην περιφέρεια Θεσσαλίας. Το χωριό Λιβάδι απέχει 37 χλμ. από την Ελασσόνα. Βρίσκεται στο όρος Τίταρος σε υψόμετρο 1.200 μ., στο σημείο όπου συναντώνται οι οροσειρές Ολύμπου, Καμβουνίων και Πιερίων. Η μορφολογία της περιοχής είναι κατά κανόνα ημι-ορεινή έως ορεινή (εικόνα 1). Λόγω της γεωγραφικής θέσης και του υψομέτρου το κλίμα είναι ηπειρωτικό ξηρό με ειδικές καιρικές συνθήκες και παρατεταμένο χειμώνα για 5 έως 6 μήνες. Αποτελείται από πλούσια βλάστηση που συνίσταται από έλατα, μαυρόπευκα και δάση οξυάς.



Εικόνα 1. Απεικόνιση του αναγλύφου της περιοχής μελέτης από το maps.google.com.

1.3. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΑΛΠΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

Το Αλπικό ορογενές είναι αποτέλεσμα της εξέλιξης και καταστροφής του ωκεανού της Τηθύος (Smith 1971, Dercourt 1972, Jacobshagen et al. 1978). Κατά την περίοδο του Άνω Παλαιοζωικού έως το Κάτω Ιουρασικό είχαμε την ύπαρξη της Παλαιοτηθύος. Στην καταστροφή του ωκεανού της Παλαιοτηθύος συνετέλεσε η σύγκρουση της Κιμμερικής ηπείρου (τέμαχος της Γκοντβάνας) με την Ευρασία (Vergely 1984, Mountrakis et al. 1987, Sengör 1984). Έτσι έχουμε τη δημιουργία του βόρειου κλάδου του αλπικού ορογενούς.

Κατά την διάρκεια του Τριαδικού, νοτιότερα της Παλαιοτηθύος, αναπτύσσεται ο ωκεάνιος χώρος της Νεοτηθύος με την απόσπαση της Κιμμερικής ηπείρου από την Γκοντβάννα, η οποία Κιμμερική ταυτίζεται με το υπόβαθρο του Πελαγονικού καλύμματος. Κατά ορισμένους ερευνητές (Robertson & Dixon 1984, Stampfli & Borel 2001, Παπανικολαου 2009) μεταξύ Γκοντβάννας και Ευρώπης κατά το Τριαδικό – Ιουρασικό αναπτύσσεται μια σειρά από ωκεάνιες λεκάνες, που σχετίζονται με την ανάπτυξη της Νεοτηθύος. Το παλαιοζωικό υπόβαθρο του Πελαγονικού καλύμματος τοποθετείται μεταξύ αυτών των ωκεάνιων λεκανών. Πρόσφατες έρευνες υποστηρίζουν ότι το υπόβαθρο του Πελαγονικού καλύμματος ταυτίζεται με το περιθώριο της Απουλίας λιθοσφαιρικής πλάκας απ' όπου πιθανόν αποσπάστηκε κατά το Άνω Κρητιδικό, με την ανάπτυξη μιας μικρής ωκεάνιας λεκάνης (Jahn-awe et al. 2010, Frisch et al. 2011). Με τη βύθιση της ωκεάνιας λιθοσφαιρας κάτω από το Ευρασιατικό περιθώριο, συντελέστηκε η καταστροφή του ωκεανού της Νεοτηθύος στο Άνω Κρητιδικό – Παλαιογενές, δημιουργώντας τον νότιο κλάδο του αλπικού ορογενούς (Schmitt et al. 2008, Brown & Robertson 2004, Kılıas et al. 2013).

1.4. ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

Η Αλπική ορογένεση, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, είναι στενά συνδεδεμένη με την συνεχή σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και Τριτογενούς. Πιο συγκεκριμένα στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου είναι αποτέλεσμα της σύγκλισης και της τελικής σύγκρουσης της Απουλίας μικροπλάκας με την Ευρασιατική πλάκα, που συνδέονται με το κλείσιμο του ωκεανού της Νεοτηθύος/Αζιού.

Η (Οι) ενδοωκεάνια (-ες) υποβύθιση (-εις) στον ωκεανό της Τηθύος ξεκίνησε (-αν) στα τέλη του Κάτω Ιουρασικού. Περίπου στο Μέσο-Ανώτερο Ιουρασικό, οι οφιόλιθοι μαζί με τις ωκεάνιες ακολουθίες, που προέρχονται από έναν ή περισσότερους ωκεάνιους χώρους, επωθούνται και τοποθετούνται πάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα (Bernouli & Laubscher 1972, Mercier et al. 1975, Zimmerman

& Ross 1976, Jacobshagen et al. 1978, Vergely 1984, Economou et al. 1986, Robertson et al. 1996, Rassios & Moores 2006, Karamata 2006, Migiros 2006, Gawlick et al. 2008, Schmid et al. 2008, Kiliias et al. 2010 & 2013).

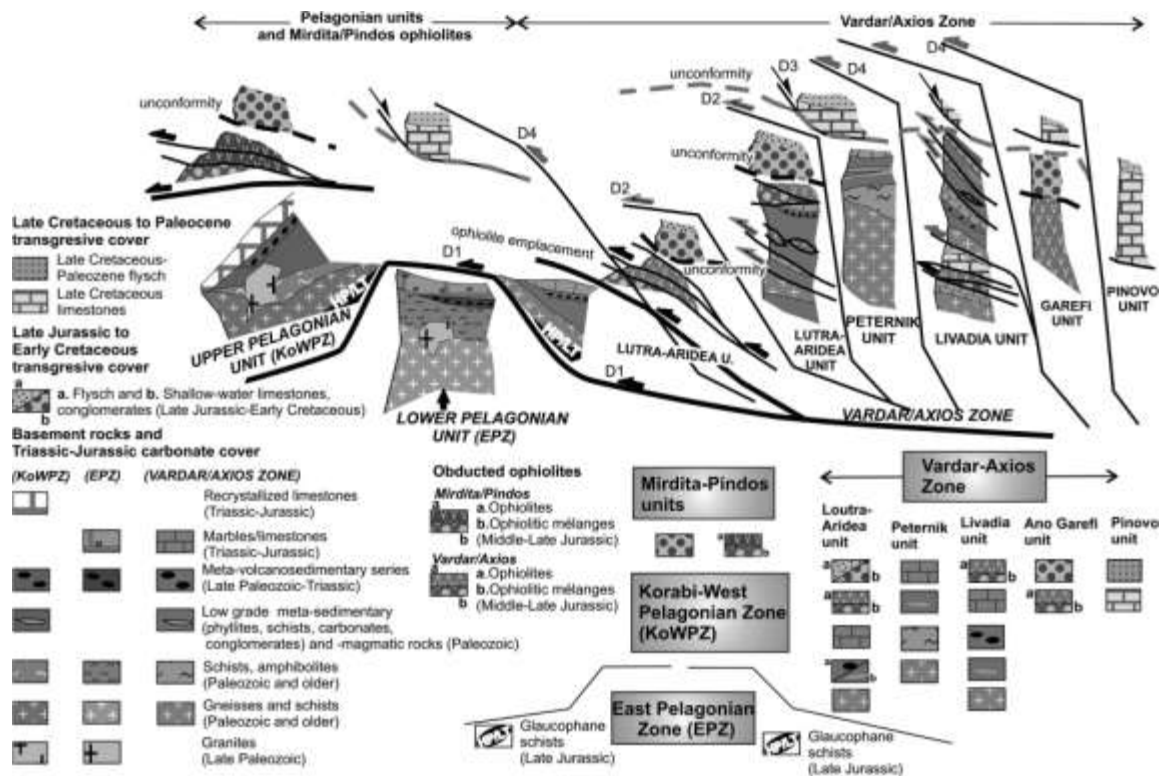
Κατά τη διάρκεια της τοποθέτησης των οφιολίθων, το Πελαγονικό κάλυμμα (το Παλαιοζωικό υπόβαθρο και το Τριαδικό – Ιουρασικό ανθρακικό κάλυμμα) καταγράφει μια συν-τεκτονική μεταμόρφωση Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής ηλικίας, σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής μεταμόρφωσης. Κατά τη διάρκεια της τελικής Κρητιδικής και Τριτογενούς περιόδου η παραμόρφωση διαδοχικά επηρέασε τα τεκτονικά κατώτερα και τα πιο εξωτερικά καλύμματα, παραμόρφωση η οποία συνδέεται με την τοποθέτηση του Πελαγονικού καλύμματος και της εσωτερικής κυανοσχιστολιθικής σειράς πάνω στις εξωτερικές ενότητες του Ολύμπου-Όσσας (Godfriaux 1968), των Ριζωμάτων (Kiliias & Mountrakis 1985) και της Κρανιάς (Kiliias & Mountrakis 1987, Kiliias et al. 1991), που εμφανίζονται σήμερα με την μορφή τεκτονικών παράθυρων.

Κατά το Τριτογενές – Νεογενές, μετά τη βαθμιαία συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και την πάχυνση του φλοιού με φορά κίνησης προς τα νοτιοδυτικά, ακολούθησε η ορογενετική κατάρρευση προκαλώντας εκτατικές δομές, λέπτυνση του φλοιού και την εκταφή των βαθύτερων τεκτονικών ενοτήτων (Godfriaux 1968, Jacobshagen et al. 1978, Burchfiel 1980, Lister et al. 1984, Kiliias & Mountrakis 1987, Schermer et al. 1990, Sfeikos et al. 1991, Schermer 1993, Lips et al. 1998, Kiliias et al. 2002).

1.5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ

Το Πελαγονικό κάλυμμα αποτελεί μια επιμήκης λωρίδα συσσώρευσης ηπειρωτικής προέλευσης τεκτονικών καλυμμάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, που εκτείνεται από την Π.Γ.Δ.Μ. προς νότο μέσω της κεντρικής ηπειρωτικής χώρας και την Εύβοια και από εκεί περνάει με Δ-Α κατεύθυνση στις Κυκλάδες (Αττικοκυκλαδική Μάζα) και συνεχίζει στη Μικρά Ασία.

Το Πελαγονικό κάλυμμα αποτελείται από α) προ-Αλπικά πολυμεταμορφωμένα κρυσταλλικά πετρώματα υποβάθρου αποτελούμενα από γνεύσιους και σχιστόλιθους, μέσα στα οποία διεισδύουν Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας πλουτωνικά πετρώματα, β) Περμο – Τριαδικά ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης και Τριαδικό – Ιουρασικά ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά πετρώματα και μάρμαρα, γ) επικλυσιογενή Άνω Κρητιδικούς ασβεστολίθους και καταλήγει σε Παλαιοκαινικό φλύσχη. Κατά το Α. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό επωθήθηκαν οι οφιολίθοι πάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα (Kiliias & Mountrakis 1989) (εικόνα 2).

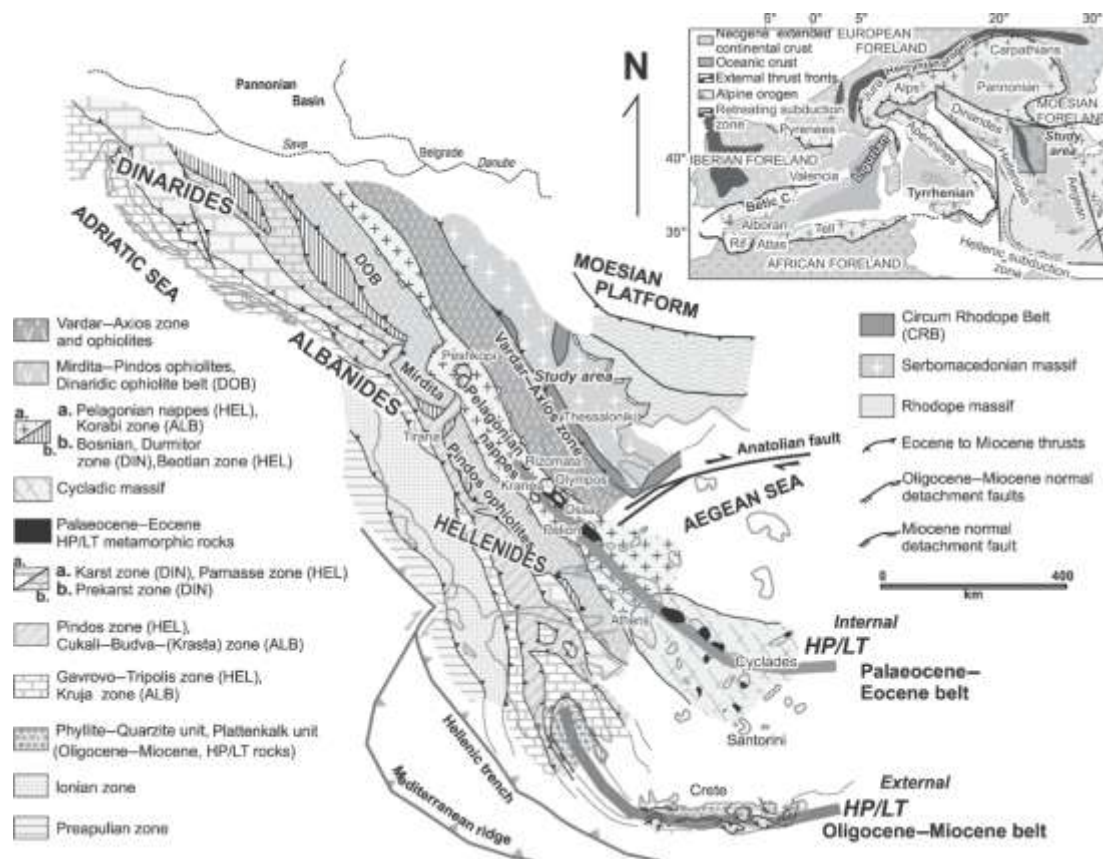


Εικόνα 2. Τεκτοστρωματογραφικές στήλες των λεπιωμένων καλυμμάτων του Πελαγονικού καλύμματος και της ζώνης Αξιού (Brown & Robertson 2004, Kiliyas et al. 2010).

Η παλαιογεωγραφική θέση του Πελαγονικού καλύμματος κατά το Τριαδικό – Ιουρασικό είναι αμφιλεγόμενη. Σύμφωνα με μια ομάδα συγγραφέων (Mountrakis 1986, Robertson et al. 1996, Robertson & Shallo 2000, Stampfli & Borel 2002, Brown & Robertson 2004, Sharp & Robertson 2006, Rassios & Moores 2006, Karamata 2006, Papanikolaou 2009 & 2013), το Πελαγονικό κάλυμμα θεωρείται ως ένα ηπειρωτικό τέμαχος που συνόρευε με δύο ωκεανούς της Τηθύος. Στο δυτικό περιθώριο με τον ωκεανό της Πίνδου (Νέο-Τηθύος) και στο ανατολικό περιθώριο με τον ωκεανό του Αξιού (Παλαιο-Τηθύος). Αντιθέτως, σύμφωνα με μια άλλη ομάδα συγγραφέων (Mercier et al. 1975, Burchfiel 1980, Hoxha 2001, Bortolotti et al. 2005, Gawlick et al. 2008, Schmitt et al. 2008, Kiliyas et al. 2010 & 2013, Katrivanos et al. 2013) θεωρείται ότι υπήρχε μια ενιαία ωκεάνια λεκάνη προς το ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής, ο ωκεανός της Νεοτηθύος (ζώνη Αξιού). Επομένως, οι ενότητες της Πελαγονικής σχηματίζουν το ανατολικό ηπειρωτικό περιθώριο της Γκοντβάνας – Απουλίας απέναντι από τον ωκεανό της Νεοτηθύος.

Υπάρχει επίσης μια εν εξελίξει συζήτηση σχετικά με την κατεύθυνση τοποθέτησης των οφιολιθων κατά τη διάρκεια της Μέσης έως Άνω Ιουρασικής περιόδου πάνω στην Πελαγονική ήπειρο. Κατά μια άποψη η φορά κατεύθυνσης της κίνησης ήταν διττή προς τα Α έως ΒΑ και περίπου ταυτόχρονα προς Δ έως ΝΔ, όπου οι οφιολιθικές μάζες στο ανατολικό περιθώριο προέρχονται από την ωκεάνια λεκάνη του Αξιού και οι οφιολιθικές μάζες στο δυτικό περιθώριο του Πελαγονικού καλύμματος από την ωκεάνια λεκάνη της Πίνδου (Mountrakis 1986, Robertson & Shallo 2000, Sharp & Robertson 2006, Rassios & Dilek 2009). Κατά άλλους ερευνητές

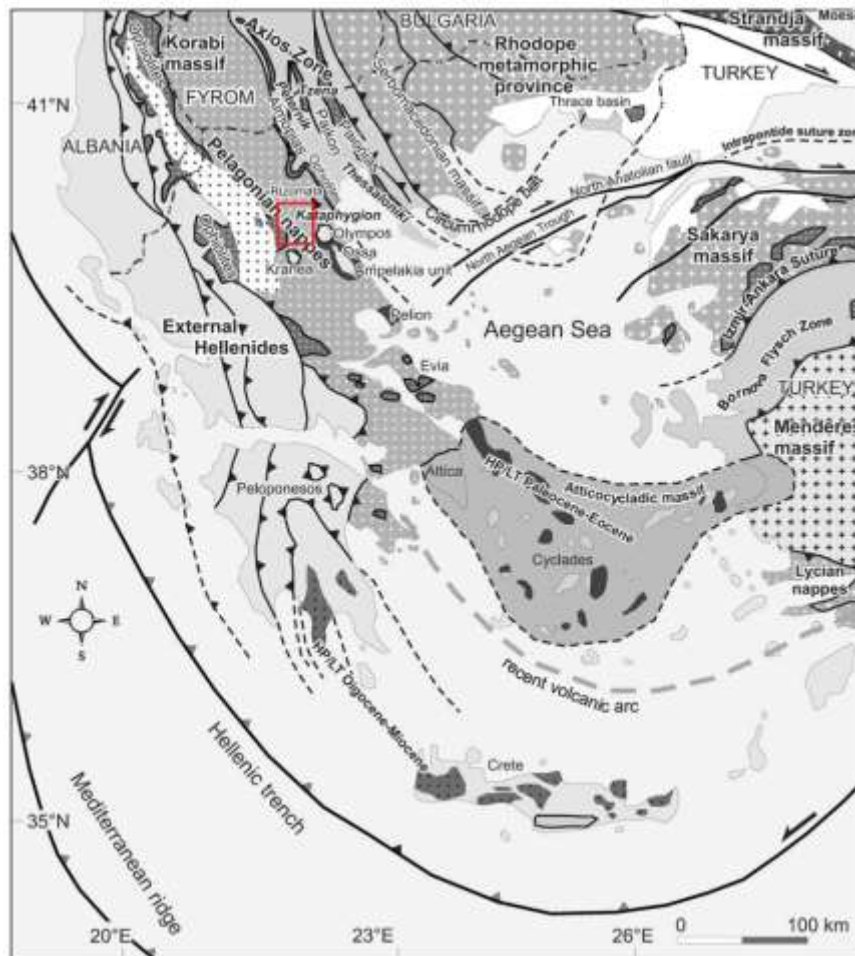
η φορά κατεύθυνσης κίνησης ήταν προς Δ έως ΝΔ, με την τοποθέτηση των οφιολιθικών μαζών στα δύο περιθώρια του Πελαγονικού καλύμματος από τον ωκεάνιο χώρο του Αξιού (Jacobshagen et al. 1978, Vergely 1984, Hoxha 2001, Gawlick et al. 2008, Schmitt et al. 2008, Papanikolaou 2009, 2013, Kiliyas et al. 2010, 2013, Katrivanos et al. 2013). Στην εικόνα 3 παρουσιάζονται οι δυο οφιολιθικές ζώνες (Αξιού και Πίνδου) του Ελληνικού ορογενούς.



Εικόνα 3. Αλπικό ορογένες στην Ευρώπη και Β. Αφρική (πλαίσιο). Γεωτεκτονικός χάρτης του Ελληνικού ορογενούς όπου φαίνονται οι δύο οφιολιθικές ζώνες (Αξιού και Πίνδου. (Kiliyas et al. 2001).

1.6. ΑΠΟΦΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή μελέτης καταλαμβάνει το όρος Τίταρος, στη βορειοανατολική Θεσσαλία, της κεντρικής Ελλάδας. Το μεγαλύτερο της μέρος περιλαμβάνεται στο γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Λιβάδιον (κλίμακα 1:50.000). Γεωτεκτονικά η περιοχή ανήκει στο Πελαγονικό κάλυμμα (εικόνα 4). Η περιοχή μελέτης εντάσσεται στην ενδιάμεση Ενότητα Πιερίων (Infrapierien).



Εικόνα 4. Γεωλογικός χάρτης των Ελληνίδων. Απεικονίζεται η τοποθεσία της περιοχής μελέτης (πλαίσιο). Kiliias et al. 2001 & 2012.

Σύμφωνα με τον Godfriaux (1968) οι Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι πλατφόρμας και ο Ηωκαινικός έως Ολιγοκαινικός φλύσχος του Ολύμπου αποτελούν την αυτόχθονη Ενότητα του Ολύμπου. Αυτή η ενότητα τεκτονικά υπέρκειται στα δυτικά από Παλαιοζωικά μεταμορφωμένα πετρώματα και από υπερκείμενους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και οφιολίθους του Πελαγονικού καλύμματος. Στα ανατολικά η ενότητα είναι τεκτονικά υποκείμενη των Μεσοζωικών Πελαγονικών ασβεστολίθων και οφιολίθων της ζώνης Αξιού.

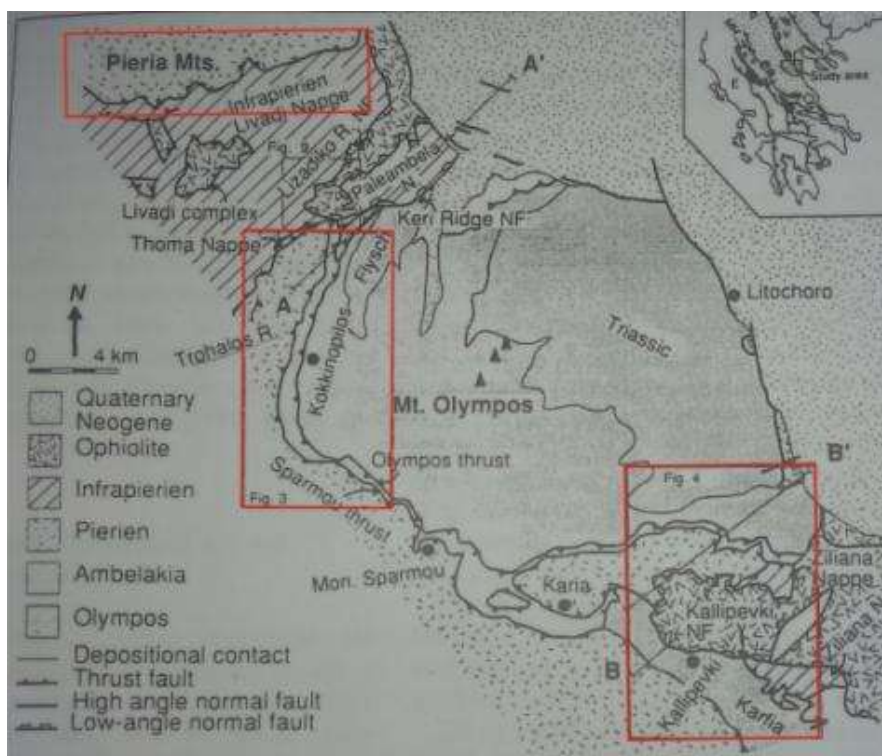
Μέσα στα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδες υποβάθρου του Πελαγονικού καλύμματος διακρίνονται οφθαλμοειδείς γνεύσιοι, σχιστόλιθοι και παραμορφωμένοι γρανίτες, στους οποίους υπέρκεινται μεταμορφωμένες βασικές-υπερβασικές λιθολογίες και αλβιτικοί μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο υπερκαλύπτεται ασύμφωνα από Τριαδικά – Ιουρασικά μάρμαρα και επομένως θεωρείται Παλαιοζωικής ηλικίας (Godfriaux 1968). Η υπερκείμενη αλλόχθονη ενότητα του Πελαγονικού καλύμματος καταγράφει μια Κ. Κρητιδική μεταμόρφωση (Mercier 1973, Barton 1976, Yarwood & Dixon 1977), που απουσιάζει στην Ενότητα Ολύμπου.

Οι οφιοίλιθοι του Λιβαδίου υπερκαλύπτουν τα προ-αλπικά πετρώματα του

υποβάθρου, τους αμφιβολίτες και τα σώματα θολεϊτικής σύστασης που παρεμβάλλονται τεκτονικά μέσα σε αυτά. Στοιχεία προ-αλπικής LP/HT μεταμόρφωσης σαν αυτά που εμφανίζονται στα πετρώματα του υποβάθρου, απουσιάζουν στους οφιολίθους.

Τα βασικά – υπερβασικά σώματα, που εμφανίζονται στην περιοχή Λιβάδι, σύμφωνα με τον Godfriaux (1968) είναι Παλαιοζωικής ηλικίας. Τέτοια ερμηνεία δεν συμφωνεί με τα τρέχοντα τεκτονικά μοντέλα των Ελληνίδων, δεδομένου ότι το κύριο σώμα των οφιολίθων της ορογενετικής ζώνης είναι Μεσοζωικής ηλικίας (Smith & Moores 1974).

Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης το Πελαγονικό κάλυμμα εμφανίζεται έντονα λεπιωμένο. Βόρεια της περιοχής μελέτης η λιθοστρωματογραφία φαίνεται να είναι τεκτονικά ανεστραμμένη (Yarwood & Dixon 1979), όπου παρόμοιες λιθολογίες εμφανίζονται σε συσσωρευμένα Κάτω Κρητιδικά τεκτονικά καλύμματα (δηλαδή την αλλόχθονη Ενότητα Περίων). Έτσι κατά μήκος της επώθησης Μαυρονερίου, η αλλόχθονη Ενότητα Περίων είναι τεκτονικά υπερκείμενη της περιοχής μελέτης, που χαρακτηρίζεται ως ενδιάμεση Ενότητα Περίων (Infrapierien). Η ενδιάμεση αυτή Ενότητα Περίων με τη σειρά της τοποθετείται (νοτιότερα, κοντά στον Κοκκινοπηλό) τεκτονικά πάνω στην Ενότητα των Περίων, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5. Τέλος τοποθετούνται όλες οι παραπάνω ενότητες μαζί με την Ενότητα ΗΡ/ΛΤ μεταμόρφωσης (Σειρά Αμπελάκια), πάνω στον Παλαιοκαινικό – Ηωκαινικό φλύσχη και πάνω στους γεωλογικούς σχηματισμούς της Ενότητας Ολύμπου από το Τριτογενές έως το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο.



Εικόνα 5. Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της Ενότητας Ολύμπου. Στα πλαίσια φαίνονται οι επωθήσεις της Ενότητας Περίων και της ενδιάμεσης Ενότητας Περίων (από Schermer 1992).

Β. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Στην περιοχή Λιβάδι, τα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδες υποβάθρου του Πελαγονικού καλύμματος αποτελούν μια παχιά ακολουθία από χαλαζιοαστριούχους, μαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, που πιθανόν προήλθαν από μια ακολουθία Παλαιοζωικών ψαμμιτών κ πηλιτών. Επίσης, παρατηρούνται διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι, γρανιτοειδείς γνεύσιοι, μιγματιτικοί γνεύσιοι και επιδοτιτικοί-μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι που αντιπροσωπεύουν το προ-αλπικό υπόβαθρο. Γρανιτικές διεισδύσεις παρατηρούνται συχνά. Ο μεγαλύτερος σε μέγεθος, ο παραμορφωμένος γρανίτης του Λιβαδίου, καταλαμβάνει τη βάση της ακολουθίας, όπου οι επαφές αν και διατμητικές διατηρούν αποφύσεις και συνδέονται με γρανιτικές φλέβες που κόβουν τα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδες υποβάθρου.

Η ενότητα αυτή επικαλύπτεται από 300 μέτρα πάχους ανοιχτού έως σκούρου πράσινου αλβιτικού-επιδοτιτικού αμφιβολίτη, που αποτελεί το οφιολιθικό Σύμπλεγμα (Σύμπλεγμα Λιβαδίου). Τοπικά λεπτές παρεμβολές διμαρμαρυγιακών σχιστολίθων με εγκλείσματα γρανάτη αντιπροσωπεύουν ιζηματογενείς σχηματισμούς. Ο σερπεντινωμένος περιδοτίτης, που εμφανίζει τοπικές συγκεντρώσεις μεταλλεύματος χρωμίτη, υπέρκειται των αλβιτικών – επιδοτιτικών αμφιβολιτών. Φλέβες σκουρόχρωμων μεταδιαβάσεων, πάχους 20-30 cm, διασχίζουν τους περιδοτίτες (εικόνα 6).

Όλοι οι λιθολογικοί σχηματισμοί παρουσιάζουν μια σταθερή και καλά αναπτυγμένη φύλλωση και γράμμωση.



Εικόνα 6. Μεταδιαβασική φλέβα (dyke) διασχίζει την αμφιβολιτική σόλα και τους οφιολίθους. Κοντά στο χωριό Λιβάδι.

ΠΡΟ-ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Παλαιοζωικοί Γνεύσιοι

Είναι πετρώματα συμπαγή και κατά θέσεις παρατηρούνται σχιστοποιημένοι. Συνήθως ανοιχτόχρωμοι, υποπράσινοι έως υπόλευκοι. Ορυκτολογικά αποτελούνται από αστρίους, χαλαζία και μαρμαρυγίες. Συμμετέχουν, ακόμα, κεροσίλβη, γρανάτης, επίδοτο και άλλα. Συχνή είναι η παρουσία οφθαλμών, δηλαδή φακοειδών ή ατρακτοειδών συγκεντρώσεων αστρίων ή χαλαζία και αστρίων. Διακρίνονται:

Γρανιτοειδείς γνεύσιοι: Γρανιτικά πετρώματα, στα οποία έχει συντελεστεί σε μεγαλύτερο ή μικρότερο βαθμό ιστολογική τροποποίηση που συνοδεύεται από ανακρυστάλλωση κάποιου ή κάποιων από τα ορυκτά συστατικά τους. Αυτό φαίνεται από την παρουσία λοβοειδούς ή πολυγωνικού γρανοβλαστικού ιστού (εικόνα 7).

Μιγματιτικοί γνεύσιοι: Χαρακτηρίζονται από την παρουσία στη μάζα τους στρωματοειδών, φλεβοειδών ή ακανόνιστων μαζωδών συγκεντρώσεων λευκογρανιτικού, πηγματιτικού ή απλιτικού υλικού.



Εικόνα 7. Γρανιτοειδής γνεύσιος. Είναι εμφανής η σχιστότητα και η ορυκτολογική γράμμωση, με κύρια ορυκτά χαλαζία, αστρίους και μαρμαρυγίες. Νότια του χωριού Λιβάδι.

Παλαιοζωικοί Σχιστόλιθοι

Είναι ποικίλου χρώματος, λεπτό-έως μεσοστρωματώδεις και απαντώνται σε κανονικές ρυθμικές και κατά θέσεις ακανόνιστες εναλλαγές (εικόνες 8 και 9).

Χαλαζιοαστριούχοι σχιστόλιθοι: Είναι πετρώματα που προήλθαν από αρκοζικά ιζηματογενή ή από λευκοκρατικά πυριγενή. Ορυκτολογικά αποτελούνται

από χαλαζία, άστριους και μαρμαρυγίες.

Αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι: Το χρώμα τους ποικίλει από ανοιχτοπράσινο, καστανοπράσινο έως πρασινόμαυρο. Ορυκτολογικά αποτελούνται από αμφίβλους (τρεμολίτη, κεροσίλβη ή ακτινόλιθο), επίσης παρατηρούνται επίδοτο ή ζοϊσίτης, αλβίτης, χλωρίτης, τάλκης, βιοτίτης, γρανάτης και άλλα.

Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι: Είναι μαρμαρυγιούχα πετρώματα. Οι μαρμαρυγίες (μοσχοβίτης ή βιοτίτης) συνδέονται με χαλαζία.

Άλλα ορυκτά που συμμετέχουν είναι γρανάτης, σταυρόλιθος, κορδιερίτης, ανδαλουσίτης, χλωρίτης, άστριοι και άλλα.

Πρασινοςχιστόλιθοι: Είναι πετρώματα με σαφή φολίδωση και σχιστότητα. Περιέχουν αλβίτη, επίδοτο, χλωρίτη, ακτινόλιθο και χαλαζία. Το χρώμα τους είναι γκρίζο, γκριζοπράσινο, καστανοπράσινο ή πρασινο. Είναι προϊόντα περιοχικής μεταμόρφωσης χαμηλού βαθμού, από αρχικά πυριγενή πετρώματα, όπως βασάλτες, γάββροι, δολερίτες.



Εικόνα 8. Αμφιβολιτικός-μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος, στον επαρχιακό δρόμο Λιβαδίου.



Εικόνα 9. Εναλλαγές μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, γνευσίων και χαλαζιακού υλικού, ανατολικά του χωριού Λιβάδι.

Γρανίτης-Γρανοδιορίτης

Όξινες διεισδύσεις που διασχίζουν τους γνεύσιους, γνευσιοσχιστόλιθους και σχιστόλιθους. Είναι συμπαγείς και το χρώμα καστανωπό έως υποπράσινο. Κατά θέσεις εμφανίζονται σχιστοποιημένοι, εξαλλοιωμένοι και εύθρυπτοι. Η ηλικία τους υπολογίστηκε στο Άνω Λιθανθρακοφόρο (~300 εκατ. χρόνια) (A. Yarwood and M. Aftalion 1976). Οι γρανίτες εμφανίζονται γνευσιωμένοι διότι επηρεάστηκαν από την αλπική μεταμόρφωση, κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης (εικόνα 10).



Εικόνα 10. Γρανίτης τεκτονικά τοποθετημένος μέσα σε αμφιβολίτη, στον επαρχιακό δρόμο Λιβαδίου.

ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Μάρμαρα

Στα κατώτερα μέλη είναι λευκά και ροδόλευκα, ενώ στα ανώτερα είναι τεφρά έως σκουρότεφρα. Είναι κυρίως μεσοστρωματώδη, λιγότερο παχυστρωματώδη έως άστρωτα και σπανιότερα λεπτοστρωματώδη. Στα κατώτερα μέλη είναι κυρίως δολομιτικά ή κρυσταλλικοί δολομίτες, και λατυποπαγή με σχιστολιθικές και χαλαζιακές λατύπες. Είναι καρστικά και τεκτονισμένα. Κατά θέσεις παρατηρείται κίνηση των μαρμάρων πάνω στους υποκείμενους σχιστόλιθους με αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικού λατυποπαγούς που το πάχος του φθάνει τα 3 m. Η ηλικία τους χαρακτηρίζεται Τριαδική – Ιουρασική (εικόνα 11).



Εικόνα 11. Μάρμαρα της Ενότητας Περίων, στην εθνική οδό Κατερίνης-Ελασσώνας (αριστερά). Μάρμαρο της ενδιάμεσης Ενότητας Περίων (Infrapierien) (δεξιά).

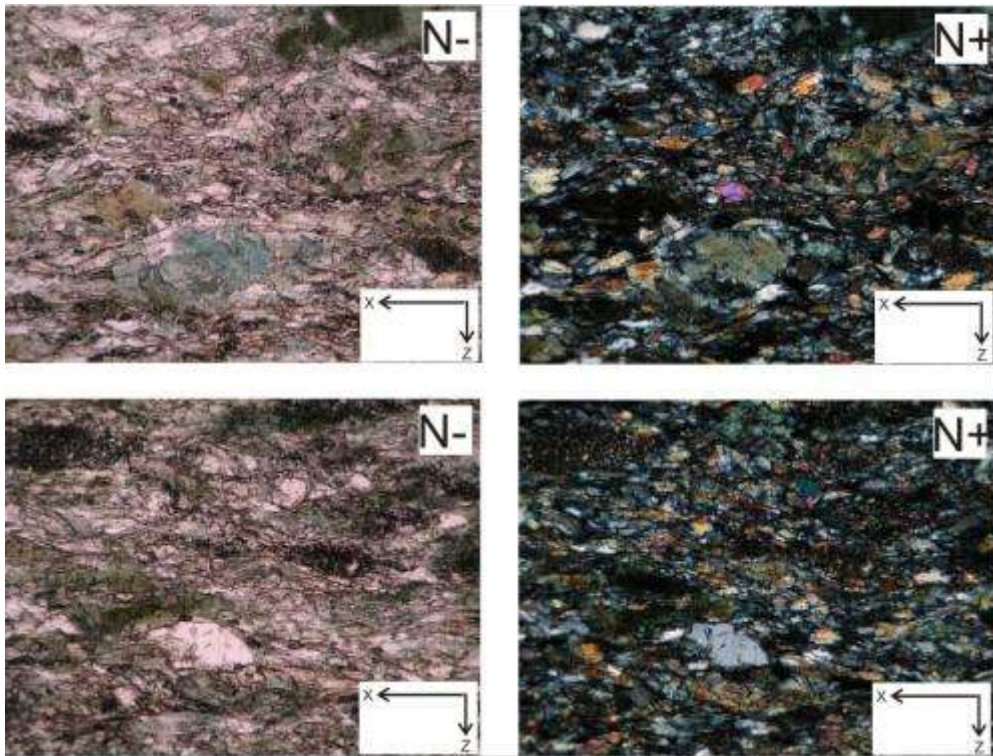
ΑΛΛΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Σύμπλεγμα Λιβαδίου

Αμφιβολίτης

Πετρώματα με θεμελιώδη συστατικά κερροσίλβη (πράσινη) και πλαγιόκλαστα. Μπορεί να περιέχουν ακτινόλιθο, βιοτίτη, γρανάτη, πυρόξενο, χαλαζία, τιτανίτη και άλλα (εικόνα 12). Το χρώμα των αμφιβολιτών είναι ανοιχτοπράσινο, πράσινο, καστανοπράσινο ή πρασινόμαυρο. Παρουσιάζονται πολυπτυχωμένοι, με ιστό μικροπορφυροβλαστικό και συμπαγή υφή. Είναι πετρώματα περιοχικής μεταμόρφωσης μέσου έως υψηλού βαθμού, από αρχικά

βασικά πυριγενή, όπως γάββροι, βασάλτες, δολερίτες. Συνήθως αποτελούν τη βάση των οφιολίθων (εικόνα 13).



Εικόνα 12. Δείγμα αμφιβολίτη στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά).



Εικόνα 13. Αμφιβολίτης, στον επαρχιακό δρόμο Λιβαδίου.

Οφιόλιθοι

Είναι ο γεωλογικός σχηματισμός που περιγράφει μια ακολουθία συγγενών πετρωμάτων (περιδοτιτών-γάββρων-διαβάσεων). Σκουροπράσινα πετρώματα, συμπαγή σε ακανόνιστες μάζες διαφόρων διαστάσεων. Τοπικά παρουσιάζονται ελαφρώς σχιστοποιημένα. Έχουν υποστεί χαμηλή μεταμόρφωση και συνοδεύονται από χρωμιτικά και μαγγανιούχα κοιτάσματα (εικόνες 14-16).

Σερπεντινίτης: Είναι συμπαγές πέτρωμα με θεμελιώδες συστατικό τον σερπεντίνη. Άλλα ορυκτά που συναντάμε είναι ακτινόλιθος, ασβεσίτης, μαγνησίτης, τάλκης, χλωρίτης. Το χρώμα τους κυμαίνεται από ανοιχτό γκριζό έως σκούρο πρασινόμαυρο. Είναι προϊόντα ενυδάτωσης και μεταμόρφωσης αρχικών υπερβασικών πυριγενών πετρωμάτων.

Μετα-δουνίτης: Είναι μεταμορφωμένα πετρώματα που προέρχονται από δουνίτη. Ο δουνίτης αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ολιβίνη, σε μικρές ποσότητες από χρωμίτη, πυρόξενο ή άλλα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά.

Πυροξενίτης: Είναι υπερβασικό πέτρωμα και ορυκτολογικά αποτελείται από πυροξένους (αυγίτης, διοψίδιος, υπερσθενής, βρονζίτης ή ενστατίτης).

Μετα-γάββρος: Είναι πέτρωμα μεταμορφωμένο που προέρχεται από γάββρο. Ο γάββρος είναι πλουτωνικό πέτρωμα, μελανοκρατικό και βασικής σύστασης. Ορυκτολογικά αποτελείται από βασικά πλαγιόκλαστα, πυρόξενο, ολιβίνη και σπάνια κεροσίλβη. Μπορεί να περιέχει σε μικρές ποσότητες χαλαζία, βιοτίτη, απατίτη, μαγνητίτη και χρωμίτη.

Μετα-χαρτσουργίτης: Είναι μεταμορφωμένα πετρώματα που προέρχονται από χαρτσουργίτη. Ο χαρτσουργίτης είναι ο πιο διαδεδομένος τύπος πυροξενικών περιδοτιτών. Ορυκτολογικά αποτελείται από ολιβίνη και ορθοπυρόξενους (ενστατίτη, βρονζίτη), μπορεί να περιέχουν διοψιδικό αυγίτη, χρωμίτη ή ασβεστούχο πλαγιόκλαστο.

Μετα-λερζόλιθος: Είναι μεταμορφωμένα πετρώματα που προέρχονται από λερζόλιθο. Ο λερζόλιθος είναι τύπος περιδοτίτη και ορυκτολογικά αποτελείται από ίσες ποσότητες ολιβίνη και ορθο- και κλινοπυρόξενους.



Εικόνα 14. Δείγμα Περιδοτίτη του Συμπλέγματος Λιβαδίου.



Εικόνα 15. Οφιολιθικό υλικό (σερπεντινίτης) του Συμπλέγματος Λιβαδίου.



Εικόνα 16. Σερπεντινίτης τεκτονικά τοποθετημένος μέσα στον αμφιβολίτη, στον επαρχιακό δρόμο Λιβαδίου.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

3.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

Η τεκτονική ανάλυση έχει ως σκοπό τη μελέτη (ποιοτική ή/και ποσοτική) και ερμηνεία της παραμόρφωσης που έχει υποστεί ένας γεωλογικός σχηματισμός. Η τεκτονική ανάλυση εστιάζεται στη παρατήρηση των μέσο- και μικρο- τεκτονικών δομών.

Οι μέθοδοι τεκτονικής ανάλυσης που εφαρμόστηκαν κατά την παρούσα εργασία είναι οι εξής:

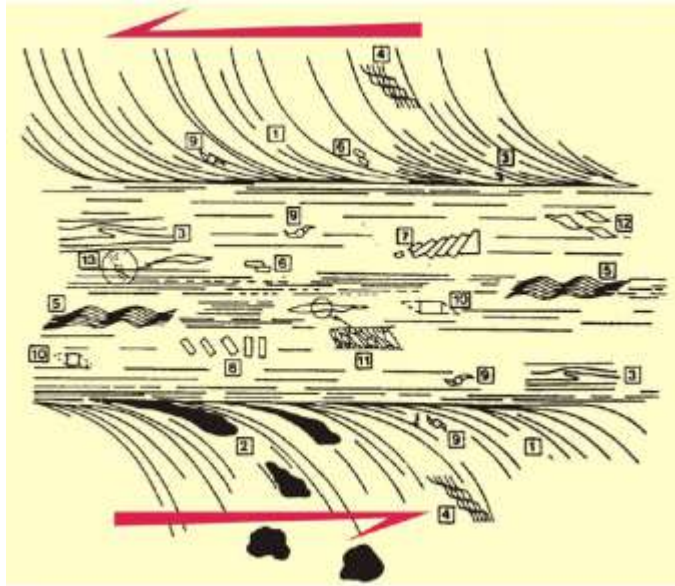
- (α) Γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση
- (β) Ανάλυση της κινηματικής και παραμόρφωσης
- (γ) Ανάλυση της μικρο-υφής
- (δ) Διαχωρισμός των τεκτονικών γεγονότων και καθορισμός της εξέλιξης της παραμόρφωσης
- (ε) Σχέση των τεκτονικών γεγονότων με την μεταμόρφωση

3.2. ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

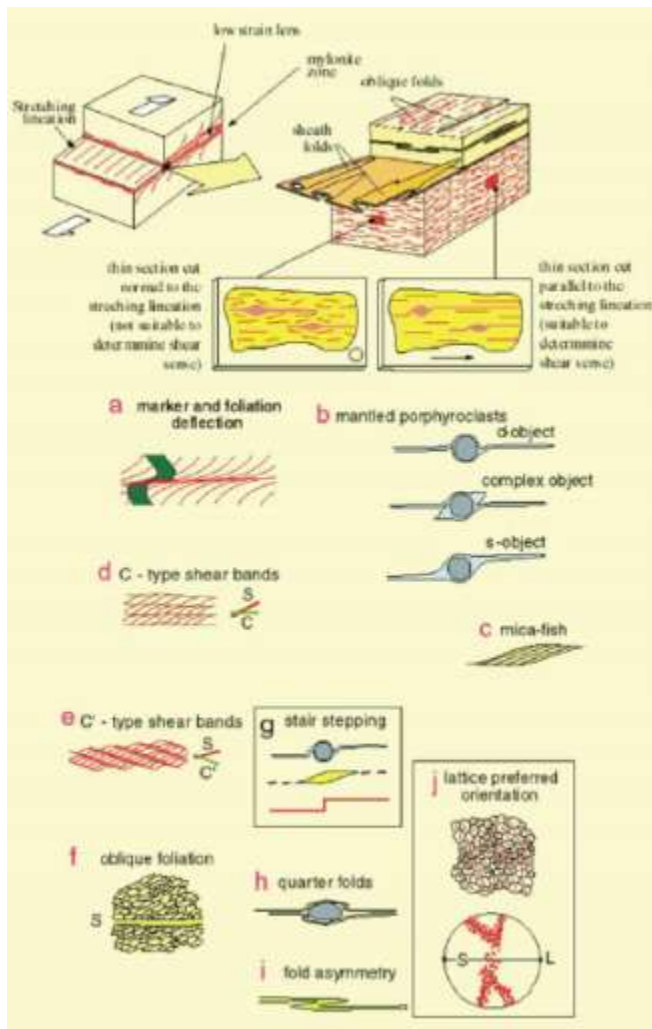
Η μελέτη της φοράς κίνησης σε ζώνες διάτμησης γίνεται με την χρήση κινηματικών δεικτών σε τομές οι οποίες είναι παράλληλες στην γράμμωση έκτασης και κάθετες στη σχιστότητα. Το πιο σημαντικό στοιχείο για την κινηματική ανάλυση είναι ο προσδιορισμός της γράμμωσης έκτασης που θα δώσει τη διεύθυνση της διάτμησης παράλληλα στην οποία θα πρέπει να παρατηρούνται τα κινηματικά κριτήρια που θα δώσουν τη φορά της διάτμησης (shear sense). Η γράμμωση έκτασης είναι καλύτερα αναπτυγμένη σε ζώνες μυλονίτη ως ορυκτολογική γράμμωση, όπου η επιμήκυνση των πορφυροκλαστών είναι παράλληλη στη διεύθυνση της διάτμησης. Κινηματικά κριτήρια για τη φορά της διάτμησης σε μυλονίτες συνοψίζονται στην εικόνα 17 (κατά White et al. 1986).

Μέσα σε ζώνες μυλονίτη παρατηρείται αφθονία πτυχών και διακρίνεται ότι πτυχώνουν και επαναπτυχώνουν τη μυλονιτική φύλλωση (Bell & Hammond 1984). Ακόμα είναι σύνηθες οι πτυχές αυτές να παρατηρούνται αποκομμένες, περιβαλλόμενες από τη μυλονιτική φύλλωση (intrafolial folds). Τα αξονικά επίπεδα των πτυχών αυτών είναι συνήθως παράλληλα στα όρια της ζώνης (ή την κυρίως μυλονιτική φύλλωση, τα C επίπεδα) ενώ η στατιστική κατανομή της βύθισης των αξόνων τους παρουσιάζει μεγάλο εύρος (Evans & White 1984) αλλά συνήθως είναι συμμετρική ως προς την γράμμωση έκτασης (εικόνα 18).

Η μελέτη της έννοιας της διάτμησης των τεκτονικών γεγονότων που διαχωρίσαμε έγινε είτε μεσοσκοπικά σε φυσικές τομές ΧΖ των πετρωμάτων στο ύπαιθρο, είτε μικροσκοπικά σε λεπτές τομές παράλληλα στην ΧΖ επιφάνεια.



Εικόνα 17. Κινηματικοί δείκτες που δείχνουν την έννοια της διάτμησης του επάνω τεμάχους σε μια ζώνη διάτμησης, (από White et al. 1986, Passchier & Trouw 1996). 1-2. Περιστροφική προϋπάρχουσα ή νεοσηματισματιζόμενη σχιστότητα (1) και παραμορφωμένων προϋπαρχόντων στοιχείων/δεικτών (2), 3. Ασυμμετρία intrafolial πτυχών, 4. Μικροζώνες διάτμησης (C-ζώνες), 5. Ζώνες διάτμησης (shear bands), 6. Περιστροφή πορφυροκλαστών, 7. Περιστροφή θραυσμάτων από διατμητικές διαρρήξεις, 8. Περιστροφή θραυσμάτων που οφείλονται σε διαρρήξεις έκτασης, 9. Ασυμμετρία σκιών πίεσης γύρω από περιστραφέντες κλάστες, 10. Ασυμμετρία σκιών πίεσης γύρω από μη περιστραφέντες κλάστες, 11. Ασυμμετρία επιμηκυσμένων ανακρυσταλλωμένων κρυστάλλων χαλαζία, 12. Μορφές mica fish, 13. Ασυμμετρία c-αξόνων χαλαζία.



Εικόνα 18. Η γεωμετρία των κυριότερων δομών που αναπτύσσονται σε μια ζώνη διάτμησης, (Evans & White 1984, Passchier & Trouw 1996).

3.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ

Σε αυτή την εργασία περιγράφεται η γεωμετρία και κινηματική 6 γεγονότων παραμόρφωσης (D_1 - D_6) από το Άνω Ιουρασικό έως το Νεογενές, που αναγνωρίζονται στη δομή του Πελαγονικού καλύμματος και περιγράφεται με τη δική μας παρατήρηση αλλά και υπάρχουσας βιβλιογραφίας (Nance 1980, Schermer et al. 1990, Kiliias et al. 2010 & 2013). Η γεωμετρία, η κινηματική, η χρονολόγηση και οι P-T συνθήκες παραμόρφωσης σε συνδυασμό με περιφερειακούς παράγοντες, δείχνουν ότι τα D_1 - D_6 γεγονότα σχετίζονται με την σύγκλιση της Απουλίας και Ευρωπαϊκής πλάκας κατά την Αλπική ορογένεση. Στα γεγονότα D_1 , D_2 και D_4 καταγράφεται σμίκρυνση που σχετίζεται με ηπειρωτική σύγκρουση και υποβύθιση, ενώ στα γεγονότα D_3 , D_5 και D_6 καταγράφεται έκταση που σχετίζεται με εκταφή των κατώτερων ενοτήτων. Κατά το Ολιγόκαινο – Μειόκαινο σχεδόν ταυτόχρονα ή λίγο μεταγενέστερα από το εκτατικό D_5 τεκτονικό γεγονός παρατηρείται μια περίοδος συμπίεσης σε ημι-πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης, το D'_5 γεγονός.

Σε περιπτώσεις όπου δε διακρίνεται διαφορά στον τύπο και στον προσανατολισμό των τεκτονικών γεγονότων, τότε η διάκριση γίνεται με βάση την αρχή της αλληλεπίδρασης (cross-cutting relationships) στον χάρτη και σε λεπτές τομές, και τη σύσταση συν-κινηματικών μεταμορφωμένων ορυκτολογικών συσσωματωμάτων. Οι D_1 , D_2 και D_3 πτυχές και επωθήσεις είναι παρόμοιου τύπου και προσανατολισμού και σε όλα υπάρχει μια διαμπερή υφή (penetrative fabric). Ωστόσο η cross-cutting υφή και η αναλυτική γεωχρονολόγηση των ορυκτών που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια διαφορετικών γεγονότων, απαιτούν την παρουσία τριών τεκτονικών γεγονότων (Schermer et al. 1990).

Σε όλη την έκταση του Πελαγονικού καλύμματος υπάρχουν στοιχεία της προ-αλπικής (προ-Τριαδικής) παραμόρφωσης και αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης (D_0) (Schermer et al. 1990), τα οποία όμως έχουν επηρεαστεί σε μεγάλο βαθμό, έως εξαφανιστεί, από τη νεότερη Αλπική τεκτονική.

3.3.1. D_1 γεγονός

Στο πρώτο τεκτονικό γεγονός καταγράφονται υπολειμματικές πλαστικές δομές (penetrative ductile structures) μόνο στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο. Μια υπολειμματική, παράλληλη στη στρώση, φύλλωση και ο γραμμικός ιστός μαζί με τις ισοκλινείς πτυχές δομούν τις παλαιότερες τεκτονικές δομές της Ενότητας Ολύμπου (Barton 1976, Yarwood & Dixon 1977). Κατά το πρώτο αυτό τεκτονικό γεγονός ξεκίνησε η αρχική τοποθέτηση των οφιολίθων και του Συμπλέγματος Λιβαδίου πάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα.

Το D_1 γεγονός συνδέεται με μια συμμεταμορφική S_1 σχιστότητα η οποία ρυτιδώνεται από την επόμενη S_2 σχιστότητα. Η S_1 σχιστότητα είναι ελάχιστες φορές

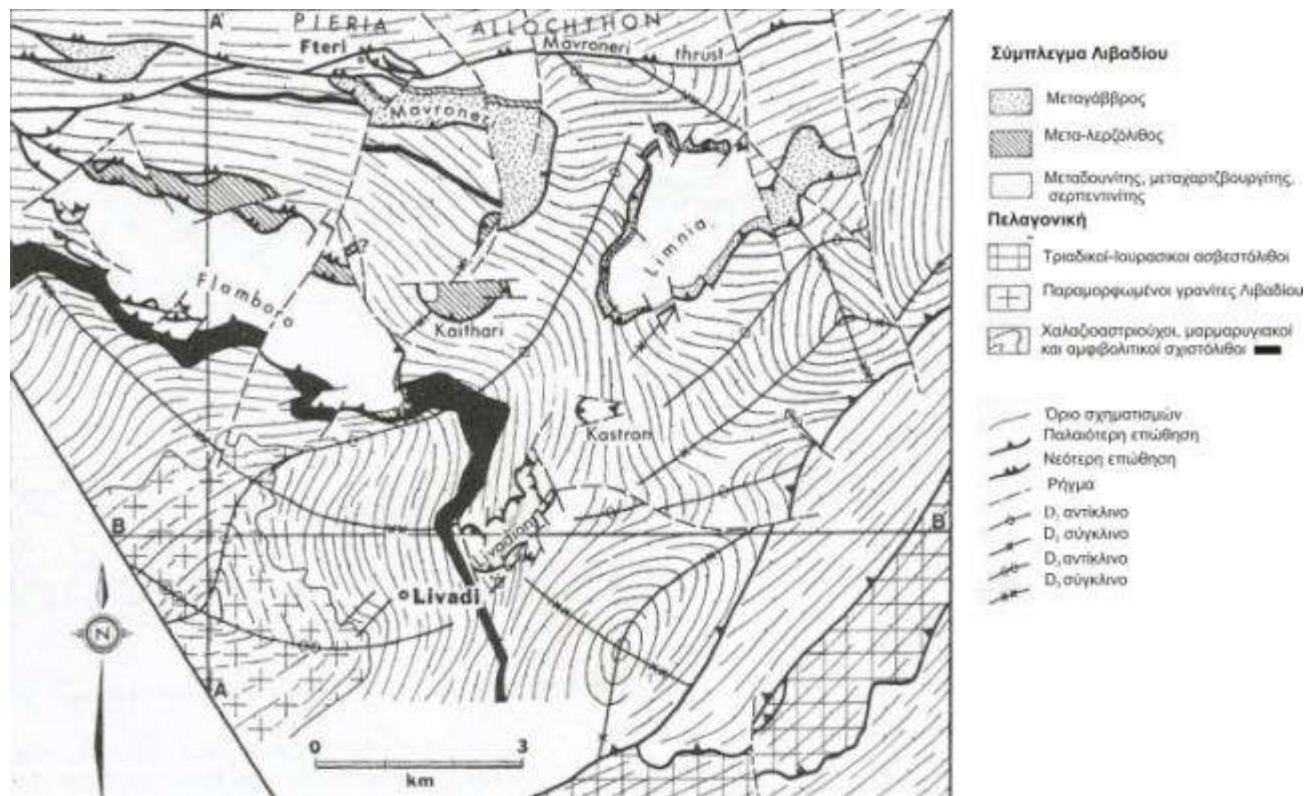
ορατή αφού συνήθως οι S_1 επιφάνειες περιστρέφονται ή/και καταστρέφονται παράλληλα προς τα S_2 επίπεδα διάτμησης της επόμενης παραμόρφωσης, έτσι ώστε η διάκρισή τους να καθίσταται δύσκολη έως αδύνατη. Η S_1 σχιστότητα αναπτύσσεται με μια γενική ΒΒΔ-ΝΝΑ παράταξη και κλίνει με σχετικά μεγάλη γωνία κλίσης, προς τα ΔΝΔ στο δυτικό τμήμα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους. Η φύλλωση περικλείει μεγακρυστάλλους Κ-αστρίων στους παραμορφωμένους γρανίτες και αστριούχους κλάστες σε παραμεταμορφωμένα ιζήματα.

Στην περιοχή Λιβιάδι, ο ιστός στους LS – τεκτονίτες ορίζεται κυρίως από τον προσανατολισμό του χαλαζία, μαρμαρυγία, και αμφίβολου, τα οποία αναπτύχθηκαν κάτω από συνθήκες μεταμόρφωσης κοντά στο όριο πρασινοσχιστολιθικής-αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Ο χαλαζίας παρουσιάζει στατική ανακρυστάλλωση δημιουργώντας πολυγωνικές μικροϋφές δείχνοντας μετα-κινηματική αναθέρμανση.

Σε λίγες θέσεις παρατηρούνται μικρής κλίμακας ισοκλινείς πτυχές F_1 με S_1 αξονικό επίπεδο σχιστότητας. Οι πτυχές παρατηρούνται μερικές φορές να περιβάλλονται από μυλονιτική φύλλωση (intrafolial folds) ή ως θηκόσχημες (sheath folds). Οι άξονες των F_1 πτυχών αναπτύσσονται υποπαράλληλα στην L_1 γράμμωση έκτασης. Πρόκειται για ασύμμετρες, ανεστραμμένες και ισοκλινείς πτυχές κάμψης και ολίσθησης. Η L_1 γράμμωση έκτασης αναπτύσσεται με κύρια διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ.

Το χαρακτηριστικό της φύλλωσης είναι ότι επηρεάζεται από την νεότερη πτύχωση και διακόπτεται απότομα από το τεκτονικό ράκος (thrust klippen) του συμπλέγματος Λιβαδίου (εικόνα 22).

Η Κ. Κρητιδική ηλικία της D_1 τεκτονικής συνεπάγεται από Rb/Sr προσδιορισμούς σε ίδιους μυλονίτες στα ανατολικά (127 ± 3 Ma, Barton 1976) και σε μυλονιτωμένους γρανίτες στα βόρεια (122 ± 3 Ma, Yarwood & Dixon 1977). Επιπλέον η Κ. Κρητιδική ηλικία υποστηρίζεται και από την παρουσία της D_1 υφής στα Τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα προς τα ΝΑ και από εμφάνιση παρόμοιων μυλονιτών προς το Βορρά, τα οποία καλύπτονται ασύμφωνα από παραμορφωμένους Άνω Κρητιδικούς ασβεστόλιθους. Η D_1 τεκτονική σε νεότερες εργασίες χρονολογείται σχετικά παλαιότερη, περίπου Άνω Ιουρασική – Κάτω Κρητιδική (Brown & Robertson 2004, Kiliass et al. 2010 & 2013).



Εικόνα 19. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής Λιβαδίου (Nance 1980).

3.3.2. D_2 γεγονός

Το D_2 γεγονός παρατηρείται σε όλες τις λιθολογικές ενότητες του Πελαγονικού καλύμματος. Η D_2 εξελίσσεται ως ανάδρομη της D_1 σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης. Κατά το δεύτερο αυτό συμπιεστικό γεγονός λαμβάνει χώρα έντονη λεπίωση των σχηματισμών. Η τοποθέτηση της Ενότητας Πιερίων κατά μήκος της επώθησης Μαυρονερίου (εικόνα 45) επάνω στην ενδιάμεση Ενότητα Πιερίων (Infrapierien) ανήκει σε αυτό το γεγονός. Ακολούθως παρατηρείται στην περιοχή βορειοδυτικά του Κοκκινοπηλού (εικόνα 46), η ενδιάμεση Ενότητα Πιερίων (Infrapierien) να είναι τεκτονικά τοποθετημένη επάνω στην Ενότητα Πιερίων (εικόνες 5 & 19).

Η S_1 φύλλωση και η F_1 ισοκλινής πτύχωση επηρεάζονται από ασύμμετρες, καταδυόμενες ή ανεστραμμένες έως κατακείμενες, σφιχτές έως ισοκλινείς μέσης έως μεγάλης κλίμακας πτυχές κατά το D_2 γεγονός. Οι F_2 πτυχές συνδέονται με S- και Z- τύπου πτυχές με ισχυρή κάμψη. Οι άξονες των πτυχών είναι κυρίως ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης με μια υπο-οριζόντια ή με ήπια προς τα ΒΔ ή ΝΑ βύθιση.

Η S_2 φύλλωση στις μεταμορφωμένες σειρές πετρωμάτων αναπτύσσεται κυρίως παράλληλα στην S_1 φύλλωση, την οποία συνήθως καταστρέφει λόγω έντονης διάτμησης της D_2 παραμόρφωσης, με αποτέλεσμα να είναι δύσκολη η εύρεση της S_1 . Η S_2 σχιστότητα αναπτύσσεται ως σχιστότητα ρυτίδωσης (crenulations cleavage) και έχει διεύθυνση παράλληλη στο αξονικό επίπεδο πτυχών,

εμφανιζόμενη στα κορυφαία σημεία τους, όπου η σχέση μεταξύ της S_1 και S_2 σχιστότητας καθίσταται σαφής.

Η S_2 φύλλωση σχετίζεται με μια L_2 γράμμωση έκτασης η οποία ορίζεται από την παράλληλη τοποθέτηση των ορυκτών της S_2 καθώς και από τον επαναπροσανατολισμό ορυκτών της προηγούμενης σχιστότητας S_1 . Τα ορυκτά της S_2 διαφέρουν ανάλογα με τον λιθολογικό τύπο στον οποίο αναπτύσσονται, καθορίζονται από την συν-τεκτονική ανάπτυξη χαλαζία, λευκού μαρμαρυγία, πλαγιοκλάστου, Κ-αστρίου, χλωρίτη. Τα ορυκτά που καθορίζουν την S_2 σχιστότητα, διαφέρουν από αυτά της S_1 , τα οποία δείχνουν χαμηλότερες θερμοκρασίες σχηματισμού. Επομένως η μεταμόρφωση δεν υπερβαίνει τις συνθήκες της πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Η συν- έως μετά – Άλβια – Άπτια ηλικία (περίπου 110 – 95 Ma) της D_2 παραμόρφωσης τεκμηριώνεται και από το γεγονός ότι δεν επηρεάζει τους σχηματισμούς του Άνω Κρητιδικού επικλυσιγενούς καλύμματος.

3.3.3. D_3 γεγονός

Το τρίτο τεκτονικό γεγονός χαρακτηρίζεται από πλαστική παραμόρφωση και ανάπτυξη υπολειμματικών μυλονιτικών ζωνών διάτμησης μικρού ή μεγάλου πλάτους με δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία. Η D_3 μυλονιτική ζώνη διάτμησης είναι αναπτυγμένη στις ενότητες του Πελαγονικού καλύμματος και καλύπτει τις D_2 δομές. Σε αντίθεση με τις D_1 και D_2 δομές, οι D_3 δομές δείχνουν μια σταθερή γεωμετρία και κινηματική.

Η τρίτη φάση πύκωσης αντιπροσωπεύει μεγάλης κλίμακας πτυχές και συνδέεται με αναδίπλωση των σχηματισμών. Οι άξονες των πτυχών αναπτύσσονται σε ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση. Επίσης, παρατηρείται τοπικά μια σχιστότητα ρυτίδωσης.

Η ηλικία της έκτασης είναι Άνω Κρητιδική και πιθανώς σχετίζεται με τον σχηματισμό λεκανών και την ιζηματογένεση τους από τα Άνω κρητιδικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα και από τον Μασσική έως Παλαιοκαινικό φλύσχη. Επομένως, με αυτό το τεκτονικό γεγονός συνδέεται η εκ νέου κίνηση των κρυσταλλοσχιστωδών σειρών της μάζας των Πιερίων και η αρχική τοποθέτηση της πάνω στην Ενότητα των μπλε σχιστολίθων (Dérycke & Godfriaux 1978).

3.3.4. D_4 γεγονός

Το D_4 τεκτονικό γεγονός πτυχώνει τις D_2 δομές και τις D_3 υπολειμματικές μυλονιτικές ζώνες και εξελίσσεται σε ημιθραυσιγενείς ως θραυσιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης. Η D_4 παραμόρφωση σχετίζεται με καθεστώδες συρρίκνωσης και με μια έντονη λεπίωση προς τα ΝΔ, που επηρεάζει το σύνολο των τεκτονικών ενοτήτων

και κυρίως τους οφιολίθους. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Πελαγονικού καλύμματος επωθούνται πάνω στον Ηωκαινικό φλύσχη της Ενότητας Ολύμπου.

Χαρακτηρίζεται από ασύμμετρες, ανοιχτές έως κλειστές kink πτυχές με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Η φορά βύθισης των αξονικών επιπέδων είναι κυρίως προς τα ΒΑ, αλλά σε κάποιες περιπτώσεις και προς τα ΝΔ. Τοπικά οι πτυχές συνδέονται με αραιή ανάπτυξη πτυχοσχισμού (crenulation cleavage) χωρίς σημαντική ανακρυστάλλωση του χαλαζία. Οι άξονες των F_4 πτυχών δεν αντιπροσωπεύουν περιστροφή παράλληλα στην διεύθυνση τεκτονικής μεταφοράς, αλλά εξακολουθούν να είναι προσανατολισμένοι κάθετα στην διεύθυνση επώθησης, που είναι χαρακτηριστικό σε ένα θραυσιγενές περιβάλλον παραμόρφωσης. Η κυρίαρχη κίνηση κατά το D_4 αναγνωρίζεται προς τα ΝΔ.

Μια οπισθοδρομική χαμηλή πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης συνδέεται με τις ζώνες διάτμησης.

Οι οφιολίθοι του Συμπλέγματος Λιβαδίου επηρεάστηκαν έντονα από αυτή τη D_4 συμπιεστική τεκτονική και τοποθετήθηκαν στην παρούσα θέση κατά μήκος μιας μεγάλης τεκτονικής επιφάνειας, με τη μορφή τεκτονικού ράκου (klippen). Συνεπώς κατά το γεγονός αυτό ολοκληρώθηκε η τοποθέτηση των οφιολίθων του Συμπλέγματος Λιβαδίου πάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα.

Ραδιομετρικές χρονολογήσεις λευκών μαρμαρυγιών (φεγγίτη) στον Όλυμπο και στα Πιέρια όρη δείχνουν μια γενικά συνεχή περίοδο παραμόρφωσης μεταξύ περίπου 65 και 40 Ma (Παλαιόκαινο – Μειόκαινο), που συνδέεται με υψηλής πίεσης μεταμόρφωση (Schermer et al. 1993).

3.3.5. D_5 γεγονός

Η D_5 τεκτονική χαρακτηρίζεται από μια περίοδο έντονου εφελκυσμού σε συνθήκες πλαστικής παραμόρφωσης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κίνηση προς ΝΔ. Το γεγονός αυτό συνδέεται με τα κανονικά ρήγματα αποκόλλησης (detachment) μικρής γωνίας κλίσης που οδήγησαν στην κατάρρευση των επωθμένων τεκτονικών καλυμμάτων (Kiliias et al. 1991, Kiliias 1995, Avgerinas et al. 2001). Η κατάρρευση των υπερκείμενων τεκτονικών καλυμμάτων είναι ταυτόχρονη με μια ανοδική ηπειρωτική κίνηση και λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού, που είχε ως αποτέλεσμα την εκταφή των υποκείμενων πετρωμάτων (τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου-Όσσας).

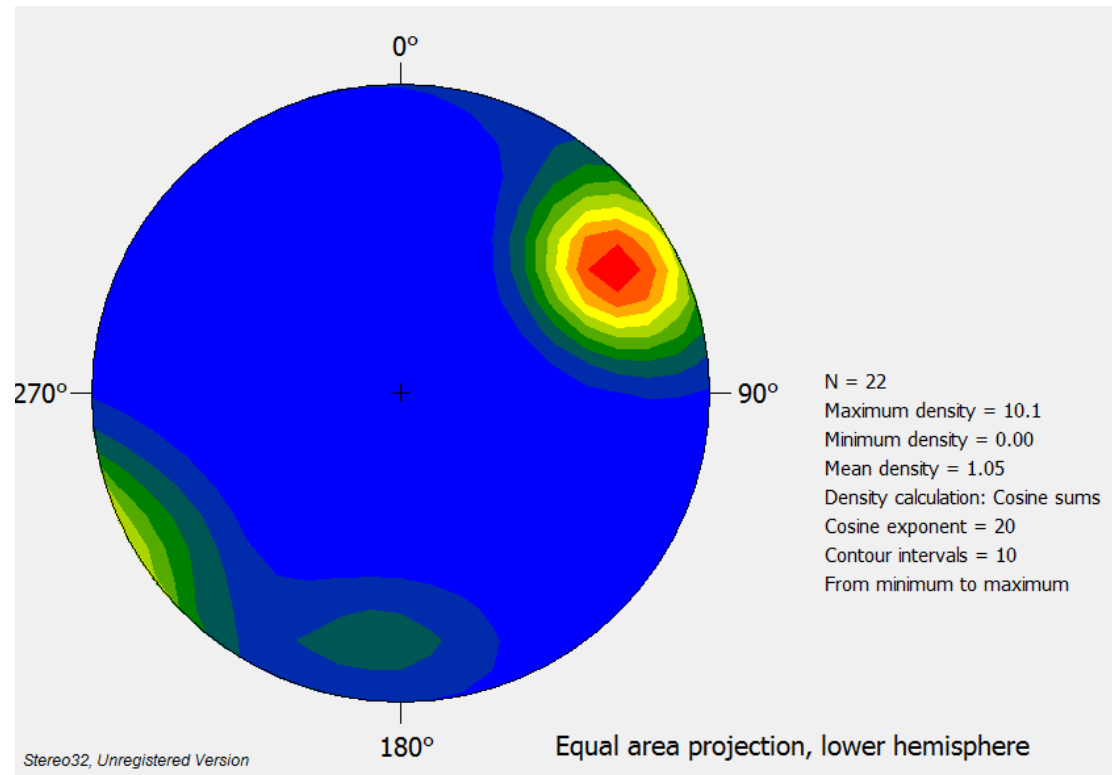
Ο εφελκυσμός αυτός γίνεται αντιληπτός από την παρουσία έντονων διατμητικών ζωνών, πάνω στις οποίες προσανατολίζονται τα ορυκτά της D_5 μεταμόρφωσης. Οι D_5 μυλονιτικές ζώνες διάτμησης, σύμφωνα με τη γεωμετρία και την κινηματική τους, ερμηνεύονται ως εκτατικές δομές που σχετίζονται με μια ΒΑ-ΝΔ έκταση του φλοιού και άνοδο των βαθύτερων τεκτονικών δομών.

Κινηματικοί δείκτες όπως S-C υφές, mica fish, ασύμμετρες μικροπτυχές, boudinage, ασύμμετροι οφθαλμοειδείς άστριοι με σκιές πίεσης και πλάγιοι ανακρυσταλλωμένοι κόκκοι χαλαζία (σ και δ κλάστες), δείχνουν μια σταθερή

κανονική φορά διάτμησης προς τα ΝΔ. Η μυλονιτική υφή μπορεί να διακριθεί σε S-C επιφάνειες, αλλά μερικές φορές λόγω έντονης διάτμησης εμφανίζεται μόνο μια επιφάνεια σχιστότητας, η C-επιφάνεια διάτμησης.

Η S_5 μυλονιτική φύλλωση αναπτύσσεται με ΒΔ-ΝΑ παράταξη και βύθιση κυρίως προς τα ΒΑ, αλλά σε ορισμένες θέσεις προς τα ΝΔ, με μικρή έως μεγάλη γωνία κλίσης. Πάνω στις S_5 μυλονιτικές επιφάνειες παρατηρείται μια L_5 γράμμωση έκτασης, που αναπτύσσεται σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση και βυθίζεται με κανονική φορά κυρίως προς τα ΒΑ, αλλά και προς τα ΝΔ (εικόνα 20). Τα ορυκτά που παραμορφώνονται και προσανατολίζονται κατά μήκος της L_5 γράμμωσης έκτασης είναι ο λευκός μαρμαρυγίας, ο χλωρίτης και ο χαλαζίας. Συχνά εμφανίζονται ορυκτά παλαιότερων μεταμορφικών γεγονότων να κάμπτονται ή να περιστρέφονται ακολουθώντας τη νεότερη L_5 γράμμωσης έκτασης.

Χαρακτηριστικούς δείκτες κινηματικής αποτελούν τα διαγράμματα C-αξόνων χαλαζία (κεφάλαιο 3.6). Τα διαγράμματα δείχνουν με ακρίβεια τη ΝΔ-φορά κίνησης.



Εικόνα 20. Προβολή στο δίκτυο Schmidt των L_5 γραμμώσεων έκτασης που μετρήθηκαν και δείχνει ανάπτυξη με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και κύρια κατεύθυνση βύθισης προς τα ΒΑ.

Στο τελικό στάδιο της D_5 εκατοκτικής τεκτονικής παρατηρούνται μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα που επηρεάζουν πλαστικά τους σχηματισμούς του Πελαγονικού καλύμματος (εικόνα 43 & 44).

Η D_5 παραμόρφωση χρονολογείται λίγο μετά την τοποθέτηση των τεκτονικών καλυμμάτων πάνω στον Ηωκαινικό – Ολιγοκαινικό φλύσχη και συνεπώς μετά το Άνω Ηώκαινο – Κάτω Ολιγόκαινο.

3.3.6. D₅ γεγονός

Συγχρόνως με το D₅ παραμορφωτικό γεγονός ή αποτέλεσμα κάποιου σχετικά νεότερου γεγονότος αποτελεί το D₅ συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός, που λαμβάνει χώρα σε καθορισμένες ζώνες ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, κάθετα στη διεύθυνση έκτασης του D₅ γεγονότος. Κατά το γεγονός αυτό το ορογενές έχει ανυψωθεί αρκετά μετά τη συσσώρευση των καλυμμάτων και επομένως εξελίχθηκε σε ακόμα ψυχρότερες συνθήκες Ρ /Τ.

Η τελική παραμόρφωση του υποβάθρου του Πελαγονικού καλύμματος σχετίζεται με ανοιχτές ασύμμετρες και κατακόρυφες πτυχές κάμψης, σχηματισμούς kink banding και μικροπτυχώση (εικόνα 21). Οι άξονες των μικροπτυχών είναι γενικά ΒΑ-ΝΔ φοράς και φαίνεται να αναπτύχθηκαν κυρίως σε αμφιβολιτικούς και μοσχοβιτικούς σχιστόλιθους και γνεύσιους. Συζυγή ζεύγη ΒΒΔ και ΔΒΔ φοράς υπάρχουν σε πολλές τοποθεσίες. Μικροπτυχές παρόμοιου προσανατολισμού παρουσιάζονται στον πτυχωμένο μεταγάββρο στη βάση του τεκτονικού ράκους του Συμπλέγματος Λιβαδίου και στα κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα υποβάθρου του Πελαγονικού καλύμματος στην αλλόχθονη Ενότητα Πιερίων (Yarwood & Dixon 1979).

Ανάστροφα ρήγματα σε συνθήκες ημι-πλαστικής τεκτονικής και κύριας κίνησης προς τα ΝΑ αποτελούν κυρίαρχες τεκτονικές δομές της D₅ τεκτονικής, που επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις προϋπάρχουσες δομές (εικόνα 22).

Το D₅ συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός είναι σχεδόν σύγχρονο, ή λίγο μεταγενέστερο από το D₅ γεγονός, δηλαδή έλαβε χώρα κατά το Ολιγόκαινο – Μειοκαίνο.



Εικόνα 21. Γνεύσιος (Υπερμυλονίτης) κάτω από το χωριό Λιβάδι, έχει επηρεαστεί από την D₅ τεκτονική και εμφανίζει Knick πτυχές.



Εικόνα 22. Οι μυλονιτικοί γνεύσιοι επηρεάζονται ημι-πλαστικά από την ταυτόχρονη D'_5 τεκτονική, εθνική οδός Κατερίνης-Ελασσώνας.

3.3.7. D_6 γεγονός

Η D_6 τεκτονική επηρεάζει όλες τις παλαιότερες δομές του Πελαγονικού καλύμματος και αντιπροσωπεύει το τελικό στάδιο παραμόρφωσης του ορογενούς, καθώς και το νεοτεκτονικό πλαίσιο μετά το Μειόκαινο. Η νεοτεκτονική παραμόρφωση και η σύγχρονος ενεργός τεκτονική της ευρύτερης περιοχής χαρακτηρίζεται από ένα εκτεταμένο εφελκυστικό πεδίο με δημιουργία κανονικών και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων που διαμορφώνουν τις συνθήκες για το σχηματισμό των Νεογενών και Τεταρτογενών λεκανών.

Η τελευταία φάση της παραμόρφωσης περιλαμβάνει μεγάλης γωνίας ρήγματα κανονικής έως πλαγιοκανονικής ολίσθησης (oblique-slip normal) και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αυτά φέρνουν σε επαφή τους οφιολίθους με τους ασβεστολίθους του Τριαδικού στο ανατολικό περιθώριο του τεκτονικού παράθυρου του Ολύμπου.

Τα D_6 κανονικά ρήγματα σχετίζονται με θραυσιγενής (brittle) παραμόρφωση. Τοπικά, οι ρηξιγενείς ζώνες έχουν πάχος $>10\text{m}$ και τα πετρώματα είναι έντονα λατυποποιημένα.

3.4. ΜΥΛΟΝΙΤΗΣ – ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΧΑΛΑΖΙΑ

Καθοριστικό παράγοντα για τη μελέτη της κινηματικής εξέλιξης του Πελαγονικού καλύμματος και των επωθημένων οφιολιθικών σωμάτων στην περιοχή μελέτης, αποτελεί η μυλονιτική υφή που συνδέεται με το D₅ τεκτονικό γεγονός. Αυτή θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ζώνη έντονης διάτμησης (shear zone), που παρεμβάλλεται μεταξύ του κρυσταλλοσχιτώδους υποβάθρου και της Ενότητας Ολύμπου.

Η τεκτονική δομή των γνευσιωμένων γρανιτών και οφθαλμοειδών γνευσίων της μυλονιτικής ζώνης χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη μιας έντονης S₅-σχιστότητας, καθώς και L₅-γράμμωσης έκτασης (stretching lineation) πάνω σε αυτήν, που ορίζεται κυρίως από την ανάπτυξη των μαρμαρυγιών και επιμηκυσμένων ελλειψοειδούς μορφής κρυστάλλων χαλαζία ή αστρίων.

Τα δύο αυτά στοιχεία (S₅, L₅), συνδέονται με την ύπαρξη αλληπάληλων ισοκλινών πτυχών. Αυτό φαίνεται από την παράλληλη τοποθέτηση των S₅-επιφανειών σχιστότητας και των αξονικών επιφανειών των ισοκλινών αυτών πτυχών. Η L₅-γράμμωση αποτέλεσε την καθοδηγητική δομή για την εφαρμογή της μεθοδολογίας που χρησιμοποιήθηκε.

Η L₅-γράμμωση έκτασης συνδέεται με το τεκτονικό γεγονός που έλαβε χώρα στο Ολιγόκαινο - Μειόκαινο, επομένως συνδέεται με την κατάρρευση των τεκτονικών καλυμμάτων της Πελαγονικής και συνεπώς του ορογενούς.

Μυλονίτης

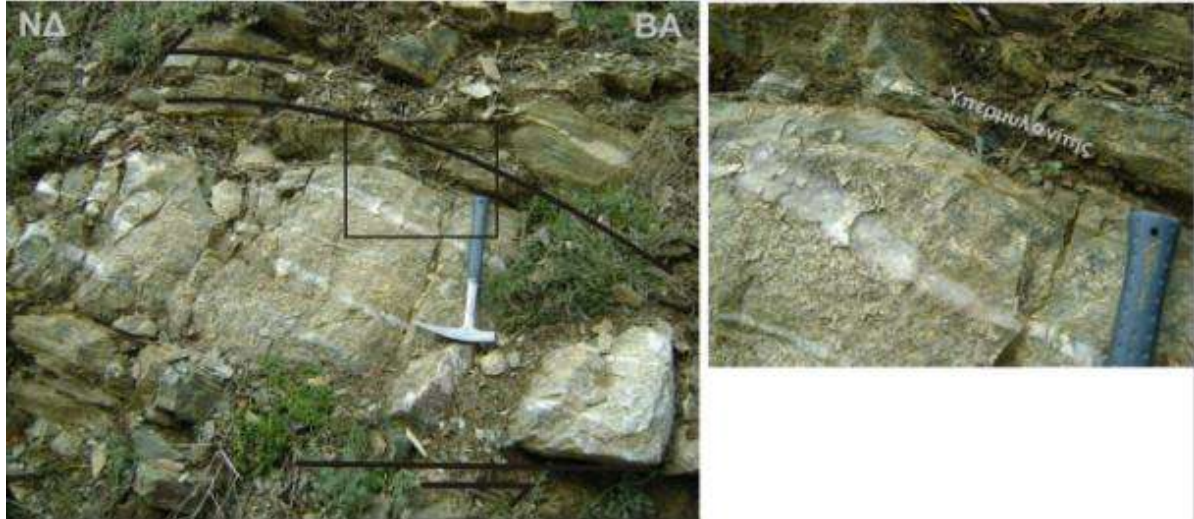
Σε όλη την κρυσταλλοσχιτώδη μάζα είναι έκδηλη η έντονη μυλονιτίωση και λεπίωση των σχηματισμών. Συχνά τα γνευσιωμένα γρανιτικά σώματα συμπτυχώνονται με τα γειτονικά μεταμορφωμένα πετρώματα, έτσι ώστε να εμφανίζονται επωθημένα πάνω σε αυτά, σχηματίζοντας συγχρόνως χαρακτηριστικά μυλονιτικά πετρώματα (εικόνα 23).

Συγκεκριμένα μεγάλα τμήματα των γνευσιωμένων γρανιτών και ορισμένοι από τους οφθαλμοειδείς γνευσίους του κρυσταλλοσχιτώδους υποβάθρου είναι έντονα μυλονιτιωμένοι και προέρχονται από αρχικά γρανιτικά πετρώματα που μετατράπηκαν κατά διαδοχικά στάδια σε πρωτομυλονίτες (οφθαλμογενέσιοι), μυλονίτες (σχιστώδεις γενέσιοι) και υπερμυλονίτες (φυλλονίτες) (εικόνες 23 & 25).

Τα μυλονιτικά πετρώματα χαρακτηρίζονται από έντονη παραμόρφωση ταυτόχρονα με ανακρυστάλλωση κατά μήκος των ζωνών διάτμησης. Κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης τα μητρικά ορυκτά ενός μυλονίτη παραμορφώνονται κρυσταλλοπλαστικά, δηλαδή το αρχικό πέτρωμα που βρίσκεται σε μια ζώνη ισχυρού δυναμικού ολίσθησης, παραμορφώνεται κατά όλκιμο τρόπο με ταυτόχρονη ανακρυστάλλωση. Ένα από τα ορυκτά που πρώτο μεταβαίνει στην ευπλαστική – όλκιμη συμπεριφορά είναι ο χαλαζίας (εικόνες 24 & 25).

Τα έντονα αυτά φαινόμενα είναι αποτέλεσμα μεγάλων τεκτονικών κινήσεων

του Πελαγονικού καλύμματος και συνδέονται με την κατάρρευση των επωθημένων τεκτονικών καλυμμάτων της Πελαγονικής από μεγάλα ρήγματα ολίσθησης (detachment) και την άνοδο των εξωτερικών Ελληνίδων στο τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου – Όσσας. Επομένως, η δημιουργία των μυλονιτικών ζωνών στις κρυσταλλοσχιστώδεις σειρές και τους οφθαλμοειδείς γνευσιωμένους γρανίτες, συνδέεται με την D₅ εκτατική τεκτονική που έλαβε χώρα στο Ολιγόκαινο – Μειόκαινο.



Εικόνα 23. Μυλονιτοποιημένος γρανίτης τεκτονικά τοποθετημένος μέσα στον αμφιβολίτη. Στα όρια του γρανίτη παρατηρείται έντονη τεκτονική (υπερμυλονίτης), στον επαρχιακό δρόμο Λιβαδίου.



Εικόνα 24. Μυλονιτικός γρανίτης με ανάπτυξη σ- και δ-κλαστών, στον επαρχιακό δρόμο Λαβαδίου.



Εικόνα 25. Μυλονιτικοί οφθαλμογενεύσιοι με ανάπτυξη σ - και δ -κλαστών, δείχνουν κίνηση προς ΝΔ. Ανατολικά του χωριού Λιβάδι.

Οι μικροδομές χαλαζία αποτελούν ασφαλείς δείκτες της κρυσταλλοπλαστικής παραμόρφωσης ή της δυναμικής ανακρυστάλλωσης, κατά την διάρκεια εξέλιξης του τεκτονικού γεγονότος. Μικροσκοπικά διακρίνονται σε:

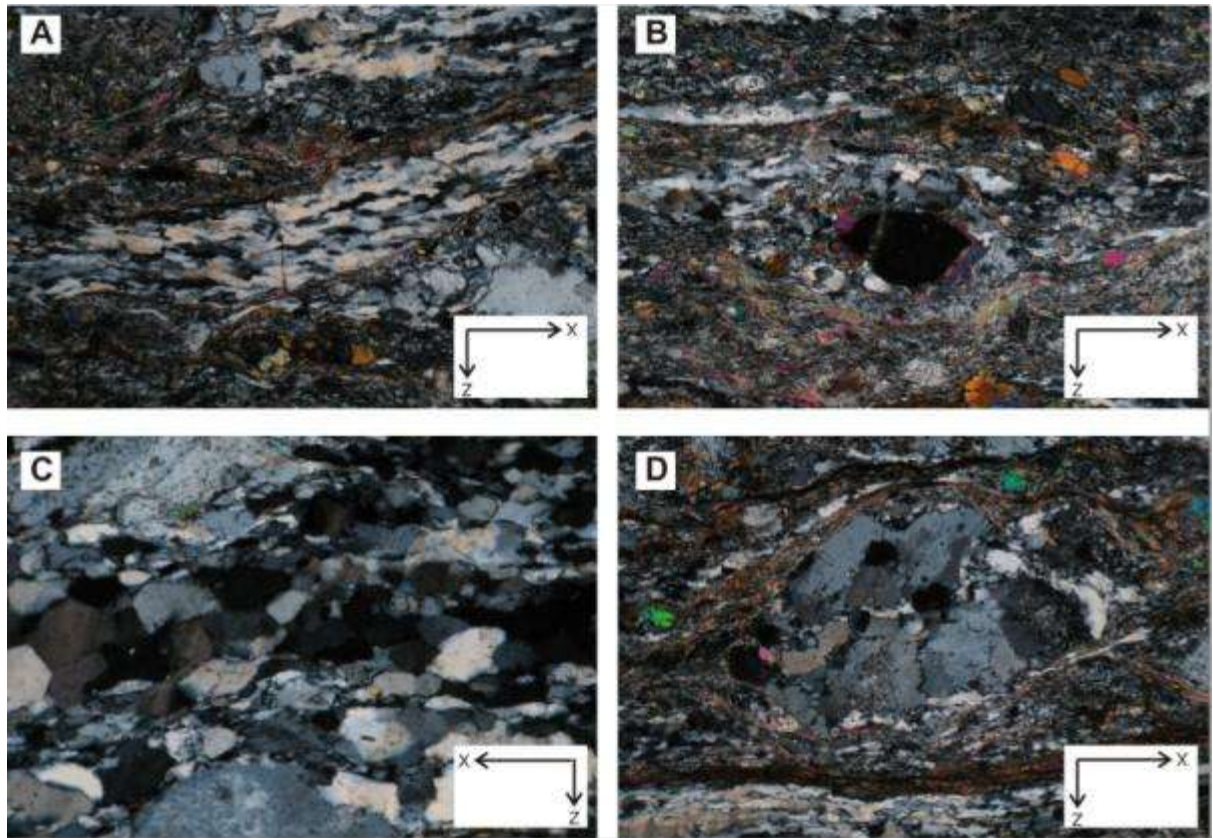
1) Επίπεδα διάτμησης και ζώνες γωνιάσματος του χαλαζία ως δείκτες του αρχικού σταδίου παραμόρφωσης. Ο αρχικός κρύσταλλος διασχίζεται από επίπεδα διάτμησης, τα οποία των διαχωρίζουν σε μικρότερους υποκόκκους. Συχνά κατά μήκος των ορίων των σχηματιζόμενων υποκόκκων παρατηρείται ανακρυστάλλωση του χαλαζία.

2) Λοξοί ως προς την S_5 -σχιστότητα, επιμηκυσμένοι κόκκοι χαλαζία με σύγχρονη ανακρυστάλλωση. Η λοξότητά του ως προς τη σχιστότητα δείχνει την διάτμηση (εικόνα 26.A).

3) Συντεκτονικά νήματα (fibres) χαλαζία, σε σκιές πίεσης γύρω από πυρίτη (εικόνα 26.B).

4) Μπάντες χαλαζία (εικόνα 26.C).

5) Οδοντωτές συρραφές ορίων κρυστάλλων χαλαζία. Δεν δημιουργείται κάποιος νέος κρύσταλλος, αλλά κατά μήκος ενός παλιού μεγάλης γωνίας ορίου κόκκου, μετατοπίζεται το όριο των κόκκων προς την εκάστοτε ισχυρότερα παραμορφωμένη γειτονική περιοχή (εικόνα 26.D).



Εικόνα 26. Μικροδομές χαλαζία από δείγματα γενευσίων (N+, τομές XY). Λοξότητα επιμηκυσμένων κρυστάλλων χαλαζία (A). Σκιές πίεσης γύρω από πυριτικά ορυκτά (B). Μπάντες χαλαζία (C). Οδοντωτές συρραφές σε κρύσταλλο χαλαζία (D).

3.5. ΜΕΘΟΔΟΣ C – ΑΞΟΝΩΝ ΧΑΛΑΖΙΑ

Η κατασκευή και η ανάλυση διαγραμμάτων των κρυσταλλογραφικών C-αξόνων χαλαζία αποτελεί σημαντικό εργαλείο στην κινηματική ανάλυση της παραμόρφωσης των πετρωμάτων. Τα διαγράμματα αυτά χρησιμοποιούνται επίσης για την εκτίμηση της ασυμμετρίας σε μια παραμόρφωση διάτμησης, του τύπου της παραμόρφωσης και της γεωμετρίας του τριαξονικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Lister & Hobbs 1980, Behrmann & Platt 1982, Simpson & Schmid 1983, Schmid & Casey 1986). Η αξιολόγηση των διαγραμμάτων C-άξονα χαλαζία έδωσε στοιχεία για τη φορά της κύριας κίνησης του καλύμματος, που συνδέεται με την S_5 σχιστότητα και την L_5 γράμμωση έκτασης.

Οι γωνιασμένοι, πολυγωνοποιημένοι και ανακρυσταλλωμένοι κρύσταλλοι χαλαζία δείχνουν χαρακτηριστικές υφές C-αξόνων σε διάταξη, οι οποίες σχετίζονται με το επίπεδο πλάτυνσης (XY) και τη διεύθυνση της κύριας επιμήκυνσης (X), που ταυτίζεται αντίστοιχα με την κύρια S_5 – σχιστότητα και την κύρια L_5 – γράμμωση έκτασης στην περιοχή μελέτης.

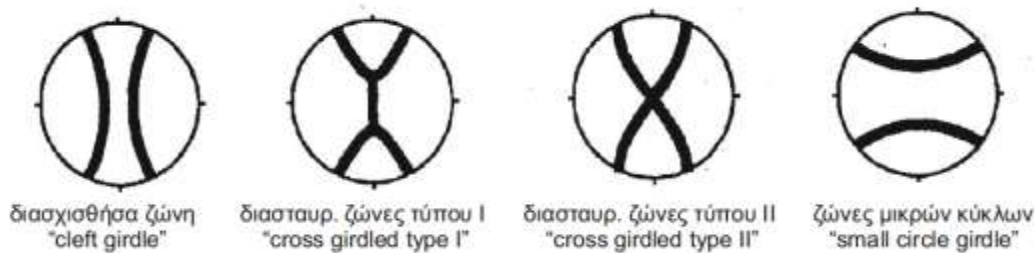
Ο προσανατολισμός των C-αξόνων του χαλαζία που προκύπτει από τη διεργασία παραμόρφωσης του κρυστάλλου μπορεί να δείξει την διάτμηση ή ακόμα και τον τύπο της παραμόρφωσης.

Οι μετρήσεις των κρυσταλλογραφικών C-αξόνων χαλαζία γίνονται σε λεπτές τομές προσανατολισμένων δειγμάτων. Επειδή η μορφολογία της L_5 γράμμωσης έκτασης και η σχέση της προς τη συμμετρία των υφών του χαλαζία, σημαδεύουν τη διεύθυνση της μέγιστης επιμήκυνσης (μέγιστος εφελκυσμός, X), πάνω στην οποία έγινε η κύρια κίνηση (Ramsay & Huber 1983), για τον λόγο αυτό οι λεπτές τομές έγιναν παράλληλα στην L_5 γράμμωση έκτασης και κάθετα στην S_5 σχιστότητα. Έχουμε επομένως XY-τομές όπου X η διεύθυνση επιμήκυνσης και Z η διεύθυνση βράχυνσης ή κάθετη στο XY-επίπεδο. Χρησιμοποιείται για τον σκοπό αυτό ένα πολωτικό μικροσκόπιο στο οποίο βρίσκεται ενσωματωμένη μια ειδική τράπεζα (universal stage ή τράπεζα Fedorow), με την οποία μετράται στο χώρο ο προσανατολισμός της οπτικής κατάσβεσης του κόκκου χαλαζία.

Για κάθε δείγμα μετρήθηκαν οι τιμές περίπου 100 C-αξόνων χαλαζία οι οποίοι στη συνέχεια προβλήθηκαν στο δίκτυο Schmidt χρησιμοποιώντας το υπολογιστικό πρόγραμμα Stereo32. Συνολικά μετρήθηκαν σε 5 δείγματα χαλαζιτών ή χαλαζιακών γνευσίων ο προσανατολισμός των C-αξόνων χαλαζία για την κατασκευή διαγραμμάτων.

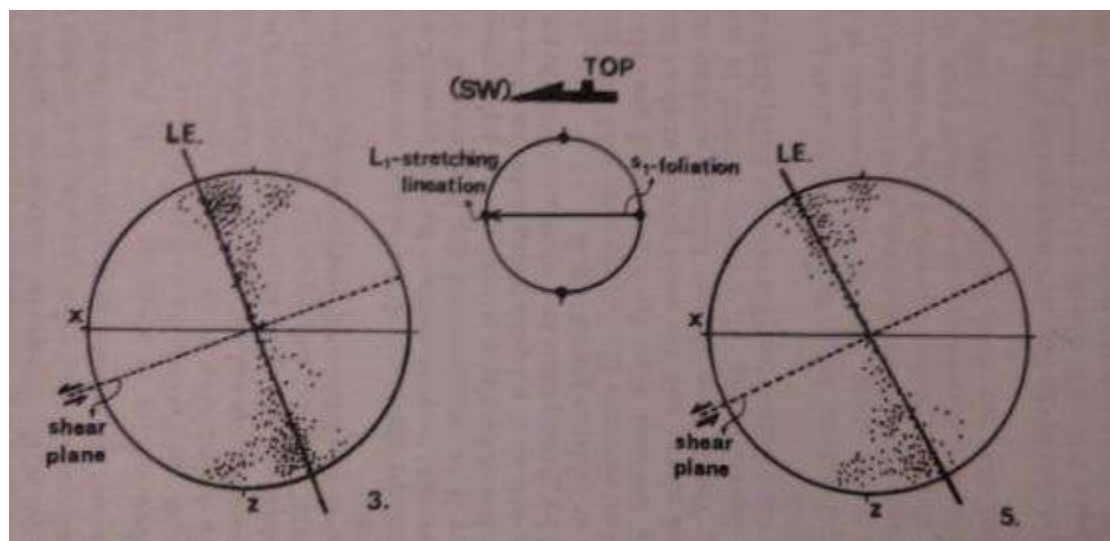
Η κατανομή των C-αξόνων χαλαζία στο δίκτυο Schmidt χαρακτηρίζεται από έντονα μέγιστα τα οποία σχηματίζουν κατανομές με ζωνώδη γεωμετρία. Έτσι διακρίνονται τέσσερις κύριες και ακραίες κατηγορίες/μορφές πρότυπων διαγραμμάτων C-αξόνων χαλαζία (εικόνα 27). Πολλές φορές είναι δυνατόν και η διάκριση ενδιάμεσων περιπτώσεων μεταξύ των ακραίων διαγραμμάτων όπου τα σκέλη τους δεν είναι πλήρως ανεπτυγμένα. Τέτοιες διαφοροποιήσεις οφείλονται

συνήθως στον τύπο της παραμόρφωσης και στην γεωμετρία του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης.



Εικόνα 27. Πρότυπα διαγράμματα οπτικών C-αξόνων χαλαζία (Lister 1977). Τα διαγράμματα έχουν ορθορομβική συμμετρία.

Οι Lister and Hobbs 1980 πρότειναν κατά την ανάλυση υφών C-αξόνων χαλαζία, επιπλέον την ύπαρξη μιας γραμμής (καθοδηγητική γραμμή). Αυτή οφείλει να είναι κάθετη στο επίπεδο διάτμησης, δείχνοντας έτσι και την πραγματική θέση του ως προς το επίπεδο σχιστότητας (εικόνα 28).

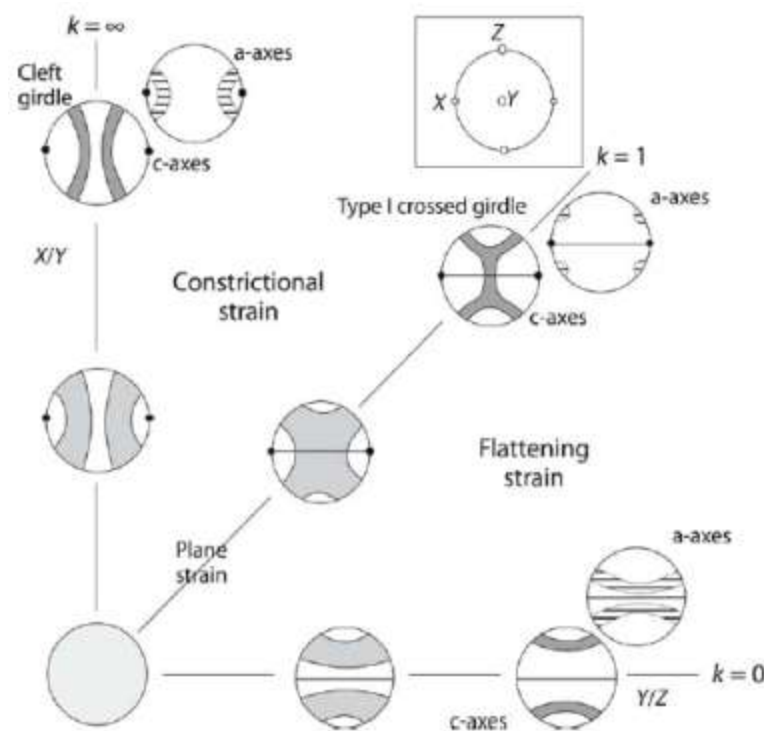


Εικόνα 28. Τοποθέτηση του επιπέδου διάτμησης (shear plane) με βάση την καθοδηγητική γραμμή (LE) (Kilias et al. 1990).

Πολλά πετρώματα παρουσιάζουν έναν προτιμητέο προσανατολισμό σε επίπεδο πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO), που αντιπροσωπεύει έναν όχι τυχαίο προσανατολισμό των κρυσταλλογραφικών αξόνων των ορυκτών. Πολλές φυλλώσεις ή γραμμώσεις καθορίζονται και είναι αποτέλεσμα αυτού του προσανατολισμού. Συνήθως όμως ο όρος αυτός χρησιμοποιείται για ορυκτά όπως ο χαλαζίας ή ο ασβεστίτης, ο LPO των οποίων δεν μπορεί να διακριθεί στην ύπαιθρο ή σε λεπτές τομές χωρίς τη χρήση ειδικών τεχνικών.

Ο προσδιορισμός του LPO των κρυστάλλων που αποτελούν ένα πέτρωμα μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για τις συνθήκες μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης. Η πιο συνήθης εφαρμογή είναι ο προσδιορισμός των C-αξόνων του χαλαζία, με σκοπό τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης στα μυλονιτικά πετρώματα.

Το διάγραμμα Flinn (εικόνα 29) δείχνει τον τύπο ροής και την γεωμετρία της τελικής παραμόρφωσης σε μια προοδευτική ομοαξονική παραμόρφωση (co-axial progressive deformation) σε συνθήκες χαμηλού έως μέσου βαθμού μεταμόρφωσης, λαμβάνοντας υπόψη την LPO των C-αξόνων χαλαζία. (Tullis 1977, Lister & Hobbs 1980, Schmid & Casey 1986, Law 1990, Heilbronner & Tullis 2002, Takeshita et al. 1999, Okudaira et al. 1995). Ανάλογα διαγράμματα Flinn υπάρχουν για μη ομοαξονική παραμόρφωση (non co-axial deformation).



Εικόνα 29. Διάγραμμα Flinn. Δείχνει τις σχέσεις της γεωμετρίας των τύπων LPO των C-αξόνων χαλαζία (γκρι σκίαση) και των a-αξόνων (ρίγες) σε σχέση με την παραμόρφωση, στην περίπτωση της ομοαξονικής παραμόρφωσης (Lister & Hobbs 1980).

3.6. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ - ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

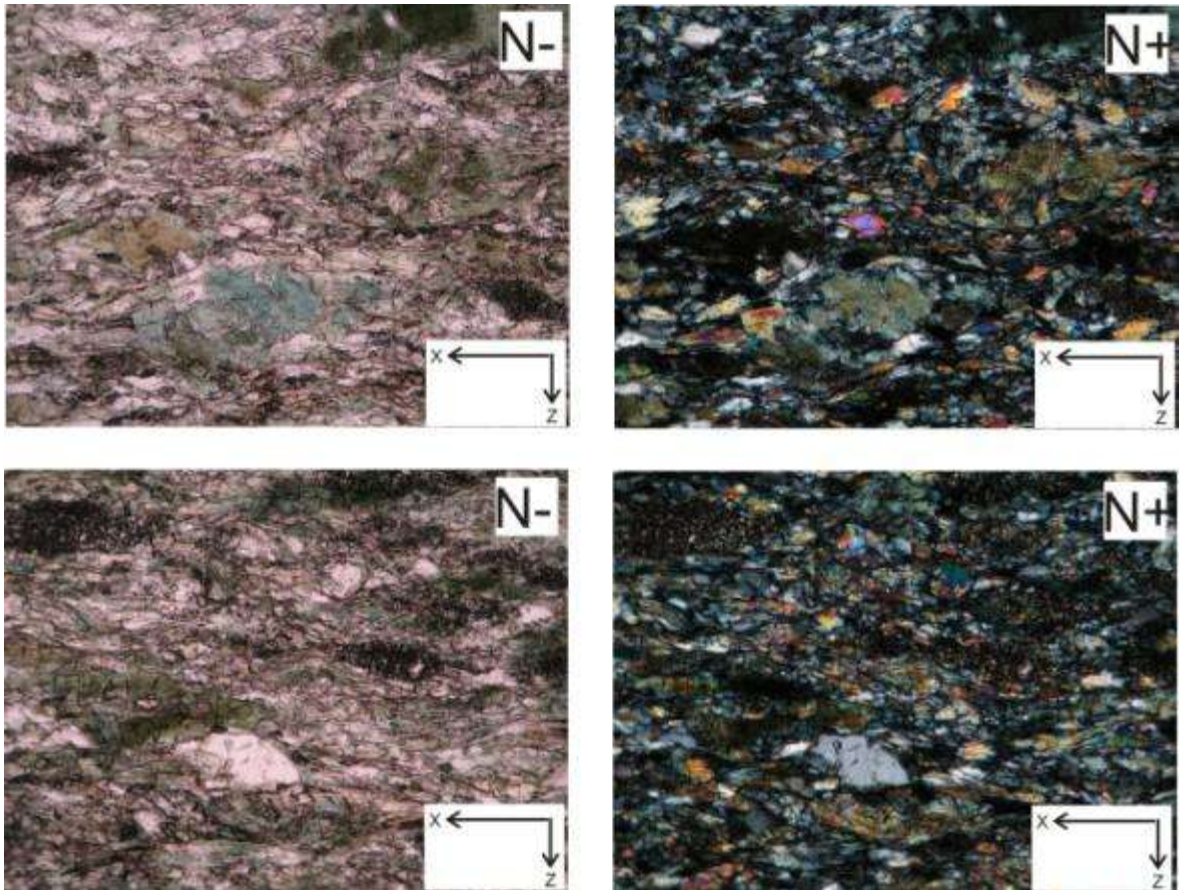
Στο ακόλουθο κεφάλαιο περιγράφονται τα δείγματα που συλλέχθηκαν από την περιοχή μελέτης (στοιχεία για την L_5 γράμμωση έκτασης, την S_5 σχιστότητα και μικροσκοπικές παρατηρήσεις) και δίνονται τα διαγράμματα από τις μετρήσεις των C-αξόνων χαλαζία, που δείχνουν την κίνηση του Πελαγονικού καλύμματος κατά την έκταση του D_5 τεκτονικού γεγονότος.

Δείγμα 1

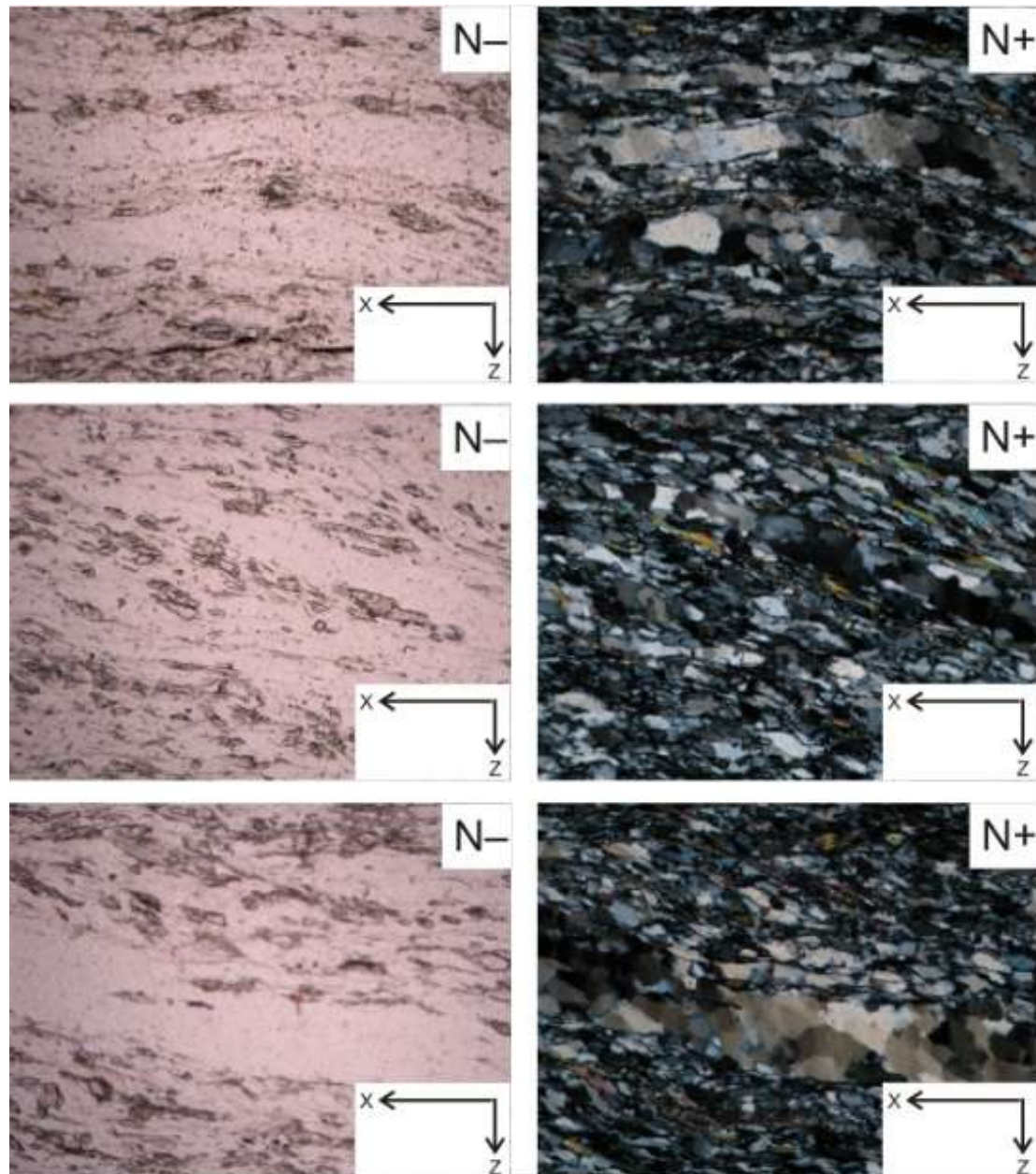
Αμφιβολίτης



Πέτρωμα αμφιβολίτη από τη θέση 1 (βλέπε χάρτη παρακάτω, εικόνα 30) με S_5 $120^\circ/20^\circ$ και L_5 $175^\circ/25^\circ$.



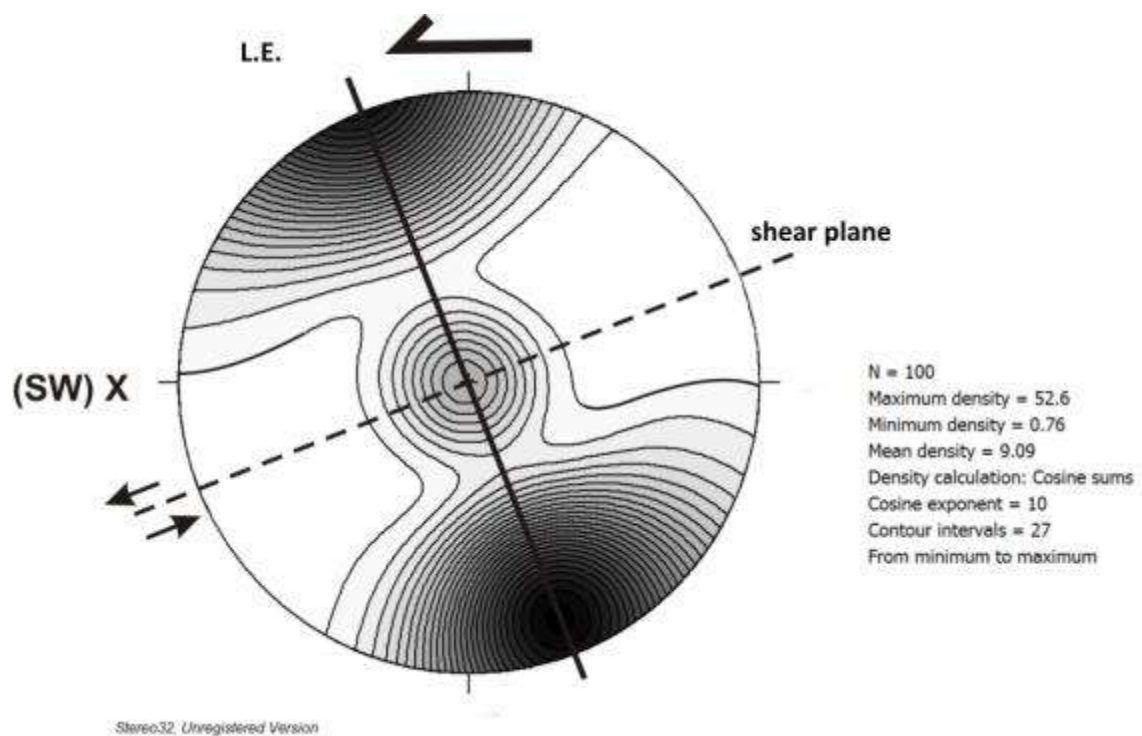
Απεικόνιση του αμφιβολίτη στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι ινοβλαστικός. Τα κύρια ορυκτά που εντοπίζονται είναι η κερροσίλβη, το πλαγιόκλαστο, ο βιοσίτης και το επίδοτο.

Δείγμα 2Χαλαζιοαστριουχος μαρμαρυγιακός γνεύσιος

Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι λεπιδοβλαστικός και τα ορυκτά που διακρίνονται είναι ο χαλαζίας (μπάντες χαλαζία), οι άστριοι και οι μαρμαρυγίες (λευκός μαρμαρυγίας).



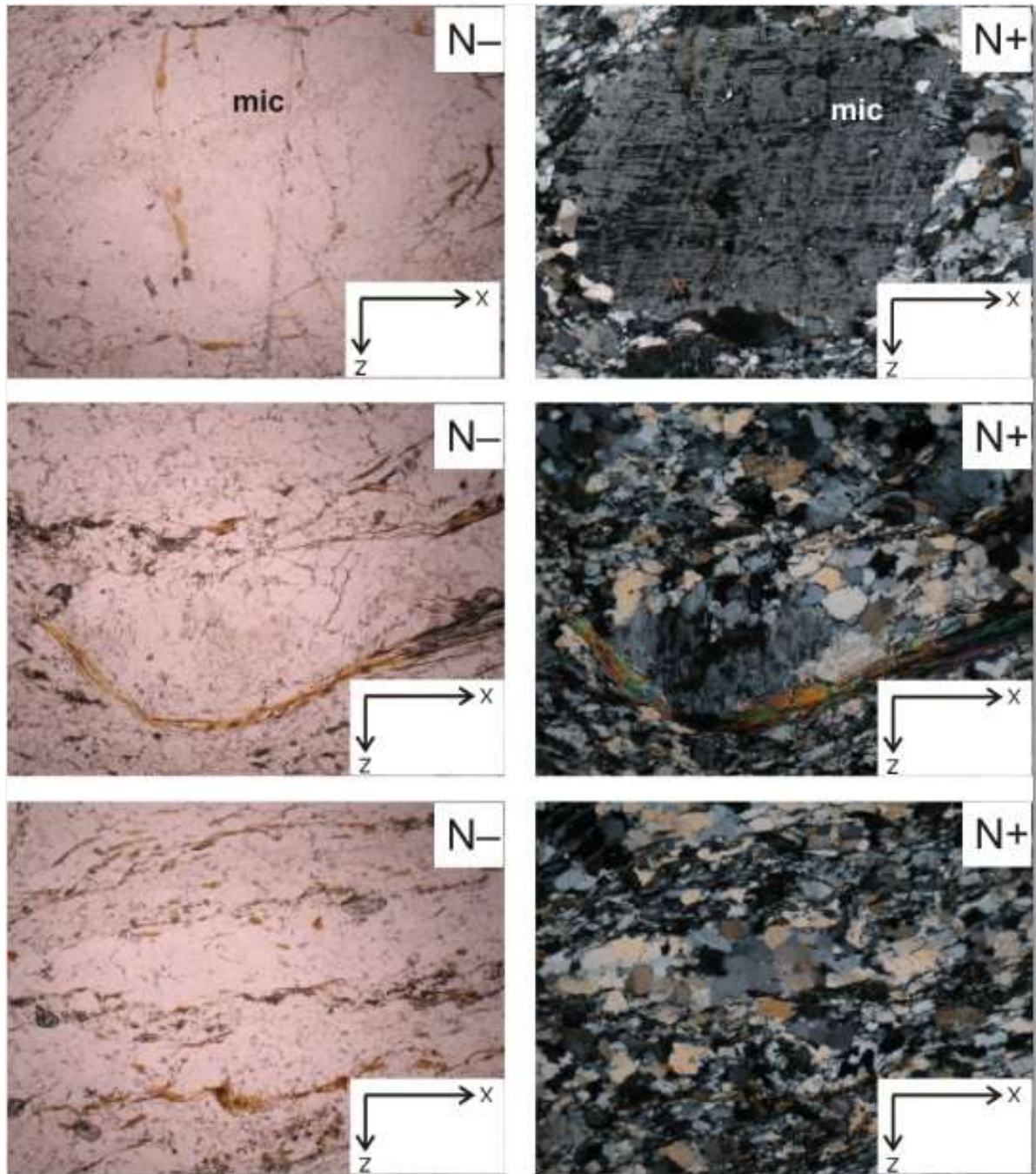
Πέτρωμα χαλαζιοαστριούχου μαρμαρυγιακού γνεύσιου από τη θέση 2 (βλέπε χάρτη παρακάτω, εικόνα 30) με S_5 $130^\circ/20^\circ$ και L_5 $200^\circ/15^\circ$.



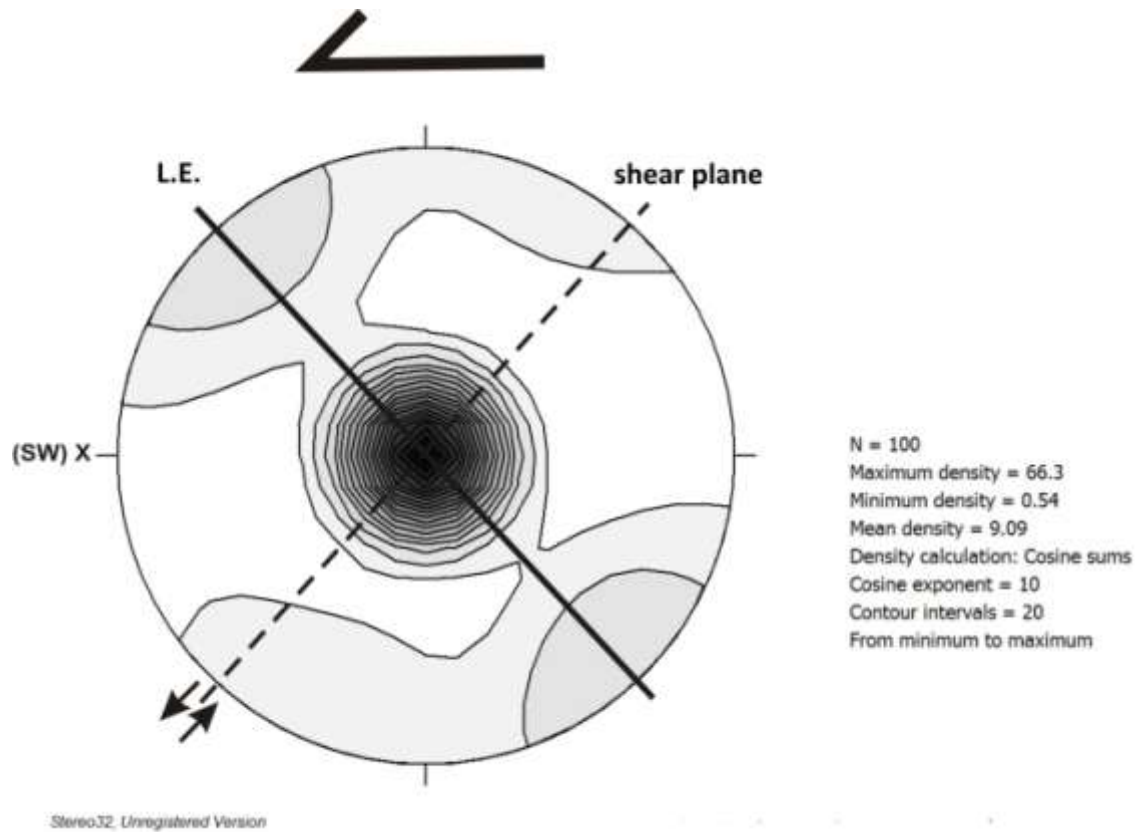
Διάγραμμα C-αξόνων χαλαζία όπου αναγνωρίζουμε τη κίνηση της παραμόρφωσης προς τα ΝΔ.

Δείγμα 7Μαρμαρυγιακός Γνεύσιος

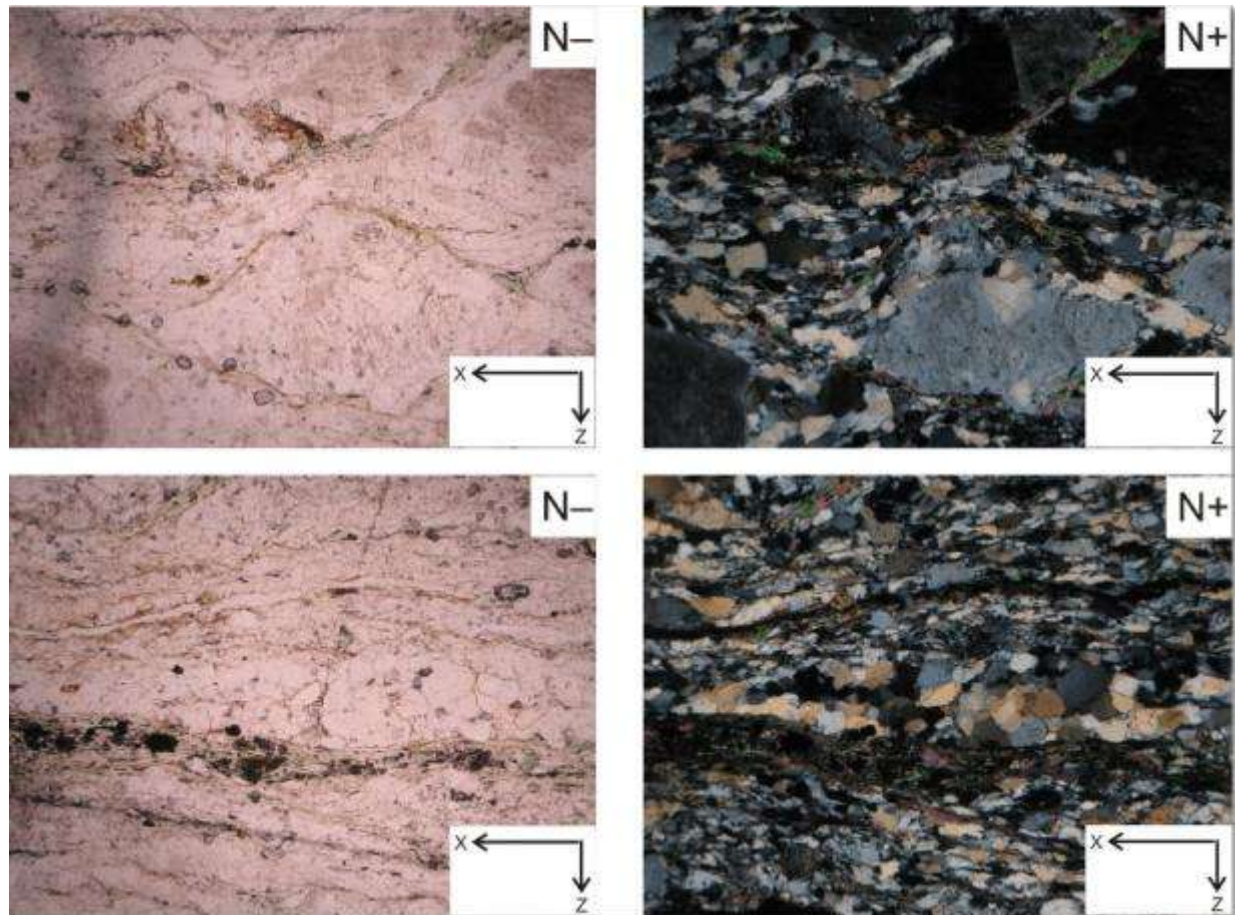
Πέτρωμα μαρμαρυγιακού γνεύσιου (παραμορφωμένου γρανίτη) τεκτονικά τοποθετημένος μέσα στον αμφιβολίτη με γράμμωση $L_5 60^\circ/30^\circ$.



Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι γρανολεπιδοβλαστικός και τα κύρια ορυκτά που αναγνωρίζουμε είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο και μαρμαρυγίας.



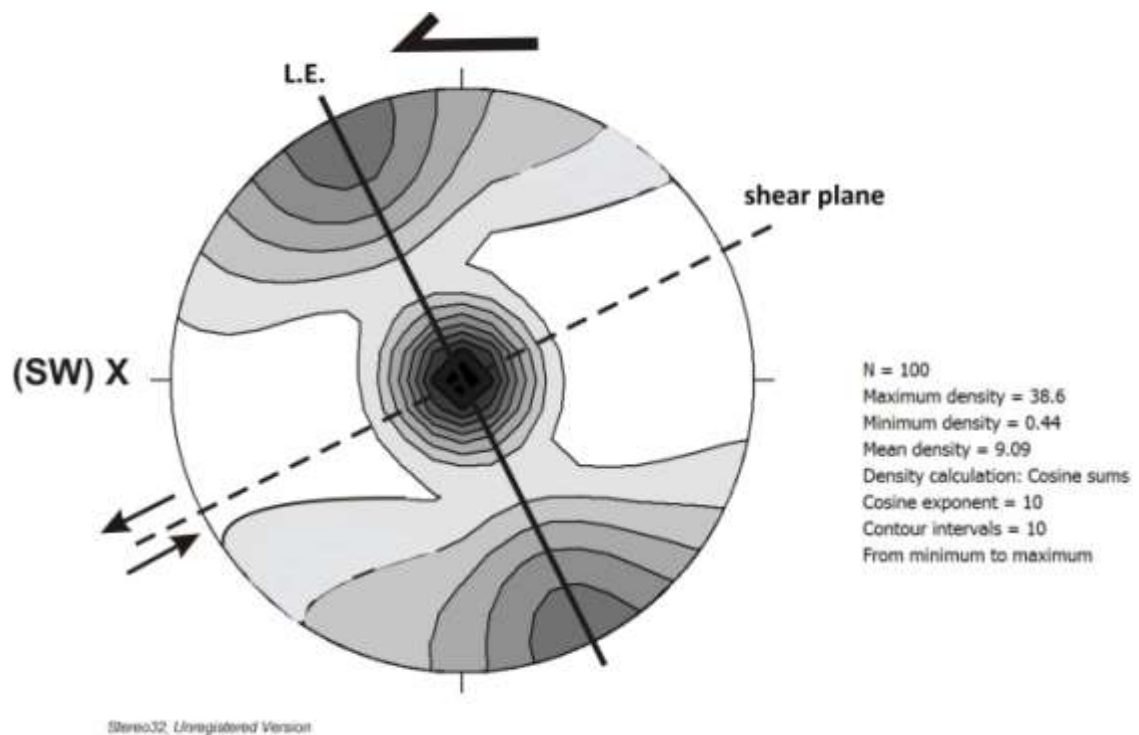
Διάγραμμα C-αξόνων χαλαζία όπου αναγνωρίζουμε τη κίνηση της παραμόρφωσης προς τα ΝΔ.

Δείγμα 10Μαρμαρυγιακός Γνεύσιος

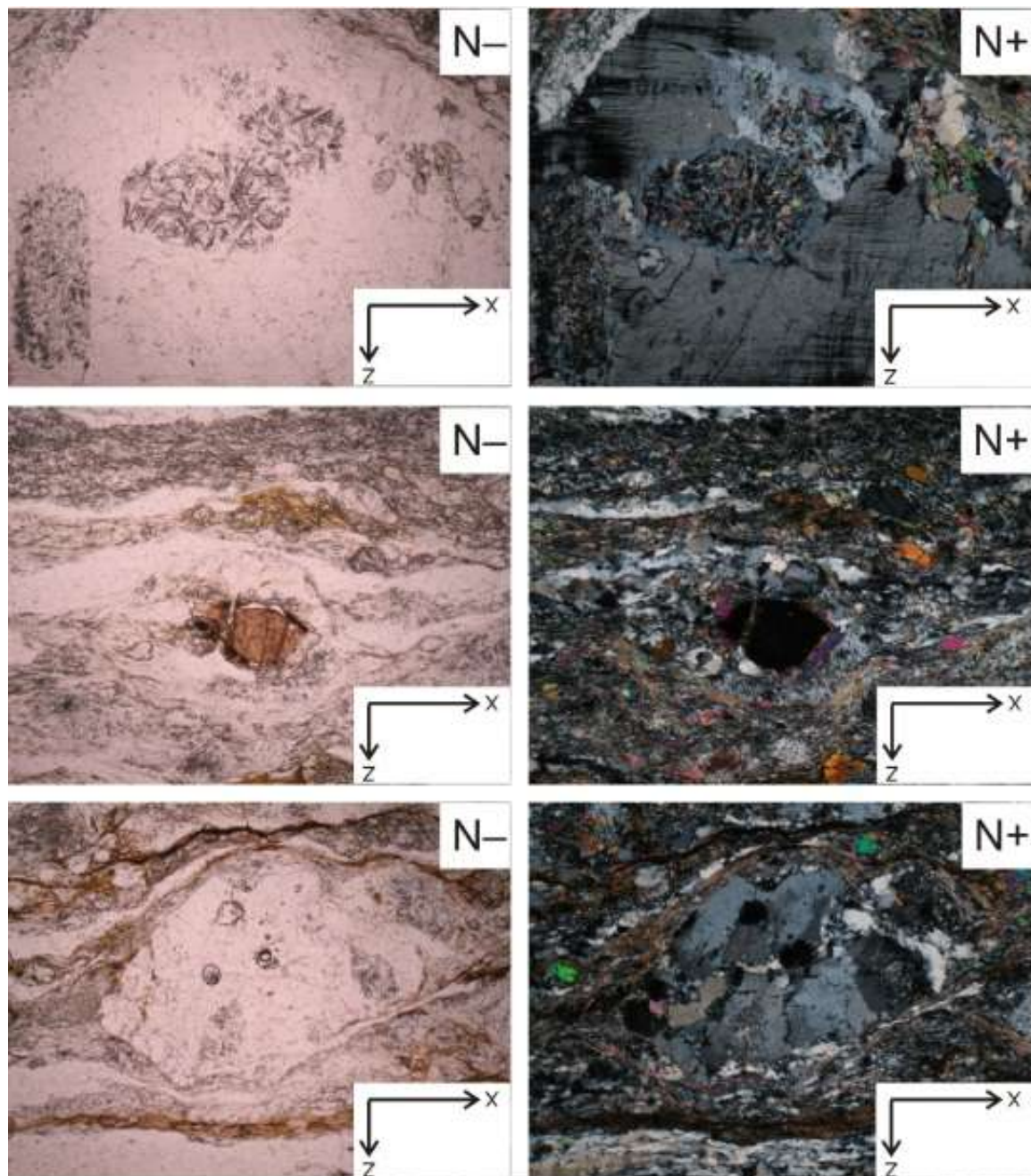
Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι πορφυρολεπιδοβλαστικός. Τα κύρια ορυκτά που αναγνωρίζουμε είναι χαλαζία, πλαγιόκλαστο και μαρμαρυγία.



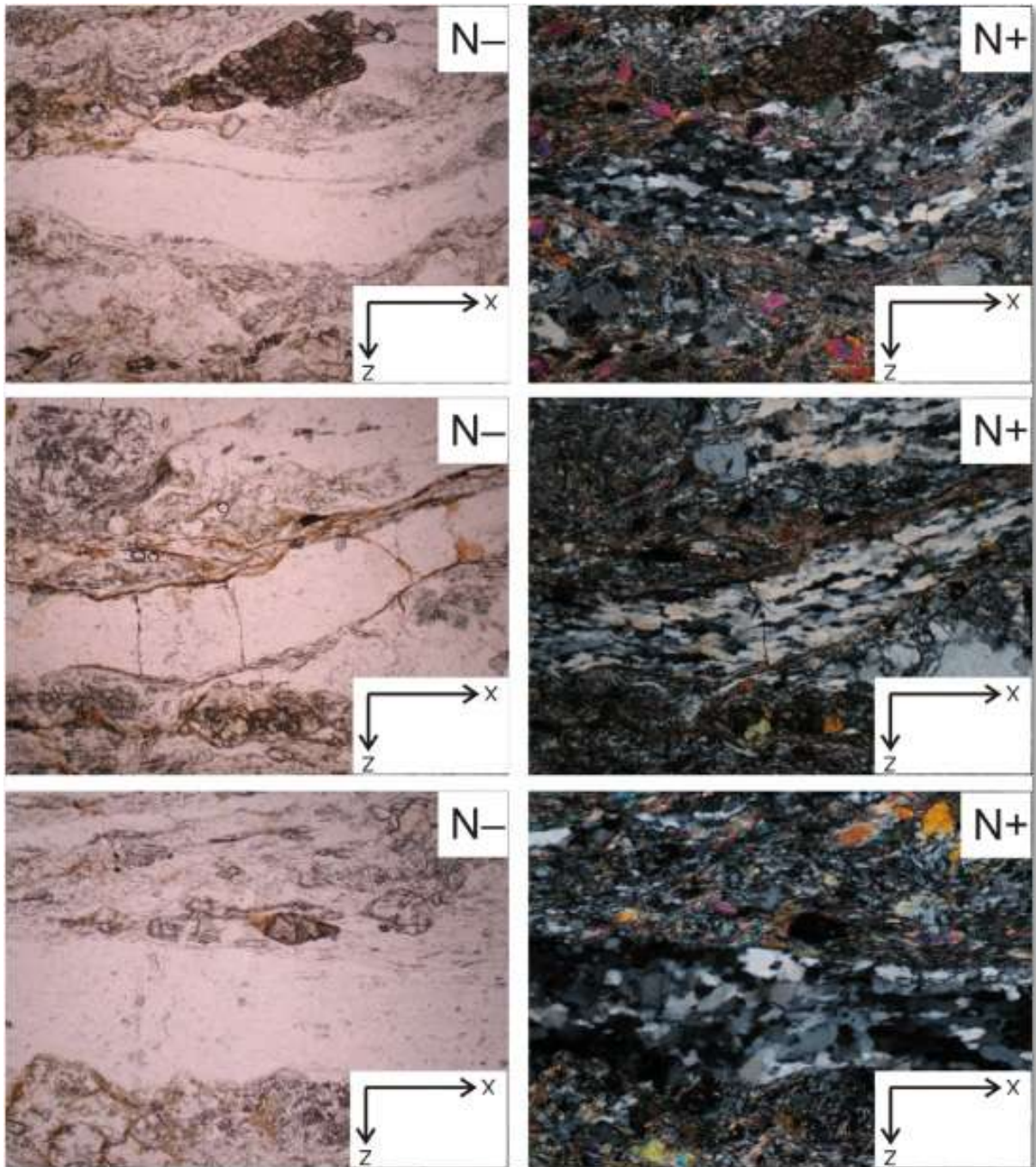
Μαρμαρυγιακός γνεύσιος με επίπεδο σχιστότητας S_5 $100^\circ/20^\circ$ και γράμμωση έκτασης L_5 $55^\circ/30^\circ$.



Διάγραμμα C-αξόνων χαλαζία όπου αναγνωρίζουμε τη κίνηση της παραμόρφωσης προς τα ΝΔ.

Δείγμα 11Παραμορφωμένος Γρανίτης (Γνεύσιος)

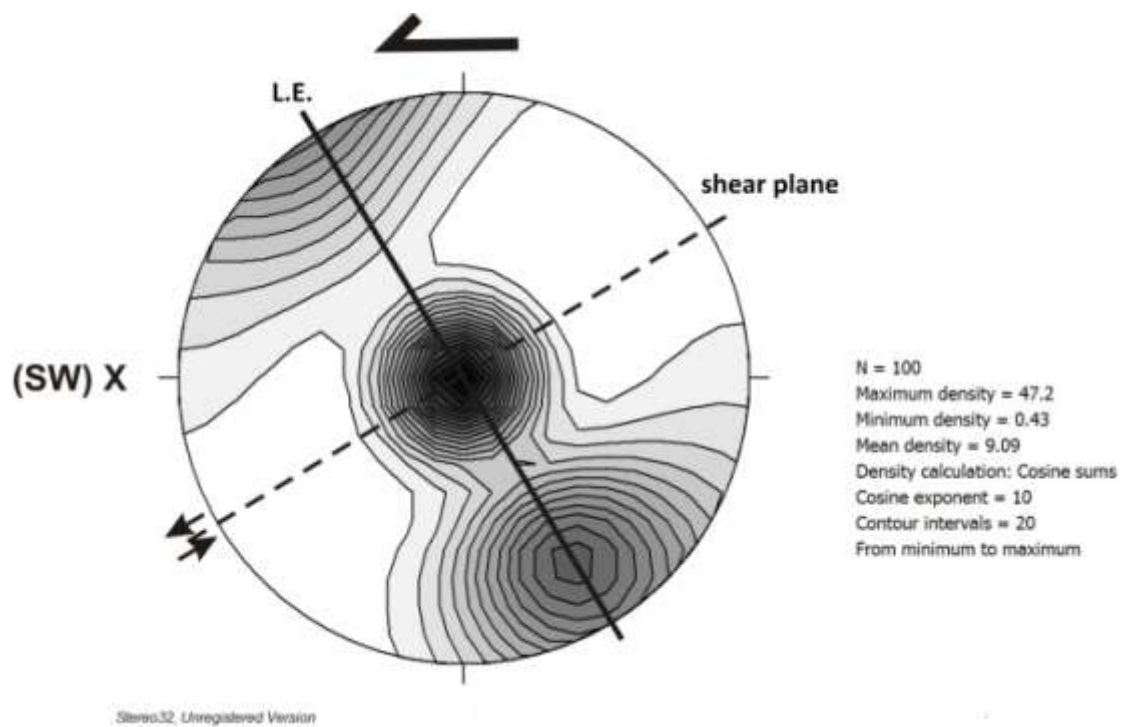
Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι πορφυρολεπιδοβλαστικός. Τα κύρια ορυκτά που αναγνωρίζουμε είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο και μαρμαρυγίας.



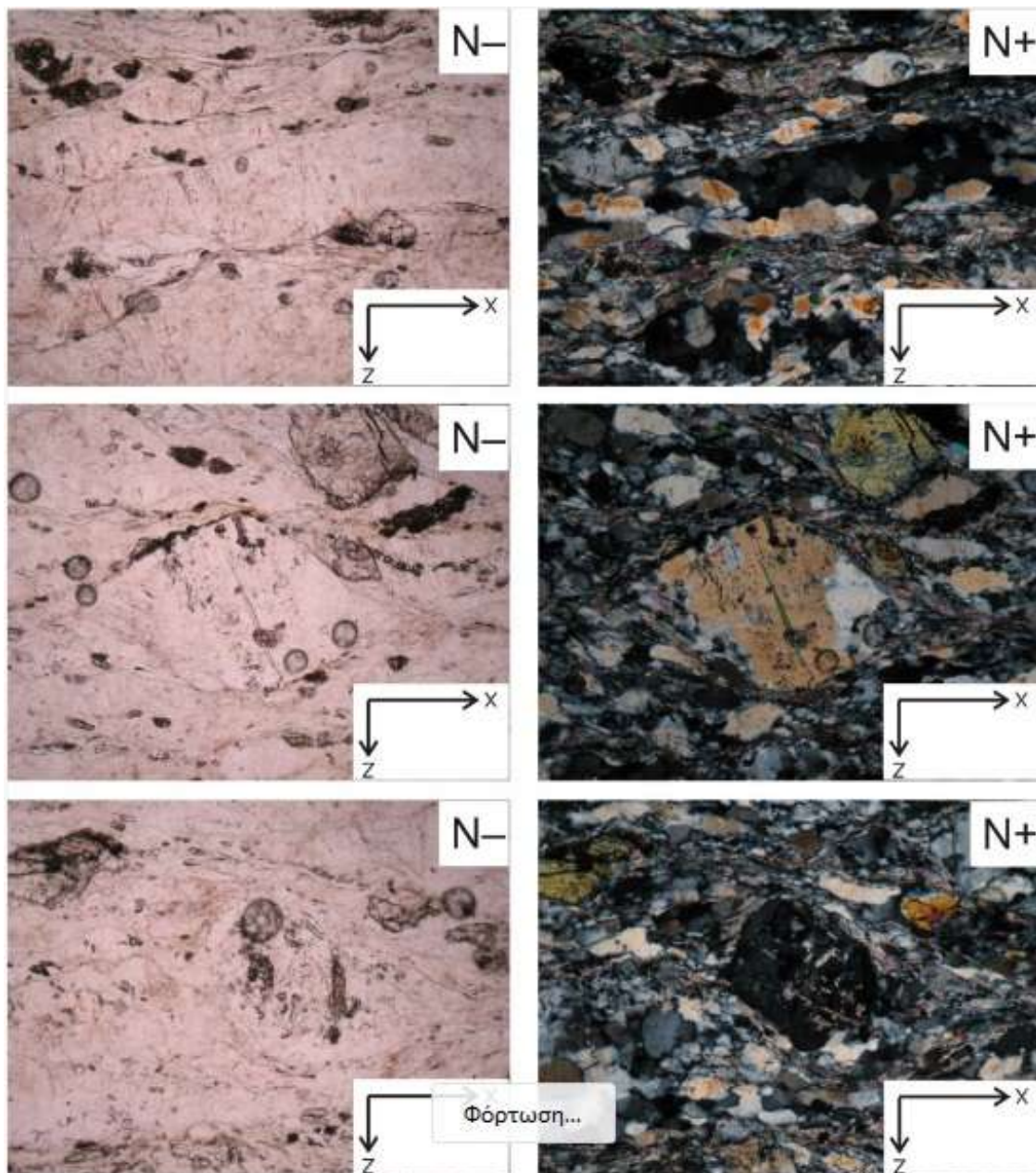
Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι πορφυρολεπιδοβλαστικός. Τα κύρια ορυκτά που αναγνωρίζουμε είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο και μαρμαρυγίας.



Γνεύσιος με γράμμωση έκτασης L_5 $60^\circ/30^\circ$.



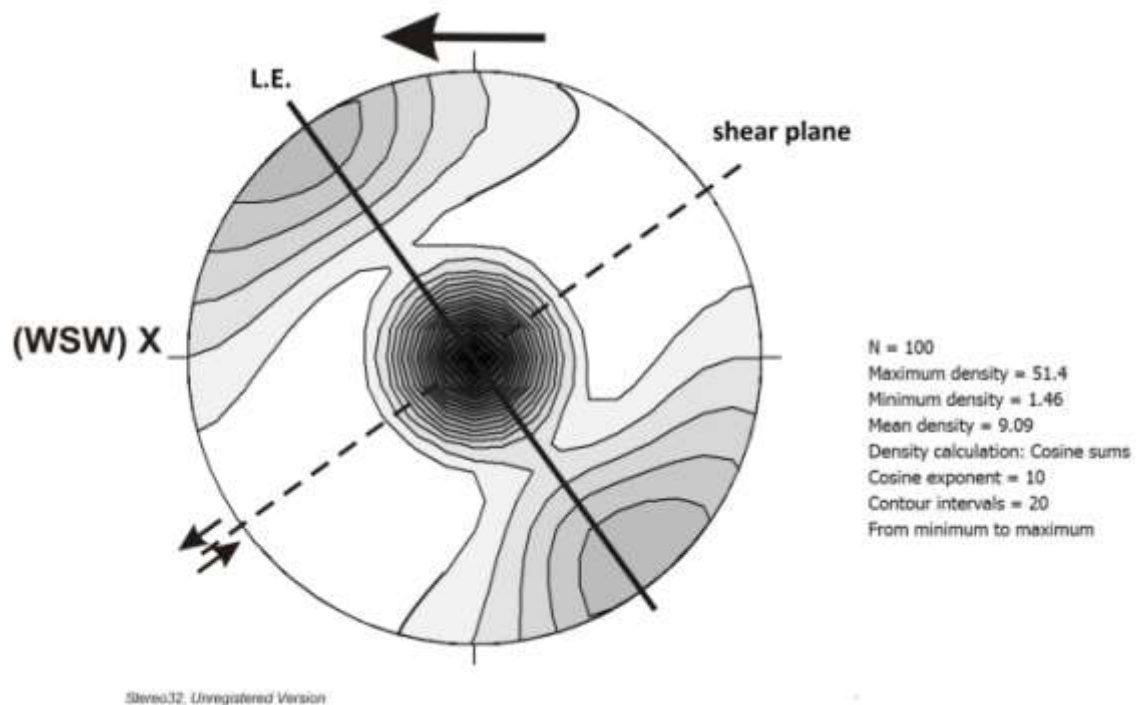
Διάγραμμα C-αξόνων χαλαζία όπου αναγνωρίζουμε τη κίνηση της παραμόρφωσης προς τα ΝΔ.

Δείγμα 12Μαρμαρυγιακός Γνεύσιος

Απεικόνιση του πετρώματος στο μικροσκόπιο με πολωτή (N-) (αριστερά) και με πολωτή και αναλυτή (N+) (δεξιά). Ο ιστός του πετρώματος είναι πορφυροβλαστικός. Τα κύρια ορυκτά που αναγνωρίζουμε είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο και μαρμαρυγίας.

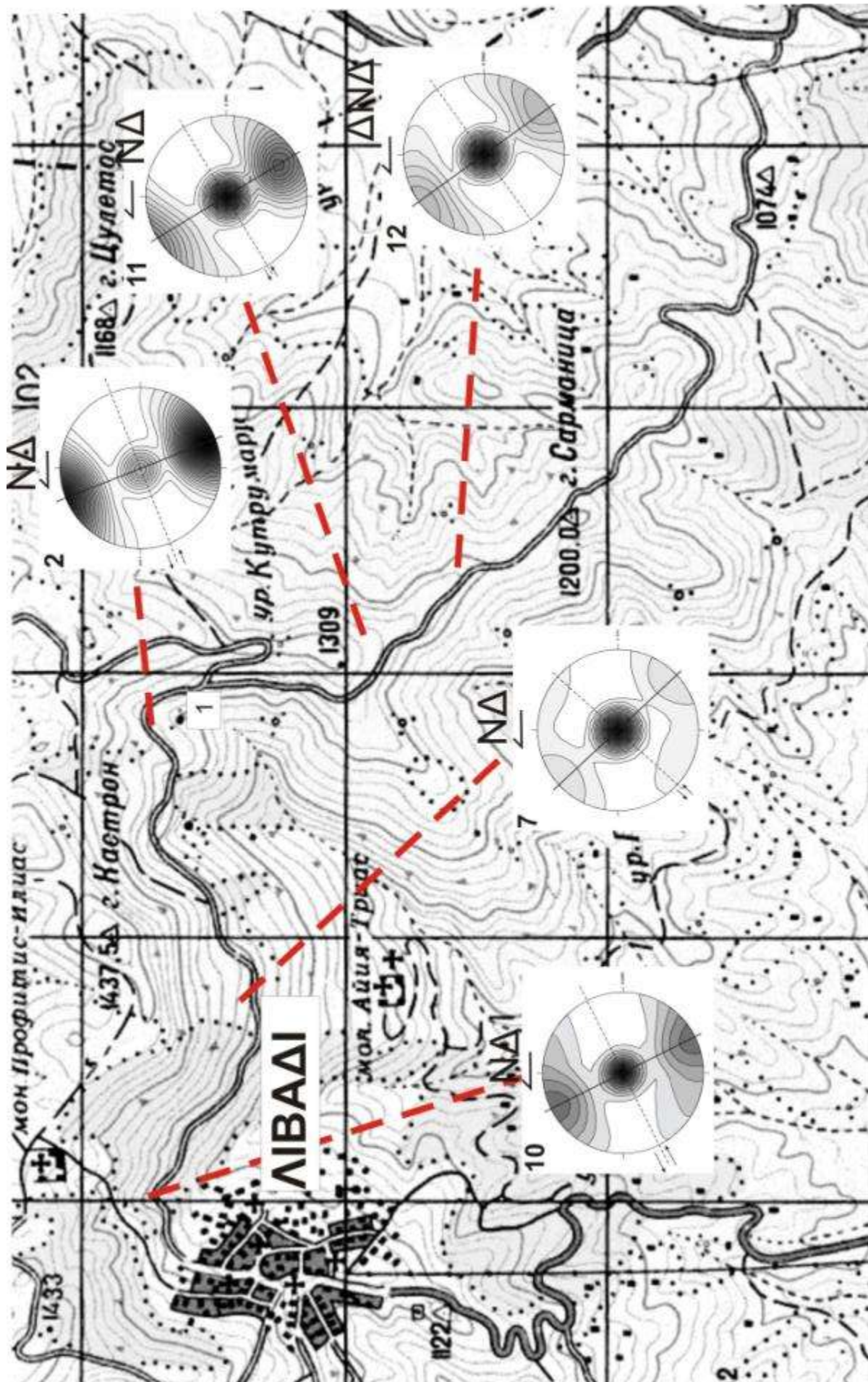


Μαρμαρυγιακός γνεύσιος με επιφάνεια σχιστότητας S_5 60/15 και γράμμωση έκτασης L_5 80/28.



Διάγραμμα C-αξόνων χαλαζία όπου αναγνωρίζουμε τη κίνηση της παραμόρφωσης προς τα ΔΝΔ.

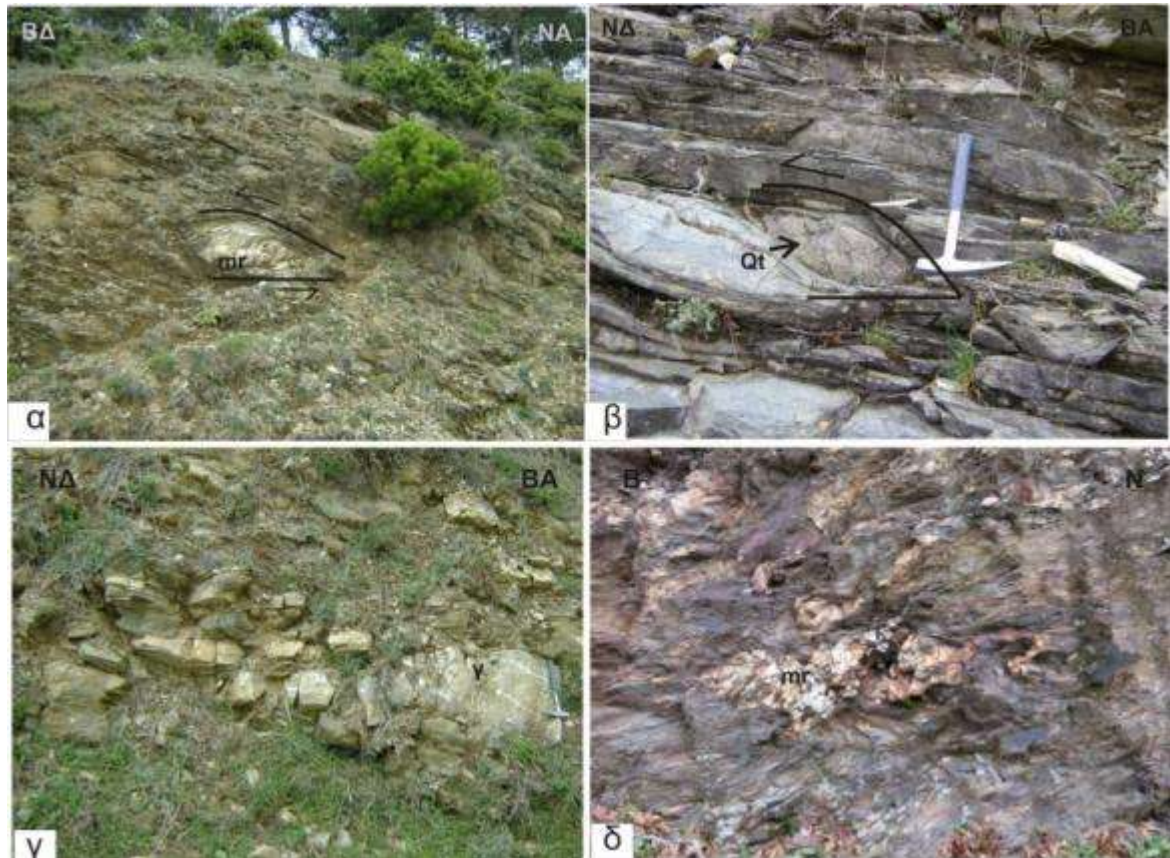
Επομένως, σύμφωνα με τα παραπάνω διαγράμματα C-αξόνων χαλαζία, εξάγεται το συμπέρασμα ότι η φορά κίνησης της D_5 εκτατικής παραμόρφωσης είναι από ΝΔ έως ΔΝΔ και ο τύπος παραμόρφωσης σύμφωνα με το διάγραμμα Flinn (εικόνα 29) ανήκει σε μια ασύμμετρη (non-coaxial) επίπεδη παραμόρφωση (plane strain). Με βάση τα πρότυπα διαγράμματα C-αξόνων χαλαζία (εικόνα 27) η γεωμετρία της παραμόρφωσης είναι διασταυρωμένη ζώνη τύπου I (cross girdled type I). Στον παρακάτω χάρτη απεικονίζονται οι θέσεις της δειγματοληψίας με τα αντίστοιχα διαγράμματα C-αξόνων χαλαζία.



Εικόνα 30. Χάρτης της περιοχής Λιβαδίου με απεικόνιση των διαγραμμάτων C-αξόνων χαλαζία και των θέσεων δειγματοληψίας.

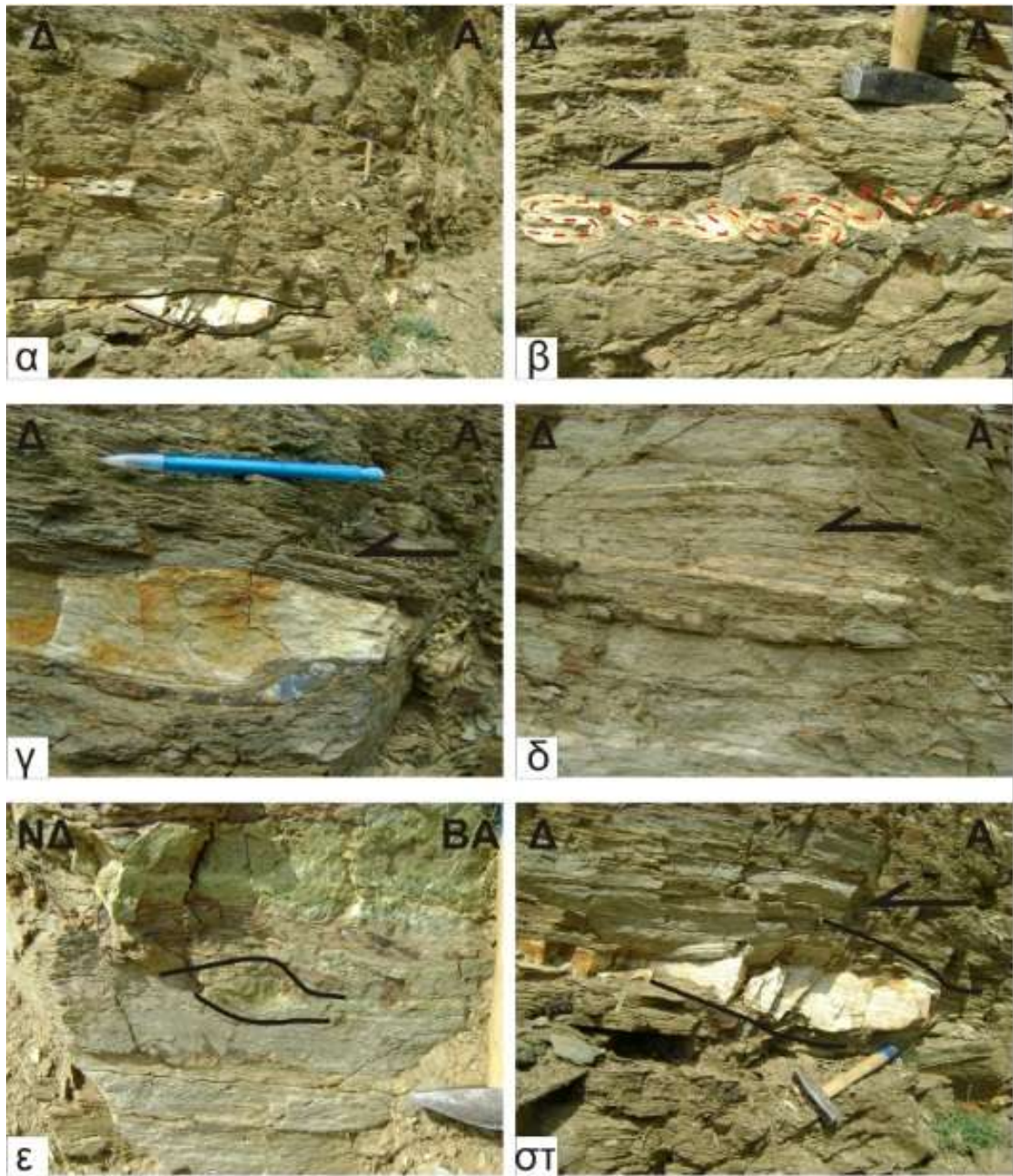
3.7. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Κατά μήκος της ενότητας των αμφιβολιτών είναι εμφανή μικρά σώματα, τοποθετημένα τεκτονικά (εικόνα 31). Πιθανόν, αποτελεί μια παλαιότερη οφιολιθική σόλα (οφιολιθικό mélange).

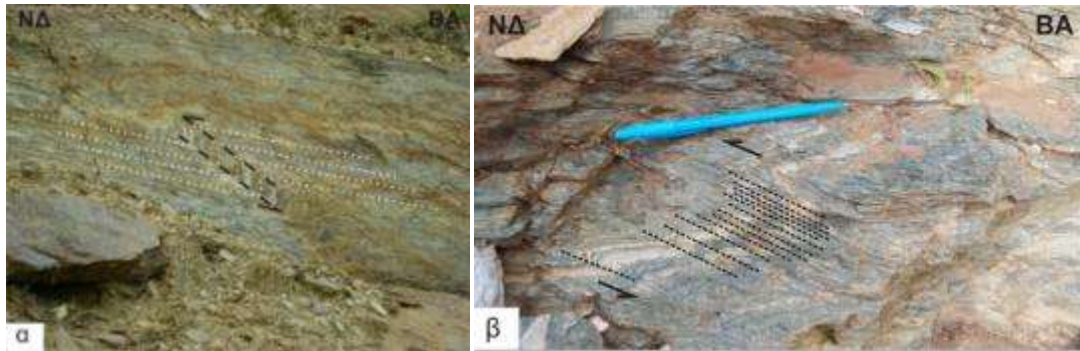


Εικόνα 31. Ξένα σώματα μέσα στον αμφιβολίτη του Συμπλέγματος Λιβαδίου. Boudinage μαρμάρου (α & δ), Χαλαζίτη (β) και Γρανίτη (γ), δείχνουν κίνηση προς τα ΝΑ . Επαρχιακός δρόμος Λιβαδίου.

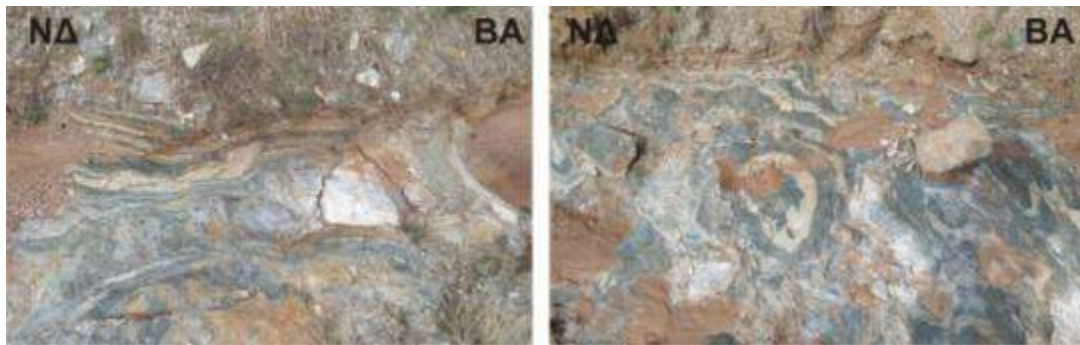
Μέσα στους αμφιβολίτες, καθώς και στους οφιολίθους, παρατηρούνται ζώνες έντονης πλαστικής διάτμησης με δείκτες κινηματικής όπως σ-κλάστες, boudinage και ασύμμετρες μικροπτυχές, που συνδέονται με τα D_1 και D_2 τεκτονικά γεγονότα (εικόνα 32, 33 & 37). Επίσης παρατηρούνται ισοκλινείς πτυχές με έντονη κάμψη, καθώς και θηκόσχημες ή sheath πτυχές (εικόνα 34), που έχουν επηρεαστεί από τη μεταγενέστερη φάση ισοκλινών και ασύμμετρων πτυχών (εικόνα 35 & 36). Όλες οι παραπάνω δομές έχουν προσανατολιστεί σύμφωνα με την έντονη εφελκυστική τεκτονική του Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (D_5).



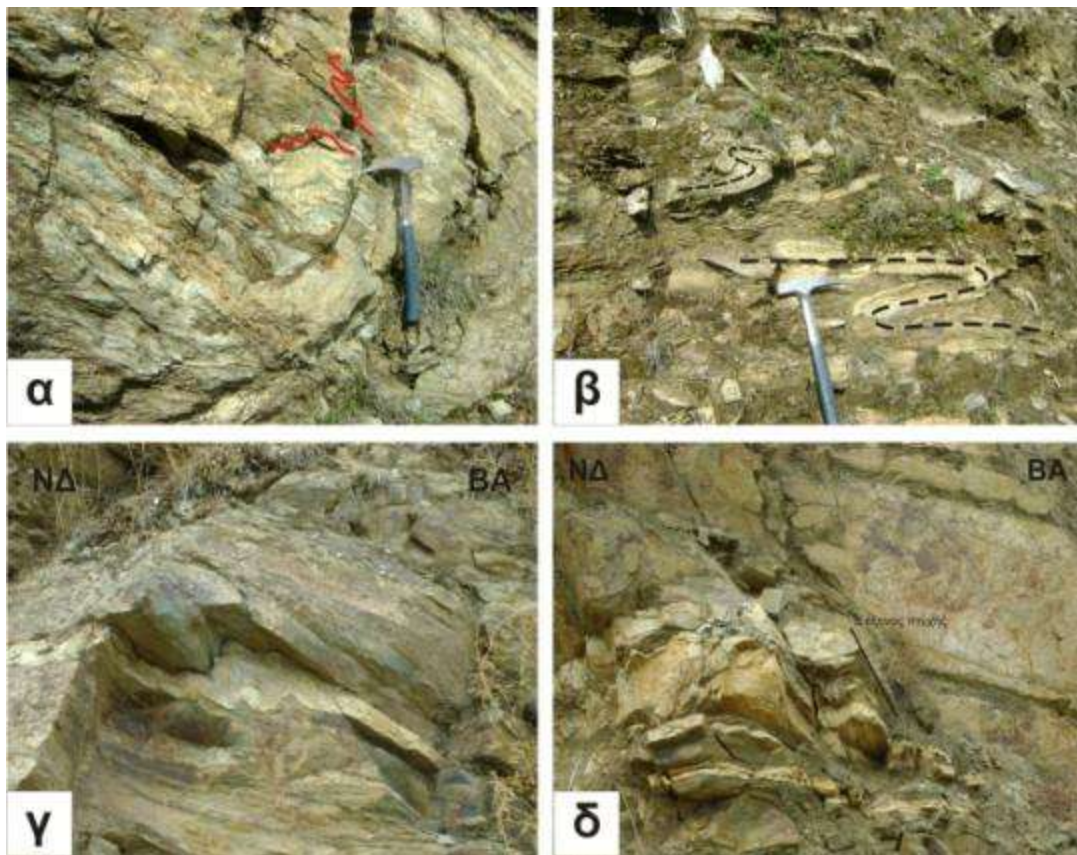
Εικόνα 32. Δείκτες κινηματικής μέσα στον αμφιβολίτη, κοντά στη μονή Αγίας Τριάδας. (α) Γενική τομή με χαρακτηριστικές ζώνες διάτμησης, (β) S πτύχωση λόγω διάτμησης, (γ) boudinage χαλαζιακού υλικού, (δ) ζώνη έντονης διάτμησης με κίνηση το επάνω τέμαχος προς Δ, (ε) σ-πορφυροκλάστης, με κίνηση το επάνω τέμαχος προς ΝΔ, (στ) boudinage χαλαζιακού υλικού.



Εικόνα 33. Ζώνες διάτμησης που κόβουν την σχιστότητα. (α) Αμφιβολίτης κάτω από το χωριό Λιβιάδι, (β) οφιόλιθος δυτικά του χωριού Φτέρη.



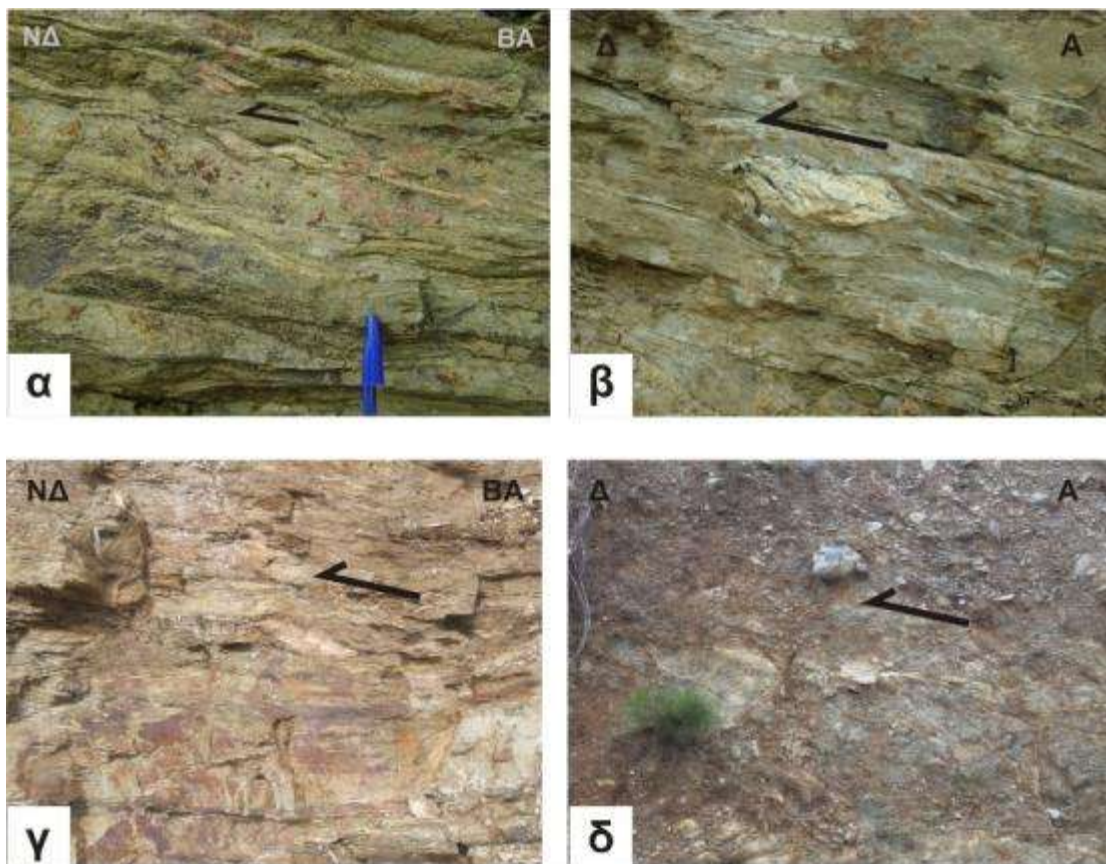
Εικόνα 34. Πτύχωση των οφιολίθων, δυτικά του χωριού Φτέρη. (Δεξιά) Sheath πτυχή με οφθαλμοειδή εμφάνιση.



Εικόνα 35. Ισοκλινείς πτυχές μέσα στον αμφιβολίτη που επηρεάστηκαν από την επόμενη ασύμμετρη πτύχωση (α και γ). Ισοκλινείς πτυχές τύπου S και Z (β). Ισοκλινής πτυχή με b-άξονα 260/80 (δ). Τομές κοντά στο χωριό Λιβιάδι.



Εικόνα 36. Ισοκλινείς πτυχές που έχουν επηρεαστεί από μια δεύτερη φάση ασύμμετρης πτύχωσης στην περιοχή μελέτης. Νότια του επαρχιακού δρόμου Λιβαδίου.



Εικόνα 37. Δείκτες κινηματικής μέσα στον αμφιβολίτη, δείχνουν κίνηση προς ΝΔ. (α και β) κοντά στο χωριό Λιβάδι, σ-κλάστης (β και γ), δ-κλάστης (δ), κοντά στην επώθηση Μαυρονηρίου, δυτικά του χωριού Φτέρη (γ και δ).



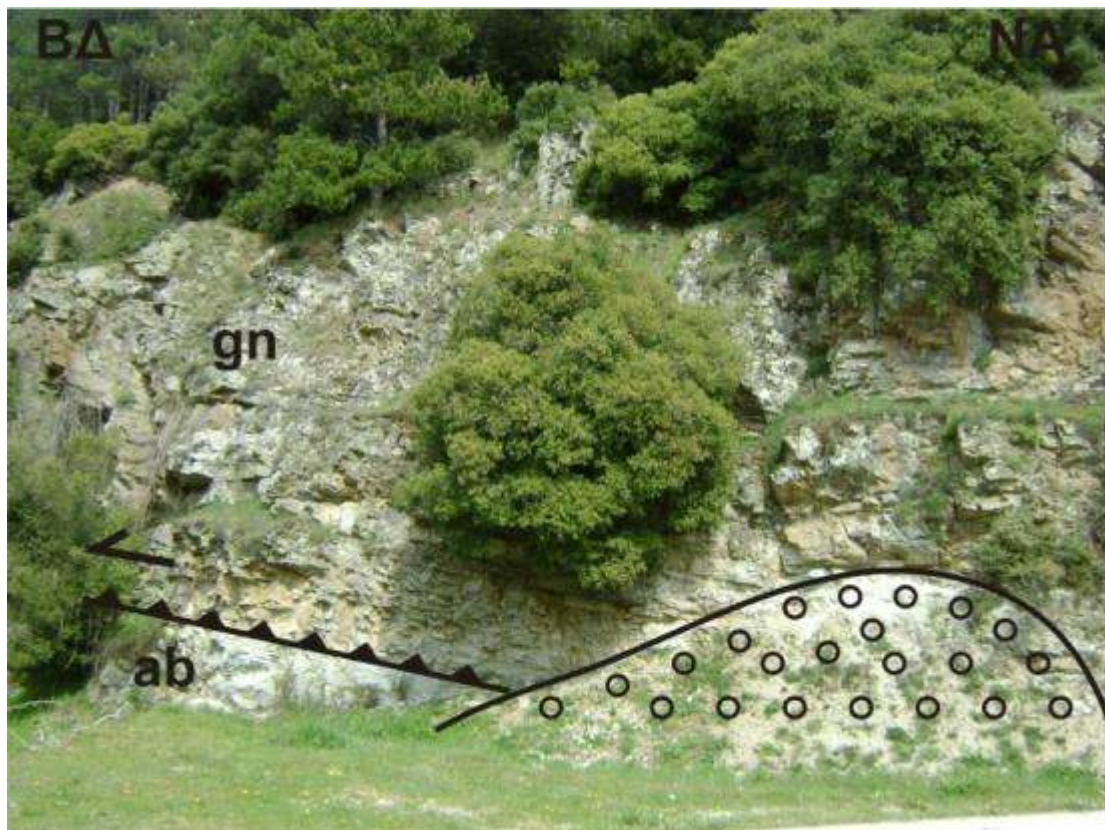
Εικόνα 38. Γράμμωση έκτασης στον σερπεντινίτη του Συμπλέγματος Λιβαδίου, με $L 60^{\circ}/15^{\circ}$. Επαρχιακός δρόμος Λιβαδίου.



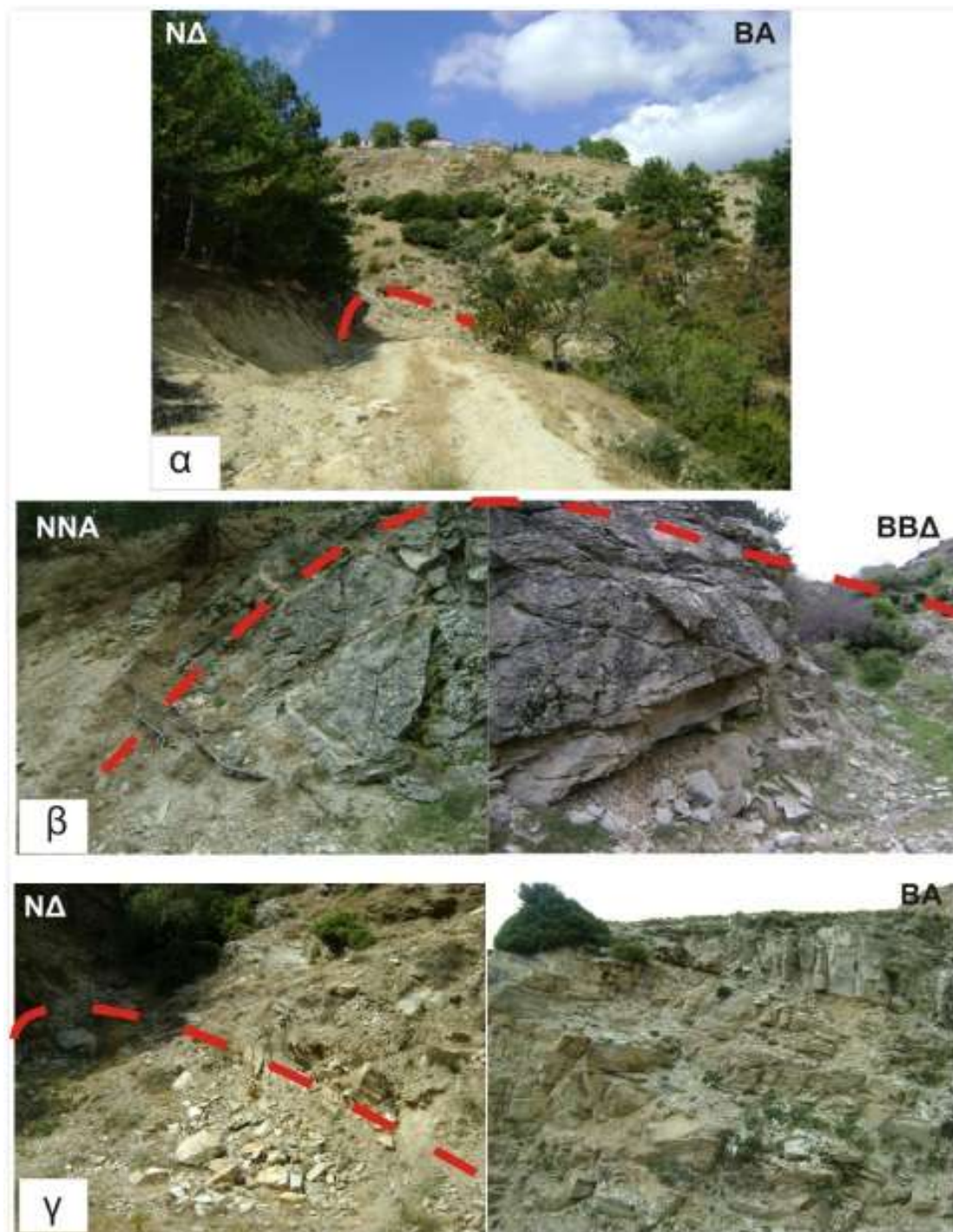
Εικόνα 39. Δείκτης κινηματικής σε οφθαλμοειδή γνεύσιο που σχετίζεται με το D_5 γεγονός. Βόρεια του χωριού Λιβαδί.



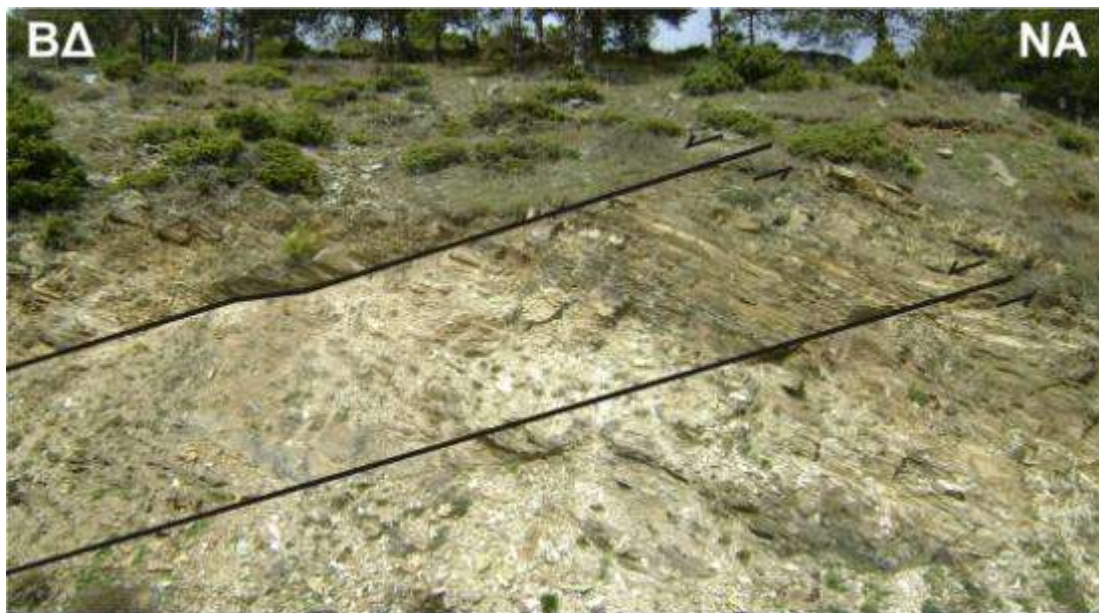
Εικόνα 40. Επώθηση των γνευσιών πάνω στους αμφιβολίτες, Ανατολικά του χωριού Λιβάδι.



Εικόνα 41. Επώθηση των γνευσιών πάνω στους αμφιβολίτες, νοτιοανατολικά του χωριού Λιβάδι.



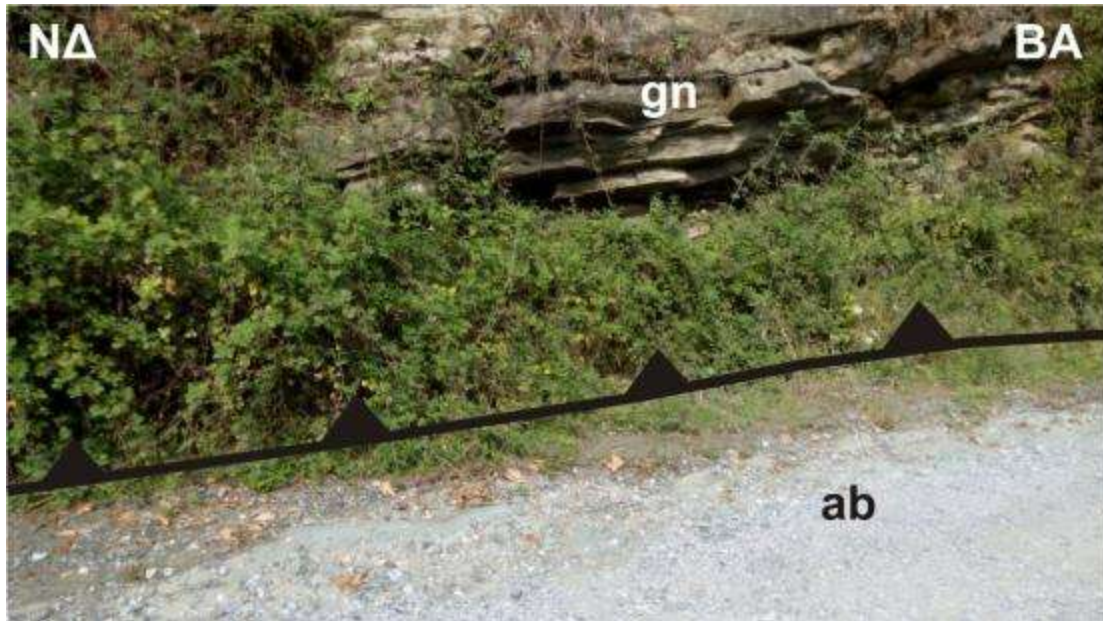
Εικόνα 42. Αντικλινική δομή των γνευσίων κάτω από το χωριό Λιβάδι (α). Αριστερή πτέρυγα $120^{\circ}/40^{\circ}$ (β) και δεξιά πτέρυγα $18^{\circ}/40^{\circ}$ (γ).



Εικόνα 43. Κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης που συνδέονται με το τελικό στάδιο του D_5 τεκτονικό γεγονός.



Εικόνα 44. Κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης επηρεάζουν πλαστικά τους αμφιβολίτες και συνδέονται με το τελικό στάδιο του D_5 τεκτονικού γεγονότος.

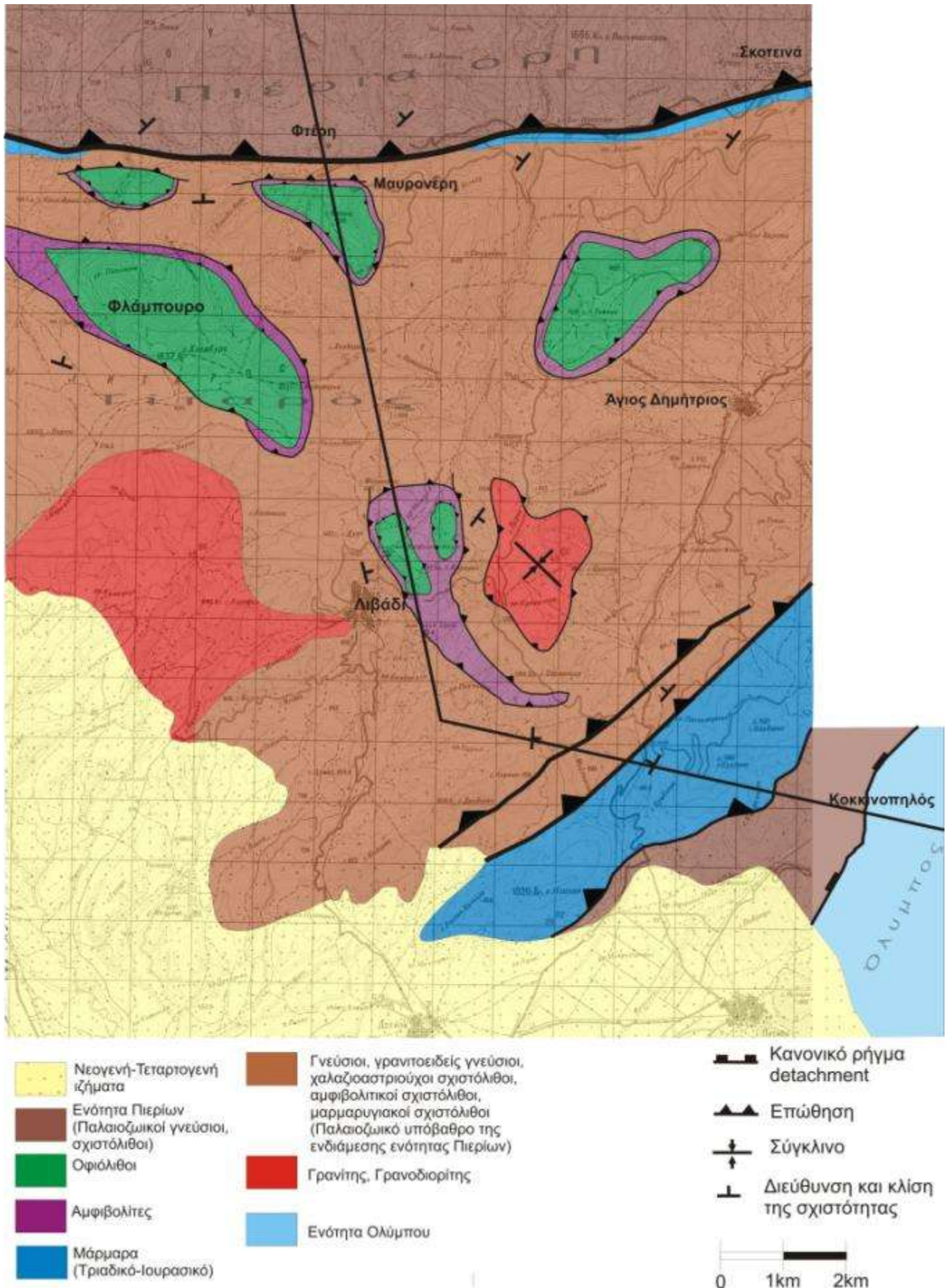


Εικόνα 45. Επώθηση Μαυρονερίου κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου Φτέρης-Σκοτεινών. Επάνω γνεύσιος της Ενότητας Περίων με $S 314^{\circ}/35^{\circ}$ και κάτω αμφιβολίτης της ενδιάμεσης Ενότητας Περίων (Infrapierien) με $S 322^{\circ}/30^{\circ}$.

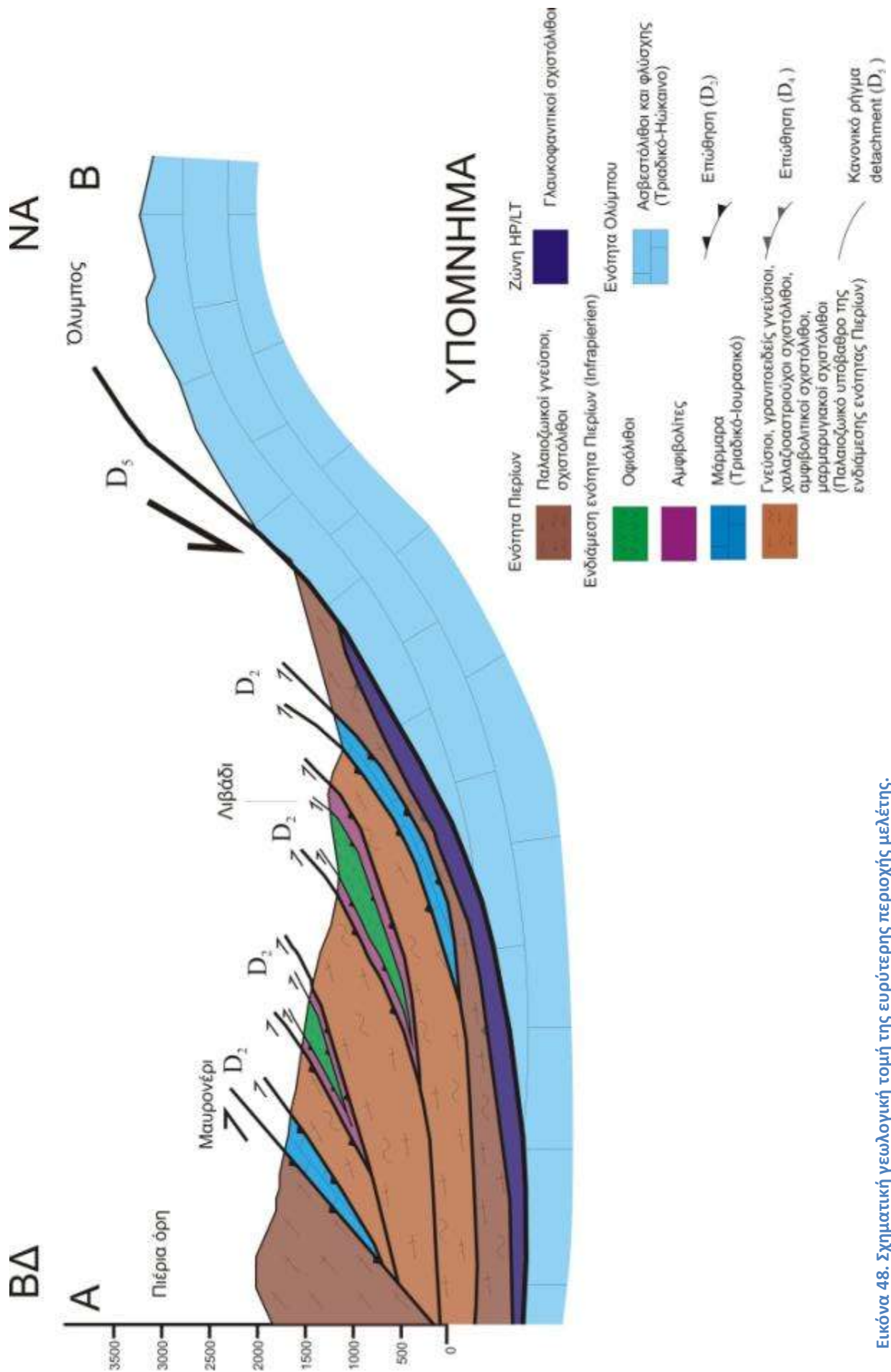


Εικόνα 46. Επώθηση των γνευσίων της ενδιάμεσης Ενότητας Περίων (Infrapierien) πάνω στα μάρμαρα της Ενότητας Περίων, στην εθνική οδό Κατερίνης-Ελασσώνας.

Τέλος, λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία που προαναφέρθηκαν, όπως παρατηρήσεις στο ύπαιθρο και δεδομένα από τις υπάρχουσες βιβλιογραφίες (Nance 1981, Schermer 1990 & 1993, Kiliyas et al. 2010), επισυνάπτεται ο παρακάτω γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής των Περίων και του Ολύμπου (εικόνα 47), καθώς και η γεωλογική τομή από τα Πιέρια όρη έως τον Όλυμπο (εικόνα 48).



Εικόνα 47. Γενικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 48. Σχηματική γεωλογική τομή της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Γ. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης έχει ως αντικείμενο τη γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωση, καθώς και την τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού καλύμματος με τα επωθημένα οφιολιθικά σώματα και τους αμφιβολίτες στην οροσειρά των Πιερίων, κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης.

Σύμφωνα με την υπάρχουσα βιβλιογραφία για τον ευρύτερο χώρο του Πελαγονικού καλύμματος και τις παρατηρήσεις μας στην περιοχή μελέτης (όπως περιγράφηκαν με λεπτομέρεια), η τοποθέτηση του οφιολιθικού συμπλέγματος του Λιβαδίου πάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο του Πελαγονικού καλύμματος έλαβε χώρα κατά το Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό (D_1) με μια κύρια κίνηση προς τα δυτικά και συνδέεται με ένα περιβάλλον σύγκλισης των ηπειρωτικών πλακών.

Η κύρια προς τα δυτικά κατεύθυνση κίνησης κατά τη διάρκεια του D_1 τεκτονικού γεγονότος δείχνει ότι το οφιολιθικό κάλυμμα που είναι τεκτονικά τοποθετημένο επάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα θα πρέπει να προέρχεται από μια ωκεάνια λεκάνη ανατολικά του Πελαγονικού καλύμματος, δηλαδή του ωκεανού της Νεοτηθύος (Αξιού).

Κατά τη διάρκεια του Άπτιου – Άλβιου (περίπου 110 – 95 Ma) κατά το Κάτω Κρητιδικό (D_2) η συμπίεση προκάλεσε την έντονη λεπίωση των σχηματισμών και την τεκτονική τοποθέτηση της Ενότητας Πιερίων επάνω στην ενδιάμεση Ενότητα Πιερίων (Infrapierien) κατά μήκος της επώθησης Μαυρονερίου και νοτιότερα επαναλαμβάνεται η τεκτονική τοποθέτηση της ενδιάμεσης Ενότητας Πιερίων (Infrapierien) επάνω στην Ενότητα Πιερίων (όπως φαίνεται στον γεωλογικό χάρτη, εικόνα 47, και στην γεωλογική τομή, εικόνα 48).

Την D_1 και D_2 συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και πάχυνση του φλοιού ακολούθησαν οι D_3 μικρής γωνίας κανονικές εκτατικές διακριτές μυλωνιτικές ζώνες διάτμησης κατά τη διάρκεια της Άνω Κρητιδικής περιόδου. Αυτές σχετίζονται με το σχηματισμό λεκανών και την ιζηματογένεση των νηριτικών ασβεστολίθων του Άνω Κρητιδικού και του Μαιστρίχιου έως Παλαιόκαινου φλύσχη, που αναπτύσσονται τοπικά πάνω στο Τριαδικό ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής και στους οφιολίθους.

Σχεδόν ταυτόχρονα με το D_3 εκτατικό γεγονός, στις πιο εξωτερικές δυτικές ενότητες, αναπτύσσεται μια έντονη συμπιεστική τεκτονική που συνδέεται με φαινόμενα τεκτονικών επωθήσεων και λεπιώσεων. Το αρχικό στάδιο της ανάπτυξης της εσωτερικής μεταμορφικής ζώνης υψηλής πίεσης, που στην περιοχή του Ολύμπου, σχετίζεται με μια ενδο-ηπειρωτική υποβύθιση και συμπίεση (Α-τύπου υποβύθιση, Schermer 1990), λαμβάνει χώρα σχεδόν ταυτόχρονα με αυτό το εκτατικό τεκτονικό γεγονός.

Οι D₄ επωθήσεις και η συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων κατά τη διάρκεια του Παλαιοκαίνου – Ηωκαίνου χαρακτηρίζονται από πολύ-χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση των επωθημένων τεμαχών και συνήθως περιορίζεται σε διακριτές ζώνες, στις ζώνες διάτμησης. Η παραμόρφωση εξελίσσεται ταυτόχρονα με τη συνεχιζόμενη υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού κάτω από τα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος και με την τελική ανάπτυξη της εσωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης στην περιοχή Ολύμπου-Όσσας (Godfriaux 1968, Katsikatsos et al. 1982, 1986, Schermer et al. 1990, Kiliias et al. 1991, Faupl et al. 1996, 2002, Lips et al. 1998), στο νησί της Εύβοιας (Katsikatsos 1977, Χυρολιάς et al. 2003), καθώς και στις Κυκλάδες (Dürr et al. 1978, Andriessen et al. 1979, Schliestedt et al. 1987). Κατά το τελικό στάδιο του D₄ τεκτονικού γεγονότος λαμβάνει χώρα η τελική τοποθέτηση του συμπλέγματος Λιβαδίου, καθώς και του Πελαγονικού καλύμματος και των Εσωτερικών Ελληνίδων πάνω στις Εξωτερικές Ελληνίδες.

Μετά το τέλος της D₄ συμπιεστικής τεκτονικής και την τοποθέτηση του Πελαγονικού καλύμματος πάνω στους σχηματισμούς της Ενότητας Ολύμπου, ακολούθησε παραμόρφωση κάτω από πλαστικές έως ημι-πλαστικές συνθήκες κατά μήκος κανονικών ζωνών διάτμησης μικρής γωνίας (D₅). Οι D₅ διατμητικές ζώνες στα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος και στην περιοχή μελέτης σχετίζονται με τον σχηματισμό των μυλονιτών έως υπερμυλονιτών. Ταυτόχρονα στα ανώτερα τμήματα του Πελαγονικού καλύμματος συμπεριλαμβανομένων και των επωθημένων οφιολιθικών σωμάτων, η παραμόρφωση είναι θραυσιγενής έως ημι-θραυσιγενής (Βόρας – Καϊμακτσαλαν) (Kiliias et al. 2010). Η σταθερή προς τα ΝΔ κανονική φορά της διάτμησης συνδέεται με υπο-οριζόντια έκταση και με διαφυγή σημαντικού πάχους πετρωμάτων με ΝΔ φορά κίνησης. Αυτή η έκταση σχετίζεται με μικρής γωνίας ρήγματα αποκόλλησης (detachment) και επομένως με την κατάρρευση της Πελαγονικής και των τεκτονικών επωθήσεων κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, καθώς και με την άνοδο και εκταφή των τεκτονικά βαθύτερων επιπέδων των Εξωτερικών Ελληνίδων (τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου – Όσσας). Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου συνεχίζεται η προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά φορά των Ελληνίδων (Schermer et al. 1990 & 1993, Sfeikos et al. 1991, Kiliias et al. 1991 & 2002). Στο τελικό στάδιο της D₅ εκτατικής τεκτονικής παρατηρούνται μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα που επηρεάζουν πλαστικά τους σχηματισμούς του Πελαγονικού καλύμματος.

Σχεδόν ταυτόχρονα ή λίγο μεταγενέστερα από το D₅ εκτατικό γεγονός, λαμβάνει χώρα ένα συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός (D'₅) σε ημι-πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης και κύρια κίνηση προς τα ΝΑ. Κατά το τελικό στάδιο της παραμόρφωσης το ορογενές έχει ανυψωθεί αρκετά μετά τη συσσώρευση των καλυμμάτων και επομένως εξελίχθηκε σε ψυχρότερες συνθήκες P/T.

Τέλος από το Μειόκαινο έως σήμερα, τα μεγάλης γωνίας κανονικά έως πλαγιο-κανονικά ρήγματα D₆ επηρεάζουν όλες τις τεκτονικές ενότητες και σειρές πετρωμάτων. Κατά το εκτατικό αυτό γεγονός σχηματίζονται οι Νεογενής λεκάνες.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης μελετά τη γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης του Πελαγονικού καλύμματος, στην οροσειρά των Πιερίων. Ο κύριος στόχος της διατριβής είναι η μελέτη των τεκτονικών στοιχείων στην ευρύτερη περιοχή του Λιβαδίου.

Η ανάλυση και κινηματική της παραμόρφωσης, καθώς και η σχέση τεκτονικής – μεταμόρφωσης σε συνδυασμό με υπάρχοντα γεωχρονολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα, στα πετρώματα του Πελαγονικού καλύμματος στην ευρύτερη περιοχή της οροσειράς Πιερίων, μας επιτρέπει να διαμορφώσουμε την γεωμετρία, κινηματική και ιστορία της παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης του Πελαγονικού καλύμματος κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης. Έτσι, από το Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό έως σήμερα αναγνωρίσαμε έξι τεκτονικά – παραμορφωτικά γεγονότα, $D_1 - D_6$, τα οποία σχετίζονται με την σύγκλιση της Απουλίας και Ευρωπαϊκής πλάκας κατά την Αλπική ορογένεση.

Κατά το Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό (D_1), έλαβε χώρα η τοποθέτηση του οφιολιθικού συμπλέγματος του Λιβαδίου με κύρια κίνηση προς τα δυτικά και συνδέεται με ένα περιβάλλον σύγκλισης των ηπειρωτικών πλακών. Κατά τη διάρκεια του Άπτιου – Άλβιου (περίπου 110 – 95 Ma) κατά το Κάτω Κρητιδικό (D_2) η συμπίεση προκάλεσε την έντονη λεπίωση των σχηματισμών. Ακολούθησαν οι D_3 μικρής γωνίας κανονικές διακριτές μυλονιτικές ζώνες διάτμησης κατά τη διάρκεια της Άνω Κρητιδικής περιόδου, που σχετίζονται με το σχηματισμό λεκανών.

Κατά τη διάρκεια Παλιοκαίνου – Ηωκαίνου λαμβάνει χώρα η συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων (D_4). Κατά το τελικό στάδιο του D_4 τεκτονικού γεγονότος λαμβάνει χώρα η τελική τοποθέτηση του συμπλέγματος Λιβαδίου, καθώς και του Πελαγονικού καλύμματος και των Εσωτερικών Ελληνίδων πάνω στις Εξωτερικές Ελληνίδες.

Ακολουθεί παραμόρφωση κάτω από πλαστικές έως ημι-πλαστικές συνθήκες κατά μήκος κανονικών ζωνών διάτμησης μικρής γωνίας (D_5). Οι D_5 διατμητικές ζώνες στα βαθύτερα τεκτονικά επίπεδα του Πελαγονικού καλύμματος και στην περιοχή μελέτης σχετίζονται με τον σχηματισμό των μυλονιτών έως υπερμυλονιτών. Η σταθερή προς τα ΝΔ κανονική φορά της διάτμησης συνδέεται με υπο-οριζόντια έκταση και με διαφυγή σημαντικού πάχους πετρωμάτων με ΝΔ φορά κίνησης. Αυτή η έκταση σχετίζεται με μικρής γωνίας ρήγματα αποκόλλησης (detachment) και επομένως με την κατάρρευση της Πελαγονικής και των τεκτονικών επωθήσεων κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, καθώς και με την άνοδο και εκταφή των τεκτονικά βαθύτερων επιπέδων των Εξωτερικών Ελληνίδων (τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου – Όσσας). Το τελικό στάδιο της D_5 εκτατικής τεκτονικής παρατηρούνται μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα που επηρεάζουν πλαστικά τους σχηματισμούς του Πελαγονικού καλύμματος. Σχεδόν ταυτόχρονα ή λίγο μεταγενέστερα από το D_5 εκτατικό γεγονός, λαμβάνει χώρα ένα συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός (D'_5) σε ημι-πλαστικές συνθήκες

παραμόρφωσης και κύρια κίνηση προς τα ΝΑ.

Τέλος από το Μειόκαινο έως σήμερα, τα μεγάλης γωνίας κανονικά έως πλαγιο-κανονικά ρήγματα D_6 επηρεάζουν όλες τις τεκτονικές ενότητες και σειρές πετρωμάτων, με σχηματισμό Νεογενών λεκανών.

SUMMARY

The following Master Thesis investigates the geometry and kinematics deformation of the Pelagonian nappe, in Pieria Mountain. The main theme of this paper is the investigation of the structural evidence in Livadi area.

Analysis and kinematics of deformation, and the relationship of tectonic – metamorphic combined with geochronological and stratigraphic data found in the rocks of Pelagonian nappe, in Pieria Mountain, allows us to understand the geometry, kinematics and history of deformation-metamorphism of the Pelagonian nappe during the Alpine orogeny. Therefore, from Late Jurassic – Early Cretaceous to present, we distinguished six different tectonical – deformational events, $D_1 – D_6$, which are strictly connected to the convergence of the Apoulian and European plate during the Alpine orogeny.

During Late Jurassic – Early Cretaceous (D_1), starts the emplacement of ophiolite Livadi complex, with a general W-trend, associated with continental plate convergence . During Aptian – Albian (between 110 to 95 Ma) in Early Cretaceous (D_2), the compression caused intensified imbrication of these tectonic units. The D_3 low angle normal mylonitic shear zones appeared at Late Cretaceous and are linked with basin formation.

During Paleocene – Eocene, the stacking of tectonic nappes (D_4) takes place. At the last stages of this D_4 tectonic event is when Livadi complex is finally emplaced. This event is a microscale of the general movement of the Pelagonian nappe and the Internal Hellenides upon the External Hellenides.

At the same time, deformation under ductile to semiductile conditions goes on, along low angle shear zones (D_5). The D_5 shear zones, found in the deeper levels of the Pelagonian napp, as well as in the study area, are associated with the formation of mylonitic – ultramylonitic rocks. The normal direction of the shear appeared (SSW) , is linked with subhorizontal extension. This extension is tied with low angle detachment faults and therefore, with the collapse of Pelagonian nappe and thrust sheets, occurred in Oligocene – Miocene. Moreover, it is connected with the unroofing and exhumation of tectonically deeper levels of External Hellenides (Olympos – Ossa windows). At the late stage of D_5 external tectonic event, low angle normal faults seem to occur, which affect all the units of Pelagonian nappe. Simultaneously, a compression tectonic event (D'_5) took place under semi-ductile conditions, with main movement from top-to-the SE.

Finally, from Miocene to nowadays , high angle normal and strike-slip faults (D_6) were formed and affect all these previous structures and rock units. The

existence of these faults is the main cause of the formation of many Neogene basins in these areas.

Δ. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Αυγερινάς Α., Κίλιας Α., Κορωναίος Α., Μουντράκης Δ., Frisch W., Dunkl L. & Most T. (2001). Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (Δυτικό τμήμα οροσειράς Βόρα, Μακεδονία, Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 34, 129-136.
- Αυγερινάς Α. (2014). Ανάλυση της παραμόρφωσης και κινηματικής της Πελαγονικής ζώνης στη βόρεια Ελλάδα. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Σχολή Θετικών Επιστημών, τμήμα Γεωλογίας, Διδακτορική Διατριβή.
- Βουδή Δ., Προφήτης Ε., Ζαχαριάδης Π., Κωστόπουλος Δ., Μπαλατζής Ε., και Χατζηθεοδωρίδης Ε. (2007). Petrology, geochemistry and geotectonic setting of the Titaros ophiolite and associated Pelagonian basement rocks in the area NW of Mt. Olympus, Greece. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας τομ. XXXX, 2007, σελ. 676-689.. Πρακτικά 11^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα.
- Κατριβάνος Ε., Κίλιας Α., Μουντράκης Δ. (2013). Kinematics of deformation and structural evolution of Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 269/2 (2013), 149–171 Article Stuttgart, August 2013.
- Κατσιαβρία Ν. & Τριανταφύλλη Ε. (1985). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος. Φύλλο Λιβάδιον, κλίμακα 1:50.000. Ι.Γ.Μ.Ε. Αθήνα.
- Κίλιας Α. (1995). Tectonic evolution of the Olympus-Ossa Mountains: emplacement of the blueschists Unit in Eastern Thessaly and exhumation of Olympus-Ossa Carbonate dome as a result of Tertiary extension (Central Greece). Mineral Wealth. 96, 7-22.
- Κίλιας Α., Κασσελάς Γ., Νάστος Γ. (1990). Quartz C-axis fabrics as a kinematic indicator of sense of nappe emplacement – An example from the N.E. Pieria mountain area (Greece). Θεσσαλονίκη.
- Κίλιας Α., Μουντράκης Δ. (1985). Das "Rizomata Fenster" im nordöstlichen Pieria-Gebirge. Neue Daten zur geologischen Grenze der Pelagonischen und der Axios-Zone in Griechenland. Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie Monatshefte, 4, 248-256.
- Κίλιας Α., Μουντράκης Δ. (1987). Zum tektonischen Bau der Zentral-Pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N. Griechenland). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 138, 211-237.
- Κίλιας Α., Μουντράκης Δ. (1989). Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής, τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. Ελληνική Γεωλογική Εταιρεία, τομ. XXIII/1, σελ. 29-46. Αθήνα.
- Κίλιας Α., Τρανός Μ., Orozco M., Alonso-Chaves F. M., Soto J. I. (2002). Extensional collapse of the Hellenides: A review. Rev. Soc. Geol. Espania, 15 (3-4), page 129-139.
- Κίλιας Α., Φαλαλάκης Γ., Σφέικος Α., Παπαδημητρίου Ε., Βαμβακά Α. & Γκαρλαούνη Χ. (2013). The Thrace basin in the Rhodope province of Ne Greece a Tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. Tectonophysics, 595-596, 90-105.
- Κίλιας Α., Φασσουλάς Χ., Πρινωτάκης Μ., Frisch W. & Σφέικος Α. (1991). Deformation and HP/LT metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea W. Thessaly, N. Greece). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 142, 87-96.
- Κίλιας Α., Frisch W., Ratschbacher L. & Σφέικος Α. (1991). Η τεκτονική εξέλιξη και οι P-T συνθήκες μεταμόρφωσης των «Κυανοσχιστολίθων» της ανατολικής Θεσσαλίας (Βόρεια/Κεντρική Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας. 25, 81-99.

- Κίλιας Α., Frisch W., Αυγερινός Α., Dunkl I., Φαλαλάκης Γ., Gawlick H. (2010). Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. *Austrian journal of earth sciences*, vol. 103/1, page 4-28. Vienna.
- Κορωνάιος Α., Κίλιας Α. Αυγερινός Α. (2013). Hercynian pluton rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance. *International Geology Review*.
- Λοζιου Σ. Γ. (2002-2003). Εισαγωγή στη μικροτεκτονική. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Μουντράκης Δ. (1986). The Pelagonian Zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Journal of Geology*. 94, 335–347.
- Μουντράκης Δ., Κίλιας Α., Παυλίδης Σ., Πάτρας Δ. & Σπυρόπουλος Ν. (1987). Structural geology of the Internal Hellenides and their role to the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"*, 23/4, 147-161.
- Μπατσά Α. (2011). Τεκτονική εξέλιξη της περιοχής Ροδιανής, Δυτική Μακεδονία. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Σχολή Θετικών Επιστημών, τμήμα Γεωλογίας, Διατριβή Ειδίκευσης.
- Μπόσκος Ε., Μπαζιώτης Ι., Krohe A. (2010). Record of two alpine high-P metamorphic events in the Titarow ophiolite complex of the Pelagonian zone (Greece). *Proceedings of the XIX CBGA Congress*, volume 99, page 289-298. Θεσσαλονίκη.
- Ξυπολιάς Π., Κοκκαλάς Σ. & Σκουρλής Κ. (2003). Upward extrusion and subsequent transpression as a possible mechanism for the exhumation of HP/LT rocks in Evia Island (Aegean Sea, Greece). *Journal of Geodynamics*. 35, 303-320.
- Παπανικολάου Δ. (2009). Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108, 262-280.
- Παπανικολάου Δ. (2013). Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*. 595–596, 1–24.
- Σπυρίδης Α.- Κουτάλου Β (Ο.Ε.-'ΥΕΤΟΣ'), Πετλέρος Β, Λίονης Μ, Λεβογιάννης Μ. (2012). Αποτελέσματα λεκάνης Τιταρήσιου. Υπουργείο αγροτικής ανάπτυξης και τροφίμων.
- Σπυρίδου Ε. (2011). Γεωλογική μελέτη της ευρύτερης περιοχής Λιβαδίου. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Σχολή Θετικών Επιστημών, τμήμα Γεωλογίας, Διπλωματική Εργασία.
- Σφέικος Α., Boehringher Ch., Frisch W., Κίλιας Α. & Ratschbacher L. (1991). Kinematics of Pelagonian nappes in the Kranea area, North Thessaly, Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece*. 25, 101-115.
- Φαλαλάκης Γ. (2004). Κινηματική ανάλυση και παραμόρφωση στο όριο των κρυσταλλωσιστωδών μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης (όρη Κερκίνης, Βροντούς – Μακεδονία). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Σχολή Θετικών Επιστημών, τμήμα Γεωλογίας, Διδακτορική Διατριβή.

Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Andriessen P.A.M, Boerlrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Priem H.N.A., Verdurmen E.A.T. & Verschure R.H. (1979). Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69, 215-225.
- Barton C.M. (1975). Mount Olympos, Greece: new light on an old window. *Journal of Geological Society of London*. 18, 253-258.

- Barton C.M. (1976). The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE Greece. *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 7, 253-258.
- Berhman J. H. & Platt J.P. (1982). Sense of nappe emplacement from quartz C-axis fabrics, an example from the Betic cordilleres (Spain). *Earth Planetary Science Letters*. Amsterdam. 59, 208-215.
- Bernouli D. & Laubscher H. (1972). The palinspatic problem of the Hellenides. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 65, 107-118.
- Bortolotti V., Marroni M., Pandolfi L. & Principi G. (2005). Mesozoic and Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *The Island Arc*. 14, 471-493.
- Brown S.A.M. & Robertson A.H.F. (2004). Evidence for the Neotethys ocean rooted in the Vardar zone: evidence from the Voras Mountains, NW Greece. *Tectonophysics*, 381, 142-173.
- Burchfiel B.C. (1980). Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*. 63, 31-61.
- Dercourt J. (1972). The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, 709-743.
- Dérycke F. & Godfriaux I. (1978). Découverte de micrifaunes paléogènes dans le flysch métamorphique de Spilia (Ossa, Grèce). *Compte Rendu de l' Academie des Sciences (Paris)*. 286, 555-558.
- Dürr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M. & Seidel E. (1978). The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Closs, H., Roeder, D., & Schmidt, K. (eds), *Alps, Appenines and Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, 455-476.
- Economou M., Dimou E., Economou G., Migiros G., Vacondios I., Grivas E., Rassios A. & Dabitzias S. (1986). Chromite deposits of Greece. In Karamata S. (ed.), *UNESCO's IGCP 197: Project "Metallogeny of Ophiolites"*, Theophrastus, Athens, 129-159.
- Faupl P., Pavlopoulos A., Wagreeich M. & Migiros G. (1996). Pre- Tertiary blueschist terrains in the Hellenides: evidence from detrital minerals of flysch successions. *Terra Nova* 8, 186–190.
- Faupl P., Petrakakis K., Migiros G. & Pavlopoulos A. (2002). Detrital blue amphiboles from the western Othrys Mountain and their relationship to the blueschist terrains. *International Journal of Earth Sciences*. 91, 433-444.
- Frisch W., Meschede M., Blakey R. (2001). *Plate Tectonics*. Springer Heidelberg. 1-212.
- Godfriaux I. (1968). Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 19, 1-271.
- Heilbronner R., Tullis J. (2002). The effect of static annealing on microstructures and crystallographic preferred orientations of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear. In: De Meer S., Drury M.D., de Bresser J.H.P., Pennock G.M. (eds) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and future perspectives*. Special Publication 200, GSL. 191–218
- Hoxha L. (2001). The Jurassic-Cretaceous orogenic event and its effects in the exploration of sulphide ores, Albanian Ophiolites, Albania. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 94, 339-350.
- Jahn-awe, S., froitzheim, N., Nagel, T.J., Frei, D., Geor-Giev, N. & Pleuger, J. (2010): Structural and geochronological evidence for Paleogene thrusting in the western Rhodopes, SW Bulgaria: elements for a new tectonic model of the Rhodope Metamorphic Province. – *Tectonics*, 29: TC3008.
- Jacobshagen V., Duerr F., Kockel K., Kopp K.O., Kowalczyk G., Berckhemer H. & Buttner D. (1978). Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: H. Cloos, D.

Roeder and K. Schmidt (eds), Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 537-564.

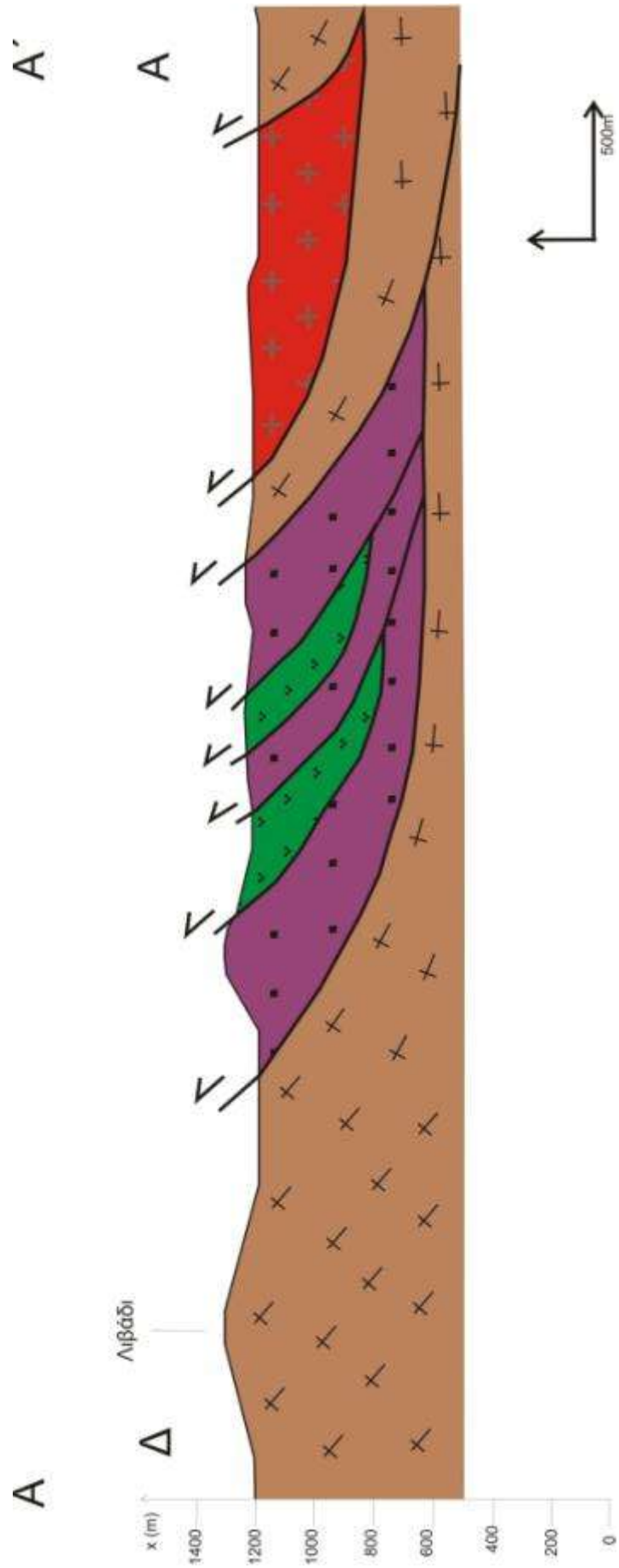
- Karamata S. (2006). The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwana and Eurasian units. In: A.H.F. Robertson & D. Mountrakis (eds), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society of London, Special Publication, 260, 373-412.
- Katsikatos G. (1977). La structure tectoniques d'Attique et de l'île d'Eubée. In: G. Kallergis, (ed.). Proceedings of the 6th colloquium on the geology of the Aegean region, Athens. 221-228.
- Katsikatos G., Migiros G. & Vidakis M. (1982). La structure géologique de la région de la Thessalie orientale, Greece. *Annale Societe Géologique du Nord*. 101, 177-188.
- Katsikatos G., Migiros G., Triantaphyllis M. & Mettos A. (1986). Geological structure of Internal Hellenides (E. Thessaly-SW Macedonia, Euboea-Attica-Northern Cyclades Islands and Lesvos). *I.G.M.E., Geol. and Geoph. Res., Special Issue*. 191-212.
- Lips A.L.W., White S.H. & Wijbrans J.R. (1998). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events; a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian zone, NW Aegean area Greece. *Tectonophysics*. 298, 133-153.
- Lister G.S. (1977). Crossed-girdle C-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics Amsterdam*. 39, 31-34.
- Lister G. S., Hobbs B. E. (1980). The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology, Oxford* 2, page 355-370.
- Lister G.S., Banga G. & Feenstra A. (1984). Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*. 12, 221-225.
- Mercier J.P., Vergely P. & Bebien J. (1975). Les ophiolites helléniques "Obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une océan téthysien ou d'une mer marginale peri-européenne? *Compte Rendue sommaire des Séances de ta Société Géologique de France*. 17, 108-112.
- Migiros G. (2006). Ultramafic sequences in the Hellenides. Mesozoic ophiolite belts on northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium, Belgrade – Banja Luka, May 3 – June 6, Proceedings, 88-92.
- Nance D. (1981). Tectonic history of a segment of the Pelagonian zone, northeastern Greece.
- Okudaira T., Takeshita T., Hara I., Ando J. (1995). A new estimate of the conditions for transition from basal to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*. 250, 31-46.
- Passchier C. & Trouw R. (1996). *Microtectonics*. Heidelberg: Springer-Verlag, p. 289.
- Passchier C., Trouw R. (2005). *Micro-tectonics*. Springer. Germany.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. (1983). *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain Analysis, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press.
- Rassios A. & Dilek Y. (2009). Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*. 108, 207-223.
- Rassios A. & Moores E.M. (2006). Heterogeneous mantle complex, crustal processes, and obduction kinematics in a unifold Pinodos-Vourinos ophiolitic slab. In: A.H.F. Robertson & D. Mountrakis (eds), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean region. Geological Society of London, Special Publication, 260, 237-266
- Robertson A.H.F. & Dixon J.E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (eds). *The*

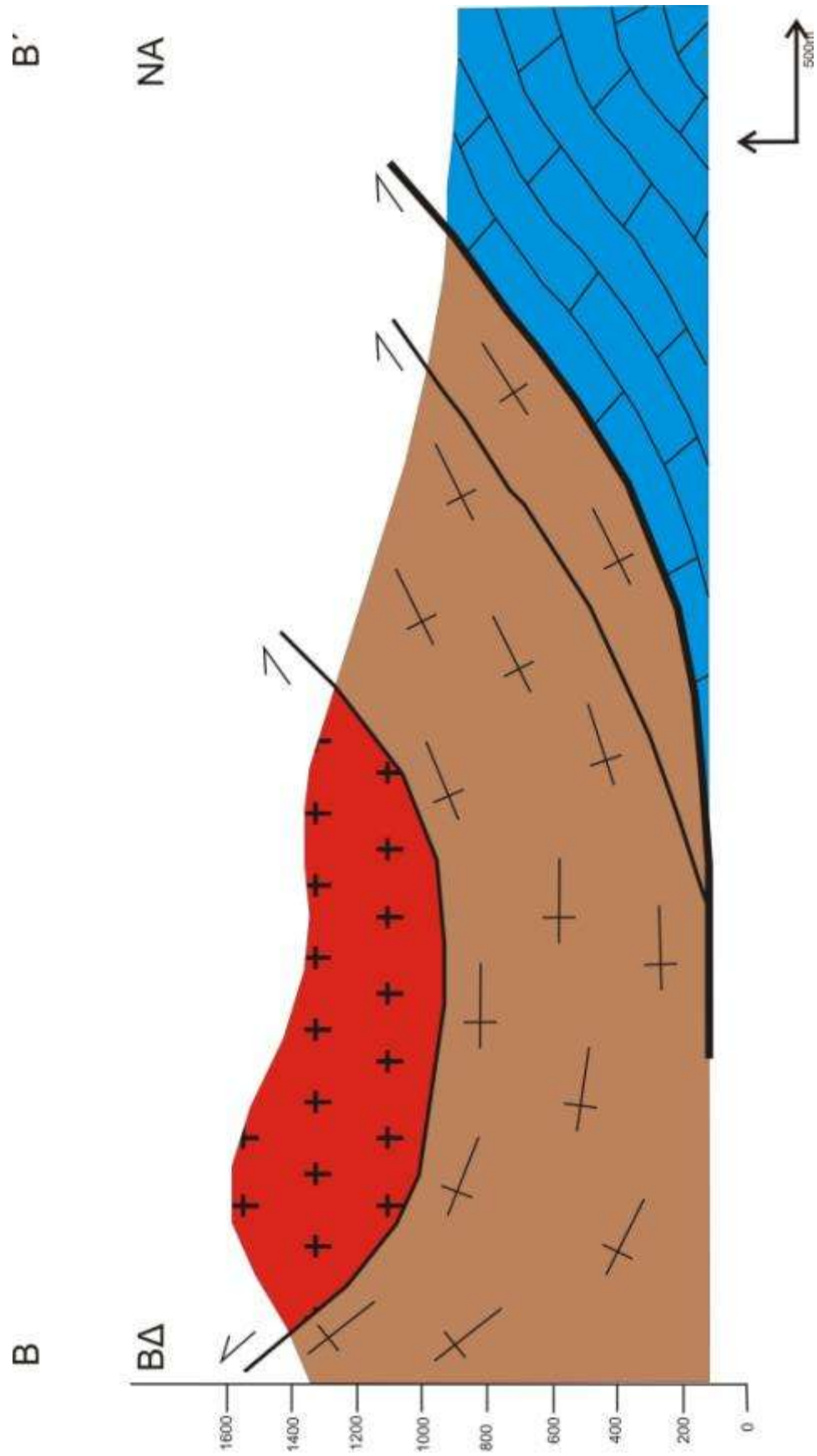
Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London, Special Publications. 17, 1-74.

- Robertson A.H.F. & Shallo M. (2000). Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*. 316, 197-214.
- Robertson A.H.F., Dixon J.E., Brown S., Collins A., Morris A., Pickett E., Sharp I., Ustaömer T. (1996). Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic – Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean. In: Morris, A., & Tarling, D.H. (Eds.), *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. Geological Society of London, Special Publications, 105, 239– 263.
- Schermer E. (1990). Mechanisms of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount Olympus region, Greece. *Geology* vol. 18, page 1130-1133,
- Schermer E. (1993). Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny, Mt. Olympus region, Greece. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, Nos 3-5, page 571-591, 1993. (Great Britain).
- Schliestedt M., Altherr R. & Mattheus A. (1987). Evolution of the Cycladic Crystalline complex: Petrology, isotope geochemistry and geochronology. In: H.C. Helgeson (ed.), *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. NATO ASI Series 218C, D. Reidel, Dordrecht. 389-428.
- Schmid S. & Casey M. (1986). Complete fabrics analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *Geophysical Monograph American Geophysical Union*. Washington. 36, 1-48.
- Schmid S., Bernoulli D., Fuegenschuh B., Metenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M. & Ustaszewski K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139-183.
- Sengör A.M.C. (1984). The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Papers*, 195, 74.
- Sharp I.R. & Robertson A.H.F. (2006). Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. In: A.H.F. Robertson & D. Mountrakis (eds), *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society of London, Special Publication. 260, 373-412.
- Simpson C. & Schmid S.M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*. 94, 1281–1288.
- Smith A.G. (1971). Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2039-2070.
- Smith A.G. & Moores E.M. (1974). The Hellenides. In *Data for orogenic studies: Mesozoic – Cenozoic orogenic belts*. Edited by A.M. Spencer. Geological Society of London, Special Publication No.4. 154-185.
- Stampfli G.M. & Borel G.D. (2001). Plate tectonic reconstructions of the Tethys. In: Stampfli G.M., Borel G.D., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A. (Eds), *The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain*. European Geophysical Society, CD-Rom.
- Stampfli G.M. & Borel G.D. (2002). A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*. 199, 17-33.
- Takeshita T., Wenk H.R., Lebensohn R. (1999). Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite; comparison of natural data and simulated results. *Tectonophysics*. 312, 133–155.

- Tullis J. (1977). Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*. 39, 87–102.
- Vergely P. (1984). *Tectoniques des ophiolites dans les Hellénides Internes deformation, metamorphisms et phenomenes sédimentaires. Consequences sur l' evolution des region Téthysiennes Occidentales*. PhD Thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, p560.
- White S.H., Bretan P.G. & Rutter E.H. (1986). Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 317A, 81-97.
- Yarwood G.A. & Aftalion M. (1976). Field relations and U/Pb geochronology of a granite from the Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bulletin de la Societe Geologique France*. 18/2, 259-264.
- Yarwood G.A. & Dixon J.E. (1977). Lower Cretaceous and younger thrusting in the Pelagonian rocks of the High Pieria, Greece. In: Kallergis (ed.). *Proceedings of the 6th colloquium on the geology of the Aegean region, Athens*. 269-280.
- Zimmerman J.Jr. & Ross J.V. (1976). Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece: Discussion and reply. *Bulletin of Geological Society of America*. 90, 126-128.
- www.inthssaly.gr
- www.elassona.com.gr
- www.geodata.gov.gr.
- maps.google.com

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ






ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΜΕΤΑ-ΑΛΠΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

 Νεογενή-Τεταρτογενή
ιζήματα


ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟ ΚΑΛΥΜΜΑ ΑΛΠΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ


 Μάρμαρα
(Τριαδικό-Ιουρασικό)


 Οφιόλιθοι

 Αμφιβολίτες

ΠΡΟ-ΑΛΠΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

 Γνεύσιοι, γρανιτοειδείς γνεύσιοι,
χαλαζιοαστριούχοι σχιστόλιθοι,
αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι,
μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι
(Παλαιοζωικό υπόβαθρο της
ενδιάμεσης ενότητας Περίων)


 Ενότητα Περίων
(Παλαιοζωικοί γνεύσιοι,
σχιστόλιθοι)

 Γρανίτης, Γρανοδιορίτης

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

 Γεωλογικό όριο

 Επώθηση

 Διεύθυνση και κλίση
της σχιστότητας

 D₂ συμπίεση

 D₃ συμπίεση